Zeitschrift: Archives des sciences [1948-1980]

Herausgeber: Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève

Band: 25 (1972)

Heft: 1

Artikel: Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes) : évolution métamorphique

Autor: Gay, Marc

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-739367

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 01.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

LE MASSIF D'AMBIN ET SON CADRE DE SCHISTES LUSTRÉS (ALPES FRANCO-ITALIENNES).

ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE

PAR

Marc GAY

SOMMAIRE

Résumé 6

I. Introduction 6

II. Les minéraux et leurs relations 7

A. Introduction 7
B. Quartz 7
C. Microcline 10
D. Plagioclases 11
E. Micas blancs 15
F. Biotites 19
G. Stilpnomélane 24
H. Talc 25
I. Chlorites 25
J. Serpentines 32
K. Pyroxènes 33
L. Amphiboles 37
M. Deerite 47
N. Chloritoïde 48
O. Epidotes 51
P. Lawsonite 56
Q. Pumpellyite 59
R. Grenats 59
S. Carbonates 62
T. Sulfates 65
U. Sphène et rutile 65
V. Minerais 68
W. Minéraux accessoires 70
X. Résumé et conclusion 72

III. L'ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ALPINE ET SES FACTEURS 76

A. Introduction 76
B. Albite 76
C. Phyllosilicates 77
D. Pyroxènes 79
E. Amphiboles 81
F. Silicates d'aluminium et de calcium 85
G. Chloritoïde 86
H. Grenat 87
I. Carbonates 87
J. Sulfates 89
K. Sphène. Oxydes de fer et de titane 89
L. Conclusion 90

1. Intervalle des températures 90
2. Intervalle des pressions 90
3. Variations de température et de pression 92
4. Rôle de la phase fluide 92

IV. RÉSUMÉ ET CONCLUSION 93

A. Le métamorphisme hercynien 93
B. Le métamorphisme alpin dans le massif d'Ambin 93
C. Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes 94
D. Causes du métamorphisme alpin 95

RÉSUMÉ

A la lumière des connaissances théoriques et expérimentales, on déduit de la répartition des minéraux et de leurs relations génétiques, les conclusions suivantes.

Les formations les plus profondes, celles du groupe de la Clarea, gardent les traces d'un métamorphisme antéalpin, probablement hercynien, qui s'est produit dans les conditions du faciès amphibolites.

L'ensemble des formations a subi un métamorphisme alpin, essentiellement topochimique, dont le « climat » ne changeait pas de façon appréciable dans l'espace considéré, mais se modifiait de façon importante et tout à fait progressive dans le temps: l'équilibre tendait à s'établir dans les conditions du faciès schistes verts, après une période initiale caractérisée par la formation du glaucophane aux côtés de l'épidote (ou accidentellement de la lawsonite); l'hétérogénéité de la réaction reflète simplement les variations des pressions fluides. Ce métamorphisme est une conséquence de l'accumulation des sédiments dans le géosynclinal alpin, pendant la phase cataorogénique; son évolution paraît due principalement à une diminution de la pression totale sous l'effet d'une dissipation des contraintes tectoniques. L'analyse structurale (développée dans un prochain article) montre en effet que la recristallisation est antérieure à la tectonique de grande amplitude; elle s'est produite au moment où commençait la déformation plastique.

I. INTRODUCTION

Ce travail est fondé sur les résultats d'une étude stratigraphique, pétrographique et pétrochimique, présentée dans une publication précédente (Gay, 1970) dont le tableau 1 rappelle les conclusions essentielles. Il a pour objet de déterminer la nature

et les facteurs des transformations minéralogiques et éventuellement chimiques occasionnées par le métamorphisme alpin, et accessoirement par le métamorphisme plus ancien, déjà mis en évidence dans le groupe de la Clarea.

II. LES MINÉRAUX ET LEURS RELATIONS

A. Introduction

Les diverses espèces sont considérées successivement dans un ordre arbitraire et étudiées du triple point de vue des caractères spécifiques, de la répartition dans l'espace et des relations avec les minéraux contemporains ou postérieurs.

Les propriétés optiques simples ont été déterminées à l'aide de la platine universelle, en lumière blanche ou monochromatique ($\lambda = 589$ mμ), les indices de réfraction grâce à une technique appliquant le principe de la dispersion chromatique. Les investigations radiocristallographiques ont mis en jeu un appareillage Philips: diffractomètre à compteur de Geiger et chambre Debye-Scherrer de 114,8 mm de diamètre. Quant aux analyses chimiques, elles ont été réalisées suivant la méthode par voie humide en usage au laboratoire de Lyon (voir notamment P. Davoine, 1967), et parfois avec le microanalyseur à sonde électronique Cameca de l'Ecole des mines de Saint-Etienne (Davoine et Poyet, 1970); on peut considérer que le matériel utilisé dans le premier cas était pur, en dehors de quelques exceptions qui seront mentionnées le moment venu.

B. Quartz

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Quartz détritique*

Il subsiste dans toutes les formations sédimentaires depuis le groupe d'Ambin jusqu'aux calcschistes inclus. Sa présence peut se manifester par une hétérogénéité granulaire, spécialement lorsque les éléments mono ou polycristallins sont noyés dans une matrice plus fine; elle peut encore être révélée par une forme esquilleuse ou arrondie, épargnée par la recristallisation, ou préservée en filigrane par un ciment de nature différente (phyllites, aegyrine, tourmaline, hématite). Dans le groupe d'Etache, les golfes de corrosion de certains éléments quartzeux témoignant d'une origine rhyolitique.

b. *Quartz de recristallisation métamorphique*

La recristallisation se traduit par une jonction des individus qui restent en général modérément engrenés; en outre, dans les termes les plus siliceux, le quartz

TABLEAU 1. — *Synopsis stratigraphique* (Gay, 1970)

	Lithologie actuelle	Lithologie initiale	Age proposé
Série des Schistes lustrés	Fond de calcschistes. Micaschistes albitiques. Métabasites, prasinites et glaucophanites. Serpentinites.	Marnes. Tufs acides. Gabbros, dolérites et laves en coussins. Péridotites et serpentinites.	Tertiaire
	Contact tectonique		
Ensemble calcareo-dolomitique et salifère	Fond d'anhydrite, gypse et cargneules. Métagrès, schistes sériciteux et dolomies.	Anhydrite. Grès fins, pélites et dolomies.	Keuper
	Contact tectonique		
	Calcschistes noirs. Marbres chloriteux. Brèches blanches. Calcaires marmoréens phylliteux et brèches noirs. Calcaires et dolomies massifs. Schistes verts, dolomies gréseuses, calcschistes et brèches noirs.	Marnes. Calcaires marneux. Brèches calcareo-dolomitiques. Calcaires marneux et brèches calcareo-dolomitiques. Calcaires et dolomies. Argilites, dolomies gréseuses, calcaires et brèches calcareo-dolomitiques.	Eocène Crétacé sup. Paléocène Malm Lias Trias moyen Werfénien
Quartzites	Quartzites ayant accidentellement à leur sommet un ciment d'aegyrine.	Grès quartzeux localement cimentés par du sel, à leur sommet.	Werfénien
	Faible discordance		D. palatine
Groupe d'Etache	Alternance de métaconglomérats et de schistes sériciteux.	Conglomérats fins et pélites micacées.	Néopermien
	Faible discordance		D. saalienne
Groupe d'Ambin	Fond de micaschistes albitiques à horizons de métaconglomérats (à la base notamment). Leptynites alcalies. Prasinites et glaucophanites.	Grès et conglomérats grossiers. Tufs rhyolitiques. Tufs ou sills basiques.	Stéphano-permien
	Forte discordance		D asturienne ou sudète
Groupe de la Clarea	Fond de micaschistes albitiques, et de gneiss rélictuels. Amphibolites partiellement transformées en glaucophanites et prasinites. (Faciès polymétamorphiques).	Grauwackes. Tufs ou coulées basiques.	Anténamurien

est exsudé sous forme de minces lentilles concordantes avec la schistosité cristallophyllienne. La suite de ce chapitre montrera qu'il y a eu plusieurs générations successives de quartz métamorphique, mais il convient dès maintenant de noter qu'en dehors de quelques exceptions, le tissu formé dans une roche à un moment donné reste indifférent à l'évolution ultérieure; lorsqu'il réagit, apparemment sous l'influence d'une déformation intense, c'est pour faire place à un matériau de grain plus fin et régulier.

c. *Quartz des fractures tardives*

2. *Répartition*

Le quartz est toujours abondant dans les paradérivés du groupe de la Clarea, dans ceux du groupe d'Ambin, dans le groupe d'Etache et les quartzites, enfin dans les leptynites alcalines et dans les micaschistes de la série des Schistes lustrés.

Il est constamment présent dans les formations carbonatées, aussi bien dans les schistes lustrés, où ses grains sont toutefois clairsemés, que dans les termes de l'ensemble calcaréo-dolomitique où la teneur est assez variable.

Il est un constituant habituel mais accessoire de toutes les amphibolites, glaucophanites et prasinites; dans ce groupe pétrographique, seuls les métabasaltes et métadolérites de la région d'Ulzio en sont totalement dépouvus, comme les serpentinites.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

La plupart des relations observées sont le fait d'un remplacement plus ou moins poussé du quartz. Un autre minéral s'insinue dans les fissures créées par un éventuel éclatement des grains ou entre les éléments d'un tissu recristallisé, au point que ses sections ont en lame mince la structure d'une dentelle parfois très fine. C'est le cas de l'albite, de la calcite, et de l'ankérite, chaque fois qu'elles sont prises dans un fond siliceux, de l'aegyrine accompagnée d'un peu d'hématite dans les croûtes ferrugineuses de l'ensemble calcaréo-dolomitique, de l'épidote et du sphène dans un échantillon de schiste lustré. Pour ces trois dernières espèces, la dentelle se dessine par endroits sur un fond carbonaté, mais les larges plages de calcite ont alors des limites totalement indépendantes de celles des cellules, preuve qu'elles se sont subsittuées au quartz initial (planche 3, a). Ce type de relation peut également rendre compte de la forme de certains individus ou amas pyriteux, apparemment déterminée par des espaces intergranulaires (partie supérieure du groupe de la Clarea). Les éléments quartzeux isolés de la sorte sont progressivement arrondis par la corrosion et réduits au rôle de simples inclusions; le processus est particulièrement net dans l'exemple des carbonates, et surtout du plagioclase. Finalement, le quartz est inclus dans des poeciloblastes variés: muscovite tardive (schistes lustrés), stilpnomélane dans les rares échantillons où ce minéral est largement cristallisé, amphibole sodique, épidote et lawsonite supposée (ensemble calcaréodolomitique), sphène, apatite

(groupe de la Clarea). L'ordre de cristallisation peut être indiqué par l'allongement des inclusions parallèlement à une foliation à laquelle l'hôte s'est surimposé ou par l'orientation optique commune de plusieurs inclusions voisines; ailleurs (ensemble calcaréo-dolomitique), la forme et la dimension des grains de quartz englobés par l'amphibole bleue et par la lawsonite présumée sont en harmonie avec les variations pétrographiques et granulométriques d'une matrice plus ou moins gréseuse.

Les relations avec le grenat sont en général du même type. Toutefois, elles sont souvent compliquées par une concentration anormale du quartz occupant les jours de la structure poecilitique, les vides laissés par des formes imparfaites ou polycristallines, les extrémités des lentilles déterminées par l'écartement des phyllites; dans ces zones, le plagioclase et les micas n'ont plus qu'une importance accessoire, sans être totalement exclus. Il est impossible de dire si le quartz est contemporain des grenats, ayant profité des espaces créés par la croissance de ceux-ci, ou s'il représente l'ancien fond étiré et drainé d'une partie de ses composants; il faudrait savoir si la déformation des phyllites est une conséquence de la cristallisation des grenats ou d'une compression ultérieure.

Le microscope a enfin montré que le quartz des fractures tardives peut être associé à de petites mouches de chlorite oxydée (groupe d'Ambin) ou pris entre deux générations de calcite (ensemble calcaréo-dolomitique).

C. Microcline

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Microcline détritique*

Une telle origine est suggérée par la taille des individus, susceptibles en particulier de figurer parmi les éléments des conglomérats les plus fins, et par leur forme relativement globuleuse ou plus rarement esquilleuse. Ces microclines sont moirés ou quadrillés, et souvent troublés par une fine pigmentation brune.

b. *Microcline de recristallisation métamorphique*

Les plages en sont xénomorphes, parfaitement incorporées au tissu de la roche où elles s'engrènent avec le quartz. Lorsqu'il y apparaît, le quadrillage dû aux mâcles est d'une exceptionnelle netteté.

Pour les microclines des quartzites triasiques, 15 mesures de l'angle des axes optiques également réparties entre 5 échantillons ont donné les résultats suivants, sans faire apparaître de différence significative entre les grains recristallisés et ceux qui ne le sont pas:

2 VNg valeurs extrêmes: 82 et 114° (13 valeurs > 90°)
moyenne: 98°

Les résultats obtenus de la même façon pour les leptynites alcalines sont tout à fait comparables:

2 VNg valeurs extrêmes: 82 et 104°
moyenne: 98°

2. *Répartition*

C'est dans les leptynites alcalines que le microcline est le plus significatif, en raison de sa fréquence et de son abondance; il se rattache alors au second type. On note encore sa présence parmi les éléments détritiques des quartzites et, tout à fait accessoirement, des conglomérats d'Etache; il y a en partie recristallisé. Enfin, dans les galets quartzo-albitiques du groupe d'Ambin, certains fantômes pourraient être ceux d'un feldspath potassique.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Le microcline détritique est souvent l'objet d'une altération sériciteuse irrégulière; corrélativement, il peut être remplacé en bordure, d'une façon plus ou moins confuse, par de l'albite. Les fractures ou clivages ouverts par la cataclase sont cicatrisés par du quartz.

Dans les leptynites alcalines, les lames de mica blanc prennent une forme singulière lorsqu'elles sont inscrites dans le contour des cristaux de microcline: elles sont profondément découpées, ajourées même, suivant les deux directions des mâcles de leur hôte; dans ces conditions, il est peu probable que le feldspath soit antérieur.

D. Plagioclases

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Plagioclase détritique ou magmatique*

Son identification est souvent possible en dépit d'une décomposition totale de la substance initiale. Ainsi, certains produits d'origine éruptive gardent la trace d'une structure tout à fait significative (microlitique, porphyrique, doléritique); dans les leptynites alcalines, une structure interne (notamment des mâcles polysynthétiques) est encore indiquée par l'orientation et la distribution des paillettes sériciteuses d'altération.

b. *Plagioclase granoblastique*

On désigne ainsi un type de plagioclase dont les cristaux xénomorphes se mêlent à ceux du quartz pour former un fond granoblastique homogène.

Les mesures réalisées avec une platine universelle font en réalité apparaître deux variétés distinctes, susceptibles de coexister:

— albite An 0 à An 8 (moyenne de 35 mesures: An 3); 2 VNg compris entre 74 et 98° (moyenne de 20 mesures: 81°);

— oligoclase An 13 à An 25 (moyenne de 26 mesures: An 15); 2 VNg compris entre 82 et 102° (moyenne de 13 mesures: 88°).

La mâcle de l'albite est fréquente dans les deux variétés; elle peut être exceptionnellement combinée à la mâcle de Carlsbad dans le plagioclase le plus sodique, et à celle de la péricline dans l'autre.

c. *Albite poeciloblastique*

Elle paraît toujours surimposée à un fond préexistant, mais avec plus ou moins de facilité si l'on en juge par la forme et par la charge d'inclusions très variables de ses cristaux; on peut ainsi reconnaître quatre types morphologiques correspondant à des cristaux progressivement mieux individualisés, car plus compacts et mieux purifiés de leurs inclusions: interstitiel, amiboïde, ocellaire et autoblastique. L'albite est du type interstitiel dans les formations amphiboliques; elle prend une forme amiboïde lorsqu'elle se trouve sur un fond riche en quartz, ou au contraire dans un matériau de composition minéralogique hétérogène; l'habitus ocellaire le plus caractéristique est lié aux supports phylliteux; le type autoblastique ne se rencontre pour sa part que dans les roches carbonatées où il n'est d'ailleurs pas exclusif.

La teneur en anorthite (résultat de 142 mesures à la platine universelle) est comprise entre 0 et 9% et reste inférieure ou égale à 6% dans 96% des cas; elle est en moyenne de 2,5%. L'angle des axes optiques, 2 VNg, varie de 72 à 88°; il est compris entre 74 et 84° pour 92% des mesures; sa valeur moyenne est de 79°. D'une formation à l'autre, il n'y a pas de variation évidente de ces propriétés.

On peut grossièrement estimer à 50% la proportion des individus qui présentent la mâcle de l'albite; quelques uns sont simultanément ou indépendamment mâclés Carlsbad. Dans les calcaires et dolomies, on reconnaît également la mâcle du Roc Tourné et toutes les combinaisons possibles entre les trois types.

d. *Albite des fractures tardives*

Subautomorphe, éventuellement mâclée albite et/ou Carlsbad, elle est parfois le siège d'une pigmentation brune qui peut déborder légèrement les limites de la fracture pour envahir le plagioclase du fond.

2. *Répartition*

Le plagioclase résiduel se trouve dans des matériaux initialement détritiques (faciès micaschisteux du groupe d'Ambin) ou éruptifs (leptynites alcalines; basaltes, dolérites et gabbros de la série des Schistes lustrés).

L'oligoclase et l'albite granoblastique sont localisés dans la zone profonde du groupe de la Clarea; dans les faciès gneissiques, les deux variétés coexistent fréquemment, apparemment en équilibre; dans les amphibolites, au contraire, la variété la plus calcique est seule présente.

L'albite poecilobastique est très largment répandue et figure au rang des constituants majeurs dans les formations suivantes: micaschistes de la partie supérieure du groupe de la Clarea, du groupe d'Ambin et des Schistes lustrés; leptynites alcalines; roches basiques de toutes natures et de tous niveaux. Elle est également présente, mais en quantité très variable, dans la majorité des roches de l'ensemble calcaréo-dolomitique. A la base du groupe de la Clarea, elle est rare, au contraire, réduite à de simples festons autour des autres plagioclases. Le groupe d'Etache et les quartzites sont presque totalement dépouvus de ce minéral, de même que les schistes lustrés; les serpentinites n'en ont pas du tout.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Plagioclase détritique ou magmatique*

L'albite et la lawsonite jouent tour à tour un rôle essentiel dans le remplacement de ces anciens plagioclases. Dans les micaschistes et les leptynites alcalines du goupe d'Ambin, c'est l'albite qui constitue le fond de l'altération; elle est chargée de quartz et de paillettes sériciteuses dont l'orientation et la répartition sont dans une large mesure déterminées par les éléments de la structure cristalline antérieure (clivages et mâcles polysynthétiques). C'est encore elle qui domine dans les gabbros (série des Schistes lustrés) incluant cette fois du mica blanc et de l'épidote. Dans les formations doléritiques et basaltiques, la lawsonite est la substance fondamentale des feldspaths épigéniques; glaucophane, épidote, albite, chlorite et mica blanc sont les principaux éléments de son cortège.

b. *Plagioclase granoblastique*

Il est l'objet d'une altération d'intensité très variable, souvent totale, à la faveur de laquelle se forment les minéraux suivants: albite, séricite, épidote. Cette dernière, peut-être un peu plus abondante dans les amphibolites que dans les gneiss, indique de toutes façons un plagioclase relativement calcique; elle est sous forme de prismes ou de bourgeons kélyphitoïdes (page 52 et planche 3, e, f). La séricite se trouve exclusivement dans les faciès gneissiques, seule ou en compagnie de l'épidote, sans qu'il y ait de relation quantitative évidente entre les deux minéraux; ses paillettes envahissent indifféremment l'albite et l'oligoclase anciens, en commençant souvent par la bordure, et s'orientent grossièrement sur la direction des clivages ou des mâcles. Dans les amphibolites, l'albite nouvelle s'accommode de la place disponible entre les cristaux de hornblende et se distingue avec peine du plagioclase précédent; dans les gneiss, où elle constitue cependant de simples festons autout de ce plagioclase, elle est plus

facile à reconnaître en raison de son caractère poeciloblastique. Son importance n'est pas proportionnelle à celle de ses compagnons car le sodium libéré par l'altération peut trouver une place dans le glaucophane; ainsi, la part de l'albite peut être réduite à presque rien dans des gneiss dont le feldspath a été pourtant totalement séricitisé.

c. *Albite poeciloblastique*

Certains minéraux semblent trouver au sein des cristaux d'albite des conditions uniques ou au moins particulièrement favorables à leur développement. Ces minéraux peuvent être apparemment indépendants de toute espèce préexistante. C'est le cas, peu fréquent, du mica blanc, essentiellement concentré dans le plagioclase sodique (faciès à tendance prasinitique du groupe d'Ambin), ou celui, peu différent mais tout aussi rare, de l'épidote, dont les granules recristallisent en une constellation de petits prismes chaque fois qu'ils sont pris dans l'albite (prasinites de la série des Schistes lustrés). Mais ce sont le plus souvent des produits d'altération qui présentent une telle particularité. Ainsi, la chlorite brune remplace plus facilement la chlorite banale incluse (partie supérieure du groupe de la Clarea et faciès basiques du groupe d'Ambin). Dans les laves en coussins, les traînées de sphène se transforment en rutile en traversant les ocelles feldspathiques. Généralement, lorsqu'elle recoupe une travée phylliteuse, l'albite englobe simplement les aiguilles de rutile liées au mica, mais elle peut déterminer une augmentation considérable du nombre de celles-ci. L'exemple le plus frappant est celui des amphiboles dans quelques prasinites amphiboliques: l'actinote se développe de préférence, sinon exclusivement, aux dépens des cristaux de glaucophane qui se trouvent en contact avec l'albite, au point même de se limiter, dans les cas d'inclusion partielle, à une fraction du cristal; elle est alors le seul, ou au moins le principal produit d'altération, et présente un faciès caractéristique: faisceau d'aiguilles plus ou moins serrées, respectant la forme antérieure (planche 3, b); plus rarement, le rôle est tenu par de la hornblende bleu-vert. Toutes ces relations suggèrent une syncristallisation, ou à la rigueur une antériorité de l'albite.

Celle-ci est manifestement antérieure à la chloritisation (ou contemporaine) là où elle contient la totalité, ou presque, du glaucophane présent dans la roche, et où ce glaucophane est indemme de toute corrosion. Elle doit également précéder la biotite verte comme en témoigne l'observation suivante, faite dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés: les porphyroblastes, indéniablement surimposés aux lames de mica blanc, n'interrompent pas la frange de biotite verte de ces dernières.

En règle générale, la calcite s'introduit dans les fissures et les clivages de l'albite (planche 3, d) qu'elle peut même envahir plus largement; la forme de ses plages est alors en partie déterminée par les directions cristallographiques de son hôte (planche 3, c); plus rarement, c'est l'ankérite qui se comporte de cette façon. Dans deux échantillons dolomitiques, l'un du Trias, l'autre des brèches liasiques, le plagioclase est affecté par un système de fractures emplies de mica blanc.

Dans les filonnets, l'albite peut être accompagnée par un peu de chlorite brune, et coexiste fréquemment avec un des carbonates précédents, placé en position centrale.

E. Micas blancs

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Muscovite phengitique*

Il s'agit d'un mica parfaitement incolore, d'habitus lamellaire, du type $2M_1$ si l'on en juge par le seul radiogramme de poudre disponible. Le tableau 2 donne la composition chimique et les propriétés optiques d'un échantillon de ce mica (valeur de 2 VNp = moyenne de 6 mesures sur des cristaux différents).

Tableau 2. — *Composition chimique et caractères optiques d'une muscovite phengitique*

Echantillon 3 192: ancien gneiss à deux micas et grenat, altéré par le métamorphisme alpin, partie inférieure du groupe de la Clarea (quartz, muscovite phengitique et grenat rélictuels, albite, séricite, glaucophane, épidote, calcite, sphène, rutile). x = 962 250, y = 327 700.

Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1968. F non dosé.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 24 (O, OH)		
SiO_2	46,99	6,248	8,00	Si
Al_2O_3	33,14	1,752		Al^{IV}
		3,419	3,96	Al^{VI}
TiO_2	0,76	0,079		Ti
Fe_2O_3	1,44	0,143		Fe^{+3}
FeO	0,25	0,031		Fe^{+2}
MnO	0,00			Mn
MgO	1,45	0,287		Mg
CaO	0,72	0,103	2,13	Ca
Na_2O	1,38	0,367		Na
K_2O	9,82	1,659		K
H_2O+	4,37	3,862		OH
H_2O-	0 10			
Total	100,42			

2VNp = 37°
Ng = 1,599 ± 0,002; incolore
Nm = 1,596 ± 0,002; incolore
Np = 1,569 ± 0,002; incolore
Ng — Np = 0,030 ± 0,004

Le terme de muscovite phengitique est justifié par la nécessité de marquer une différence entre ce type, et le suivant dans lequel une fraction plus importante de l'aluminium est remplacée par le silicium dans les sites tétraédriques, par le magnésium et le fer dans les sites octaédriques.

b. *Phengite*

Ce deuxième type est caractérisé par une couleur verte, parfois à peine distincte en lame mince, mais toujours évidente sur une masse de mica. Les cristaux sont en moyenne un peu plus épais que ceux du type précédent.

L'angle des axes optiques, 2 VNp, a fait l'objet de 75 mesures dans 13 échantillons intéressant la presque totalité des faciès, à l'exception du groupe de la Clarea; il est compris entre 23 et 48°, mais dans 88 % des cas se situe dans l'intervalle défini par les valeurs 29 et 36; il est en moyenne de 33°.

Les indices et la biréfringence ont été déterminés dans deux échantillons:

	Ech. 4263 (micaschiste albitique, groupe d'Ambin)	Ech. 5061 (schiste, groupe d'Etache)
Ng	1,608 ± 0,002	1,618 ± 0,002
Nm	1,600 ± 0,002	1,614 ± 0,002
Np	1,575 ± 0,002	1,579 ± 0,002
Ng – Np	0,033 ± 0,004	0,039 ± 0,004

Ces propriétés optiques concourent à indiquer (Deer, Howie et Zussman, 1965) une teneur en fer et magnésium plus élevée que celle de la phyllite étudiée plus haut, et une teneur en aluminium plus faible, c'est-à-dire une composition plus éloignée de celle de la muscovite idéale.

Dans les publications relatives à cette région des Alpes, on peut trouver 12 analyses tout à fait significatives à cet égard (Michel, 1953; Caillère et Michard, 1963; Nicolas, 1966; Chatterjee, 1968; Potenza et Morelli, 1968): ce sont celles des phengites dans lesquelles Al^{IV} est compris entre 1.46 et 0,94 (moyenne: 1,28) et Al^{VI} entre 3,40 et 2,37 (moyenne: 2,91).

Deux de ces phengites sont des variétés chromifères tenant respectivement 1,50 % (Nicolas) et 1,75 % (Chatterjee) de Cr_2O_3, valeurs comparables à celle relevée par F. Ellenberger dans un échantillon de Vanoise (1,60 %); le chrome est également présent dans les micas du massif d'Ambin auxquels il communique une coloration verte très vive, bien visible en lame mince, ainsi que le pléochroïsme.

c. *Autres micas blancs*

On rangera dans cette catégorie 3 types, mal définis en raison de leur rareté relative.

Les micas du premier type, incolores, doivent leur singularité à leur disposition, à leur habitus et à la valeur de leur angle d'axes. Ils manifestent une totale indépen-

dance à l'égard des éléments structuraux de la roche et recoupent notamment la foliation et les phengites qui s'y conforment; leurs cristaux sont aussi développés dans la direction perpendiculaire à (001) que dans la direction parallèle à ce plan. On a là, en fait, l'expression particulière d'une relation générale entre l'orientation et le faciès des micas blancs dont les lamelles sont d'autant plus épaisses qu'elles sont plus discordantes avec la foliation. L'angle d'axes, 2 VNp, est en moyenne de 42°; les valeurs extrêmes sont 27 et 47°, mais 83% d'entre elles se situent entre 41 et 47° (résultat de 24 mesures effectuées dans 7 échantillons pétrographiques provenant de toutes les formations qui contiennent ce type de mica). On admettra sans autre preuve qu'il s'agit de muscovites.

D'autres micas se distinguent par une couleur et un pléochroïsme d'une netteté exceptionnelle (Ng: vert olive, Nm: vert pâle, Np: jaune très pâle); leur angle d'axes est comparable à celui des phengites, phyllites auxquelles ils s'apparentent vraisemblablement (33° en moyenne dans un quartzite triasique riche en hématite, et tenant également de l'aegyrine; dans ce cas particulier, il pourrait s'agir de ferriphengite, compte tenu des propriétés optiques et de la paragénèse (Kanehira et Banno, 1960).

La séricite constitue un dernier type dont il est impossible de déterminer les caractéristiques optiques (cristaux trop petits).

2. *Répartition*

La muscovite phengitique se trouve exclusivement dans le groupe de la Clarea, spécialement dans les gneiss et micaschistes dont elle est un élément essentiel.

Le domaine de la phengite s'étend à toutes les autres formations. Ce mica est significatif par sa généralité et son abondance dans tous les faciès arénacés, pélitiques ou calcaréo-pélitiques, dans les leptynites alcalines, et dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés. Il est constamment présent, en petite quantité, dans les termes carbonatés de l'ensemble calcaréo-dolomitique, niveau où l'on rencontre plus particulièrement les variétés fortement colorées. Il est inégalement développé dans les faciès basiques; les prasinites typiques en sont à peu près dépourvues, tandis que les glaucophanites sont irrégulièrement, mais dans l'ensemble mieux fournies. Les gisements de phengite chromifère semblent se situer dans les Schistes lustrés, notamment à proximité de la serpentinite d'Ulzio, ou dans les formations sous-jacentes et, en particulier, les cargneules.

La muscovite transverse n'est présente que dans quelques échantillons du groupe d'Ambin, de l'ensemble calcaréo-dolomitique ou des schistes lustrés; les considérations d'ordre chronologique conduisent cependant à lui assimiler les micas blancs déjà mentionnés, dont l'apparition est liée à celle de l'albite (ou postérieure), et d'autres qui seront étudiés plus loin avec les espèces dont ils dérivent. La séricite, enfin, est plus largment répandue; elle est le produit d'une recristallisation locale

et généralement modérée, ou de l'altération de différents minéraux parmi lesquels le plagioclase ancien du groupe de la Clarea (albite et oligoclase).

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Dans les gneiss et micaschistes du groupe de la Clarea, les cloisons de muscovite phengitique semblent avoir été repoussées par le grenat; mais une telle déformation peut aussi résulter d'une compression postérieure aux deux minéraux. L'apatite se met parfois en place dans ces cloisons, en englobant des résidus de la phyllite.

La muscovite phengitique ne présente pas d'autre particularité et se trouve concernée au même titre que la phengite par la plupart des observations qui suivent.

Il peut y avoir transformation pseudomorphique. Dans toute la série, la biotite verte remplace ainsi les lames de mica blanc en respectant leur forme et leur orientation; elle constitue le plus souvent une frange discontinue, pénétrant plus profondément à la faveur des clivages; même lorsqu'elle est rigoureusement inscrite dans le contour des prismes de glaucophane dont elle procède, il lui arrive de s'orienter sur les tablettes de mica blanc environnantes (planche 3, g). Accidentellement, c'est la chlorite oxydée qui apparaît. Dans une prasinite de la série des Schistes lustrés, l'épidote peut ainsi prendre la place de la phengite. L'albite poeciloblastique elle-même se conforme de temps en temps aux lits phylliteux.

Le plus souvent, le minéral nouveau prend une forme quelconque, mais garde sous forme d'inclusions le cortège d'oxydes variés accompagnant le mica et des résidus de ce dernier; de nouvelles aiguilles de rutile peuvent même se former aux dépens du phyllosilicate; la disposition de tous ces éléments est en harmonie avec la géométrie extérieure. C'est ainsi que la muscovíte se surimpose à la phengite (planche 3, h). Cependant, les plus beaux exemples de ce type de relation sont dus à l'albite dont les poeciloblastes recoupent presque systématiquement les phyllites (planche 3, l). La calcite et l'ankérite se développent également de cette façon. Les pseudomorphoses rencontrées dans l'ensemble calcaréo-dolomitique et les Schistes lustrés (lawsonite présumée) englobent des débris de phengite en continuité avec la foliation de la roche. La chlorite, enfin, peut être ajoutée à cette liste, bien que ses rapports habituels avec le mica blanc n'aient pas de signification chronologique évidente: les deux minéraux constituent fréquemment des cristaux mixtes résultant d'un accolement suivant le plan (001) ou même d'une alternance irrégulière; dans les dolomies triasiques et les fragments des brèches liasiques, une tablette de chlorite (planche 3, j), ou plus rarement un tissu polycristallin (planche 3, i) est pris en sandwich entre deux minces lames de phengite fortement colorée, de façon à constituer un édifice compact aux limites régulières.

Les lamelles de phengite ou de muscovíte phengitique imposent aux plages de quartz, calcite ou ankérite qui leur sont juxtaposées une limite rectiligne, indépendante de la structure cristalline de celles-ci; l'ordre de cristallisation peut encore être indiqué

par l'absence de toute déformation au sein d'une plage dont le contour est en partie déterminé par un mica fortement tordu. Les carbonates s'insinuent dans les clivages où le sphène cristallise de son côté en granules serrées ou en lames (planche 3, k); les tablettes d'hématite obéissent elles aussi, en partie, à ce contrôle.

F. Biotites

1. *Types et caractères spécifiques*

En se basant sur la couleur, on peut distinguer à priori trois types de biotite: brun-rouge, brun et vert.

Tableau 3. — *Composition chimique et caractères optiques d'une biotite*

Echantillon 291 B: Gneiss, partie inférieure du groupe de la Clarea (quartz, oligoclase, muscovite phengitique, biotite, chlorite, épidote, grenat, minerai). x = 955 700, y = 328 050 (Gisement voisin de celui du Saut de l'Oule mentionné par F. Ellenberger, 1958).

Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. Traces de P_2O_5; F non dosé.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 24 (O, OH)		
SiO_2	35,58	5,497	8,00	Si
Al_2O_3	19,84	2,503		Al^{IV}
		1,093	6,03	Al^{VI}
TiO_2	2,47	0,287		Ti
Fe_2O_3	3,15	0,370		Fe^{+3}
FeO	17,06	2,196		Fe^{+2}
MnO	0,22	0,027		Mn
MgO	8,91	2,057		Mg
CaO	0,38	0,064	1,86	Ca
Na_2O	0,46	0,129		Na
K_2O	8,52	1,668		K
H_2O+	2,40	2,465		OH
H_2O-	0,21			
Total	99,20			

2VNp = 0°
Ng = Nm = 1,641 ± 0,002; brun-rouge
Np = 1,588 ± 0,002; jaune très pâle
Ng — Np = 0,053 ± 0,004

a. *Biotite brun-rouge*

La couleur et le pléochroïsme sont tout à fait communs. Les cristaux sont fortement poecilitiques et, comme ceux des micas blancs, d'autant plus épais que leur plan (001) fait un angle plus grand avec la foliation de la roche.

