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

Band: 48 (1968)

Heft: 1: Symposium "Zone Ivrea-Verbano"

Artikel: Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone des Sesia Lanzo

Autor: Nicolas, Adolphe

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-37757

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: 12.07.2025

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

Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia Lanzo

Par *Adolphe Nicolas* (Nantes) *)

Avec 1 figure et 1 tableau dans le texte

Résumé

Les liens entre les ophiolites piémontaises et la masse ultrabasique de Lanzo permettent de conclure à la mise en place de celle-ci pendant le Mésozoïque. La lentille N de ce massif semble reposer sur les formations de Sesia-Lanzo, la bordure occidentale plongeant dans la pincée synclinale de Viù-Locana. La lentille S ainsi que des jalons plus méridionaux encore (Trana, Piossasco) sont incorporés à cette zone d'écailles tectoniques dont la puissance atteindrait une douzaine de km. Les structures laissent prévoir un enracinement profond des ultrabasites. L'étude géochimique et minéralogique en cours engage à rapprocher de ces massifs celui de Locana, plus septentrional mais également pris dans la zone de Viù-Locana.

Ainsi se distingue un premier groupe de massifs, liés à la zone de Viù-Locana ou à sa bordure immédiate, qui seraient les témoins d'une couverture ultrabasique mésozoïque, actuellement réduite. Leur cristallisation semble s'être opérée dans des niveaux superficiels de l'écorce terrestre.

Les massifs de Rivara et de Baldissero appartiendraient à un second groupe dont les affleurements se localisent dans les zones les plus internes (Canavese et Ivrée). Ces massifs ont ce trait commun de présenter des paragenèses magmatiques initiales, de grande profondeur. Ainsi dans le massif de Rivara, trouve-t-on, associées aux lherzolites, des norites rubanées à almandin dont la cristallisation „gabbroïque" semble précédée par un stade „ariégitique".

Il est prématuré de chercher des liens génétiques entre ces groupes.

Abstract

Relationships between the Piémont ophiolites and the Lanzo ultrabasic mass suggest that the latter was emplaced during Mesozoic times. The northern lens of the Lanzo mass appears to overlie the Sesia-Lanzo formations, while its western border dips into the Viù-Locana root-zone. The southern lens, as well as two small bodies (Trana, Piossasco) are incorporated into the Viù-Locana Zone, whose thickness may be of the order of 12 km. Structural features suggest that the roots of the ultrabasic rocks are deep-seated. North of the Lanzo massif, the first results of geochemical and mineralogical investigation point to genetic relationships between those massifs and the Locana one, also included in the Viù-Locana Zone.

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

In the light of these considerations, a first group of ultrabasic massifs is defined; it is associated with the Viù-Locana Zone or its border, and may constitute evidence for an ultrabasic Mesozoic cover, at present largely reduced. These massifs appear to have crystallised at high crustal levels.

The Rivara and Baldissero massifs belong to a second group, whose outcrops are localised in the more internal zones (Canavese and Ivrea). They both exhibit paragenetic assemblages characteristic of initial deep-seated magmatism. In the Rivara massif, for instance, the gabbroic crystallisation of almandine-bearing norites appears to have been preceded by an "ariegitic" phase.

It is not yet possible to establish genetic relationships between the two groups.

I. Introduction

Les massifs ultrabasiques jalonnant les zones internes, dans les Alpes piémontaises, ont fait l'objet de plusieurs études s'attachant en particulier à les classer en deux groupes: celui des ultrabasites paléozoïques (Baldissero-Castellamonte...) et celui des ultrabasites mésozoïques, liées aux ophiolites (Lanzo, Pesmonte) (V. Novarese, 1929; E. Sanero, 1931/32—1941; M. Fenoglio, 1933—1941—1956; G. Rigault, 1958).

Nous nous proposons de reprendre leur étude sur des bases nouvelles, afin de dégager leurs liens génétiques réciproques (étude minéralogique et géochimique) et de préciser leurs positions respectives et relatives au sein des zones internes (étude structurale).

Quatre massifs, situés de part et d'autre de celui de Lanzo, retiendront notre attention car, ayant partiellement échappé aux transformations alpines, ils se prêtent à une telle recherche. Nous les comparerons successivement à celui de Lanzo qui est relativement bien connu (A. Nicolas, 1966, 1967). Malheureusement, nos données actuelles sont encore très incomplètes et nous ne dépasserons guère, pour le moment, le stade de l'inventaire et de la description rapide.

