

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

**Band:** 52 (1972)

**Heft:** 1

**Artikel:** Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes  
piémontaises)

**Autor:** Boudier, Françoise / Nicolas, Adolphe

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-40596>

### **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:** 01.04.2025

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

# Fusion partielle gabbroïque dans la lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises)\*)

Par *Françoise Boudier* et *Adolphe Nicolas* (Nantes, France)\*\*)

Avec 8 figures et 2 tables dans le texte

## Résumé

Les lherzolites de la façade Ouest du massif de Lanzo ont subi une fusion partielle marquée par différentes étapes. La première conduit à l'individualisation de petites lentilles feldspathiques, obliques sur la foliation, de répartition diffuse sur le terrain; elle correspond à moins de 4% de fusion (feldspath surtout) dans la lherzolite originelle. Elle proviendrait d'un franchissement du solidus de la lherzolite entre 5 et 8 kb, aux environs de 1150°. La seconde contribue à la formation de filons de gabbros; elle correspond à 5% de fusion (feldspath + clinopyroxène). La dernière correspond à 28% de fusion dans la lherzolite déjà déprimée par les fusions précédentes; touchant essentiellement l'orthopyroxène, elle laisse un reliquat de dunités étroitement localisé au contact de filons. Cette fusion suppose, dans les mêmes conditions de pression, une température atteignant 1600°. La chaleur dissipée ponctuellement par des mouvements sismiques pourrait en être responsable. Les filons de gabbros, qu'ils soient intrusifs ou enracinés sur place, représentent la somme de ces produits de fusion dans des proportions données (30%; 47%; 23%).

La fusion gabbroïque s'est produite pendant que le massif subissait une déformation plastique probablement liée à son intrusion. Celle-ci pourrait être responsable du franchissement de la courbe solidus de la lherzolite dans les parties occidentales du massif. Les premiers produits de fusion se concentrent dans les plans de détente liés au cisaillement, ce qui explique la relation géométrique des lentilles feldspathiques avec les éléments cinématiques de la déformation plastique.

## Summary

Three main stages can be identified in the partial fusion of the Lanzo lherzolites, which occurs along the western margin of the massif. The first one is marked by small feldspathic lenses which are oblique to the foliation plane and very widespread in the field. It has been computed to correspond to less than 4% of mainly feldspathic melting in the original lherzolite. The second one has contributed to the formation of gabbro dikes with

---

\*) Une étude détaillée a été éditée sous la forme de Thèse de 3<sup>e</sup> cycle. Elle peut être fournie sur sa demande au lecteur intéressé par la présente note. Les tests effectués par ordinateur y figurent notamment.

\*\*) Laboratoire de Géologie Structurale, 38 Boulevard Michelet, F-44 Nantes.

a 5% partial melting of feldspar and clinopyroxene composition. The last one occurred in the already depleted lherzolites with a 28% melting of all plagioclase, clinopyroxene and orthopyroxene, resulting in a dunitic residuum which is sharply localized along the dikes. For the same P conditions this fusion requires a temperature increase to 1600°C. This may be due to the heat energy released locally by seismic movement. The gabbro dikes, intrusive or rooted in the lherzolite, are formed by combining these partial fusion products in the following proportions: 30%, 47% and 23%.

The gabbroic partial melting was produced while the massif was plastically deformed, perhaps on its way to higher levels. In the western part of the massif, the plastic deformation might have been responsible for the crossing of the lherzolite solidus between 5 and 8 Kb at about 1150°C. The first melting products then concentrate along planes related to this deformation, as suggested by the geometric relationship between feldspathic lenses and the kinematic elements of the plastic deformation.

## I. INTRODUCTION

On admet que les magmas basiques prennent naissance dans le manteau, par fusion partielle des lherzolites. Leur cristallisation, au cours de la montée, ou dans des chambres magmatiques sous crustales, conduit principalement à des gabbros. Ainsi s'explique l'association fréquente péridotites-gabbros.

Le massif de Lanzo composé de lherzolites feldspathiques offre de remarquables affleurements permettant l'étude de la fusion partielle gabbroïque depuis ses premiers stades jusqu'à la constitution de puissants filons qui ont peut-être nourri les masses importantes de gabbros appartenant au complexe ophiolitique qui s'étend immédiatement à l'Ouest de ce massif. La fusion partielle est ici étudiée des points de vue pétrochimique et structural afin d'en préciser les divers mécanismes et de situer le phénomène dans l'histoire du massif.

## II. MODES DE GISEMENT ET DESCRIPTIONS PÉTROGRAPHIQUES

### A. Situation et histoire du massif

Le massif de Lanzo (références in A. NICOLAS, 1968) est le plus important du chapelet de massifs ultrabasiques jalonnant l'arc alpin occidental. Il couvre une superficie de 145 km<sup>2</sup> dont un peu plus de la moitié est constituée de lherzolite fraîche préservée du métamorphisme alpin par une épaisse gaine de serpentinite. La lherzolite feldspathique, homogène à l'échelle du massif, présente un rubanement pyroxénolitique parfois plissé en plis isoclinaux. Une foliation se développe, le plus souvent parallèlement au rubanement. Cependant elle peut le recouper et le déplacer donnant naissance à une génération de plis de cisaillement de style ouvert, qui peuvent reprendre les plis isoclinaux précédents. Il a été démontré (A. NICOLAS et al., 1971) que cette foliation est l'empreinte d'une déformation à l'état solide. L'origine des gabbros est liée

à cet ultime épisode de l'histoire „profonde“ du massif. Ensuite s'opèrent, en présence d'eau et au dessous de  $500^{\circ}$ , la serpentinisation en lizardite, puis en antigorite (métamorphisme alpin) des péridotites et la rodingitisation des filons de gabbro (op. cit., 1966–1968). Sur le plan structural, le massif subit sur sa bordure de nouvelles déformations dont les dernières ne s'impriment que dans les serpentinites et s'inscrivent dans le cadre alpin.

### B. Mode de gisement des gabbros

Les divers types de gabbros sont concentrés dans les parties occidentales du massif. On peut les classer en 3 types principaux.

1. *Les lentilles feldspathiques* ont une longueur de l'ordre de quelques centimètres; elles sont obliques sur la foliation et le plus souvent disposées en échelons entre deux plans de foliation (Fig. 1) Les relations structurales entre la foliation et l'orientation de ces lentilles seront développées plus loin. Toutes les étapes existent depuis la ségrégation des premiers cristaux de feldspaths dans une lherzolite fortement feldspathique et homogène jusqu'à la formation de lentilles plus épaisses et de filonnets constitués par un mélange de feldspath et de diopside.

2. *Les filonnets formés „in situ“* ont des épaisseurs de 10 à 30 cm. Leurs épontes ne sont pas franchement tranchées et il présentent la même structure



Fig. 1.

Lentilles feldspathiques en échelon, obliques sur la foliation  $S_1$ —Rio Ordagna—Lanzo Nord. Noter la forme sigmoïde. La péridotite au contact des lentilles est pauvre en feldspath.

“En echelon” feldspathic lenses, oblique to  $S_1$  foliation—Rio Ordagna—Lanzo Northern ellipse.



formée de cristaux pluricentimétriques, aux épontes et au centre. On peut observer localement leur enracinement dans la lherzolite sous forme de petits filonnets riches en clinopyroxène vert. Les contacts avec la lherzolite encaissante, de part et d'autre, sont soulignés par une bande de dunite ou de harzburgite dont l'épaisseur dépend de celle du filon. Dans certains cas, cette direction parallèle à celle du filon s'exprime aussi par un litage fruste formé, dans la lherzolite déprimée, proche du filon, par des variations dans les proportions en pyroxènes (Fig. 2). Le rubanement pyroxénolitique faiblement exprimé dans ces zones est alors oblitéré par ce nouveau plan d'organisation. Sa trace ne subsiste plus dans les dunites que sous la forme de chapelets de grains de spinelle.

