

# Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises)

Autor(en): **Nicolas, Adolphe**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **49 (1969)**

Heft 2

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-38597>

## **Nutzungsbedingungen**

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

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

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

## **Haftungsausschluss**

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

# Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises)

Par *Adolphe Nicolas* (Nantes)\*)

Avec 4 figures dans le texte et 2 planches

## Résumé

Grâce à l'étude depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle du microscope, des relations chronologiques entre les principales déformations et les poussées cristallines du métamorphisme alpin, il est possible de connaître l'enchaînement des événements tectoniques et métamorphiques ayant affecté la région considérée de l'arc alpin occidental. C'est une étape dans la perspective d'une synthèse tectogénique (à l'échelle mégamétrique) dont les premiers éléments sont présentés en conclusion.

Le métamorphisme le plus ancien se situe dans le faciès éclogite-schistes à glaucophane. Il affecte toutes les formations et s'achève par le développement d'un faciès lité à glaucophane/pistacite dont l'origine, ici probablement métamorphique, est discutée. Ce métamorphisme est subordonné à une déformation („déformation I“) décrite ici, pour la première fois, qui aurait joué un rôle tectogénique considérable, puisqu'elle semble liée aux grands charriages alpins. Cette déformation se manifeste par des plis isoclinaux semblables très serrés, actuellement difficiles à identifier. L'emprise de ces deux phénomènes est, dans la région considérée, générale.

Le second métamorphisme, éphémère et peut-être localisé, se signale par la cristallisation de deux minéraux symptomatiques: la crossite et l'amphibole bleu-vert sodique. Il est intimement lié à une seconde déformation („déformation II“), déjà étudiée sous l'appellation de „plis d'axe NS précoces“, en raison d'une orientation surtout remarquable dans la bande tectonique de Viù. Les plis y ont un fort plongement pouvant résulter d'un déplacement relatif suivant une direction proche de l'horizontale, entre les surfaces redressées de deux socles cristallins.

Vient ensuite le métamorphisme de faciès Schistes verts. La recristallisation est générale dans les roches vertes, effaçant presque complètement les paragenèses antérieures. Elle est, au contraire, insensible dans les formations d'origine sédimentaire. Elle se déroule, pendant la période de relaxation tectonique, séparant la tectonique II de la tectonique III. De nature mimétique, la recristallisation souligne des structures plus anciennes, celles de la déformation II, parfois celles de la roche éruptive originelle.

S'identifiant au „plissement d'axe EO“ ou „plissement transversal“ de mes publications antérieures, la déformation III succède à toutes les cristallisations métamorphiques.

---

\*) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Nantes.

Sa distribution régionale varie; elle touche surtout les domaines occidentaux et la bordure des massifs cristallins.

Encore plus récent, le plissement IV („plissement d'axe NS tardif“), n'affecte que médiocrement la région considérée, engendrant des plis légèrement déversés vers l'Est.

### Summary

The study at microscopic and mesoscopic scales of the chronological relations between the main tectonic and metamorphic features has made it possible to know the succession of the tectonic and metamorphic events in this particular area of the western Alps. New data for a tectogenic synthesis are given in conclusion for this paper.

The oldest metamorphism belongs to the eclogite-glaucophane schist facies. It has a regional distribution and ends in mafic rocks by a facies with a characteristic glaucophane and epidote layering, the origin of which is here considered as metamorphic. A microdeformation which can be related to the main alpine thrusts and to which this metamorphism is subordinated is here described for the first time; it produces very tight isoclinal similar folds which are difficult to identify in the field.

The second metamorphism, which had much less intensity, is characterized by two typical amphiboles: crossite and sodic blue-green amphibole. It is related to a second deformation already described as “plis d'axe NS précoces” (early NS folding). This orientation is remarkable in the Viù tectonic zone where the folds have a strong dip interpreted as the result of displacement with a practically horizontal trend between the erected surfaces of two crystalline cores.

The latest metamorphism, in the greenschist facies, only concerns the greenstones; their recrystallization is almost complete and happens during the relaxation period before the following deformation. This crystallization of a mimetic type preserves older tectonic structures.

The following deformation (“plissement d'axe EO”, or “EW folding” of previous papers) is younger than all the metamorphic events. Regionally, it principally affects the western areas and the limits of the crystalline cores.

The last deformation (“plissement d'axe NS tardif”, or “later NS folding”) is not important in this area; it produces slightly overturned folds.

## I. INTRODUCTION

Après des études plus spécialement tournées vers la géologie générale et la chimie (NICOLAS, 1966, 1967), mes investigations dans la région des Stura di Lanzo (Alpes Graies piémontaises) portent depuis deux ans sur l'analyse structurale des diverses formations. Cette note se propose d'établir la succession des phases tectoniques, des épisodes de métamorphisme et leurs relations mutuelles, telles qu'elles apparaissent dans cette région. L'analyse structurale présente deux difficultés. L'une est inhérente aux grandes variations de compétence d'une formation à l'autre; l'autre aux différences locales d'orientation et d'intensité des diverses déformations. Ces difficultés interdisent, comme nous allons le voir, l'utilisation de critères de détermination simple (style ou orientation). Elles retardent, en outre, l'achèvement de l'étude de la répartition régionale précise de ces déformations. Cette étude achevée, il sera possible de

présenter la synthèse tectogénique de cette zone interne de l'arc alpin occidental. Dans la conclusion de cette note, nous tenterons d'en dégager déjà quelques traits.

## II. MÉTHODE

L'étude sur le terrain montre au moins, en ce qui concerne les déformations les plus récentes, une analogie structurale aux différents niveaux d'observation, compte tenu évidemment des compétences respectives des faciès qu'elles affectent. Cette constatation souligne l'intérêt d'une étude structurale aux niveaux micro- et mésométriques, directement accessibles. Il est, par contre, exceptionnel de pouvoir classer, les unes par rapport aux autres, les déformations successives, par un simple examen de leurs propriétés géométriques.

Sur un autre plan, les paragenèses des divers épisodes du métamorphisme alpin et l'ordre de leur succession sont connus (VAN DER PLAS 1959; BEARTH, 1959). Cet ordre se déduit facilement de l'observation au microscope.