II. Le massif de Lanzo

Description pétrographique succincte

Le massif de Lanzo (situation voir fig. 1) se divise en deux ellipses séparées par le décrochement important du Valle della Torre. Toutes deux sont composées de la même lherzolite feldspathique, rubanée, très homogène à l'échelle du massif[1]): seule exception reconnue, une lentille hectométrique de dunite,

[1]) Rappelons la composition minéralogique de la lherzolite (A. Nicolas, 1966). Elle oscille autour de la moyenne suivante:

— 60% (pourcentage pondéral) de forstérite à 91% Fo.
— 15 à 20% d'enstatite (Mg = 87,5%; Fe + Mn = 9,5%; Ca = 3,0%).
— 6 à 10% d'endiopside (Mg = 50%; Ca = 44%; Fe + Mn = 6%).
— 6 à 8% de labrador à 62% An.
— 2% de spinelle chromifère.

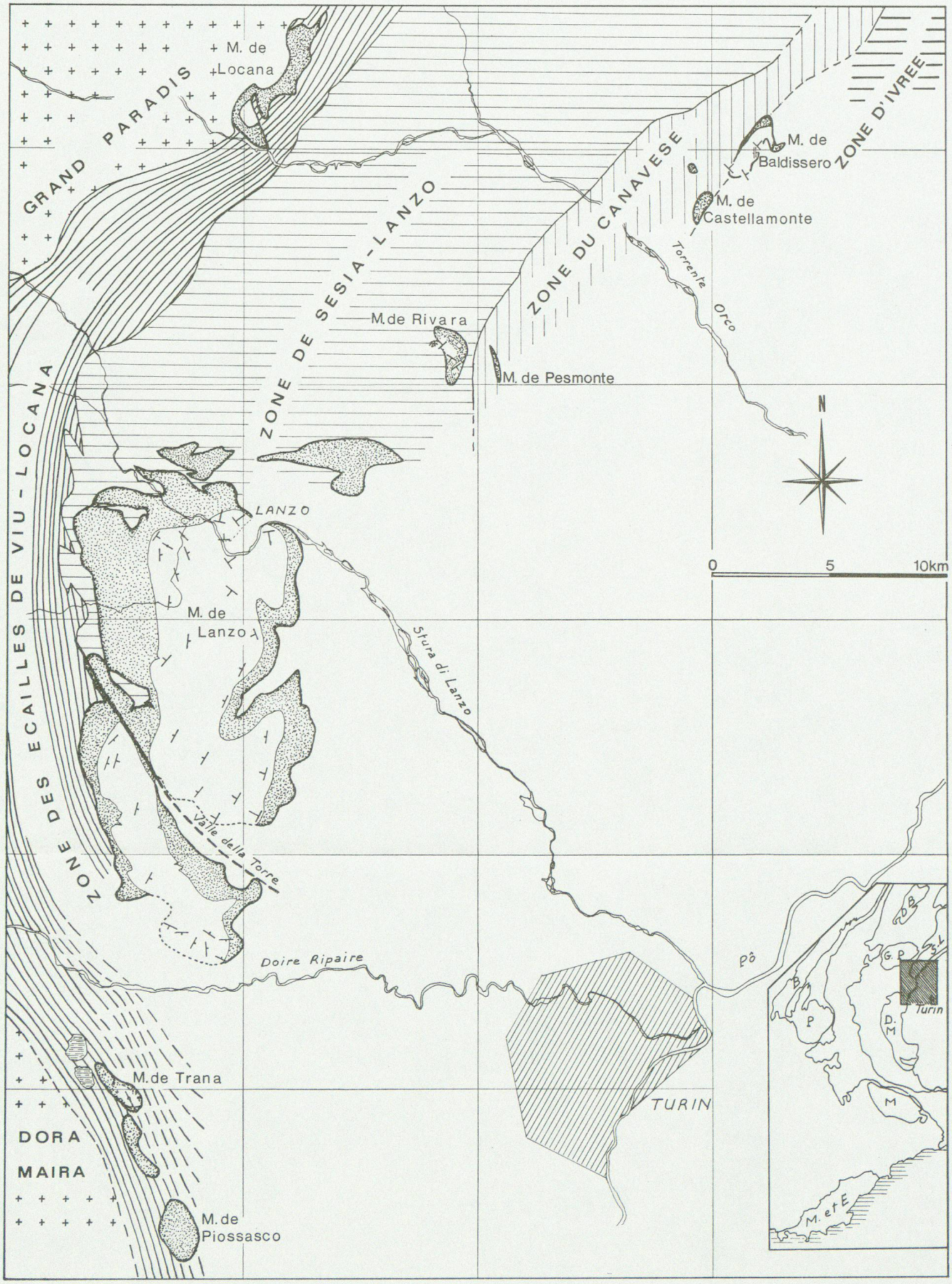

Fig. 1. Situation des massifs ultrabasiques au sein des unités structurales, dans les Alpes occidentales.

Légende: en pointillé, les serpentinites; en blanc au sein des serpentinites, les lherzolites. Les signes de direction et de pendage indiqués sont ceux des plans de rubanement magmatique.