Le tableau 3 permet de se faire une idée plus précise des propriétés optiques et de la composition chimique des micas de ce groupe.

b. *Biotite brune*

Ce deuxième type de mica présente en lame mince une coloration et un pléochroïsme moins marqués que le précédent, et différents: brun clair suivant Ng et Nm, sans nuance particulière ou avec une légère pointe de vert olive; incolore suivant Np. Le caractère poecilitique est moins affirmé. Les indices de réfraction et la biréfringence sont plus faibles que ceux de la biotite brun-rouge, et surtout, l'angle des axes optiques est très largement ouvert (comparer à ceux du tableau 3 les chiffres suivants qui se rapportent à un échantillon provenant des leptynites alcalines):

$$2\,VNp = 31^\circ \text{ (moyenne de 9 mesures comprises entre 30 et } 33^\circ)$$
$$Ng = 1{,}613 \pm 0{,}002$$
$$Nm = 1{,}609 \pm 0{,}002$$
$$Np = 1{,}573 \pm 0{,}002$$
$$Ng - Np = 0{,}040 \pm 0{,}004$$

L'association étroite et systématique avec un mica blanc (voir plus loin, page 23) interdit de déterminer la composition chimique par la méthode habituelle. Par ailleurs, l'usage de la sonde électronique n'a pas conduit, jusqu'à présent, à des résultats concluants. Aussi, le terme de biotite, employé dans ces conditions, doit-il être pris dans un sens aussi vague que celui de mica noir, compte tenu de propriétés optiques aussi peu canoniques.

c. *Biotite verte*

Elle est toujours pseudomorphe et très finement cristallisée; son habitus varie toutefois légèrement d'un support à l'autre. Un échantillon moyen, pris dans un faciès à tendance prasinitique du groupe d'Ambin, présente le pléochroïsme suivant: Ng, vert olive avec une pointe de brun; Nm, vert olive; Np, vert olive très pâle; l'angle d'axes, 2 VNp, est en moyenne de 25° (6 mesures comprises entre 22 et 27°). En fait, la couleur varie du vert franc au brun, souvent même à l'échelle de la lame mince; on peut citer à cet égard l'exemple particulièrement significatif d'un échantillon dans lequel la phyllite a une couleur suivant Ng vert d'eau, vert-olive parfois un peu brun, ou brun-olivâtre à brun-jaune, selon qu'elle tire son origine du glaucophane, de la phengite ou de la chlorite verte. De ce fait, la distinction avec la chlorite oxydée est parfois difficile.

Les études de J. Bocquet (1969) et surtout de D. Bahezre, R. Michel et P. Vialon (1965) ont montré qu'il s'agissait effectivement de biotite.

2. *Répartition*

La biotite brun-rouge se localise exclusivement dans le groupe de la Clarea. Elément d'une paragénèse ancienne, elle avait une importance limitée dans les faciès basiques, mais tenait un rôle essentiel dans ceux d'origine détritique. Elle ne subsiste plus que dans les résidus amphiboliques et gneissiques de la partie profonde, mais ses fantômes sont encore nombreux à ce niveau. Les traces sont beaucoup plus rares dans la partie supérieure de la formation en raison d'une évolution métamorphique plus poussée. Pour être complet, il faut signaler que cette biotite peut prendre une couleur verte, de façon tout à fait accidentelle, sans doute sous l'influence d'un contrôle chimique local. Par ailleurs, un mica brun rouge, assez pâle, s'associe à la phengite dans un calcschiste albitique provenant du Werfénien supérieur calcaréo-pélitique de Bellecombe. Un autre se développe aux dépens du même mica blanc dans la croûte ferrugineuse du Malm de l'Arella; il forme, parfois à cheval sur deux cristaux, des tâches circulaires dont la couleur et la biréfringence augmentent vers l'intérieur. La nature exacte de ces deux phyllites est inconnue; on peut d'ailleurs considérer qu'il s'agit d'accidents.

La biotite brune se rencontre pour sa part dans les leptynites alcalines ou à leur proximité. Sa fréquence en fait un élément caractéristique de ce niveau malgré une teneur d'ensemble très basse.

La biotite verte est largement répandue, mais reste au rang des constituants accessoires, même dans les formations où elle est la plus abondante (groupe de la Clarea dans son ensemble, faciès basiques du groupe d'Ambin, faciès acides et basiques de la série des Schistes lustrés); elle ne manque totalement que dans le groupe d'Etache et les quartzites, ainsi que dans les serpentinites.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Biotite brun-rouge*

La biotite du groupe de la Clarea s'altère de deux façons différentes.

Elle peut subir une chloritisation banale, dont quelques particularités méritent cependant d'être signalées. Certains cristaux ne verdissent qu'à leur bordure et gardent au cœur une couleur et un pléochroïsme de biotite, alors que leur teinte de polarisation est partout celle d'une chlorite; cette teinte est uniforme, ou change au contraire en passant d'une zone à l'autre; le contact est progressif ou tranché. Le titane secrété lors de la transformation s'accumule dans les clivages et parfois le plan axial de « kinks », en se localisant dans la zone altérée, de préférence là où persiste une couleur brune; les cristaux qui apparaissent ont la forme de tablettes de section parallélogrammatique dont la dimension intermédiaire serait très variable

et parfois si proche de l'épaisseur que la forme deviendrait celle d'une aiguille; ces éléments s'orientent de telle sorte que leur plan soit parallèle au clivage de la chlorite et s'ordonnent éventuellement suivant le motif triangulaire de la sagénite; une cristallisation plus large conduit à des formes granuleuses, puis progressivement allongées et fuselées, caractéristiques du sphène; la disposition devient alors plus confuse.

La biotite peut également faire l'objet d'une épigénie dans laquelle un mica blanc et du glaucophane jouent les rôles essentiels (planche 1 a)). Le mica semble favorisé par un environnement phylliteux (lits de biotite et de muscovite phengitique); il est en cristaux aussi épais que larges, de contour irrégulier; son petit angle d'axes le différencie nettement de la muscovite phengitique que l'on rencontre dans les mêmes roches: une seule des 13 mesures faites dans les 4 lames minces excède 30° et la moyenne est de 28°. Le glaucophane domine à son tour lorsque la biotite se trouve dans des lentilles quatzeuses; il est en prismes mal formés, faiblement colorés. Les deux minéraux sont étroitement enchevêtrés et rarement orientés sur le mica qu'ils remplacent; l'amphibole peut franchir les limites de ce dernier pour constituer une auréole mal définie. Le titane de la biotite s'exprime de plusieurs façons: dans certains cas, une pellicule d'oxyde brun-violet se dispose dans les clivages des divers minéraux sous forme de paillettes ou de dendrites; mais, le plus souvent, apparaissent aux dépens de l'oxyde des aiguilles de rutile (sagénite parfois), des fuseaux de sphène, ou des granules de nature incertaine. Ces produits ont une disposition révélatrice: ils font un liseré autour des anciens cristaux et se concentrent à l'intérieur, dans la zone altérée où la cristallisation est alors guidée par les directions cristallographiques des éléments en présence; lorsque le contrôle de la biotite est déterminant, les alignements titanés et les traces des clivages des minéraux nouveaux discordent de façon tout à fait significative. Dans un échantillon, un carbonate se développe à l'intérieur ou a proximité des pseudomorphoses: il doit donc intervenir dans la réaction.

Les deux types d'altération coexistent mais trouvent des conditions optimales respectivement dans les amphibolites et les gneiss. Les espèces pseudomorphes se transforment à leur tour en biotite verte (mica blanc et glaucophane) ou en chlorite oxydée (chlorite et accessoirement mica blanc.)

Le chloritoïde et l'épidote (planche 3, n) se surimposent aux fantômes en englobant sans dérangement les exsudats titanés. La calcite pénètre dans les clivages de la biotite et dans ceux de la chlorite ou du mica blanc qui en dérivent (planche 3, n); de même, la pyrite et parfois aussi l'albite poeciloblastique; le plagioclase et le carbonate peuvent alors jouer le rôle d'un coin en écartant les feuillets, comme en témoigne la forme fuselée de certaines sections de biotite. D'autres relations sont équivoques et suggèrent de ce fait un synchronisme; ainsi, la biotite inclut des fragments de quartz, mais détermine la limite rectiligne de nombreuses plages; elle cicatrise les fractures de la hornblende et du grenat dans lesquels elle est pourtant souvent enfermée; elle est associée à la muscovite phengitique dans les cloisons que le même grenat paraît repousser dans sa croissance.

b. *Biotite brune*

On ne peut définir ses relations avec le mica blanc sans passer en revue l'ensemble des phyllites de l'horizon leptynique. Celles-ci se présentent sous quatre formes essentielles:

— les cristaux les plus nombreux ont une couleur verte relativement très pâle, uniforme;

— d'autres sont, au contraire, constitués par l'association d'un mica du type précédent avec la biotite, dont les plages de forme quelconque, souvent anguleuse, occupent assez régulièrement une position centrale (planche 1, b); le contact est progressif, ou tranché et alors marqué par une brusque augmentation centripète de l'absorption, de la réfringence et de la biréfringence; les proportions des deux micas sont variables, mais dans la plupart des cas, l'espèce brune n'est révélée que par un examen attentif, car elle est parfois très faiblement colorée et limitée à un petit nombre d'individus; elle a quand même été reconnue dans la moitié des lames minces disponibles;

— dans un second type de cristaux mixtes, beaucoup plus rare, le mica presque incolore coexiste avec un autre dont la teinte (verte), la réfringence et généralement la biréfringence sont un peu plus fortes; de tels édifices sont comparables aux précédents, bien que la position du mica le plus coloré semble moins nettement déterminée;

— enfin, les leptynites contiennent une autre phyllite verte, de faciès sériciteux le plus souvent, qui peut franger des cristaux du type 1 ou 2 (planche 3, m) et paraît remplacer aussi bien la biotite que l'espèce peu colorée; toutefois, elle provient essentiellement de l'altération des feldspaths anciens.

Si l'on en juge par la couleur verte, toujours distincte, on se trouve en présence de plusieurs variétés de phengite, entre lesquelles les mesures de 2V ne font apparaître aucune différence: 93 % des valeurs obtenues sont comprises entre 28 et 38° pour une moyenne de 34°. Tous ces micas sont susceptibles de se transformer partiellement en biotite verte, au même titre d'ailleurs que la biotite brune.

En ce qui concerne les rapports de cette dernière avec les feldspaths, il faut noter que les roches où la biotite est la plus abondante sont dépourvues de microcline, et que l'albite tient souvent des reliques orientées de la même façon que les lames extérieures. Dernière remarque: les clivages du mica enserrent fréquemment des tablettes d'hématite.

c. *Biotite verte*

Peu de choses à dire à son sujet, car c'est un des derniers minéraux à avoir cristallisé. Elle pourrait être contemporaine de la calcite si l'on en juge par l'obser-

vation unique suivante: les cristaux de chlorite qui se trouvent en contact avec des veines carbonatées sont plus fortement altérés en biotite verte.

G. Stilpnomelane

1. *Caractères spécifiques*

Les quelques échantillons de stilpnomélane recueillis dans le massif d'Ambin ont en apparence les mêmes propriétés: cristaux poeciloblastiques dont les sections transversales ont fréquemment une forme de gerbe; couleur brun foncé suivant Ng et Nm, jaune d'or suivant Np. Un de ces échantillons a fait l'objet d'une étude (Gay, 1966) dont les principaux résultats sont rappelés dans le tableau 4.

Tableau 4. — *Composition chimique et caractères optiques d'un stilpnomélane*

Echantillon 24 121, groupe d'Ambin (quartz, stilpnomélane, amphibole sodique, deerite, grenat, calcite, rutile, magnétite, hématite, pyrite). x = 957 700, y = 317 900.

In M. Gay (1966). Minéral imparfaitement purifié de ses inclusions quartzeuses. Traces de P_2O_5.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 8 Si		
SiO_2	48,60	8,00	8,00	Si
Al_2O_3	9,50	1,835		Al
TiO_2	t.			Ti
Fe_2O_3	19,80	2,428	6,670	Fe^{+3}
FeO	7,06	0,967		Fe^{+2}
MnO	0,70	0,098		Mn
MgO	5,45	1,342		Mg
CaO	1,35	0,236		Ca
Na_2O	0,35	0,098	0,689	Na
K_2O	1,74	0,355		K
H_2O+	4,60	27,774		O, OH, H_2O
Total	99,15			

Ng = Nm = 1,670 ± 0,001
Np = 1,586 ± 0,002
Ng — Np = 0,084 ± 0,003
d (001) = 12,11 Å

2. *Répartition*

Le stilpnomélane est un élément accidentel dont on ne connaît qu'un gisement important, celui de Salbertrand où a été recueilli le spécimen analysé. A cet endroit, il est assez abondant et largement cristallisé dans un mince niveau quartziteux du groupe d'Ambin dont les autres constituants majeurs sont la crossite, la deerite et des minéraux opaques. Il est également présent dans deux autres échantillons ramassés dans des éboulis, et provenant respectivement des leptynites alcalines du groupe d'Ambin et d'un gabbro fortement transformé de la série des Schistes lustrés.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

On manque d'indices chronologiques en raison de la rareté du minéral; l'absence de toute orientation suggère simplement un caractère tardif.

H. Talc

Il est en fines paillettes, très légèrement teintées de vert et pléochroïques, cristallisant à la place d'autre minéraux, ou sous forme de petits amas. Il a été déterminé à l'aide d'un radiogramme Debye-Scherrer.

On le rencontre en petites quantités, à la périphérie des noyaux serpentineux dont il tire son origine.

I. Chlorite

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Chlorite verte*

Les cristaux sont dans l'ensemble épais, et marquent une tendance poecilitique plus ou moins affirmée. Toutefois, dans la mesure où cette chlorite est secondaire, elle peut être assez polymorphe, la variété des minéraux remplacés conditionnant la variété des formes, au moins à certains stades figés de l'altération.

Le tableau 5 présente les résultats de deux analyses calculées sur la base de 28 atomes d'oxygène, sans tenir compte de l'eau, méthode qui conduit au nombre d'ions hexacoordonnés le plus proche de 12. Le choix a été guidé par les caractères optiques évidents permettant de penser que l'une des deux chlorites était parmi les plus magnésiennes, et que l'autre tenait sensiblement les mêmes quantités de fer et de magnésium; de fait, les valeurs du rapport Fe total/Fe total + Mg sont respectivement de 0,23 et 0,55. Une troisième chlorite (échantillon 10101 A), susceptible d'après les mêmes critères de représenter le pôle ferrifère, a fait l'objet d'une analyse partielle à la sonde électronique; Fe/Fe + Mg y est en effet égal à 0,80.

Afin de préciser les variations de la composition chimique, on a déterminé les caractères optiques de 10 spécimens, classés dans le tableau 6 d'après leur signe

TABLEAU 5. — *Composition chimique de deux chlorites*

1. Corundophilite-shéridanite. Echantillon 17 121 A: amphibolite, groupe de la Clarea (albite, phengite, chlorite, glaucophane, épidote, calcite, sphène, rutile). x = 955 900, y = 317 700.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1968. Fer total exprimé sous forme de Fe^{+2}. Traces de P_2O_5.
2. Thuringite. Echantillon 3 964: lentille d'exsudation essentiellement quartzeuse, groupe d'Ambin. x = 955 950, y = 332 950.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. Fer total exprimé sous forme de Fe^{+2}. Traces de P_2O_5.

% pondéraux d'oxydes			Nombres d'atomes sur la base de 28 O				
	1	2	1		2		
SiO_2	28,22	23,75	5,540	8,00	4,891	8,00	Si
Al_2O_3	20,73	25,83	2,460		3,109		Al^{IV}
			2,336		3,158		Al^{VI}
TiO_2	0,72	t.	0,106				Ti
Fe_2O_3	2,39	4,96	1,971		4,849		Fe^{+2}
FeO	9,86	23,70					
				11,95		11,98	
MnO	0,34	0,16	0,055		0,027		Mn
MgO	22,37	12,70	6,545		3,897		Mg
CaO	4,48	0,16	0,941		0,035		Ca
Na_2O	0,00	0,05			0,010		Na
K_2O	0,00	0,00					K
H_2O+	10,93	8,40	16,00		16,00		OH
H_2O-	0,47	0,05					
Total	100,51	99,76					

optique, et leur biréfringence telle qu'on peut l'estimer à l'aide d'une lame auxiliaire teinte sensible. La figure 1 indique une variation apparemment continue des teneurs en silicium et surtout en fer et magnésium; sa comparaison avec le tableau 6 montre que l'effet chromatique résultant de l'emploi de la lame auxiliaire (il dépend à la fois du signe optique et de la biréfringence) est un reflet assez fidèle de la constitution. On est donc en droit d'utiliser cet effet pour apprécier la composition chimique et notamment la proportion de fer et de magnésium, et pour établir une classification grossière mieux adaptée aux réalités pétrographiques que la nomenclature en usage. Un tel procédé est inspiré par celui que conseille A. L. Albee (1962); cet auteur se base cependant sur le signe optique et les teintes de polarisation. On distinguera ainsi les types suivants:

1. jaune 2. orange, rouge 3. violet	1er ordre	chlorites tenant plus de Mg que de Fe chlorites intermédiaires
4. bleu 5. vert, jaune	2e ordre	chlorites tenant plus de Fe que de Mg

Voici, à titre indicatif, les teintes de polarisation correspondantes:

1. normales (gris, blanc, jaune)
2. anormales (bronze, rouge-brun virant au mauve)
3. anormales (mauve)
4. anormales (bleu éventuellement nuancé de violet) ou plus rarement normales (gris)
5. extrêmement variables, le plus souvent anormales et délavées (gris ou bronze nuancé de mauve, bleu ou vert).

Les cristaux de chlorite sont fréquemment zonés, de façon plus ou moins régulière, mais presque toujours progressive; dans le cas le plus général d'une zonation concentrique, la valeur du rapport Fe/Fe + Mg augmente plus souvent vers le centre que vers la bordure. Il n'y a pas de relation évidente entre ces variations et le matériel d'origine.

b. *Chlorite brune*

La chlorite verte se transforme par épigénie en une phyllite brune dont l'aspect microscopique est celui de la biotite et du stilpnomélane (pléochroïsme brun rouge à jaune d'or, biréfringence élevée) et qui est en fait identifié avec l'une ou l'autre des deux espèces dans tous les travaux antérieurs a 1966. A cette date, N. D. Chatterjee montre que dans les deux exemplaires qu'il a étudiés, la transformation en question est le résultat d'une simple oxydation n'entraînant aucune modification de la structure.

Il ne semble pas en être ainsi d'un spécimen du massif d'Ambin qui a été soumis à un examen radiocristallographique et à une analyse à la microsonde électronique après un tri au microscope. Le motif de diffraction est caractérisé par la présence de deux raies intenses et fines (14,15 et 7,07 Å) que l'on retrouve de la même façon dans celui de la chlorite verte (pour cette dernière, se rapporter au tableau 5 et à la figure 1, n° 9). Ces observations s'accorderaient avec celles de N. D. Chatterjee si l'on ne relevait dans la même région du spectre, deux autres réflexions un peu moins intenses, plus larges, et difficiles à définir avec précision (15,9 et 8,2 Å). Pas une seule raie ne peut être rapportée aux micas bruns banaux. La composition est pourtant voisine de celle du stilpnomélane (tableau 7) et se distingue fortement de celle des chlorites, ne serait-ce que par la richesse en silice et la pauvreté en alumine.

Les résultats obtenus sont trop ambigus pour permettre de revenir sur les conclusions de N. D. Chatterjee; on admettra donc avec cet auteur, que la phyllite brune

TABLEAU 6. — *Caractères optiques des chlorites vertes*

1. Echantillon 17 121 A: amphibolite, groupe de la Clarea. Analyse n° 1, tableau 5.
2. Echantillon 6 102: chloritoschiste, série des Schistes lustrés.
3. Echantillon 1 393 B: prasinite épidotique, groupe de la Clarea.
4. Echantillon 4 664: micaschiste albitique, groupe d'Ambin.
5. Echantillon 3 064 D: prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin.
6. Echantillon 3 964: lentille d'exsudation essentiellement quartzeuse, groupe d'Ambin. Analyse n° 2, tableau 5.
7. Echantillon 2 864 H: prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin.
8. Echantillon 2 164: micaschiste albitique, groupe d'Ambin.
9. Echantillon 10 101 A: micaschiste albitique, groupe d'Ambin. Analyse partielle à la sonde électronique.
10. Echantillon 2 763 B: micaschiste albitique, groupe d'Ambin.

	Pléochroïsme Ng ≃ Nm	Pléochroïsme Np	Couleur de polarisation	Signe optique	Effet chromatique avec lame λ		Ng	Nm	Np	Ng — Np
1	vert très pâle	incolore	jaune très pâle	+	jaune très pâle	1er ordre	1,613 ±0,001	1,603 ±0,001	1,603 ±0,001	0,010 ±0,002
2	vert très pâle	incolore	gris-bronze	+	jaune pâle	1er ordre	1,609 ±0,001	1,599 ±0,001	1,599 ±0,001	0,010 ±0,002
3	vert pâle	vert pâle	bronze	+	jaune d'or	1er ordre	1,613 ±0,001	1,607 ±0,001	1,607 ±0,001	0,006 0,002±
4	vert	jaune très pâle	bronze	+	orange	1er ordre	1,629 ±0,001	1,625 ±0,001	1,625 ±0,001	0,004 ±0,002
5	vert	jaune très pâle	brun à mauve	+	rouge à violet	1er ordre	1,633 ±0,001	1,631 ±0,001	1,631 ±0,001	0,002 ±0,002
6	vert	jaune très pâle	mauve	±	violet	1er ordre	1,635 ±0,001	1,634	1,634	0,001 ±0,001
7	vert foncé	jaune très pâle	mauve	±	violet	1er ordre	1,636 ±0,001	1,635	1,635	0,001 ±0,001
8	vert	jaune pâle	bleu-vert	—	bleu	2me ordre	1,649 ±0,001	1,649 ±0,001	1,644 ±0,001	0,005 ±0,002
9	vert foncé	jaune	bleu-vert	—	bleu-vert	2me ordre	1,644 ±0,001	1,644 ±0,001	1,640 ±0,001	0,004 ±0,002
10	vert foncé	jaune	vert-bleu	—	vert à vert-jaune	2me ordre	1,651 ±0,001	1,651 ±0,001	1,646 ±0,001	0,005 ±0,002

est une chlorite oxydée, en soulignant simplement la probabilité d'une relation étroite avec le stilpnomélane d'ailleurs confirmée par l'examen microscopique: deux lames minces montrent en effet un passage parfaitement graduel entre la phyllite sous son faciès habituel et un stilpnomélane indubitable (ce qui avait conduit à assimiler provisoirement les deux minéraux: M. Gay, 1970). Ces observations rejoignent celles que J. M. Caron vient de faire dans la région de Sestrières (1970) où le « stilpnomélane [...] semble s'être formé aux dépens d'une chlorite par l'intermédiaire d'une oxychlorite ».

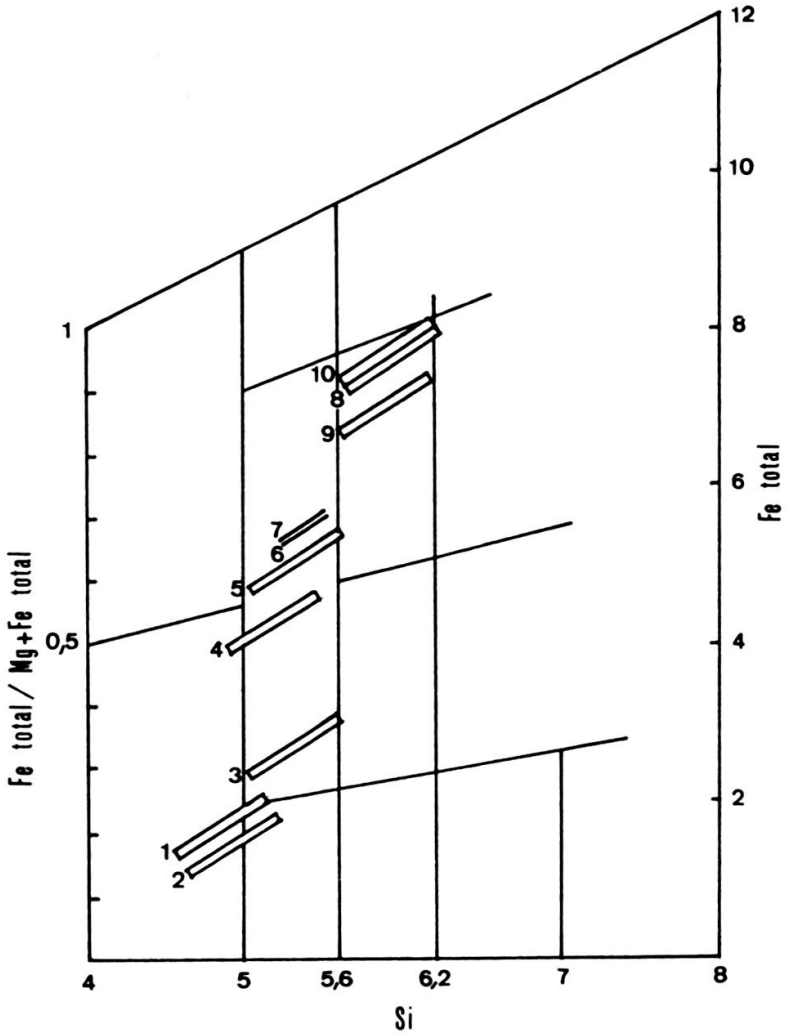


FIG. 1. — Variations de la composition chimique des chlorites vertes, définies par les valeurs de l'indice de réfraction (No) et de la biréfringence (No — Ne) tirées du tableau 6 (d'après M. H. Hey, 1954)

Les chlorites sont considérées comme des minéraux uniaxes.

TABLEAU 7. — *Composition chimique d'une phyllite brune remplaçant partiellement la chlorite verte*

Echantillon 10 101 A: micaschiste albitique, groupe d'Ambin (quartz, albite, phengite, chlorite, phyllite brune, glaucophane, allanite, calcite, rutile, minerais). x = 963 500, y = 324 250.

Analyse à la sonde électronique, 1969. Les 2 valeurs extrêmes indiquées pour chaque oxyde traduisent à la fois les écarts de teneur des 3 cristaux testés et les variations relatives aux 4 types de corrections appliquées; le total obtenu en additionnant les % moyens des différents oxydes est un peu faible (85,7). Alcalins non dosés. Fer total calculé sous forme de FeO.

SiO_2	47,1	54,2
Al_2O_3	7,9	9,9
FeO	20,6	20,8
MnO	0,0	0,0
MgO	3,2	4,4
CaO	1,8	2,0
TiO_2	0,0	0,0

2. *Répartition*

a. *Chlorite verte*

Elle entre dans la constitution de tous les micaschistes du groupe de la Clarea, mais n'atteint qu'à la partie supérieure une importance notable; elle appartient alors aux types 3 et surtout 4 (voir page 27). Sans être tout à fait générale, elle est encore assez régulièrement présente dans les anciens matériaux détritiques du groupe d'Ambin où, cependant, l'éventail de composition est très largement ouvert du pôle magnésien au pôle ferrifère, sans fréquence dominante. Elle manque par contre totalement dans le groupe d'Etache et les quartzites.

Dans les formations carbonatées, sans être très abondante, la chlorite est uniformément répandue, notamment dans les Schistes lustrés dont elle est un élément significatif; elle est presque toujours du type 1 et en tous cas rarement négative.

On la rencontre dans toutes les formations basiques, en quantité très variable. De ce point de vue, les amphibolites sont les moins abondamment et fréquemment pourvues; à quelques exceptions près, leur chlorites tiennent plus de magnésium que de fer et sont même le plus souvent de premier type; dans les glaucophanites et les prasinites, la tendance est encore magnésienne (rares chlorites négatives), mais l'étalement plus prononcé; dans les formations à glaucophane et lawsonite, on relève une écrasante majorité de chlorites du type 1. Le minéral figure accessoirement dans un assez grand nombre d'échantillons de leptynites alcalines; il est un peu plus abondant dans les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés où il présente une composition très variable.

b. *Chlorite brune*

Son extension est comparable à celle de la biotite verte: irrégulièrement développée, relativement peu fréquente, la chlorite brune ne se hausse jamais au rang de constituant majeur. Elle est pourtant stable de bas en haut de la série puisque, à l'exception du groupe d'Etache et des quartzites, toutes les formations en contiennent: c'est le groupe de la Clarea qui est le plus riche, particulièrement à son sommet, puis le groupe d'Ambin.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Chlorite verte*

La chlorite verte, l'albite et l'actinote sont étroitement associées dans l'évolution prasinitique des formations à glaucophane, mais leurs relations exactes sont incertaines. On a déjà indiqué que l'albite semblait, en l'incluant, protéger le glaucophane de l'altération chloriteuse: l'amphibole sodique persiste alors ou subit une transformation pseudomorphique en actinote qu'on n'observe guère que dans ces conditions. Ces relations permettraient de penser que la chlorite est postérieure à l'albite, ou qu'elle en est à la rigueur contemporaine, si l'on ne relevait les observations contradictoires suivantes: c'est dans les ovardites (prasinites à fond chloriteux) que le caractère porphyroblastique et poeciloblastique de l'albite est le plus marqué; le plagioclase est généralement indemme de toute cataclase alors que le phyllosilicate est déformé; la schistosité mécanique qui affecte ce dernier peut même déterminer la forme et l'orientation des plages feldspathiques; enfin, au contact du plagioclase, la phyllite s'effrange parfois comme sous l'effet d'une corrosion, pour peu que son clivage soit perpendiculaire à l'interface.

La muscovite est en tous cas postérieure lorsqu'elle se surimpose à la chlorite verte en englobant des trainées d'oxyde parrallèles aux clivages. De même certains micas qui poussent sur les lames chloriteuses: talc, dans l'auréole réactionnelle des serpentinites d'Ulzio, biotite verte, sporadiquement, et surtout chlorite brune dont la généralité justifie une description particulière. Comme le remarque N. D. Chatterjee, les chlorites vertes sont d'autant plus sensibles à ce dernier type d'altération qu'elles sont plus riches en fer; les variétés les plus magnésiennes (groupe 5) en sont totalement exemptes. La réaction procède à la faveur des clivages, de sorte que la chlorite secondaire se présente, dans un cristal en section transversale, sous forme de coins fréquemment réunis en une frange terminale, d'inclusions d'apparence fuselée, plus rarement de lames à faces parallèles traversant de part en part (planche I, c). Il y a continuité optique et gradation de couleur entre les deux minéraux. La schistosité mécanique exerce un contrôle essentiel sur cette évolution: il est souvent manifeste que seuls les individus adjacents à une telle surface de discontinuité sont affectés; J. von Raumer (1969) a pu observer une disposition analogue dans le granite du Mont-blanc.

Les relations avec les carbonates n'ont rien d'équivoque: la chlorite peut garder la trace d'une déformation intense, sans mesure avec celle de la calcite ou de l'ankérite qui l'environne; elle se laisse pénétrer par ces dernières, ainsi que par la dolomite d'origine métamorphique dans les rares échantillons où cet élément est présent; avec le clivage minéral, c'est parfois la schistosité de la roche, postérieure à la cristallisation du phyllosilicate, qui est soulignée par un film régulier de calcite ou d'ankérite. Le clivage de la chlorite contrôle également la forme et l'orientation de certaines plages de leucoxène et d'hématite, comme le fait celui des micas blancs. Il faut admettre que le rutile peut être lui aussi postérieur, si l'on reconnaît à l'albite porphyroblastique des écorces de coussins un caractère tardif relativement à la chlorite: l'oxyde, en effet, remplace systématiquement le sphène à l'intérieur du plagioclase, et seulement là. Notons enfin un développement inhabituel de la chlorite à proximité de concentrations sulfurées dans certains micaschistes profonds du groupe de la Clarea, sans pouvoir expliquer de façon satisfaisante un tel voisinage.

b. *Chlorite brune*

Elle est, avec les carbonates et la biotite verte, un des derniers minéraux à s'être formés.

J. Serpentines

1. *Types et caractères spécifiques*

En se plaçant d'un point de vue morphologique, on peut distinguer deux types:

— certaines serpentines apparaissent au microscope comme un mélange généralement peu ordonné de sections minces, fusiformes, ou au contraire plus larges et alors fréquemment ouvertes à la façon d'une gerbe ou d'un éventail; une orientation discrète s'y manifeste suivant deux directions orthogonales;

— d'autres sont au contraire caractérisées par une structure maillée.

Une telle distinction est justifiée par l'étude aux rayons X. Suivant les indications de E. J. W. Whittaker et J. Zussman (1956), les deux échantillons du premier type ayant fait l'objet d'un examen présentent des caractères d'antigorite: la réflexion la plus intense correspond à une distance réticulaire de 2,52 (échantillon 1062 A) ou 2,53 Å (échantillon 6124); les réflexions à 1,56 et 1,54, également déterminantes, sont relevées dans les deux cas. Le spectre d'un dernier échantillon (1771), se rapportant cette fois au second type, est celui d'une lizardite; raies moins bien définies en raison de leur largeur 2,50 (intense), 1,54 et 1,50 Å; rien à 1,56.

2. *Répartition*

Les serpentines se rencontrent exclusivement dans la série des Schistes lustrés. La lizardite et une des deux antigorites proviennent de deux lentilles de la région du lac du Mont-Cenis; la seconde antigorite a été recueillie dans le massif de la Sauze d'Oulx.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

La magnétite obéit, le cas échéant, à la même ordonnance que la serpentine: ses granules accentuent les structures réticulaires ou sont étroitement moulés par les mailles.

La trémolite, la calcite et la dolomite sont associées à la serpentine dans l'altération des pyroxènes magmatiques, mais elles se forment aussi plus ou moins directement à ses dépens, en même temps que le talc (périphérie du massif de la Sauze); des lames minces en nombre trop faible ne permettent pas de préciser les étapes de cette dernière transformation. La chlorite est un autre produit de remplacement; elle cristallise en petites mouches, ou en minces filets parallèles aux clivages, ou constitue des amas irréguliers d'aspect finement vermiculé.

K. Pyroxenes

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Pyroxène magmatique*

Les cristaux, de grande taille, ont un contour automorphe (abstraction faite de la recristallisation métamorphique); ils sont incolores ou légèrement colorés de brun et présentent tous le clivage supplémentaire (100). Dans une dolérite, il est possible de déterminer d'autres caractéristiques: 2 VNg = 48°, Ng/C = 41° (chacun de ces deux chiffres représente la moyenne de 6 valeurs peu différentes).

En l'absence d'un diagnostic précis, on peut se référer aux travaux de A. Nicolas (1966) portant sur une région limitrophe; les pyroxènes étudiés par cet auteur proviennent également de formations basiques et ultrabasiques de la série des Schistes lustrés; sur le diagramme de Poldervaart et Hess, ils se situent dans le champ du diopside ou à proximité.

b. *Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien*

A ce type on rapportera des cristaux automorphes, incolores, dont les angles 2 VNg et Ng/C ont respectivement des valeurs moyennes de 55 et 41° (4 mesures).

On admettra qu'il s'agit d'un pyroxène de la série diopside-hedenbergite, compte tenu de l'environnement (roche à fond quartzeux et carbonaté soumise à un métamorphisme de degré moyen).

c. *Pyroxènes métamorphiques sodiques*

Les particularités de quelques uns de ces pyroxènes sont indiquées dans le tableau 8 qui rappelle également les propriétés optiques de la jadéite signalée en 1963 par S. Lorenzoni (les valeurs de 2 VNp et de Np/C données pour les six premiers échantillons représentent les moyennes de 4 à 6 mesures en lumière monochromatique jaune). Les propriétés optiques donnent une idée grossière des espèces en présence; l'espacement des plans (221) ne suffit pas à assurer la détermination, mais confirme au moins dans une certaine mesure les hypothèses formulées (voir à ce propos E. J. Essene et W. S. Fyfe, 1967).

On peut ainsi rapporter les trois premiers échantillons à la série aegyrine-augite aegyrinique, et même préciser que 1 et 2 sont des aegyrines (contenant plus de 70% de (Si_2O_6) $NaFe^{+3}$), tandis que 3 est une augite aegyrinique (contenant

TABLEAU 8. — *Caractères spécifiques des pyroxènes sodiques*

1. Aegyrine. Echantillon 382 B: quartzite à ciment d'aegyrine, Trias.
2. Aegyrine. Echantillon 1593: galet, groupe d'Etache.
3. Augite aegyrinique. Echantillon 8061: marbre à silicates, surface durcie du Malm.
4. Pyroxène jadéitique. Echantillon 4 113 D; élément des brèches associées aux laves en coussins, série des Schistes lustrés. Le pyroxène est celui du fond de la roche.
5. Jadéite. Echantillon 4 113 D. Le pyroxène est pseudomorphe d'anciens phénocristaux feldspathiques.
6. Jadéite. Echantillon 23 121: micaschiste, groupe d'Ambin.
7. Jadéite. In S. Lorenzoni (1963); métagrauwacke, groupe de la Clarea.

