Conditions P-T du métamorphisme anté-alpin dans la "seconde zone diorito-kinzigitique" (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales)

Autor(en): **Vuichard, J.P.**

Objekttyp: **Article**

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

Band (Jahr): **67 (1987)**

Heft 3

PDF erstellt am: **29.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-51603

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 67, 257–271, 1987

Conditions P–T du métamorphisme anté-alpin dans la «seconde zone diorito-kinzigitique» (Zone Sesia-Lanzo, Alpes occidentales).

par *J. P. Vuichard*[1]

Abstract

The "seconda zona diorito-kinzigitica" (IIDK) is an austroalpine unit localised in the northern part of the Sesia-Lanzo zone. It is one of the uppermost units of the internal Western Alps. The IIDK contains well preserved high temperature parageneses of prealpine age. The aim of this work is to discuss P–T conditions of the prealpine metamorphism in the IIDK.

A detailed study of metapelitic rocks is presented. The high temperature paragenesis is made of quartz + plagioclase + garnet + biotite + sillimanite + ilmenite. Microprobe analyses show that garnet is zoned (alm 65 gr 20 py 13 at the core and alm 78 gr 04 pyr 15 at the rim). Plagioclase ist more calcic where included in garnet (An_{50}) than in the matrix (An_{30}). Biotite is generally more magnesian inside garnet (Mg/Mg + Fe ≃ 0.58) than in the matrix (Mg/Mg + Fe ≃ 0.48). Equilibrium conditions of the prealpine assemblage have been estimated at around 6 kbar and 700–750 °C. Water activity in the fluid phase was less than 1.

P–T conditions of the prealpine metamorphism are very similar in the IIDK and in the Ivrea zone. The IIDK belongs to the group II granulites of Pin and Vielzeuf (1983) classification. As the Ivrea zone, the IIDK was probably located at the bottom of the Southalpine crust before the alpine collision started.

Keywords: Pressure-temperature conditions, prealpine metamorphism, Sesia-Lanzo zone, Western Alps.

Résumé

La seconde zone diorito-kinzigitique (IIDK) est une unité austroalpine localisée dans la partie nord de la zone Sesia-Lanzo. C'est l'une des unités les plus élevées des Alpes occidentales. La préservation des paragenèses antéalpines y est en général excellente. Le but de ce travail est donc de préciser les conditions P–T du métamorphisme antéalpin dans la IIDK.

Une étude détaillée a été effectué dans une métapélite. La paragenèse de haute température est formée de quartz + plagioclase + grenat + biotite + sillimanite + ilménite. L'analyse des phases à la microsonde montre que le grenat est zoné (alm 65 gr 20 py 13 au cœur, alm 78 gr 04 pyr 15 en bordure). Le plagioclase est plus calcique lorsqu'il est en inclusion dans le grenat (An_{50}) que dans la matrice (An_{30}). La biotite est généralement plus magnésienne à l'intérieur du grenat (Mg/Mg + Fe ≃ 0.58) que dans la matrice (Mg/Mg + Fe ≃ 0,48). Les conditions d'équilibration de cet assemblage ont été estimées à environ 6 kbar et 700–750 °C. L'activité de l'eau dans la phase fluide est inférieure à 1.

Les conditions PT du métamorphisme pré-alpin dans la IIDK et la zone d'Ivrée sont semblables. Les roches de la IIDK sont des granulites de groupe II dans la classification de Pin et Vielzeuf (1983). Comme la zone d'Ivrée, la IIDK est probablement située à la base de la croûte sudalpine avant le début de la collision alpine.

[1] Laboratoire de Tectonique, Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cédex, France.

Liste des abréviations:

- alm	almandin	- ky	disthène
- an	anorthite	- L	liquide
- and	andalousite	- mus	muscovite
- ann	annite	- op	opaque
- amph	amphibole	- phl	phlogopite
- ap	apatite	- pl	feldspath plagioclase
- bi	biotite	- py	pyrope
- cc	calcite	- qz	quartz
- gr	grossulaire	- ru	rutile
- gt	grenat	- sil	sillimanite
- ilm	ilménite		
- kf	feldspath potassique		

1. Introduction

Dans une chaîne de collision, les études pétrologiques nous apportent deux types d'informations (GILLET et al., 1986):

- L'étude de l'évolution P-T de chaque unité nous renseigne sur les modalités de leur mise en place et en particulier sur leur ordre d'empilement.
- La connaissance des conditions P-T du métamorphisme anté-collision nous permet de contraindre la position de chaque unité au sein de la croûte continentale avant la collision.

Dans les Alpes occidentales, la collision a superposé (de bas en haut) les croûtes européenne, océanique et austroalpine (DAL PIAZ et al., 1972). Cette dernière est constituée de différentes unités dont certaines montrent une exceptionnelle préservation de paragenèses métamorphiques antéalpines de haut grade en conditions amphibolitique à granulitique (COMPAGNONI et al., 1977).

Ces unités, actuellement les plus élevées dans l'édifice alpin, sont l'unité de Valpelline dans la nappe de la Dent Blanche (ARGAND, 1906; MASSON, 1938; DIEHL et al., 1952) et la «seconde zone diorito-kinzigitique» (IIDK) dans la zone Sesia Lanzo (CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971, COMPAGNONI et al., 1977) (Fig. 1).

L'objectif de ce travail est de préciser les conditions P-T du métamorphisme antéalpin dans la IIDK ce qui permettra (i) une comparaison avec l'unité sud-alpine d'Ivrée et (ii) de préciser la position de la IIDK au sein de la croûte austroalpine antérieurement aux événements alpins.

2. Contexte géologique

2.1. INTRODUCTION

Les roches étudiées appartiennent à la zone Sesia-Lanzo qui est l'unité la plus interne des Alpes occidentales. Dans la zone Sesia-Lanzo sont classiquement distinguées (COMPAGNONI et al., 1977), fig. 1):

- Une unité dont l'éclogitisation est presque complète (les micaschistes éclogitiques), en position interne dans la zone Sesia-Lanzo.
- Une deuxième unité (les gneiss minuti) constituée en majeure partie d'orthogneiss métamorphisés en conditions schiste vert (LATTARD, 1974) et située à l'Ouest de la zone Sesia-Lanzo.
- Enfin l'unité qui nous intéresse ici, la «seconde zone diorito-kinzigitique» (IIDK) qui affleure en deux lambeaux distincts au nord de la Zone Sesia-Lanzo. Cette unité n'est que localement affectée par le métamorphisme alpin (DAL PIAZ et al., 1971; GOSSO, 1977; LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; RUBIE, 1984): elle préserve des paragenèses antéalpines de haut grade.

La IIDK repose sur les «micaschistes éclogitiques» par l'intermédiaire d'un chevauchement synéclogitique (LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; VUICHARD, 1987). Elle représente pour ces auteurs la base d'une unité austroalpine charriée sur les «micaschistes éclogitiques» lors de l'événement éoalpin. Elle est considérée par sa constitution lithologique, son métamorphisme antéalpin et sa situation structurale comme l'équivalent de la série de Valpelline (FRANCHI, 1905; NOVARESE, 1906) dans la nappe de la Dent-Blanche et de la Zone d'Ivrée dans l'ensemble Sud-Alpin (CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971; BALLÈVRE et al., 1986).