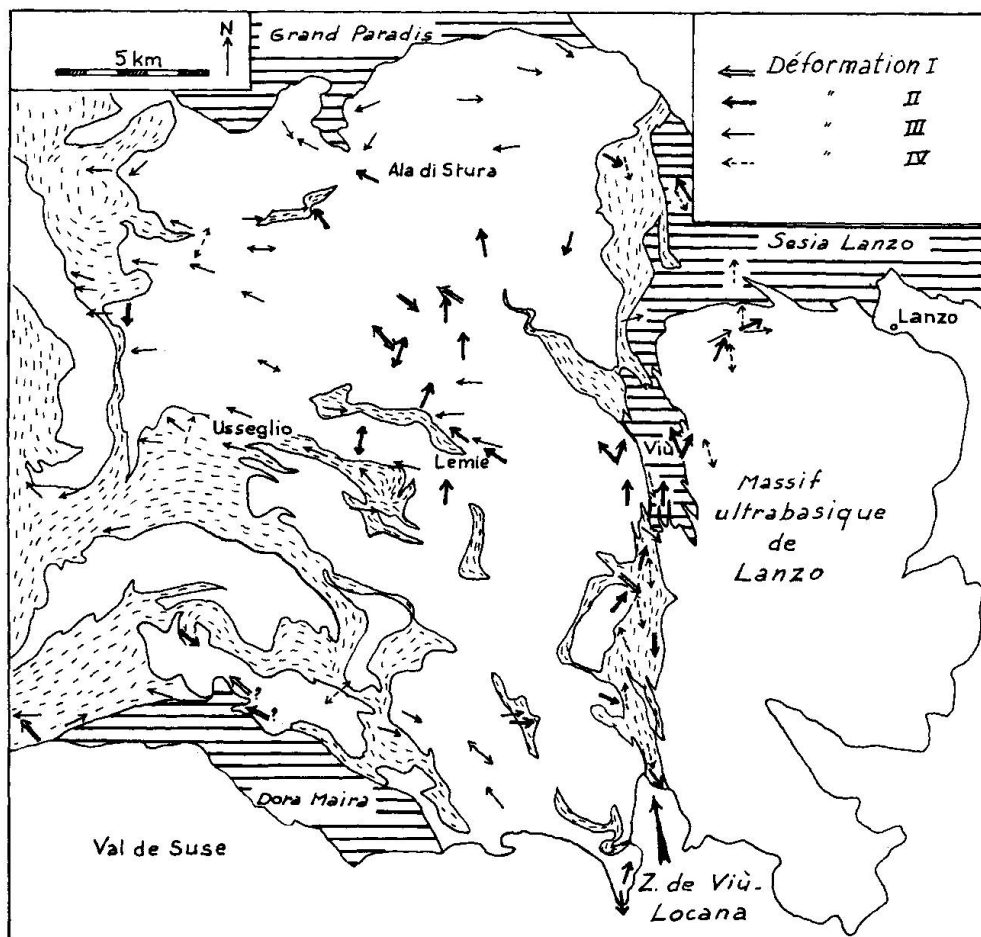
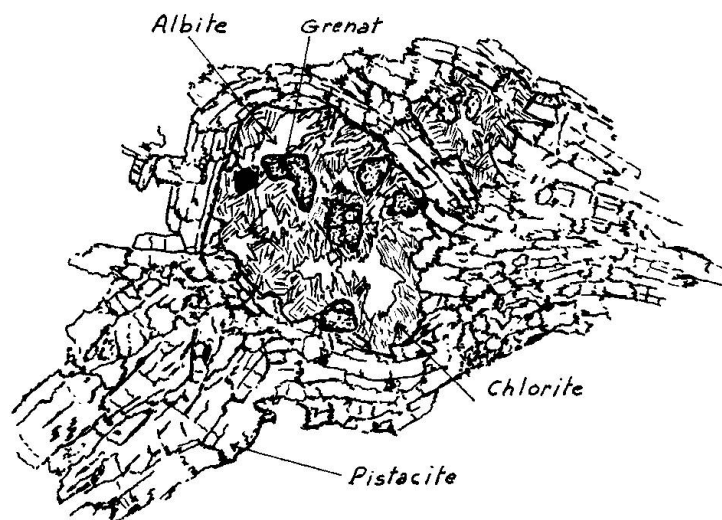


Fig. 1. Carte géologique schématique de la région étudiée. Principales orientations des axes de plis et des linéations liés aux déformations successives.

L'examen des relations entre la déformation et la genèse des principaux minéraux métamorphiques permet donc mieux que toute autre méthode de situer les diverses déformations les unes par rapport aux autres et de retracer l'enchaînement des principaux événements tectoniques et métamorphiques. Je me suis ainsi intéressé sur le terrain aux minéraux bien visibles : les amphiboles et les phyllites, en complétant mes observations au laboratoire par l'étude des autres minéraux. Cette méthode s'est avérée irremplaçable dans certains domaines tectoniques où telle déformation adopte un style inhabituel ; en voici deux exemples.

Dans la région des sommets compris entre Ala di Stura et Lemie (fig. 1), les roches présentent, entre autres, une déformation d'axe NS subhorizontal dont le style, en gros plis lourds ou en microplis peu serrés, s'identifie mal avec celui de la déformation II et évoque plutôt la tectonique récente IV (voir plus loin). Or, des faciès éclogitiques en voie de rétro-morphose et affectés par ces microplis présentent des agencements comparables à ceux que montre la fig. 2.

Fig. 2. Relation chronologique de la déformation II avec les épisodes métamorphiques responsables de la paragenèse à grenat pistacite et de celle à chlorite-albite.



La déformation des épidotes et singulièrement de la pistacite autour d'un grenat résiduel largement remplacé par un mélange d'albite et de chlorite permet de tirer les conclusions suivantes :

— Le grenat est antérieur au plissement<sup>1)</sup>, puisque la pistacite se moule sur lui ; la déformation de la pistacite montre qu'elle est également plus ancienne que le plissement.

<sup>1)</sup> On ne peut admettre que le grenat soit tardif et qu'il ait repoussé les minéraux constituant le tissu dans lequel il s'est développé car les reliques d'éclogites nous montrent qu'il appartient à une génération très précoce. De plus, des travaux récents comme ceux de ZWART (1963) mettent en garde contre la notion trop familière de „force de cristallisation“.

— Par contre, l'albite et la chlorite sont de génération tardive. Elles remplacent presque complètement le grenat. Or, ce remplacement est postérieur à la déformation car l'agrégat albite + chlorite ne peut être à l'origine du noyau dur sur lequel se sont moulées les pistacites. De fait, d'autres faciès nous montrent de larges ocelles d'albite non déformées (planche II, 6).

Ainsi „calée“ par rapport aux épisodes métamorphiques, la déformation observée est imputable à la phase II, les déformations suivantes étant, comme nous le verrons, postérieures aux cristallisations.

On prendra le second exemple en bordure du Grand Paradis, domaine où la déformation III prend une intensité exceptionnelle, tandis que son axe est subparallèle à celui de la phase II. Dans les roches vertes, elle engendre une schistosité et, dans les marbres phylliteux, une fausse foliation par réorientation mécanique des micas. Ces traits caractérisent d'ordinaire la déformation II. Ici, ils sont imputables à la phase III, car la lame mince montre que tous les minéraux métamorphiques sont déformés.

### III. SUCCESSION DES DÉFORMATIONS ET DES PARAGENÈSES

Négligeant les cassures tardives dont l'ouverture s'accompagne de cristallisation d'albite, de quartz, pistacite, calcite et chlorite, nous ne prêterons attention qu'aux déformations souples et aux cristallisations métamorphiques dans la masse.

Rappelons les faits en partant des plus récents et voyons simultanément mes conceptions nouvelles.

Dans des travaux antérieurs, je décrivais trois phases de déformation et deux épisodes de métamorphisme. J'apporte ici la notion nouvelle d'une quatrième phase tectonique plus ancienne et je remets en cause les relations mutuelles des déformations et des métamorphismes.

#### *A. Déformation IV*

La déformation IV, d'axe NS habituellement subhorizontal (fig. 3, stéréogramme 4) engendre des plis déjetés ou légèrement déversés vers l'Est. Je ne m'y attarderai pas l'ayant déjà décrite sous le nom de „plissement d'axe NS tardif“ ou „rétrocharriage“ (1966, p. 246; 1967, p. 153). Aucune cristallisation métamorphique notable n'accompagne ce plissement.

