

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

Band: 46 (1966)

Heft: 1

Artikel: Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la
Dora Maïra : conséquences paléogéographiques et structurales

Autor: Nicolas, Adolphe

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-36116>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 02.02.2025

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

Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maïra

Conséquences paléogéographiques et structurales

Par *Adolphe Nicolas* (Nancy)*)

Avec 1 figure dans le texte

Résumé

La première partie de cette étude est destinée à montrer que les ophiolites piémontaises constituaient, au moment de leur mise en place dans la série des schistes lustrés, un vaste complexe stratifié comportant, depuis la base, des péridotites puis des gabbros et enfin des roches basiques à grain fin (dolérites ou basaltes?). On tente, en outre, d'établir dans la série des schistes lustrés une échelle stratigraphique.

Dans une deuxième partie, on utilise comme fils directeurs la disposition géométrique des termes du complexe et l'échelle stratigraphique proposée. On est ainsi amené à présenter, en s'appuyant sur les résultats de l'analyse structurale, un schéma tectogénique puis paléogéographique de la région étudiée (la zone de Sesia Lanzo serait la limite interne de la fosse piémontaise).

Abstract

In the first part of this preliminary paper, it is shown that before Alpine folding and metamorphism, Piemonte ophiolites formed a vast layered complex, with peridotites, gabbros and micrograined basic rocks (diabases or basalts?) superposed in that order. Furthermore, a first stratigraphic scale is proposed within the Mesozoic "Schistes Lustrés" series, of this region.

In the second part, those presumptions confronted with structural analysis results, enable to present new hypotheses concerning the tectonic history and consequently, to draw a first paleogeographic sketch for these internal zones of the Alpine Occidental Chain (Sesia Lanzo would be the eugeosyncline internal limit).

Adresse présente: Laboratoire de Géologie et Minéralogie, Faculté des Sciences, 38 Bd. Michelet, Nantes (France).

INTRODUCTION

La région faisant l'objet de cette étude est comprise entre les massifs du Grand Paradis au N et de la Dora Maira au S. Elle forme, entre ces massifs anciens, un ensellement occupé par des schistes lustrés et des ophiolites mésozoïques. Ces ophiolites couvrent une superficie importante (près de 1000 km²) et présentent les principaux termes pétrographiques dont l'association caractérise ces complexes. Cependant, elles ont été soumises à un métamorphisme épizonal qui en a modifié profondément une grande partie, ainsi qu'à une tectonique très intense dont le principal résultat est de les avoir dispersées en nombreux massifs dilacérés (cf. carte).

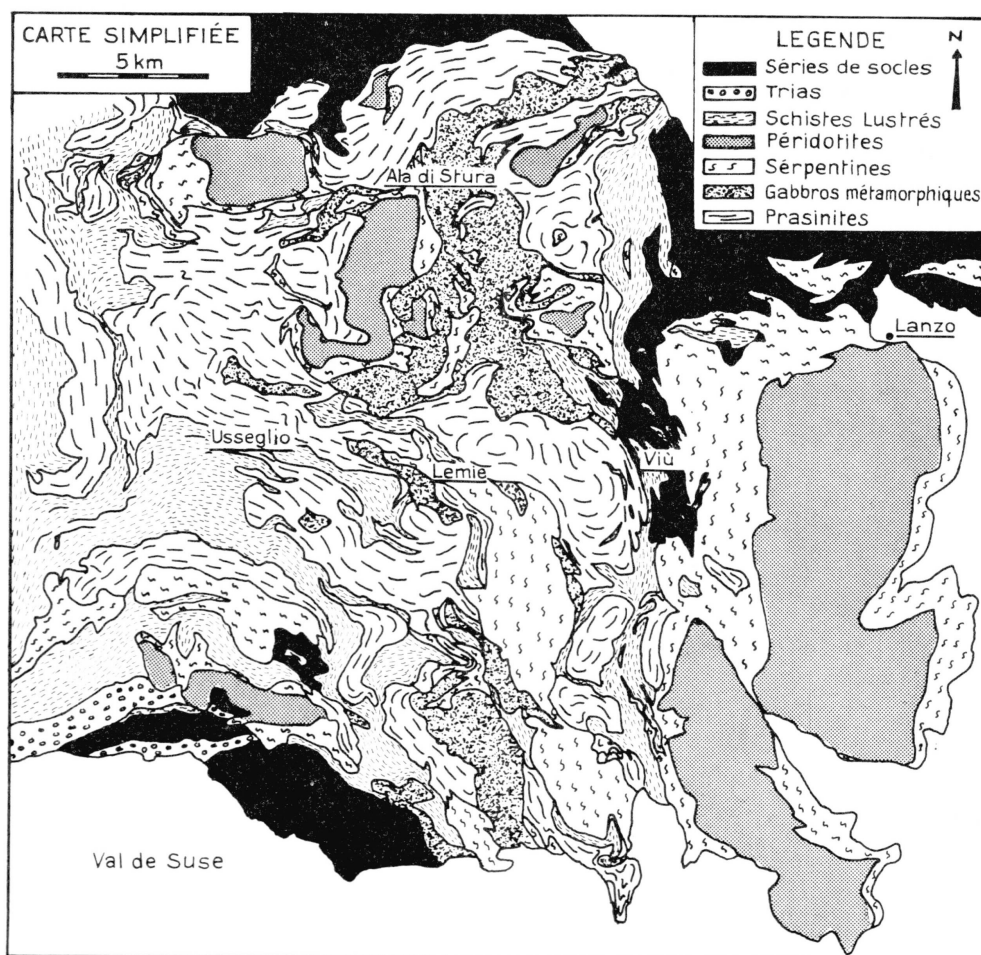


Fig. 1. Carte géologique schématique de la région étudiée. Sur cette carte les péridotites massives n'ont pas été distinguées des péridotites laminées en partie serpentinisées.