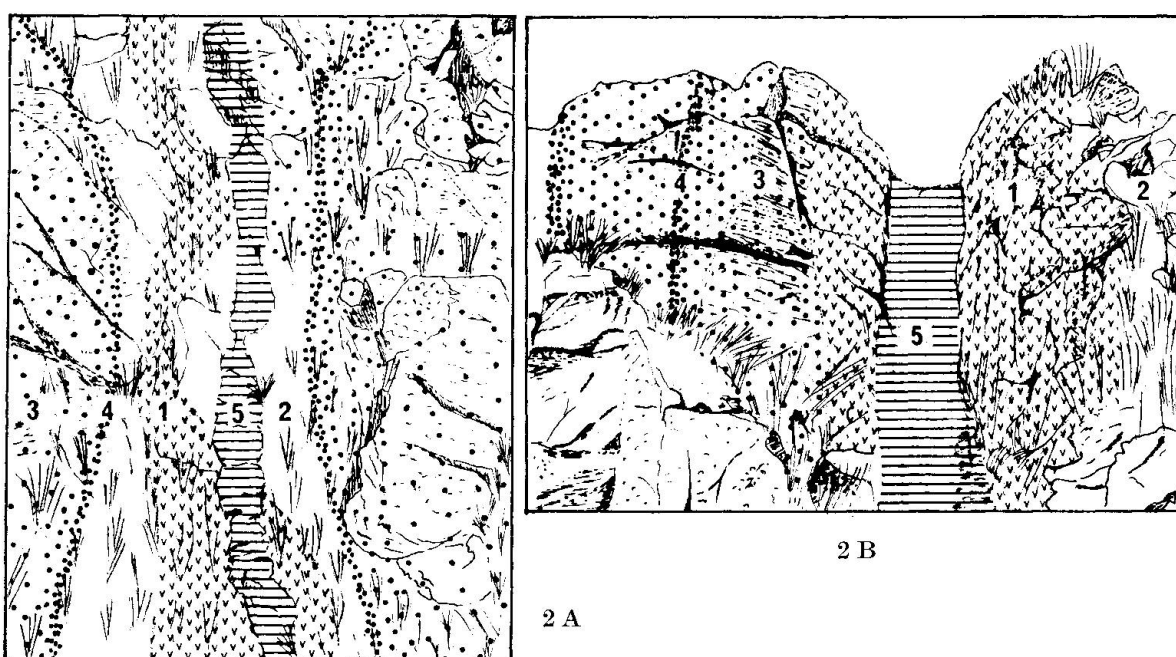


Fig. 2.

Filons formés „in situ“ entourés par des bandes de dunite et par des faciès de lherzolite déprimée. 2A – point 702 – Madonna della Bassa. Les faciès déprimés sont appauvris simultanément en plagioclase et clinopyroxène. 2B – point 751 – Sous Mte Arpone. Par sa proportion dans la lherzolite, le clinopyroxène détermine un rubanement parallèle au filon. 1 dunite, 2 harzburgite, 3 lherzolite déprimée, 4 lherzolite normale, 5 gabbro.

“In situ”-formed dikes with depleted walls. 2A – Madona della Bassa (No 702). The wall lherzolites are simultaneously depleted in plagioclase and clinopyroxene. 2B – Mte Arpone (No 751). Clinopyroxene causes a compositional layering parallel to the dike and independent of the “primary” layering. Legend: 1 dunite, 2 harzburgite, 3 depleted lherzolite, 4 normal lherzolite, 5 gabbro.

3. *Les filons intrusifs* ont généralement une épaisseur plus importante, de 40 cm, à quelques mètres. Ils présentent une zonation interne parallèle aux épontes, soulignée par des changements minéralogiques ou structuraux (structure en peigne, différences de grain). Dans les plus gros de ces filons, les variations de

structure deviennent désordonnées. Ces filons ne présentent pas obligatoirement de la dunite aux épontes et possèdent des contacts tranchés. Toutefois, il est habituel de rencontrer des dunites à leur voisinage; ainsi, au Mte Arpone où ils acquièrent une puissance de plusieurs mètres, leur association avec les dunites donne l'image d'une interstratification à l'échelle de la carte (Fig. 3). Ceci permet de supposer une origine proche de leur lieu d'affleurement. Dans le Nord du massif, le contact occidental de la lherzolite avec la serpentinite est souligné par des amas de gabbro rodingitique décamétriques, résultant probablement du boudinage de filons particulièrement épais. Dans ces zones la déformation à l'état solide est en effet spécialement intense.

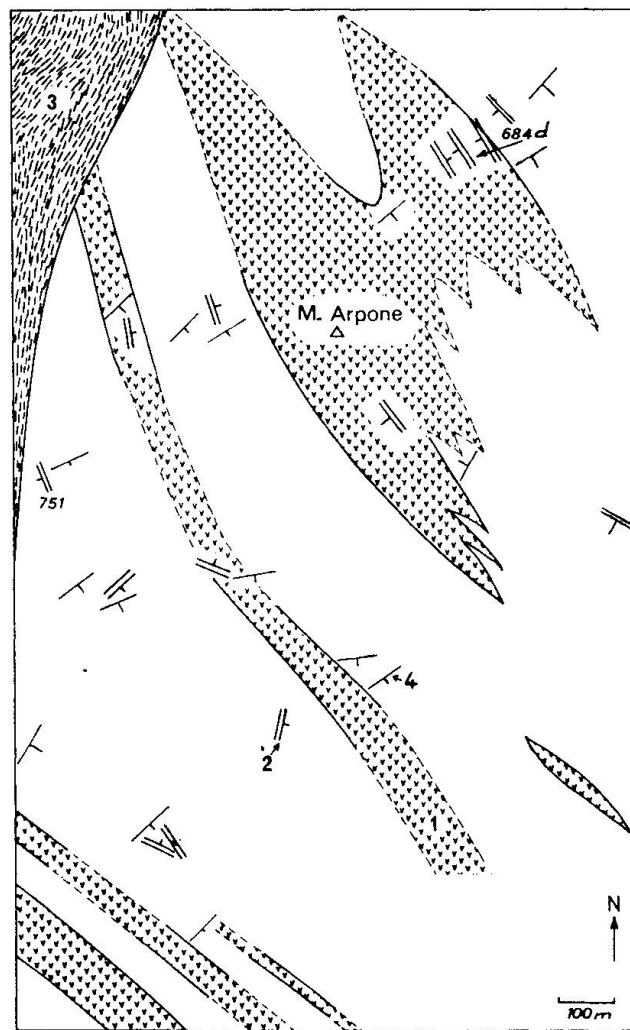


Fig. 3.

Répartition des gabbros et des dunites au Mte Arpone, au sein des lherzolites rubanées. 1 dunite, 2 gabbro, 3 serpentinite, 4 rubanement, en blanc lherzolite, traits continus: contacts suivis, tirets: contacts supposés.

Map of gabbros and dunites around Mte Arpone. Legend: 1 dunite, 2 gabbro dikes, 3 serpentinites, 4 pyroxenitic layering in lherzolites (unshaded area).