#### *B. Déformation III*

La déformation III, d'axe EO, a également déjà été décrite, tantôt sous cette appellation, tantôt sous celle de „plis transversaux“ (1966, p. 248; 1967, p. 153). Sa distribution géographique étudiée plus en détail, ci-dessous, est irrégulière. Son style, aux divers niveaux d'observation (voir en particulier

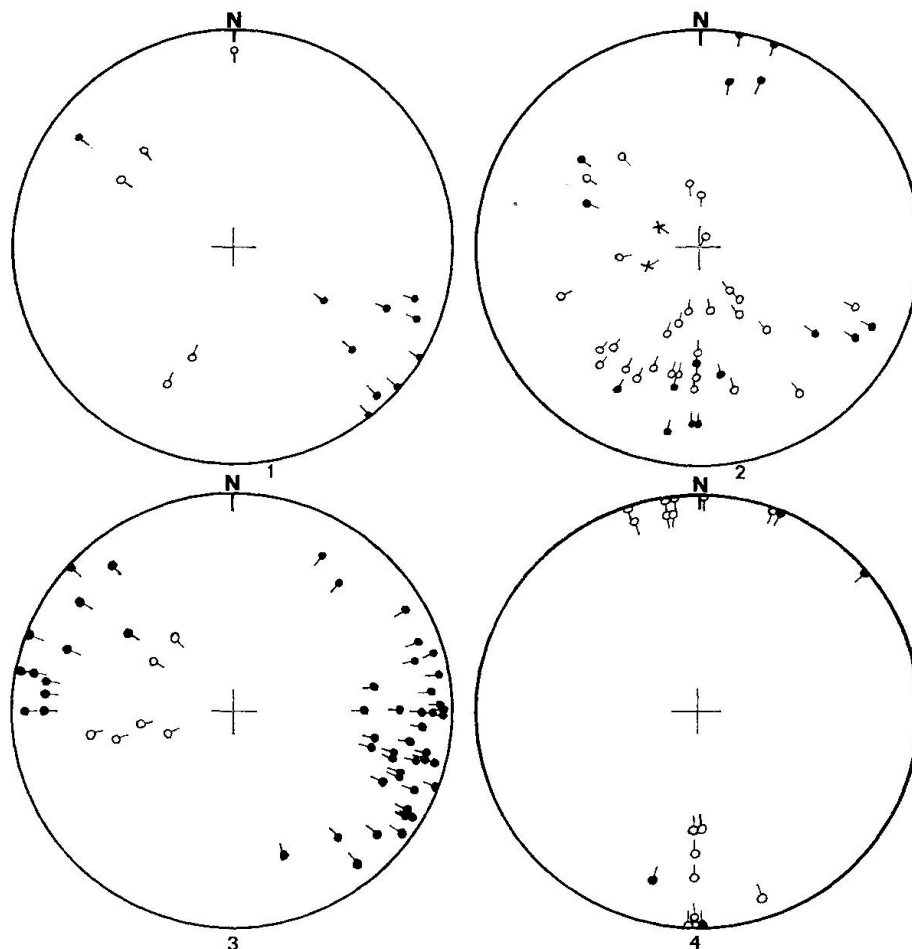


Fig. 3. Projections sur canevas de Wülff (hémisphère supérieur) des axes de plis et des linéations actuellement reconnus comme étant liés à chacune des déformations, classées chronologiquement (déformation I, stéréogramme 1, ...).

Les cercles blancs correspondent aux mesures effectuées dans la zone de Viù, les noirs se rapportent aux autres domaines. Dans le stéréogramme 2, les croix représentent les axes des déformations alpines à grande échelle dans les péridotites de l'ellipse Sud du massif de Lanzo et ceux du bord occidental de son ellipse Nord.

1967, p. 156, profil b), s'identifie particulièrement bien dans la partie occidentale de la région où son empreinte est bien marquée.

Dans les Schistes lustrés de ces domaines privilégiés, formation relativement incompétente par rapport aux roches vertes, la déformation suscite de magnifiques plis couchés, parfois très serrés. Les phyllites (phengite et chlorite) se réorientent alors mécaniquement dans le plan axial de la déformation; il en résulte une pseudo-foliation (planche I, 6 et 7), que j'ai d'abord confondue avec une foliation véritable. Mais un examen attentif des faciès favorables a permis d'observer des lames de micas tordues dans les charnières (planche II, 4). Les déformations des autres minéraux (quartz, calcite et chloritoïde) imputées jusqu'alors aux tectoniques plus récentes, sont dues, en fait, à ce plissement. Seule, la tourmaline est post-cinématique.

Les roches vertes conduisent à la même conclusion. Mettons cependant à part certains niveaux d'ovardite liés à des calcschistes albitiques où l'albite est syncinématique par suite d'un métamorphisme se déroulant dans des conditions particulières (1966, p. 113; planche II, 7). Les minéraux des paragenèses du faciès Schistes verts sont toujours déformés par le plissement d'axe EO (planche II, 8). J'avais interprété cette observation en admettant que la cristallisation métamorphique était syncinématique. De nouveaux examens en lames minces, s'appuyant sur des critères du type mentionné plus haut, ont montré qu'il n'en était rien.

Ces résultats qui contredisent mes conclusions antérieures<sup>2)</sup> sont importants. Dans la région étudiée, la tectonique d'axe EO („plis transversaux“) est postérieure à toutes les cristallisations métamorphiques. Dans le massif d'Ambin, proche de notre région, GAY qui a reconnu les deux tectoniques décrites plus haut, admet également que le métamorphisme principal leurs est antérieur (1964).

### C. *Métamorphisme de faciès Schistes verts*

Il ressort de nombreuses observations, comme celle qu'illustre la fig. 2 et des conclusions précédentes, que la cristallisation dans le faciès Schistes verts s'est déroulée pendant la période de relaxation tectonique comprise entre les phases II et III. L'absence presque complète d'orientation ou de déformation des minéraux de ce faciès ayant échappé à la phase III, témoigne du caractère statique de cette cristallisation.

Notons, toutefois, que les déformations II guident structuralement les recristallisations du faciès Schistes verts (planche I, 3; planche II, 5 et 6). Ainsi peuvent se développer, à partir d'amphiboles plus anciennes tordues, des trémolites-actinotes dont les cristaux se disposent en arcs polygonaux (planche II, 5 et 6). Ceci explique d'une part la conservation très nette de déformations intimes et intenses (1966, p. 236-237) dues à la tectonique II et attribuées jusqu'ici, en raison d'une homoaxie locale, à la tectonique III, d'autre part, la persistance du débit suivant les plans axiaux de la déformation II. Ces plans de débit sont ensuite ployés en plis lourds par la déformation III (planche I, 5).

Cet épisode métamorphique ne s'inscrit clairement que dans les prasinites, les gabbros métamorphiques et les serpentinites („serpentinisation“ en antigorite diablastique que nous appellerons „antigorite 2“<sup>3)</sup>). Dans les Schistes

<sup>2)</sup> Abstraction faite des motifs exposés ci-dessus, ces conclusions reposaient largement sur l'attribution à cette tectonique III des effets des tectoniques I et II. Nous verrons en effet que ces dernières peuvent localement adopter le style et les orientations de la tectonique III (voir aussi fig. 1).

<sup>3)</sup> L'étude comparée de cette antigorite 2 et de l'antigorite I plus ancienne (voir plus bas) est en cours.



lustrés, aucun minéral type ne lui appartient: chloritoïde, phengite, quartz et calcite, plus anciens, sont stables ou métastables.