Dans une première partie on tentera simplement de montrer que les faciès actuels de roches vertes proviennent bien d'un complexe ophiolitique unique, présentant initialement une disposition stratifiée et dont les principales unités se suivent dans un ordre déterminé: à la base péridotites et serpentines, puis des gabbros et enfin des roches basiques doléritiques et microlitiques, transformées en prasinites par le métamorphisme alpin. Cette disposition est généralement admise pour ces complexes (STEINMANN 1926, BRUNN 1956, VUAGNAT 1963). Elle a d'ailleurs été déjà reconnue dans les Alpes occidentales françaises (LEMOINE 1962).

En raison des difficultés dues à la tectonique et au métamorphisme on ne peut guère, actuellement, aller plus loin dans l'étude du complexe ophiolitique¹). *La connaissance de cette disposition géométrique constitue cependant un fil directeur dans l'interprétation de la structure* et permet indirectement de proposer un premier schéma de la paléogéographie et de la tectogenèse de ces zones internes de la chaîne alpine. Ces points seront développés dans la seconde partie de cette étude.

I. ÉTUDE DES OPHIOLITES

Nous allons passer en revue les principaux faciès pétrographiques en commençant par situer le cadre lithologique des roches vertes: les gneiss minuti, appartenant aux massifs paléozoïques, les formations triasiques et les schistes lustrés. Ces descriptions seront très sommaires car une étude pétrographique, minéralogique et chimique détaillée doit paraître prochainement.

Gneiss minuti

Ce sont des gneiss albitiques à grain toujours fin, rétromorphosés dans l'épizone (MICHEL 1953). Considérés comme couverture du Grand Paradis, ils affleurent sur le pourtour de l'ensellement mésozoïque et sont particulièrement bien développés dans la région de Lanzo. Leur âge pré-triasique est bien établi (MICHEL 1953).

¹) Cependant une hypothèse supplémentaire sera faite à propos de la disposition des rubanements dans les péridotites (cf. p. 29) et, sans vouloir intervenir dans le débat sur l'origine et le mode de mise en place des complexes ophiolitiques, il faut reconnaître que le schéma d'un volcano-pluton (BRUNN, 1956, DUBERTRET, 1952, ROUTHIER, 1953) est celui qui intègre les observations et coordonne les reconstitutions de la façon la plus satisfaisante.

Cargneules et calcaires triasiques

On ne les rencontre que dans la région de Suse où ils s'intercalent entre des gneiss anciens et les schistes lustrés. Ces faciès ont été datés grâce à la présence d'encrines. (Carte géologique d'Italie, feuille Susa, 1959.)

Schistes lustrés

L'âge de cette série est encore mal connu. Il pourrait s'agir de dépôts intéressant le Jurassique moyen ou supérieur et peut-être même une partie du Crétacé.

Dans la région étudiée ils sont surtout développés vers l'W ainsi que dans la grande cicatrice N-S de Viù. Il semble que l'on puisse dégager, dans cette série métamorphique, une échelle stratigraphique schématique. On aurait de bas en haut :

— Des marbres phylliteux gris (présence de matières organiques) en bancs métriques alternant avec des *quartzites phylliteux* d'épaisseur centimétrique ou décimétrique. Il se pourrait que la base de ces faciès soit marquée par un développement massif des quartzites phylliteux. Ainsi, dans la région de Viù au contact avec les gneiss minuti, on rencontre plusieurs dizaines de mètres de ces quartzites.

Le début de la sédimentation, après le Trias, dans la fosse piémontaise naissante aurait donc un caractère nettement détritique s'amortissant progressivement.

— Les faciès précédents passent vers le haut avec des récurrences à des *calcaires plus phylliteux à débit en plaques*. Ces calcaires, de teinte souvent ocre ou jaunâtre, sont homogènes et monotones. Ils pourraient atteindre 200 m de puissance environ.

— La série se terminerait par des *calcschistes*. Le pourcentage de carbonate y est nettement plus faible, tandis que la phengite et le quartz sont abondants. Il en existe de nombreuses variétés se distinguant notamment par la présence de chloritoïde, associé ou non à de la tourmaline, par la richesse en matières charbonneuses, etc... Cette série semble puissante. Dans la partie la plus occidentale de la zone étudiée s'intercalent de nombreux niveaux peu épais de prasinites „type 3“ (voir plus loin).

Série des roches vertes

L'âge de cette série est inconnu. Par analogie avec d'autres régions, on serait tenté de situer sa mise en place à la fin du Jurassique ou au début du Crétacé. Elle se compose de quatre termes principaux.

1. Péridotites

On ne rencontre des péridotites fraîches que dans le massif de Lanzo. Partout ailleurs l'olivine ne subsiste qu'en reliques dans la serpentine.