	Pléochroïsme			Dispersion	2VNp°	Np/c°	d (221) Å
	Ng	Nm	Np				
1	vert très pâle	jaune très pâle	vert très pâle	faible	66	4	2,975
2	jaune-vert très pâle	jaune-vert très pâle	incolore	faible	62	6	2,975
3	vert-jaune pâle	jaune très pâle	vert d'eau	faible	78	7	
4	vert-jaune pâle	jaune-vert pâle	incolore	moyenne	81	3	2,950
5	incolore	incolore	incolore	forte	89	29	
6	incolore	incolore	incolore	forte	88	28	2,940
7	jaune-vert très pâle	incolore	jaune très pâle		70-72	32-34	

moins de 70% de (Si_2O_6) $NaFe^{+3}$). Cette spécification est conforme à la nomenclature proposée par W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussman (1965) et s'appuie sur la relation établie par ces mêmes auteurs entre la composition chimique et les valeurs de l'angle d'axes et de l'angle d'extinction. La position de Np (bissectrice aiguë ou obtuse des axes cristallographiques a et c) est également discriminante, mais il a été impossible de la définir en l'absence de tout clivage ou face (001). Ces pyroxènes sont toujours en agrégats de cristaux de taille assez grande, de forme prismatique ou quelconque.

Dans le pyroxène n° 4, la jadéite est le constituant essentiel, mais la part de l'aegyrine et de l'augite n'est pas négligeable; les proportions pourraient notamment être celle d'une omphazite; les cristaux sont aciculaires ou prismatiques, groupés en faisceaux ou en gerbes. Les échantillons 5 et 6 (gros cristaux prismatiques dont les sections s'ouvrent parfois légèrement en éventail) paraissent mériter le nom de jadéite; le dernier libère toutefois dans son altération de nombreux granules de magnétite et d'hématite.

2. *Répartition*

a. *Pyroxène magmatique*

Il ne subsiste, à l'état de résidu ou de simple trace, que dans les roches du cortège basique et ultrabasique des Schistes lustrés. Dans la serpentinite de la Sauze d'Oulx, la dolérite qui la recoupe, et le gabbro voisin, il a en partie échappé à l'altération métamorphique. En dehors de ces gisements, on ne trouve plus que ses fantômes: dans les laves de la région d'Ulzio, les anciens phénocristaux ont généralement gardé leur forme ou au moins une individualité marquée par un assemblage métamorphique singulier, différent de celui qui a remplacé le fond de la roche; dans les serpentinites et les chloritoschistes, ce sont des particularités de la trame qui indiquent encore le contour ou la structure des anciens pyroxènes (et celle des péridots).

b. *Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien*

Il a été reconnu en un seul endroit, dans l'horizon amphibolique du groupe de la Clarea, au sud-sud-est des Casses blanches sur le versant italien; il y est associé à de la hornblende et à un peu de sphène dans de minces lits dont le fond est alternativement quartzeux et carbonaté.

c. *Pyroxènes métamorphiques sodiques*

Les minéraux de la série aegyrine-augite aegyrinique se rencontrent dans des faciès accidentels des groupes d'Ambin et d'Etache, des quartzites et de l'ensemble calcaréo-dolomitique. Ils sont toujours accompagnés par des produits opaques en quantité inhabituelle (magnétite et hématite essentiellement) notamment dans la

dernière formation où ils se localisent plus précisément au sommet du Malm, dans une croûte qui peut être considérée comme une ancienne surface durcie.

Les pyroxènes jadéitiques sont aussi rares. Les quelques découvertes qui en ont été faites intéressent le groupe de la Clarea (métagrauwackes), le groupe d'Ambin (micaschistes, leptynites alcalines et prasinites) et la série des Schistes lustrés (métabasaltes massifs, bréchiques ou en coussins formant un petit pointement à proximité de la localité d'Ulzio). Leur extension a pu être beaucoup plus large, notamment dans le groupe d'Ambin où l'on croit souvent reconnaître dans les ocelles albitiques les résidus d'un tel pyroxène.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Pyroxène magmatique*

Un des échantillons recueillis dans la serpentinite de la Sauze contient un grenat de couleur verte dont la signification sera discutée plus loin; ce minéral est à la fois disposé suivant un réseau de filonnets d'épaisseur très irrégulière, et inscrit dans le contour d'anciens pyroxènes dont les clivages ont guidé la cristallisation en fines lamelles.

D'une façon générale, les pyroxènes ont été profondément altérés. Dans les formations ultrabasiques, ceux qui ont partiellement échappé à la serpentinisation se transforment en trémolite orientée sur leur réseau, et en carbonates exsudés dans les clivages ou les fractures; ils sont peut-être l'origine des concentrations de calcite et/ou dolomite de certains faciès. Même dans les chloritoschistes, résultant d'une évolution ultérieure des serpentinites, on devine encore parfois le pyroxène. Dans les roches basiques, et spécialement dans la dolérite et le gabbro de la région d'Ulzio, le glaucophane est le produit d'altération dominant (planche 1, d); il tend à constituer des agglomérats sans forme définie et sans structure interne bien apparente, dans lesquels on a du mal à reconnaître l'élément initial lorsque la transformation est achevée; à la faveur de cette altération cristallise également du sphène, totalement inclus dans le glaucophane, mais disposé conformément au clivage du pyroxène dont il ne reste pas d'autre trace. Dans les formations effusives, l'amphibole sodique fait place ensuite à la chlorite, au mica blanc, à l'albite et à la calcite, sans que la silhouette des anciens cristaux soit totalement effacée.

b. *Pyroxène métamorphique calcique et ferro-magnésien*

Ses relations avec les minéraux qui l'accompagnent sont peu significatives, si l'on excepte une partie du carbonate (ankérite ?); celui-ci apparaît d'abord dans les clivages, puis envahit plus largement les cristaux de pyroxène dissociés en multiples granules et progressivement remplacés; la réaction est particulièrement évidente lorsque les deux minéraux sont dans un fond de quartz. Cependant, l'altération n'est

pas assez forte pour rendre compte de tout le carbonate présent dans la roche en quantité suffisante pour contribuer au litage.

c. *Pyroxènes métamorphiques sodiques*

Ceux de la série aegyrine-augite aegyrinique se transforment en un mélange d'albite, quartz et hématite. De petites gouttes de plagioclase se forment parallèlement au clivage puis, en se réunissant, finissent par constituer un assemblage ou un monocristal pseudomorphe, chargé de multiples granules de pyroxène de même orientation optique, de tablettes d'hématite en zone avec l'axe c du pyroxène, et d'inclusions de quartz (planche 4, p). Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, la calcite est manifestement plus récente que l'augite aegyrinique dont elle emplit les clivages et dont elle inclut des cristaux tordus sans présenter elle-même la moindre trace de déformation. On a mentionné page 9 l'existence de sections de pyroxène semblables à de la dentelle, et indiqué que leur formation était liée à l'existence préalable d'une mosaïque de quartz; lorsqu'une telle structure se détache sur un fond carbonaté, dont les éléments ont des formes et des dimensions sans rapport avec celles de ses mailles (planche 3, a), il faut nécessairement admettre un remplacement du quartz par la calcite postérieurement à la cristallisation de l'augite aegyrinique.

Les pyroxènes jadéitiques subissent, dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, une altération comparable à celle des précédents (planche 1, e). L'albite en est le produit essentiel; elle se présente sous la forme d'un cristal unique ou d'un agrégat de cristaux d'orientations voisines, ne respectant qu'imparfaitement la forme initiale; lorsqu'elle est mâclée, c'est suivant la loi de l'albite, avec parfois un motif en échiquier. Les inclusions y tiennent une place importante: gouttellettes de quartz, tablettes d'hématite (translucides ou opaques suivant leur taille) et octaèdres de magnétite alignés sinon orientés suivant les directions de leur hôte; dans certains cas apparaît également un feutrage de séricite verte obéissant au même contrôle que les minerais (d'après l'examen cristallographique (Lefèvre et Michard, 1965), il pourrait s'agir de paragonite). Dans les matériaux volcaniques des environs d'Ulzio, la jadéite est corrodée par du mica blanc ou de la chlorite profitant de toutes les lignes de faiblesse; elle est remplacée par des veinules d'épidote, et recoupée par la calcite (clivages) et l'albite des fractures tardives.

L. Amphiboles

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Trémolite-actinote*

Les amphiboles de coloration très faible ou nulle liées à la serpentinite de la Sauze sont probablement des trémolites. Rappelons qu'elles sont associées aux

résidus pyroxéniques, ou dérivent de la serpentine elle-même; dans le dernier cas, elles sont accompagnées par de la calcite, de la dolomite et du talc. L'angle d'axes élevé des deux échantillons étudiés (tableau 9, n° 1 et 2) est un indice supplémentaire.

Les variétés d'une couleur verte assez pâle sont beaucoup plus répandues; elles sont généralement aciculaires, bien qu'une stricte épigénie du glaucophane conduise parfois à des formes prismatiques. Il est notoire que ces amphiboles se rapportent à la série trémolite-ferroactinote (à ce propos, voir par exemple les analyses de A. Nicolas, 1966). D'après la relation établie par W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussman (1965) entre les indices de réfraction et la composition des minéraux de ce groupe, la proportion moléculaire approximative de ferro-actinote serait de 30 à 40% dans les trois échantillons étudiés (tableau 9, n° 3 à 5).

b. *Hornblende verte*

L'habitus est régulièrement prismatique. Le pléochroïsme d'ensemble est le suivant:

— Ng: vert, nuancé d'une pointe de bleu plus ou moins apparente

— Nm: vert, parfois mêlé d'un peu de jaune

— Np: jaune plus ou moins soutenu.

Dans tous les cas, l'absorption paraît plus forte suivant Nm que suivant Ng; elle varie assez largement d'un échantillon à l'autre. Les tableaux 9 (n° 6 à 11) et 10 indiquent les propriétés optiques et la composition chimique de quelques spécimens de ce type d'amphibole.

c. *Hornblende bleu-vert*

Elle constitue, avec le glaucophane qui lui est toujours étroitement associé, des cristaux prismatiques dont elle peut franger les extrémités en prenant accidentellement un faciès aciculaire. Toute séparation, et par conséquent toute analyse chimique est de ce fait impossible. Heureusement, ce type d'amphibole est bien caractérisé par ses propriétés optiques (tableau 9, n° 12); on peut donc étendre au massif d'Ambin les résultats d'un certain nombre de travaux dont J. Fabriès a fait le point en 1966: il s'agirait « de hornblendes subcalciques ($Ca < 1,5$), voisines de la formule idéale $NaCaR_3^{2+}\ R_2^{3+}\ AlSi_7O_{22}\,(OH)_2$, dans laquelle une certaine proportion de R^{3+} serait remplacée par $(Na^A + R^{2+})$. »

d. *Amphibole sodique*

Les amphiboles sodiques ont un habitus généralement prismatique, de temps en temps aciculaire, et tout à fait exceptionnellement fibreux. La plupart d'entre elles ont un pléochroïsme banal; jaune suivant a, bleu lavande suivant b, bleu ciel suivant c: mais quelques unes se distinguent par une dominante bleue plus forte

1. Trémolite. Echantillon 4 124: serpentinite à résidus pyroxéniques, série des Schistes lustrés.
2. Trémolite. Echantillon 9 124: marbre à grain fin lié à la même serpentinite, série des Schistes lustrés.
3. Actinote. Echantillon 2 074: prasinite amphibolique, partie supérieure du groupe de la Clarea.
4. Actinote. Echantillon 10 102: prasinite amphibolique, série des Schistes lustrés.
5. Actinote. Echantillon 112: prasinite, série des Schistes lustrés.
6. Hornblende verte. Echantillon 993 C: amphibolite, groupe d'Ambin.
7. Hornblende verte. Echantillon 17 121 A: amphibolite, groupe de la Clarea. Analyse n° 1, tableau 10.
8. Hornblende verte. Echantillon 3 992: amphibolite, groupe de la Clarea. Analyse n° 2, tableau 10.
9. Hornblende verte. Echantillon 193: amphibolite, groupe de la Clarea.
10. Hornblende verte. Echantillon 993 A: amphibolite, groupe d'Ambin. Analyse n° 3, tableau 10.
11. Hornblende verte. Echantillon 1 294 B: amphibolite, groupe de la Clarea. Analyse n° 4, tableau 10.
12. Hornblende bleu-vert. Echantillon 894 B: amphibolite, groupe de la Clarea.

		Pléochroïsme Ng	Nm	Np	Ng/c°	2VNp°	Ng	Nm	Np	Ng — Np
Trémolites Actinotes	1	incolore	incolore	incolore	15	83				
	2	incolore	incolore	incolore	16	83				
	3	vert-(bleu) pâle	vert-(bleu) pâle	vert-jaune très pâle	13	77	1,658 ±0,001		1,635 ±0,002	0,023 ±0,003
	4	vert-(bleu) pâle	vert-(bleu) pâle	vert-jaune très pâle	17	75	1,650 ±0,001		1,625 ±0,002	0,025 ±0,003
	5	vert-(bleu)	vert	vert-jaune	17	66	1,654 ±0,001		1,629 ±0,001	0,025 ±0,002
Hornblendes vertes	6	vert-(bleu) pâle	vert pâle	jaune très pâle	15	88	1,666 ±0,001	1,652 ±0,002	1,637 ±0,002	0,029 ±0,003
	7	vert-(bleu)	vert	incolore	18	80	1,663 ±0,001	1,652 ±0,002	1.642 ±0,001	0,021 ±0,002
	8	vert	vert-(jaune)	jaune très pâle	15	82	1,672 ±0,001	1,662 ±0,001	1,645 ±0,001	0,027 ±0,002
	9	vert	vert-(jaune)	jaune pâle	14	77	1,683 ±0,001	1,672 ±0,002	1,657 ±0,001	0,026 ±0,002
	10	vert	vert-(jaune)	jaune pâle	15	74	1,681 ±0,001	1,669 ±0,001	1,655 ±0,001	0,026 ±0,002
	11	vert-(bleu)	vert	jaune pâle	16	68	1,690 ±0,001	1,676 ±0,002	1.658 ±0,001	0,032 ±0,002
Hornblende bleu-vert	12	bleu-vert	vert	jaune pâle	17	69	1,684 ±0,001	1,673 ±0,002	1,657 ±0,001	0,027 ±0,002

TABLEAU 10. — *Composition chimique de quatre hornblendes vertes*

1. Echantillon 17 121 A: amphibolite, groupe de la Clarea (albite, phengite, chlorite, hornblende, glaucophane, épidote, calcite, sphène, rutile). x = 955 900, y = 317 700.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. Traces de P_2O_5; F non dosé. Caractères optiques: tableau 9, n° 7.
2. Echantillon 3 992: amphibolite, groupe de la Clarea (quartz, albite, phengite, chlorite, hornblende, glaucophane-crossite, épidote, calcite, sphène, rutile, pyrite et autres minerais). x = 961 900, y = 327 750.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. Traces de P_2O_5; F non dosé. Caractères optiques: tableau 9, n° 8.
3. Echantillon 993 A: amphibolite, groupe d'Ambin (quartz, albite, phengite, chlorite, hornblende, épidote, calcite, sphène, rutile, pyrite). x = 961 500, y = 321 200.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. 0,04 % de P_2O_5 inclus dans le total; F non dosé. Caractères optiques: tableau 9, n° 10.
4. Echantillon 1 294 B: amphibolite, groupe de la Clarea (quartz, albite, phengite, hornblende, glaucophane-crossite, épidote, sphène). x = 956 350, y = 320 800.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. Traces de P_2O_5; F non dosé. Caractères optiques: tableau 9, n° 11.

	% pondéraux d'oxydes				Nombres d'atomes sur la base de 23 O								
	1	2	3	4	1		2		3		4		
SiO_2	47,80	43,36	43,19	42,17	6,817	8,00	6,321	8,00	6,380	8,00	6,187	8,00	Si
Al_2O_3	10,96	13,96	13,51	13,91	1,183		1,679		1,620		1,813		Al^{IV}
					0,657		0,719		0,732		0,592		Al^{VI}
TiO_2	0,44	1,27	0,96	2,12	0,047		0,138		0,107		0,234		Ti
Fe_2O_3	2,36	3,83	2,81	4,66	0,252	5,17	0,419	5,20	0,311	5,24	0,513	5,17	Fe^{+3}
FeO	6,90	10,06	12,93	13,22	0,823		1,226		1,597		1,621		Fe^{+2}
MnO	0,16	0,17	0,26	0,24	0,019		0,020		0,032		0,029		Mn
MgO	15,87	12,33	11,17	9,95	3,372		2,678		2,460		2,176		Mg
CaO	10,60	10,54	10,37	10,70	1,610		1,646		1,641		1,681		Ca
Na_2O	1,93	1,87	1,93	1,68	0,533	2,22	0,527	2,22	0,552	2,23	0,478	2,23	Na
K_2O	0,38	0,25	0,19	0,39	0,069		0,046		0,036		0,072		K
H_2O^+	1,33	0,74	1,63	0,58	1,00		1,00		1,00		1,00		OH
H_2O^-	0,05	0,06	0,13	0,05									
Total	98,78	98,44	99,12	99,67									

(outremer, Prusse). L'absorption est très variable; la dispersion augmente grossièrement avec elle. Les variétés les plus colorées sont fréquemment zonées, et de façon très irrégulière; l'absorption tend cependant a être plus importante au cœur des cristaux.

Quatorze amphiboles provenant des diverses formations basiques (groupes de la Clarea et d'Ambin, série des Schistes lustrés) ainsi que de l'ensemble calcaréo-dolomitique ont fait l'objet d'un examen à la platine universelle en lumière monochromatique. Elles se répartissent en deux groupes d'après l'orientation de leur indicatrice optique:

— huit ont le plan des axes optiques parallèle à (010) et Ng voisin de c; 83 % des valeurs de Ng/c sont comprises entre 1 et 6°, et les moyennes (5 à 10 mesures suivant les échantillons) vont de 3 à 7°; l'éventail des valeurs de 2 VNp est très large et les moyennes elles-mêmes (5 à 7 mesures) se situent entre 29 et 55°;

— six ont le plan des axes optiques perpendiculaire à (010), Ng suivant b et Nm voisin de c; dans 83 % des cas, l'angle entre les deux dernières directions mesure de 2 à 8° et il est en moyenne de 4 à 10° (4 à 8 mesures); l'intervalle des variations de 2 VNp est aussi important que dans le premier groupe: 33 à 54° pour les moyennes (3 à 6 mesures).

On sait que le premier type d'orientation se rencontre dans les glaucophanes et quelques crossites, le second dans les crossites et quelques magnésioriebeckites. Les résultats de deux analyses chimiques (tableau 11) sont à cet égard satisfaisants. La première amphibole, faiblement colorée et moyennement dispersive, dont le plan des axes optiques est parallèle à (010), a une composition de glaucophane; elle est associée dans la roche à de la lawsonite. La seconde, fortement colorée et dispersive, avec un plan des axes optiques perpendiculaire à (010), est une crossite chimiquement très voisine de celle analysée par J. Bocquet (1969); ces deux dernières amphiboles proviennent d'ailleurs de gisements assez proches, carbonatés l'un et l'autre. On peut donc admettre que les amphiboles bleues du massif d'Ambin sont en majorité des glaucophanes et des crossites, en déplorant que l'examen microscopique ne soit pas déterminant, dans la mesure où le changement d'orientation ne commande pas la nomenclature; aussi, le terme de glaucophane est-il employé dans un sens large. Les quelques spécimens dont le pléochroïsme s'écarte du schéma habituel se rapportent peut-être aux magnésioriebeckites.

2. *Répartition*

a. *Amphiboles calciques*

Elles sont en majeure partie localisées dans les roches basiques du groupe de la Clarea, du groupe d'Ambin et de la série des Schistes lustrés; elles font totalement

TABLEAU 11. — *Composition chimique et caractères optiques de deux amphiboles sodiques*

1. Glaucophane. Echantillon 13 124 C: amphibole associée à de la lawsonite dans une courte veine, métabasalte de la série des Schistes lustrés. x = 953 350, y = 313 400.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. Traces de P_2O_5; F non dosé.

2. Crossite. Echantillon 8 461: dolomie, ensemble calcaréo-dolomitique (albite, phengite, chlorite, crossite, calcite, dolomite, minerai). x = 954 500, y = 325 200.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. Traces de P_2O_5; F non dosé.

% pondéraux d'oxydes			Nombres d'atomes sur la base de 23 O				
	1	2	1		2		
SiO_2	57,22	55,20	7,631	8,00	7,842	8,00	Si
Al_2O_3	9,19	6,20	0,369		0,158		Al^{IV}
			1,075		0,880		Al^{VI}
TiO_2	1,10	t.	0,110				Ti
Fe_2O_3	4,71	8,30	0,471	4,58	0,886	5,06	Fe^{+3}
FeO	6,32	10,35	0,704		1,229		Fe^{+2}
MnO	0,12	t.	0,013				Mn
MgO	11,11	9,74	2,208		2,062		Mg
CaO	1,23	1,51	0,176		0,230		Ca
Na_2O	6,42	6,60	1,659	1,85	1,817	2,05	Na
K_2O	0,11	t.	0,018				K
H_2O+	1,73	1,23	1,00		1,00		OH
H_2O-	0,05	0,05					
Total	99,31	99,18					

	1		2	
P.A.O.		//(010)		⊥(010)
2VNp°		29		54
	Ng/c°	4	Nm/c°	4
Ng		1,643 ± 0,001		1,668 ± 0,002
		bleu ciel		bleu lavande
Nm		1,635 ± 0,001		1,660 ± 0,001
		bleu lavande		bleu ciel
Np		1,615 ± 0,001		1,648
		jaune pâle		jaune pâle
Ng-Np		0,028 ± 0,002		0,020 ± 0,002

défaut dans les formations suivantes: leptynites alcalines, groupe d'Etache, quartzites, ensemble calcaréo-dolomitique, schistes lustrés et micaschistes albitiques qui leur sont liés.

L'actinote est générale dans les faciès basiques, et spécialement abondante dans les prasinites. Sa fréquence paraît y augmenter de bas en haut de la série. Comme elle se forme aux dépens du glaucophane, on la rencontre également, par accident, dans le fond continu des groupes de la Clarea et d'Ambin où ce dernier minéral est assez répandu. La trémolite, pour sa part, n'est guère connue qu'à la périphérie ou au sein du massif serpentineux de la Sauze.

Si l'on excepte les amphibolites d'Exilles, rapportées au groupe d'Ambin, la hornblende verte n'a pas d'autre gisement que l'horizon basique du groupe de la Clarea. Elle en est encore un élément essentiel, bien que son importance aît été considérablement réduite au cours des derniers évènements métamorphiques.

La hornblende bleu-vert est accessoire, compte tenu du petit nombre d'échantillons qui en contiennent (amphibolites, glaucophanites et prasinites des deux formations inférieures).

b. *Amphiboles sodiques*

Comme les précédentes, elles sont particulièrement développées dans toutes les roches basiques, de façon très irrégulière d'ailleurs. Elles manquent totalement dans les leptynites alcalines, les schistes et conglomérats du groupe d'Etache, les quartzites, les calcschistes et les micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés. Mais, à la différence des amphiboles calciques, elles sont bien représentées, quoique souvent par de simples fantômes, dans quelques formations d'origine sédimentaire: micaschistes de la Clarea et d'Ambin, ensemble calcaréo-dolomitique (notamment croûtes ferrugineuses).

Certaines particularités de forme méritent d'être signalées. C'est ainsi que l'amphibole bleue constitue à la partie inférieure du groupe de la Clarea des agglomérats de prismes courts, assez mal formés, contrastant avec les cristaux isolés, parfaitement automorphes, de la partie supérieure; les formes aciculaires sont peut-être un peu plus fréquentes au niveau de la série des Schistes lustrés; les masses fibreuses se présentent comme des accidents de la surface durcie du Malm de l'Arella. Les variations de couleur sont également liées dans une certaine mesure à la nature des formations: les types les moins colorés (probablement des glaucophanes) sont ceux qui accompagnent la lawsonite, et surtout ceux que l'on rencontre à la base du groupe de la Clarea; les micaschistes de la partie supérieure de ce groupe et ceux du groupe d'Ambin sont caractérisés par des variétés nettement plus absorbantes; dans les faciès riches en fer de l'ensemble calcaréo-dolomitique, les amphiboles ont une couleur encore plus foncée et souvent anormale (crossites et peut-être riebeckites); par contre, dans les amphibolites, glaucophanites et prasinites et toutes provenances, la gamme de coloration est très étendue.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Trémolite*

Rappelons qu'elle est associée à un carbonate dans l'altération des résidus pyroxéniques de la serpentine de la Sauze, à du talc, de la calcite et de la dolomite dans la transformation marginale de la serpentine elle-même, Dans ce dernier cas, elle est en toute rigueur antérieure à ses compagnons: la phyllite se développe dans les clivages et les fractures, mais surtout à l'extrémité des prismes d'amphibole, dont il ne reste plus ailleurs que des débris ou une vague forme; quant aux carbonates, ils sont à leur habitude insinués dans les clivages.

b. *Actinote*

Elle est quelquefois partiellement remplacée par des phyllosilicates (mica blanc et biotite verte dont les lamelles se disposent parallèlement aux clivages), recoupée par la calcite des fractures tardives et par celle du fond qui profite de toutes les lignes de faiblesse. Elle est enfin souvent incluse dans l'épidote où elle dessine même de temps en temps des charnières de plis, mais cette relation est ambiguë puisque l'actinote peut être pseudomorphe d'une amphibole sodique.

c. *Hornblende verte*

Dans les amphibolites de la Clarea, elle est vraisemblablement contemporaine de la biotite qui, tour à tour, l'inclut dans ses porphyroblastes et en cicatrise les fractures. Elle est en tout cas antérieure au glaucophane qui forme assez souvent une couronne ou un réseau interne conforme aux clivages de son hôte (planche 3, o, p,). L'amphibole sodique peut s'inscrire dans les limites exactes d'un cristal de hornblende tout en étant orientée sur le réseau d'un autre cristal environnant (planche 3, q, r): une telle relation démontre la succession proposée. D'ailleurs, la réaction libère du calcium qui s'exprime sous forme de calcite ou d'épidote. Ces deux espèces peuvent cribler la hornblende de petites plages auréolées de glaucophane, parfois manifestement voisines des fractures. Dans les cristaux mixtes où les deux amphiboles sont en proportions sensiblement égales, elles se concentrent préférentiellement dans la partie sodique, ou à la limite entre les deux parties; l'épidote est généralement en granules, tandis que la calcite exsude dans les fractures et surtout les clivages sous forme de minces films, de sections losangiques limitées par des plans (110), ou de taches allongées suivant la même direction Dans un échantillon, la transformation n'affecte que les hornblendes juxtaposées à de la calcite, et se limite même à la fraction de leur contour sur laquelle est réalisé le contact; dans ce cas, le carbonate paraît d'ailleurs provenir du plagioclase et jouer simplement le rôle de catalyseur.

Quelques phyllosilicates cristallisent aussi aux dépens de la hornblende verte, de telle sorte que les clivages (001) et (110) respectifs soient parallèles; il peut se former ainsi de petites quantités de mica blanc ou de biotite verte, en laison éventuelle

avec des fissures de la roche, et surtout de la chlorite dont les lames s'ordonnent en un treillis régulier emprisonnant parfois un peu de calcite. Une altération de ce genre en mica blanc et chlorite est également connue dans les amphibolites du groupe d'Ambin.

Remarquons enfin que l'albite et la chlorite oxydée emplissent le cas échéant les fractures tronçonnant les prismes de hornblende parallèlement à leurs faces (001).

d. *Hornblende bleu-vert*

Dans le groupe d'Ambin, c'est toujours l'amphibole bleu-vert qui fait la couronne ou la frange terminale des sections d'amphibole bleue. Dans le groupe de la Clarea, les deux amphiboles font tour à tour figure de relique du fait de leur situation au cœur des cristaux mixtes. Un seul échantillon témoigne indiscutablement de la postériorité du glaucophane; c'est une amphibolite à grain grossier, de structure diablastique, dans laquelle le glaucophane forme entre les cristaux de hornblende un liseré à partir duquel il pénètre plus profondément le long des clivages; on y trouve également des exemples du type de relation décrit plus haut, où l'amphibole sodique pseudomorphe adopte l'orientation d'un autre cristal que celui qu'elle remplace.

Le seul autre minéral avec lequel la hornblende bleu-vert aît des rapports significatifs est la chlorite dont quelques lamelles sont prises dans le plan des clivages.

e. *Amphiboles sodiques*

Leur déséquilibre est systématique, quoique peu apparent à la base du groupe de la Clarea. Il se traduit d'une façon assez générale, par une altération en chlorite ou actinote plus ou moins directement liées à de l'albite (planche 2, a); dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, la réaction est un peu particulière et conduit notamment à la formation d'une quantité appréciable de mica blanc.

L'altération chloriteuse est commune à toutes les formations. Elle commence à la périphérie et progresse le long des clivages et des fractures; l'amphibole est ainsi remplacée par un fin tissu chloriteux noyé dans un fond d'albite granoblastique ou plus rarement monocristalline, mâclée, de temps en temps pigmentée de brun. Lorsque le quartz contenu dans ces fantômes est en grains plus petits que dans le fond de la roche et orientés de façons différentes, il est incontestablement un produit de la transformation, à fortiori s'il manque dans les individus restés indemnes. A ce stade, les formes sont encore parfaitement conservées, bien que l'albite déborde parfois légèrement. Elles s'estompent et le plagioclase disparaît à mesure que la phyllite cristallise plus largement (planche 1, f, g, h); dans les roches basiques où elle était abondante, l'amphibole fait place à un enchevêtrement confus, alors que là où elle était clairsemée, elle est encore longtemps indiquée par l'individualité des concentrations chloriteuses, leur forme allongée ou vaguement losangique, la persistance de quelques îlots de grains très fin. Le premier stade peut manquer,

en particulier dans les formations basiques les plus profondes du groupe de la Clarea où la substitution se fait d'ailleurs d'une manière très ordonnée (planche 2, b); ce caractère est assez exceptionnel pour être noté, de telles pseudomorphoses ne gardant habituellement qu'un reflet très discret de la structure précédente. La chlorite verte peut évoluer en chlorite brune. Elle se mêle fréquemment à de la biotite verte, en proportion généralement accessoire cependant; le lien entre les deux phyllosilicates est mal établi: dans certains cas, le mica dérive manifestement de la chlorite, mais il n'est pas certain qu'un tel intermédiaire soit indispensable; ses cristaux restent le plus souvent de petite taille et se disposent sans ordre bien apparent au sein de l'amphibole; ils s'orientent même parfois sur les phengites voisines (planche 3, g). Le mica blanc participe à cette épigénie de façon assez constante, mais peu évidente lorsqu'il est en petite quantité et que la transformation est déjà avancée. Dans les parties les plus profondes du niveau basique inférieur (groupe de la Clarea), il constitue certains piliers ou des pièces losangiques de la marquetterie chloriteuse. Son origine ne fait aucun doute, de même que dans les métabasaltes à glaucophane et lawsonite où quelques lames apparaissent dans les clivages ou en bordures des prismes d'amphibole sodique, indépendamment de la présence de chlorite. Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique qui fait l'objet d'un développement à part, il se hausse même au rang de produit essentiel.

A de rares exceptions près, l'altération en actinote ne se rencontre que dans les roches basiques où elle est étroitement liée à la précédente. Le terme d'une évolution mixte de ce genre est une prasinite amphibolique, roche dans laquelle l'inosilicate est dans l'ensemble uniformément réparti dans un fond de chlorite et d'albite ocellaire. Sur fond chloriteux, l'actinote garde l'orientation des cristaux de glaucophane, mais non leur forme; sur fond d'albite, au contraire, elle est souvent pseudomorphe: les faciès de transition entre glaucophanites et prasinites montrent en effet que l'amphibole bleue se résout dans le plagioclase en un faisceau d'aiguilles peu serrées (planche 2, c) se formant d'abord à l'extrémité des cristaux. On peut interpréter comme le début de cette transformation un changement de couleur qui s'accompagne simplement d'une division plus fine, par des plans de clivage plus nombreux, et plus nets du fait de l'oxyde qui s'y dépose. Par accident, c'est la hornblende bleu-vert qui se développe ainsi aux dépens du glaucophane, mais les modifications structurales résultant de cet autre type de substitution, sont généralement moins importantes.

Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique (planche 3, s à w), l'amphibole sodique s'entoure d'une gaine de chlorite ou de mica blanc; ce dernier a le même angle d'axes et une couleur aussi nette que celui qui s'accole aux deux faces (001) de certains cristaux de chlorite, et se distingue au contraire du mica incolore généralement dispersé dans la pâte carbonatée. L'espace ainsi délimité est occupé par les deux phyllites, disposées confusément ou ordonnées suivant les clivages (110), ainsi que par du quartz et de l'albite; les quatre minéraux s'y combinent en nombre et en proportions variés. La calcite peut s'y introduire, au point même que dans certains

secteurs elle paraît chasser tous les autres éléments; elle recristallise en outre sur une faible épaisseur autour des pseudomorphes.

A ces diverses altérations qui traduisent clairement une déstabilisation, s'ajoutent de simples phénomènes de remplacement. Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, c'est l'augite aegyrinique qui se substitue ainsi à l'amphibole bleue (planche 4, a, b, c); les formes sont quelquefois conservées, à défaut de l'orientation (un parallélisme des axes c est rare), mais il ne reste bien souvent pas d'autre trace des éléments anciens qu'un filigrane dû à la distribution du pigment d'hématite. Dans les métabasaltes d'Ulzio, ce sont les pyroxènes jadéitiques et l'épidote qui tendent à envahir et à remplacer le glaucophane. Un peu partout, les carbonates s'inscrivent dans le contour de prismes plus ou moins altérés.

D'autres minéraux, porphyroblastiques, incluent le glaucophane sans corrosion notable ni dérangement. C'est le cas de l'épidote dans les glaucophanites, plus rarement de l'albite dans les prasinites, du grenat, de l'ankérite, et même de l'apatite lorsqu'elle est en cristaux assez gros.

Certaines espèces, enfin, cristallisent en minces lames dans les clivages de l'amphibole. L'albite et la calcite qui emplissent aussi les fractures tardives donnent les meilleurs exemples de ce type de relation. Le plagioclase fait également dans les métabasaltes un liseré mince et régulier autour du glaucophane altéré ou non qu'il isole de la roche. Quant au carbonate, il ne saurait être confondu avec celui que libère l'amphibole calcique en se transformant en amphibole sodique, puisqu'on le rencontre de la sorte dans toutes les formations, même celles qui n'ont jamais tenu de hornblende. Le sphène, la pyrite et l'hématite se trouvent également dans les clivages, ou s'accomodent passivement des interstices entre les cristaux d'amphibole. Dans les faciès dérivés de croûtes ferrugineuses, la pigmentation hématitique des crossites (et magnésioriebeckites) révèle d'anciennes structures sédimentaires et notamment des organismes.

M. Deerite

1. *Caractères spécifiques*

La découverte de deerite dans le massif d'Ambin a fait l'objet d'une communication orale au meeting de Cambridge sur la « minéralogie et la pétrologie des schistes à glaucophane et roches associées » (1968) et d'une publication récente (Agrell et Gay, 1970). Auparavant, ce minéral était inconnu dans les Alpes.

La détermination aux rayons X en a été confirmée par une analyse chimique à la sonde électronique (tableau 12): la composition est comparable à celle des échantillons originaux de Californie (Agrell, Bown et MacKie, 1965), malgré un total inexplicablement bas. Les cristaux aciculaires ou prismatiques, de section losangique, ont une longueur moyenne de 1 mm; ils sont très absorbants, presque noirs en lumière non analysée, et faiblement pléochroïques.