#### D. Déformation II

La déformation II s'identifie à mon „plissement d'axe NS précoce“ (1966, p. 252). De fait, les axes adoptent souvent cette direction avec, dans l'ensemble, un plongement N notable (fig. 3, stéréogramme 2). A l'encontre des déformations plus récentes, il est impossible d'apprécier directement les effets de cette tectonique aux niveaux d'observation supérieurs. On se contentera de les analyser depuis l'échelle du microscope jusqu'à celle de l'affleurement. La fig. 4 présente néanmoins un extrait de carte au 1/50 000° de la région d'Almese où cette déformation domine. Le fort plongement des axes permet de juger directement sur carte de son action mégamétrique.

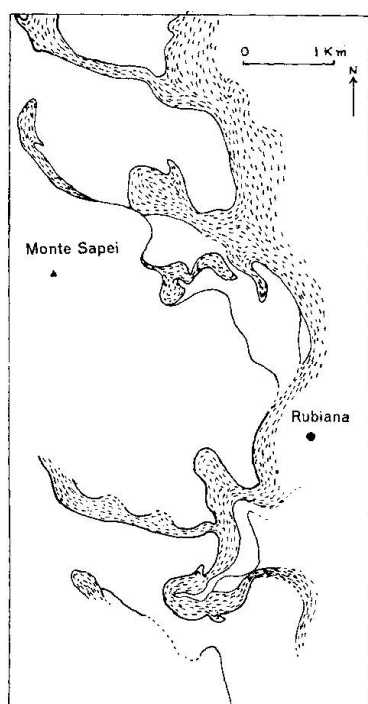


Fig. 4. Contours géologiques, en plan, d'une partie méridionale de la zone de Viù, montrant directement les effets de la déformation II, dont les axes possèdent ici un fort plongement. (Extrait de la carte géologique des Alpes piémontaises au 1/50 000; NICOLAS, 1966.)

En tirets, les Schistes lustrés.

En blanc, les autres formations et les zones couvertes de dépôts récents.

Dans des faciès de faible compétence comme les péridotites laminées et serpentinisées, les divers faciès de Schistes lustrés ou les gneiss minuti de la couverture des massifs cristallins, cette déformation provoque des replis isoclinaux semblables, très serrés qui réorientent mécaniquement, dans le plan axial, les minéraux lamellaires (antigorite, phengite, parfois chlorite): il en résulte une nouvelle schistosité de plan axial (planche II, 2 et 3).

Des structures comparables peuvent s'observer dans les faciès plus compétents comme les prasinites ou les gabbros métamorphiques: débit de plan axial, plis isoclinaux très serrés avec ségrégation des minéraux isométriques en lentilles ou en cellule ovales, cernées par des cloisons étroites, constituées par

des minéraux anisométriques. Ce sont ces structures que nous retrouvons „fossilisées“ par le métamorphisme de faciès Schistes verts (voir p. 365) (planche I, 3). Cependant, dans les domaines où l'activité de cette tectonique est moins intense, les roches vertes tendent à former des plis isoclinaux moins serrés et de style subconcentrique (planche I, 2 et 4).

Est-ce un effet de l'activité tectonique plus réduite? Les roches vertes présentent fréquemment dans ces zones privilégiées des paragenèses antérieures à cette déformation. Ainsi, peut-on y observer des éclogites et surtout des faciès finement et régulièrement lités avec alternance de couches plus épaisses, riches en pistacite, et d'autres plus fines, riches en glaucophane, voire en phengite (planche I, 1 et 2). Quittant ces domaines pour en gagner d'autres plus touchés par la tectonique, de telles paragenèses disparaissent progressivement au profit de celles du faciès Schistes verts.

Le litage que nous venons de décrire, soulignant le plissement, est donc antérieur à la déformation II. Il en va de même des minéraux qui en constituent les lits. On peut ainsi voir des prismes de glaucophane et les lames de phengite enroulées sur les charnières<sup>4</sup>). Ces observations s'appliquent également aux autres formations. La phengite, le chloritoïde, le quartz et la calcite, minéraux des Schistes lustrés et des gneiss minuti, ont cristallisé avant la déformation II (planche II, 3); quant aux péridotites laminées, nous y remarquons une antigorite de génération précoce (antigorite 1). Il s'est donc produit une serpentinitisation en antigorite 1, antérieure à la déformation, suivie, après celle-ci, de serpentinitisation ou de recristallisation en antigorite 2 (planche II, 1 et 2).

#### *E. Métamorphisme à amphibole bleu-vert-crossite*

Dans les roches vertes, entre la paragenèse à éclogite, schiste ou gneiss glaucophanitique, antérieure à la déformation II et la paragenèse de faciès Schistes verts immédiatement postérieure, un examen attentif laisse entrevoir l'existence d'une paragenèse éphémère liée à cette déformation. En effet, coupant la glaucophane et la phengite enroulées sur les plis, s'observent parfois de la chlorite et de l'amphibole sodique bleu-vert, connue depuis les travaux de VAN DER PLAS (1959) dans la région d'Adula (Suisse). La crossite, parfois en cristaux entiers, mais le plus souvent au cœur de cette amphibole, s'aligne elle aussi, suivant l'axe de la déformation. Elle cristallise ou achève sa cristallisation pendant cette déformation.

Ces conclusions d'ordre structural confirment pleinement celles qui découlent de l'étude des paragenèses. Dans les roches vertes, après une paragenèse à glaucophane apparaît l'amphibole bleu-vert qui, dans notre domaine au moins,

---

<sup>4</sup>) Voir également au § II le premier exemple donné.

pourrait être associée à la crossite (enveloppant parfois la glaucophane s. s.); enfin, se développe la trémolite-actinote du faciès Schistes verts.

#### *F. Métamorphisme de faciès éclogite-schistes à glaucophane*

Un épisode de métamorphisme considéré comme de haute pression précède dans le temps la déformation II.

Dans les roches vertes, cet épisode conduit à des éclogites (omphacite-almandin), à des omphacitites, à des schistes à glaucophane et surtout à des gneiss au litage souligné par la ségrégation pistacite/glaucophane (planche I, 1). Ces paragenèses semblent bien se succéder dans l'ordre même de leur énumération. Pourtant, dans bien des cas, la glaucophane apparaît en même temps que l'omphacite ce qui indiquerait selon P. BEARTH (1967) des teneurs originelles en eau variables d'un point à l'autre. Cette hypothèse entraîne celle d'un métamorphisme initial suffisamment rapide, pour avoir pris fin avant la dissipation d'un gradient de pression en vapeur d'eau localement très fort (pillows lavas à cœur éclogitique et bordure glaucophanitique de BEARTH). La mise en équilibre des pressions et, peut-être, un certain apport d'eau provenant des futurs Schistes lustrés contribuerait à transformer progressivement les éclogites et omphacitites en schistes ou gneiss à glaucophane.

C'est alors que dans les roches sédimentaires, s'effectue la cristallisation principale: phengite, chloritoïde, grenat, quartz et calcite (ces deux derniers minéraux recristallisant localement par la suite). Cette conclusion m'incite à réviser l'hypothèse suivant laquelle le métamorphisme de haute pression ne se serait développé que suivant des surfaces remarquables (A. NICOLAS, 1967, p. 159). Son extension très générale dans les terrains sédimentaires où aucune recristallisation ultérieure ne vient l'effacer, laisse à penser que ce métamorphisme, ainsi que la déformation qui lui est associée, ont affecté également tous les domaines et tous les faciès – à l'exception du noyau de péridotites de Lanzo.