2.2. LITHOLOGIE

Les roches les plus abondantes dans la IIDK sont des métapélites («kinzigites»). Sont également présents en quantité moindre, des

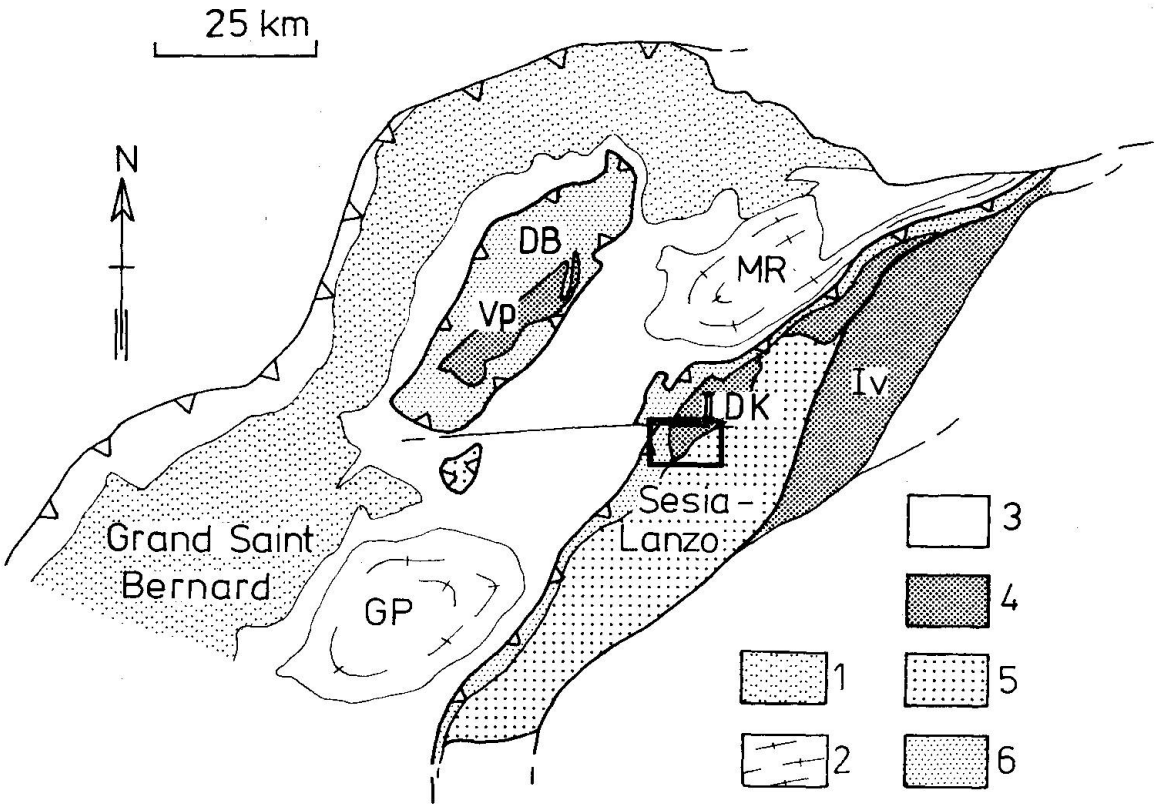

Fig. 1 Schéma structural des Alpes occidentales: (1) unités européennes externes. (2) unités européennes internes. (3) unités océaniques. (4) unités austroalpines ou sudalpines «kinzigitiques». (5) unité des «micaschistes éclogitiques». (6) unités d'Arolla et des «gneiss minuti».
DB: Dent-Blanche; GP: Grand Paradis; MR: Mont-Rose; IIDK: seconde zone diorito-kinzigitique; Iv: Zone d'Ivrée; Vp: unité de Valpelline.

marbres, des amphibolites et localement des ultrabasites (Val Artogna, BECCALUVA et al., 1978–1979). Ces roches sont rapportées à un socle antéalpin en raison du métamorphisme de haut grade qui les affecte (cf. infra). Aucune couverture sédimentaire mésozoïque n'y est connue (DAL PIAZ et al., 1971; LARDEAUX, 1981; BALLÈVRE et al., 1986).

2.3. CONDITIONS P-T ET ÂGE DU MÉTAMORPHISME ANTÉALPIN

La IIDK a été métamorphisée à la transition entre les faciès amphibolite et granulite (DAL PIAZ et al., 1971; BERTOLANI, 1971; GOSSO, 1977). Aussi les filons de pegmatoïdes sont-ils souvent considérés comme les produits de fusion des termes les plus acides (BERTOLANI, 1971; RUBIE, 1984), comme dans la zone d'Ivrée (SCHMID et WOOD, 1976; BORIANI, 1982). Une étude pétrographique détaillée a été effectuée par BERTOLANI (1971) dans le lambeau le plus septentrional de la IIDK (Fig. 1). Il y observe une faible augmentation des conditions du métamorphisme antéalpin du sud vers le nord, qu'il rapproche de la zonation métamorphique visible en zone d'Ivrée: le nord de ce lambeau de IIDK est métamorphisé en conditions granulitiques alors que le sud l'est en faciès amphibolite de haut grade.

L'âge du métamorphisme n'est pas connu avec certitude. Quelques âges Rb/Sr sur micas ont été effectués par HUNZIKER (1974), âges compris entre 200 et 160 M.a.

Dans le cadre d'une comparaison des différentes unités austroalpines des Alpes occidentales, nous nous sommes attachés à préciser les conditions du métamorphisme antéalpin dans la IIDK. Les roches étudiées sont situées dans le Val Gressoney, à la base de l'unité (Fig. 2). Dans cette région la déformation alpine n'affecte la IIDK que dans d'étroites zones de cisaillement ductiles. En dehors de celles-ci, des transformations métamorphiques alpines statiques sont fréquemment visibles: ainsi le plagioclase antéalpin est souvent pseudomorphosé par différentes phases de très faible taille, parmis lesquelles est parfois identifiable la zoïsite.

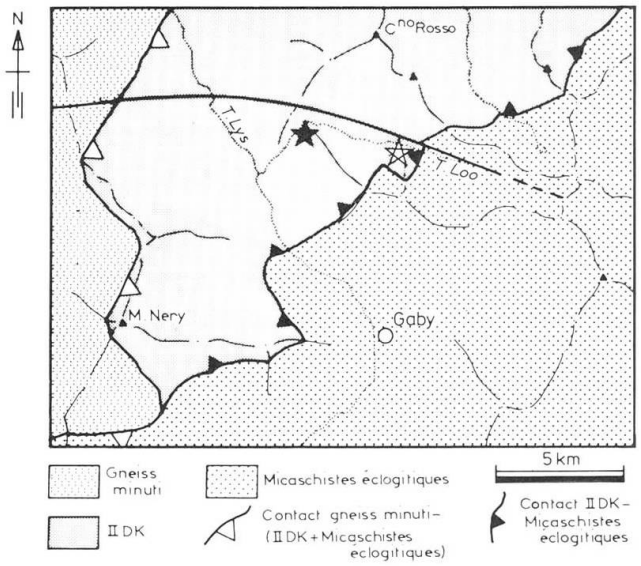

Fig. 2 Localisation des échantillons étudiés. Etoile vide: échantillons ELB 1 à ELB 15. Etoile pleine: échantillons L00'1 à L00'15.

3. Pétrographie

Les paragenèses antéalpines observées dans les diverses lithologies (Tab. 1) sont les suivantes:

- Dans les métapélites, la paragenèse la plus fréquente est qz + gt + pl + bi + op + ap auxquels s'ajoute parfois la sillimanite.
- Dans les amphibolites, l'association qz + amph + bi + pl + op + ap ± gt est la plus commune.
- Dans les marbres, la paragenèse observée est cc + qz + amph + op + ap.
- Enfin dans les pegmatoïdes, outre quartz et plagioclase, du feldspath potassique et du mica blanc sont observables.

Ces paragenèses (Tab. 1) témoignent d'un métamorphisme à la limite des faciès amphibolite et granulite et sont comparables aux paragenèses de la partie orientale de la zone d'Ivrée (MENEHRT, 1975; SCHMID et WOOD, 1976; ZINGG, 1960 et 1983). Une métapélite présentant une excellente préservation des phases antéalpines à été sélectionnée pour une étude pétrologique approfondie.

La métapélite étudiée (échantillon L00'15) présente un litage métamorphique net marqué par l'alternance de niveaux clairs à quartz-plagioclase et sombres à biotite-sillimanite. Les minéraux présents sont par ordre relatif d'abondance le plagioclase, la biotite, la sillimanite, le grenat, le quartz, la chlorite et l'ilménite.