Leere Seite
Blank page
Page vide

s'allongeant à peu près suivant le plan du rubanement, dans l'ellipse méridionale de Lanzo.

A l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, le stock feldspathique et pyroxénitique n'est pas toujours uniformément réparti. Tantôt les plagioclases se disposent au sein de la lherzolite en lentilles plates allongées parallèlement, conférant à la roche une orientation nette, encore soulignée par un certain étirement des autres minéraux. Tantôt le feldspath s'associe aux pyroxènes et à un peu d'olivine pour constituer des lits bien individualisés, à tendance troctolitique ou pyroxénitique. Ces lits sont remarquablement parallèles et limités par des faces parfaitement planes. Les minéraux constitutifs sont identiques à ceux de la péridotite massive. Quelle que soit l'épaisseur du litage (depuis la couche monominérale jusqu'à 30—40 cm), le passage à la roche encaissante est tranché sur le terrain par suite d'une altération différentielle. Il est au contraire insensible en lame mince.

La rythmicité et la régularité du phénomène font pencher pour une origine par différenciation magmatique. Cependant, des déformations subies par les minéraux, dans ce même plan, évoquent des mouvements laminaires en profondeur (les déformations sont cicatrisées par ces mêmes minéraux magmatiques).

Les lherzolites du massif de Lanzo s'entourent d'une double gaine de faciès serpentinisés: d'abord des lherzolites laminées et partiellement serpentinisées en longues lames parallèles d'antigorite, puis vers l'extérieur, des serpentinites constituées essentiellement d'antigorite en fines lamelles à structure diablastique. La responsabilité de ces transformations incombe incontestablement au métamorphisme alpin. Il existe cependant des indices d'une serpentinisation antérieure, indépendante de toute contrainte et, dans certains cas, le métamorphisme alpin peut n'avoir provoqué qu'une recristallisation des minéraux serpentineux (A. Nicolas, 1967).

Relations dans l'espace et dans le temps avec les ophiolites mésozoïques[2])

Les lherzolites feldspathiques du massif de Lanzo, appartenant à l'unité Sesia-Lanzo, semblent séparées des ophiolites mésozoïques; celles-ci occupent, en effet, au-delà de la zone des écailles de Viù-Locana, l'ensellement, riche en Schistes lustrés, compris entre les massifs cristallins internes de Grand Paradis et de Dora Maira. En fait, les liens ne sont pas aussi distendus: des boutonnières, comme celles de Trave et du flanc occidental du Mte Colombano, attestent de la présence des Schistes lustrés ophiolitifères en couverture de

---

[2]) L'âge mésozoïque des ophiolites piémontaises est incontestable comme le montrent leurs relations avec la série des Schistes lustrés (voir par exemple A. Nicolas, 1966, p. 210).

Sesia-Lanzo; au-delà de la zone de Viù, de vastes massifs de lherzolite laminée sont impliqués dans les plissements des ophiolites. Or ces faciès s'identifient aux lherzolites laminées qui entourent les lherzolites fraîches de Lanzo. Celles-ci, dans leur affleurement originels, devaient déborder de la zone de Sesia-Lanzo[3]).

Ainsi, les Schistes lustrés, les ophiolites et les lherzolites ne semblent pas devoir être séparés, quant à leur répartition géographique, antérieurement à l'orogenèse alpine. Cette présomption est confirmée par l'existence de liens tant géologiques que minéralogiques entre les divers faciès d'ultrabasites et de gabbros métamorphiques, ces derniers faisant partie intégrante des ophiolites (A. Nicolas, 1966, p. 231). Sans préjuger des interprétations que cela peut susciter concernant leur genèse, nos lherzolites semblent donc se rattacher à un complexe ophiolitique mis en place pendant le dépôt des Schistes lustrés, c'est-à-dire probablement vers la fin du Jurassique ou vers le début du Crétacé[4]).

Le rubanement et la structure du massif

La régularité de tracé du rubanement est parfois frappante à l'échelle du massif. Ainsi, dans l'ellipse de Lanzo la même direction se suit sur 8 km sans variations de pendage dépassant 15°. Or, en bordure du massif s'observent d'intenses déformations alpines: plissements d'axe E-W et métamorphisme, qui engendrent les lherzolites laminées et les serpentinites. La régularité du rubanement montre que la déformation alpine d'axe E-W s'amortit rapidement dans la gaine de serpentinites. Nous sommes donc en droit d'attribuer les orientations du rubanement à des déformations plus anciennes.