La péridotite du massif de Lanzo est assez homogène à l'échelle du massif. C'est une lherzolite feldspathique. L'olivine représente environ 65% de l'ensemble, l'enstatite 25%, le pyroxène monoclinique 5% et le labrador 5 à 10%.

Le caractère le plus remarquable de ces faciès réside dans la répartition du stock feldspathique. Celui-ci, accompagné ou non de pyroxène, détermine généralement un rubanement dans la roche. Parfois le feldspath est réparti de façon plus intime, mais toujours suivant un plan bien déterminé.

Cette disposition est, bien entendu, primaire. Elle ne peut avoir été causée par le métamorphisme et la tectonique en raison de la persistance d'un assemblage de minéraux très sensibles au métamorphisme. Elle est parfois masquée par une schistosité d'origine métamorphique contemporaine de la formation de serpentine²⁾.

Le rubanement, toujours parfaitement régulier, trouve peut-être son origine dans un processus de différenciation au sein du magma ultrabasique (BRUNN 1956). Il pourrait alors être parallèle au „plancher“ des péridotites.

Péridotites serpentinisées

Ces roches sont riches en serpentine mais la présence de reliques d'olivine leur confère une allure et des propriétés mécaniques particulières.

Les péridotites serpentinisées ont un débit en dalles rousses dû au laminage. Celui-ci oblitère d'ailleurs complètement les rubanements primaires. Ces roches forment des massifs de couleur rouille caractérisés par la régularité de leurs pendages. Ces massifs, d'allure rigide, peuvent cependant avoir subi des mouvements tangentiels importants sur un coussin de serpentines. Sur la carte schématique annexée, ces faciès n'ont pas été distingués des péridotites pour une raison de clarté.

2. Serpentes et faciès associés

Il existe plusieurs faciès de serpentine correspondant à des degrés de transformation plus ou moins intenses sous l'effet des déformations mécaniques et du métamorphisme²⁾:

²⁾ Ceci n'exclut pas, dans le complexe ophiolitique, l'existence de serpentines primaires, que l'étude chimique et minéralogique détaillée laisse d'ailleurs prévoir. Mais rien sur le terrain ne permet de les reconnaître comme telles.

- Serpentes massives ou à débit écaillé, avec ou sans reliques de pyroxènes monocliniques.
- Schistes serpentineux.
- Schistes à chlorite, à talc souvent accompagné de magnétite...

Localement et en particulier dans la zone de passage aux péridotites fraîches, les serpentines peuvent être lardées de lentilles et de filons irréguliers de nature variée. Citons principalement :

— Des grenatites, massives ou présentant encore des reliques de structures gabbroïques avec développement de diopside. On peut également suivre, dans ces roches, le passage à des accidents de nature écologique.

— Des lentilles de gabbros, transformés de façons diverses³).

Le contact des serpentines avec les gabbros métamorphiques est le plus souvent marqué par les faciès mentionnés plus haut (chloritoschistes, chloritoschistes à trémolite, talcschistes...). L'examen de certains contacts privilégiés laisse penser que ce passage pourrait être très rapide, jalonné au plus par le développement de pyroxènes de grande taille (jusqu'à 15 cm) dans les serpentines et les faciès chloriteux associés.

3. Gabbros métamorphiques

Le lever détaillé a montré que les gabbros métamorphiques couvrent de vastes superficies. Ils forment des massifs dilacérés mais dont la répartition d'ensemble est nette. Ils s'allongent suivant une bande N-S, limitée à l'E par la grande cicatrice de Viù et à l'W, pratiquement, par le méridien de Lemie.

Ce sont des roches de teinte claire. Sur un fond blanc — formé d'un assemblage poeciloblastique d'albite et de zoïsite — ressortent des taches vertes de chlorite et d'amphibole. L'aspect est caractéristique et la présence fréquente de reliques de pyroxènes monocliniques au cœur de ces taches vertes confirme le diagnostic.

Chimiquement les gabbros possèdent une composition moyenne voisine de celle des gabbros à olivine (JOHANNSEN 1952a). Toutefois leur originalité est assurée par des teneurs en aluminium, en magnésium et en sodium légèrement plus élevées et, au contraire, des teneurs en fer, en

³) Une étude chimique et minéralogique détaillée a montré que ces divers accidents présentaient des compositions particulières, en liaison avec le processus de serpentinisation des péridotites. Ces accidents fixent les cations refusés par les minéraux serpentineux (Ca, Na, Al) et libèrent au contraire le magnésium. Une étude détaillée doit paraître prochainement sur ce sujet.

titane, en manganèse et en potassium sensiblement plus faibles que celles des gabbros à olivine.

Suivant l'intensité des transformations métamorphiques, on peut distinguer quelques types :

— Dans un gabbro peu transformé, on reconnaît très bien le pyroxène. Notons qu'il s'agit alors d'une roche hétérogène à l'affleurement et présentant parfois un litage fruste. Ce litage semble primaire car il est marqué par le pyroxène inégalement développé (de 1 mm jusqu'à 10 à 15 cm) et plus ou moins abondant suivant les lits. Autre fait remarquable : le gabbro est mieux conservé quand il se présente au contact des serpentines ou en lentilles dans celles-ci. On peut se demander si les serpentines ne jouent pas un rôle d'„écran“ vis-à-vis du métamorphisme (p. 35).

— Au contraire, lorsque les transformations ont été intenses, le pyroxène disparaît complètement, le gabbro métamorphique prend une allure orientée et peut même acquérir une foliation métamorphique.