- *Le grenat* est de forte taille (≃ 5 mm) par rapport aux autres minéraux. La répartition des inclusions au sein du grenat n'est pas aléatoire. Au cœur du grenat des pseudomorphoses à muscovite et quartz sont incluses. Celles-ci, de forme polygonale, pourraient être d'anciens disthènes. En bordure du grenat, la biotite et le plagioclase sont très fréquemment inclus. Enfin l'ilménite et le quartz sont présents aussi bien au cœur qu'en périphérie.
- *La biotite,* de taille millimétrique, est abondante à la fois en inclusion dans le grenat et dans la matrice. Elle est également parfois incluse dans le plagioclase. Elle ne montre pas de trace de déformation interne (extinction onduleuse, kink bands) et possède un fort pléochroïsme dans les bruns-rouges. Dans la matrice elle se déstabilise parfois en chlorite.
- *La sillimanite* est de type fibrolite. Ses relations texturales avec les autres phases sont difficiles à établir. Elle semble néanmoins croître aux dépens de la biotite. Ces observations sont en accord avec les travaux de CARMICHAEL (1969) qui propose l'intervention de réactions couplées lors de la croissance de la sillimanite.
- *La chlorite* est exclusivement présente dans la matrice où elle se développe le plus souvent aux dépens de la biotite, parfois également à partir du grenat, notamment lorsque celui-ci est fracturé. Dans le premier cas, elle possède un très faible pléochroïsme et polarise dans les gris du premier ordre. Dans le second cas, son pléochroïsme est plus marqué et elle polarise avec des teintes anormales dans les bleu-violet.

La paragenèse primaire est donc composée de quartz + plagioclase + grenat + biotite + sillimanite + ilménite, la chlorite étant une phase secondaire.

4. Minéralogie

L'étude de la chimie des phases minérales présentes dans la roche a été réalisée à la microsonde Ouest (Ifremer, Brest). La tension d'accélération est de 15 kV, l'intensité du courant échantillon de 15 nA et le temps de comptage de 6 s. Des minéraux naturels sont utilisés comme standards.

Tab. 1 Paragenèses observées dans les différentes lithologies.

Echantillons		qz	cc	gt	bi	amph	pl	kf	sil	mus	op	ap
LOO'1	amphibolite	x			x	x	x				x	
LOO'2	paragneiss	x		x	x		x				x	x
LOO'3	paragneiss	x		x	x		x				x	x
LOO'4	paragneiss	x			x	x	x				x	x
LOO'5	paragneiss	x			x	x	x				x	
LOO'9	marbre	x	x			x					x	x
LOO'10A	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
LOO'10B	pegmatoïde	x					x	x		x		
LOO'11	amphibolite	x			x	x	x				x	x
LOO'12	amphibolite	x			x	x	x				x	x
LOO'14	amphibolite	x			x	x	x				x	x
LOO'15	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
ELB 1	paragneiss	x		x	x		x		x		x	x
ELB 3	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 4	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 5	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 6	amphibolite				x	x	x				x	x
ELB 9	amphibolite			x		x	x				x	
ELB 10	amphibolite	x		x	x	x	x				x	x
ELB 11	amphibolite	x		x	x	x	x				x	x
ELB 13	paragneiss	x		x	x		x				x	x
ELB 15	paragneiss	x		x	x		x				x	x

1) *Le grenat* (Tab. 2) a une composition moyenne proche du pôle almandin ($X_{alm} \simeq 0.74$) (Fig. 3). La fraction molaire la plus forte est ensuite la fraction pyrope ($\simeq 0.2$). La fraction grossulaire bien que variable y est toujours assez faible ($\simeq 0.05$) ainsi que la fraction spessartine (< 0.05). Le contenu en fer ferrique est nul.

Le grenat est assez fortement zoné (Fig. 4). Cette zonation peut être décomposée en deux parties:

- La première partie est observée au cœur du grenat et se traduit, du cœur vers la bordure, par une diminution de la teneur en Ca, une augmentation des teneurs en Fe et Mg et du rapport Mg/Fe + Mg. La teneur en Mn demeure négligeable. Ce type de zonation est exceptionnel dans les roches de haut grade où le cœur des grenats est en général non zoné. Il s'agit probablement d'une zonation de croissance (TRACY, 1982).

- La deuxième partie est développée en bordure du grenat sur environ 300 µm et se traduit par une chute du rapport Mg/Fe + Mg, une faible augmentation de la teneur en Mn alors que la teneur en Ca continue à décroître. Ce type de zonation peut être interprété comme une zonation de diffusion (TRACY, 1982), lors

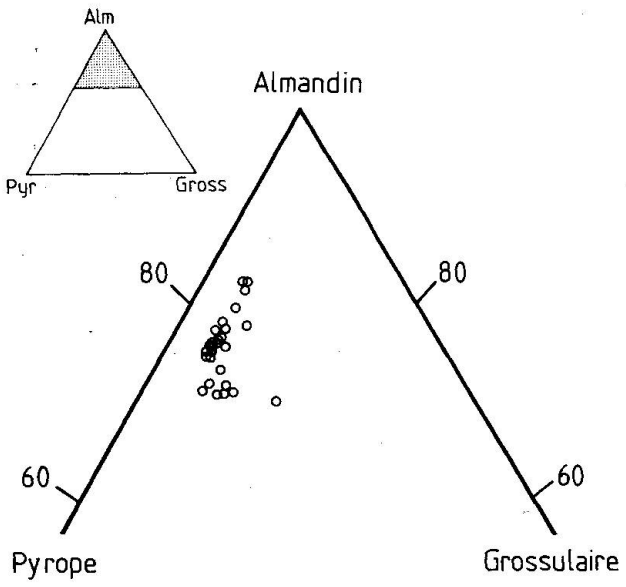

Fig. 3 Composition du grenat dans le diagramme ternaire almandin-pyrope-grossulaire.

de l'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite). Elle est par ailleurs semblable à celles observées par SCHMID et WOOD (1976) sur des roches similaires de la zone d'Ivrée.

2) *Les plagioclases* montrent une forte variation de la valeur de la substitution anorthitique selon leur site de croissance (Tab. 3):

- Pour les plagioclases présents dans la matrice, la valeur de cette substitution est $An_{33\pm3}$ qu'ils soient ou non en contact avec le grenat. Ces plagioclases matriciels sont faiblement zonés, la bordure étant légèrement enrichie en anorthite (+2%). L'origine de cette zonation sera discuté dans le paragraphe suivant.

- Les plagioclases en inclusion dans le grenat ont une substitution anorthitique beaucoup plus élevée que ceux de la matrice, la valeur de celle-ci atteignant fréquemment An_{55} (Tab. 3). D'importantes variations de composition existent néanmoins d'une inclusion à l'autre, souvent imputables à l'existence de fractures (facilitant la diffusion) au sein du grenat.

3) *Les biotites* ont une forte teneur en titane (2–4%, Tab. 4), quel que soit leur site de croissance. Les biotites en inclusion dans le plagioclase ont en moyenne des teneurs plus fortes en titane que celles de la matrice (Fig. 5); leur rapports Mg/Mg + Fe sont par contre identiques (0.48). Celles inclues dans le grenat ont en général des compositions plus magnésiennes (Mg/Mg + Fe ≃ 0.58) que les biotites matricielles. Ce phénomène avait déjà été observé par SCHMID et WOOD (1976) et par HUNZIKER et ZINGG (1980) dans les kinzigites de la zone d'Ivrée. Toutefois, pour une même inclusion des variations de composition existent, le cœur étant généralement plus magnésien que la bordure, des variations importantes existant également d'une inclusion à l'autre. Aucune évolution de la teneur en titane n'accompagne ces différences de fractionnement Fe–Mg.

4) *L'ilménite* possède une assez faible substitution $MnFe_{-1}$ (MnO < 2%, Tab. 5). Sa composition est très proche du pôle pur $FeTiO_3$ ce qui indique une faible teneur en Fe^{3+}.

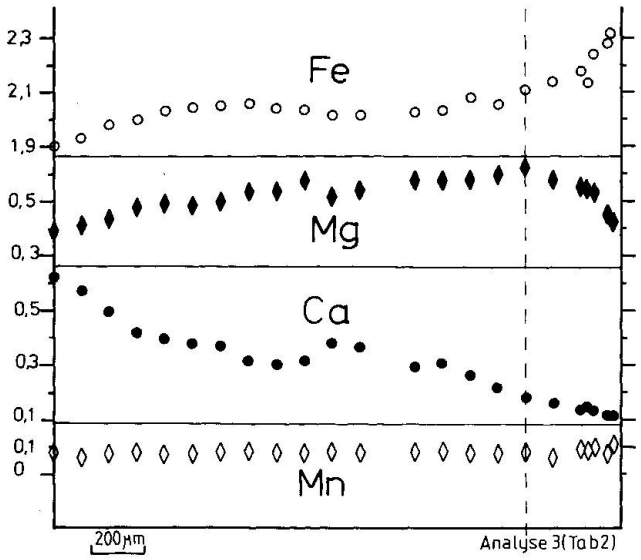

Fig. 4 Profil de zonation d'un porpyroblaste de grenat (nombre d'atomes pour 12 oxygènes).