Suivant l'hypothèse retenue, pour l'origine du rubanement, on peut considérer qu'il est, soit parallèle au plancher sur lequel se serait opérée la cristallisation, soit parallèle aux parois le long desquelles aurait progressé la lame ultrabasique intrusive, c'est-à-dire qu'il est parallèle au plan qui sépare la masse ultrabasique de son substratum. Cette disposition est admise par de nombreux spécialistes (cf. in A. Nicolas, 1966, p. 221). L'étude des plans du rubanement, en raison de son parallélisme avec les surfaces principales limitant la masse ultrabasique, nous renseigne sur la structure actuelle du massif et,

---

[3]) Un roulant de lherzolite fraîche provenant des pentes du Mte Civrari semble même indiquer la présence actuelle de ce faciès au-delà de la zone de Viù, vers l'W.

[4]) La mise en place des ultrabasites n'est vraisemblablement pas plus ancienne, car il n'a jamais été signalé de galets d'une nature aussi caractéristique dans les sédiments mésozoïques; elle n'accompagnerait pas davantage les premières grandes déformations alpines, en raison des liens étroits avec les gabbros métamorphiques et, par eux, avec les prasinites dérivant d'anciens faciès volcaniques ou subvolcaniques épanchés dans les Schistes lustrés.

peut-être, sur les grandes déformations subies par celui-ci lors de la première phase tectonique alpine (A. NICOLAS, 1966).

A cet égard, les lentilles N et S du massif de Lanzo, séparées par un décrochement majeur suivant le Val della Torre, ont des structures franchement distinctes.

Comme nous l'avons déjà noté, dans la lentille N, le rubanement présente une remarquable continuité longitudinale. Transversalement, c'est-à-dire d'E en W, son plan se redresse progressivement, le pendage passant de 30—35° W à la verticale, qu'il dépasse même aux abords de la limite occidentale. Bien que localement compliqué, ce vaste mouvement d'éventail indiquerait que le massif septentrional de Lanzo repose vers l'E et le NE sur les Gneiss minuti de Sesia-Lanzo, tandis que vers W il s'enracine progressivement dans la zone des écailles de Viù-Locana, ici orientées N-S avec un pendage E de 50—60° en moyenne (A. NICOLAS, 1966, fig. 40).

Dans cette interprétation, on peut estimer que l'érosion a réduit à ses limites actuelles une couverture ultrabasique qui s'étendait vers l'E et le NE. Cette hypothèse m'a guidé vers l'étude des jalons ultrabasiques situés au N du massif de Lanzo.

La lentille S du massif de Lanzo, de dimension plus restreinte, présente une disposition du rubanement bien différente. Son plan est très redressé: sa direction varie et semble s'ordonner en vastes plis d'axe proche de la verticale (A. NICOLAS, 1966, p. 254), coïncidant avec ceux de la zone de Viù (p. 252)[5]. Cette lentille méridionale du massif de Lanzo est intégralement incorporée à la zone des écailles de Viù-Locana et a participé à ses premières déformations[6]. En raison du redressement du rubanement dans cette région, il est probable que la lentille méridionale du massif de Lanzo s'enracine profondément.

III. Les autres massifs

Piossasco (S de Lanzo)

Contrairement aux indications de la feuille géologique au 1/100000, „Pinerolo", il n'existe pas de lherzolite fraîche dans le petit massif de Piossasco; tout au plus peut-on y observer, au cœur de serpentinites métamorphiques, des lherzolites laminées, comparables à celles que nous avons décrites et relevant d'une même origine.

---

[5]) Des déformations du même style s'observent dans l'angle NW de la lentille N, en bordure de la zone de Viù.

[6]) L'étude des paragenèses métamorphiques liées à ces déformations nous apprend que des conditions de haute pression (8—10 kb) et de basse température (200—300°) régnaient alors (p. 267). Nous admettrons que, dans ce climat, la roche ultrabasique a pu subir une déformation souple à grand rayon de courbure.

Trana (S de Lanzo)

Par contre, une lherzolite relativement fraîche s'observe dans le petit massif de Trana, au sein de serpentinites et de faciès laminés. Bien que grossièrement découpée par une schistosité fruste, s'accompagnant d'un début de serpentinisation, elle montre encore une orientation magmatique soulignée ici par la répartition en lentilles du feldspath.

Pétrographiquement et minéralogiquement (au vu des caractères optiques, tableau 1), la lherzolite feldspathique de Trana est en tous points identique à celle de Lanzo. Elle en représente un jalon méridional, peut-être même en continuité directe sous les alluvions de la Doire Ripaire, comme pourrait l'indiquer l'absence de l'habituelle gaine de serpentinites à la limite S de la

Tableau 1. *Angles des axes optiques des principaux minéraux des roches étudiées. Ce paramètre est utilisé car des données plus complètes et plus significatives ne sont pas encore disponibles pour tous les massifs considérés*