TABLEAU 12. — *Composition chimique de la deerite*

Echantillon 24 121, groupe d'Ambin (quartz, stilpnomélane, amphibole sodique, deerite, grenat, calcite, sphène, rutile, magnétite, hématite, pyrite). x = 957 700, y = 317 900.

In S. O. Agrell et M. Gay (1970). Rapport Fe^{+2}/Fe^{+3} et teneur en H_2O supposés identiques à ceux de l'échantillon californien analysé par voie humide; F et Cl non dosés.

SiO_2	33,27
Al_2O_3	0,41
Fe_2O_3	21,41
FeO	35,64
MnO	0,74
MgO	0,64
CaO	0,00
Na_2O	0,00
K_2O	0,00
TiO_2	t.
H_2O	4,25
Total	96,36

2. *Répartition et relations avec d'autres minéraux*

La deerite se trouve dans un mince niveau quartziteux discontinu (épaisseur inférieure à 5 cm), concordant avec les lits prasinitiques auxquels il est associé, et d'une façon générale avec la stratification du groupe d'Ambin.

Elle y voisine avec le stilpnomélane (tableau 4), une crossite ou magnésioriebeckite, des minerais abondants, un peu de grenat et de calcite. Les deux minéraux allongés obéissent à une orientation linéaire; ils seraient donc antérieurs au phyllosilicate qui échappe à tout contrôle structural, et peut d'ailleurs, cristalliser aux dépens de l'amphibole.

La deerite subit une épigénie partielle en hématite.

Des aiguilles d'hématite qui pourraient avoir une origine semblable sont connues au sommet du Jurassique du col de l'Arella (ancienne surface durcie).

N. CHLORITOÏDE

1. *Caractéres spécifiques*

Les cristaux ont une forme et un contour variables. Les plus petits sont en minces tablettes, faiblement colorées. Les plus gros sont plus épais et prennent souvent en lame mince l'aspect d'une gerbe ou d'un éventail modérément ouverts; ils sont aussi

plus abondants, mais cette règle souffre quelques exceptions. Tous sont maclés. Le tableau 13 indique, pour 3 chloritoïdes, certaines valeurs angulaires caractéristiques déterminées à la platine universelle en lumière monochromatique jaune (moyenne de 3 à 7 mesures); les trois échantillons choisis ont même pléochroïsme (Ng: incolore; Nm: bleu-vert pâle; Np: vert-bleu pâle) et sont également dispersifs (teintes délavées bronze, mauve, jaune); les deux premiers ont un faciès tabulaire (cristaux d'un diamètre moyen inférieur à 0,5 mm) tandis que le premier tend à former des rosettes (diamètre moyen voisin de 2 mm).

TABLEAU 13. — *Valeurs de quelques angles caractéristiques dans les chloritoïdes*

1. Echantillon 18 121 B: micaschiste, partie inférieure du groupe de la Clarea.
2. Echantillon 2 193: micaschiste albitique, partie supérieure du groupe de la Clarea.
3. Echantillon 3 491: lentille d'exsudation essentiellement quartzeuse. Analyse, tableau 14.

	1	2	3
Ng/⊥ (001)°	16	18	15
Nm/⊥ (001)°	86	86	85
Np/⊥ (001)°	75	75	75
2VNp°	87	84	81

Le fait qu'aucun des axes de l'indicatrice optique ne se trouve dans le plan (001) suggère une symétrie triclinique. Un radiogramme de poudre du troisième échantillon est à cet égard satisfaisant, puisqu'on y relève toutes les réflexions déterminantes: 3,24; 2,68; 2,29; 2,20; 2,08 Å (Halferdahl, 1961). Une analyse chimique du même spécimen est donnée dans le tableau 14; elle fait apparaître une faible teneur en eau, susceptible de rendre compte du total insuffisant, et conduisant à calculer les proportions atomiques sur une base anhydre de 12 oxygènes.

2. *Répartition*

Il est présent, quoique de façon sporadique, dans le fond détritique des groupes de la Clarea et d'Ambin, et dans les faciès basiques de ce dernier groupe. Dans cet ensemble, la taille des cristaux paraît augmenter vers le haut, peut-être en liaison avec la granulométrie des roches.

TABLEAU 14. — *Composition chimique, indices de réfraction et biréfringence d'un chloritoïde*

Echantillon 3 491: lentille d'exsudation essentiellement quartzeuse, groupe d'Ambin (quartz, phengite, chlorite, trémolite, chloritoïde, ankérite, hématite).
x = 956 000, y = 324 450.

Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. 0,05 % de Na_2O inclus dans le total; traces de K_2O et de P_2O_5.

Autres caractères optiques, tableau 13, n° 3.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 14 (O, OH)		
SiO_2	24,35	1,973	1,97	Si
Al_2O_3	41,43	3,000	3,00	Al
		0,957		Al
TiO_2	t.		1,00	Ti
Fe_2O_3	3,86	0,043		Fe^{+3}
		0,192		Fe^{+3}
FeO	19,26	1,305		Fe^{+2}
MnO	0,20	0,014	1,96	Mn
MgO	3,86	0,393		Mg
CaO	0,59	0,051		Ca
H_2O+	5,41	4,00		OH
H_2O-	0,05			
Total	99,06			

Ng = 1,728
Nm = 1,719
Np = 1,715
Ng — Np = 0,013

En dehors de ces formations, deux gisements ont été découverts, le premier dans le « flysch » de la cuvette de Bellecombe, le second dans les schistes à Equisetum situés au nord-nord-ouest de la pointe du même nom. Le chloritoïde est également connu dans les Schistes lustrés des régions voisines (Chatterjee, 1966; Nicolas, 1966).

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Il paraît y avoir une incompatibilité entre l'albite et le chloritoïde: on trouve en effet ce dernier, d'une part dans des roches pauvres en felsdpath ou même totalement dépourvues de ce minéral, d'autre part dans des faciès du groupe d'Ambin où l'albite

ocellaire est particulièrement abondante, mais peut-être dérivée de la destruction tardive d'un pyroxène jadéitique.

L'altération du chloritoïde est systématique mais inégale; elle est plus prononcée en présence d'albite. Au début, elle se localise à la bordure des cristaux, ainsi que dans les clivages et dans les fractures transversales; lorsqu'elle est achevée, on ne reconnaît plus la forme de l'élément initial. Ses seuls produits sont le mica blanc et la chlorite verte (planche 2, d, e). Le mica se distingue facilement de celui du fond de la roche par son habitus, et son grand angle d'axes qui l'apparentent à la muscovite transverse (page 16): ses tablettes, très épaisses et fortement xénoblastiques, s'interpénètrent étroitement; dans les deux échantillons pétrographiques du groupe d'Ambin où il a fait l'objet d'un examen à la platine nuiverselle, le mica pseudomorphe est caractérisé par des valeurs moyennes de 2 VNp égales à 40 et 41°, contre 35 et 34° respectivement pour la phengite du fond. La chlorite peut appartenir à n'importe lequel des cinq types définis page 27, mais elle a dans la plupart des cas une composition intermédiaire (type 3); elle est accessoirement oxydée en chlorite brune.

Le chloritoïde peut être emprisonné dans les porphyroblastes d'ankérite. Dans une prasinite du groupe d'Ambin, il ne persiste plus qu'à l'état d'inclusion dans le grenat; il y obéit à une orientation nette, également marquée par des files d'inclusions quartzeuses et titanées, mais différente d'un grenat à l'autre et sans relation évidente avec la foliation de la roche. Dans les micaschistes d'Ambin, du quartz cicatrise certains cristaux brisés ou simplement fissurés.

O. Epidotes

1. *Types et caractères spécifiques*

Toutes les épidotes rencontrées sont monocliniques (extinction oblique). La plupart se rattachent à la série épidote-clinozoïsite si l'on en juge par la coloration nulle ou jaune-vert; certaines ont une proportion notable de terres rares (allanite) comme en témoignent leur teinte brune et les halos pléochroïques qui entourent les cristaux inclus dans l'albite, le mica blanc, la chlorite; par contre, on ne relève jamais la moindre couleur rouge qui traduirait la présence d'une quantité appréciable de manganèse.

En se basant ainsi sur les propriétés optiques les plus évidentes, on peut distinguer trois groupes:

a. *Epidotes incolores fortement dispersives*

Les principales caractéristiques sont une absence de coloration et des teintes de polarisation anormales, dues à une forte dispersion (bleu dominant, mais aussi jaune, et accessoirement gris-blanc nuancé de bronze ou de brun).

Au demeurant, il existe une grande varieté de formes: petits prismes, masses bourgeonnantes, masses vacuolaires inscrites dans un contour vaguement tétragonal, cristaux compacts sinon automorphes dont l'analyse diffractométrique prouve l'identité.

Dans le groupe de la Clarea, ces épidotes ont fréquemment une structure kélyphitoïde (planche 3, e, f): elles présentent de ce fait en lame mince, suivant l'orientation de la section considérée, un aspect ponctué ou fibreux.

b. *Epidotes jaune-vert, modérément dispersives*

La couleur et le pléochroïsme sont plus ou moins marqués, mais toujours distincts. Les couleurs de polarisation, du deuxième ordre, se mêlent encore parfois à des teintes anormales jaunes et bleues.

Les cristaux tendent à des formes prismatiques dont la réalisation est favorisée par un environnement phylliteux. Ils sont fréquemment zonés, mais sans règle apparente, sauf dans les glaucophanites du groupe de la Clarea où une telle hetérogénéité de composition est tout à fait remarquable en raison de sa constance et de sa netteté: dans le cas le plus général, le grain d'épidote comporte une mince zone intermédiaire de couleur et de biréfringence plus fortes, nettement délimitée, située à une distance du centre sensiblement égale aux 2/3 du rayon, et présentant quelques prolongements internes le long de clivages ou de fractures; l'absence de l'une ou de l'autre des trois zones concentriques ainsi définies, combinée à des variations d'épaisseur relative, suffit à rendre compte théoriquement de tous les types de cristaux observés. Une relation du même genre a été observée dans une prasinite de la série des Schistes lustrés: la variété la plus colorée est en position marginale ou en veinules coïncidant avec d'anciennes fractures de la roche.

c. *Epidotes brunes (allanites)*

Le pléochroïsme est très fort. La couleur d'absorption maximale est un brun nuancé de rouge, de vert ou de jaune; elle est rarement uniforme et varie le plus souvent de façon concentrique en s'atténuant vers l'extérieur. La teinte de polarisation la plus fréquene est un jaune orangé plus ou moins voilé de gris.

Les cristaux sont généralement automorphes, très allongés par rapport à ceux du type précédent.

d. *Relations entre ces différents types*

Il est impossible de placer une frontière entre les deux derniers types, sauf dans les rares exemples de cristaux mixtes où le noyau d'allanite est précisément délimité, et seul maclé parfois.

La confusion fréquente des couleurs et des formes permet de penser que les types 1 et 2 sont les éléments d'une série de clinozoïsites et d'épidotes. Cette hypothèse est pleinement confirmée par l'examen aux rayons X; les métabasaltes de la région

TABLEAU 15. — *Variations de l'angle des axes optiques dans les minéraux de la série épidote-clinozoïsite*

1. Echantillon 3 892: amphibolite, groupe de la Clarea (épidote provenant de l'altération du plagioclase).
2. Echantillon 1 292: épidotite à glaucophane.
3. Echantillon 28 121: gneiss, groupe de la Clarea (épidote provenant de l'altération du plagioclase).
4. Echantillon 1 092: prasinite, groupe de la Clarea.
5. Echantillon 5 663: micaschiste albitique, partie supérieure du groupe de la Clarea.
6. Echantillon 2 874: lentille d'exsudation liée aux faciès basiques du groupe de la Clarea. Analyse n°1, tableau 16.
7. Echantillon 38 121 E: amphibolite se transformant en glaucophanite, groupe de la Clarea.
8. Echantillon 17 121 A: amphibolite à épidote, groupe de la Clarea.
9. Echantillon 1 363: micaschiste albitique, groupe d'Ambin.
10. Echantillon 162: faciès à tendance prasinitique, groupe d'Ambin.
11. Echantillon 7 761: faciès dolomitique, ensemble calcaréo-dolomitique.
12. Echantillon 112: prasinite, série des Schistes lustrés.

	Type	Forme	2VNg°
1	Epidotes incolores fortement dispersives	Prismatique; structure kélyphitoïde	105 ?
2		Prismatique	85
3		Tabulaire ou réniforme; structure kélyphitoïde	89
4		Quelconque; structure vacuolaire	94
5		Quelconque; structure vacuolaire	95
6	Epidotes d'un type intermédiaire	± Prismatique	101
7		± Prismatique	106
8	Epidotes jaune-vert modérément dispersives	± Prismatique	100
9		± Prismatique	104
10		± Prismatique	105
11		± Prismatique	106
12		± Prismatique	107

d'Ulzio sont à cet égard intéressants: les caractéristiques de leurs épidotes varient d'une façon importante et apparemment continue, comme les formes d'ailleurs. On sait que dans une telle série, l'angle des axes optiques, positif dans les termes les plus alumineux, prend une valeur neutre lorsque la proportion de molécule ferrifère est voisine de 15%, et devient négatif au-delà de cette limite (Deer, Howie et Zussman, 1965). La valeur de cet angle (moyenne de 5 à 10 mesures en lumière monochromatique jaune) a été déterminée dans une série de douze échantillons choisis de manière à recouvrir toute la gamme des formes, ainsi que des couleurs d'absorption et de polarisation. Les résultats, consignés dans le tableau 15, montrent que l'on a surtout des épidotes au sens strict des auteurs cités en référence (2 V positif, $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Al > 15\%$), et que les propriétés optiques simples ne sont

pas déterminantes car elles n'ont pas de relation précise avec la composition chimique; c'est pourquoi, dans ce texte, le terme d'épidote est employé dans un sens large pour désigner tous les minéraux de la série clinozoïsite-épidote au sens strict. La composition chimique et les indices de réfraction de deux termes moyens de la série étudiée sont indiqués dans le tableau 16.

TABLEAU 16. — *Composition chimique, indices de réfraction et biréfringence de deux épidotes sensu stricto*

1. Echantillon 2 874: lentille d'exsudation liée aux faciès basiques du groupe de la Clarea (quartz, albite, chlorite, actinote, épidote, calcite, pyrite). x = 967 300, y = 329 750.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. Inclus dans le total: 0,07 % de Na_2O, 0,10 % de K_2O et 0,03 % de P_2O_5.
   Autres caractères optiques, tableau 15, n° 6.
2. Echantillon 17 121 A: amphibolite, groupe de la Clarea (albite, phengite, chlorite, hornblende, glaucophane, épidote, calcite, sphène, rutile). x = 955 900, y = 317 700.
   Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1967. 0,28 % de Na_2O inclus dans le total; traces de K_2O et de P_2O_5.
   Autres caractères optiques, tableau 15, n° 8.

% pondéraux d'oxydes			Nombres d'atomes sur la base de 13 (O, OH)				
	1	2	1		2		
SiO_2	38,13	38,04	2,992	3,00	2,998	3,00	Si
Al_2O_3	25,16	23,74	0,008		0,002		Al^{IV}
			2,318		2,210		Al^{VI}
TiO_2	0,21	0,42	0,012	2,91	0,025	2,84	Ti
Fe_2O_3	9,76	10,20	0,576		0,606		Fe^{+3}
FeO	0,28	0,10	0,018		0,006		Fe^{+2}
MnO	0,22	0,07	0,015	2,09	0,004	2,07	Mn
MgO	0,75	0,80	0,088		0,094		Mg
CaO	23,48	23,24	1,973		1,969		Ca
H_2O+	2,03	2,33	1,063		1,229		OH
H_2O-	0,02	0,05					
Total	100,24	99,27					

	1	2
Ng	1,759 ± 0,002	1,747 ± 0,002
Nm	1,740 ± 0,002	1,736 ± 0,002
Np	1,724 ± 0,002	1,724 ± 0,002
Ng-Np	0,035 ± 0,004	0,023 ± 0,004

2. *Répartition*

Les minéraux du groupe de l'épidote sont très répandus puisqu'ils ne manquent totalement que dans les quartzites et les serpentinites. Mais ils sont très inégalement développés: en dehors des formations basiques où ils tiennent une place essentielle, on peut les considérer comme accessoires, particulièrement dans le groupe d'Etache.

Les épidotes du premier type sont surtout liées au groupe de la Clarea. Elles y sont d'abord représentées, dans les amphibolites, par des cristaux sensiblement automorphes, incorporés à la trame au même titre que la hornblende; les masses de structure vacuolaire que l'on rencontre surtout dans les glaucophanites et prasinites en sont peut-être les résidus corrodés. Elles figurent en outre dans les amphibolites, ainsi que dans les gneiss et micaschistes les plus profonds, sous la forme déjà indiquée de petits cristaux prismatiques ou bourgeonnants, inclus dans le plagioclase et caractérisés par une structure kélyphitoïde. Les grains automorphes placés eux-mêmes au contact ou à l'intérieur du feldspath, s'entourent d'une auréole de ce genre.

L'allanite se trouve presque uniquement dans les micaschistes de la partie supérieure du groupe de la Clarea et dans le groupe d'Ambin où elle est surtout localisée dans les faciès à larges ocelles d'albite; dans le premier gisement, elle paraît exclusive.

Les épidotes du second type (jaune-vert et modérément dispersives) sont inconnues dans les gneiss et micaschistes du groupe de la Clarea; elles restent exceptionnelles dans les amphibolites où la variété incolore est de loin la plus fréquente, mais se développent largement dans les glaucophanites et prasinites. Dans le groupe d'Ambin, elles voisinent éventuellement avec l'allanite ou s'associent à elle en cristaux mixtes. Dans toutes les autres formations, à l'exception des métabasaltes dont les particularités ont été mentionnées plus haut, elles dominent très largement. Les caractères morphologiques ne sont pas identiques dans les glaucophanites et les prasinites: dans ce dernier faciès pétrographique, l'épidote est généralement plus granuleuse, comme si elle avait subi une corrosion; mais elle peut y être tout aussi automorphe que dans le premier.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Les considérations morphologiques suggéraient déjà le caractère ancien de l'épidote incolore, automorphe, des amphibolites du groupe de la Clarea. De fait, on connaît l'exemple de tels cristaux fracturés et cicatrisés par un mica blanc en apparence identique à celui qui naît de la destruction de l'oligoclase. La variété kélyphitoïde serait plus récente, puisqu'elle est produite par l'altération du même plagioclase dans d'autres conditions; elle est en tout cas contemporaine de l'albite qui l'environne et emplit ses minuscules canaux.

L'épidote colorée peut se trouver en inclusions dans le grenat des glaucophanites du groupe d'Ambin, parfois même dans l'apatite. Ses clivages et fractures contiennent souvent des corps étrangers: albite, mica blanc (planche 4, d), chlorite (planche 2, f) et ses dérivés (chlorite brune et biotite verte), calcite, sphène. Les deux phyllites profitent de leur situation pour envahir plus largement l'épidote, mais cette dernière est particulièrement réfractaire, si bien que les exemples d'un tel remplacement sont rares, et qu'il reste toujours quelques grains de même orientation optique dans le fond pseudomorphe. L'allanite est sujette aux mêmes altérations.

D'autres observations témoignent de la postériorité de la chlorite: dans certains échantillons, le glaucophane ne subsiste plus que dans l'épidote qui l'a donc préservé de l'habituelle transformation; le cas d'une pseudomorphose chloriteuse en partie moulée par une plage d'épidote est également significatif, compte tenu de la force de cristallisation de ce dernier minéral relativement aux phyllosilicates. Une lame mince taillée dans un schiste lustré éclaire également les relations avec la calcite: elle recoupe une fine dentelle d'épidote tantôt prise à la manière d'un ciment entre les éléments de plages quartzeuses polycristallines, tantôt englobée par de larges plages de calcite: la silice a donc été remplacée par le carbonate postérieurement à la cristallisation de l'épidote, suivant un processus déjà invoqué à propos de l'augite aegyrinique. De son côté, la pyrite ne saurait être postérieure, là où ses cubes sont isolés par une couche d'épidote d'épaisseur régulière.

P. Lawsonite

1. *Caractères spécifiques*

Dans les roches, les cristaux ont généralement moins de 1 mm de long, mais ils peuvent exceptionnellement atteindre 1 cm. Ils sont dans l'ensemble automorphes et, si l'on en juge par l'examen microscopique, ont le plus souvent une forme primitive; des faces supplémentaires peuvent cependant apparaître suivant la direction (101), également indiquée dans de nombreuses sections par la présence d'une macle polysynthétique (notation conforme à celle adoptée par Deer, Howie et Zussman). Le rapport des dimensions extrêmes ne descend pas au-dessous de 1/3. Le minéral est parfaitement incolore; son angle d'axes, 2 VNg, est de 81° (moyenne de 15 mesures, également réparties entre trois échantillons différents, et comprises entre 79 et 83°).

Dans les éboulis du petit massif volcanique d'Ulzio (Gay, 1968) a été découverte une masse de lawsonite presque pure de 100 à 150 cc, provenant d'une veine dont une éponte est visible dans l'échantillon. Elle est constituée par un enchevêtrement de faisceaux de prismes d'allongement très variable (valeur minimale du rapport entre les dimensions extrêmes: 1/10), d'éclat nacré, de couleur blanche très localement nuancée de rose (hématite très divisée) ou de vert (chlorite d'altération). Les constituants accessoires sont: quartz, albite, mica blanc, chlorite, calcite; le glaucophane

(tableau 11, analyse n° 1) est abondant mais concentré à part. En lame mince, les individus n'ont pas de contour géométrique régulier; ils sont incolores, très légèrement dispersifs entre nicols croisés (couleur bleue pour les sections cycliques), et présentent parfois la macle polysynthétique (101); les indices de réfraction, la biréfringence et la valeur de l'angle des axes sont donnés dans le tableau 17 avec l'analyse chimique d'un échantillon très pur (plus de 99% de lawsonite) (2 VNg = moyenne de 10 mesures sur des cristaux différents; valeurs extrêmes: 76 et 86°).

On rapportera à cette espèce des pseudomorphoses assez fréquentes à certains niveaux, en se basant sur la forme parfaitement conservée, sur le mode d'altération et parfois sur la présence de nombreuses aiguilles de rutile dont la répartition reflète la structure interne de l'ancienne lawsonite (voir page 66).

TABLEAU 17. — *Composition chimique et caractères optiques d'une lawsonite*

Echantillon 13 124 C: lawsonite associée à du glaucophane (analyse n° 1, tableau 11) dans une courte veine, métabasaltes de la série des Schistes lustrés. x = 953 350, y = 313 400.
Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1968. 0,17% de P_2O_5 inclus dans le total.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 10 (O, OH)		
SiO_2	37,58	1,971	2,00	Si
Al_2O_3	32,38	0,029		Al^{IV}
		1,973		Al^{VI}
TiO_2	0,18	0,007	2,01	Ti
Fe_2O_3	0,67	0,026		Fe^{+3}
FeO	0,09	0,004		Fe^{+2}
MnO	0,00			Mn
MgO	0,37	0,029	1,03	Mg
CaO	17,68	0,994		Ca
Na_2O	0,00			Na
K_2O	0,00			K
H_2O+	11,14	3,899		OH
H_2O-	0,03			
Total	100,29			

2VNg = 83°
Ng = 1,691 ± 0,001
Nm = 1,676 ± 0,001
Np = 1,662 ± 0,001
Ng — Np = 0,029 ± 0,002

2. *Répartition*

La lawsonite se rencontre d'abord dans certains faciès basiques de la série des Schistes lustrés. Elle est un constituant essentiel des métabasaltes et de la métadolérite affleurant aux environs d'Ulzio; sa présence à cet endroit est connue depuis 1897 (Franchi, in Bearth, 1962). On la rencontre encore ailleurs, de façon tout à fait accidentelle, dans quelques prasinites où la transformation est achevée. Les autres gisements sont tous en milieu calcaréo-pélitique (ou carbonaté) et semblent répartis de façon quelconque. Deux régions méritent cependant une mention particulière: celle de la pointe de Bellecombe, en France, et celle du petit village de Gad-Ulzio, en Italie. Dans la première, les traces de lawsonite sont relativement abondantes à certains niveaux de l'ensemble calcaréo-dolomitique comme elles le sont en certains points de Maurienne (pseudomorphoses décrites par F. Ellenberger, 1960). Dans la seconde, elles se localisent dans les Schistes lustrés, au contact de la serpentinite, c'est-à-dire dans un environnement comparable à celui du gisement signalé près de Sestrières par J. M. Caron et P. Saliot (1969); à la chapelle San Domenico (1 km à l'est-sud-est du hameau indiqué), les cristaux sont localement très bien conservés et peuvent atteindre 1 cm de longueur. De tels résidus sont exceptionnels dans des roches de cette nature; on n'en connaît qu'un autre exemple, au contact des micaschistes albitiques, sur l'arête du mont Vin-Vert; généralement, l'épigénie est totale et la détermination hasardeuse.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Dans les métabasites, la lawsonite est dans l'ensemble bien conservée, comme son compagnon le glaucophane qu'elle peut d'ailleurs inclure, mais elle n'est pas exempte de toute altération. Elle se transforme souvent en épidote, de façon très irrégulière, même à l'échelle de l'échantillon; la substitution s'accentue notamment vers le centre de certains éléments de brèche ou des coussins. Lorsqu'elle est achevée, on ne reconnaît plus que la forme générale des concentrations initiales. La variété la plus riche en fer paraît susceptible d'un remplacement direct, en veinules parfois. La lawsonite s'altère aussi en mica blanc, de façon tout à fait générale. Dans la plupart des cas, elle est simplement frangée de courtes paillettes, mais elle peut être plus profondément atteinte et même subir une épigénie complète. La chlorite joue un rôle comparable; elle s'introduit dans les clivages et de là s'étend plus ou moins largement; on connaît l'exemple d'individus totalement remplacés par un tissu chloriteux imprégné par de l'albite. Les cristaux de lawsonite sont également recoupés par la calcite et surtout l'albite (minéraux incorporés à la roche ou emplissant ses fractures), particulièrement lorsqu'ils sont tronçonnés par la cataclase; leurs fragments sont alors progressivement réduits et arrondis. Certaines plages de sphène, de rutile ou d'hématite se moulent étroitement sur les prismes de lawsonite;

il s'en détache parfois de minces lames qui pénètrent plus ou moins profondément dans les clivages (planche 4, e, l).

Les rares pseudomorphoses rencontrées dans les prasinites sont de nature chloriteuse; toutefois, certaines concentrations d'épidote pourraient avoir la même origine.

Dans les faciès calcaréo-pélitiques, l'altération est très forte et met surtout en jeu des phyllosilicates: mica blanc et chlorite pseudomorphes, généralement associés et tour à tour dominants. Le mica (planche 2, g) est en tablettes épaisses, incolores comme celles de la muscovite transverse (page 16); la chlorite est toujours optiquement positive et tient donc au moins autant de magnésium que de fer. Dans le périmètre ainsi défini se développent d'autres minéraux: quartz, albite, calcite et accidentellement épidote. Le quartz pourrait être un produit de la réaction, là où il est sous forme de gouttelettes, mais ses grains ne sont bien souvent rien d'autre que des inclusions sujettes aux mêmes variations quantitatives et granulométriques que le quartz de la roche. Dans certains cas, l'albite est en plages isolées dont la localisation paraît fortuite; dans d'autres, il est au contraire manifeste qu'elle a trouvé à la place de la lawsonite des conditions particulièrement favorables à sa cristallisation: elle s'y concentre et constitue un fond ou plus rarement une simple couronne de structure diablastique. La calcite, de son côté, tient une place très variable; elle est sans doute en partie d'origine épigénique, bien qu'elle ne se distingue pas toujours du carbonate extérieur avec lequel elle est même fréquemment en continuité optique.

Q. Pumpellyite

La pumpellyite n'a été reconnue dans aucune des formations étudiées; elle avait été signalée dans le groupe de la Clarea (Lorenzoni, 1963), et dans certains faciès métavolcaniques d'Ulzio (Gay, 1968) où il s'agit en réalité de jadéite.

R. Grenats

1. *Types et caractères spécifiques*

La taille est très variable (quelques 1/100 à 10 mm). La forme en dépend dans une large mesure: en effet, les plus petits cristaux sont très compacts, sinon automorphes, tandis que les plus gros sont poecilitiques et peuvent même consister en de simples concentrations de grains plus ou moins indépendants les uns des autres. La couleur est rarement visible en lame mince.

L'analyse chimique d'un grenat antéalpin du groupe de la Clarea (ancien gneiss à deux micas) a permis de déterminer les proportions moléculaires suivantes: pyrope 14,2 almandin 57, spessartine 4,2, grandite 24,6 (tableau 18). Indiquons à titre de

comparaison que le grenat également ancien, recueilli par P. Vialon (1966) dans le massif plus interne de Dora Maira, tient 71 % d'almandin; il provient d'une roche de même nature, dont la transformation a dû cependant s'effectuer à une profondeur un peu plus grande.

TABLEAU 18. — *Composition chimique et indice de réfraction d'un grenat*

Echantillon 3 192: ancien gneiss à deux micas et grenat, altéré par le métamorphisme alpin, partie inférieure du groupe de la Clarea (quartz, muscovite phengitique et grenat relictuels, albite, séricite, glaucophane, épidote, calcite, sphène, rutile). x = 962 250, y = 327 700.

Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1965.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 12 O		
SiO_2	37,06	2,940	3,00	Si
Al_2O_3	18,90	0,060		Al^{IV}
		1,706	1,99	Al^{VI}
TiO_2	0,52	0,031		Ti
Fe_2O_3	4,26	0,254		Fe^{+3}
FeO	25,00	1,658	2,91	Fe^{+2}
MnO	1,84	0,123		Mn
MgO	3,49	0,412		Mg
CaO	8,27	0,703		Ca
Na_2O	0,08	0,011		Na
K_2O	t.			K
P_2O_5	0,76	0,051		P
H_2O+	0,00			OH
H_2O-	0,05			
Total	100,23			

N = 1,795 ± 0,003

Un grenat alpin a également été extrait d'un micaschiste albitique du groupe d'Ambin; ses constituants essentiels seraient, par ordre d'importance, la spessartine et l'almandin, si l'on en juge par la relation établie par G. C. K. Sastri (1958) entre la composition d'une part, l'indice de réfraction et le paramètre d'autre part (en l'occurence 1,802 et 11,613 Å).

Il faut également signaler la présence de grenat (déterminé aux rayons X) dans un échantillon de serpentinite provenant du ravin au nord-est de la Sauze. Il peut s'agir d'une variété chromifère, compte tenu de la couleur verte et du gisement.

2. *Répartition*

Si l'on fait abstraction de la serpentinite, le grenat se localise dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, où on le rencontre aussi bien dans les faciès d'origine détritique que dans les intercalations basiques. C'est à la partie inférieure de la première formation qu'il est le plus fréquent, le plus abondant et le mieux cristallisé: il est présent dans 75% des échantillons recueillis et peut atteindre 1 cm de diamètre. Ailleurs, il n'est que sporadique.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Dans le groupe de la Clarea, le grenat est vraisemblablement contemporain de la biotite: dans sa croissance, il paraît repousser les lits phylliteux en englobant toutefois quelques petites lames de mica noir, mais il est également cicatrisé par ce dernier. Par contre, il est manifestement antérieur au glaucophane: certaines de ses fractures contiennent en effet de petits cristaux d'amphibole, parfois mêlés à de l'épidote; plus rarement, leur réseau est totalement envahi par un monocristal qui déborde éventuellement les limites de son hôte (planche 4, f).

D'autres relations ont un caractère plus général et concernent indifféremment les groupes de la Clarea et d'Ambin. Par endroits, les éléments quartzeux sont dissociés, isolés et corrodés par le grenat, mais le quartz occupe aussi les espaces ménagés par la cristallisation de ce minéral (formes vacuolaires, irrégulières ou polycristallines) et ceux déterminés par l'écartement des phyllites; sans être exclusif, il y domine très largement et n'est pas plus déformé que dans le reste de la roche. De telles concentrations traduisent peut-être la recristallisation locale du fond après extraction des éléments nécessaires à la formation des porphyroblastes (Rast, 1965). Des amas pyriteux se constituent parfois dans ces zones (groupe de la Clarea). Les fractures peuvent être emplies d'albite (groupe d'Ambin) ou de calcite (groupe de la Clarea et d'Ambin). Les irrégularités structurales jouent dans l'altération un rôle important, dans la mesure où elles conduisent à une fragmentation du grenat: les débris épargnés par la corrosion se répartissent alors de façon quelconque ou se disposent suivant une couronne plus ou moins continue. La chlorite est le principal produit d'altération, sauf à la base du groupe de la Clarea où elle est dans l'ensemble peu développée; elle respecte les formes (planche 4, g), mais dans les roches basiques ayant achevé leur évolution prasinitique, les pseudomorphoses ne sont plus qu'exceptionnellement reconnaissables; ultérieurement, la chlorite est susceptible de s'oxyder ou de se transformer en biotite verte. Dans certaines roches, la dernière phyllite n'existe qu'à l'intérieur des grenats; il faut donc admettre qu'elle a recristallisé sans intermédiaire, ou au moins qu'elle s'est formée avant la fin de la chloritisation, dans la mesure où la chlorite dérivée du grenat ne semble pas avoir une composition particulière. Un mica blanc peut apparaître de cette façon dans le groupe d'Ambin,

et surtout à la base du groupe de la Clarea où il est associé à du glaucophane (planche 2, h); les exemples d'une telle épigénie sont quand même rares. Le caractère relativement tardif de la chlorite et du mica blanc est encore démontré par le cas d'une roche basique du groupe d'Ambin, dont les seuls résidus de chloritoïde qui aient échappé à l'habituelle transformation (page 51) sont précisément inclus dans le grenat.

Dans le massif ultrabasique de la Sauze, le grenat est contemporain de la serpentinisation. Il s'est substitué à des pyroxènes dont il conserve parfois remarquablement la structure: par exemple, il peut se présenter sous la forme d'une série de minces lames parallèles et régulièrement espacées représentant manifestement la trace d'un ancien clivage (110) dans une section de la zone [001]. Mais ces pyroxènes étaient déjà réduits à l'état de résidus comme le suggère la disposition du grenat en un ou plusieurs îlots au sein de fantômes dont les limites sont encore bien définies. Grenat et serpentine sont d'ailleurs associés dans un réseau de fractures anciennes.

S. Carbonates

1. *Types et caractères spécifiques*

La distinction entre la calcite et les autres carbonates s'appuie sur les techniques suivantes:

— coloration au nitrate de cuivre de lames minces ou d'échantillons macroscopiques (faciès bréchiques de l'ensemble calcaréo-dolomitique);

— examen diffractométrique de la roche totale (faciès carbonatés et calcaréo-pélitiques) ou d'un extrait (autres faciès pétrographiques).

Par contre, la distinction établie entre la dolomite et l'ankérite est arbitraire en l'absence de méthodes permettant de reconnaître rapidement les termes de cette série: elle est cependant justifiée par l'existence de deux carbonates de ce type, nettement caractérisés par leurs conditions de gisement et leur apparence microscopique.

a. *Calcite*

Elle est toujours en plages xénomorphes, associées suivant une structure granoblastique ou diablastique. Les macles n'apparaissent que dans les individus d'une certaine taille, mais sont alors d'une façon générale largement développées. Une légère oxydation peut se manifester en lame mince.

b. *Dolomite*

Dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, une partie de la dolomite initiale a été épargnée par le métamorphisme; le grain en est très fin, et les détails structuraux

du sédiment sont parfaitement conservés, notamment les organismes. La recristallisation conduit à des roches de structure plus grossière où les anciens tests ne sont plus indiqués que par un filigrane d'hématite, ou par la forme circulaire ou annulaire de certains éléments cristallins. Dans les autres formations, la dolomite est le produit de réactions plus complexes.