### C. Description au microscope des gabbros

Les gabbros sont tous troctolitiques, composés de labrador (table I, 3, 4), d'un diopside identique à celui des lherzolites (table I, 7) et d'olivine (modes, table II). Ils présentent sous le microscope des signes de déséquilibre paragénétique: corrosion des autres minéraux par le feldspath et recristallisations partielles, ainsi que des traces de déformations plastiques. Dans les lentilles, filonnets et filons formés „in situ“ il existe une relation entre la dimension des cristaux de feldspath et de diopside et l'épaisseur du filon: cristaux de l'ordre du millimètre dans des filonnets centimétriques, de l'ordre du centimètre dans les filons décamétriques. Les variations de grain sont considérables dans les filons très puissants, les plus grandes plages de pyroxène dépassant 10 cm.

Un ensemble de filons du Mte Arpone (Fig. 3, éch. 684d) se singularise par sa structure typiquement magmatique et son chimisme (table I, 5 et 8; table II, 5). Le plagioclase y est malgachitique.

Table I. *Analyse chimique des minéraux*

	<i>Plagioclases</i>					<i>Clinopyroxenes</i>		
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	45,41	53,47	50,57	50,52	57,18	50,15	50,27	49,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,95	29,62	28,94	29,03	24,88	5,58	4,63	2,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,12	0,31	0,37	0,33	1,02	1,18	1,81
FeO	0,44	0,31	0,23	0,23	0,44	3,03	3,63	7,79
MnO	0,02	0,07	tr	tr	0,03	0,08	0,09	0,25
MgO	2,47	1,18	0,03	0,03	0,23	16,95	17,68	15,73
CaO	15,28	9,47	13,29	13,29	7,94	19,15	18,80	18,16
Na <sub>2</sub> O	2,00	3,02	4,37	4,37	7,14	0,49	0,54	0,66
K <sub>2</sub> O	0,01	tr	tr	tr	0,11	tr	tr	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,27	tr	tr	tr	0,13	0,60	0,55	0,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	tr	0,05	0,05	0,01	0,03	0,04	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,08	nd	tr	tr	0,00	1,38	1,22	tr
NiO	0,01	tr	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02
P. F	0,53	0,32	0,64	0,69	0,56	0,66	0,70	0,54
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>			0,40	0,41	0,53	0,33	0,40	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,56	1,62	0,31	0,22	0,53	0,22	0,20	0,49
Total	99,20	99,20	99,14	99,22	98,78	99,71	99,97	99,08
	An 80	An 55-65	An 60-65	An 60-65	An 38			

- 1 Lherzolite - Massif de Trana (729b) (Analyste H. Pajou)  
 6 Lherzolite - Madonna Della Bassa (702g) (Analyste J. Thaudière)  
 2 Lherzolite - Route de Viù (368L) (Analyste CRPG, Nancy; in A. NICOLAS, 1966)  
 3 Filonnet gabbroïque - Route de Viù (368 IV) (Analyste J. Thaudière)  
 4 et 7 Filon „in situ“ - Madonna della Bassa (702b<sub>1</sub>) (Analyste J. Thaudière)  
 5 et 8 Filon intrusif andésitique - Mte Arpone (684d) (Analyste H. Pajou)

### D. Mode de gisement et description des dunites

Les dunites associées aux filons de gabbro, affleurent en bandes étroites (Fig. 2) ou en lentilles hectométriques (Fig. 3), suivant la taille du filon. Elles présentent toujours des lits de spinelle remarquablement réguliers, parallèles au

rubanement de la lherzolite encaissante et en continuité avec celui-ci (Fig. 6), indiquant que ce litage de spinelle est ce qu'il reste, dans les dunites, du rubanement pyroxénolitique de la lherzolite. Le spinelle est le seul minéral des dunites, autre que l'olivine. Il se présente en petits grains arrondis, situés indifféremment dans ou entre les plages d'olivine. Dans les lherzolites et pyroxénolites, au contraire, le spinelle est toujours interstitiel avec des contours xénomorphes. L'olivine des dunites constitue des plages pluricentimétriques alors que dans les lherzolites elles ne dépassent guère quelques mm. L'augmentation de taille, ainsi que la présence d'inclusions de spinelle, indique une recristallisation très poussée, précédant la déformation plastique. Parallèlement aux bandes de dunité, les faciès de lherzolite sont plus ou moins déprimés en plagioclase et clinopyroxène et ils passent à des harzburgites (Fig. 2). Généralement l'appauvrissement en ces deux minéraux se fait simultanément.

### III. ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Le diagramme triangulaire MgO-[FeO]-alc. (Fig. 4) situe les gabbros de Lanzo par rapport à différents gabbros associés à des péridotites orogéniques. Dans l'hypothèse d'une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée à partir des mêmes conditions de fusion partielle, le degré de différenciation est une fonction du rapport FeO/MgO. Les gabbros de Lanzo groupés dans ce diagramme près du pôle MgO peuvent être considérés comme plus proches d'un magma originel que tous les autres complexes gabbros-péridotites pris en référence, à l'exception de celui de Ronda. Notons la faible teneur en titane des gabbros de Lanzo. Ces tendances chimiques s'accordent avec les résultats de l'étude pétrographique et structurale concernant l'origine locale de ces gabbros.

Le groupement des gabbros métamorphiques piémontais sur le diagramme MgO-FeO-alc. allant dans le sens d'une différenciation MgO-FeO par rapport à ceux de Lanzo, pourrait indiquer une origine commune par différenciation magmatique dont le terme extrême serait représenté par un filon à andésine malgachitique du Mte Arpone (filon 684d). On peut observer aussi au sein même des gabbros de Lanzo une évolution des produits de la fusion dans la direction MgO-alc. lorsque l'on passe des filonnets aux filons in situ et aux filons intrusifs, évolution reflétée aussi par une diminution régulière de la valeur du rapport Ca/Na (table II).

#### *Relations Gabbros - Lherzolites - Dunites*

Les liens génétiques mis en évidence sur le terrain entre gabbro-lherzolite-dunité apparaissent clairement sur le diagramme en MgO (Fig. 5). Pour chaque

oxyde, les différents groupes pétrographiques s'ordonnent suivant une courbe régulière qui a pu être tracée avec une certaine précision en utilisant les analyses des différents faciès échantillonnés au point 702 (Fig. 2A) dunite, harzburgite, lherzolite plus ou moins déprimée, gabbro.