Massifs	Olivine	Ortho-pyroxène	Clino-pyroxène	Hornblende brune	Plagioclase
Lanzo[1]	$2V_Z = 87 \pm 1$[1]	$2V_Z = 87 \pm 3$[1]	$2V_Z = 53 \pm 2$[1]	non	$2V_Z = 90 \pm 5$[1] Nverre = 1,541 An. 60—65%
Trana	$2V_Z = 87 \pm 1$	$2V_Z = 87 \pm 1$	$2V_Z = 52 \pm 1$		Mesures impossibles
Locana faciès normal	$2V_Z = 86 \pm 1$	$2V_Z = 85 \pm 1$	$2V_Z = 58 \pm 2$		
Locana faciès mylonitique	$2V_Z = 90 \pm 1$	$2V_Z = 83 \pm 2$	$2V_Z = 58 \pm 2$		
Rivara lherzolite	$2V_Z = 87 \pm 2$	$2V_Z = 80 \pm 2$	$2V_Z = 57 \pm 1$	dans les rubanements pyroxénitiques	
Rivara norite		$2V_X = 70 \pm 2$ (hypersthène)	$2V_Z = 52 \pm 3$[2]	$2V_X = 82 \pm 5$[2]	$2V_Z = 90 \pm 2$ Nverre = 1,549 An. 75%
Baldissero	$2V_Z = 87 \pm 1$	$2V_Z = 87 \pm 2$	$2V_Z = 59 \pm 2$	$2V_X = 83 \pm 5$[2]	traces

[1] Moyenne des mesures effectuées sur 8 et 9 échantillons distincts. Les écarts mesurent ici les différences entre les échantillons. Dans les autres cas, ils mesurent l'erreur analytique sur un même échantillon.

[2] Valeur moyenne d'un minéral zoné.

lentille méridionale de Lanzo. Malgré leur état de transformation plus avancé, les faciès du massif de Piossasco semblent en être aussi un prolongement.

L'orientation du rubanement dans le massif de Trana montre que les petits massifs de Piossasco et de Trana sont incorporés à la zone des écailles de Viù-Locana qui prend de ce fait, dans cette région, une extension considérable puisque, sur une douzaine de kilomètres, se succèdent des formations très redressées.

Locana (N de Lanzo)

Le petit massif ultrabasique de Locana s'insère dans la zone tectonique de Viù-Locana. C'est certainement la cause de l'extension considérable qu'y prennent les faciès de lherzolites métamorphiques laminées. A côté de ces faciès et des serpentinites métamorphiques banales, notre reconnaissance nous a mis en présence d'une lherzolite mylonitique dont l'écrasement relève, comme c'est le cas pour certaines lherzolites de Lanzo, de déformations réalisées en profondeur (absence de serpentine, cicatrisation par les minéraux magmatiques). Malheureusement, il n'a pas été possible de mesurer sur le terrain l'orientation du plan de cette déformation.

Pétrographiquement et minéralogiquement (propriétés optiques, tableau 1), la lherzolite de Locana s'identifie à celle de Lanzo. Notons toutefois l'absence apparente de plagioclase en lames minces et les quelques différences que présente le faciès mylonitique avec le faciès normal. Outre les propriétés optiques de l'olivine (tableau 1), cette roche se distingue par son pourcentage très modeste de clinopyroxène qui l'apparente à une harzburgite et par l'absence complète de serpentinisation (ce qui semble un trait assez courant des ultrabasites mylonitisées). Néanmoins, comme dans la lherzolite banale, s'observent des nids chloriteux dont le cœur présente un cerne noir, au contour lobé, évoquant le remplacement d'un spinelle. Le seul autre remplacement consiste en une légère trémolitisation des pyroxènes. Ces phénomènes semblent imputables à des conditions physiques plus sévères que celles de la serpentinisation (au-dessus de 400° c'est-à-dire à des températures excédant celles du métamorphisme épizonal alpin). Les analogies concernant la nature pétrographique et minéralogique, la position structurale (comparable à celle de la lentille méridionale de Lanzo) ainsi que l'association, sur le terrain, avec des ophiolites métamorphiques, permettent de penser que les ultrabasites de Locana et de Lanzo appartiennent au même complexe ophiolitique. En l'absence de mesures sur le rubanement, on ne peut discuter l'éventuel enracinement de cette masse ultrabasique dans la zone des écailles de Viù-Locana.

Rivara (N de Lanzo)

Le massif de Rivara se situe dans la zone de Sesia-Lanzo. Il est séparé par une couverture morainique du pointement de Pedimonte (ou Pesmonte),

appartenant encore à l'unité du Canavese. Ce dernier contient, en reliques, des lherzolites largement serpentinisées, déjà étudiées par M. Fenoglio (1933, p. 61) qui en a donné une analyse chimique[7]).

Description des faciès du massif de Rivara. Plutôt que celui de Pesmonte, le massif de Rivara a retenu notre attention car les roches y sont plus fraîches. Une première reconnaissance a permis d'y découvrir de belles norites rubanées, incontestablement liées, comme nous allons le voir, aux lherzolites.