Enfin, dans les ultrabasites, une recristallisation du chrysotile et de la lizardite en antigorite intervient en même temps qu'une cristallisation directe de ce minéral à partir des minéraux magmatiques. Cette antigorite se présente en belles lames rangées dans un plan de foliation (planche II, 1).

#### *G. Déformation I<sup>5)</sup>*

Le métamorphisme à glaucophane est indiscutablement lié à la plus ancienne déformation actuellement reconnue et que nous appellerons „déformation I“. Le stéréogramme I (fig. 3) présente les premières linéations d'ores et déjà

<sup>5)</sup> Cette déformation „I“ est la plus ancienne actuellement mise en évidence. L'avenir nous réserve peut-être d'en découvrir d'encore plus anciennes. Un délicat problème de nomenclature se poserait alors.

attribuables à cette tectonique. Elle n'apparaît plus que dans des faciès privilégiés et dans des domaines peu touchés par les événements tectoniques et métamorphiques ultérieures.

C'est ainsi que les grands massifs de péridotites serpentinisées et laminées de la région d'Ala di Stura lui doivent une magnifique foliation engendrée par écrasement et étirement de l'olivine et des pyroxènes et par développement de lames d'antigorite I dans ce plan (planche II, 1). Cette foliation détermine d'ailleurs les immenses dalles régulières formées par ces roches. En surface, la linéation s'exprime par l'étirement des minéraux primaires, surtout les spinelles.

Cette déformation a causé l'empilement des écailles de la zone de Viù-Locano qui semblent dues à un plissement isoclinal très aigu avec des cisaillements dans le plan axial, responsables de déplacements peut-être considérables. J'ai pu ainsi observer, dans un faciès de gneiss minuti compétent, une telle charnière isoclinale semblable très fermée, elle-même impliquée dans un pli plus vaste de la déformation II. Cette dernière plisse les écailles de la zone de Viù ce qui démontre bien l'existence de la déformation I.

Dans les zones où les roches vertes présentent encore des paragenèses anciennes et en particulier des faciès riches en glaucophane, la déformation I se signale grâce à la linéation de ce minéral. Cette linéation s'enroule autour des plis II, manifestant ainsi son antériorité par rapport à ce plissement. Notons toutefois, qu'elle est diversement réglée. Dans certains lits, elle est très régulière; dans d'autres au contraire, les cristaux de glaucophane ne semblent astreints qu'à avoir leur axe d'allongement dans le plan de litage, sans orientation privilégiée. La déformation responsable de l'orientation de la glaucophane pourrait se manifester d'une part par un aplatissement induisant une cristallisation de ce minéral, telle que son axe d'allongement et, moins impérativement, ses plans (100) ou (110) soient perpendiculaires à la pression principale; d'autre part, et sans préjuger de l'ordre de succession des deux phénomènes, par un déplacement par rotation et étirement favorisant la cristallisation orientée du minéral (allongement parallèle à l'axe b de la déformation).

#### IV. ORIGINE DU LITAGE DES ROCHES GNEISSIQUES À PISTACITE/ GLAUCOPHANE

Deux faits très généraux méritent d'être rapportés à propos des roches litées à glaucophane/pistacite.

1. Dans le métamorphisme à glaucophane avec ou sans lawsonite des roches basiques, surtout volcaniques, ce litage est banal. Lié aux premières déformations, il apparaît très tôt, d'abord semble-t-il, le long des zones touchées par ces déformations; entre ces zones, au contraire, peuvent affleurer des roches non métamorphiques. Ainsi, dans la série du Canavese à une vingtaine de km

au NE de la région considérée, j'ai pu étudier un petit massif de gabbro et de lherzolite peu ou pas métamorphiques, coupé et cerné par des bandes de serpentinites et de „flasergabbros“. Ces derniers sont fortement écrasés et présentent déjà une paragenèse métamorphique franche. Localement, ils sont associés au faciès en question, ici finement et encore irrégulièrement lité, mais présentant déjà sa paragenèse caractéristique: glaucophane, mica blanc, pistacite, albite et chlorite. Bien que la roche originelle ne soit pas visible à l'affleurement, il s'agissait probablement d'une roche basique à grain fin associée au gabbro. De même, dans le Queyras (Briançonnais), au sein de la Nappe des Schistes lustrés, ici peu métamorphiques, affleurent des gabbros et des roches volcaniques basiques principalement sous le faciès de pillows lavas variolitiques. Localement et, semble-t-il, le long de la bordure des massifs, ces roches se transforment en flasergabbros et en des faciès bien lités dont les minéraux principaux sont la glaucophane, la pistacite et la lawsonite.

2. Dès son apparition dans les faciès peu métamorphiques, le litage se signale par une ségrégation franche de la glaucophane et de la pistacite d'un lit à l'autre. Dans les zones plus métamorphiques, la paragenèse ne change guère: pistacite avec ou sans lawsonite, phengite pour les lits clairs qui sont les plus épais, glaucophane et phengite pour les lits sombres<sup>6</sup>). Cependant, le grain s'accroît nettement, la ségrégation est encore plus poussée et le litage acquiert une belle régularité (planche I, 1). Le meilleur exemple à ma connaissance nous est donné par des faciès tout à fait comparables, bien qu'engagés dans des orogénèses plus anciennes, ceux de l'Ile de Groix (Bretagne).

Il ressort, de ces observations, que ce litage n'est probablement pas d'origine primaire.

- Bien qu'il n'ait pas encore été possible d'observer le passage direct, j'admets qu'il se développe dans des zones écrasées au détriment de roches volcaniques relativement homogènes<sup>7</sup>).
- Son organisation est meilleure lorsque le matémorphisme croît; or, c'est l'inverse qui se produirait s'il s'agissait d'une structure originelle (les diverses structures éruptives, y compris les plus grossières, comme les débits en coussins, disparaissent très tôt sous l'effet du métamorphisme et des déformations).
- Enfin, dans les ophiolites non métamorphiques, n'existent pas à ma connaissance de faciès sédimentaires ou volcano-sédimentaires constitués par l'alternance de lits de nature définie, dont l'un devrait avoir un chimisme très proche de celui de la glaucophane.

<sup>6</sup>) Rapidement, dès que les conditions tendent vers celles du métamorphisme de faciès Schistes verts, apparaissent l'albite qui envahit les différents lits et la chlorite qui se fixe de préférence dans les lits de glaucophane au détriment de cette dernière.

<sup>7</sup>) Des variolites, par écrasement, donnent des structures lenticulaires assez proches; elles pourraient être occasionnellement à l'origine du litage.

Je considère que le litage est ici d'origine métamorphique et tectonique. Il s'apparente à la différenciation métamorphique responsable du litage des gneiss. C'est ce que suggère son apparition initiale dans les zones d'écrasement ainsi que la présence déjà signalée d'une linéation de la glaucophane. Dans notre région, où il est directement repris dans la déformation II, il ne saurait être attribué qu'à la déformation I.

Les données recueillies sur le style de cette déformation doivent permettre d'élucider le problème de l'origine du litage cristallophyllien. Les indications fragmentaires en provenance des Alpes attirent l'attention sur l'importance des mouvements différentiels le long des surfaces axiales de plis isoclinaux très serrés, ces phénomènes conduisant, à grande échelle, à des écailles tectoniques qui juxtaposent toutes les formations. COGNE, JEANNETTE et RUHLAND, dans leur analyse de la structure de l'île de Groix (1966) estiment de leur côté que la première déformation consiste en plis couchés semblables subissant un aplatissement perpendiculaire à leur plan axial qui les ferme davantage sur des charnières aiguës. J'ai pu observer personnellement, à Groix, que les linéations des glaucophanes dans les faciès lités qui nous occupent sont parallèles à l'axe de ces plis extrêmement serrés, et qu'elles s'enroulent au contraire sur les plis plus récents qui déforment le litage. Ce dernier est donc ici lié à une déformation marquée surtout, semble-t-il, par un plissement isoclinal serré et par un fort aplatissement.