D'une façon générale, les cristaux sont parfaitement automorphes lorsqu'ils sont isolés au sein d'une autre substance; en s'accolant pour constituer le fond de la roche, ils perdent généralement leur forme, mais gardent leur individualité du fait d'un contour polygonal. Même les plus grandes plages restent pauvres en macles, contrairement à ce qui se passe dans la calcite. Un pigment brun est assez fréquent, uniformément réparti ou au contraire localisé, soit au cœur des cristaux, soit à leurs interfaces; la calcite en est totalement dépourvue lorsqu'elle coexiste avec l'autre carbonate.

c. *Ankérite*

Ses cristaux restent isolés ou constituent de très petits groupes. Ils tendent à être fortement autoblastiques, mais se chargent d'inclusions dès qu'ils atteignent une certaine taille dépendant de la granulométrie de la roche; aussi les formes rhomboédriques régulières sont-elles l'apanage des plus petits individus. L'ankérite est encore plus pauvre en macles que la dolomite. Elle est enfin le siège d'une altération très variable mais à peu près générale, se traduisant à l'œil nu par l'apparition d'une patine brune, puis par la dissolution des cristaux, remplacés par un oxyde pulvérulent

TABLEAU 19. — *Composition chimique d'une ankérite*

Echantillon 4 464: lentille d'exsudation, groupe d'Ambin (quartz, ankérite, chlorite). x = 955 550, y = 332 850.

Analyse nouvelle A. Germanique, Lyon, 1969. Inclus dans le total: 0,12 % de SiO_2 et 0,06 % de Na_2O; traces de K_2O, P_2O_5 et TiO_2; Fe_2O_3 recalculé sous forme de FeO.

% pondéraux d'oxydes		Nombres d'atomes sur la base de 6 O		
Fe_2O_3	0,79			Fe^{+3}
FeO	11,87	0,352		Fe^{+2}
MnO	0,74	0,021	2,07	Mn
MgO	10,63	0,530		Mg
CaO	32,60	1,169		Ca
CO_2	42,87	1,959	1,96	C
H_2O—	0,09			
Total	99,77			

et plus ou moins profondément cariés. Le microscope montre que l'altération se localise au début en bordure des plages et dans les clivages; lorsqu'elle est totale, il ne subsiste qu'un fantôme limoniteux, parfois environné de minuscules rhomboèdres, probablement de calcite.

L'analyse présentée dans le tableau 19 est celle d'un carbonate brunissant provenant d'une lentille concordante.

d. *Carbonates des fractures tardives*

La calcite et l'ankérite contribuent l'une et l'autre au remplissage des fractures de distension.

2. *Répartition*

Mises à part les diverses intercalations de la série des schistes lustrés et du Trias salifère, les formations superposées aux quartzites briançonnais sont le produit d'une sédimentation essentiellement carbonatée: la dolomite y est localisée dans les faciès les plus purs de l'ensemble calcaréo-dolomitique; les faciès à tendance pélitique sont à base de calcite, et tiennent parfois un peu d'ankérite.

Dans les autres formations, à quelques exceptions près, le carbonate n'est plus qu'un élément parmi les autres; sa généralité est cependant assez remarquable. La calcite est présente partout, et tient une place particulièrement importante dans les roches basiques; au sommet du groupe de la Clarea et dans les leptynites alcalines, elle cède le pas à l'ankérite, qui est, d'une façon générale, aussi largement répandue, mais bien moins abondante. La dolomite est accidentelle; on ne la rencontre que dans quelques galets du groupe d'Ambin, dans certains lits associés aux glaucophanites et prasinites de la même unité, et en liaison avec les serpentinites.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

La formation de l'albite a précédé celle des carbonates comme en témoignent, par leur nature même et leur généralité, les relations précédemment définies (page 14). Pourtant, les périodes de cristallisation relatives à chacun de ces deux éléments ont dû se chevaucher légèrement, si l'on en juge par les observations suivantes, dont il faut d'ailleurs souligner le caractère accidentel. L'albite occupe parfois des espaces rhomboédriques: elle forme ainsi dans la calcite des inclusions de section parallélogrammatique, ou bien se substitue à des cristaux d'ankérite parfaitement automorphes dont elle englobe des résidus limoniteux, et ceci dans des roches où elle est par ailleurs systématiquement xénoblastique. Le plagioclase peut également former une couche mince et régulière entre le carbonate et les minéraux qui l'entourent: c'est le cas de plages de calcite isolées dans un fond chloriteux, ou de rhomboèdres d'ankérite pris dans un tissu de quartz granoblastique. On connaît aussi l'exemple d'un lit phylliteux remplacé par l'albite sans dommage pour l'ankérite qui s'était auparavant introduite

dans le clivage schisteux. Enfin, le feldspath peut désagréger la dolomie, recristallisée ou non, en pénétrant entre ses éléments dont le contour s'arrondit alors sous l'effet de la corrosion.

Dans les cargneules, la calcite remplace la dolomite sous toutes ses formes: dolomie à grain fin ou gros rhomboèdres témoignant qu'une recristallisation s'est déjà produite. L'exemple de ces derniers est particulièrement démonstratif car il permet de suivre la transformation: leur volume diminue peu à peu et leur contour s'altère de plus en plus à mesure que les golfes de corrosion s'approfondissent et s'élargissent (planche 4, h); au terme de la substitution, la silhouette et les clivages des anciens cristaux de dolomite sont encore indiqués par le dépôt de la petite quantité de fer que devait contenir le premier carbonate.

Dernière remarque: dans certaines fractures, le quartz s'est mis en place le dernier puisqu'il occupe une position centrale entre deux veines de calcite.

T. Sulfates

Le gypse et l'anhydrite n'ont fait l'objet d'aucune étude particulière.

U. Sphene et rutile

1. *Caractères spécifiques*

Le sphène dérive en partie de minerais; dans ce cas, il paraît sale; souvent même, sa transparence n'est révélée que par les objectifs les plus forts ou par un éclairage frontal favorisant les réflexions internes. Certaines plages ont gardé la forme quelconque du minerai préexistant, mais le plus souvent les cristaux sont fuselés, sinon automorphes.

Le rutile se présente sous deux faciès différents. Il est, pour l'essentiel, finement cristallisé et parfaitement autoblastique; suivant l'allongement, l'habitus est alors aciculaire à prismatique. Les macles en genou sont rares; par contre, les groupements du type sagénite sont assez courants, Mais il peut être aussi en masses plus importantes dont la forme quelconque est là encore celle du minerai remplacé; leur surface est parfois hérissée d'aiguilles.

2. *Répartition*

Le sphène est un élément à peu près constant des faciès basiques de toutes natures et de tous niveaux. Dans les autres formations, il est peu fréquent et presque toujours en proportion négligeable, sauf peut-être dans le groupe de la Clarea où il tire essentiellement son origine de la biotite.

Le rutile est toujours en quantité insignifiante, mais il a une extension beaucoup plus large puisqu'il ne fait totalement défaut que dans les quartzites triasiques

et les serpentinites; dans l'ensemble calcaréo-dolomitique, il est cependant relativement rare en dehors de faciès pélitiques. Les masses xénomorphes ont une importance particulière dans l'ensemble du groupe de la Clarea, alors qu'elles jouent ailleurs un rôle plus effacé.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

Le sphène et le rutile aciculaire sont en inclusion dans presque tous les minéraux de métamorphisme, exception faite de ceux qui constituent les gneiss et les amphibolites de la Clarea. Une telle situation n'entraîne, le plus souvent, aucune modification. Mais il arrive que les traînées de sphène perdent de leur importance en traversant certaines substances; les grains ont une taille plus petite ou sont réduits en poussiére. Inversement, la teneur en rutile peut augmenter, particulièrement dans les minéraux qui se sont mis en place au détriment des lits de mica; dans certains cas, l'oxyde n'apparaît que dans une circonstance de ce genre. Il peut enfin y avoir transformation minéralogique (voir page 14 l'exemple de chapelets de sphène se transformant en rutile lorsqu'ils quittent le fond chloriteux pour pénétrer dans les porphyroblastes d'albite).

La distribution et l'orientation de ces inclusions reflètent la structure de la roche ou celle du minéral dans lequel elles se trouvent. La répartition des aiguilles de rutile définit, à l'échelle de l'échantillon ou du minéral, un litage parallèle à la stratification ou à une schistosité; les cristaux de sphène se disposent en traînées ou en chapelets lorsqu'ils se concentrent. Les individus peuvent avoir une orientation quelconque, mais généralement leur grand axe est sensiblement parallèle au plan du litage ou de la schistosité, et oblique sur les directions cristallographiques de l'hôte; ils suivent le cas échéant la linéation. Le rutile est fréquemment sous forme de sagénite. La répartition se conforme également parfois à la structure cristalline, comme c'est le cas dans la lawsonite des calcschistes, au contact du massif serpentineux de la Sauze: les minuscules aiguilles de rutile s'ordonnent suivant des zones de concentrations différentes, concentriques, dont les limites sont rigoureusement parallèles aux faces des prismes; elles n'en suivent pas moins la direction d'une surface de la roche (planche 4, i). Eventuellement, c'est l'orientation qui se calque sur les directions cristallographiques de l'hôte. Certes, le parallélisme habituel entre l'axe c des cristaux de rutile et le plan (001) des micas est surtout dû au fait que les deux éléments obéissent au même contrôle structural; en effet, les discordances de détail sont nombreuses, et tout à fait évidentes lorsque les phyllites sont réglées avec moins de rigueur. Il n'en reste pas moins que dans certains cas, l'orientation des aiguilles de rutile est proportionnelle à celle des tablettes de mica et disparaît complètement dans les zones où celles-ci sont enchevêtrées indépendamment de toute déformation, ou dans les amas sériciteux de recristallisation. Le rutile peut également se disposer suivant les deux directions du clivage du glaucophane.

L'ensemble de ces observations peut s'expliquer de la façon suivante. Dans certaines circonstances, le titane entre dans le réseau des silicates (sans parler des minerais), notamment des micas. Mais il a également la possibilité de cristalliser sous forme de sphène ou de rutile. La formation de la première espèce serait soumise à des conditions beaucoup plus strictes; le sphène est en effet localisé dans les faciès basiques, et paraît caractériser une période initiale de l'évolution métamorphique, tandis que le rutile aciculaire est presque ubiquiste et continue à se développer par la suite chaque fois qu'un minéral tenant du titane est remplacé par un autre qui n'accepte pas cet élément dans son réseau. Quoi qu'il en soit, la distribution est le reflet plus ou moins fidèle de celle qui existait déjà à l'origine: beaucoup plus régulière dans les produits volcano-sédimentaires et surtout volcaniques que dans les sédiments dont les lits les plus argileux étaient aussi les plus riches en titane. L'orientation est essentiellement déterminée par la structure dominant dans la roche au moment de la cristallisation. La structure des substances congénères exerce un contrôle beaucoup plus discret. Par la suite, le sphène peut être détruit mais généralement les deux minéraux se laissent englober sans réagir.

La forme ou la dispositon des cristaux de sphène trahit également la présence d'anciens constituants dont il ne resterait sans cela guère de traces. Dans les faciès métavolcaniques de la région d'Ulzio, l'emplacement de prismes de glaucophane ou de lawsonite totalement altérés est encore indiqué par des chapelets de petits grains ou par l'empreinte laissée dans une plage plus importante (planche 4, j à m); les produits d'altération (albite, mica blanc, chlorite, actinote, épidote) sont par conséquent postérieurs au sphène; la lawsonite doit l'être aussi puisqu'elle remplace des plagioclases magmatiques dont le contour est marqué de la même façon. Dans une prasinite du groupe d'Ambin, l'albite s'est substituée à un mica blanc sans dommage pour les lames de sphène qui emplissaient certains clivages; dans un schiste lustré, c'est la calcite qui a pris la place de grains de quartz entre lesquels le sphène s'était auparavant insinué: elle imprègne une dentelle dont on ne pourrait expliquer autrement la formation. On connaît un seul exemple de ce type de relation concernant le rutile: des traînées de minerai silhouettent les fantômes de lawsonite (albite + épidote); les aiguilles qui les hérissent sont exclusivement dirigées vers l'extérieur. Ajoutons que le sphène fracturé est parfois cicatrisé par du mica blanc ou de la biotite verte.

Les rapports entre le sphène et le rutile sont assez ambigus. Le rutile en masse, provenant de minerai, peut s'entourer d'une couronne de sphène granuleux, bourgeonnant, parfois insinué dans les clivages; il finit ainsi par se réduire à un ou plusieurs noyaux arrondis; on rencontre même de tels résidus dans les cristaux de sphène automorphes. Cette tendance est si générale dans le groupe de la Clarea qu'on peut la considérer comme une caractéristique de la formation, bien qu'elle se manifeste accessoirement à d'autres niveaux; elle est d'ailleurs beaucoup moins évidente au sommet où l'oxyde prend un faciès plus aciculaire. Au demeurant, le rutile présente

de temps en temps des formes fuselées ou losangiques qui suggèrent une épigénie; ses aiguilles hérissent d'ailleurs certains amas de sphène et remplacent dans l'albite les grains de ce dernier minéral (page 66).

L'interprétation des diverses observations repose sur le postulat suivant: le titane s'est exprimé directement sous forme de sphène ou de rutile. En réalité, les deux minéraux tirent partiellement leur origine de minerais, dans une mesure qu'il est souvent impossible de préciser; on est donc conduit à restreindre la portée des arguments présentés.

V. Minerais

1. *Types et caractères spécifiques*

L'examen en lumière transmise permet de distinguer trois types principaux:

— tablettes dont les sections ont idéalement une forme d'hexagone ou de parallélogramme étroit, suivant leur orientation par rapport au plan de la lame mince, mais dont le contour est en fait le plus souvent irrégulier, profondément découpé; sous une épaisseur très faible, de l'ordre du micron, ce minerai est translucide et présente une couleur rouge;

— cristaux octaédriques éventuellement corrodés;

— masses généralement cubiques, sauf dans le groupe de la Clarea où elles sont au contraire rigoureusement xénoblastiques; sous un éclairage frontal, elles sont caractérisées par leur éclat jaune et leur bordure d'altération à réflexions internes brunes.

On identifie sans difficulté ces produits avec l'hématite, la magnétite et la pyrite respectivement, minerais que l'on reconnaît d'ailleurs à l'œil nu dans de nombreux échantillons. L'examen en lumière réfléchie de six préparations-témoins confirme cette détermination; il révèle en outre la présence d'autres espèces dont on ne peut définir les caractères, compte tenu de leur variété et du petit nombre de sections polies: ilménite, chalcopyrite, pyrrhotine.

Il faut enfin noter, dans certaines formations détritiques qui ont alors une couleur sombre, la présence d'une poussière opaque de nature minérale, trop fine et peu abondante pour être déterminée par les moyens habituels (hématite possible).

2. *Répartition*

L'hématite est le minerai le plus important en raison de son ubiquité et de la régularité avec laquelle elle est répartie dans chaque faciès. La magnétite et la pyrite sont elles aussi largement répandues, mais de façon beaucoup plus irrégulière en dehors de gisements particuliers comme les anciennes surfaces durcies, où l'oxyde est toujours abondant, et l'horizon carboné du groupe d'Ambin, riche en sulfure.

L'ilménite a été reconnue dans deux roches basiques d'origine probablement éruptive: une amphibolite du groupe de la Clarea et une glaucophanite de la série des Schistes lustrés; dans la première, elle est en amas de grains xénomorphes; dans la seconde, elle constitue avec de l'hématite, des masses informes dont la structure témoigne d'une exsolution.

La pyrrhotine se trouve pour sa part dans les deux échantillons du groupe de la Clarea ayant fait l'objet d'un examen au microscope métallographique: l'amphibolite déjà mentionnée et un micaschiste. Dans les deux cas, elle est accompagnée d'une petite quantité de chalcopyrite dont on relève également la présence dans la glaucophanite.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Hématite*

La distribution et l'orientation des cristaux d'hématite dans certains paradérivés peut encore indiquer quelques particularités du sédiment. Dans un premier cas, l'élément métamorphique qui inclut l'oxyde ainsi disposé paraît avoir le même déterminisme que celui-ci; il en est donc vraisemblablement contemporain. Ainsi, les tablettes d'hématite contribuent à définir le litage et la schistosité cristallophyllienne parallèle à la stratification, comme la phengite qui les englobe fréquemment (planche 4, n); cette dernière obéit par conséquent au même contrôle, mais avec moins de rigueur, sans doute en raison de la taille plus grande de ses cristaux; c'est ce qui expliquerait les discordances locales. Les relations avec le quartz sont du même genre; celles avec le chloritoïde le sont peut-être aussi. Dans un second cas, le fond ne présente aucune structure particulière à la différence de l'hématite qui s'y trouve, et dont la cristallisation est de ce fait antérieure, ou à la rigueur contemporaine; il en est ainsi des porphyroblastes d'albite (4, n), des plages de calcite, et peut-être du tissu chloriteux où la direction du plan de stratification est matérialisée comme elle l'est à l'intérieur du mica blanc; c'est également la présence d'une poussière d'hématite qui permet de reconnaître dans les quartzites triasiques, malgré la recristallisation, la forme arrondie des anciens grains détritiques (page 3; planche 4, o), et de distinguer la silhouette de micro-organismes dans les amphiboles sodiques de certains niveaux carbonatés (voir à ce propos M. Gay, 1970, et F. Ellenberger, 1958). Parfois, ce sont les détails d'un état métamorphique précédent qui sont indiqués de cette façon: par exemple, dans les lames minces recoupant la surface durcie du Jurassique de l'Arella, un défaut de pigmentation délimite, au sein de l'augite aegyrinique, la surface des prismes d'amphibole bleue remplacée (page 47).

Certaines plages d'hématite gardent l'empreinte de minéraux épigénisés; leur cristallisation a donc précédé celle des éléments pseudomorphes: albite, chlorite, actinote, calcite prenant la place du glaucophane (planche 4, q, r); albite encore, née de l'altération de l'aegyrine (planche 4, p) épidote, se substituant à la lawsonite.

Dans les galets mous d'Ambin, des filonnets quartzeux interrompent le fond phylliteux riche en minerais.

L'hématite se transforme en rutile, bien que le microscope métallographique n'aît pas révélé la présence d'une exsolution d'ilménite. Une telle évolution est systématique dans le groupe de la Clarea: au début, la substance devient vaguement translucide en certains endroits, particulièrement en bordure, comme on peut s'en rendre compte à l'aide d'un microscope ordinaire équipé d'un objectif très grossissant; un éclairage frontal fait alors apparaître des réflexions internes ponctuelles, jaunâtres; puis la transformation s'étend progressivement à toute la masse qui peut bourgeonner, se hérisser d'excroissances prismatiques ou aciculaires; des résidus opaques subsistent parfois. Ultérieurement, se développe une couronne de sphène (page 67). Dans les formations superposées au groupe de la Clarea, le remplacement de l'hématite par l'oxyde de titane présente un caractère sporadique; il se fait généralement selon le processus qui vient d'être décrit; toutefois, il peut prendre dans le groupe d'Ambin une forme particulière (planche 4, s): la structure du minerai est révélée par un squelette de rutile (aiguilles disposées suivant des motifs grossièrement rectangulaires ou hexagonaux paraissant correspondre à des orientations différentes par rapport au plan de la lame mince). Le sphène peut encore apparaître secondairement, mais il est le plus souvent un produit d'altération directe, au même titre que le rutile.

b. *Magnétite et pyrite*

Les indices qui les concernent sont peu nombreux et du même genre. Certains octaèdres de magnétite sont isolés de leur environnement par un fin placage chloriteux, d'autres par une mince couche de calcite. Quelques cubes de pyrite sont de la même façon enrobés d'albite ou d'épidote.

Le sulfure peut en outre être fissuré et recoupé par la calcite. Il subit une oxydation qui n'a peut-être pas toujours une origine météorique: bordure régulière de limonite ou d'hématite, dont l'épaisseur n'est pas nécessairement proportionnelle à la fraîcheur de l'échantillon.

W. Minéraux accessoires

1. *Types et caractères spécifiques*

a. *Tourmaline*

La forme est régulièrement prismatique. Le pléochroïsme d'ensemble est le suivant: No, vert-bleu et parfois même franchement bleu, vert-olive, vert-brun, ou rose (teintes classées par ordre de fréquence décroissante); Ne, rose plus ou moins foncé, avec diverses nuances de mauve, bleu, vert, jaune. La couleur n'est

pas toujours uniforme; elle peut varier de trois façons différentes: quelconque, progressive le long de l'axe c entre deux pôles chromatiques, ou concentrique. Dans le dernier cas, le cristal présente deux ou plusieurs zones de compositions différentes; sa bordure tend à être plus riche en fer si l'on en juge par un pléochroïsme généralement plus intense, ainsi que par un relief et une biréfringence plus élevés dont on ne peut d'ailleurs que rarement déterminer les valeurs relatives.

b. *Zircon*

Il est en prismes bipyramidés, de taille très variable, plus ou moins émoussés. Il paraît toujours sale et présente parfois une légère coloration jaune ou verte.

c. *Apatite*

Dans l'ensemble, ses cristaux sont de petite taille (quelques 1/100 mm), mais ils peuvent atteindre accidentellement 1 mm de longueur. La forme la plus générale est celle de prismes assez courts dont les angles sont souvent arrondis. Certains échantillons présentent une pigmentation uniforme ou uniquement centrale de minuscules granules ou tablettes d'un oxyde brun; ces dernières sont disposées parallèlement, vraisemblablement suivant le clivage.

2. *Répartition*

a. *Tourmaline*

Elle est tout à fait exceptionnelle dans les termes basiques des groupes de la Clarea et d'Ambin, et paraît manquer totalement dans les leptynites alcalines ainsi que dans les gabbros et les serpentinites. Dans toutes les autres formations, on la rencontre de façon sporadique mais relativement fréquente, notamment dans le groupe d'Ambin et les faciès à tendance pélitique de l'ensemble calcaréo-dolomitique.

b. *Zircon*

Banal dans les fonds pélitiques et arénacés, il est évidemment beaucoup plus rare dans les matériaux carbonatés. Les roches basiques sont très pauvres ou totalement dépourvues de ce minéral; par contre, les leptynites alcalines en contiennent une quantité assez remarquable.

c. *Apatite*

Elle est très largement répandue, plus spécialement abondante à la base du groupe de la Clarea où les teneurs sont même parfois exceptionnelles, très clairsemée dans les Schistes lustrés et encore plus dans l'ensemble calcaréo-dolomitique.

3. *Relations avec d'autres minéraux*

a. *Tourmaline*

L'albite poeciloblastique et la calcite incluent fréquemment les cristaux de tourmaline, sans modifier une disposition acquise antérieurement sous le contrôle de diverses surfaces-S; elles cicatrisent également les prismes tronqués, comme le fait de son côté la chlorite. Pour sa part, l'ankérite paraît exercer une action corrosive.

b. *Zircon*

C'est apparemment un élément relictuel, au moins en dehors du groupe de la Clarea.

c. *Apatite*

Les fractures transversales, et plus rarement les clivages, sont envahis par l'albite, la phengite, la chlorite et ses produits d'altération (chlorite brune et biotite verte); à cette occasion se développe parfois une légère corrosion. Dans un échantillon, le plagioclase forme en outre un mince liseré autour du phosphate qu'il isole ainsi du quartz environnant.

Il convient de remarquer qu'il est impossible de déterminer la part de l'apatite détritique ou magmatique: une telle origine est probable lorsque les sections arrondies ont une anisotropie notable, tandis que d'autres, allongées, ont une extinction permanente en lumière analysée; la concentration relevée dans quelques veinules de quartz du Trias siliceux est au contraire l'exemple d'une origine métamorphique certaine.

X. Résumé et conclusion

Le tableau 20 résume les observations qui précèdent, en présentant une liste récapitulative des espèces rencontrées, et un schéma de leur répartition dans l'espace et le temps. Du point de vue chronologique, si l'on excepte les reliques sédimentaires ou magmatiques (dont on ne trouve aucune trace dans le groupe de la Clarea), deux ensembles apparaissent distinctement:

1. Le premier est constitué d'éléments métamorphiques rigoureusement localisés dans le groupe de la Clarea. Cette formation est la plus ancienne que l'on connaisse dans le massif d'Ambin; elle est recouverte en discordance par des sédiments détritiques de caractère molassique, d'âge probablement stéphano-permien (Gay, 1970); les paragénèses suivantes, qui la caractérisent, sont donc probablement hercyniennes:

— formations arénacées: quartz, oligoclase, muscovite phengitique, biotite ± albite, grenat almandin [1];

[1] Le signe ± signifie avec ou sans.

— formations basiques: plagioclase, hornblende, épidote ± biotite, grenat almandin;

— l'assemblage de quartz, diopside, hornblende et calcite est également significatif, quoique tout à fait accidentel (le carbonate y est pour une part d'origine alpine, mais pour l'essentiel contemporain des autres constituants).

Le plagioclase le plus répandu dans les faciès méta-arénacés (gneiss) a une composition d'oligoclase (An 18 en moyenne); il peut coexister avec une albite (An 3). De telles associations ont été décrites par S. Tsuji (1966) et par M. L. Crawford (1966); elles pourraient résulter de l'immiscibilité existant dans la série des plagioclases pour des températures correspondant au domaine des schistes verts et à une partie du domaine des amphibolites. Dans les faciès métabasiques (amphibolites), l'altération interdit toute détermination précise, mais le plagioclase devait être basique, compte tenu de la quantité d'épidote qui a cristallisé à ses dépens lors du métamorphisme alpin. Le seul mica blanc analysé est formé d'environ 88 % de muscovite et 12 % d'une céladonite dont les sites octaédriques seraient surtout occupés par du magnésium et du fer trivalent dans les proportions de 2/1; il est du type $2M_1$. La biotite étudiée tient pour sa part 0,29 atome de titane pour 24 (O, OH). La hornblende a une couleur verte, ou exceptionnellement bleu-vert; sa teneur en alumine ne doit pas descendre au-dessous de 11 % compte tenu des propriétés optiques et des quatre analyses disponibles. Le grenat, provenant d'un gneiss, est défini par les proportions moléculaires suivantes: 57 % d'almandin, 24,6 % d'andradite et de grossulaire, 14,2 % de pyrope, 4,2 % de spessartine. Enfin, dans l'épidote analysée, le rapport $Fe^{+3}/Fe^{+3} + Al$ est voisin de 22 %.

Ces particularités indiquent un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolites, et plus précisément de sa partie supérieure.

2. Contrairement aux précédents, les minéraux du second ensemble sont dispersés dans toute la série, et se rencontrent notamment dans un niveau rapporté à l'Eocène. Ils témoignent donc d'une recristallisation générale d'âge alpin, tout à fait progressive comme le montrent le tableau 20 et l'analyse des déformations microscopiques (Gay, 1972); cette dernière permet en effet de préciser la chronologie, et en particulier d'établir l'ordre de cristallisation des minéraux précoces qui paraîtraient sans cela contemporains. L'analyse structurale révèle en outre que le métamorphisme s'est produit pendant une période bien déterminée, extrêmement courte, de l'histoire tectonique. Il est donc permis de penser qu'il n'y a pas eu d'équilibre intermédiaire, mais une évolution continue vers un équilibre final défini par les associations ci-dessous (dans celles-ci, il est fait abstraction de la biotite verte, du stilpnomélane, et de la chlorite oxydée, considérés comme les produits d'une altération tardive par la phase fluide):

— formations arénacées ou pélitiques (fond des groupes de la Clarea et d'Ambin): quartz, albite, phengite, chlorite (rutile ± épidote, calcite, ankérite [1]); dans les sédiments plus évolués du groupe d'Etache et dans les quartzites, les assemblages respectifs sont: quartz, phengite (± ankérite, rutile) et quartz, phengite ± microcline;

— formations calcaréo-pélitiques (ensemble calcaréo-dolomitique, en partie, et schistes lustrés): quartz, phengite, chlorite, calcite (± albite, épidote, ankérite, rutile);

— formations carbonatées (ensemble calcaréo-dolomitique, en partie); calcite ± dolomite (quartz, phengite ± albite, chlorite);

— formations éruptives acides (leptynites alcalines): quartz, albite, phengite ± microcline, biotite (± chlorite, ankérite, épidote); le microcline et la chlorite sont incompatibles; en dessous d'une certaine valeur du rapport K/Al (correspondant à une certaine teneur en céladonite du mica blanc), le microcline et la biotite ne sont plus stables et la chlorite apparaît; il en est ainsi parfois dans l'horizon leptynique, et toujours dans les faciès micaschisteux de la série des Schistes lustrés, caractérisés par la présence de quartz, albite, phengite ± chlorite (±épidote, calcite);

— formations éruptives basiques (intercalées dans les groupes de la Clarea et d'Ambin, et dans la série des Schistes lustrés): albite, chlorite, épidote, sphène ± actinote, calcite (quartz, phengite ± ankérite); l'actinote et l'ankérite sont incompatibles; la hornblende bleu-vert accompagne accessoirement l'actinote dans les groupes de la Clarea et d'Ambin;

— formations éruptives ultrabasiques: serpentine ± chlorite; ou: calcite, dolomite, trémolite ± talc remplaçant localement l'amphibole.

TABLEAU 20. — *Répartition des minéraux dans l'espace et le temps*

A gauche: répartition dans l'espace.

—·—·—·— Relique ou fantôme d'élément magmatique ou sédimentaire.

———— Elément majeur d'un assemblage métamorphique actuel (présent dans 50 % au moins des échantillons étudiés, sous une teneur supérieure à environ 5 %).

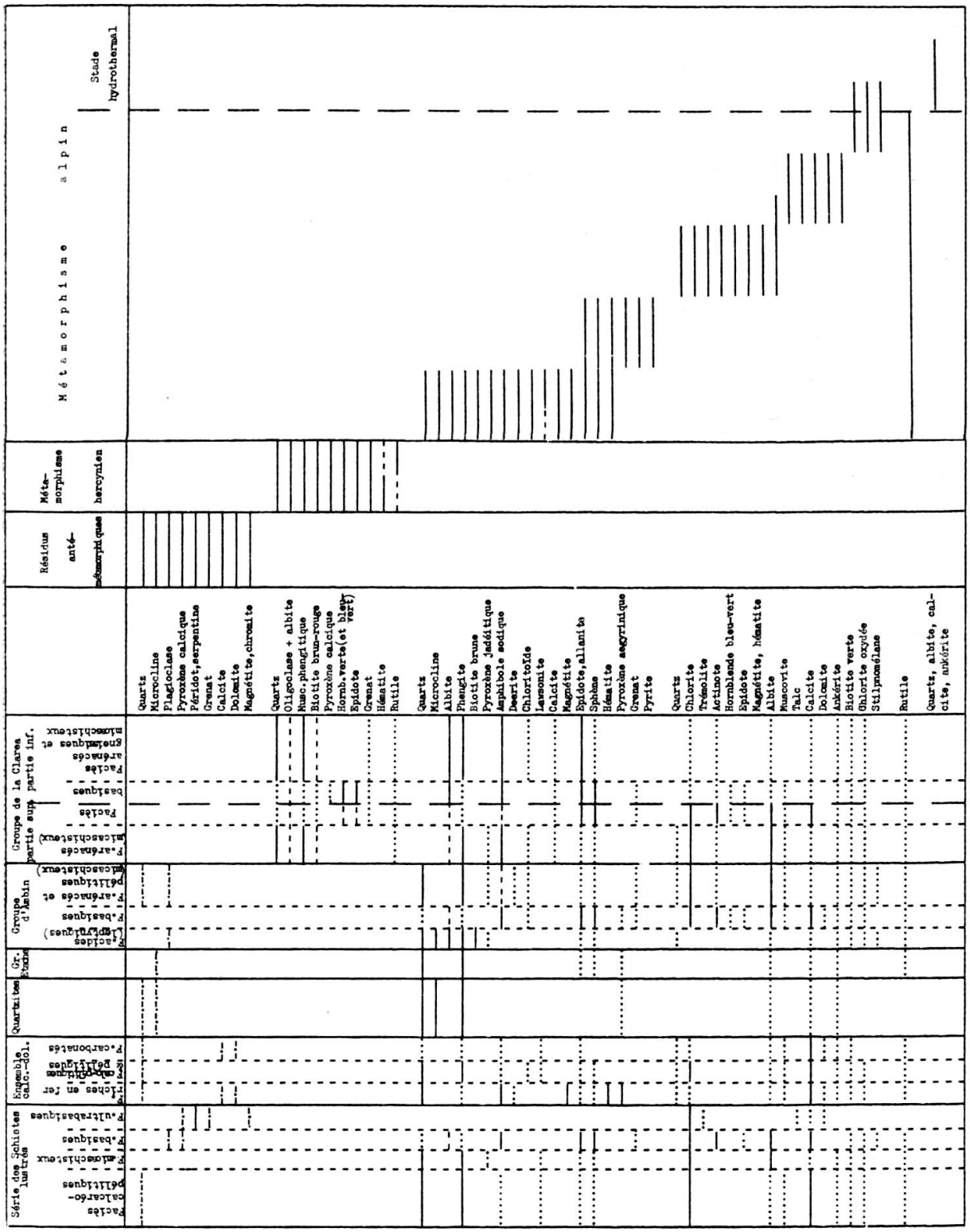
— — — — — Elément majeur d'un assemblage métamorphique ancien.

..... Elément accessoire mais symptomatique des divers assemblages métamorphiques. Minerais non représentés dans cette partie du tableau en raison d'une définition insuffisante. Largeur des colonnes sensiblement proportionnelle à l'épaisseur des formations correspondantes.

A droite: répartition dans le temps, établie d'après les observations microscopiques, sans tenir compte des indices structuraux. Echelle horizontale arbitraire.

---

[1] Les éléments mis entre parenthèses sont accessoires. Dans le groupe de la Clarea, le quartz et le mica blanc hercyniens persistent à l'état métastable.


Stade hydrothermal
Métamorphisme alpin
Méta-morphisme hercynien
Résidus anté-métamorphiques
Quartz
Microcline
Plagioclase
Pyroxène calcique
Péridot,serpentine
Grenat
Calcite
Dolomite
Magnétite,chromite
Quartz
Oligoclase + albite
Musc.phengitique
Biotite brun-rouge
Pyroxène calcique
Horn.verte(et bleu vert)
Epidote
Grenat
Hématite
Rutile
Quartz
Microcline
Albite
Phengite
Biotite brune
Pyroxène jadéitique
Amphibole sodique
Desrite
Chloritoïde
Lawsonite
Calcite
Magnétite
Epidote,allanite
Sphène
Hématite
Pyroxène aegyrinique
Grenat
Pyrite
Quartz
Chlorite
Trémolite
Actinote
Hornblende bleu-vert
Epidote
Magnétite, hématite
Albite
Muscovite
Talc
Calcite
Dolomite
Ankérite
Biotite verte
Chlorite oxydée
Stilpnomélane
Rutile
Quartz, albite, calcite, ankérite
Groupe de la Clarea
partie inf.
Gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes
Faciès arénacés
partie sup.
Faciès basiques
Faciès micaschistes
Groupe d'Ambin
Faciès micaschistes
Faciès arénacés et pélitiques
Faciès basiques
Faciès ultrabasiques
Gr. Exotic
Quartzites
Ensemble calc.-dol.
F. carbonatés
F. calc.-dolitiques
F. pélitiques
F. riches en fer
Série des Schistes lustrés
F. ultrabasiques
F. basiques
F. micaschistes
Faciès calcaro-pélitiques

Ainsi l'équilibre final s'est établi dans les conditions de stabilité des minéraux suivants: quartz, albite, phengite, chlorite, actinote, épidote, calcite, ankérite, sphène, rutile. Ces conditions sont celles du faciès schistes verts qui n'est cependant pas uniformément réalisé dans l'espace considéré, en ce sens que toutes les roches n'ont pas subi une transformation complète.

III. L'ÉVOLUTION MÉTAMORPHIQUE ALPINE ET SES FACTEURS

A. Introduction

Dans la mesure où les conditions de stabilité sont connues par des calculs thermodynamiques ou par des expériences, la cristallisation des minéraux, et leur altération éventuelle, sont les indices d'un certain climat de métamorphisme. Dans le cas du métamorphisme alpin, les indices sont assez nombreux pour qu'on puisse espérer reconstituer ce climat; à cet effet, on considèrera successivement les grandes familles de minéraux.