Les contacts avec les prasinites sont souvent difficiles à saisir. En effet, le grain du gabbro semble diminuer de sorte que, les recristallisations aidant, la roche prend de plus en plus un caractère prasinitique. Certains passages, s'effectuant sur quelque 100 mètres, montrent des alternances de lits gabbroïques et prasinitiques.

4. *Prasinites*

Les prasinites couvrent de grandes superficies et se répartissent en plusieurs massifs dispersés, mais plus nombreux et plus importants dans la partie occidentale de la région étudiée.

Les faciès sont variés tant par leur composition minéralogique et chimique que par leur structure. On peut cependant les rassembler en trois types principaux :

Type 1 — prasinite banale

Le type le plus répandu — l'„ovardite“ de la Torre d'Ovarda — présente une structure nettement orientée, marquée soit par des cellules claires (riches en albite et épidote) cloisonnées par l'amphibole et la chlorite, soit par le développement d'un litage. Ce litage est caractérisé par la succession de lits vert sombre, fins et cornés où l'on reconnaît des reliques d'un pyroxène monoclinique et de lits finement ocellés et d'aspect prasinitique plus typique.

Les prasinites possèdent une composition moyenne de basaltes (JOHANNSEN 1952b). Elles s'en écartent notablement par leur teneur

plus faible en potassium ainsi que par une teneur en calcium légèrement plus élevée; toutefois, les massifs de prasinites étant souvent lardés d'écaillés de schistes lustrés, il faudrait tenir compte d'une contamination éventuelle par ces derniers.

La découverte d'un affleurement de pillows lavas (MICHEL et NICOLAS 1961), s'ajoutant aux arguments chimiques, minéralogiques (reliques de pyroxènes) et structuraux (passage aux gabbros), semble démontrer l'origine éruptive des prasinites de ce type qui forme l'essentiel des gros massifs. A leur périphérie elles se modifient progressivement.

Type 2 — prasinites à pistacite et glaucophane

Ce nouveau faciès se développe à la place des prasinites banales, principalement sur la bordure de leurs massifs ou dans des zones tectonisées. Il se caractérise par l'apparition de la pistacite et par des transformations de l'amphibole dont le point de départ est la glaucophane. A la limite, la prasinite présente des lits alternants de pistacite et de glaucophane.

Cette foliation et cette nouvelle paragenèse proviennent vraisemblablement des conditions dynamiques localement plus intenses lors du métamorphisme.

Type 3 — ovardite

Ce type, beaucoup moins répandu, forme des niveaux interstratifiés dans les faciès calcschistes de la série des schistes lustrés. Une étude détaillée en est donnée par R. MICHEL (1953). La roche présente de grosses ocelles d'albite moulées dans une matrice très chloriteuse. Son origine est peut-être volcano-sédimentaire et pose le problème délicat de l'albitisation. En effet, ces niveaux ovarditiques sont annoncés dans les calcschistes par l'apparition de grosses plages d'albite. Les ovardites pourraient dériver de minces coulées ou de projections volcaniques sous-marines, mises en place dans la boue calcaire ayant ensuite donné les calcschistes. Des échanges entre la matière volcanique et le sédiment pourraient expliquer les passages progressifs et l'albitisation actuellement observés, à moins que ces phénomènes ne soient à mettre sur le compte d'une albitisation métamorphique (MICHEL 1953). Si l'on retient une hypothèse volcano-sédimentaire, on peut avancer que *la mise en place des termes supérieurs du complexe ophiolitique (basaltes et dolérites, conduisant par métamorphisme aux prasinites et ovardites associées) est contemporaine de la sédimentation des faciès calcschistes dans la série des schistes lustrés.*

Conclusions de l'étude des ophiolites

En dépit de la tectonique et du métamorphisme, il reste possible de reconnaître au travers de l'ensemble actuel de roches vertes la présence antérieure d'un complexe ophiolitique comparable à ceux qui ont été décrits en des régions moins tourmentées.

L'étude pétrographique et chimique montre, en effet, qu'il existait initialement la trilogie suivante: des péridotites associées vraisemblablement à des serpentines, des gabbros et enfin des roches à structure fine et à chimisme de basalte ou de dolérite. L'examen des relations entre ces termes engage à conclure qu'ils se succédaient dans cet ordre, ce que tend à confirmer l'étude chimique. Celle-ci souligne cependant le hiatus existant entre les roches ultrabasiques, et les roches basiques.

La découverte de structures parfaitement planaires et généralisées dans les péridotites, plus frustes et seulement locales dans les gabbros, a été interprétée comme le témoignage d'une disposition d'ensemble stratifiée parallèlement au „plancher“ sur lequel s'est mis en place le complexe. Les termes supérieurs (actuellement prasinitiques) présentent une surface conforme à la stratification des schistes lustrés sus-jacents. On peut donc conclure que ce complexe, avant les déformations tectoniques, se présentait schématiquement comme une énorme lentille stratifiée, comportant les roches ultrabasiques à la base, les roches basiques grenues au cœur et les roches basiques doléritiques ou micro-litiques en couverture. Cette lentille était elle-même interstratifiée dans les schistes lustrés (sauf pour une partie du „plancher“ comme nous le verrons plus loin).