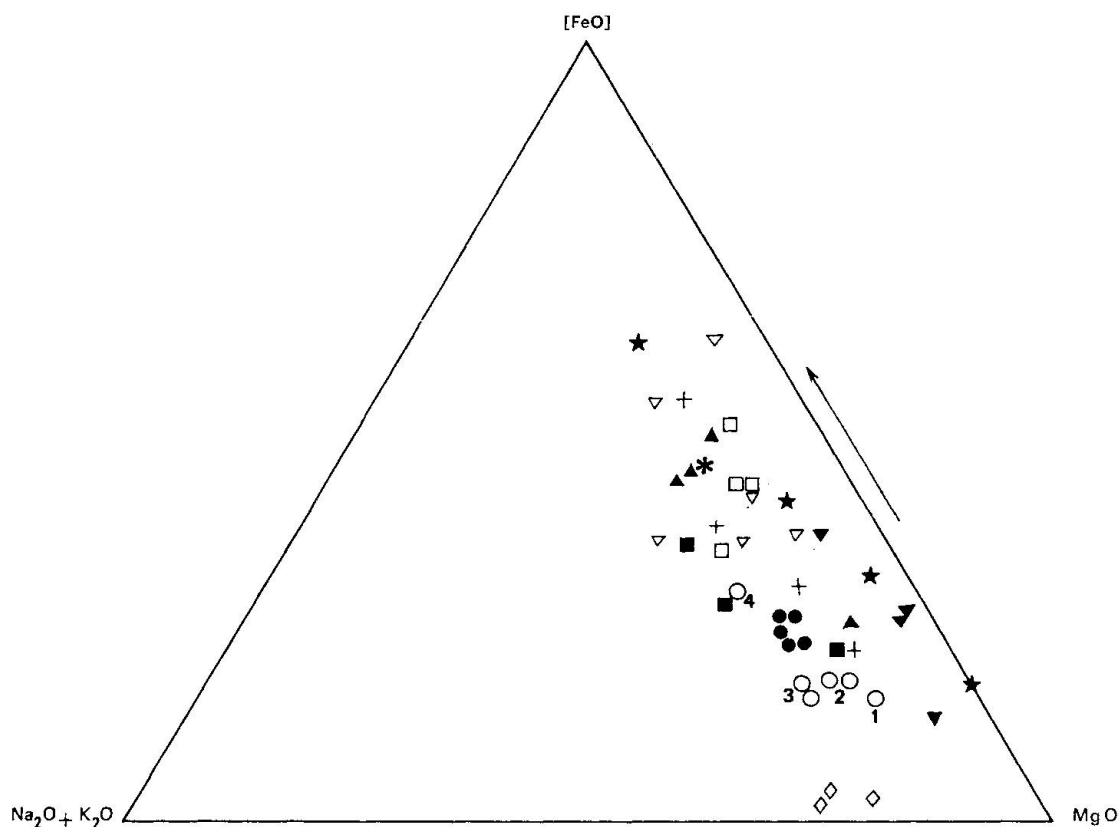


Fig. 4.

Position dans un diagramme MgO-[FeO]-alc. de gabbros provenant d'associations gabbros-péridotites de type alpin ( $[\text{FeO}] = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0,9)$ ).  $\circ$  Lanzo (1) filonnet, (2) filons in situ, (3)-(4) filons intrusifs;  $\bullet$  Gabbros ophiolitiques affleurant à l'Ouest du massif de Lanzo (A. NICOLAS, 1966);  $\nabla$  Corse Sud (MAISONNEUVE, 1959);  $\square$  Santiago de Compostela, Espagne (WARNAARS, 1967);  $+$  sillon médio-atlantique (MIYASHIRO et al., 1970);  $\blacktriangle$  Pinde septentrional, Grèce (PAROT, 1967);  $\blacksquare$  La Casaluna, Corse (FRANCONI, 1967);  $\blacktriangledown$  Syrie Nord-Ouest, Hatay (DUBERTRET, 1952);  $\star$  Vourinos, Grèce (BRUNN, 1956) (MOORES, 1969);  $\diamond$  Ronda, Espagne (DICKEY, 1970);  $\ast$  Moyenne des tholéites du sillon médio-atlantique (ENGEL et al., 1964). La flèche indique le sens de l'évolution des magmas tholéitiques par différenciation.

MgO-[FeO]-alc. diagram for gabbros from alpine-type gabbro-peridotite complexes ( $[\text{FeO}] = \text{FeO} + (\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 0.9)$ ). Legend:  $\circ$  Lanzo gabbros, (1) small dikes, (2) in situ dikes, (3) and (4) intrusive dikes;  $\bullet$  ophiolitic gabbros, outcropping west of Lanzo (NICOLAS, 1966);  $\nabla$  southern Corsica (MAISONNEUVE, 1959);  $\square$  Santiago de Compostella, Spain (WARNAARS, 1967);  $+$  Mid-Atlantic Ridge (MIYASHIRO et al., 1970);  $\blacktriangle$  northern Pinde, Greece (PAROT, 1967);  $\blacksquare$  La Casaluna, Corsica (FRANCONI, 1967);  $\blacktriangledown$  NW Syria (DUBERTRET, 1952);  $\star$  Vourinos, Pinde, Greece (BRUNN, 1956, MOORES, 1969);  $\diamond$  Ronda (DICKEY, 1970);  $\ast$  average composition of tholeiites from Mid-Atlantic Ridge (ENGEL et al., 1964). The arrow indicates the differentiation trend in tholeiitic magmas.

Table II. *Analyse chimique des gabbros*

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	51,47	51,77	49,76	50,86	51,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,43	16,52	19,60	20,43	15,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } [FeO] <sup>1)</sup>	0,81 } 3,18	1,24 } 3,27	0,89 } 2,75	0,73 } 2,81	1,43 } 6,26
FeO }	2,47 }	2,15 }	1,95 }	2,15 }	4,97 }
MnO	0,06	0,01	0,04	0,05	0,12
MgO	12,22	11,98	10,78	11,83	11,22
CaO	10,88	11,86	10,52	8,37	9,64
Na <sub>2</sub> O	2,38	2,61	3,05	3,26	4,29
K <sub>2</sub> O	0,01	tr	tr	0,01	0,03
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,15	0,14	0,01	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,03	0,05	0,03	tr
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,24	0,13	0,14	tr
NiO	0,05	0,02	0,06	0,05	0,01
P. F	0,12	0,55	0,61	0,45	0,35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,61	1,02	1,71	0,99	0,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	0,19	0,12	0,16	
Total	99,97	100,34	99,41	99,51	100,08
D	2,88	2,91	2,86	2,82	2,93
<i>An. modale</i> <sup>2)</sup>					
Plagioclase	52,7	57,7	70,7	74,9	62,0
Clinopyroxène	47,3	29,8	13,6	3,9	25,5
Olivine		12,3	15,6	21,1	12,4
Mg/[Fe]	3,8	3,7	3,9	4,2	1,8
Ca/Na	4,6	4,5	3,4	2,6	2,2
100 Mg	83,1	84,7	84,9	84,6	69,3
Mg + Fe''					
<i>Norme CIPW</i>					
Q					
Or	0,05			0,05	0,17
Ab	20,11 } 56,97	22,05 } 55,37	24,76 } 62,26	27,46 } 68,60	32,46 } 55,71
An	36,80 }	33,32 }	37,50 }	41,07 }	23,08 }
Ne					2,05
Di	12,87 } 34,69	19,20 } 34,78	11,59 } 20,88	0,21 } 15,52	19,76 } 19,76
Hy	21,81 }	14,88 }	9,29 }	15,30 }	
Ol	4,71	6,13	11,96	12,45	19,18
Mgt	1,17	1,79	1,37	1,05	2,06
Chr	0,12	0,23	0,17	0,13	
Il	0,20	0,28	0,30	0,01	0,79
Ap	0,28	0,06	0,15	0,06	
Calc					
Cor					
H <sub>2</sub> O	1,70	1,21	1,93	1,15	0,50
Total	99,75	99,65	98,88	98,87	100,09

1 Filonnet in situ, Mte Arpone (751c).

2 Filon in situ, Ma. della Bassa (702b).

3 Filon intrusif, C<sup>o</sup> Camerletto (744).

4 Filon intrusif, Mte Colombano (749).

5 Filon intrusif andésitique, Mte Arpone (684d); an. J. Thaudière, H. Pajou.

1) [FeO] = Fe total calculé sous la forme FeO.

2) Calculée à l'aide d'un programme de résolution par optimisation de systèmes linéaires sur-déterminés (J. L. BOUCHEZ, 1971).