B. Albite

Si elle fait défaut dans les formations calcaréo-pélitiques de la série des Schistes lustrés, on la trouve dans les divers faciès de l'ensemble calcaréo-dolomitique, et notamment dans les calcaires et dolomies massifs du Trias, où les cristaux idioblastiques peuvent atteindre 1 cm de longueur. Des gisements de ce genre sont fréquents en Maurienne. J. Yajima. J. C. Touray et J. T. Iiyama (1967) signalent, à la suite de A. Lacroix, la présence de halite dans les inclusions fluides primaires de ces albites; l'étude thermométrique les conduit à envisager, pour certaines des inclusions, une température de formation supérieure ou égale à 300° C. Dans un tel milieu, le sodium est clairement d'origine étrangère, vraisemblablement lié à la présence d'évaporites à ce niveau de la série, et plus précisément à la transformation précoce du gypse primaire en anhydrite libérant de grandes quantités d'eau (page 89). La cristallisation du plagioclase en question ne peut être datée en l'absence de tout indice chronologique, mais elle pourrait s'être produite au début du métamorphisme, et la température indiquée serait alors un repère précieux.

Dans toutes les autres formations, l'albite est le fruit d'une recristallisation tardive dont on s'accorde aujourd'hui à reconnaître le caractère topochimique: tous les matériaux analysés ont en effet la composition de roches sédimentaires ou éruptives banales (Gay, 1970). Le plagioclase, dont la teneur en anorthite dépasse rarement 6 %, coexiste le plus souvent avec l'épidote. Une telle association a, dans les conditions du métamorphisme régional, un domaine de stabilité bien défini comme le montrent les études de terrain (par exemple, celles de D. de Waard, 1959). D'après les estimations de H. Ramberg (1952) ou de T. F. W. Barth (1962), elle ne peut

exister à une température de plus de 400 à 500° C. Mais on ne dispose d'aucune donnée expérimentale ou théorique pour situer précisément cette limite qui est en fait celle du faciès schistes verts au sens le plus large; selon F. J. Turner (1968), le domaine thermique correspondant à ce faciès prendrait fin entre 400 et 450° C.

C. Phyllosilicates

B. Velde a déterminé expérimentalement (1965) la limite supérieure de stabilité d'une phengite du Grand Paradis, dont R. Michel avait publié l'analyse en 1953: elle est comprise entre 340 et 350° C pour une pression totale ($\simeq PH_2O$) de 2 kb, et entre 400 et 500° C pour une pression de 4,5 kb. Le mica en question peut être considéré comme un mélange d'environ 65% de muscovite et 35% d'une céladonite dont les sites octaédriques seraient surtout occupés par de l'aluminium et du magnésium; il a une composition moyenne par rapport aux spécimens étudiés dans cette région des Alpes (références page 16). De ce fait, les résultats obtenus par B. Velde peuvent être pris en considération: ils définissent une limite de température qui n'a probablement pas été atteinte au cours du métamorphisme alpin, puisque la phengite, formée très tôt, ne présente aucune trace de déséquilibre.

La pression et la température limitent la proportion de céladonite susceptible d'entrer en solution solide dans la muscovite (Velde, 1965, 1967), ou en d'autres termes la composition du mica blanc dans lequel le rapport K/Al et la somme Fe + Mg ne peuvent notamment dépasser certaines valeurs.

Quand le rapport K/Al a dans la roche une valeur inférieure ou égale à celle qu'il peut prendre dans le mica blanc ainsi défini, tout le potassium trouve sa place dans le réseau de ce dernier. Si la teneur globale en fer et magnésium est alors plus basse que la limite indiquée, le mica blanc a une composition plus proche de celle de la muscovite idéale, et peut s'accompagner d'une petite quantité de microcline; ces conditions sont rarement réalisées, et dans des roches très leucocrates (certains niveaux des leptynites alcalines et peut-être des micaschistes albitiques de la série des Schistes lustrés). Si, au contraire, le fer et le magnésium sont en excès, le mica est aussi phengitique que possible, et un autre minéral apparaît à ses côtés, une amphibole sodique généralement; il en est le plus souvent ainsi dans les formations étudiées.

Quand la valeur du rapport K/Al est supérieure à la limite théorique définie plus haut, comme c'est le cas dans la plus grande partie de l'horizon leptynique, une autre phase relativement moins riche en aluminium et mieux pourvue en potassium doit se former. Pour un déficit de fer et de magnésium, c'est en fait du microcline qui se développe aux côtés d'une phyllite de composition intermédiaire entre la muscovite et la phengite « maximale ». Un excès entraîne la cristallisation d'une espèce ferromagnésienne supplémentaire; pour une raison qui n'apparaît pas clairement, l'amphibole sodique est exclue des leptynites; la chlorite, qu'on s'attendrait

à trouver à sa place, n'intervient qu'accessoirement car il se produit en réalité la réaction suivante (Mac Namara, 1966):

1 chlorite + 3 microcline → 1,5 muscovite + 1,5 biotite + 2,5 quartz + 2 H_2O (1)

Les associations les plus caractéristiques des leptynites alcalines (abstraction faite du quartz et de l'albite toujours présents) sont effectivement: microcline-phengite, chlorite-phengite-biotite et microcline-phengite-biotite; ces deux dernières traduisent respectivement un excès de chlorite et de microcline dans la réaction 1. Remarquons que la chlorite serait précoce à ce niveau de la série.

M. J. Mac Namara considère en fait les deux réactions ci-dessous, dont le jeu, commandé dans un système fermé par les activités relatives des ions K^+ et H^+, peut expliquer les zonations observées (page 23):

1 chlorite + 3,5 quartz + 2 KOH $\rightleftarrows$ 0,5 muscovite + 1,5 biotite + 3 H_2O (2)
3 microcline + 2 H_2O $\rightleftarrows$ 1 muscovite + 6 quartz + 2 KOH (3)

On ne connaît malheureusement pas de façon précise les conditions d'équilibre de ces deux réactions, et de la précédente qui en est la combinaison; on est simplement en droit de supposer (Weisbrod, 1970) que la présence de biotite dans les formations riches en potassium annonce les conditions dans lesquelles ce minéral est stable dans des formations pélitiques, de composition moins favorable. D'après les estimations de F. J. Turner (1968), la température d'apparition de la biotite dans de telles roches serait comprise entre 300 et 400° C, sous une pression d'eau de quelques kilobars.

La biotite verte est répandue dans des matériaux si variés que sa cristallisation n'est certainement pas contrôlée par la composition chimique, contrairement à l'une des hypothèses envisagées par W. G. Ernst (1963 c). Elle pourrait alors traduire, selon la seconde hypothèse, également retenue par H. Bahezre, R. Michel et P. Vialon (1965), des conditions intermédiaires du domaine des schistes verts; s'il en était ainsi, la température n'aurait guère varié entre le début du métamorphisme (biotite brune dans les leptynites) et sa fin (biotite verte). On peut encore invoquer l'influence de solutions qui tireraient l'essentiel de leur potassium, de leur fer et de leur magnésium du remplacement de la phengite et de la chlorite par les poeciloblastes d'albite; cette hypothèse paraît justifiée par le caractère tardif de la biotite verte, qui est, au moins en partie, contemporaine des fractures de tension.

Le stilpnomélane trouvé dans les leptynites est associé à la phengite et à la biotite dans un échantillon sans microcline. Il paraît assez commun dans les formations de ce genre: F. Ellenberger (1958), J. Fabre (1961) et A. Michard (1967) signalent sa présence dans des roches de même composition et de même position stratigraphique, sans indiquer toutefois la paragenèse exacte. On pourrait donc penser que ce mica prend la place de la chlorite dans la réaction 1, pour des compositions un peu moins alumineuses. Mais là encore, comme dans le cas de la biotite

verte, on doit plutôt envisager l'action des solutions résiduelles (Hutton et Turner, in Deer, Howie et Zussmann, 1965; Gay, 1966; Streckeisen, 1969; Von Raumer, 1969) car le stilpnomélane est lui aussi un élément tardif, postérieur à toute déformation et à la plupart, sinon à la totalité des minéraux avec lesquels on le rencontre (Ellenberger, 1958; Niggli et Niggli, 1965; Michard, 1967; Gay, 1966; Dal Piaz et Govi, 1968; Von Raumer, 1969; Caron, 1970, pour ne citer que les travaux relatifs aux Alpes occidentales).

En se plaçant du point de vue génétique, on peut rapprocher l'oxydation de certaines chlorites de la cristallisation de la biotite verte ou du stilpnomélane. Cette altération, étudiée par N. D. Chatterjee (1966), affecte les variétés tenant une certaine quantité de fer; elle est donc assez variable d'un faciès à l'autre dans la mesure où la composition de la chlorite dépend de celle de la roche; mais elle est systématique à l'échelle de la région considérée, dans les milieux de composition appropriée. C'est un phénomène tardif: comme le remarque N. D. Chatterjee, elle intervient en effet dans une paragenèse ultime dont tous les éléments paraissent en équilibre; elle est en outre favorisée par les discontinuités mécaniques (schistosités et lithoclases). Il s'agit plus vraisemblablement d'un processus métamorphique que d'une action météorique, compte tenu des remarques suivantes: la formation de la chlorite brune est parfois liée à celle du stilpnomélane; son développement est comparable à celui de la biotite verte; le minéral est apparemment spécifique d'un certain type de métamorphisme. L'altération de la chlorite verte traduit donc à son tour l'influence d'une phase fluide résiduelle; d'ailleurs, les trois phyllosilicates dont il vient d'être question (biotite verte, ferristilpnomélane et chlorite brune) témoignent des mêmes conditions oxydantes.

D. Pyroxènes

La réaction albite $\rightleftarrows$ jadéite + quartz a fait l'objet de nombreuses recherches, notamment celles de R. C. Newton et J. V. Smith (1967), T. Hlabse et O. J. Kleppa (1968), A. L. Boettcher et P. J. Wyllie (1968 b); les courbes calculées ou déterminées expérimentalement par ces auteurs coïncident sensiblement dans la région des basses températures qui nous intéresse: elles indiquent que l'assemblage jadéite + quartz ne saurait être stable à moins de 8,5 et 12,5 kb respectivement pour des températures de 200 et 400° C (10,5 kb à 300° C).

Cet équilibre dépend de la composition du pyroxène et de la structure du plagioclase.

Pour un pyroxène tenant 20 % de diopside en solution solide, on peut concevoir un abaissement maximal de la limite de l'ordre de 1 kb dans l'intervalle de température compris entre 200 et 400° C (Kushiro, 1965; Essene et Fyfe, 1967). Pour une même proportion d'aegyrine, la modification est inférieure à 1 kb dans le même domaine de température (Newton et Smith, 1967; Essene et Fyfe, 1967); lorsque la

quantité d'aegyrine augmente au point de devenir dominante, la limite inférieure de stabilité est rapidement déplacée vers les basses pressions; en d'autres termes, les pyroxènes aegyriniques sont stables à des pressions (ainsi d'ailleurs qu'à des températures) beaucoup plus basses que les pyroxènes jadéitiques, et sont très sensibles à la présence de constituants « étrangers » (jadéite et sans doute aussi diopside).

T. Hlabse et O. J. Kleppa (1968) ont montré que l'on devait passer d'une albite de structure désordonnée à l'assemblage jadéite + quartz, à une pression nettement inférieure à celle requise par la transformation d'une albite du type structural de basse température (chiffres mentionnés plus haut). L'abaissement ainsi réalisé pourrait atteindre 2,5 kb à 300° C. Il n'est pas impossible que des plagioclases de structure désordonnée persistent à l'état métastable dans la nature (Christie, 1962).

Il convient enfin de noter qu'en l'absence de quartz la jadéite peut se former aux dépens de l'albite à des pressions nettement moins élevées que celles qui contrôlent l'équilibre albite $\rightleftarrows$ jadéite + quartz: en présence d'eau, elle pourrait cristalliser dans un intervalle d'environ 2 kb sous la courbe théorique (Boettcher et Wyllie, 1968).

La présence de pyroxène jadéitique dans les métabasaltes de la région d'Ulzio n'est pas nécessairement l'indice de pressions très élevées, puisque le quartz fait défaut dans ces roches. Mais on rencontre également le minéral dans des formations où la silice est en excès; compte tenu des considérations précédentes, il faut donc admettre qu'au début du métamorphisme alpin, au moment où cristallise le pyroxène dont on ne connaît d'ailleurs pas la composition précise, la pression ne pouvait être inférieure de beaucoup à 6 kb; ce chiffre suppose même une température très basse, de l'ordre de 200° C.

Les gisements de pyroxène jadéitique ont une extension limitée; il est donc permis de se demander s'ils n'ont pas simplement une signification locale. A cette échelle, une variation de température est difficilement concevable, mais on peut très bien imaginer des variations de la résistance des roches et/ou de la pression fluide, et en définitive de la pression totale. Une surpression tectonique déterminée par une augmentation de la résistance est peu probable: à pression lithostatique et température uniformes, elle peut dépendre, d'une part de la nature des matériaux, d'autre part de la différence des contraintes ou de la vitesse de déformation; or le pyroxène est irrégulièrement développé au sein même des faciès basiques ou quartzo-feldspathiques, et dans des zones qui n'ont aucune particularité structurale. Quant à la pression d'eau, elle ne peut avoir dépassé la pression lithostatique que dans le cas du gisement d'Ulzio, peu éloigné d'une masse d'anhydrite; il faut d'ailleurs remarquer que cet effet aurait eu pour contrepartie une diminution de la résistance. Pour expliquer le caractère épisodique de ces cristallisations, il faut donc envisager d'autres facteurs.

La pression partielle d'oxygène joue sans doute un rôle important dans la mesure où elle peut déterminer la proportion d'aegyrine susceptible d'entrer en solution solide dans la jadéite.

On peut encore imaginer une hétérogénéité des matières premières portant sur l'état structural du plagioclase: à des produits d'origine volcanique plus ou moins directe, mais de haute température, s'opposeraient les produits d'un volcanisme spilitique et kératophyrique, voire même des roches éruptives de semi-profondeur, ainsi que les schistes cristallins hercyniens; dans les matériaux de ce dernier groupe, le plagioclase serait de la forme « basse température » et se prêterait mal à une transformation en pyroxène sodique.

Apparemment, la composition chimique n'exerce aucun contrôle sur la cristallisation des pyroxènes jadéitiques, puisque celle-ci se produit inégalement dans des formations (basiques ou quartzo-feldspathiques) qu'on ne peut au demeurant distinguer. Par contre, ce facteur est déterminant dans le cas des pyroxènes aegyriniques. D'après A. Miyashiro (1967), l'aegyrine ne peut se former que dans un milieu persodique; comme les roches de cette composition sont rares, l'aegyrine métamorphique est le plus souvent le fruit d'une recristallisation métasomatique. On peut sans doute expliquer de cette façon les concentrations de pyroxène (et d'amphibole) sodique dans les croûtes durcies du Malm, à un niveau de la série où se placent également les évaporites, et où, de ce fait, ont dû se produire des circulations abondantes (page 89). Mais il est inutile de recourir à un tel processus pour rendre compte de la présence d'aegyrine dans certains quartzites triasiques; ceux-ci ne doivent leur composition minéralogique qu'à leur caractère peralcalin originel; c'est ce qu'exprime la relation ci-dessous:

$$4\ SiO_2 + 2\ ClNa + Fe_2O_3.H_2O \rightarrow 2\ Si_2O_6Fe^{+3}\ Na + 2\ ClH \qquad (4)$$

4 quartz + 2 halite + 1 turgite → 2 aegyrine + 2 ClH

Ainsi, la localisation des gisements de pyroxène jadéitique n'a pas de raisons évidentes. Toutefois, la pression totale paraît hors de cause; on doit donc admettre que le seuil de 6 kb proposé plus haut a été uniformément atteint au début du métamorphisme, si l'on se fie aux considérations théoriques et expérimentales.

L'altération ultérieure traduit pour sa part une diminution de pression à température constante, ou une augmentation de température à pression constante, en tout cas une modification telle que certains pyroxènes aegyriniques se sont trouvés eux-mêmes en déséquilibre, tandis que d'autres, plus proches du pôle aegyrinique, ne sortaient pas de leur champ de stabilité. Les inclusions quartzeuses mêlées aux produits d'altération représentent plutôt les restes du tissu de la roche ayant pris part à la réaction, que des inclusions plus anciennes de la jadéite.

E. Amphiboles

Le glaucophane se trouve dans des roches de faciès très variés (arénacés, pélitiques, basiques ...) et de compositions chimiques banales: sa présence est donc en elle-même significative de conditions physiques particulières; selon toutes pro-

babilités, il s'agit de la forme II, dont le domaine de stabilité est limité vers les basses pressions et les hautes températures par une courbe passant notamment par les points suivants: 200° C et 1 kb, 300° C et 4 kb, 400° C et 7 kb (Ernst, 1963 a). Egalement symptomatique à cet égard est l'association de l'amphibole sodique avec la calcite, l'épidote et la lawsonite, impossible dans les conditions du faciès schistes verts (Ernst, 1963 b).

La répartition de l'amphibole est néanmoins contrôlée, dans une certaine mesure, par la composition chimique globale: ainsi, le minéral est exclu des formations dépourvues de soude telles que les sédiments détritiques évolués et les sédiments calcaréo-pélitiques de la série des Schistes lustrés. La composition elle-même dépend de celle de la roche: l'amphibole est une crossite, sinon une magnésioriebeckite, dans tous les matériaux pauvres en aluminium, sans que la teneur en fer paraisse jouer un rôle important; on trouve en effet ces espèces aussi bien dans les calcaires et dolomies triasiques que dans les croûtes ferrugineuses jurassiques, ou dans un quartzite à stilpnomélane, deerite et minerais; le facteur déterminant est donc vraisemblablement le caractère persodique, comme le suppose A. Miyashiro (1957, 1967) et comme on l'a déjà admis dans le cas de certains pyroxènes aegyriniques, en acceptant également l'hypothèse d'un apport de sodium. Cet apport intéresse l'ensemble calcaréo-dolomitique tout entier, comme en témoignait déjà la présence d'albite (page 76).

Dans les formations du groupe de la Clarea, le glaucophane cristallise aux dépens des éléments hercyniens: biotite et hornblende d'une part, plagioclase de l'autre. Les relations observées au microscope entre ces différents minéraux suggèrent le mécanisme suivant:

— faciès arénacés (grauwackes):

$$Si_3AlO_{10}(Fe^{+2}Mg)_3K(OH)_2 + 2\ Si_3AlO_8Na + 1/3\ H_2O \rightarrow$$
$$Si_8O_{22}Al_2(Fe^{+2}Mg)_3Na_2(OH)_2 + 1/3\ Si_3AlO_{10}Al_2K(OH)_2 + 1/3\ K_2O \qquad (5)$$
$$1 \text{ biotite} + 2 \text{ albite} + 1/3\ H_2O \rightarrow 1 \text{ glaucophane} + 1/3 \text{ muscovite} + 1/3\ K_2O$$
$$4\ Si_2Al_2O_8Ca + 5/3\ H_2O + 1/3\ K_2O \rightarrow 2\ Si_3AlO_{12}Al_2Ca_2(OH) +$$
$$2/3\ Si_3AlO_{10}Al_2K(OH)_2 \qquad (6)$$
$$4 \text{ anorthite} + 5/3\ H_2O + 1/3\ K_2O \rightarrow 2 \text{ clinozoïsite} + 2/3 \text{ muscovite}$$

— faciès basiques:

$$2\ Si_7AlO_{22}(Fe_3{}^{+2}Mg_2)Ca_2Na(OH)_2 + 2\ Si_3AlO_8Na + 2\ SiO_2 + Al_2O_3 + H_2O +$$
$$O_2 \rightarrow 2\ Si_8O_{22}AlFe^{+3}(Fe^{+2}Mg_2)Na_2(OH)_2 + 2\ Si_3AlO_{12}AlFe^{+3}Ca_2(OH) \qquad (7)$$
$$2 \text{ édénite} + 2 \text{ albite} + 2 \text{ quartz} + Al_2O_3 + H_2O + O_2 \rightarrow 2 \text{ crossite} + 2 \text{ épidote}$$
$$4\ Si_2Al_2O_8Ca + H_2O \rightarrow 2\ Si_3AlO_{12}Al_2Ca_2(OH) + 2\ SiO_2 + Al_2O_3 \qquad (8)$$
$$4 \text{ anorthite} + H_2O \rightarrow 2 \text{ clinozoïsite} + 2 \text{ quartz} + Al_2O_3$$

L'excès de potasse produit en principe par la réaction 5 est dû au fait que le rapport K/Al est trois fois plus élevé dans la biotite que dans la muscovite. Il est

en réalité moins important parce que le mica noir naturel est plus riche en aluminium que la biotite théorique (tableau 3), tandis que le mica blanc (phengite probable) est moins alumineux que la muscovite idéale. Par contre, si l'on en juge par ses propriétés optiques, l'amphibole sodique est proche du pôle glaucophane, c'est-à-dire qu'une petite partie seulement de son aluminium est remplacée par du fer; par conséquent, elle ne contribue que de façon négligeable à compenser le déséquilibre entre les rapports K/Al dans les deux couples mica noir + plagioclase et amphibole + mica blanc.

Dans la réaction 7, on considère l'édénite car c'est le constituant essentiel des hornblendes analysées.

La transformation de l'anorthite en zoïsite suivant un processus classique (8) libère de la silice et de l'alumine. Dans les formations arénacées, ces oxydes se combinent à une partie du potassium de la biotite pour donner du mica blanc, conformément à la réaction 6 qui explique la séricitisation des plagioclases hercyniens.

Dans tous les cas, il se produit une hydratation. L'eau a donc un rôle essentiel dans la transformation des matériaux hercyniens. C'est peut-être pour cette raison que les effets du métamorphisme alpin sont particulièrement marqués, quoique de façon irrégulière, dans la partie supérieure du groupe de la Clarea, plus directement perméable. A ne considérer que les minéraux formés, ces effets sont cependant à peu près uniformes sur toute l'épaisseur des formations rencontrées: on ne peut de ce fait expliquer l'altération moins intense des parties profondes du socle par une diminution d'hétérozonalité des deux métamorphismes.

Les réactions traduisant le passage des schistes à glaucophane aux schistes verts (De Roever, Ernst, Miyashiro et Banno, in Coleman et Lee, 1963) rendent compte de l'évolution des amphiboles sodiques alpines:

1 glaucophane + H_2O → 1 antigorite + 2 albite (9)

25 glaucophane + 6 épidote + 7 quartz + 14 H_2O → 50 albite + 9 chlorite + 6 actinote (10)

5 glaucophane + 12 lawsonite → 10 albite + 3 chlorite + 6 épidote + 7 quartz + 14 H_2O (11)

Ces réactions peuvent se produire sous l'effet d'une diminution de la pression totale à température constante ou d'une élévation de la température à pression constante (Coleman et Lee, 1963); en utilisant les données recueillies par W. G. Ernst (1963 b), on peut effectivement calculer qu'elles procèdent vers la droite avec une augmentation de volume et d'entropie. Si l'on n'a aucune preuve en ce qui concerne la température, on a quelques raisons d'admettre l'influence de la pression. Les considérations théoriques exposées un peu plus loin (page 86) montrent en effet que la transformation relativement précoce de la lawsonite en épidote suivant la réaction 11 est probablement due à une diminution de la seule pression d'eau. L'évolution générale qui conduit un peu plus tard à des assemblages du faciès schistes verts, par le biais des

réactions 9 et 10, serait pour sa part déterminée par une baisse de la pression solide, puisqu'elle est synschisteuse, c'est-à-dire contemporaine du relâchement des contraintes; son caractère irrégulier reflèterait les fluctuations de la pression d'eau, devenue à ce stade un simple facteur d'hétérogénéité, en raison de variations de perméabilité dues au développement inégal de la schistosité, et de la présence d'autres constituants dans la phase fluide. La réaction 10, s'appliquant aux formations basiques, est aussi vraisemblablement contrôlée par les pressions partielles de CO_2 et H_2O déterminant les conditions de stabilité de l'actinote (voir à ce propos page 88). Les prasinites amphiboliques indiqueraient ainsi une pression partielle de CO_2 plus faible que les prasinites chloriteuses, d'ailleurs régulièrement plus riches en carbonates. Un excès d'épidote dans la réaction conduirait aux variétés épidotiques. Le hornblende bleu-vert figure accessoirement aux côtés de l'actinote dont elle paraît contemporaine: suivant l'hypothèse proposée par F. Shido et A. Miyashiro (1959), l'association doit donc résulter d'une lacune de miscibilité dans des conditions un peu plus sévères que celles qui favoriseraient la présence d'actinote seule, et non d'une modification « climatique » du métamorphisme dans le temps comme c'est le cas dans d'autres régions des Alpes (Van der Plas, 1959; Kienast, 1964).

On doit remarquer que la réaction 9 n'est pas satisfaisante, dans la mesure où c'est la chlorite qui se forme en réalité aux côtés de l'albite; l'utilisation à sa place d'une molécule d'antigorite exprime un déficit en aluminium encore aggravé par le fait que l'amphibole sodique naturelle est moins alumineuse que le glaucophane idéal (le rapport Na/Al y est plus élevé que dans l'albite). Dans les formations arénacées ou pélitiques auxquelles cette réaction convient plus particulièrement, l'alumine nécessaire tire probablement son origine des phengites remplacées par les poeciloblastes d'albite qui se forment au même moment.

En milieu carbonaté, le mica blanc prend une importance particulière dans l'altération des amphiboles bleues, peut-être là où une pression d'eau plus basse favorisait, à ce stade de l'évolution, son développement par rapport à celui de la chlorite. Quoiqu'il en soit, pour passer d'une molécule d'amphibole à une molécule de mica, il faut ajouter une quantité d'aluminium d'autant plus forte qu'à ce niveau le remplacement de l'aluminium par le fer trivalent dans l'inosilicate est important; d'ailleurs, si l'on se fie à une couleur très marquée, la phyllite est sans doute relativement peu alumineuse. Compte tenu de la pauvreté en aluminium des matériaux considérés et de la faible mobilité de l'élément, la réaction doit libérer un certain nombre de produits, notamment de la silice que l'on retrouve effectivement dans le fantôme des amphiboles. Cette hypothèse est également confirmée par le fait que le volume de ces dernières est souvent imparfaitement occupé par les phyllosilicates et le plagioclase, auxquels se mêle alors de la calcite.

Il existe, entre la riebeckite d'une part, et l'assemblage quartz-aegyrine-magnétite-hématite de l'autre, un équilibre peu influencé par la pression totale mais très sensible à la température, en présence d'un excès d'eau (Ernst, 1968). Or, dans les

croûtes ferrugineuses, un pyroxène aegyrinique remplace précisément une amphibole sodique à composition de crossite ou de magnésioriebeckite dans des roches également caractérisées par la présence de quartz, de magnétite et d'hématite. En réalité, cette transformation n'est certainement pas déterminée par une variation de température, car les minerais n'interviennent pas, et surtout la réaction paraît consommer du quartz au lieu d'en libérer (remplacement systématique des grains de quartz détritiques par de la calcite). Dans ces conditions, les relations entre les deux inosilicates s'expliquent plutôt par la réaction 13; celle-ci est en particulier contrôlée par le potentiel chimique du sodium (Miyashiro, 1967), élément probablement apporté de l'extérieur au système (page 76).

$$1 \text{ riebeckite} + 2 \text{ quartz} + 3 \text{ Na} + 3 \text{ O} \rightarrow 5 \text{ aegyrine} + H_2O \qquad (13)$$

F. Silicates d'aluminium et de calcium

L'épidote est largement répandue aux côtés du glaucophane dans toutes les formations de composition appropriée; la lawsonite est au contraire accidentelle. Mais les deux minéraux se rencontrent dans les mêmes faciès et dans le même contexte structural; leur développement n'est donc pas contrôlé par la composition chimique globale, ni par la pression solide, suivant un raisonnement déjà tenu à propos des pyroxènes sodiques. De son côté, la température n'est certainement pas en cause, car il est difficile d'admettre des variations aussi locales de ce paramètre. Seule la pression d'eau paraît susceptible de changer assez rapidement dans l'espace: dans les conditions de pression solide et de température qui régnaient au début du métamorphisme alpin, la lawsonite, plus hydratée que l'épidote, n'aurait cristallisé que là où la pression d'eau atteignait une certaine valeur. Il est à cet égard significatif que tous les gisements de lawsonite se localisent à proximité d'une discontinuité mécanique majeure, et de masses d'anhydrite probablement secondaires; l'un d'entre eux est en outre lié à la bordure d'altération (déshydratation) d'un massif serpentineux.

Sous une pression d'eau égale à la pression solide, la lawsonite se forme entre 200° C (Nitsch, 1968) et 400 à 450° C (Newton et Kennedy, 1963; Crawford et Fyfe, 1965). A la suite des deux derniers auteurs, on admet généralement une pression minimale de l'ordre de 5 kb; mais ce chiffre est peut-être excessif: en effet, d'après K. H. Nitsch, 3 kb suffiraient. Le champ de stabilité de l'épidote est moins bien connu; le fait qu'elle coexiste avec l'albite suppose néanmoins une température inférieure à 400 à 500° C (page 76); dans le groupe de la Clarea, une telle association est d'ailleurs le fruit d'un métamorphisme rétrograde (réactions 5 à 8); les éléments dont elle dérive avaient auparavant cristallisé dans les conditions du sommet du faciès amphibolites, limité selon F. J. Turner (1968) à une température de 400 à 450° C.

L'altération de la lawsonite en épidote, fondamentale dans les faciès basiques, paraît conforme à la réaction 11; elle pourrait donc être le fait d'une élévation de la température ou d'une diminution de la pression solide (page 83); cependant, compte tenu des arguments présentés au début de ce paragraphe, elle est due plutôt à une simple diminution de la pression d'eau, réduisant le domaine de stabilité de la lawsonite au profit de celui de l'épidote. Cette dernière ne pourrait toutefois se former sous une certaine pression partielle de CO_2, le calcium s'exprimant sous forme de carbonate; c'est pour cette raison que le mica blanc et/ou la chlorite prendraient une place essentielle dans les faciès calcaréo-pélitiques. Rappelons enfin que l'épidote intervient dans la transformation du glaucophane en actinote; son rôle est défini par la réaction 10 dont le déterminisme a déjà été exposé.

G. Chloritoïde

S'il se développe parfois en milieu basique, le chloritoïde est surtout fréquent dans les formations arénacées ou pélitiques, spécialement à un certain niveau du Stéphano-permien. Comme en d'autres points des Alpes cottiennes (Vialon, 1966; Michard, 1967) ou dans les Alpes ligures (Bloch, in Michard), où les gisements sont localisés dans des sédiments d'un type bien particulier, sa cristallisation dépend par conséquent de la composition chimique. Il est à cet égard intéressant de noter qu'un des échantillons du groupe d'Ambin analysés (Gay, 1970; tableau 3) tient accessoirement du chloritoïde; il ne paraît se distinguer que par sa forte teneur à la fois en alumine et fer total. L'examen des lames minces montre que certains schistes à chloritoïde sont très pauvres en sodium, ou même dépourvus de cet élément, conformément aux observations de J. P. Bloch; mais cette condition ne paraît pas indispensable puisqu'au demeurant le chloritoïde accompagne souvent le glaucophane, et même le pyroxène jadéitique; l'association quartz-phengite-pyroxène jadéitique-glaucophane-chloritoïde paraît notamment caractériser un certain stade de l'évolution métamorphique. Par contre, le chloritoïde serait incompatible avec l'albite.

La transformation (mica blanc et chlorite) est vraisemblablement contemporaine de celle du pyroxène et de l'amphibole sodique; elle peut donc se faire de la façon suivante (Bearth, 1963):

$$\text{chloritoïde} + \text{glaucophane} + H_2O \rightarrow \text{chlorite} + \text{paragonite} + \text{quartz} \qquad (14)$$

On sait uniquement que la courbe représentant l'équilibre de cette réaction dans un domaine P solide/T a une forte pente négative (Hoschek, 1969). L'altération pourrait être ainsi la conséquence d'une diminution de presssion solide à température constante, ou de température à pression solide constante; en tout cas, elle ne pourrait se produire à pression décroissante qu'avec une faible augmentation, sinon une diminution de la température. Selon G. Hoschek, on doit tenir compte aussi des

valeurs relatives de la pression d'eau et de la pression solide: le domaine de stabilité de l'assemblage glaucophane-chloritoïde est d'autant plus réduit que ces valeurs sont plus voisines. L'hypothèse d'une baisse de pression est en fait celle qui s'accorde le mieux avec l'ensemble des conclusions; la chute de température invoquée par P. Bearth n'est justifiée dans la région étudiée que par de très rares observations; quant à la pression d'eau, rien ne permet de supposer qu'elle était à l'origine inférieure à la pression solide dans les faciès à chloritoïde.

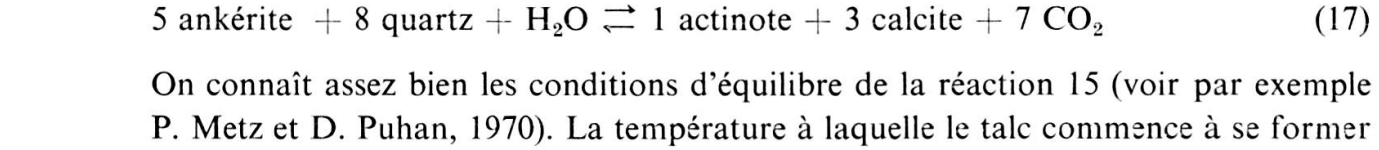
H. Grenat

L. C. Hsu (1968) a défini expérimentalement les conditions de stabilité des grenats spessartine et almandin, relativement aux assemblages chlorite + quartz et chlorite + quartz + magnétite, dans un domaine P fluide/PO_2/T. Au-dessus de 2 kb, l'équilibre est peu sensible à la pression totale, mais il est légèrement déplacé vers les hautes températures par une augmentation de la pression partielle d'oxygène dans le cas de l'almandin. Inversement (Yoder, 1955), le champ du grenat doit s'étendre vers les basses températures quand la pression d'eau diminue relativement à la pression solide, selon un processus déjà invoqué à propos de l'épidote, et du couple chloritoïde-glaucophane. En l'état actuel des connaissances théoriques et expérimentales, et en l'absence de données analytiques suffisantes, on ne peut connaître les circonstances précises de la cristallisation du grenat. Mais on peut théoriquement interpréter sa chloritisation comme la conséquence d'une diminution de température, ou d'une augmentation de la pression d'eau et/ou de la pression d'oxygène par rapport à la pression solide. Une influence de la température est difficilement concevable, comme on l'a vu au paragraphe précédent, si ce n'est dans le cas des grenats hercyniens dont l'altération peut être également commandée par la pénétration dans le socle de l'eau de la série monométamorphique. Seules des variations de la pression fluide paraissent susceptibles d'expliquer le déséquilibre: le grenat alpin, élément tout à fait sporadique, ne s'est peut être formé que là où la pression d'eau était à l'origine anormalement basse; il se serait ensuite transformé dans les conditions plus uniformes résultant du développement de la schistosité.