II. PALÉOGÉOGRAPHIE ET TECTOGENÈSE

Tectonique alpine et métamorphisme

L'étude structurale sur le terrain permet de retrouver la trace de deux phases tectoniques successives, déjà connues dans ces régions (VIALON 1962, CHATTERJEE 1963). Enfin, des raisons d'ordre structural conduisent à envisager l'existence d'une troisième phase plus ancienne. Nous allons passer rapidement en revue ces phases successives en commençant par la plus récente. L'étude de la seconde donnera l'occasion de présenter quelques considérations sur les causes du métamorphisme alpin.

1. Phase tectonique d'axe N-S tardive: r trocharriage

Cette phase tectonique étant la dernière à engendrer des plissements se met facilement en évidence. Elle se caractérise par des axes N-S   NNE-SSW, en moyenne horizontaux, et par des plis d'amplitude faible avec un léger déversement vers l'E. Elle s'accompagne de cristallisations métamorphiques modestes. Les effets de cette phase sont faibles dans notre région. Dans une reconstitution structurale on peut donc les négliger en première approximation.

2. Phase tectonique d'axe E-W

En raison de son intensité et du métamorphisme qui l'accompagne cette phase tectonique a marqué profondément la plus grande partie de la région étudiée. Les axes de plissement présentent une direction moyenne E-W avec un léger plongement vers l'W (10 à 15 ). Un empilement de plis couchés isoclinaux la caractérise. Ce style s'observe, moyennant des corrections mineures, depuis l'échelle du microscope jusqu'à celle de la tectonique de massif.

Le tracé de la Stura d'Ala (en gros E-W) marque une limite. Les formations plissées, situées au S de ce torrent, sont régulièrement couch es vers la Dora Ma ira, tandis qu'au N elles sont couch es vers le Grand Paradis.

Métamorphisme

Le métamorphisme principal de caractère épizonal, s'est développé pendant la phase tectonique d'axe E-W comme en témoigne l'orientation des minéraux formés. Bien qu'à travers toute la région étudiée on doive considérer ce métamorphisme comme de même degré, localement ses effets sont plus ou moins intenses et complets. Les transformations les plus profondes s'observent, dans les zones particulièrement plissées, grâce à l'apparition d'une foliation métamorphique complètement indépendante des structures anciennes (GROLIER et VIALON 1964), accompagnée parfois de paragenèses particulières.

On peut trouver aussi des structures et des assemblages minéralogiques parfaitement frais: ainsi la péridotite de Lanzo contient-elle encore de l'olivine et du labrador, pourtant très sensibles au métamorphisme; de même, certaines lentilles gabbroïques emballées dans la serpentine ont conservé des pyroxènes magmatiques intacts. Or ces faciès privilégiés se trouvaient incontestablement placés dans la zone soumise au métamorphisme puisque les formations voisines en portent tous les stigmates.

Leur seul caractère commun et spécifique est d'être inclus dans des serpentines. On peut donc en déduire que la serpentine a joué le rôle d'écran au métamorphisme pour certains corps étrangers qu'elle contenait. En raison de ses propriétés mécaniques particulières, il est naturel de considérer qu'elle a tenu ce rôle en amortissant les contraintes tectoniques⁴).

On arrive ainsi à la notion, déjà pressentie par F. ELLENBERGER (1958a), d'un *métamorphisme alpin nécessitant pour se développer la conjonction de deux facteurs*:

— Un „climat“ favorable. Sans prendre parti, on peut considérer qu'il est créé soit par les conditions hydrostatiques, soit par des flux thermiques ou chimiques, ... *Ce climat*, du moins dans l'épizone, *rend métastables les équilibres minéralogiques préexistants sans parvenir cependant à les déplacer*. De notre point de vue, son caractère essentiel est d'avoir une grande extension dans l'espace et probablement aussi dans le temps.

— Des contraintes tectoniques s'exerçant momentanément sur des roches soumises au „climat“ précédent. Elles déclenchent suivant leur durée et leur intensité des cristallisations métamorphiques plus ou moins complètes et caractérisées par des paragenèses diverses. Avec son caractère local, plus ou moins éphémère et variable en intensité, la mise sous tension, considérée comme condition du métamorphisme alpin, rend bien compte des „caprices“ de celui-ci.

3. Phase tectonique d'axe N-S ancienne

Enfin il semble nécessaire d'admettre l'existence d'une phase antérieure au plissement d'axe E-W bien qu'il n'en existe plus de traces directement visibles sur échantillon ou sur affleurement en raison de l'intensité des recristallisations accompagnant la tectonique E-W. L'existence de cette phase, caractérisée par un style de grandes nappes progressant vers l'W, s'impose pour des raisons structurales.

L'étude de la zone des écailles de Viù, prolongée au N par celles de Locana fournit le premier argument. Cette zone, allongée N-S, présente parfois sur deux kilomètres et plus, une succession d'écailles serrées et déversées vers l'W. Il paraît très improbable que de tels effets puissent être imputés à la tectonique N-S tardive, tant en raison de l'intensité

⁴) Un exemple comparable nous est offert par les masses de gypses de Vanoise hautement tectonisés, qui contiennent des flores et des faunes remarquablement conservées (ELLENBERGER, 1958b).

des écrasements que du sens des déversements. Il ne semble pas davantage que l'on puisse attribuer, intégralement au moins, l'origine de cette zone aux glissements tardifs liés à l'effondrement de la pleine du Pô. En effet, dans cette hypothèse, le compartiment oriental devrait être déprimé par rapport au compartiment occidental. Or, à l'E de la zone de Viù affleurent le socle et les parties profondes du complexe ophiolitique. S'il y a eu glissement, il faut admettre qu'il a été précédé par un mouvement de sens inverse, d'ailleurs envisagé plus loin et qui peut être la cause de cette tectonique de nappes.