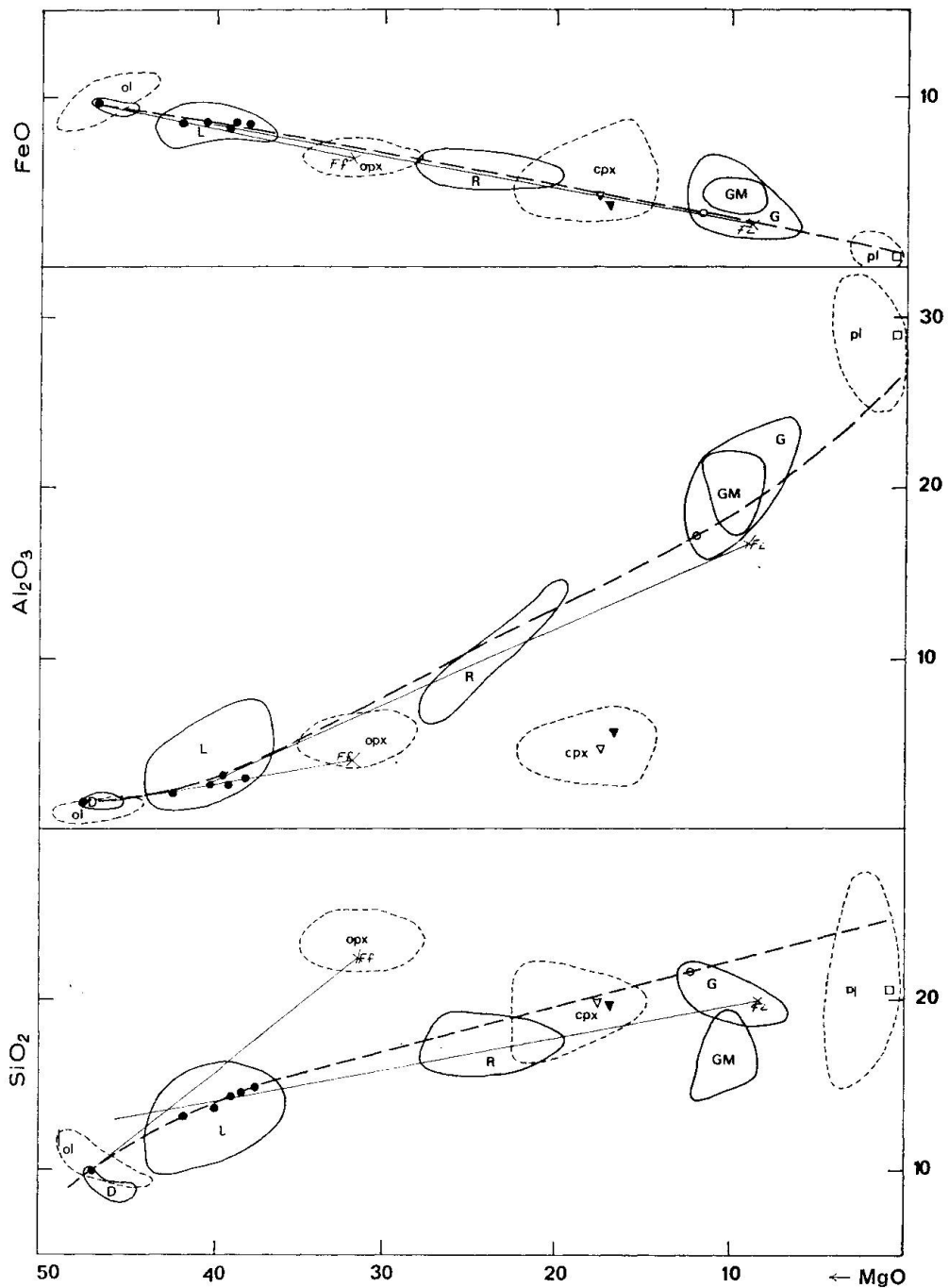
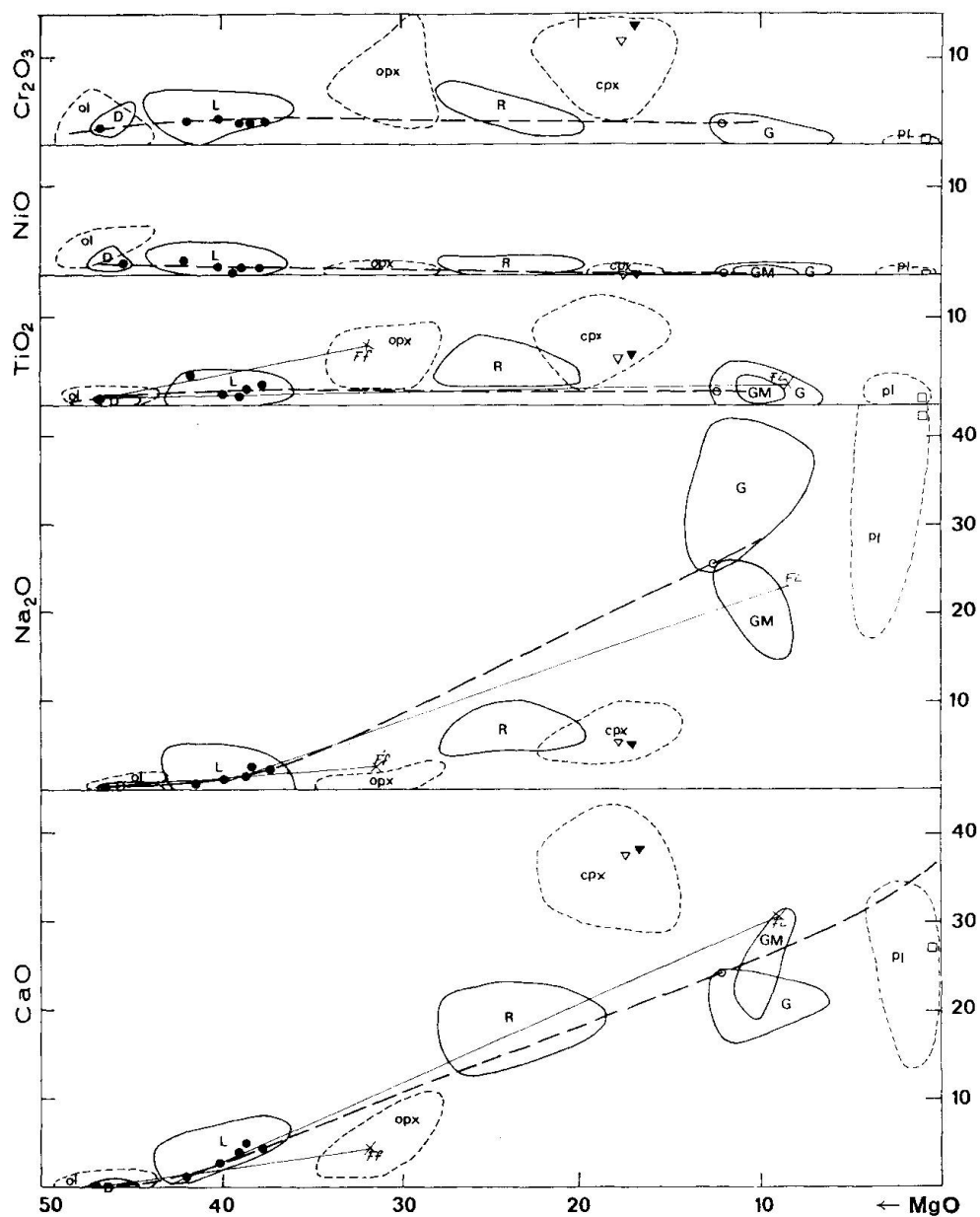


Fig. 5.

Diagramme de variation des différents oxydes en fonction de la teneur en MgO, pourcentages en poids (KUNO, 1969, JACKSON et WRIGHT 1970). Les analyses utilisées pour la construction du diagramme sont celles de: 4 dunitites (D), 19 lherzolites (L), 7 pyroxénolites (P), 7 gabbros (G), du massif de Lanzo et 6 gabbros métamorphiques (GM) provenant de la zone des ophiolites et schistes lustrés à l'Ouest du massif. Les minéraux analysés proviennent des différents faciès: 7 olivines (Ol); 6 orthopyroxènes (Opx); 11 clinopyroxènes (Cpx); 10 plagioclases (Pl). Les





seules analyses représentées ponctuellement sur le diagramme sont celles correspondant aux échantillons du point 702 (Fig. 2 A) où le phénomène a été étudié dans toutes ses étapes: roches totales: ● (reliquats), ○ (gabbro); minéraux séparés: ▼ (reliquats); ▽ □ (gabbro). Les points représentatifs de (Fi) et (Ff) sont les résultats des tests.