Quelle que soit l'importance relative de ces facteurs dynamiques, le litage pourrait résulter d'une ségrégation chimique se produisant lors de la cristallisation et pendant la déformation. Cette dernière serait très intime, la période des plis étant double de la distance qui sépare les lits. Les minéraux isométriques comme la pistacite, l'albite et la lawsonite, tendent alors à croître dans les charnières des petits plis emboîtés, tandis que la glaucophane d'habitus anisométrique se formerait de préférence sur les flancs. Un mouvement différentiel pourrait faciliter cette ségrégation.

#### V. CONCLUSIONS. DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE. CONSÉQUENCES TECTOGENIQUES

La distribution et le style régional des déformations III et IV („plis transversaux“ et „rétrocharriage“) ont déjà fait l'objet de travaux détaillés (NICOLAS, 1966, p. 246, 1967, p. 153). Cette nouvelle étude apporte à leur sujet quelques précisions.

La distribution régionale de la déformation III est hétérogène. Elle épargne ou ménage deux domaines, „lucarnes“ sur les événements antérieurs. Ce sont la zone de Viù et la dorsale comprises entre les vallées des Stura d'Ala et de Viù, à l'aplomb des localités de Lemie et d'Ala di Stura. La déformation III est, au contraire, active en bordure des massifs cristallins qui limitent la région

au N (Grand Paradis) et au S (Dora Maira), surtout en allant vers W et dans la haute vallée des Stura de Viù et d'Ala. A partir du méridien d'Usseglio, elle tend à oblitérer progressivement vers W toutes les déformations plus anciennes. Notons enfin que, dans les formations en contact avec les gneiss de la coupole du Grand Paradis, son intensité est telle qu'elle peut conduire à une mylonitisation de tous les faciès, avec développement d'un débit schisteux fruste suivant son plan axial. C'est l'indication de mouvements différentiels entre la couverture mésozoïque et les socles cristallins. Que cette déformation implique un comportement distinct de la couverture et de son soubassement, cela paraît confirmé par sa distribution géographique en bordure des socles et dans la partie la plus resserrée de la zone comprise entre ceux-ci. La cause pourrait en être un serrage ou un déplacement de direction NS, des soubassements cristallins, entraînant des mouvements différentiels et des déformations d'axe EO dans les formations de couverture (NICOLAS, 1966-1967). L'étude systématique du déversement des plis de couverture permettra peut-être de se prononcer sur le sens de cet éventuel déplacement.

Le métamorphisme de faciès Schistes verts provoque la recristallisation presque complète des roches vertes; il épargne les divers faciès de Schistes lustrés dont la paragenèse, plus ancienne, semble métastable. La recristallisation se produit pendant la période de relaxation qui précède la déformation III, bien que pour l'albite, elle puisse se prolonger durant celle-ci (planche II, 7). Ce métamorphisme statique induit une recristallisation souvent mimétique; c'est ainsi que se trouvent „fossilisées“ des structures tectoniques de la déformation II (microplis, schistosité de plan axial).

Survenant avant cet épisode métamorphique, la déformation II présente, semble-t-il, une vaste distribution géographique. Elle ne peut guère être étudiée, pour l'instant, que dans les deux domaines privilégiés délimités plus haut; elle y montre dans l'ensemble, une intensité moindre (plis moins serrés) ce qui facilite l'analyse. Dans le domaine des crêtes comprises entre Ala di Stura et Lemie, elle est responsable de plis déjetés à déversement W, relativement espacés, observables directement à l'échelle millimétrique aussi bien que kilométrique. Entre les bandes plissées, des structures magmatiques sont encore reconnaissables dans les gabbros métamorphiques; elles témoignent de l'absence de déformation et d'une cristallisation mimétique dans le faciès Schistes verts. Dans la zone de Viù, la déformation II plisse les écailles tectoniques de façon plus ou moins serrée suivant les faciès impliqués. Dans l'ensemble, l'axe plonge fortement vers le N. En raison de ce plongement important, les plis se lisent directement sur carte (fig. 4). A cette même échelle, ils s'impriment dans les péridotites du massif de Lanzo (bordure occidentale de l'ellipse nord et surtout ellipse sud de ce massif), où la déformation du rubanement magmatique les met en évidence (fig. 3, stéréogramme 2).

La structure de cette déformation dans la zone de Viù paraît compatible

avec l'hypothèse d'un rapprochement EO et d'un mouvement différentiel le long de la surface NS à fort pendage E, séparant d'une part, les massifs cristallins internes (Grand Paradis, Dora Maïra) et leur couverture et d'autre part les socles plus internes ou leur prolongement (Sesia Lanzo, zone d'Ivrée?) et leur couverture. Le plongement des axes permet d'imaginer un mouvement à forte composante horizontale, le déplacement vers le N ayant une composante vers le haut. Cette hypothèse s'intègre de façon cohérente dans la théorie tectogénique qui fait appel à de vastes déplacements de direction principale NS, avec coulissement de socles (GOGUEL, 1963). Remarquons toutefois qu'une difficulté surgit à considérer l'extension régionale de cette déformation, un tel déplacement se localisant nécessairement dans une bande étroite. A W en dehors de la zone de Viù, les axes de cette déformation semblent s'orienter EO avec un pendage plus modéré, ce qui pourrait indiquer que le même déplacement s'appuie ici sur la surface subhorizontale des massifs cristallins internes. Une grande prudence s'impose encore, en raison du caractère incomplet des données régionales relatives à cette déformation. On ne peut ainsi exclure l'hypothèse qui consiste à voir dans le redressement des écaïlles de la zone de Viù un phénomène relativement récent (survenant entre les déformations III et IV, comme le suggère le plongement localement plus important des linéations III).

Dans les roches vertes, la déformation II donne lieu à une paragenèse métamorphique éphémère à crossite et amphibole sodique bleu-vert.

La première déformation enfin, semble avoir eu une emprise régionale, soulignée par la répartition des linéations encore visibles et surtout par celle des reliques de l'épisode métamorphique qui lui est subordonné. Elle s'exprime par un plissement isoclinal semblable très serré<sup>8)</sup> jusque dans les faciès les plus compétents. Un transport important le long du plan axial, perpendiculairement à l'axe, paraît probable. Cette tectonique est difficile à mettre en évidence et ne montre qu'exceptionnellement la trace des plis en raison de l'étirement extrême et de la cristallisation métamorphique contemporaine. Je la tiens, cependant, pour responsable des effets tectogéniques les plus importants. La zone de Viù-Locana où, sur 2 km s'empilent des écaïlles intéressantes toutes les formations, lui est imputable; il en va de même pour le pli pluri-kilométrique couché vers W, qui a été mis en évidence à W de cette zone (1966, p. 256)<sup>9)</sup>. Pour se limiter au cas des formations de couverture, il faudrait aussi attribuer à la déformation I le charriage de la Nappe des Schistes lustrés,

---

<sup>8)</sup> La distribution sur carte de ses plans axiaux coïncide en gros avec celle des plans du débit actuel puisque, dans les formations incompetentes, les plissements II et III sont isoclinaux et que, dans les formations compétentes, le plan de débit est le plan axial du plissement II.