Il semble donc que la zone de Viù soit la trace d'un accident ancien d'importance majeure.

Par ailleurs, dans les parties occidentales de la région, au dessus de la série des schistes lustrés, s'empilent de puissantes masses de roches vertes. Cette disposition est vraisemblablement le résultat de nappes de charriage, en raison de l'indépendance des roches vertes et des schistes lustrés sous-jacents (contenant d'ailleurs les niveaux interstratifiés d'ovardites déjà décrits). De plus, la succession sur une verticale des faciès ophiolitiques n'a rien à voir avec celle qu'on devrait observer dans le cas d'une disposition primaire. Ainsi, au dessus des schistes lustrés on peut rencontrer des prasinites, puis des gabbros, de nouveau des prasinites dans lesquelles se pince vers l'W une masse de serpentines et de péridotites serpentinisées.

Cependant à l'échelle de la carte géologique les termes de la série ophiolitique sont en gros répartis de la façon suivante: les péridotites, base du complexe, affleurent à l'E au delà de la cicatrice de Viù; les gabbros métamorphiques forment, dans la région d'Ala di Stura, à l'W de cette cicatrice, un gros massif prolongé vers le S par des satellites; les prasinites, équivalents métamorphiques de dolérites ou de basaltes, dessinent une ceinture autour de ces massifs de gabbros avec leurs affleurements les plus importants situés vers l'W; enfin plus à l'W encore, on entre dans le domaine des schistes lustrés. Quant aux serpentines, quand elles ont „largué“ le massif de Lanzo, il semble qu'en raison de leurs aptitudes mécaniques particulières, elles puissent s'insérer à n'importe quel niveau, pouvant entraîner avec elles des panneaux appartenant aux autres formations. Ainsi, on peut considérer les termes du complexe ophiolitique comme grossièrement disposés d'E en W, les termes supérieurs étant les plus occidentaux. *Cet étalement à la façon d'un jeu de cartes, à partir du complexe stratifié horizontalement, serait un effet de cette tectonique N-S.*

On montre facilement que cette tectonique de nappes est la plus

ancienne, car les formations qu'elle a ainsi réparties, sont toujours reprises par le plissement d'axe E-W, puis par le r trocharriage.

On retrouve d'ailleurs en Vanoise (ELLENBERGER 1958c) une disposition analogue. La nappe des schistes lustrés, venue de l'E, a été ultérieurement affectée par une tectonique d'axe E-W synm tamorphique qu'il est raisonnable de rapprocher de la nôtre. Donc, en Vanoise aussi, une importante tectonique de charriage d'E en W a précédé les plissements d'axe E-W et le r trocharriage.

Tectonique de cisaillement

Pour compléter cette revue des principales phases tectoniques il faut citer une phase cisailante orientée NNW-SSE et telle que les compartiments occidentaux soient décalés vers le NNW. Ses effets sont particulièrement visibles dans le massif de péridotites de Lanzo ainsi divisé en deux parties. L'âge et l'origine de cette phase sont inconnus.

Remarque au sujet du choix d'une hypothèse structurale „autochtoniste“

Avant de présenter un schéma paléogéographique et tectog nique, une remarque s'impose concernant les relations structurales entre les différentes unités de socles affleurant dans cette région: Sesia Lanzo d'une part, Grand Paradis et Dora Maira de l'autre. Les grandes synthèses alpines y voient des unités différentes nettement séparées initialement. Nous n'avons pas cru devoir retenir ces hypothèses dans le cadre étroit de cette étude, principalement à cause des difficultés posées par la couverture m sozo ique.

En effet une couverture sédimentaire et ophiolitique apparemment unique revêt les différentes unités de socle. Pour tenir compte de cette unité de la couverture dans l'hypothèse de grands charriages il est nécessaire d'admettre une substitution de couverture intervenant après les grands mouvements de socle et avant les plissements d'axe E-W. C'est compliquer une histoire tectonique déjà chargée.

D'ailleurs les grands raccourcissements au niveau des socles, en ce qui concerne cette partie moyenne de l'arc alpin occidental, sont souvent évoqués quand on cherche une patrie lointaine à la série des schistes lustrés (ELLENBERGER 1958d, MICHARD 1965), en écartant la possibilité que leur bassin de sédimentation se situe, au moins pro parte, au dessus des socles du Grand Paradis et de Dora Maira. Or, les arguments présentés dans ce sens perdent de leur valeur si l'on admet, pour patrie des schistes lustrés, une zone comprenant une partie du Grand Paradis-Dora

Maira et de *Sesia Lanzo* (étant entendu que ces unités de socle n'étaient pas, au moment du dépôt des schistes lustrés séparés par de grands hiatus) comme nos observations tendent à le faire valoir au moins pour les ophiolites. En outre l'étude détaillée des schistes lustrés de notre région, actuellement en cours, conduit à une présomption de relative autochtonie par rapport à ces socles.