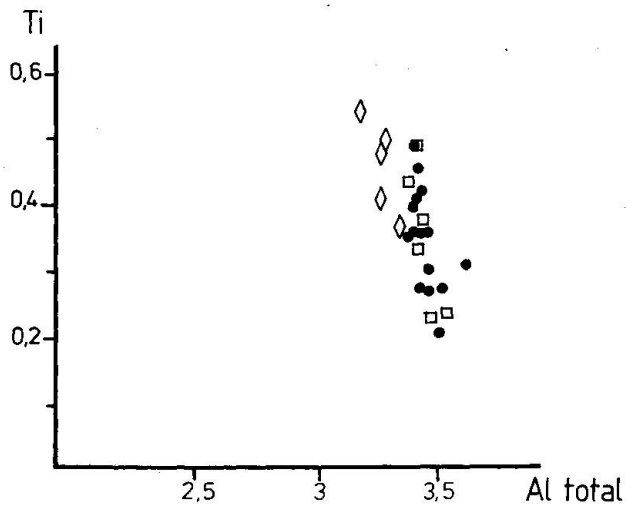

Fig. 5 Composition des biotites dans un diagramme Ti/Al (nombre d'atomes pour 22 oxygènes). Losanges: biotites en inclusion dans le plagioclase. Carrés: biotites en inclusion dans le grenat. Cercles: biotites matricielles.

Tab. 2 Analyses représentatives de grenat. Cœur de grenat: analyses 1 et 2. Bordure de grenat: analyses 4, 5 et 6 (analyse 3: voir Fig. 4 et texte).

	Grenats					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	38,17	38,36	37,30	37,93	38,16	38,36
TiO_2	0,07	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Al_2O_3	21,36	21,24	21,68	21,68	22,01	22,00
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,09
Fe_2O	28,89	29,03	32,30	35,10	34,04	33,54
MnO	1,19	1,20	1,25	1,73	1,34	1,40
MgO	3,28	3,25	5,29	3,58	3,84	4,32
CaO	7,29	7,28	2,16	1,33	1,45	1,34
Na_2O	0,00	0,08	0,02	0,03	0,10	0,00
K_2O	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02
TOT	100,26	100,46	100,00	101,45	100,95	101,07
	Cations pour 12 Oxygenes					
Si	3,011	3,022	2,949	2,997	3,008	3,011
Al IV	0,000	0,000	0,051	0,003	0,000	0,000
	3,011	3,022	3,000	3,000	3,008	3,011
Al VI	1,987	1,973	1,970	2,017	2,045	2,036
Ti	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,005
Fe^{3+}	0,000	0,004	0,029	0,000	0,000	0,000
	1,991	1,978	2,000	2,017	2,046	2,042
Fe^{2+}	1,907	1,910	2,107	2,320	2,244	2,202
Mn	0,080	0,080	0,084	0,116	0,089	0,093
Mg	0,385	0,382	0,624	0,421	0,451	0,506
Ca	0,616	0,615	0,183	0,113	0,122	0,113
Na	0,000	0,013	0,003	0,005	0,015	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002
TOT	2,989	3,000	3,000	2,980	2,922	2,916

Tab. 3 Analyses représentatives de plagioclase. Plagioclase inclus dans le grenat: analyses 1, 2 et 3. Plagioclases matriciels: analyses 4 et 5 (cœur de plagioclase), 6 et 7 (bordure de plagioclase).

	Plagioclases						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	53,78	55,25	54,42	60,34	60,34	59,33	59,42
TiO_2	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00
Al_2O_3	30,07	28,86	28,75	25,02	24,89	25,34	25,56
Cr_2O_3	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,32	0,57	0,38	0,00	0,04	0,13	0,26
MnO	0,00	0,11	0,00	0,00	0,11	0,07	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	11,84	10,82	11,34	6,55	6,61	7,07	6,93
Na_2O	4,50	5,09	4,99	7,76	7,95	7,42	7,56
K_2O	0,14	0,07	0,26	0,04	0,22	0,11	0,06
TOT	100,72	100,89	100,15	99,73	100,22	99,47	99,80
	Cations pour 8 Oxygenes						
Si	2,414	2,472	2,457	2,689	2,684	2,659	2,655
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000
Al	1,591	1,522	1,530	1,314	1,305	1,339	1,346
Cr	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,012	0,021	0,014	0,000	0,001	0,005	0,010
Mn	0,000	0,004	0,000	0,000	0,004	0,003	0,000
Mg	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,570	0,519	0,549	0,313	0,315	0,339	0,332
Na	0,392	0,442	0,437	0,671	0,686	0,645	0,655
K	0,008	0,004	0,015	0,002	0,012	0,006	0,004
Tot	4,989	4,989	5,002	4,990	5,009	4,996	5,002

Tab. 4 Analyses représentatives de biotites. Biotites incluses dans le grenat: analyses 1, 2 et 3. Biotites matricielles: analyses 4, 5 et 6. Biotites incluses dans le plagioclase: analyses 7, 8 et 9.

	Biotites								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	35,23	35,74	35,18	35,96	36,30	36,26	35,80	36,15	35,54
TiO_2	2,39	2,42	4,41	2,06	3,36	4,36	4,77	3,64	4,14
Al_2O_3	19,18	18,99	19,01	19,45	19,12	19,27	17,58	18,11	18,06
Cr_2O_3	0,00	0,08	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
FeO	19,92	15,81	15,97	18,71	18,01	15,42	18,60	18,62	18,73
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,19	0,02	0,00	0,07	0,07
MgO	9,16	12,06	11,96	9,62	9,64	11,46	9,51	9,55	9,74
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Na_2O	0,26	0,18	0,11	0,17	0,14	0,35	0,08	0,07	0,18
K_2O	9,26	9,89	9,19	10,03	9,76	9,41	9,40	10,07	9,46
TOT	95,40	95,17	95,88	96,02	96,53	96,57	95,74	96,32	95,93
	Cations pour 22 Oxygenes								
Si	5,336	5,368	5,235	5,420	5,417	5,336	5,407	5,440	5,366
Al IV	2,634	2,632	2,765	2,580	2,583	2,664	2,593	2,560	2,634
Al VI	0,810	0,731	0,570	0,876	0,780	0,680	0,537	0,653	0,581
Ti	0,273	0,274	0,494	0,234	0,377	0,482	0,542	0,411	0,470
Cr	0,000	0,009	0,007	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	2,538	1,986	1,988	2,359	2,248	1,898	2,350	2,344	2,366
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,002	0,000	0,009	0,010
Mg	2,080	2,699	2,652	2,160	2,143	2,514	2,141	2,141	2,192
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000
Na	0,076	0,053	0,032	0,049	0,040	0,100	0,024	0,019	0,053
K	1,799	1,894	1,744	1,929	1,857	1,766	1,877	1,933	1,822
TOT	15,576	15,646	15,487	15,607	15,471	15,443	15,405	15,517	15,494

Tab. 5 Analyses représentatives d'ilménite.

	Ilménite	
	1	2
SiO_2	0,00	0,00
TiO_2	52,86	53,28
Al_2O_3	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,11
FeO	45,41	45,99
MnO	1,38	1,77
MgO	0,03	0,06
CaO	0,00	0,00
Na_2O	0,08	0,00
K_2O	0,00	0,04
TOT	99,76	101,28
	Cations pour 3 oxygènes	
Si	0,000	0,000
Ti	1,004	0,999
Al	0,000	0,000
Cr	0,000	0,002
Fe	0,959	0,958
Mn	0,029	0,037
Mg	0,001	0,002
Ca	0,000	0,000
Na	0,004	0,000
K	0,000	0,001
Total	1,997	1,999

5. Estimation des conditions P-T du métamorphisme antéalpin

De nombreux travaux sont à notre disposition pour nous permettre d'estimer les conditions physiques de cristallisation des paragenèses de haute température. Toutefois afin de s'affranchir de l'inconnue que représente l'activité de H_2O dans la phase fluide, nous n'avons utilisé que des équilibres entre phases solides (Tab. 6 et 7).