Les lherzolites montrent encore, en dépit d'intenses déformations alpines et d'une certaine serpentinisation métamorphique (fibrilles orientées d'antigorite), la trace d'un rubanement magmatique marqué, ici, par des lits pyroxénitiques à orthopyroxène et clinopyroxène, spinelle vert-brunâtre et traces de hornblende brune.

Les contacts observés jusqu'à présent entre les ultrabasites et les norites sont de nature tectonique. Les norites sont, dans l'ensemble, très déformées et recristallisées. Ces transformations sont imputables à l'orogenèse alpine comme nous le montrent, à un stade encore „embryonnaire", les structures et les minéraux néoformés[8]). Dans le lit du Rio della Madonna affleurent cependant des faciès frais, au rubanement souligné par des variations de grain et de composition (lits à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende brune).

La bytownite de ces norites représente à peu près 50% de la roche. Ses contacts avec les pyroxènes sont parfois soulignés par une frange fine et régulière de grenat ($n = 1{,}782 \pm 0{,}002$; $a = 11{,}590 \pm 0{,}005$ Å; par report sur un diagramme en n/a on peut diagnostiquer: almandin 52%, pyrope 26% et grossulaire 22%). Le métamorphisme alpin n'est pas responsable de l'apparition de ce minéral car il s'observe surtout dans les faciès frais et tend à se chloritiser lors du métamorphisme. Un métamorphisme plus ancien et de degré élevé ne semble pas davantage évocable car aussi bien l'encaissant que les roches basiques ou ultrabasiques n'en présentent pas la trace. D'ailleurs, le liseré de grenat ne correspond pas à une zone réactionnelle car il n'est pas continu entre plagioclase et pyroxènes, et il s'insinue tout aussi bien entre ces derniers.

---

[7]) L'étude des contacts entre cette ultrabasite et les schistes jurassiques encaissants a conduit V. Novarese (1929) à lui attribuer un âge mésozoïque, également retenu pour les formations de Rivara. Récemment P. Baggio (1965) a repris cette question et montré que les contacts considérés sont tectoniques, donc sans signification. Il discute également certaines analogies ou différences chimiques sur lesquelles s'appuie M. Fenoglio (1933) pour distinguer des ultrabasites mésozoïques et d'autres plus anciennes et il montre leur inconsistance que nous avons aussi dénoncée (A. Nicolas, 1966, p. 233).

[8]) Les gabbros de ce massif permettent de saisir le passage des faciès magmatiques aux faciès métamorphiques épizonaux si largement développés dans les zones plus externes. Ils constituent donc un terrain de choix pour l'étude du métamorphisme alpin à son début. Cette étude est actuellement entreprise dans notre laboratoire par F. Boudier.

Sa présence évoque plutôt un début de cristallisation à très haute pression qui, menée à terme, aurait conduit à une paragenèse d'ariègite à grenat et clinopyroxène à tendance sodique. Une détente, avant la fin de la cristallisation, aurait permis l'apparition de plagioclase basique. En appliquant les données expérimentales de I. KUSHIRO et H. S. YODER (1966), qui ne tiennent pas compte de la présence limitée de fer dans les ferro-magnésiens et de sodium dans le plagioclase, le passage de la première paragenèse (grenat + clinopyroxène) à la seconde (2 pyroxènes, plagioclase, spinelle) s'effectuerait pour des pressions allant de 12 à 16 kb et des températures, de 1100° à 1400°. Signalons encore, dans cette roche, l'abondance de la hornblende (teintes de polychroïsme: Z = brun clair orangé; Y = marron assez soutenu; X = incolore jaunâtre) et des traces de phlogopite.

Le lien des norites avec les lherzolites voisines est certain, comme le montre l'existence, dans les deux formations, d'un rubanement constitué par les mêmes espèces (orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende brune peu courante dans les autres lherzolites de la région).

Structure, relations avec le massif de Lanzo. L'étude du rubanement dans les lherzolites et les norites du massif de Rivara ne permet actuellement aucune conclusion, les plans ne possédant aucune continuité sur le terrain. Notons simplement que leur pendage est habituellement faible et qu'il ne dépasse pas 60°. La dispersion du rubanement est due aux déformations alpines comme le montrent les structures sur le terrain et l'appoint d'un léger métamorphisme alpin. La minceur de la gaine de serpentinites semble responsable de ces transformations car, contrairement à une gaine plus puissante, elle ne peut assurer le rôle d'amortisseur et par là même d'écran[9]) autour des faciès magmatiques.