Dans ces conditions il paraît plus sage, en l'absence d'arguments décisifs dans la région étudiée, de retenir l'hypothèse la plus simple qui d'ailleurs intègre correctement les faits d'observation. Les unités de socle occupaient au moment du dépôt des schistes lustrés des positions assez voisines de celles que l'on observe actuellement et jouaient peut-être déjà un rôle structural par l'effet de mouvements subverticaux relatifs (voir plus loin).

Traits paléogéographiques

L'examen sur la carte géologique de la répartition des faciès sédimentaires montre que le Trias, bien développé à l'W, ne dépasse pas vers l'E la région de Suse. Quant aux schistes lustrés, ils sont moins abondants et, semble-t-il, représentés seulement par leurs termes inférieurs quand on se dirige vers l'E. Leur limite approximative est la région de Viù. Au delà, les péridotites reposent directement, par l'intermédiaire d'un coussin de serpentines, sur le socle⁵⁾ constitué ici par les gneiss minuti de la zone *Sesia Lanzo*.

A moins d'imaginer des mouvements tangentiels très importants avec laminage de la semelle sédimentaire, il semble donc, dans la région de *Lanzo*, qu'une partie des péridotites se soit mise en place directement sur le socle *Sesia Lanzo*, à la limite précise de la zone de sédimentation des schistes lustrés⁶⁾. Si l'on admet, d'après ce que nous avons vu plus à l'W, que le complexe ophiolitique s'est mis en place pendant le dépôt des schistes lustrés, on est conduit à la conclusion qu'à cette époque, dans la région de *Lanzo* il y avait lacune totale de sédimentation, c'est à dire qu'il devait probablement exister là un haut-fond et peut-être même une

⁵⁾ Les résultats d'une étude de terrain détaillée sur ce point précis vont être publiés très prochainement. Ils montrent, en tenant compte en particulier des rubanements inscrits dans les péridotites, que celles-ci ne recoupent vraisemblablement pas le socle de *Lanzo* mais semblent plutôt reposer directement dessus, contrairement à certaines apparences.

⁶⁾ Cette disposition, pour surprenante qu'elle paraisse, est admise ou envisagée par plusieurs auteurs (DUBERTRET, 1952, GUILLOU et PRIMEL, 1964, AUBOUIN, communication orale à propos des roches ultrabasiques de Yougoslavie).

zone émergée. D'après l'allongement du massif de péridotites de Lanzo, la répartition des massifs ophiolitiques dans les Alpes occidentales et la connaissance que l'on a des zones isopiques dans les régions plus externes de la chaîne, on peut admettre que ce *haut-fond dessinait une ride ou une flexure d'orientation N-S*. La montée ophiolitique se serait effectuée le long de cette flexure, zone mécaniquement plus fragile. Cette conclusion rejoint celles auxquelles sont arrivés certains auteurs en d'autres lieux (BRUNN 1956, AUBOUIN 1961).

Il est encore trop tôt pour préciser la nature de cette limite paléogéographique. S'agit-il d'une cordillère sous-marine ou émergée coupant la grande fosse eugéosynclinale piémontaise? S'agit-il de la bordure E de cette fosse? Une étude des formations conglomératiques aquitaniennes des collines de Turin (PERETTI 1928) conclut:

„...au début du Miocène ... la série du Canavese se prolongeait vers le SW formant, sous une couverture de calcaires „alberese“ déposés pendant le Crétacé et l'Eocène, la ligne de rivage de la mer du Pô, dont émergeaient probablement des pointements rocheux de la série basique d'Ivrée et de la série diorite-kinzigitique.“

Comme on le voit, il n'existerait pas, d'après cette étude, de formations de la série des schistes lustrés entre le socle, constitué là par la série du Canavese, et les calcaires „alberese“. De plus dans une note récente, P. BAGGIO (1963) montre qu'il existe, dans la zone du Canavese de Cuorgne, une série réduite Titonique-Crétacé, interprétée par cet auteur comme le résultat de conditions bathyales caractéristiques d'un talus géosynclinal.

On est donc tenté de considérer la flexure évoquée plus haut comme la limite orientale de la grande fosse piémontaise, les zones de Sesia-Lanzo et du Canavese pouvant alors être les témoins de l'ancien domaine du talus continental.

Tectogenèse

Quelle que soit l'hypothèse que l'on doive retenir à propos de cette ligne paléogéographique, il est remarquable de constater qu'elle coïncide avec la zone des écaïlles de Viù dont l'étude structurale nous a déjà montré la singularité. On peut donc concevoir qu'au début de l'Oligocène, lors des premières grandes manifestations tectoniques alpines, la flexure sédimentaire, encore affaiblie mécaniquement par la montée des ophiolites, ait pu céder sous l'effet des contraintes. On peut s'interroger sur la nature de ces contraintes: poussée tangentielle d'E en W faisant chevaucher Sesia Lanzo sur les socles Grand Paradis-Dora Maira et leur couverture?

poussée à composante principale verticale déprimant le compartiment occidental par rapport à Sesia Lanzo? déformation cisailante le long de cette flexure?

En tout état de cause, il semble qu'à la suite des déformations, Sesia Lanzo (et probablement les unités de socle plus internes) se soit trouvé en position élevée par rapport aux socles occidentaux et à leurs couvertures, la zone de Viù étant la limite entre ces deux domaines⁷⁾. L'interprétation des observations suivantes constitue un argument dans ce sens.