5.1. LES ÉQUILIBRES THERMOBARIMÉTRIQUS

sil = and et sil = ky (R1 et R'1):

La présence de sillimanite nous situe dans un domaine de relativement basse pression-haute température (Fig. 6). Les données d'HOLDAWAY (1971) ont été utilisées pour la construction de la figure 6 en raison de leur compatibilité avec les assemblages naturels, en particulier avec l'existence de paragenèses à sillimanite-chloritoide (HOLDAWAY, 1978; GRAMBLING, 1981 et 1983; MILTON, 1986).

$FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite) (R2):

- La présence de grenat et biotite costable nous permet d'utiliser l'équilibre $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite) pour préciser la température d'équilibre de la paragenèse. Plusieurs problèmes se posent en pratique:

1 - Le premier problème résulte des fortes teneurs en titane de la biotite: la plupart des modèles n'en tiennent pas compte et sont donc peu adaptés aux roches de haute température. Aussi avons-nous choisi la formulation d'INDARES et MARTIGNOLE (1985a) qui, outre le Ti et l'Al^{VI} de la biotite, tient également compte de la présence de Ca et Mn dans le grenat.

2 - Un deuxième problème à résoudre lors de l'utilisation des géothermomètres dans les roches de haut grade est celui posé par l'importance des rééquilibrations par diffusion lors du trajet rétrograde: celles-ci oblitèrent souvent la composition des phases à l'équilibre lors du «pic» de métamorphisme.

- Une première façon de résoudre ce problème est d'effectuer des couples de composition grenat-biotite où cette dernière est en inclusion dans le grenat et d'autres où la biotite est située en bordure du grenat (dans les deux cas, les analyses sont faites à environ 5-10 µm de part et d'autre de l'interface grenat-biotite). Dans le premier cas, on observe un groupement des valeurs de température entre 480 et 600 °C pour une pression de 7 kbar (Fig. 6, courbes R2a). Dans le second cas, les températures calculées sont plus dispersées avec une répartition en deux pôles: l'un entre 480 et 600 °C et l'autre entre 720 et 765 °C (Tab. 8). Le premier pôle correspond à la température calculée à l'aide des couples grenat-biotite matricielle et suggère une rééquilibration partielle de ces couples. Le deuxième pôle est constitué de températures nettement plus élevées (Fig. 6, courbes R2b). Le grenat est plus magnésien, la biotite étant assez riche en fer: ces compositions sont probablement plus proches de celles correspondant au «pic» du métamorphisme.

- Une deuxième façon de connaître la composition des phases à l'équilibre lors du «pic» de métamorphisme est celle proposée par INDARES et MARTIGNOLE (1985b): le volume total du grenat étant faible par rapport à celui de la biotite, le rapport Fe/(Fe + Mg) de la biotite

Tab. 6 Equilibres utilisés pour le calcul des conditions P-T.

	Equilibres	Sources
R1	sil = and	Holdaway (1971)
R'1	sil = ky	Holdaway (1971)
R2	pyr + ann = alm + phl	Ferry et Spear (1978), Indares et Martignole (1985a)
R3	alm + 3 ru = sil + 3 ilm + 2 qz	Bohlen et al. (1983), Lang et Rice (1985)
R4	3 gr = an + 2 sil + qz	Newton et Haselton (1981)
R5	gr + 2 alm + 6 ru = 6 ilm + 3 an + qz	Bohlen et Liotta (1986)
R6a	qz + or + an + H_2O = L	Johannes (1984, 1985)
R6b	qz + pl + H_2O = L	Johannes (1985)

Tab. 7 Modèles de solution utilisés pour les équilibres R3 et R5.

	Modèle d'activité	Sources
Almandin	$a^{gt}_{alm} = (\gamma_{alm}.X^{gt}_{Fe})^3$; $\gamma_{alm} = \exp(1/RT(-W_{CaMg}.X^{gt}_{Mg}X^{gt}_{Ca}))$ $W_{CaMg} = 13807 - 6.3\ T\ (J, °K)$	Newton et Haselton (1981)
Grossulaire	$a^{gt}_{gr} = (\gamma_{gr}.X^{gt}_{Ca})$; $\gamma_{gr} = \exp\left(\frac{W_{CaMg}((X^{gt}_{Mg})^2 + X^{gt}_{Fe}.X^{gt}_{Mg})}{R.T}\right)$	Newton et Haselton (1981)
Anorthite	$a^{pl}_{an} = \frac{X^{pl}_{Ca}(1-X^{pl}_{Ca})^2}{4} . \exp\left(\frac{(1-X^{pl}_{Ca})^2}{T} . (1032 + 4726.X^{pl}_{Ca})\right)$	Newton et al. (1980)
Ilménite	$a^{ilm}_{Fe} = X^{ilm}_{Fe}$; $X_{Fe} = Fe/(Fe + Mg + Mn)$	

dans la matrice n'a pu évoluer fortement, l'unique autre phase ferromagnésienne étant le grenat.

La composition du grenat à l'équilibre avec la biotite matricielle est la plus magnésienne des compositions de grenat (analyse 3 de la figure 4 et du tableau 2). La température ainsi calculée est 715 °C pour 7 kbar (Fig. 6, courbe R2c). La remarque suivante doit ici être faite: le grenat montrant une zonation de croissance assez prononcée au cours de laquelle le rapport Mg/(Fe + Mg) augmente, le grenat à l'équilibre avec la biotite matricielle devait être un peu plus magnésien. En conséquence la température calculée sera légèrement sous-estimée. Elle est du même ordre de grandeur que les plus élevées des températures calculées à l'aide des couples grenat/biotite incluse.

Tab. 8 Températures calculées en fonction du site de cristallisation de la biotite.

n° d'analyse	Site de la biotite	T°C (pour 7 Kb)	
91-92	matrice	590	R2a
101-102	matrice	479	
173-171	matrice	586	
182-183	matrice	524	
161-162	matrice	480	
93-94	en inclusion	725	R2b
95-96	en inclusion	764	
186-187	en inclusion	719	
97-98	en inclusion	552	
99-100	en inclusion	494	
154-155	en inclusion	597	
190-189	en inclusion	493	

En conclusion, le «pic» du métamorphisme a probablement eu lieu aux environs de 700-750 °C. D'importantes rééquilibrations tardives sont observables.

alm + ru = sil + ilm + qz (R3):

Une autre contrainte est apportée par la stabilité de l'assemblage gt + qz + sil + ilm qui, en l'absence de rutile, permet d'estimer une pression maximale (Bohlen et al., 1983). La courbe d'équilibre a été calculée en utilisant les modèles d'activité de Newton et Haselton (1981) pour le grenat et l'expression de Lang et Rice (1985) pour l'équilibre entre les pôles purs. La composition de la bordure du grenat (analyse 3 de la figure 4 et du tableau 2) a été utilisée pour le calcul de cet équilibre. La pression maximale de cet assemblage est de 7 kbar pour une température de 700 °C (Fig. 6).

gr = an + sil + qtz (R4):

La présence de l'assemblage grenat-plagioclase-sillimanite-quartz nous permet d'utiliser cet équilibre en tant que géobaromètre (Kretz, 1959; Ghent, 1976). La réaction en jeu est:

$$3\ CaAl_2Si_2O_8 = Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2\ Al_2SiO_5 + SiO_2.$$

Cet équilibre a fait l'objet de nombreux travaux (Hays, 1966; Hariya et Kennedy, 1968; Ghent, 1976; Schmid et Wood, 1976; Goldsmith, 1980; Newton et Haselton, 1981), ceux de Newton et Haselton (1981) étant ici utilisés.