Quant aux relations pétrographiques et minéralogiques avec les faciès de Lanzo qui nous servent de référence, elles n'apparaissent pas clairement. Remarquons l'écart des propriétés optiques des pyroxènes (sans y attacher plus de prix qu'il ne convient), l'absence, au moins apparente, de plagioclase et, au contraire, la présence d'une hornblende brune. Il n'est pas possible de comparer la norite de Rivara avec les gabbros ophiolitiques de la région de Lanzo en raison de leur complète recristallisation métamorphique. Pourtant des calculs pétrochimiques nous avaient conduit à les considérer comme pouvant dériver de gabbros troctolitiques à hornblende brune. Par contre, une grande ressemblance paraît exister entre les norites de Rivara et celles du massif de Finero où P. VOGT (1962) décrit des faciès rubanés, le plus souvent à bytownite, hypersthène ($2VX = 68°$), clinopyroxène, hornblende brune ou verte et *grenat.*

---

[9]) L'effet d'écran des serpentinites vis-à-vis du métamorphisme est étudié par ailleurs (A. NICOLAS, 1966).

Baldissero (N de Lanzo)

Le massif ultrabasique de Baldissero, prolongé au S par le massif, plus serpentinisé, de Castellamonte, se situe entre les zones du Canavese et d'Ivrée. Une reconnaissance rapide a permis d'y reconnaître l'homogénéité des structures et, semble-t-il, des faciès. La roche étudiée est une belle lherzolite fraîche, mais intimement déformée. Les olivines, tordues, s'entourent directement de leurs débris, sans trace de serpentine; les seuls minéraux de remplacement sont, comme dans le faciès mylonitique de Locana, la trémolite et une chlorite magnésienne. La déformation pourrait relever des mêmes conditions physiques.

Empruntons quelques données à l'étude minéralogique et géochimique complète d'un échantillon, étude dont les résultats seront publiés à l'occasion d'une comparaison géochimique de nos différents massifs. La roche se compose, en poids, de 55% d'olivine à 89,1% Fo, de 28% d'enstatite (Mg = 87,1; Fe = 10,8; Ca = 2,1), de 14% de diopside (Mg = 49,0; Ca = 46,1; Fe = 4,9) chromifère (1% Cr_2O_3) à tendance jadéitique (environ 10% jadéite), de 3% de ceylonite chromifère (12,7% Cr_2O_3), de traces de hornblende brun-clair et de quelques grains par kg de roche, de plagioclase basique.

Les analyses chimiques des lherzolites de Lanzo et de Baldissero sont identiques. Sans vouloir trop anticiper sur le résultat de l'étude géochimique comparée, on peut conclure que les différences de nature et de composition minéralogique existant entre ces deux roches résultent assurément de conditions physiques différentes lors de la cristallisation. A la place des 6 à 8% de labrador qui fixent l'excès d'aluminium, de calcium et de sodium, nous trouvons, dans la lherzolite de Baldissero, un pourcentage presque double d'un clinopyroxène au chimisme nettement alumineux et sodique, ainsi qu'un spinelle alumineux. Compte tenu des remarques faites p. 153, les résultats expérimentaux de I. Kushiro et M. S. Yoder (1966) permettent de donner l'ordre de grandeur des pressions mises en jeu pour réaliser ces diverses paragenèses: au dessous de 8—9 kb pour Lanzo et entre 8—9 kb et 15—23 kb pour Baldissero. Cependant, les traces de plagioclase décelées dans le lherzolite de Baldissero indiqueraient une fin de cristallisation dans des conditions assez voisines.

Structure. Le rubanement dans la lherzolite de Baldissero est souligné par l'étirement des cristaux vert-vif de diopside ou noir d'encre de spinelle et par des lits pyroxénitiques à enstatite et surtout diopside. Ce rubanement est coupé par des filons centimétriques, réguliers mais espacés, constitués principalement par un clinopyroxène lamellaire, de teinte grise, parfois associé à de la hornblende brune. Localement, ces filons secondaires forment des bouffées décamétriques dans lesquelles le clinopyroxène peut dépasser une dizaine de centimètres. Le rubanement et les filons tardifs semblent avoir des directions

constantes à travers le massif (en moyenne, respectivement 140° NE 50° et 0° W 75°). Il est prématuré de chercher à interpréter ces orientations.

IV. Conclusions

Une distinction s'opère entre les massifs plus ou moins impliqués dans la zone des écailles de Viù-Locana et ceux qui affleurent dans des zones plus internes.

Le premier groupe se compose des massifs de Lanzo, Piossasco, Trana et Locana (le cas de ce dernier est un peu moins net), apparentés minéralogiquement et pétrographiquement. La lentille S de Lanzo, prolongée par les massifs de Trana et Piossasco, s'enracine profondément dans la zone de Viù-Locana. Cette unité structurale atteint ainsi une douzaine de km à l'applomb de Turin, tandis que sa courbure s'infléchit vers le SE dans un mouvement qui tend à envelopper la zone de Sesia-Lanzo. La lentille N de Lanzo, au contraire, semble reposer sur les formations de Sesia-Lanzo, avec toutefois un plongement progressif vers l'W à l'approche de la zone de Viù-Locana.