<sup>9)</sup> Ses contacts subissent, en effet, la déformation II (voir également, planche II, 1 et 2, la succession des déformations subies par les péridotites qui en occupent le cœur).



dont ce grand pli, prenant naissance dans la zone de Viù-Locana, pourrait être le départ. De plus, nous retrouvons, dans le Briançonnais, le métamorphisme de haute pression qui lui est subordonné, à la base de copeaux tectoniques de roches vertes inclus dans la Nappe des Schistes lustrés.

Quant au métamorphisme, il relève des faciès Eclogite et Schistes à glaucophane avec ou sans lawsonite. Son emprise est générale. Dans les roches sédimentaires, il conduit à une paragenèse à phengite, chloritoïde, calcite et quartz, stable ou métastable par la suite. Dans les roches vertes, certaines zones,

Tableau

Principaux faciès et minéraux	Déformations et épisodes métamorphiques				
	Déformation I métamorphisme faciès Eclogite Schistes à glaucophane	Déformation II métamorphisme à crossite/ amphibole bleu vert	Métamorphisme faciès Schistes verts (Barrow)	Déformation III	Déformation IV
<i>Roches vertes</i> (prasinites, gabbros méta.)					
Almandin-pyrope	---				
omphacite	---				
allanite	---				
pistacite	---	---			
phengite (paragonite)	---				
glaucophane	---				
crossite	---	---			
amphibole bleu-vert		---			
trémolite-actinote		---	---		
chlorite		---	---	---	
biotite verte		---	---		
clinozoisite		---	---		
albite		---	---	---	
<i>Schistes lustrés- gneiss minuti</i>					
phengite	---				
chloritoïde	---				
grenat	---				
calcite	---				
quartz	---				
chlorite	---				
biotite verte			---		
tourmaline			---	---	
<i>Roches ultrabasiques</i>					
Antigorite 1	---				
Antigorite 2	---				
chlorite magnésienne	---				

Traits pleins: domaine de cristallisation normale  
Petits traits: domaine de cristallisation possible

probablement anhydres, subissent une cristallisation dans le faciès éclogite (omphacite-almandin); elles peuvent se transformer, progressivement par hydratation, en schistes à glaucophane et en gneiss à glaucophane/pistacite. D'autres zones, peut-être initialement hydratées, donnent directement ces dernières associations minérales. Lors des événements ultérieurs, ces diverses paragenèses disparaissent au profit de celle du faciès Schistes verts. Ces événements et leurs indications paragenétiques sont résumés par le tableau de la page 374.

Le litage de certains faciès est un trait remarquable et commun dans les roches basiques touchées par ce métamorphisme. Marqué par une ségrégation tranchée de la glaucophane (avec ou sans phengite) et de la pistacite (avec ou sans lawsonite), ce litage est lié à la déformation. Il semble avoir été engendré par l'aptitude des minéraux à se développer soit dans les charnières des microplis, soit sur leurs flancs, selon que leur habitus est isométrique ou anisométrique. Les déplacements accompagnant la déformation ont dû favoriser aussi la ségrégation.

#### LISTE DES OUVRAGES CITÉS

- BEARTH, P. (1959): Über Eklogite, Glaucophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. Bull. suisse Min. Pétr. 39, 1/2, p. 267-286.
- (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Mat. Carte géol. Suisse 132, 130 p.
- COGNE, J., D. JEANNETTE et M. RUHLAND (1966): L'île de Groix. Etude structurale d'une série métamorphique à glaucophane en Bretagne méridionale. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine 19, 1 et 2, p. 41-96.
- GAY, M. (1964): Premiers résultats de l'étude géologique du Massif d'Ambin (Alpes Franco-Italiennes). 89<sup>e</sup> Congrès des Sociétés Savantes, p. 153-162.  
Manuscrit reçu le 31 janvier 1969.
- GOGUEL, J. (1963): L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, V, 1, p. 20-29.
- NICOLAS, A. (1966): Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira. Conséquences paléogéographiques et structurales. Bull. suisse Min. Pétr. 46/1, p. 25-41.
- (1966): Le complexe ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Publ. Fac. Sci. Nantes, 299 p.
- (1967): Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, 43, p. 139-167.
- PLAS, VAN DER L. (1959): Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular references to the glaucophane bearing rocks). Leidse geol. Meded. 24/2, p. 415-598.
- ZWART, H. J. (1963): Metamorphic History of the Central Pyrenées, Part II, Valle de Aran, Sheet 4. Leidse Geol. Meded. 28, p. 321-376.

Manuscrit reçu le 31 janvier 1969.

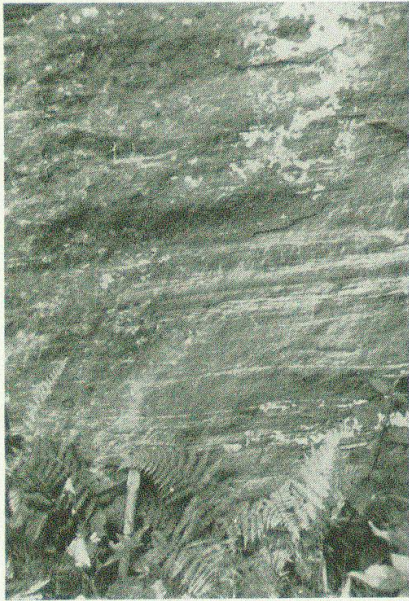
## PLANCHE I

- Photo 1 Litage à glaucophane/pistacite dans une roche verte. Ressortent surtout, sur cette photographie, les lits spécialement riches en pistacite, albite et quartz (Alpe Lacet, Usseglio).
- Photo 2 Déformation II, en plis concentriques avec niveaux de disharmonie, dans le faciès lité à glaucophane/pistacite (Torre del Colle, Val de Suse, même affleurement que la photographie 4).
- Photo 3 Déformation II en plis semblables, avec schistosité de plan axial. Le plissement est bien visible dans les charnières les moins fermées où se conserve l'omphacitite finement litée résultant du métamorphisme initial. Ailleurs, la recristallisation, dans le faciès Schistes verts, est presque complète. Cependant, elle n'efface pas entièrement la déformation en raison de son caractère mimétique. Ainsi, le débit continue de s'opérer suivant le plan axial de cette déformation (Alpe Monaviel, Brachiello).
- Photo 4 Déformation II en plis concentriques d'axe subvertical, dans des faciès lités à glaucophane/pistacite de la partie méridionale de la zone de Viù (Torre del Colle, voir photographie 2).
- Photo 5 Déformation III dans les prasinites. Les surfaces déformées sont les plans axiaux de la déformation II qui se manifestent encore après la cristallisation mimétique dans le faciès Schistes verts (W de la Cima Montù).
- Photo 6 et 7 Déformation III en plis isoclinaux semblables, dans les marbres phylliteux. Le rapprochement avec la même déformation touchant les prasinites d'un domaine voisin (photo 5), illustre la différence de compétence entre les deux faciès. Dans un milieu aussi plastique, la déformation III provoque, par réorientation mécanique des micas, une fausse foliation mieux mise en évidence par la photographie 7 qui est une vue rapprochée du même affleurement. La structure en grumeaux du lit sombre plissé est due au repli sur elles-même de petites lentilles riches en quartz et en phengite (Usseglio).