Magnesia variation diagram from Lanzo rocks and minerals. Numbers are weights per cent oxide. Legend (of fields). (D) 4 dunite analyses, (L) 19 lherzolite analyses, (P) 7 pyroxenite analyses, (G) 7 gabbro analyses, from Lanzo massif, (GM) 6 ophiolitic gabbros from the western countryside, (Ol) 7 olivines, (Opx) 6 orthopyroxenes, (Cpx) 11 clinopyroxenes, (Pl) 10 plagioclases. The only separate analyses plotted on the diagram come from location 702 (Fig. 2A) where the partial fusion problem has been investigated in all its individual stages. Legend: Open circles: gabbros, filled circles: residual rocks, other open symbols: gabbroic minerals, other filled symbols: residual minerals. Fi and Ff represent the results of the computed tests.

Ces relations graphiques peuvent être précisées par des tests suivant la méthode proposée par JACKSON et WRIGHT (1970). Celle-ci consiste à chercher, pour une roche mère donnée, le meilleur accord quantitatif entre les roches qu'elle engendre, en considérant l'ensemble des oxydes dosés. Dans le cas étudié, différentes étapes de fusion ressortent clairement des développements ci-dessus. En raison de leur homogénéité, les gabbros devront représenter la somme, en proportions relativement constantes, de ces différentes étapes.

1. Fusion surtout feldspathique, mise en évidence par les lentilles obliques feldspathiques; reliquat: la lherzolite „normale“. On ne peut ici appliquer la méthode en l'ignorance de la lherzolite mère.

2. Fusion (Fi), mise en évidence par les filonnets et les grosses lentilles formées de feldspath + clinopyroxène; roche mère : lherzolite „normale“; reliquats: lherzolites déprimées et harzburgite. Le calcul<sup>1)</sup> „boucle“ parfaitement (Fi = 4,5 % de fusion partielle de roche mère).

3. Fusion (Ff) complète de feldspath + clinopyroxène + orthopyroxène, mise en évidence par les filons de gabbros à épontes de dunité; roche mère: lherzolite déprimée et harzburgite; reliquat: dunité (Ff = 28 % de fusion partielle de roche mère).

La composition de ces trois termes pour former le magma de nos gabbros (Fm) conduit à considérer le premier d'entre eux comme le résultat de moins de 4 % de fusion à partir d'une lherzolite très proche de la pyrolite. Les gabbros correspondant à un mélange de ces produits de fusion dans les proportions volumétriques suivantes: 30 % de fusion feldspathique, 47 % de Fi, 23 % de Ff.

Les points représentatifs de (Fi) et (Ff) portés sur le diagramme en MgO (Fig. 5) s'alignent pour chaque oxyde d'une façon satisfaisante dans l'ensemble, le long d'une droite joignant la roche mère et le reliquat correspondant. Pour Fi, la droite passe par la lherzolite la moins déprimée (roche mère) et la plus déprimée (résidu). Pour Ff, la droite passe par la lherzolite la plus déprimée (roche mère) et la dunité (résidu). Les écarts observés pour certains oxydes (SiO<sub>2</sub> par exemple) tiennent à ce que les points (Fi) et (Ff) ont été calculés par ajustements en tenant compte des relations entre tous les oxydes alors que la solution graphique proposée par KUNO (1969) ne tient compte que des rapports de chaque oxyde à MgO.

### *Conditions de la fusion partielle*

— La lherzolite de Lanzo présente une paragenèse du faciès lherzolite à plagioclase équilibrée à des pressions inférieures à 8 kb (O'HARA, 1967).

<sup>1)</sup> Les calculs sont effectués par un ordinateur à l'aide d'un programme de résolution par optimisation des systèmes linéaires surdéterminés (J. L. BOUCHEZ, 1971). Nous renvoyons à cette étude pour le détail des calculs.

— La composition normative des gabbros est celle de tholeïte hyper-alumineuse à olivine (10 à 15% d'hypersthène normatif et environ 10% d'olivine normative). Les observations d'ordre pétrographique et géochimique nous ont montré que, sauf dans le cas du gabbro 684d, les filons devaient être considérés comme le produit direct d'une fusion partielle et que, par conséquent, leur chimisme devait être le reflet des conditions physiques de la fusion. Les résultats des études expérimentales permettent de situer entre 5 et 12 kb le domaine de production, par fusion partielle, des magmas tholéitiques hyper-alumineux (GREEN et RINGWOOD, 1967; O'HARA, 1968; MYASHIRO et al., 1970). On peut donc conclure que les conditions de pression furent comprises entre 5 et 8 kb, compte tenu de la première restriction.

— Les points de fusion des différents minéraux dans une paragenèse de lherzolite (ITO et KENNEDY, 1967; O'HARA, 1968) permettent d'assigner une température approximative aux différents stades de la fusion partielle. La fusion à Lanzo serait une fusion sèche (magma saturé en silice, absence de minéraux hydratés).

Elle aurait débuté un peu au-dessous de 1200° par une fusion du plagioclase surtout, avec un enrichissement du liquide en Na, Fe, Ti, affectant des masses importantes, suivie par une seconde étape correspondant à la fusion simultanée du plagioclase et des pyroxènes, affectant des zones plus restreintes, au voisinage des filons, puis par une dernière étape marquée par la fusion dominante de l'orthopyroxène vers 1350° qui se poursuit jusqu'aux environs de 1600°. Cette dernière étape ne se réalise que très localement dans l'espace (Fig. 2) et de façon très brutale, comme en témoigne le hiatus de composition minéralogique existant entre les lherzolites harzburgitiques et les dunités.

#### IV. ÉTUDE STRUCTURALE

Les lentilles de dunite peuvent être déformées par un plissement de flux (Fig. 6) dont le plan axial est le plan de foliation lié à la déformation plastique. Dans l'ellipse Nord où la foliation est distincte du rubanement, cette déformation peut également être mise en évidence en observant le plissement des alignements de spinelle qui représentent le résidu du rubanement dans la dunite, après fusion partielle<sup>2)</sup>. A l'échelle du microscope, la structure et l'orien-

---

<sup>2)</sup> On trouve assez communément dans la littérature référence à des dunités intrusives dans des péridotites. Cette interprétation nous paraît suspecte en raison du caractère particulièrement réfractaire des dunités à spinelle. Nos lentilles de dunite soumises à la déformation présentent souvent des contacts avec la lherzolite ayant l'aspect tranché et irrégulier de contacts intrusifs. Certaines interprétations pourraient être revues dans ce sens.

tation des plages d'olivine, sont les mêmes que celles de la lherzolite. Elles sont en relation avec les éléments de la déformation plastique (A. NICOLAS et al. 1971). Les lentilles feldspathiques et dans une moindre mesure les filons de gabbros formés „in situ“, sont souvent touchés par cette déformation; les filons intrusifs ne le sont habituellement pas.