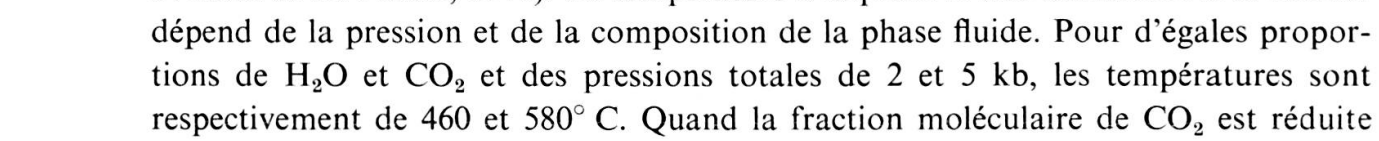
I. Carbonates

Dans certaines des formations étudiées, il ne se produit aucune réaction entre la dolomite et le quartz. Il en est ainsi dans la séquence carbonatée, et plus rarement dans la séquence arénacée et pélitique (accidents dolomitiques comme certains galets du groupe d'Ambin); dans cette dernière, l'association ankérite-quartz est banale. Dans les formations basiques, en revanche, on rencontre alternativement

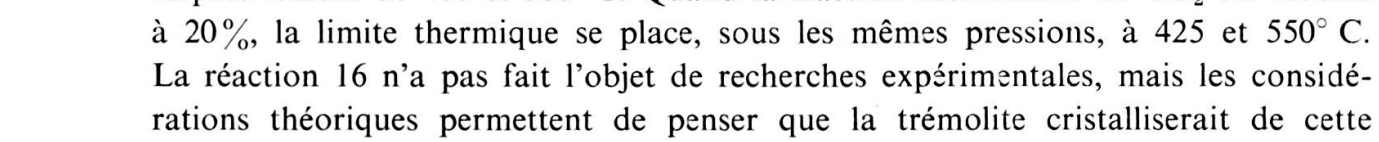
le couple ankérite-quartz et l'actinote. L'analyse de ces relations doit par conséquent se fonder sur les réactions classiques suivantes:



$$3 \text{ dolomite} + 4 \text{ quartz} + H_2O \rightleftarrows 1 \text{ talc} + 3 \text{ calcite} + 3\ CO_2 \quad (15)$$



$$5 \text{ dolomite} + 8 \text{ quartz} + H_2O \rightleftarrows 1 \text{ trémolite} + 3 \text{ calcite} + 7\ CO_2 \quad (16)$$

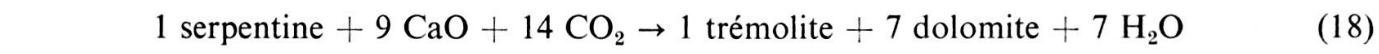


$$5 \text{ ankérite} + 8 \text{ quartz} + H_2O \rightleftarrows 1 \text{ actinote} + 3 \text{ calcite} + 7\ CO_2 \quad (17)$$

On connaît assez bien les conditions d'équilibre de la réaction 15 (voir par exemple P. Metz et D. Puhan, 1970). La température à laquelle le talc commence à se former dépend de la pression et de la composition de la phase fluide. Pour d'égales proportions de H_2O et CO_2 et des pressions totales de 2 et 5 kb, les températures sont respectivement de 460 et 580° C. Quand la fraction moléculaire de CO_2 est réduite à 20%, la limite thermique se place, sous les mêmes pressions, à 425 et 550° C. La réaction 16 n'a pas fait l'objet de recherches expérimentales, mais les considérations théoriques permettent de penser que la trémolite cristalliserait de cette façon à peu près dans les mêmes conditions que le talc (Winkler, 1967; Turner, 1968). Quant à la réaction 17, elle se produirait dans le même sens à une température significativement plus basse que la précédente (Hellner et Schürmann, 1966; Turner, 1968).

L'irrégularité constatée plus haut est une conséquence des variations de composition de la phase fluide, ou en d'autres termes des pressions partielles d'eau et d'anhydride carbonique. Sous le régime de pression et de température caractéristique du faciès schistes verts, le quartz n'a réagi avec la carbonate que là où la pression du CO_2 était assez basse, en l'occurence dans une partie des formations basiques (prasinites amphiboliques, dont l'ankérite est exclue) .Partout ailleurs, l'assemblage est stable, notamment dans une autre partie des mêmes formations (prasinites chloriteuses, qui tiennent effectivement de l'ankérite et sont relativement plus riches en quartz, et d'une façon générale en carbonates). Il n'est pas possible d'estimer les valeurs relatives des pressions partielles, mais il est permis de penser que dans les formations arénacées ou pélitiques, le pression de CO_2 était très faible (teneur en CO_2 de la phase fluide probablement inférieure à 20%); les indications fournies par ces roches sont donc les plus significatives: la température ne saurait avoir dépassé 400 à 500° C compte tenu des résultats expérimentaux brièvement résumés dans ce texte.

L'altération marginale des serpentinites est, elle aussi, contrôlée par les pressions des deux principaux fluides: dans le massif de la Sauze, particulièrement intéressant de ce point de vue, la roche ultrabasique se transforme en effet, sur une épaisseur de l'ordre du mètre, en un mélange de dolomite (largement dominante), de calcite et de trémolite; le talc y figure de façon très accessoire. Le processus métamorphique est sans doute conforme à la réaction 18, pour laquelle on ne dispose malheureusement d'aucune donnée numérique (Greenwood, 1962):



$$1 \text{ serpentine} + 9\ CaO + 14\ CO_2 \rightarrow 1 \text{ trémolite} + 7 \text{ dolomite} + 7\ H_2O \quad (18)$$

Selon P. Metz, D. Puhan et H. G. F. Winkler (1968), sous une pression de 1 kb, l'association dolomite-calcite-trémolite ne serait stable qu'en présence d'une phase fluide riche en CO_2, et à une température supérieure à 490° C. Cette valeur ne s'accorde absolument pas avec les indications thermométriques obtenues par ailleurs, surtout si l'on remarque que le chiffre de 1 kb pris en considération est, dans le cas présent, sûrement très éloigné de la réalité.

Avant de clore cette rubrique, il faut noter d'abord que l'aragonite paraît faire défaut, notamment dans les roches basiques à glaucophane et lawsonite où elle a été recherchée par des méthodes radiocristallographiques. Si la calcite de ces formations est primaire, c'est-à-dire si elle n'est pas le produit d'une inversion, on peut, en se basant sur les travaux de A. L. Boettcher et P. J. Wyllie (1968 a) et de J. R. Goldsmith et R. C. Newton (1969), admettre une limite supérieure de pression d'environ 5.5 à 8,5 kb dans l'intervalle de température de 200 à 400° C (environ 7 kb à 300° C).

J. Sulfates

Bien que la précipitation directe d'anhydrite soit théoriquement possible et observée effectivement dans la nature, on admet généralement que la plus grande partie du sulfate de calcium des évaporites se dépose sous forme de gypse (voir par exemple L. A. Hardie, 1967). Compte tenu des conditions de stabilité des deux minéraux (Yamamoto et Kennedy, 1969), un tel dépôt ne peut manquer de se transformer sous l'effet d'un métamorphisme même léger, en libérant une énorme quantité d'eau.

Il semble bien que les choses se soient passées ainsi dans le cas présent, si l'on en juge par les particularités déjà notées à proximité des masses sulfatées: la présence de sodium dans des sédiments carbonatés parfois très purs (amphibole sodique, albite dont les inclusions fluides emprisonnent des cristaux de halite), la concentration de cet élément à certains niveaux de composition manifestement anormale, peralcaline (pyroxène aegyrinique, amphibole à composition de crossite ou de magnésioriebeckite) témoignent de circulations intenses à un stade précoce du métamorphisme alpin (pages 76, 81, 85); la localisation des gisements de lawsonite dans le même environnement est un autre indice, puisque ce minéral est favorisé par de hautes pressions d'eau, relativement à l'épidote partout ailleurs banale (page 85).

On peut même se demander si, en présence d'une telle phase aqueuse, la transformation des dolomies en cargneules n'aurait pas débuté plus tôt que ne le pense F. Ellenberger (1958), c'est-à-dire avant les dernières cristallisations hydrothermales; aucun argument structural ne permet malheureusement de dater ce phénomène.

K. Sphène, oxydes de fer et de titane

Il convient de noter la généralité de l'hématite, et le fait que ce minerai tient en solution solide une proportion notable d'oxyde de titane puisqu'il tend à s'altérer

en rutile; c'est un élément précoce, comme le sphène qui se forme surtout dans les faciès basiques. Le rutile, pour sa part, trouve à tous moments, et dans un large éventail de composition, des circonstances favorables à sa cristallisation.

Au demeurant, ces minéraux sont peu significatifs, car on connaît mal leurs conditions de stabilité.

I. Conclusion

1. *Intervalle des températures*

La température était vraisemblablement supérieure à 200° C (limite inférieure de stabilité de la lawsonite). Celle de l'équilibre final n'a probablement pas dépassé 500° C (coexistence de l'albite et de l'épidote, limite supérieure de stabilité de la phengite du Grand Paradis sous une pression totale de 4 kb, et de l'assemblage dolomite (ankérite) -quartz sous la même pression et pour une proportion moléculaire de CO_2 dans la phase fluide égale à 20%). Le premier chiffre est précisément la limite thermique inférieure du domaine des schistes à glaucophane proposée par H. P. Taylor et R. G. Coleman (1968) sur la foi d'analyses isotopiques. Le second est voisin de la température maximale du faciès schistes verts d'après F. J. Turner (1968): 400 à 450° C.

L'intervalle est peut-être encore plus étroit: si l'albite des formations carbonatées a cristallisé très tôt, la température était à l'origine d'au moins 300° C; par ailleurs, l'absence de biotite de la paragénèse définitive des formations pélitiques conduit à envisager un maximum de 300 à 400° C (Turner, 1968).

La figure 2 illustre ces considérations et celles qui vont suivre.

2. *Intervalle des pressions*

On ne peut que situer grossièrement cet intervalle, parce que la plupart des équilibres sont très sensibles à la température: dans l'hypothèse de faibles variations de ce dernier paramètre (300 à 400° C), il serait compris entre une limite supérieure de 7 à 8,5 kb (inversion calcite $\rightleftarrows$ aragonite) et une limite inférieure de 1,5 à 3 kb (phengite du Grand Paradis). La présence de glaucophane parmi les premiers minéraux formés permet toutefois de supposer que la pression était à l'origine d'au moins 4 kb.

La limite supérieure pose un problème: dans le domaine thermique considéré, le pyroxène jadéitique ne devrait pas coexister avec la calcite (mais avec l'aragonite) même en se plaçant dans les conditions les plus favorables à ce point de vue. Devant cette anomalie, on est tenté de mettre en doute la valeur des courbes de certains équilibres (albite $\rightleftarrows$ jadéite + quartz notamment). On remarquera à ce propos que, dans les séries métamorphiques étudiées, le pyroxène est en réalité le seul indice

de pressions élevées. A la température de 300° C, il suffit en effet d'une pression totale de 4 kb pour que le glaucophane (variété de haute pression) soit stable. Quant à la lawsonite, elle paraît avoir une signification purement locale; à en croire des expériences récentes, elle pourrait d'ailleurs se former dans des conditions moins sévères qu'on ne le pense généralement (à partir de 3 kb).

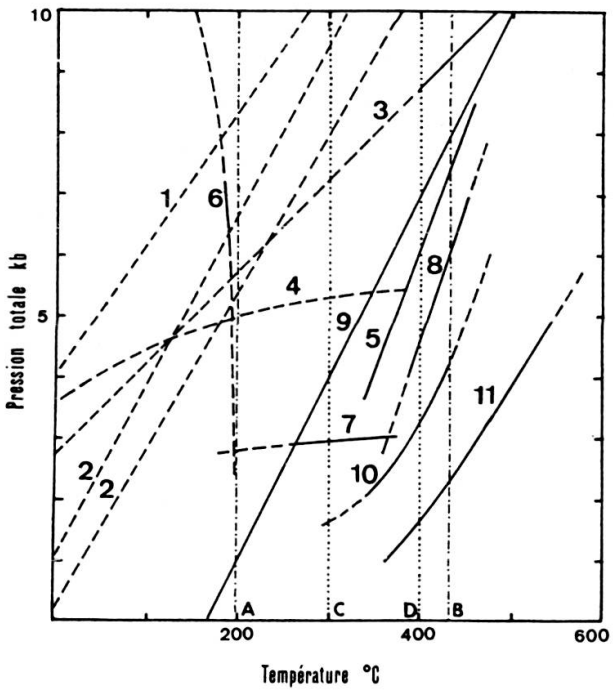


FIG. 2. — Courbes univariantes de quelques équilibres significatifs

1. 1 jadéite + 1 quartz ⇄ 1 albite (Newton et Kennedy, 1967).
2. 1 jadéite + 1 quartz ⇄ 1 albite H. T.; 2 courbes théoriques correspondant à 2 états structuraux du plagioclase (Hlabse et Kleppa, 1968).
3. Aragonite ⇄ calcite (Goldschmidt et Newton, 1969).
4. 1 lawsonite + 2 quartz + 2 H_2O ⇄ 1 laumontite (Crawford et Fyfe, 1965).
5. 1 lawsonite ⇄ 1 anorthite + 2 H_2O (Crawford et Fyfe, 1965).
6. 1 heulandite ⇄ 1 lawsonite + 5 quartz + 4 H_2O (Nitsch, 1968).
7. 1 lawsonite + 2 quartz + 2 H_2O ⇄ 1 laumontite (Nitsch, 1968).
8. 1 lawsonite ⇄ 1 zoïsite + 1 quartz + 1 silicate d'Al + 1 H_2O (Nitsch, 1968).
9. Glaucophane II (Ernst, 1963).
10. Phengite ⇄ deux micas + feldspath + quartz; phengite du Grand Paradis (Velde, 1965).
11. 1 dolomite + 4 quartz + 1 H_2O ⇄ 1 talc + 3 calcite + 3 CO_2 pour X CO_2 = 0,2 (Metz et Puhan, 1970).

Trait plein: courbes déterminées expérimentalement; trait interrompu: courbes extrapolées à partir de données expérimentales ou déterminées par le calcul.

A. Limite inférieure du domaine des schistes à glaucophane (Taylor et Coleman, 1968).

B. Limite supérieure du domaine des schistes verts (Turner, 1968). Les deux droites A et B définissent l'intervalle de T probable du métamorphisme alpin.

C et D. Limites d'un intervalle de T plus étroit, possible.

3. *Variations de température et de pression*

A défaut de leur importance exacte, on peut au moins déterminer le sens de ces variations. L'altération du pyroxène et de l'amphibole sodique, de la lawsonite en épidote, du chloritoïde présentent à cet égard un intérêt particulier. Ces diverses transformations peuvent se produire sous l'influence d'une diminution de la pression totale, les autres variables de tension gardant une valeur constante. Une augmentation de température peut aussi bien être mise en cause dans les trois premiers cas, mais elle est inconcevable dans le dernier (chloritoïde), même en admettant une pression totale décroissante. Ainsi, l'évolution minéralogique serait essentiellement déterminée par une baisse de pression, d'autant plus qu'elle est liée à l'apparition de la schistosité, possible indice d'une diminution des contraintes.

4. *Rôle de la phase fluide*

La phase fluide intervient en raison de son volume, de sa composition et de ses mouvements.

Le volume détermine la pression fluide totale dans un matériau soumis à une pression solide et à une température données. Une telle pression, celle d'un fluide essentiellement aqueux en l'occurence, commande la rétromorphose du socle hercynien (effets irréguliers, s'atténuant en profondeur). Portée localement à un maximum par la déshydratation du gypse, elle favorise accidentellement la cristallisation de lawsonite dans une région où c'est généralement l'épidote qui est stable aux côtés de l'amphibole sodique. Ce sont également des variations de cette pression qui expliquent de la façon la plus satisfaisante que l'équilibre n'aît pas été atteint uniformément, de telle sorte qu'une paragenèse à glaucophane persiste à l'état métastable. Le caractère sporadique des gisements de glaucophane pourrait refléter les mêmes fluctuations.

La composition de la phase fluide, ou en d'autres termes la nature et la valeur des pressions fluides partielles, contrôle dans une certaine mesure l'évolution métamorphique. L'équilibre entre les pressions d'eau et d'anhydride carbonique paraît avoir une influence sur l'altération de la lawsonite, puisque le minéral réagit de façon spécifique dans les roches carbonatées, comme son compagnon le glaucophane d'ailleurs, il conditionne surtout le développement des amphiboles calciques alpines, notamment dans les prasinites dont les variétés actinotiques traduisent une pression de CO_2 particulièrement basse, comparées aux variétés chloriteuses et même à l'ensemble des formations considérées. La pression d'oxygène joue de son côté un rôle important dans la phase ultime, comme en témoignent l'oxydation de la chlorite, la formation de biotite verte et de stilpnomélane, et peut-être aussi la transformation de la deerite en hématite.

Le mouvement ne joue dans les processus cristalloblastiques que dans la mesure où la phase fluide transporte des éléments en solution: une telle influence se manifeste par l'apparition précoce de minéraux sodiques dans les calcaires et dolomies (plagioclase, pyroxène, amphibole), et leur concentration éventuelle pour former des roches de composition anormale. D'une manière générale pourtant, surtout en dehors de cet exemple, la métasomatose reste limitée compte tenu de l'amplitude du transport, de la quantité de matériel déplacé, et du caractère local de ses effets.

En définitive, la phase fluide est essentiellement un facteur d'hétérogénéité d'abord régionale, puis locale lorsqu'avec la schistosité apparaissent des variations de perméabilité à l'échelle de l'affleurement. Ces conclusions sont en accord avec celles de P. Bearth (1959, 1966) et de A. Nicolas (1966).

IV. RÉSUMÉ ET CONCLUSION

A. Le métamorphisme hercynien

Dans le massif d'Ambin affleure une série cristallophyllienne ancienne, probablement hercynienne (groupe de la Clarea), irrégulièrement transformée par le métamorphisme alpin. Dans sa partie la plus profonde, l'altération est parfois si faible que les éléments de la première paragenèse sont intégralement conservés; ils indiquent que la transformation s'est opérée dans les conditions du faciès amphibolites, et plus précisément même, du sommet de ce faciès.

Ce socle s'étend vers le nord, au moins en Vanoise méridionale: la « série grise des micaschistes de l'Arpont » est en effet identique à celle de la Clarea; le microscope y révèle des restes de biotite, à côté d'un grenat largement développé. Ainsi, le soubassement hercynien apparaît très largement entre les massifs cristallins externes et ceux du Ruitor, du Grand Paradis, et de Dora Maira.

B. Le métamorphisme alpin dans le massif d'Ambin

C'est un métamorphisme essentiellement topochimique, dont les effets sont uniformes dans l'espace considéré mais traduisent une modification progressive dans le temps: l'équilibre tend à s'établir dans les conditions du faciès schistes verts, après une période initiale caractérisée par la généralité de l'assemblage glaucophane-épidote (ce dernier minéral pouvant cependant faire place accidentellement à de la lawsonite). Les connaissances théoriques et expérimentales ne permettent pas de définir précisément le climat du métamorphisme alpin, mais simplement de penser que l'évolution minéralogique est principalement commandée par une baisse de la pression solide, et par le comportement des fluides. Il importe à cet égard de souligner,

en anticipant sur une prochaine publication (Gay, 1972), que la recristallisation se produit à un moment de l'évolution structurale où commence probablement la déformation plastique (plis isoclinaux et schistosité qui les accompagne), et où, par conséquent, la contrainte la plus élevée est susceptible de diminuer, après avoir passé par une valeur maximale.

C. Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes

Les auteurs s'accordent à distinguer deux stades essentiels dans l'évolution métamorphique de cette région des Alpes (Bearth, 1959, 1966; Ellenberger, 1960; Lefèvre et Michard, 1965; Nicolas, 1966; Vialon, 1966; Gay, 1966; Michard, 1967; Bertrand, 1968). P. Bearth insiste cependant sur le fait que les assemblages initiaux sont métastables, et sur le caractère progressif du phénomène, suivi par P. Vialon, et dans une certaine mesure par R. Lefèvre et A. Michard. En effet, comme le montre la présente étude, la continuité du processus cristalloblastique est telle qu'il paraît impossible de définir un état intermédiaire, si ce n'est en le considérant comme un instantané. La distinction indiquée est donc tout à fait arbitraire; elle n'est justifiée que par les besoins de l'exposé.

Ces modifications dans le temps se superposent en quelque sorte à des variations dans l'espace principalement dirigées suivant un rayon de la chaîne; ces dernières se manifestent par une disposition en zones concentriques à peu près parallèles aux limites des grandes unités paléogéographiques (Bearth, 1962; Bocquet, 1971).

C'est à l'extérieur de l'arc alpin que le métamorphisme est le plus faible; il se traduit par la présence de laumontite dans la couverture des massifs externes (Martini et Vuagnat, 1965), de prehnite dans la masse des produits volcano-sédimentaires intercalés dans le complexe ophiolitique du Chenaillet (Pusztaszeri, 1969) où l'on trouve également de la pumpellyite, et fréquemment de l'épidote; la prehnite est encore signalée dans la Zone houillère (Fabre, 1961). Si l'on peut dès à présent esquisser les limites de cette première zone (Kienast et Velde, 1970), on ignore encore son histoire métamorphique et notamment l'ordre de cristallisation; on peut cependant admettre que les minéraux ne sont pas contemporains, comme c'est le cas plus au nord vers la Suisse: dans cette dernière région, J. Martini et M. Vuagnat pensent que des éléments du faciès métagrauwackes à pumpellyite et prehnite ont succédé à d'autres, symptomatiques du faciès zéolites.

Le glaucophane caractérise un domaine plus interne, dont on connaît la zonéographie grâce aux travaux fondamentaux de P. Bearth (1959, 1962, 1966) et aux cartes de répartition établies par J. Bocquet (1971). Il est généralement accompagné d'épidote, sauf dans une région dont l'extension serait à peu près celle des Schistes lustrés en avant des massifs d'Ambin et de Dora Maira, et qui comprendrait également la bande d'Acceglio; la lawsonite peut cristalliser à côté de l'amphibole sodique dans

cette région en quelque sorte intermédiaire où se localisent tous les gisements de jadéite connus à ce jour (Lorenzoni, 1963; Lefèvre et Michard, 1965; Caron et Saliot, 1969). Dans la partie la plus interne, les schistes à glaucophane sont liés à des éclogites résiduelles (Bearth, 1959, 1962, 1966; Nicolas, 1966) dont les clinopyroxènes tiennent une proportion de jadéite de plus en plus faible vers le nord (Kienast et Velde, 1970). Comme les minéraux précoces, seuls envisagés jusqu'alors, les éléments de l'équilibre final définissent une zonation dont le caractère essentiel est l'apparition de la biotite brune dans les massifs du Grand Paradis (Michel, 1953; Bertrand, 1968) et de Dora Maira où l'almandin se développe également en profondeur (Vialon; 1966) (voir également J. Bocquet, 1971). On peut également remarquer que la hornblende bleu-vert paraît prendre une importance croissante vers l'intérieur de la chaîne (Vialon, 1966). La biotite verte et le stilpnomélane ne sont pas pris en considération en raison de leur caractère probablement tardif.

On peut définir ces variations du degré de métamorphisme dans l'espace à l'aide de deux séries de faciès. La première, se rapportant au stade initial, comprendrait sous sa forme la plus complète les faciès zéolites (?), schistes à glaucophane, et éclogites; la seconde, représentant le stade final, serait constituée par le faciès métagrauwackes à pumpellyite et prehnite (?) et par l'ensemble du faciès schistes verts jusqu'à sa limite avec le faciès amphibolites. Compte tenu des domaines assignés aux différents faciès métamorphiques (Turner, 1968) et de la disposition des principaux isogrades, de telles séries traduisent une augmentation transversale de la pression totale et de la température vers les unités structurales les plus internes. La répartition de la lawsonite et le changement de composition des pyroxènes d'éclogites témoignent cependant d'une variation longitudinale accessoire, peut-être un simple renforcement du gradient de métamorphisme vers le nord. On pourrait interpréter la disparition du glaucophane dans le domaine lépontin (Niggli et Niggli, 1965) comme l'indice d'un gradient encore plus fort, mais c'est plus probablement l'effet d'une phase tardive (phase lépontine de P. Bearth), car l'amphibole sodique est présente de part et d'autre de ce domaine, notamment sous forme de reliques à sa marge occidentale (Bearth, 1958). Cette partie des Alpes suisses a bien été portée à une température plus élevée que les Alpes franco-italiennes (staurotide, disthène, sillimanite) mais rien ne prouve qu'il y a une variation continue entre les deux régions.

L'évolution minéralogique exprime, pour sa part, une diminution du rapport pression totale/température.

D. Causes du métamorphisme alpin

Pour pouvoir préciser la part des composantes verticale et horizontale dans les variations du degré de métamorphisme, il faudrait en toute rigueur connaître les relations géométriques exactes entre les isogrades et les limites géologiques. En se

basant simplement sur le parallélisme superficiel, on peut toutefois considérer que le métamorphisme alpin est essentiellement déterminé par l'accumulation d'une certaine épaisseur de matériaux. Partant du principe que l'évolution implique une élévation de température, certains auteurs envisagent l'influence d'une source latérale, suivant le modèle de la culmination lépontine (Bearth, 1962; Chatterjee, 1963; Bederke, 1963); cette hypothèse ne s'accorde pas avec le fait que les isogrades sont concordants, ou en d'autres termes que la répartition des derniers minéraux se conforme à celle des minéraux précoces. De ce point de vue, la possibilité d'une remontée des isogéothermes, éventuellement conditionnée par un effet de socle (Vialon, 1966), ne peut être tout à fait exclue. Cependant, une simple baisse de la pression solide liée à une disparition des contraintes tectoniques paraît suffisante pour expliquer le déséquilibre des premiers assemblages.

En supposant que la sédimentation briançonnaise s'achève avec le dépôt de l'ensemble calcaréo-dolomitique, on doit admettre que la charge invoquée plus haut a une origine étrangère: les termes de l'ensemble en question sont en effet transformés au même titre que le substratum. Un tel raisonnement conduit F. Ellenberger (1952) au concept de « géosynclinal de nappes », fosse dans laquelle le métamorphisme aurait été produit par l'accumulation tectonique des Schistes lustrés, arrivant sur le Briançonnais au Priabonien supérieur-Sannoisien. Contre cette théorie, aujourd'hui généralement acceptée, on peut retenir à la suite de P. Vialon (1966) le fait que le glaucophane apparaît dès le Sannoisien dans les sédiments du bassin de Barrême, ce qui laisse bien peu de temps à l'érosion pour atteindre des formations aussi profondes. De plus, l'analyse structurale montre que le métamorphisme est antérieur aux grandes structures; par conséquent, il ne peut être dû à l'empilement de nappes, à moins d'imaginer comme le fait F. Ellenberger (1958) que la tectonique tangentielle présumée n'a laissé aucune trace (le seul indice de ce genre a été relevé par A. Nicolas, 1966). Ces considérations justifient l'hypothèse proposée dans la première partie: les Schistes lustrés représenteraient la couverture parautochtone de la série « briançonnaise » au sens classique du terme.

Quoi qu'il en soit, les pressions très élevées requises par la présence de l'assemblage jadéite + quartz imposent théoriquement un recouvrement d'une épaisseur considérable et un gradient géothermique initial anormalement faible. Le problème, qui se pose partout où affleurent des roches du faciès à glaucophane-lawsonite, n'a pas encore trouvé de solution satisfaisante. Pour réduire l'épaisseur, on peut évidemment invoquer l'action de pressions tectoniques, s'ajoutant à celle de la pression lithostatique. Les expériences de W. F. Brace et al. (1970) montrent à cet égard que dans les conditions de température et de pression lithostatique du métamorphisme californien, apparemment peu différentes de celles du métamorphisme alpin, la surpression n'a pas dû dépasser 1 kb dans la série de grauwackes et de shales. Ce résultat n'est pas directement applicable au cas présent, compte tenu du nombre de facteurs mis en jeu, ne serait-ce que la vitesse de déformation qui doit varier

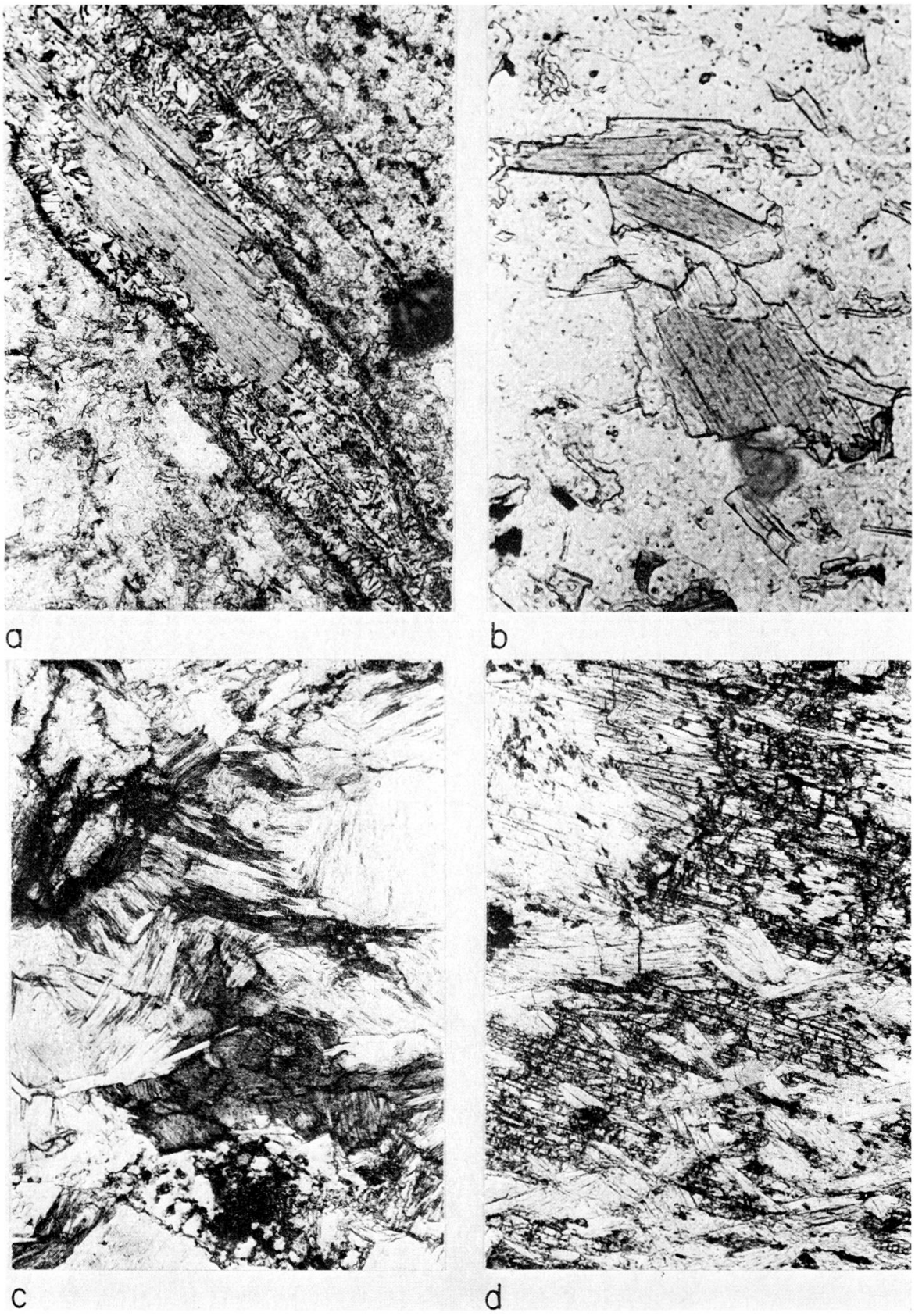


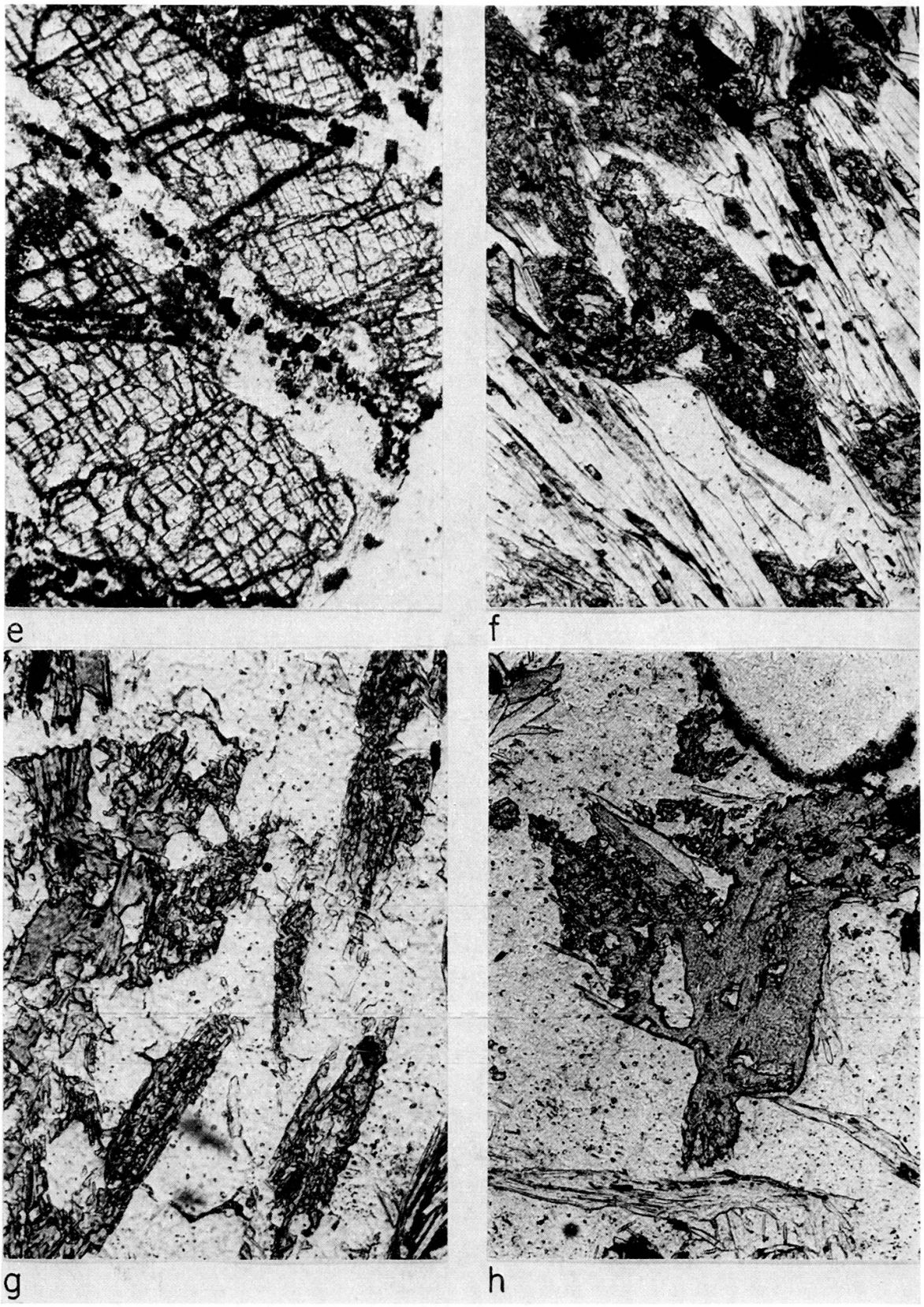
Illustration de quelques relations chronologiques

a. Biotite antéalpine présentant une altération périphérique (alpine) en mica blanc, glaucophane et oxyde dendritique (gneiss, groupe de la Clarea). × 44.

b. Mica zoné des leptynites alcalines (groupe d'Ambin): biotite (?) bordée de phengite. × 85.

c. Chlorite verte transformée par oxydation en chlorite brune (plus sombre) (micaschiste albitique, série des Schistes lustrés). × 55.

d. Résidu de pyroxène magmatique pris dans un enchevêtrement de prismes d'amphibole sodique; petits cristaux de sphène, particulièrement abondants dans le coin supérieur gauche (métagabbro, série des Schistes lustrés). × 40.



e. Altération du pyroxène jadéitique: filonnet diagonal essentiellement formé par de l'albite, et accessoirement par de la magnétite (cristaux octaédriques disposés en chapelet sur la photographie), de la séricite et une poussière d'hématite (micaschiste, groupe d'Ambin). × 108.

f, g, h. Chloritisation de l'amphibole sodique: cristallisation de plus en plus large de la chlorite; disparition progressive des contours de l'amphibole (micaschistes albitiques, groupe d'Ambin). × 70, × 69, × 56.