Le massif des péridotites de Lanzo est situé entièrement à l'E de la zone de Viù, donc sur le socle Sesia Lanzo. Le litage des péridotites, considéré comme parallèle au plancher de celles-ci, est subhorizontal sur les bordures orientales du massif. Au contraire, quand on se rapproche de la zone de Viù, on observe que ce litage prend un pendage vers l'W de plus en plus fort pour atteindre et dépasser la verticale dans les parties les plus proches de cette zone. Ce vaste mouvement d'éventail dessiné par les plans de litage peut s'interpréter comme la conséquence d'une voûture au niveau du socle le long de la zone de Viù.

Le résultat de cette première déformation est que le massif ophiolitique, à cheval sur ces zones, a pu être cisailé et en partie basculé, la couverture des péridotites s'étalant vers l'W à la façon d'un jeu de cartes, les termes supérieurs allant le plus loin, comme nous l'avons vu. Dans cette hypothèse, le charriage des termes supérieurs du complexe, par rapport aux schistes lustrés „inférieurs“ de la région d'Usseglio pouvant être subautochtones, aurait une amplitude d'une dizaine de kilomètres. Un décollement majeur se produisant à la surface du complexe ophiolitique, leur couverture de schistes lustrés „supérieurs“, entraînant des copeaux d'ophiolites, aurait pu progresser jusque vers l'extérieur de la chaîne, constituant ainsi la nappe des schistes lustrés.

La dépression de la plaine du Pô pourrait peut-être même apparaître, du moins au départ, comme un rétablissement de l'équilibre isostatique, faisant jouer, une dernière fois, la zone d'écaillés de Viù en sens inverse, c'est à dire en déprimant la bordure orientale jusqu'alors chevauchante.

Pour terminer sur une note plus réservée, il faut reconnaître que ce jeu d'hypothèses n'apporte aucune explication à l'un des problèmes les plus importants de la tectonique alpine: l'origine des plissements d'axe E-W.

⁷⁾ Si la déformation est un chevauchement de Sesia Lanzo vers l'W, la zone de Viù peut s'interpréter comme la „charnière“ brisée de ce chevauchement. S'il s'agit de mouvements relatifs à forte composante verticale, elle apparaît alors comme une zone de glissement.

Bibliographie

- AUBOIN, J. (1961): Propos sur les géosynclinaux. Bull. Soc. géol. France, *III/7*, p. 629.
- BAGGIO, P. (1963): Sulla presenza di una serie Titonico-Cretacea nel Canavese s. s. (Prealpi piemontesi). Atti Ist. Ven. Sci., Lett. ed Arti, *LXXI*, classe di Sci. mat. e nat., p. 216.
- BRUNN, J. H. (1956): Contribution à l'Etude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. Annales géol. des Pays helléniques. Ire sér., *VII*.
- CHATTERJEE, N. D. (1963): Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora-Maira-Massivs, italienische Westalpen. Geol. Rdsch., *53*, p. 536.
- DUBERTRET, L. (1952): Géologie des Roches Vertes du NW de la Syrie et du Hatay (Turquie). (Thèse Paris). Notes et mém. sur le Moyen-Orient.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). (Thèse Paris.) Mém. expl. Carte géol. dét. France a) p. 393 à 405, b) p. 202, c) p. 396, d) p. 348.
- GROLIER, J. et VIALON, P. (1964): La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. Bull. soc. géol. France (7), *VI*, p. 309.
- GUILLOU, J. J. et PRIMEL, L. (1964): Etude géologique et métallogénique du Cap Corse. Thèses 3e cycle Géol. Appliquée. Paris.
- JOHANNSSEN, A. (1952): A descriptive petrography of the igneous rocks. The Univ. Chicago Press, *III*, a) p. 222, b) p. 260.
- LEMOINE, M. (1962): Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés de Queyras (Htes-Alpes) et des régions voisines. C.-R. Soc. géol. France, *7*, p. 186.
- MICHARD, A. (1965): Une nappe de socle dans les Alpes Cottiennes internes? Implications paléogéographiques et rôle éventuel des mouvements crétacés. C.-R. Ac. Sci., *260/14*, p. 4012.
- MICHEL, R. (1953): Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). (Thèse Sc. Clermont.) Sciences de la Terre. Nancy, *1*, 3.4.
- MICHEL, R. et NICOLAS, A. (1961): Textures et débits en coussin (pillows lavas) dans les prasinites de la Stura di Viù (Alpes piémontaises). C.-R. Soc. géol. France, *8*, p. 227.
- PERETTI, L. (1928): La formazione conglomeratiche aquitaniane dei Colli di Superga. Bull. Soc. Geol. Ital., *47*, p. 159.
- ROUTHIER, P. (1953): Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie. Mém. Soc. géol. de France, *67*.
- STEINMANN, G. (1926): Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C.-R. XIVe congr. géol. intern. Madrid, fasc. 2, p. 637.
- VIALON, P. (1962): Tectonique et métamorphisme dans le massif de Dora Maira (Alpes Cottiennes). C.-R. Soc. géol. France, *4*, p. 127.
- VUAGNAT, M. (1963): Remarques sur la trilogie serpentinites-gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Geol. Rdsch. *53*, *1*, p. 336.

Manuscrit reçu le 31 octobre 1965.