Comme que pour les équilibres précédents, il est important de connaître la composition des phases lors du «pic de métamorphisme». Des couples grenat-plagioclase ont ainsi été effectués dans divers sites structuraux:

- Les couples dont le plagioclase est dans la matrice donnent des pressions assez faibles, de l'ordre de 5-6 kbar pour 700 °C (Fig. 6, courbes R4a).
- Les couples dont le plagioclase est inclus dans le grenat donnent des valeurs de pression plus élevées comprises entre 5,7 et 7 kbar pour une température de 700 °C (Fig. 6, courbes R4b).

Cette différence pose le problème de la nature de la zonation en calcium du grenat et du plagioclase. La zonation du plagioclase est marquée par un faible enrichissement en anorthite. La seule autre phase calcique de la roche est le grenat qui montre une décroissance irrégulière de la fraction grossulaire du cœur vers la bordure (Fig. 4).

Les zonations observées mettent probablement en jeu l'équilibre R4. Elles traduisent alors une décompression qui est forte si la température chute simultanément (Fig. 6). La signification de ces zonations est en effet étroitement dépendante de la variation en température. L'analyse texturale montre que la réaction R4 n'a probablement pas lieu lors de la rétromorphose (c'est-à-dire lors de la chute de température et de la rééquilibration de la paire grenat-biotite), ce qui aurait conduit à une forte décompression. Plus probablement, elle correspond à la fin de l'équilibration de la paragenèse et est donc proche du climax métamorphique. En conséquence, c'est la composition de la bordure du plagioclase et du grenat (Fig. 6, courbes R4a) qui permet d'estimer la pression lors du «pic» du métamorphisme (de

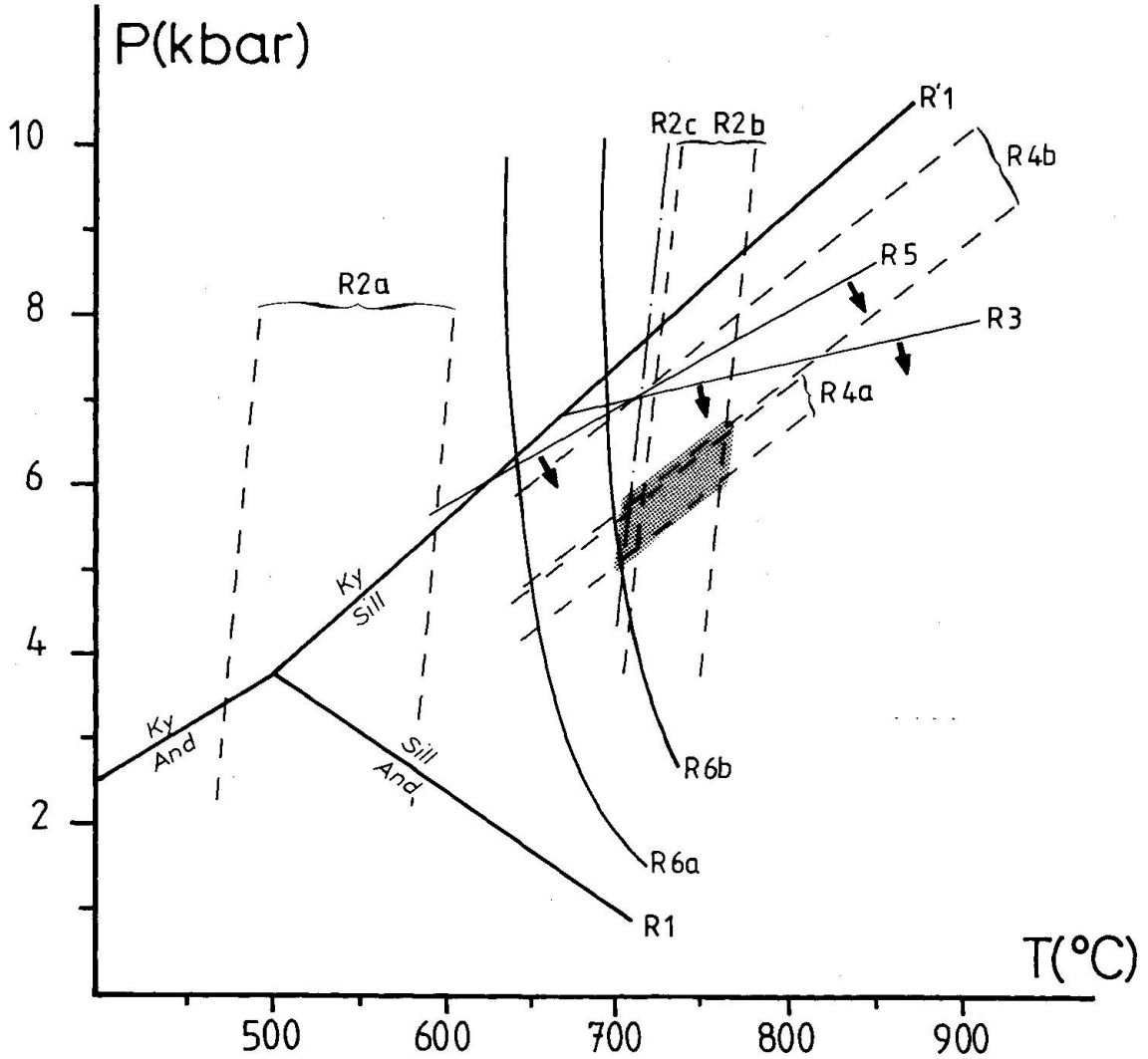

Fig. 6 Estimation des conditions P-T d'équilibration et de l'évolution rétrograde (légende des courbes d'équilibre Tab. 6).

l'ordre de 5-6 kbar pour une température de 700 °C).

gr + alm + ru = ilm + an + qz (R5, Tab. 7).

Cet assemblage permet d'estimer, en l'absence de rutile, une valeur maximale de la pression (BOHLEN et LIOTTA, 1986). La courbe d'équilibre a été calculée (i) à l'aide des modèles d'activité de NEWTON et HASELTON (1981) pour le grenat, de NEWTON et al. (1980) pour le plagioclase (Tab. 3) et (ii) avec les compositions des bordures des phases grenat et plagioclase. La pression maximale de l'assemblage observé est environ 7 kbar pour une température de 700 °C (Fig. 6).

5.2. LES COURBES DE FUSION PARTIELLE

Les conditions P-T obtenues situent ces roches dans le champ de fusion des granites (JOHANNES, 1984; JOHANNES, 1985) (Fig. 6: courbe R6a) pour une activité de l'eau égale à 1. Toutefois, si l'équilibre quartz + orthose + plagioclase + H_2O = liquide a certes pu jouer (SCHMID et WOOD 1976) ce qui confirmerait le caractère de restites de ces roches (SCHMID 1978/1979), il ne peut pas (ou plus) être invoqué en raison de l'absence (ou de la totale disparition) du feldspath potassique. L'équilibre possible est plagioclase + quartz + H_2O = liquide (JOHANNES, 1985), ce qui place ces roches également dans le champ de la fusion pour une activité de l'eau égale à 1 et une composition des plagioclases égale à An_{30} (plagioclases matriciels, Fig. 6, courbe R6b). L'activité de l'eau était donc inférieure à 1 lors de l'équilibration de la paragenèse observée.

5.3. L'ÉVOLUTION RÉTROGRADE

L'évolution rétrograde se traduit par la zonation de diffusion développée en bordure du grenat. Cette zonation est due à l'échange $FeMg_{-1}$ (grenat) = $FeMg_{-1}$ (biotite). En supposant qu'il y ait toujours équilibre entre les bordures des phases, la chute de température enregistrée est de l'ordre de 200 °C (Fig. 6). L'assemblage étudié ne permet pas d'apprécier la variation de pression lors du trajet rétrograde.

Pour la zone d'Ivrée des températures de réequilibration de l'ordre de 500-600 °C ont également été obtenues par ZINGG (1983) sur la base des échanges $FeMg_{-1}$ (biotite) = $FeMg_{-1}$ (grenat) et $FeMg_{-1}$ (cordiérite) = $FeMg_{-1}$ (grenat).

5.4. CONCLUSION

L'analyse précédente permet donc de proposer (Fig. 6) comme conditions physiques de formation de l'assemblage étudié une pression voisine de 6 kbar, une température d'environ 700-750 °C et une activité de l'eau inférieure à 1 lors du «pic» de métamorphisme. La bordure du grenat à tendance à se rééquilibrer avec la biotite matricielle. Cette rééquilibration traduit une chute de la température jusqu'à des valeurs de l'ordre de 500 °C.