## PLANCHE II

- Photo 1 L. N.  $\times 25$ . Déformation et métamorphisme I dans une péridotite, avec développement de lames d'antigorite I dans le plan axial du plissement (Massif de la Curbassera).
- Photo 2 L. P.  $\times 7$ . Déformation II dans une péridotite ayant subi les phénomènes décrits par la photographie 1, comme le démontre le fait que les lames d'antigorite sont engagées dans le plissement; apparition d'une schistosité de plan axial (Massif de la Curbassera).
- Photo 3 L. N.  $\times 7$ . Déformation II dans un quartzite phylliteux. Le plissement des micas, ici relativement peu accentué, conduit à les réorienter dans le plan axial (fenêtre de Traves).
- Photo 4 L. N.  $\times 15$ . Déformation III dans un caleschiste quartzitique. Une charnière, soulignée par le plissement de la phengite et du chloritoïde (en sombre), témoigne de l'existence de cette déformation. La réorientation mécanique des phyllites dans le plan axial est prononcée. Notons que, dans de tels faciès, il est impossible de distinguer les déformations II et III (cf. photo 3). La considération de leurs effets dans les roches vertes voisines permet, seule, de lever l'incertitude (Lac Malciaussia).
- Photo 5 L. P.  $\times 15$ . Déformation II dans une prasinite. Cristallisation mimétique dans le faciès Schistes verts. L'ocelle claire d'albite, cristallisée ainsi que tous les autres minéraux lors de ce métamorphisme, est indemne. Elle scelle une déformation plus ancienne, soulignée par des prismes non déformés d'actinote, de cristallisation donc tardive par rapport au plissement et qui s'organisent en arcs polygonaux (Girardi, Sud du Col del Lis).
- Photo 6 L. P.  $\times 15$ . Même légende que la photographie précédente. On distingue ici clairement les arcs polygonaux de trémolite, ainsi que les grandes ocelles d'albite, non déformées (Lago Scuro, Sud d'Ala di Stura).
- Photo 7 L. P.  $\times 15$ . Déformation III dans une ovarite. Cristallisation syncinématique de l'albite. Le plissement, souligné par la trémolite et la chlorite, s'inscrit dans une ocelle d'albite non déformée, témoignant de la cristallisation tardive de celle-ci; toutefois, l'accentuation de la déformation dès la sortie de l'ocelle (angle supérieur gauche de la photographie) montre que le plissement s'est poursuivi après la fin de la cristallisation du minéral (Foresto di Susa).
- Photo 8 L. P.  $\times 15$ . Déformation III postmétamorphique dans une prasinite. Tous les minéraux du faciès Schistes verts sont déformés. On note, en particulier, le démantèlement des ocelles d'albite (Monte Doubia).

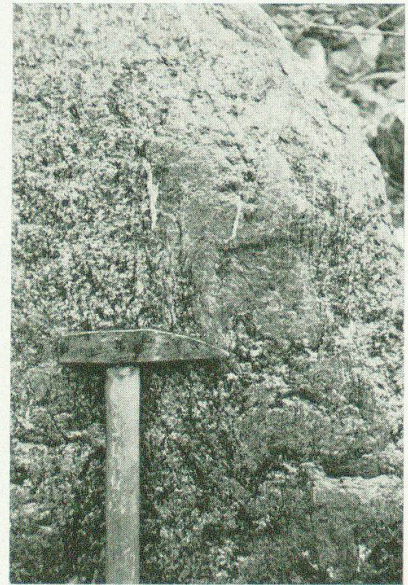
Leere Seite  
Blank page  
Page vide



1



2



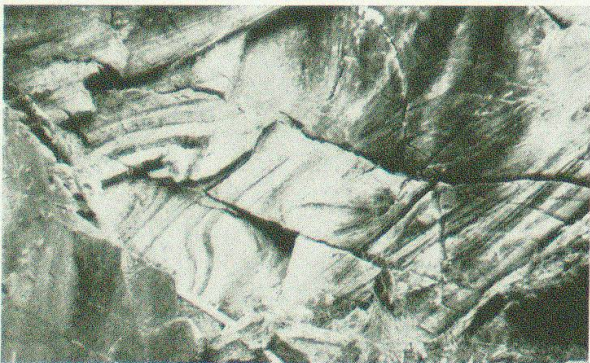
3



4



5

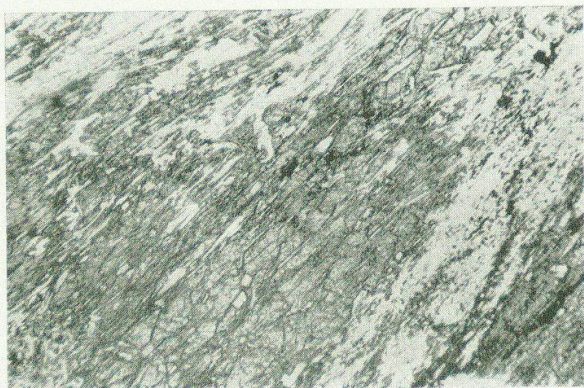


6

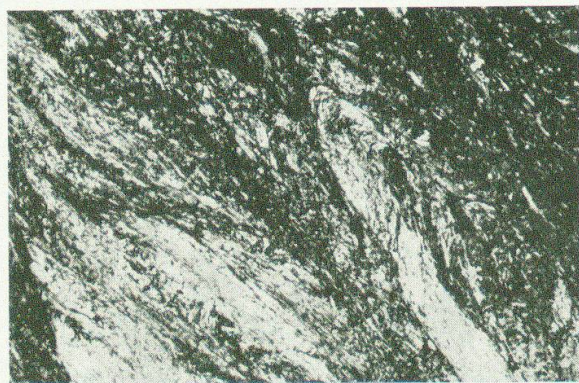


7

PLANCHE II



1



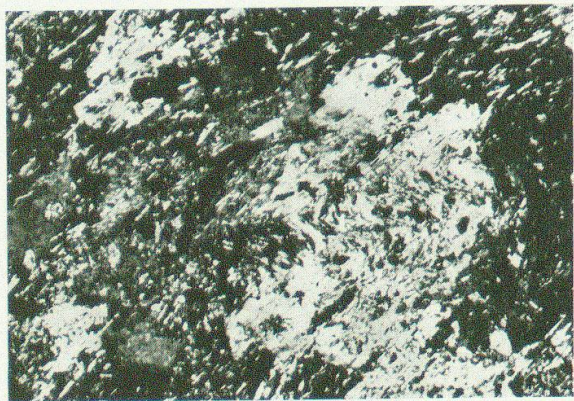
2



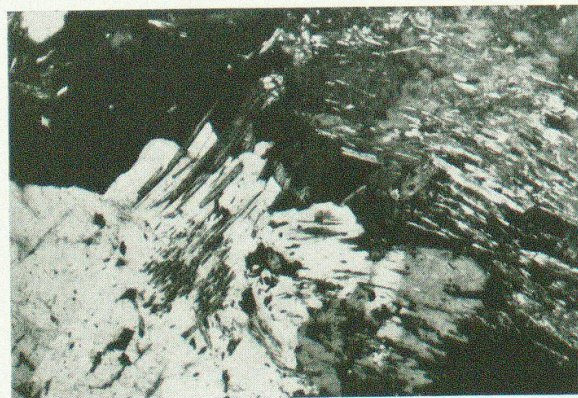
3



4



5



6



7



8