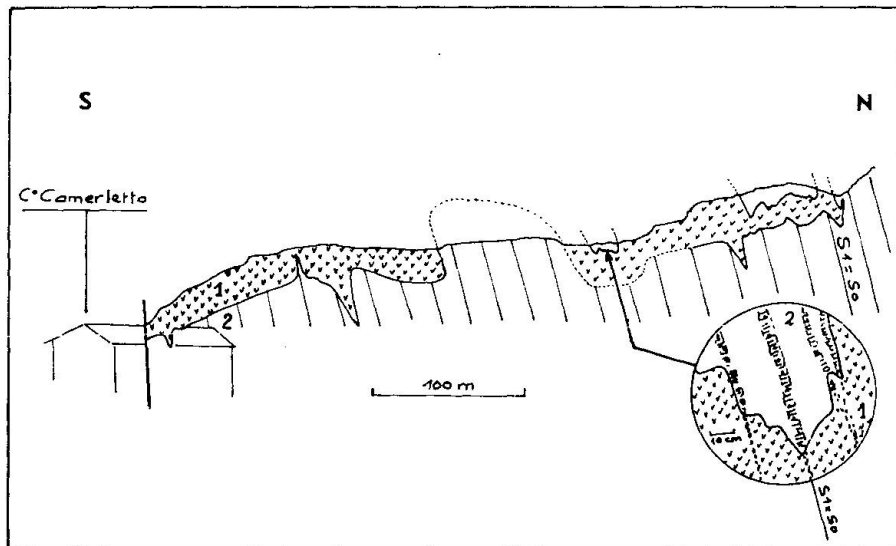


Fig. 6.

Coupe sur le versant Sud du Mte Musine. Bande de dunite résiduelle déformée par un plissement de flux dont le plan axial est la foliation  $S_1$ . Le rubanement pyroxénolitique est ici parallèle à la foliation; il n'est donc apparemment pas déformé. A l'intérieur des dunites, il subit la fusion partielle; seuls y échappent les spinelles dont les chapelets de grains prolongent le rubanement (cartouche). 1 dunite, 2 lherzolite; les hachures correspondent à la trace de  $S_1$ .

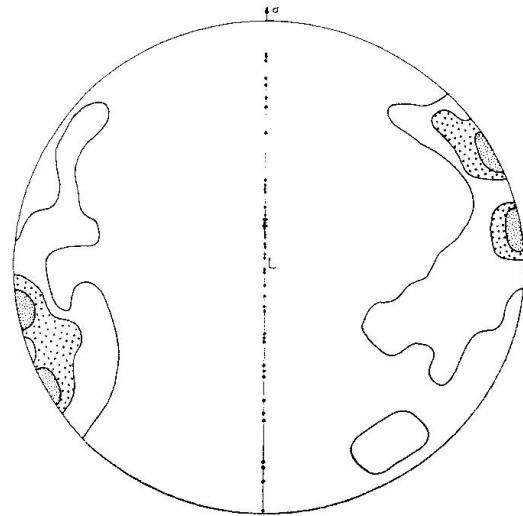
Cross-section along the southern slope of Mte Musine showing a residual dunite band with slip folding, the axial plane of which is the  $S_1$  foliation. Here the pyroxenitic layers are parallel to the foliation. Consequently, they appear not to be deformed. Inside the dunite, the layers were fused, except in the case of spinel whose individual crystals demarcate a continuation of the same layering (see enlarged area). Legend: 1 dunite, 2 lherzolite. Lines are parallel to the foliation and layering.

A l'échelle du massif, un stéréogramme (Fig. 7) montre des maxima de concentration des pôles des lentilles feldspathiques à  $30^\circ$  de  $S_1$ . Sur ce même stéréogramme les traces des intersections lentilles-foliation, montrent qu'elles tendent à être perpendiculaires à la direction du transport. Cette disposition peut ainsi s'interpréter: un cisaillement, parallèle à la foliation  $S_1$  créé des plans de détente obliques sur celle-ci, dont l'intersection avec  $S_1$  est perpendiculaire à la direction du mouvement. Dans des conditions physiques favorables (lherzolite atteignant son solidus) ces plans de détente concentreraient les premiers produits de fusion. La présence de stigmates de la déformation dans les dunites et dans les gabbros formés „in situ“ indique qu'elle fut active pendant la fusion gabbroïque, jusqu'au moment de la cristallisation magmatique des gabbros intrusifs.

Fig. 7.

Projection Schmidt, hémisphère inférieur, des pôles des lentilles feldspathiques (46 mesures), dans un plan tel que pour chaque mesure la foliation  $S_1$  est verticale Nord-Sud, et la direction „a“ du mouvement horizontale, Nord-Sud. Contours 2%, 8%, 14%. Les points correspondent aux intersections des lentilles avec la foliation  $S_1$ .

Schmidt's projection of the feldspathic lens poles (46 measurements) in a plane such as foliation  $S_1$  is vertical, with its "a" direction of movement in a horizontal N-S trend. Contours: 2%, 8%, 14%. The points are the intersections of lenses and foliation, which tend to be perpendicular to the "a" movement direction.



## V. CONCLUSIONS

1. Les observations de terrain et l'étude géochimique montrent que les filons de gabbro des lherzolites du massif de Lanzo proviennent d'une fusion partielle de ces roches. Sur le terrain on note d'abord des filets composés de quelques grains de feldspath obliques sur la foliation, puis des filonnets de plagioclase et clinopyroxène également obliques et organisés suivant un système en échelons qui est parallèle à la foliation. Au voisinage immédiat, la lherzolite est appauvrie en ces minéraux, ce qui montre que le phénomène est bien local et commence par leur mobilisation. Il intéresse alors des régions de dimension de l'ordre du  $\text{km}^2$ , pour se concentrer pour finir, autour de filons de gabbro décamétriques dont les épontes dunitiques passent vers l'extérieur à des harzburgites et à des lherzolites appauvries en feldspath et clinopyroxène. Localement cette nouvelle direction tend à s'imposer au détriment du rubanement plus ancien: à l'échelle de la carte (Fig. 3) grâce à l'alternance gabbros-dunites; à l'échelle de l'affleurement, par l'apparition significative d'un rubanement fruste parallèle à cette direction (Fig. 2B). Les filons formés in situ se distinguent des filons intrusifs par leurs bordures souvent irrégulières et l'absence d'organisation interne (structures emboîtées, en peigne ...). La contiguïté des dunites et des harzburgites montre que ces filons proviennent d'une fusion poussée intéressant les pyroxènes et qui est alors étroitement localisée (quelques mètres de largeur).

L'étude géochimique confirme les données de terrain. Le magma gabbroïque peut être considéré comme la somme en proportions données (30%, 47%, 23%) d'un liquide plagioclasique (moins de 4% de fusion partielle dans la lherzolite mère), et de liquides virtuellement formés à part égale de clinopyroxène et de plagioclase (5% de fusion partielle), puis de plagioclase,

de clinopyroxène et d'orthopyroxène (28% de fusion partielle). L'existence du premier produit de fusion est attestée par l'observation des premières lentilles; le reliquat est constitué par la lherzolite normale. Les reliquats des fusions plus poussées sont respectivement constitués par les lherzolites déprimées et les dunites.

La fusion partielle se réalise entre 5 et 8 kb, d'abord par franchissement du solidus lherzolite aux environs de 1150° (fusion feldspathique) puis par montée locale de la température jusqu'aux environs de 1600° (fusion orthopyroxénique).

2. L'étude de terrain montre que la mise en place des filons et par conséquent la formation des bandes dunitiques qui leur sont parallèles, sont contemporaines d'une déformation à l'état solide qui a laissé une empreinte profonde dans le massif (A. NICOLAS et al. 1971). Ainsi, les dunites, reliquats de la fusion gabbroïque présentent une orientation minérale conforme à celle de la lherzolite et des plis de cisaillement liés à cette déformation. Les filonnets obliques peuvent également être déformés: les filons intrusifs ne le sont habituellement pas, ce qui suggère une mobilité du magma pendant la durée de la déformation. L'étude structurale met en évidence une relation entre les plans des filonnets feldspathiques et les éléments cinématiques de la déformation à l'état solide. Ces plans sont obliques (10° à 40°) sur le plan de cisaillement matérialisé par la foliation. L'intersection des filonnets et de la foliation tend à être perpendiculaire à la direction du cisaillement. Cette relation est telle que les plans des filons sont parallèles aux plans de détente créés par le mouvement de cisaillement simple.