6. Discussion et conclusion

Les conditions P-T du métamorphisme anté-alpin dans la IIDK sont tout à fait comparables à celles connues dans la partie orientale de la zone d'Ivrée (SCHMID et WOOD, 1976; HUNZIKER et ZINGG, 1980; SILLS, 1984). Ceci confirme donc l'analogie entre ces deux unités.

Dans les deux cas le métamorphisme est caractérisé par un très fort gradient T/P (de l'ordre de 30 à 35°/km pour la IIDK) et une migmatisation des roches les plus acides. Les pressions d'équilibration sont dans la IIDK comme dans la zone d'Ivrée relativement faibles et n'excèdent pas 10 kbar (SILLS, 1984). Dans ces deux unités, une rétromorphose des assemblages de haute température est visible. Elle s'effectue généralement de façon statique, bien que d'importantes zones de cisaillement rétrogrades soient également visibles (ZINGG, 1983; BRODIE et RUTTER, 1987).

Les conditions P-T d'équilibration ainsi que les caractères de la rétromorphose font de ces granulites des granulites du groupe II dans la classification de PIN et VIELZEUF (1983).

Dans ce modèle, deux groupes de granulites hercyniennes sont distingués:

- Dans le groupe I, les granulites sont de relativement haute pression et sont communément associées à des éclogites. Ces granulites sont très souvent rétromorphosées dans le faciès amphibolite lors d'une intense déformation ductile. Le modèle de PIN et VIELZEUF (1983) en fait des granulites formées lors des stades précoces de la collision hercynienne, par subduction de matériel de paléomarge.

- Les granulites du groupe II sont de relativement basse pression et ne sont pas associées à des éclogites. La rétromorphose y est faible et se déroule généralement en conditions statiques. Ces granulites se développent à la base de la croûte et un magmatisme basique à ultrabasique leur est souvent associé. Dans le modèle de PIN et VIELZEUF (1983), les granulites du groupe II se forment après la collision hercynienne. Celle-ci développe une forte anomalie thermique dans le manteau supérieur, responsable de la montée de magmas basiques qui cristallisent massivement près de l'interface croûte-manteau et qui provoquent la granulitisation de la base de la croûte continentale.

Ce modèle implique un âge de formation tardi-hercynien pour les granulites du groupe II. Il est donc en contradiction avec les travaux de HUNZIKER et ZINGG (1980) qui proposent un âge ordovicien pour le métamorphisme granulitique dans la zone d'Ivrée. Un refroidissement très lent lui succède expliquant les différences d'ages radiométriques obtenus en fonction des méthodes utilisées.

De récents travaux sont en faveur du modèle de PIN et VIELZEUF (1983):

- Une diorite du complexe basique majeur (RIVALENTI et al., 1975; RIVALENTI et al., 1984) de la zone d'Ivrée à été datée par PIN (1986) à 285^{+7}_{-5} M.a. (U-Pb sur zircons). La contemporaneïte de mise en place du «complexe basique majeur» et du métamorphisme granulitique, bien que généralement admise (SCHMID et WOOD, 1976) a été récemment mise en doute, deux parties d'âges différents étant probablement à distinguer dans le «complexe basique majeur» (PIN et SILLS, 1986; VOSHAGE et al., 1987).

- Des études structurales (HANDY, 1986; SCHMID et al., 1987; BRODIE et RUTTER, 1987) ont mis en évidence la présence de structures extensives à la base de l'unité (BRODIE et RUTTER, 1987) et à son sommet (ligne du Pogallo, HANDY, 1985; SCHMID et al., 1987). Ces structures sont pour les plus précoces synchrones du métamorphisme granulitique et traduisent un amincissement crustal qui débute vraisemblablement au Permien (BRODIE et RUTTER, 1987), après la mise en place des granites de Baveno et du Mt-Orfano. Ceux-ci ont été respectivement datés à 276 ± 5 M.a. (Rb/Sr sur roche totale) par HUNZIKER et ZINGG (1980) et à 270-275 M.a. (U-Pb sur monazite) par KÖPPEL et GRÜNENFELDER (1978/79). Ils sont contemporains du granite du Mt-Mucrone (zone Sesia-Lanzo) daté à 286 +3 -7 M.a. (U-Pb sur zircon) par PAQUETTE (1987).

En accord avec le modèle de PIN et VIELZEUF (1983), de nombreux travaux géophysiques (BERCKHEMER, 1968; GIESE, 1968; BERCKHEMER, 1969; FOUNTAIN, 1976; FOUNTAIN et SALISBURY, 1981) et pétrographiques (MEHNERT, 1975) ont par ailleurs montrés que la zone d'Ivrée est une portion basale de la croûte sudalpine. La IIDK était donc probablement elle aussi située à la base de la croûte sudalpine antérieurement à la collision alpine. Elle représente la base de cette croûte chevauchant l'unité des «micaschistes éclogitiques» lors de l'événement éoalpin (LARDEAUX, 1981; LARDEAUX et al., 1982; VUICHARD, 1987), le Moho étant utilisé comme niveau de décollement (GILLET et al., 1986).

L'évolution suivante peut donc être proposée: le métamorphisme granulitique s'est développé à la base de la croûte austroalpine vers 285 M.a. (PIN, 1986). Il est accompagné par la mise en place de roches basiques en base de croûte et par la montée de granitoïdes (Baveno, Mt-Orfano, Mt-Mucrone) dans les niveaux supérieurs de la croûte sudalpine (FOUNTAIN, 1986). Le métamorphisme est rapidement suivi d'un amincissement crustal matérialisé par le jeu normal de la faille du Pogallo (HANDY, 1986; SCHMID et al., 1987) et le fonctionnement de zones de cisaillement conjuguées extensives en base de croûte (BRODIE et RUTTER, 1987). Par endroit au moins, l'épaisseur de la croûte austroalpine a ainsi été réduite à une dizaine de kilomètres (SCHMID et al., 1987).

Remerciements

Je tiens à remercier particulierement M. Ballèvre pour les précieux conseils qu'il m'a apporté au cours de l'élaboration de ce travail. Mes remerciements vont également à A. Zingg pour sa revue critique et ses remarques judicieuses.

Références

ARGAND, E. (1906): Sur la tectonique de la Dent-Blanche. C.R. Acad. Sci. Paris, 142, 527-529.

BALLÈVRE, M., KIENAST, J.R., VUICHARD, J.P., (1986): La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. Eclogae geol. Helv., 79, 57-74.

BECCALUVA, L., DAL PIAZ, G.V., MACCIOTTA, G., ZEDA, O. (1978-79): The austroalpine harzburgite body of the Artogna Valley (Italian Western Alps). Mem. Soc. Geol. Ital., 33, 173-181.

BERCKHEMER, H. (1968): Topographie des «Ivrea-Körpers» abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 235-254.

BERCKHEMER, H. (1969): Direct evidence for the composition of the lower crust and Moho. Tectonophysics, 8, 97-105.

BERTOLANI, M. (1971): La petrografia della cosidetta seconda zona kinzigitica nelle alte valli del Mastallone e del Sermenza (Val Sesia). Rend. Soc. It. Mineral. Petr., 27, 368-391.

BOHLEN, S.R., LIOTTA, J.J. (1986): A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. J. Petrology, 27, 1025-1034.

BOHLEN, S.R., WALL, V.J., BOETTCHER, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system $FeO-TiO_2-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Am. Mineral., 68, 1049-1058.

BORIANI, A. (1982): The medium grade-high grade transition in the regional metamorphism: an example from the Ivrea-Verbano zone (Italy). Rend. Soc. Ital. Mineral. Petr., 38, 543-548.

BRODIE, K.H., RUTTER, E.H. (1987): Deep crustal extensional faulting in the Ivrea Zone of Northern Italy. Tectonophysics, 140, 193-212.

CARMICHAEL, D.M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 20, 244-267.

CARRARO, F., DAL PIAZ, G.V., SACCHI, R. (1970): Serie di Valpelline e II Zona Diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. Mem. Soc. Geol. Ital., 9, 197-224.

COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G.V., HUNZIKER, J.C., GOSSO, G., LOMBARDO, B., WILLIAMS, P.F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petr., 33, 281-334.

DAL PIAZ, G.V., GOSSO, G., MARTINOTTI, G. (1971): La II zona diorito-kinzigitica tra la Val-Sesia e la Valle d'Ayas (Alpi Occidentali). Mem. Soc. Geol. Ital., 10, 257-276.

DAL PIAZ, G.V. HUNZIKER, J.C., MARTINOTTI, G. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. Ital., 11, 433-460.

DIEHL, E.A., MASSON, R., STUTZ, A.H. (1952): Contributo alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 17, 1-52.

FOUNTAIN, D.M. (1976): The Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones, Northern Italy: a cross section of the continental crust - new evidence from seismic velocities of rock samples. Tectonophysics, 33, 145-165.

FOUNTAIN, D.M. (1986): Implications of deep crustal evolution for seismic reflection interpretation. In: M. BARGANZI and L. BROWN (eds.): Reflection seismology: The continental crust. Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., 14, 1-8.

FOUNTAIN, D.M., SALISBURY, M.H. (1981): Exposed cross-section through the continental crust: implications for crustal structure, petrology and evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 56, 263-277.

FRANCHI, S. (1905): Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. R. Comit. Geol. Ital., 36, 270-298.

GHENT, E.D. (1976): Plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. Am. Mineral., 61, 710-714.

GIESE, P. (1968): Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 261-284.

GILLET, PH., CHOUKROUNE, P., BALLÈVRE, M., DAVY, PH. (1986): Thickening history of the Western Alps. Earth Planet. Sci. Lett., 78, 44-52.

GOLDSMITH, J.R. (1980): Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. Am. Mineral., 65, 272-284.

GOSSO, G. (1977): Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micaschists of the upper Gressoney-Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). Rend. Soc. ital. Mineral. Petr., 33, 389-407.

GRAMBLING, J.A. (1981): Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblage in the Truchas Peaks region, New Mexico. Am. Mineral., 66, 706-722.

GRAMBLING, J.A. (1983): Reversals in Fe-Mg partitioning between chloritoid and staurolite. Am. Mineral., 68, 373-388.

HANDY, M. (1986): The structure and rheological evolution of the Pogallo fault zone, a deep crustal dislocation in the Southern Alps of Northwestern Italy (Prov. Novara). These, Univ. Bale, 327 p.

HARIYA, Y., KENNEDY, G.C. (1968): Equilibrium study of anorthite under high pressure and high temperature. Am. J. Sci., 266, 193-203.

HAYS, J.F. (1966): Lime-alumina-silica. Carnegie Inst. Wash. Yrbk., 65, 234-239.

HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Am. J. Sci., 271, 97-131.

HOLDAWAY, M.J. (1978): Significance of chloritoid-bearing rocks in the Picuris Range, New Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., 89, 1404-1414.

HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 31, 1-55.

HUNZIKER, J.C., ZINGG, A. (1980): Paleozoic amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea zone (Southern Alps, Northern Italy). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 60, 181-213.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J. (1985a): Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. Am. Mineral., 70, 272-278.

INDARES, A., MARTIGNOLE, J. (1985b): Biotite-garnet geothermometry in granulite-facies rocks: evaluation of equilibrium criteria. Canadian Mineral., 23, 187-193.

JOHANNES, W. (1984): Beginning of melting in the granite system $Qz-Or-Ab-An-H_2O$. Contrib. Mineral. Petrol., 86, 264-273.

JOHANNES, W. (1985): The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In ASHWORTH, J.R. (ed.). Migmatites. Blackie, Glasgow, 36-85.

KÖPPEL, V., GRÜNENFELDER, M. (1978/79): Monazite and zircon U-Pb ages from the Ivrea and Ceneri zones. Abstract 2. symp. Ivrea-Verbano Varallo. Mem. Sci. Geol., 33, 257.

KRETZ, R. (1959): Chemical study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of southwestern Quebec, with emphasis on ditribution of elements in coexisting minerals. J. Geol., 67, 371-403.

LANG, H.M., RICE, J.M. (1985): Geothermometry, geobarometry and T-X-(Fe,Mg) relations in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. J. Petrol., 26, 889-924.

LARDEAUX, J.M. (1981): Evolution tectonometamorphique de la zone nord du massif de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales): un exemple d'éclogitisation de croûte continentale. Thèse de 3e cycle, Univ. Paris VI, 270 p.

LARDEAUX, J.M., GOSSO, G., KIENAST, J.R., LOMBARDO, B. (1982): Relation entre le métamorphisme et la déformation dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. Bull. Soc. Geol. France, 4, 793-800.

LATTARD, D. (1974): Les roches du facies schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse de 3e cycle, Paris VI, 76 p.

MASSON, R. (1938): Geologische-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 18, 54-213.

MEHNERT, K.R. (1975): The Ivrea Zone: A model of the deep crust. N. Jb. Mineral. Abh., 125, 156-199.

MILTON, D.J. (1986): Chloritoid-sillimanite assemblage from North Carolina. Am. Mineral., 71, 891-894.

NEWTON, R.C., CHARLU, T.V., KLEPPA, O.J. (1980): Thermo-chemistry of high structural state plagioclases. Geochim. Cosmochim. Acta., 44, 933-941.

NEWTON, R.C., HASELTON, H.T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al_2SiO_5. In: R.C. NEWTON, A. NAVROTSKY and B.J. WOOD (eds.): Thermodynamics of minerals and melts. Springer Verlag, New York, 129-145.

NOVARESE, V. (1906): La zona d'Ivrea. Boll. Soc. Geol. Ital., 25, 176-180.

PAQUETTE, J.L. (1987): Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse, université de Rennes I, 222 p.

PIN, C. (1986): Datation U-Pb sur zircon à 285 Ma du complexe gabbrodioritique du Val Sesia-Val Mastallone et âge tardi hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). C.R. Acad. Sc. Paris, II, 303, 827-830.

PIN, C., SILLS, J.D. (1986): Petrogenesis of layered gabbros and ultra-mafics rocks from Val Sesia, the Ivrea zone, NW Italy: trace element and isotope geochemistry. In: DAWSON J.B. (ed.). The nature of the lower crust. Geol. Soc. Spec. Pub., 25, 231-249.

PIN, C., VIELZEUF, D. (1983): Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. Tectonophysics, 93, 47-74.

RIVALENTI, G., GARUTI, G., ROSSI, A. (1975): The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (Italian Western Alps). Whole rock geochemistry. Boll. Soc. Geol. Ital., 94, 1149-1186.

RIVALENTI, G., ROSSI, A., SIENA, F., SINIGOI, S. (1984): The Layered series of the Ivrea-Verbano igneous complex, Western Alps, Italy. Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., 33, 77-99.

RUBIE, D.C. (1984): A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. J. Geol., 92, 21-35.

SCHMID, R. (1978-1979): Are the metapelites of the Ivrea-Verbano zone restites? - Mem. Sci. Geol. Padova, 33, 67.

SCHMID, R., WOOD, B.J. (1976): Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). Contrib. Mineral. Petrol. 54, 255-279.

SCHMID, S.M. ZINGG, A., HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. Tectonophysics, 135, 47-66.

SILLS, J.D. (1984): Granulite facies metamorphism in the Ivrea zone, N.W. Italy. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 64, 169-191.

TRACY, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: FERRY J.M. (ed.): Characterization of metamorphism through mineral equilibria (p. 355-397). Reviews in mineralogy, Min. Soc. Amer., 10.

VOSHAGE, H., HUNZIKER, J.C., HOFMANN, A.N., ZINGG, A. (1987): A Nd and Sr isotopic study of the Ivrea zone, Southern Alps, N-Italy. Contrib. Miner. Petrol., 97, 31-42.

VUICHARD, J.P. (1987): The Sesia Lanzo zone: a result of a two-stages stacking. Terra Cognita, 7, 95 (abstract).

ZINGG, A. (1980): Regional metamorphism in the Ivrea Zone (Southern Alps, N-Italy): Field and microscopic investigations. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 60, 153-170.

ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Strona-Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 63, 361-392.

Manuscrit reçu le 30 juillet 1987; manuscrit révisé accepté le 6 novembre 1987.