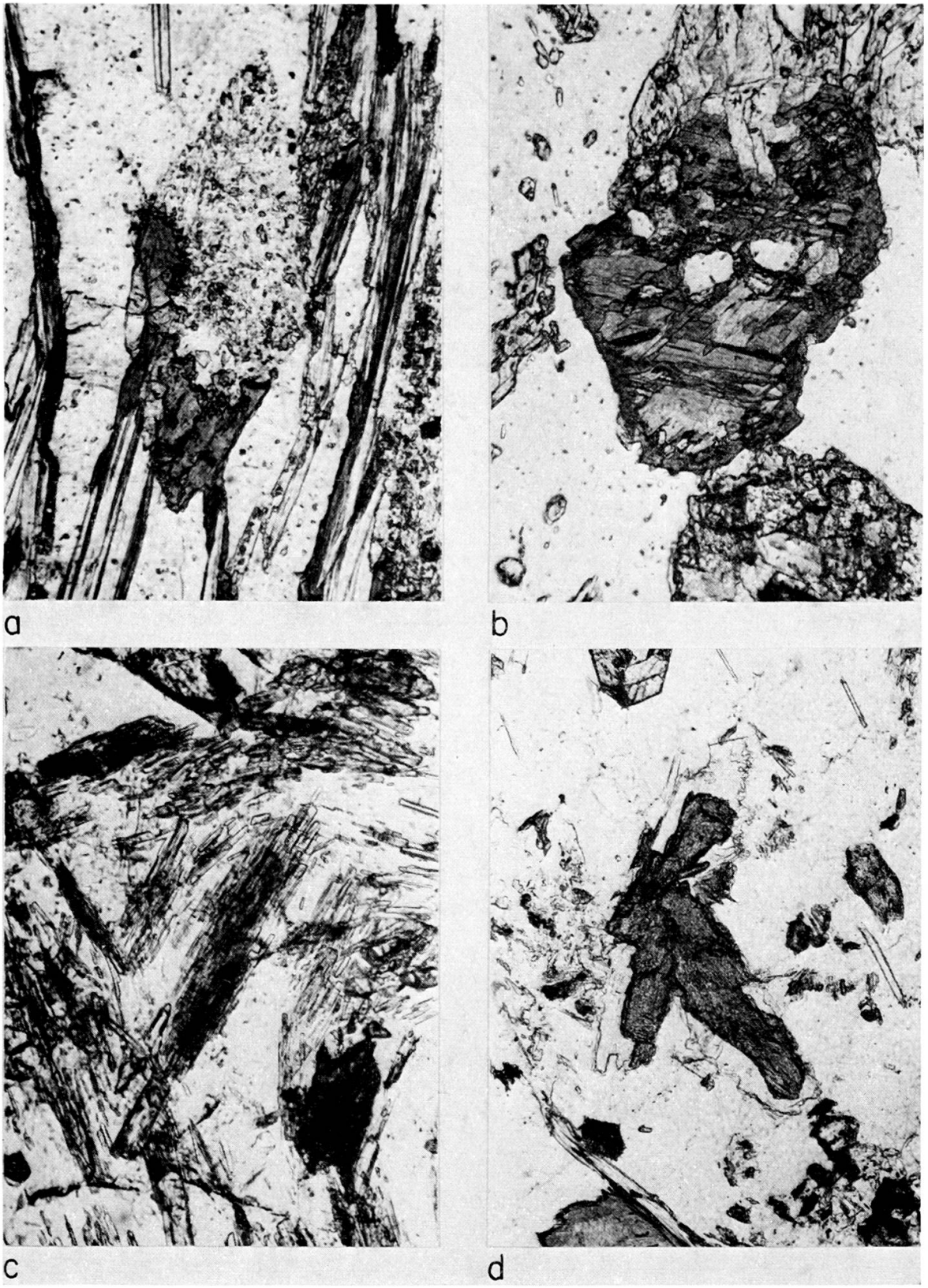


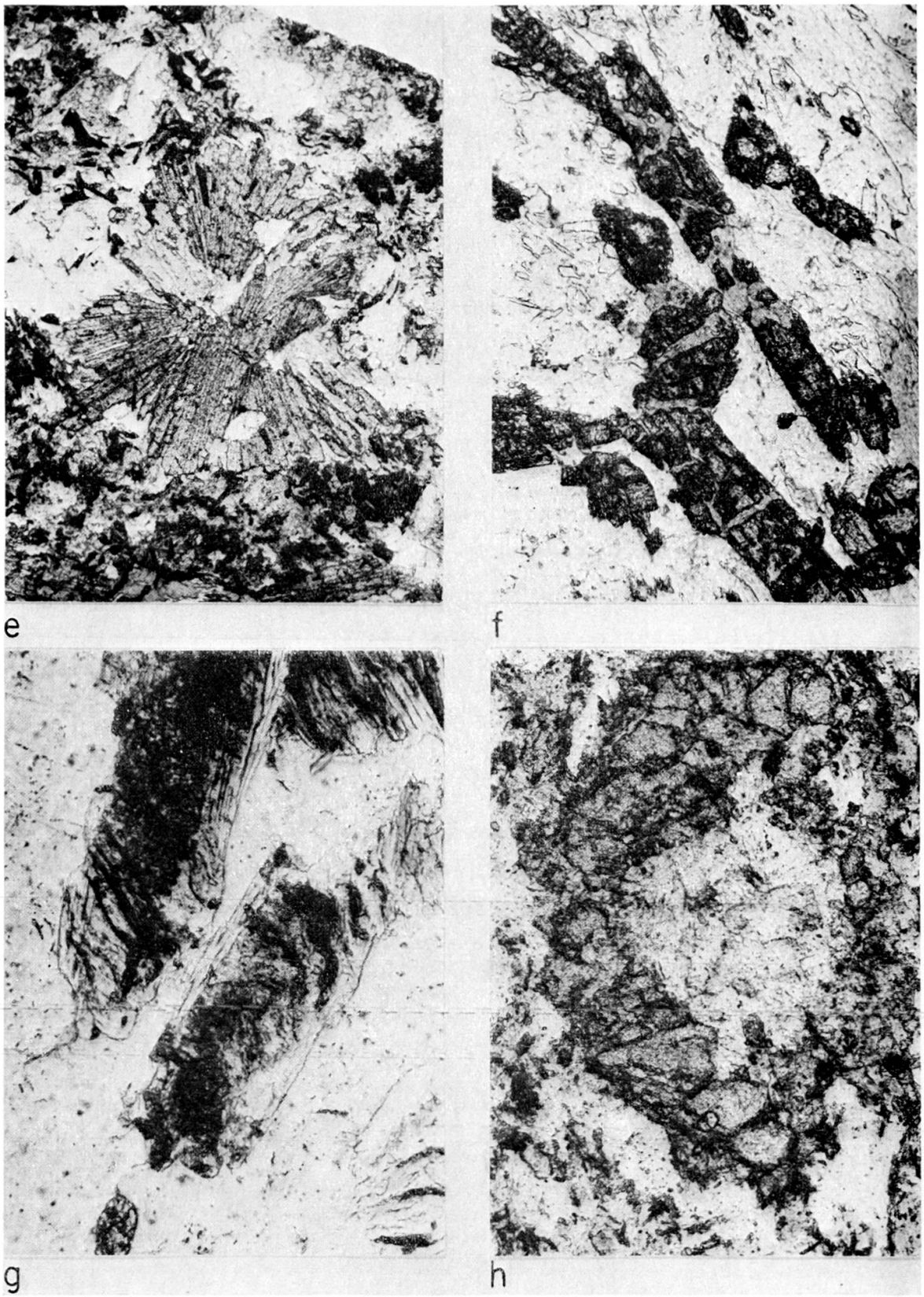
Illustration de quelques relations chronologiques

a. Amphibole sodique remplacée par un mélange d'albite (dominant dans la partie supérieure du cristal) et de chlorite (exclusive dans la partie inférieure) (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 84.

b. Résidus d'une amphibole sodique (relativement plus sombre) dans un treillis chloriteux régulier (glaucophanite, groupe de la Clarea). × 104.

c. Pseudomorphoses d'amphibole sodique: actinote aciculaire sur fond d'albite porphyroblastique (prasinite amphibolique, groupe de la Clarea). × 135.

d. Mica blanc formant une bordure d'altération régulière autour d'un cristal de chloritoïde (micaschiste, groupe d'Ambin). × 55.



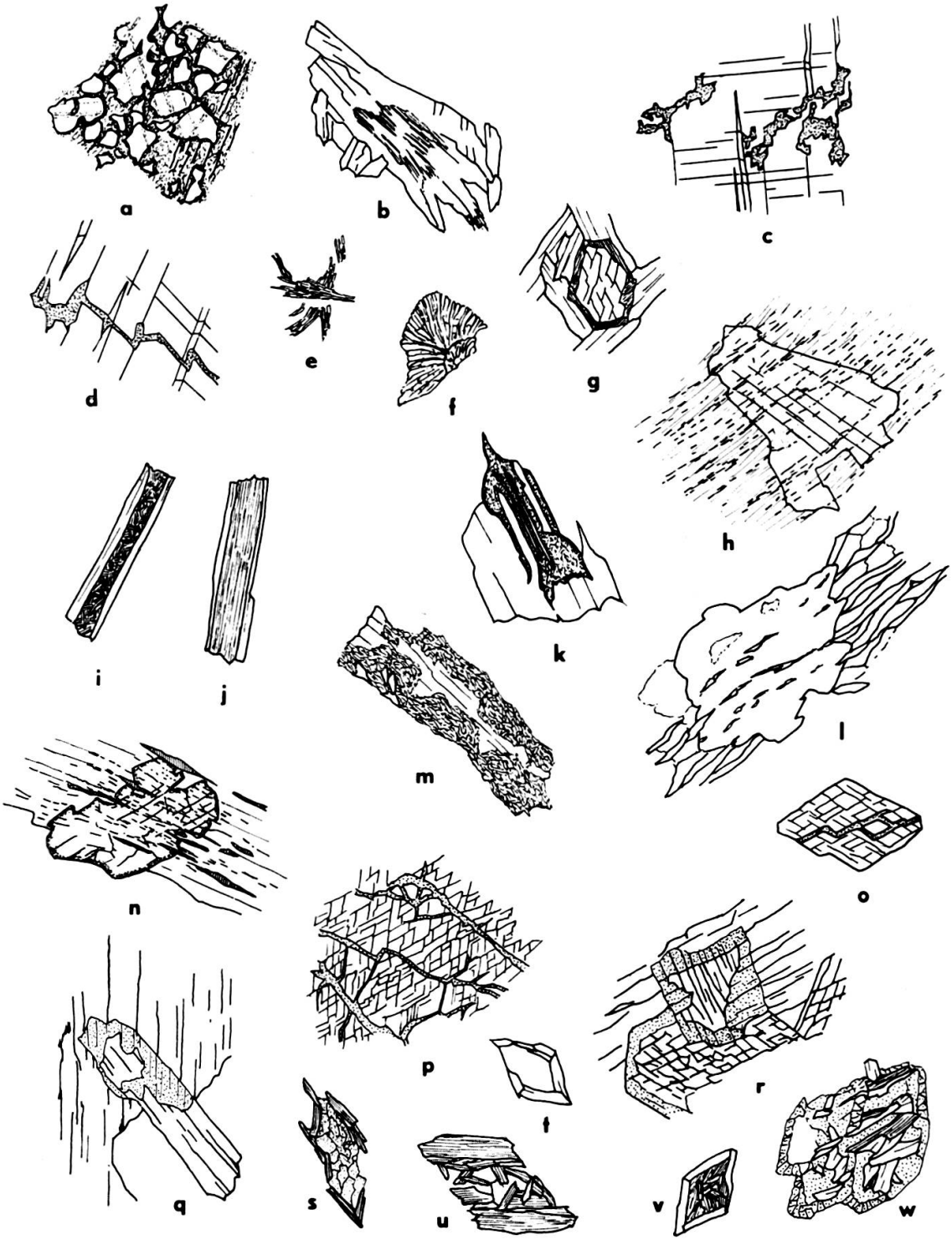
e. Rosette de chloritoïde partiellement chloritisé (et entouré par les produits d'altération d'un pyroxène jadéitique: fond d'albite chargé de séricite et d'hématite) (micaschiste, groupe d'Ambin). × 18.

f. Chlorite se développant à la faveur des clivages et des fractures de l'épidote (prasinite chloriteuse, série des Schistes lustrés). × 54.

g. Prismes de lawsonite altérés en mica blanc (altération incomplète pour le plus gros); trace d'une ancienne surface-S dessinée par de minuscules aiguilles de rutile (micaschiste calcifère, série des Schistes lustrés). × 108.

h. Grenat antéalpin transformé par le métamorphisme alpin en un mélange de mica blanc et de glaucophane (gneiss, groupe de la Clarea). × 44.

Illustration de quelques relations chronologiques



a. Calcite ayant remplacé le quartz dans les mailles d'une dentelle d'augite aegyrinique (marbre à silicates, surface durcie du Malm). × 64.

b. Transformation de l'amphibole sodique en actinote, au contact de l'albite (métagabbro, série des Schistes lustrés). × 69.

c. Plages de calcite s'appuyant sur les directions cristallographiques de l'albite qui les inclut (prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin). × 59.

d. Calcite insinuée dans le plan des clivages ou des mâcles d'un cristal d'albite (calcschiste albitique, ensemble calcaréo-dolomitique). × 66.

e, f. Epidote kélyphitoïde produite par l'altération du plagioclase anté-alpin (gneiss, groupe de la Clarea). × 177, × 160.

g. Glaucophane partiellement remplacé par de la biotite verte dont les cristaux adoptent l'orientation des lames de phengite environnantes (glaucophanite, groupe de la Clarea). × 64.

h. Muscovite tardive recoupant un lit de phengite dont la direction est encore indiquée par l'orientation et la répartition des aiguilles de rutile (micaschiste, série des Schistes lustrés). × 102.

i. Feutrage chloriteux pris entre deux lames de phengite (dolomie triasique). × 63.

j. Tablette chloriteuse prise entre deux lames de phengite (élément dolomitique des brèches liasiques). × 63.

k. Sphène insinué dans les clivages d'un cristal de phengite (prasinite chloriteuse, groupe d'Ambin). × 173.

l. Inclusions orientées de quartz et de phengite dans un pœciloblaste d'albite (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 47.

m. Cristal de phengite corrodé par une séricite verte (leptynite alcaline, groupe d'Ambin). × 75.

n. Epidote alpine surimposée à une biotite antéalpine déjà chloritisée: aiguilles de rutile et films de calcite (hachures verticales) inclus en continuité (glaucophanite à biotite résiduelle, groupe de la Clarea). × 67.

o, p. Remplacement de la hornblende antéalpine par le glaucophane alpin (ponctué) (amphibolite, groupe de la Clarea). × 81, × 65.

q, r. Remplacement de la hornblende antéalpine par le glaucophane alpin (ponctué): les clivages indiquent les relations structurales (amphibolite, groupe de la Clarea). × 66, × 68.

s. Altération de l'amphibole sodique: calcite dans une gaine de chlorite (dolomie jurassique). × 25.

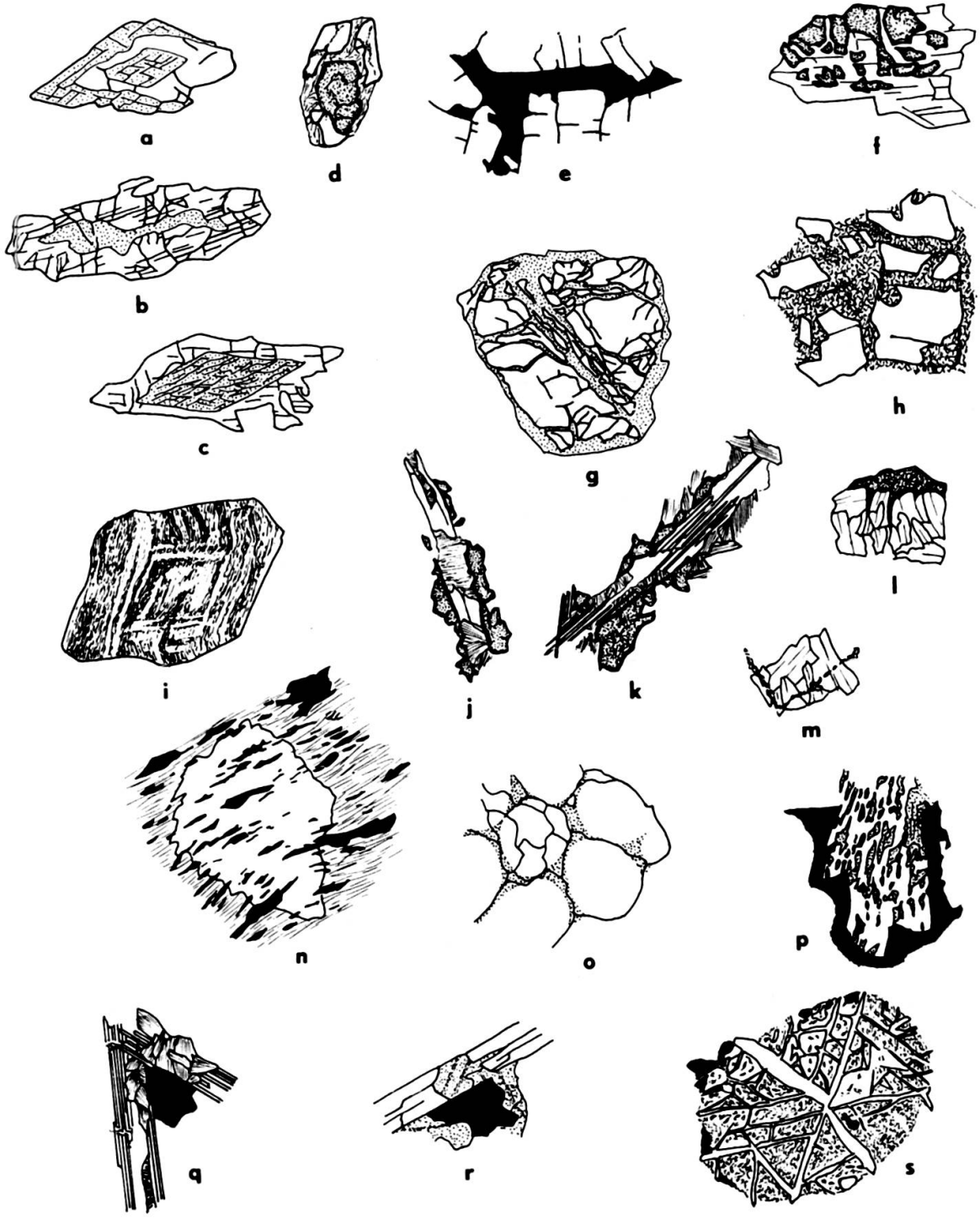
t. Altération de l'amphibole sodique: quartz dans une gaine de phengite (dolomie triasique). × 47.

u. Altération de l'amphibole sodique; chlorite essentielle, calcite interstitielle (élément dolomitique des brèches jurassiques). × 15.

v. Altération de l'amphibole sodique: tissu chloriteux dans une gaine de phengite (élément dolomitique des brèches jurassiques). × 47.

w. Altération de l'amphibole sodique: albite, phengite, chlorite, calcite (ponctuée) (élément dolomitique des brèches liasiques). × 59.

Illustration de quelques relations chronologiques



a, b, c. Remplacement de l'amphibole sodique (ponctuée) par de l'augite ægyrinique (marbre à silicates, surface durcie du Malm). × 66, × 37, × 47.

d. Remplacement de l'épidote par du mica blanc dans un cristal mixte à noyau d'allanite (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 61.

e. Plage d'hématite prise entre plusieurs cristaux de lawsonite (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 60.

f. Résidus de grenat antéalpin dans un prisme de glaucophane alpin (gneiss, groupe de la Clarea). × 92.

g. Grenat alpin chloritisé (glaucophanite, groupe d'Ambin). × 37.

h. Rhomboèdres de dolomite corrodés par la calcite (cargneule, Trias exotique). × 37.

i. Inclusions de rutile dans un cristal de lawsonite (micaschiste albitique au contact d'un massif serpentineux, série des Schistes lustrés). × 34.

j. Plages de sphène indiquant les limites d'un prisme de glaucophane partiellement chloritisé (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 75.

k. Plages de sphène indiquant les limites d'un ancien prisme de glaucophane transformé en un mélange d'albite, chlorite, actinote (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.

l. Sphène gardant l'empreinte d'un ancien cristal de lawsonite altéré en mica blanc (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 29.

m. Granules de sphène indiquant les limites d'un ancien cristal de lawsonite transformé en mica blanc (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 29.

n. Inclusions orientées d'hématite dans un pœciloblaste d'albite; fond de phengite (galet phylliteux, groupe d'Ambin). × 63.

o. Poussière d'hématite dessinant le contour des anciens grains de quartz détritique (quartzite triasique). × 70.

p. Hématite gardant l'empreinte d'un ancien cristal d'ægyrine (actuellement résidus de pyroxène et tablettes de minerai dans un fond d'albite) (faciès basique, groupe d'Ambin). × 64.

q. Hématite moulée sur deux prismes de glaucophane totalement transformés en albite, chlorite et actinote (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.

r. Hématite appliquée contre un prisme de glaucophane en partie remplacé par de la calcite (métabasalte, série des Schistes lustrés). × 48.

s. Rutile dérivant d'un cristal d'hématite dont subsistent quelques résidus (micaschiste albitique, groupe d'Ambin). × 155.

largement d'une orogenèse à l'autre. Il indique que l'importance des pressions orientées n'est pas négligeable, comme on le supposait, mais qu'elle n'est pas assez grande pour réduire la charge à une valeur acceptable. Dans ces conditions, l'équilibre albite $\rightleftarrows$ jadéite + quartz paraît suspect. En faisant abstraction du pyroxène, on peut en effet envisager dans les Alpes une pression totale modérée et par conséquent un recouvrement d'une épaisseur raisonnable; de ce fait, il n'est pas nécessaire d'envisager une forte dépression des isogéothermes.

BIBLIOGRAPHIE

AGRELL, S. O., M. G. BOWN et D. MACKIE (1965). Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville district, Mendocino Co., California (résumé). *Amer. Mineralogist*, vol. 50, nº 1 et 2, p. 278.

—— et M. GAY (1970). De la deerite dans les Alpes franco-italiennes. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 93, nº 2, pp. 263-264.

ALBEE, A. L. (1962). Relationships between mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. *Amer. Mineralogist.*, vol. 47, nº 7 et 8, pp. 851-870.

BAHEZRE, D., R. MICHEL et P. VIALON (1965). Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 88, nº 2, pp. 267-272.

BARTH, T. F. W. (1962). Theoretical petrology (2e édition). John Wiley and Sons, Inc., édit., New York, 416 p.

BEARTH, P. (1959). Über Eklogite, Glaucophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 39, fasc. 1 et 2, pp. 267-286.

—— (1962). Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 42, fasc. 1, pp. 127-138.

—— (1963). Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 43, fasc. 1, pp. 276-285.

—— (1966). Zur mineralfaziellen Stellung der Glaucophangesteine der Westalpen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 46, fasc. 1, pp. 13-24.

BEDERKE, E. (1963). Densité, anomalies de gravité et métamorphisme dans les Alpes occidentales. *M. collectif Groupe Et. Explosions alpines, Centre nat. Rech. sci.*, sér. 12, fasc. 2 (Séismologie), pp. 37-41.

BERTRAND, J. M. (1968). Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes graies). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 44, pp. 55-87.

BOCQUET, J. (1969). Sur les minéraux de métamorphisme du Roc du Bourget, près de Modane (Savoie). *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 2, pp. 50-52.

—— (1971). Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 64, nº 1, pp. 71-104.

BOETTCHER, A. L. et P. J. WYLLIE (1968 *a*). The calcite-aragonite transition measured in the system CaO-CO_2-H_2O. *J. Géol.*, vol. 76, nº 3, p. 314-330.

—— et P. J. WYLLIE (1968 *b*). Jadeite stability measured in the presence of silicate liquids in the system $NaAlSiO_4$-SiO_2-H_2O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, nº 9, pp. 999-1012.

BRACE, W. F., W. G. ERNST et R. N. KALLBERG (1970). An experimental study of tectonic overpressure in franciscan rocks. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 81, nº 5, pp. 1325-1338.

CAILLERE, S. et A. MICHARD (1963). Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. *C. R. 87e Cong. nat. Soc. savantes*, Poitiers (1962), Sect. Sci., pp. 567-571.

CARON, J. M. (1970). Etude d'un stilpnomélane des schistes lustrés piémontais. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 93, n° 1, pp. 133-136.

—— et P. SALIOT (1969). Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sci.*, t. 268, n° 26, pp. 3153-3156.

CHATTERJEE, N. D. (1963). Time and place of progressive metamorphism: a discussion. *Geol. Rdsch.*, vol. 52, fasc. 2, pp. 819-824.

—— (1966). On the widespread occurence of oxidized chlorite in the pennine zone of the western italian Alps. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 12, n° 4, pp. 325-339.

—— (1968). Chromian phengite in an ankerite marble from the Susa valley, western italian Alps. *Neues Jb. Miner., Mh.*, fasc. 3 et 4, pp. 103-109.

CHRISTIE, O. H. J. (1962). Feldspar structure and the equilibrium between plagioclase and epidote. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, n° 2, pp. 149-153.

COLEMAN, R. G. et D. E. LEE (1963). Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Cazadero Area, *California. J. Petrol.*, vol. 4, n° 2, pp. 260-301.

CRAWFORD, M. L. (1966). Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, U.S.A., and South Westland, New Zealand with inferences about the peristerite solvus. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 13, n° 3, pp. 269-294.

CRAWFORD, W. A. et W. S. FYFE (1965). Lawsonite equilibria. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, n° 3, pp. 262-270.

DAL PIAZ, G. V. et M. GOVI (1968). Lo stilpnomelano in valle d'Aosta. *B. Soc. geol. ital.*, vol. 87, fasc. 1, pp. 91-108.

DAVOINE, P. (1967). L'analyse chimique des roches silicatées. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci*, Lyon, n° 21, pp. 1-60.

—— et P. POYET (1970). Etude des micas biotites de la série métamorphique du mont Pilat (Massif central) à l'aide de la microsonde. I. Technique analytique. *Trav. Lab. Géol. Ec. nat. sup. Mines*, Saint-Etienne, n° 1, 57 p.

DEER, W. A., R. A. HOWIE et J. ZUSSMAN (1965). Rock-forming minerals. Longmans, Green and Co. Ltd., édit., Londres, 5 vol.

ELLENBERGER, F. (1952). Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C. R. som. Soc. géol. France*, n° 15, pp. 318-321.

—— (1958). Etude géologique du pays de Vanoise. *M. Carte géol. France*, 561 p.

—— (1960). Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). *B. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 2, pp. 190-194.

ERNST, W. G. (1963 *a*). Polymorphism in alkali amphiboles. *Amer. Mineralogist*, vol. 48, n° 3 et 4, pp. 241-260.

—— (1963 *b*). Petrogenesis of glaucophane schists. *J. Petrol.*, vol. 4, n° 1, pp. 1-30.

—— (1963 *c*). Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Amer. Mineralogist*, vol. 48, n° 11 et 12, pp. 1357-1373.

—— (1968). Amphiboles. Springer Verlag, édit., Berlin, 125 p.

ESSENE, E. J. et W. S. FYFE (1967). Omphacite in californian metamorphic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 15, n° 1, pp. 1-23.

FABRE, J. (1961). Contribution à l'étude de la Zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *M. Bur. Rech. géol. min.*, n° 2, 315 p.

FABRIES, J. (1966). Sur la nature des hornblendes dans le métamorphisme du type glaucophane-jadéite. *C. R. Acad. Sci.*, t. 263, n° 10, pp. 749-752.

GAY, M. (1966). Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes. *B. Soc. franç. Miner. Cristallogr.*, t. 89, n° 3, pp. 344-347.

—— (1968). Brèches et « pillow-lavas » métamorphiques dans les Schistes lustrés du Haut-Val de Suse (Italie). *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 8, pp. 285-286.

—— (1970). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique antéalpine. *B. Bur. Rech. géol. min.*, sér. 2, sect. 1, n° 3, pp. 5-81.

—— (1972). Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale.

GOLDSMITH, J. R. et R. C. NEWTON (1969). P-T-X relations in the system $CaCO_3$-$MgCO_3$ at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, vol. 267-A, pp. 160-190.

GREENWOOD, H. J. (1962). Metamorphic reactions involving two volatile components. *Carnegie Inst. Yearb.*, n° 61, pp. 82-85.

HALFERDAHL, L. B. (1961). Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurence. *J. Petrol.*, vol. 2, n° 1, pp. 49-135.

HARDIE, L. A. (1967). The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Amer. Mineralogist*, vol. 52, n° 1 et 2, pp. 171-200.

HELLNER, E. et K. SCHÜRMANN (1966). Stability of metamorphic amphiboles: the tremolite-ferro-actinolite series. *J. Geol.*, vol. 74, n° 3, pp. 322-331.

HEY, M. H. (1954). A new review of chlorites. *Miner. Mag.*, vol. 30, n° 224, pp. 277-292.

HLABSE, T. et O. J. KLEPPA (1968). The thermochemistry of jadeite. *Amer. Mineralogist*, vol. 53, n° 7 et 8, pp. 128-192.

HOSCHEK, G. (1969). The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 22, n° 3, pp. 208-232.

HSU, L. C. (1968). Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J. Petrol.*, vol. 9, n° 1, pp. 40-83.

KIENAST, J. R. (1964). Signification d'une paragenèse à hastingsite dans le métamorphisme alpin. *C. R. som. Soc. géol. France*, fasc. 9, pp. 393-394.

—— et B. VELDE (1970). Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes: mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C. R. Acad. Sci.*, t. 271, n° 7, pp. 637-640.

KUSHIRO, I. (1965). Clinopyroxene solid solution at high pressures. *Carnegie Inst. Yearb.*, n° 64, pp. 112-117.

LEFEVRE, R. et A. MICHARD (1965). La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie). *B. Soc. franç. Minér. Cristalogr.*, t. 88, n° 4, pp. 664-677.

LORENZONI, S. (1963). Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie). *Ric. sci.*, ann. 33, sér. 2, part 2-A, vol. 3, n° 8, pp. 1059-1066.

—— (1965). Studio geo-petrografico del versante italiano del massicio d'Ambin. *M. Istit. Geol. Miner. Univ. Padova*, vol. 25, 88 p.

MACNAMARA, M. J. (1966). Chlorite-biotite equilibrium reactions in a carbonate-free system. *J. Petrol.*, vol 7, n° 3, pp 404-413.

MARTINI, J. et M. VUAGNAT (1965). Présence du faciès à zéolites dans la formation des « grès » de Taveyanne (Alpes franco-suisses). *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 45, fasc. 1, pp. 281-293.

METZ, P. et D. PUHAN (1970). Experimentelle Untersuchung der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten. I. Die Gleichgewichtsdaten der Reaktion 3 Dolomit + 4 Quartz + 1 $H_2O \rightleftharpoons$ 1 Talk + 3 Calcite + 3 CO_2 für die Gesamtgasdrucke von 1 000, 3 000 und 5 000 Bar. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 26, n° 4, pp. 302-314.

—— D. PUHAN et H. G. F. WINKLER (1968). Equilibrium reactions on the formation of talc and tremolite by metamorphism of siliceous dolomite. *Naturwiss.*, ann. 55, fasc. 5, pp. 225-226.

MICHARD, A. (1967). Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. *Editions Centre nat. Rech. sci.*, Paris, 447 p.

MICHEL, R. (1953). Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *Sci. Terre*, t. 1, n° 3 et 4, 287 p.

MIYASHIRO, A. (1957). Chemistry, optics and genesis of the alkali-amphiboles. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 11, part. 1, pp. 57-83.

—— (1967). Chemical compositions of rocks in relation to metamorphic facies. *Jap. J. Geol. Geogr.*, vol. 38, n° 2 à 4, pp. 149-158.

NEWTON, R. C. et G. C. KENNEDY (1963). Some equilibrium reactions in the join $CaAl_2Si_2O_8$-H_2O. *J. geophys. Res.*, vol. 68, pp. 2967-2983.

—— et J. V. SMITH (1967). Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. *J. Geol.*, vol. 75, n° 3, pp. 268-286.

NICOLAS, A. (1966). Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand-Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Thèse Doct., Nantes, t. 2, pp. 183-299.

NIGGLI, E. et C. R. NIGGLI (1965). Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helvetiae*, vol. 58, n° 1, pp. 335-368.

NITSCH, K. H. (1968). Die Stabilität von Lawsonit. *Naturwiss.*, ann. 55, fasc. 8, p. 358.

PLAS, L. VAN DER (1959). Petrology of the northern Adula Region, Switzerland. *Leidse geol. Meded.*, vol. 24, n° 2, pp. 415-599.

POTENZA, M. F. et G. MORELLI (1968). Le paragenesi delle metamorfiti a fengite 3T e muscovite $2M_1$ in Val Chiusella. Zona Sesia-Lanzo (Alpi piemontesi). *Atti. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Stor. nat. Milano*, vol. 107, fasc. 1, pp. 5-36.

PUSZTASZERI, L. (1969). Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Schweiz. Miner. petrogr. Mitt.*, vol. 49, fasc. 3, pp. 425-466.

RAMBERG, H. (1952). The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago Press, édit., 317 p.

RAST, N. (1965). Nucleation and growth of metamorphic minerals. Controls of metamorphism, Oliver and Boyd, edit., Edimbourg, pp. 73-102.

RAUMER, J. F. VON (1969). Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc Granit. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 21, n° 3, pp. 257-271.

SHIDO, F. et A. MIYASHIRO (1959). Hornblendes of basic metamorphic rocks. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. 2, vol. 12, part 1, pp. 85-102.

STRECKEISEN, A. (1968). Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.*, vol. 48, fasc. 3, pp. 751-780.

TAYLOR, H. P. Jr. et R. G. COLEMAN (1968). O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. B.*, vol. 79, n° 12, pp. 1727-1755.

TSUJI, S. (1965). Possible effect of peristerite solvus in plagioclase of the Higo metamorphics, Kyusyu, Japan. *J. geol. Soc. Jap.*, vol. 72, n° 2, pp. 63-68.

TURNER, F. J. (1968). Metamorphic petrology. MacGraw-Hill Book Company, édit., New York, 403 p.

VELDE, B. (1965). Phengite micas: synthesis, stability and natural occurence. *Amer. J. Sci.*, vol. 263, n° 10, pp. 886-913.

—— (1967). Si^{+4} content of natural phengites. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 14, n° 3, pp. 250-258.

VIALON, P. (1966). Etude géologique du massif cristallin Dora Maira (Alpes cottiennes internes, Italie). Thèse Doct., Grenoble, 282 p.

WAARD, D. DE (1959). Anorthite content of plagioclase in basic and pelitic schists as related to metamorphic zoning in the Usu massif, Timor. *Amer. J. Sci.*, vol. 257, n° 8, pp. 553-562.

WEISBROD, A. (1970). Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes (Massif central français). Thèse Doct., Nancy, t. 2, 124 p.

WHITTAKER, E. J. W. et J. ZUSSMAN (1956). The caracterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Miner. Mag.*, vol. 31, n° 233, pp. 107-126.

WINKLER, H. G. F. (1967). Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer Verlag, édit., Berlin, 237 p.

YAJIMA, J., J. C. TOURAY et J. T. IIYAMA (1967). Les inclusions fluides d'albites de la région de Modane. *B. Soc. franç. Minér. Cristallogr.*, t. 90, n° 3, pp. 394-398.

YAMAMOTO, H. et G. C. KENNEDY (1969). Stability relations in the system $CaSO_4$-H_2O at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, vol. 267-A, pp. 550-557.

YODER, H. S. Jr. (1955). Role of water in metamorphism. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.* 62 (The crust of the earth), part 3, pp. 505-524.

Département des Sciences de la Terre, 86, rue Pasteur, Lyon
Laboratoire de pétrologie des formations cristallophylliennes
associé au C.N.R.S., n° 156

Manuscrit reçu le 19 juillet 1971.