Ces divers massifs pourraient être les témoins d'une puissante couverture lherzolitique s'étendant vers l'W jusque dans le domaine des Schistes lustrés ophiolitifères (les lherzolites laminées de ce domaine se rattachent aux ultrabasites de ce groupe). La mise en place de cette masse semble contemporaine de celle des ophiolites (Jurassique terminal ou Eocrétacé?).

Quant aux massifs affleurant dans les zones les plus internes, Rivara et Baldissero, ils ont en commun de présenter des paragenèses de très hautes pressions. Dans le cas du massif de Rivara, à côté des lherzolites, ce sont des norites à grenat dont la tendance ariégitique indiquerait qu'une première étape de la cristallisation s'est déroulée à quelques dizaines de kilomètres de profondeur. Elle est suivie d'une fin de cristallisation à plagioclase calcique témoignant de conditions plus superficielles. Dans le cas de la lherzolite de Baldissero, c'est, pour un chimisme global identique à celui de la lherzolite de Lanzo, à côté de l'olivine et de l'enstatite, une paragenèse à diopside à tendance jadéitique et spinelle (au lieu du labrador) qui suggère également de grande profondeurs, supérieures à celles où s'est déroulée la cristallisation (ou la recristallisation) de la lherzolite de Lanzo.

L'état actuel de notre étude ne permet pas de se prononcer sur les liens entre ces deux groupes magmatiques. Retenons, qu'outre son gisement plus interne, le second présente une étape de cristallisation à grande profondeur qui n'est pas (ou plus) visible dans le premier.

Il est possible que ces deux groupes soient complètement indépendants, cristallisés dans l'écorce terrestre à des niveaux différents et peut-être à des époques distinctes (le premier serait mésozoïque, le second plus ancien[10])). Mais l'hypo-

[10]) Les faciès du second groupe se rapprochent de ceux du massif de Finero, affleurant plus au N dans la zone d'Ivrée, et où la phlogopite donne un âge Paléozoïque (D. Krummenacher, J. F. Evernden, M. Vuagnat, 1960).

thèse d'une intrusion unique, mésozoïque, n'est pas exclue. Nous devons admettre alors, qu'au moins dans les parties orientales de cette masse, la cristallisation s'est déroulée en plusieurs étapes correspondant aux différents niveaux structuraux atteints successivement lors de la montée. L'étude des déformations ne s'oppose pas à cette conception: derrière les déformations alpines s'accompagnant de serpentinisation, existent la trace de déformations réalisées dans des conditions plus sévères (trémolite + chlorite, sans serpentine) et, même, de déformations „synmagmatiques" suivant un plan parallèle à celui du rubanement.

Ouvrages cités

BAGGIO, P. (1965): Geologia della zona del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgne (Prealpi Piemontesi). Estr. dalle Mem. Accad. Patavina di SS.LL.AA. Cl. Sci. Mat. Nat., LXXVII, p. 41.

FENOGLIO, M. (1933): Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti et serpentini. Period. Mineral. 4, p. 42.

— (1956): La massa peridotico-serpentinosa di Castellamonte e il suo significato geologico. Rend. Soc. Mineral. Ital. 12, p. 130.

FENOGLIO, M. et SANERO, E. (1941): I giacimenti di magnesite delle Prealpi piemontesi. Period. Mineral. 12, p. 83.

KRUMMENACHER, D., EVERNDEN, J. F., VUAGNAT, M. (1960): Sur l'âge absolu de la péridotite micacée de Finero (zone d'Ivrée). Arch. Sci. Genève, 13, p. 369—373.

KUSHIRO, I., YODER, H. S. (1966): Anorthite-forsterite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. J. Petrology, 7/3, p. 337—362.

NICOLAS, A. (1966): Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maïra et Grand Paradis (Alpes piémontaises); le complexe ophiolites-Schistes lustrés. Thèse. Nantes, éd. Faculté des Sciences.

— (1967): Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maïra et Grand Paradis. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 43, p. 139—167.

— Serpentinisation d'une lherzolite: bilan chimique, implication tectonique. Bull. volcanologique (sous presse).

NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 22, p. 65—212.

RIGAULT, G. (1958): Ricerche sulla massa peridotitico-serpentinosa di Germagnano in Val di Lanzo. Period. Mineral. Ital. 27, N⁰ 2—3, p. 247—264.

SANERO, E. (1931): Sulla lherzolite di Baldissero (Piemonte). Period. Mineral. N⁰ 1, p. 35.

— (1932): Sopra alcune roccie del Monte Musine (Valle di Stura). Period. Mineral. N⁰ 2, p. 87—123.

VOGT, P. (1962): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Peridotitstock von Finero. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 42/1, p. 60—125.