La fusion partielle donnant naissance aux gabbros, contemporaine de la déformation par cisaillement, pourrait donc en être une conséquence. Le déplacement de la masse de lherzolite dont témoigne la déformation peut l'avoir conduite rapidement dans une zone de moindre pression où les conditions sont telles que la lherzolite franchit sa courbe de solidus (Fig. 8). A ce moment, la baisse de pression relative créée par le mouvement de cisaillement dans certains plans, hâte le début de la fusion et provoque l'accumulation de ces produits dans ces plans de détente. L'élévation de température de 400° au dessus du solidus, nécessaire pour engendrer les gabbros, ainsi que le caractère tranché du passage des dunites des épontes à la lherzolite encaissante (quelques mètres au plus) démontrent l'existence locale de gradients de température brutaux. Des séismes pourraient en être la cause, en raison de l'énergie mécanique considérable, partiellement transformée en chaleur, qu'ils libèrent de façon instantanée et ponctuelle.

3. La disposition géographique des filons concentrés sur la façade Ouest du massif donne à penser que les lherzolites des zones orientales, pauvres en filons intrusifs et complètement dépourvues de lentilles et de filons formés in situ, n'ont pas atteint la courbe solidus dont le franchissement est responsable



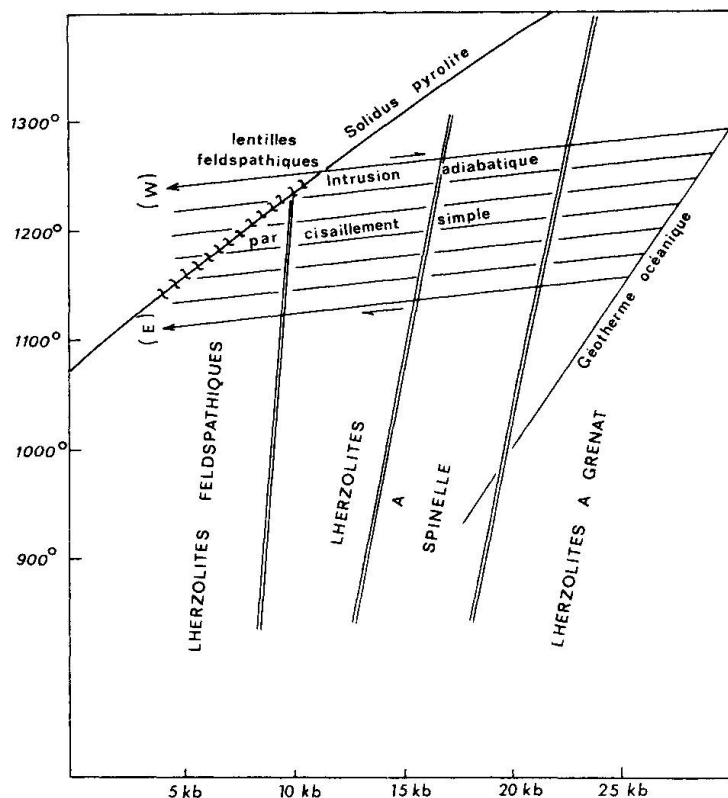


Fig. 8.

Intrusion de la lame tectonique de Lanzo depuis une position d'équilibre le long d'une courbe géothermique moyenne. La bordure Ouest du massif proviendrait de la partie la plus profonde dans le manteau. En raison de sa température supérieure, elle franchit le solidus et donne lieu à la fusion partielle au terme de la montée adiabatique. La bordure Est plus superficielle et plus froide reste dans le solidus.

Intrusion of the Lanzo tectonic body from an equilibrium position along a mean geotherm. The Western border of the massif is considered to have been originally in the deeper part of the mantle. It follows an adiabatic path which, due to a higher initial temperature, crosses the pyroxite solidus, causing the partial melting of the lherzolite. The eastern border, originally more superficial and thus cooler, remains below the solidus.

de la fusion gabbroïque (Fig. 8). Dans ces conditions, d'Est en Ouest, les lherzolites se seraient engagées de plus en plus dans le champ de la fusion partielle, le résultat attendu étant une fusion généralisée, sinon très complète, scindant les lherzolites en gabbros et harzburgites. De fait, l'extrême bordure Ouest du massif, au contact avec les serpentinites, est très enrichie en amas de gabbros décimétriques qui ont leurs équivalents dans les serpentinites voisines sous forme d'innombrables lentilles de rodingite. Plus à l'Ouest encore, affleurent, sur une cinquantaine de km<sup>2</sup>, au sein des serpentinites, des masses de gabbros touchés par le métamorphisme alpin. Ils pourraient représenter le terme de la fusion gabbroïque, les serpentinites encaissantes dont la nature initiale n'est malheureusement plus reconnaissable, devraient provenir de harzburgites, reliquats de cette fusion.



## RÉFÉRENCES

- BOUCHEZ, J. L. (1971): Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. Thèse 3e cycle, Nantes.
- BRUNN, J. H. (1956): Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. géol. Pays Helléniques*, VI.
- DICKEY, J. S. (1970): Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* 3, 33-49.
- DUBERTRET, L. (1952): Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). Thèse. Paris.
- ENGEL, A. E. J. and C. G. ENGEL (1964): Composition of basalts from the Mid-Atlantic Ridge. *Science* 144, 1330-33.
- FRANCONI, A. (1967): Etude géologique des ophiolites et schistes lustrés de la Casaluna entre Ponte-Leccia et Sermano (Corse). Thèse, Fac. Sci. Grenoble.
- GAST, P. W. (1968): Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. cosmochim. Acta* 32, 1057-86.
- GREEN, D. H. and A. E. RINGWOOD (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103-90.
- ITO, K. and G. C. KENNEDY (1967): Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. *Amer. J. Sci.* 265, 519-38.
- JACKSON, E. D. (1968): The character of the lower crust and upper mantle beneath the Hawaiian Islands. XXIII. *Int. Geol. Congress*, 1, 135-50.
- JACKSON, E. D. and T. L. WRIGHT (1970): Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. *J. Petrol.* 11/2, 405-30.
- KUNO, H. and K. I. AOKI (1970): Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 273-301.
- MAISONNEUVE, J. (1959): Etude géologique sur le Sud de la Corse, région comprise entre Ajaccio et Porto-Vecchio. *Bull. Serv. Carte. Géol. France*, 260, 41-289.
- MIYASHIRO, A., F. SHIDO and M. EWING (1970): Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth planet. Sci. Lett.* 7, 361-365.
- MOORES, E. M. (1969): Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer., Spec. pap.* 118.
- NICOLAS, A. (1966): Le complexe ophiolites-schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse. Nantes.
- (1968): Relations structurales entre le massif ultrabasique de Lanzo, ses satellites et la zone de Sesia-Lanzo. *Bull. Suisse Min. Petr.* 48/1, 145-156.
- NICOLAS, A., J. L. BOUCHEZ et F. BOUDIER, J. C. MERCIER (1971): Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics*, 12, 55-86.
- O'HARA, M. J. (1967): Mineral facies in ultrabasic rocks. In *Ultramafic and related rocks*. P. J. Wyllie ed., 7-18.
- (1968): The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.* 4, 69-133.
- PAROT, J. F. (1967): Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3e cycle, Paris.
- WARNAARS, F. W. (1967): Petrography of a peridotite-amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain). *Publ. Univ. Leyden* 38.