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

Band: 77 (1997)

Heft: 2

Artikel: Ferrocarpholite, chloritoïde et lawsonite dans les métapélites des unités du Versoyen et du Petit St Bernard (zone valaisanne, Alpes occidentales) = Ferracarpholite, chloritoid and lawsonite in metapelites of the Versoyen and Petit St Bernard units (Val...

Autor: Goffé, Bruno / Bousquet, Romain

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-58476

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 05.08.2025

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

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 77, 137–147, 1997

Ferrocarpholite, chloritoïde et lawsonite dans les métapélites des unités du Versoyen et du Petit St Bernard (zone valaisanne, Alpes occidentales)

Ferrocarpholite, chloritoid and lawsonite in metapelites of the Versoyen and Petit St Bernard units (Valais zone, Western Alps)

par *Bruno Goffé*[1] et *Romain Bousquet*[1]

Abstract

Ferrocarpholite, lawsonite and chloritoid are described from black shales and calcareous schists of the Petit St Bernard and Versoyen units (Western Alps, Valais zone, France and Italy). Pressure-temperature conditions are estimated using a thermodynamic data base including these minerals and associated phengites. A decompressive PT path is indicated, from initial HP-LT conditions (350°C, 17–18 kbar, geotherm 6–7°C/km) followed by heating up to low-temperature eclogite facies conditions (400–420°C, 13–14 kbar, 10°C/km geotherm), and by a subsequent isothermal path before cooling. The data are consistent with the occurrence of eclogites, glaucophane-jadeite-chloritoid assemblages, and almost pure jadeite in the associated metabasites, sodic-metapelites and acidic rocks respectively. These metamorphic conditions in the Versoyen and Petit St Bernard units strongly contrast with lower metamorphic conditions in the footwall and hangingwall. The general tectonic evolution of the Valaisan domain must be reconsidered using these new PT constraints.

Keywords: ferrocarpholite, phengite, eclogite, metamorphic conditions, P-T paths, Valais, Western Alps.

Résumé

La ferrocarpholite, la lawsonite et le chloritoïde sont décrits dans les schistes noirs et calcschistes des unités du Petit St Bernard et du Versoyen (Alpes occidentales, Zone Valaisanne entre France et Italie). Une estimation des conditions de pression et de température est effectuée sur la base des données thermodynamiques disponibles pour ces minéraux et les phengites associées. Elle permet de décrire un chemin pression-température en décompression depuis des conditions initiales (350°C, 17–18 kbar) (géotherme de 6–7°C/km) vers des conditions éclogitiques de basse température (400–420°C, 13–14 kbar) (géotherme de 10°C/km). Ces conditions sont suivies par un régime isotherme et enfin par un refroidissement. Ces données sont compatibles avec la présence, dans l'unité du Versoyen, d'éclogites, d'associations à glaucophane-jadéite-chloritoïde dans les métapélites sodiques et de jadéite dans les roches acides. Ces conditions opposent fortement les unités du Versoyen et du Petit St Bernard aux autres unités moins métamorphiques situées à leur base et à leur sommet. Elles impliquent une reconsidération de l'évolution tectonique de la région.

[1] Laboratoire de Géologie, URA 1316 du CNRS, Ecole Normale Supérieure, 24, rue Lhomond, F-75005 Paris, France. Corresponding author: B. Goffé; e-mail: goffe@cristal.ens.fr.

Introduction

Le domaine pennique des Alpes occidentales et centrales est un ensemble métamorphique constitué d'unités d'origine continentale et océanique. Le domaine océanique se divise en deux branches. L'une, la plus interne, s'étend depuis le sud des Alpes occidentales en Italie jusque dans les Alpes centrales en Suisse. Elle constitue le domaine liguro-piémontais caractérisé par une forte proportion d'unités d'origine ophiolitique incluses dans l'ensemble des schistes et des calcschistes des Schistes Lustrés (cf. MICHARD et al., 1996). L'autre, plus externe, n'existe qu'au Nord de la chaîne alpine et s'étend entre le Nord des Alpes occidentales en France et les Alpes centrales en Suisse. Elle constitue le domaine Valaisan caractérisé par une faible proportion d'unités d'origine ophiolitique dans l'ensemble des schistes et des calcschistes des «Bündnerschiefer» (TRÜMPY, 1980).

Séparés au Sud-Ouest par le domaine briançonnais, ces deux domaines se rejoignent et se confondent à l'Est des Alpes centrales dans les fenêtres de l'Engadine en Suisse et des Tauern en Autriche (STAMPFLI, 1993; STAMPFLI et MARCHANT, 1997).

Du point de vue du métamorphisme, autant le domaine piémontais est connu, au moins dans les Alpes occidentales, comme un exemple type de métamorphisme des faciès schistes bleus et éclogitiques (cf. MICHARD et al., 1996), autant le domaine Valaisan est mal compris en particulier à son extrémité sud-occidentale. Dans ce secteur (Fig. 1), le domaine valaisan, appelé aussi nappes des Brèches de Tarentaise, est bordé au Nord-Ouest par le front pennique qui chevauche la paléo-plateforme européenne et au Sud-Est par le chevauchement briançonnais frontal (MUGNIER et al., 1993). On y distingue les unités de Moutiers, de Salins, du Petit St Bernard et du Roignais-Versoyen, elle-même divisée en l'unité du Flysch Valaisan et celle du Versoyen s.s. (ANTOINE, 1971). L'unité du Versoyen est constituée d'un complexe à affinité ophiolitique métamorphisé dans les conditions des faciès schistes bleus et éclogitique (BOCQUET, 1974; LASSERRE et LAVERGNE, 1976; SCHÜRCH, 1987; CANNIC et al., 1995, 1996). Les autres unités sont constituées de métasédiments de degré métamorphique variable, partiellement caractérisé dans le faciès schiste vert (GÉLY, 1989 ; CANNIC et al., 1995). Le contraste métamorphique entre l'unité du Versoyen et les autres unités est frappant et a donné lieu à de nombreuses hypothèses sur la signification de l'ensemble ophiolitique qui a pu ainsi être considéré comme une unité métamorphique transportée (BOCQUET, 1974; LASSERRE et LAVERGNE, 1976). Récemment, CANNIC et al. (1995, 1996) proposent d'interpréter la singularité de l'unité du Versoyen comme le résultat d'une faille normale ductile située à son toit, sous l'unité du Petit St Bernard. Les consé-

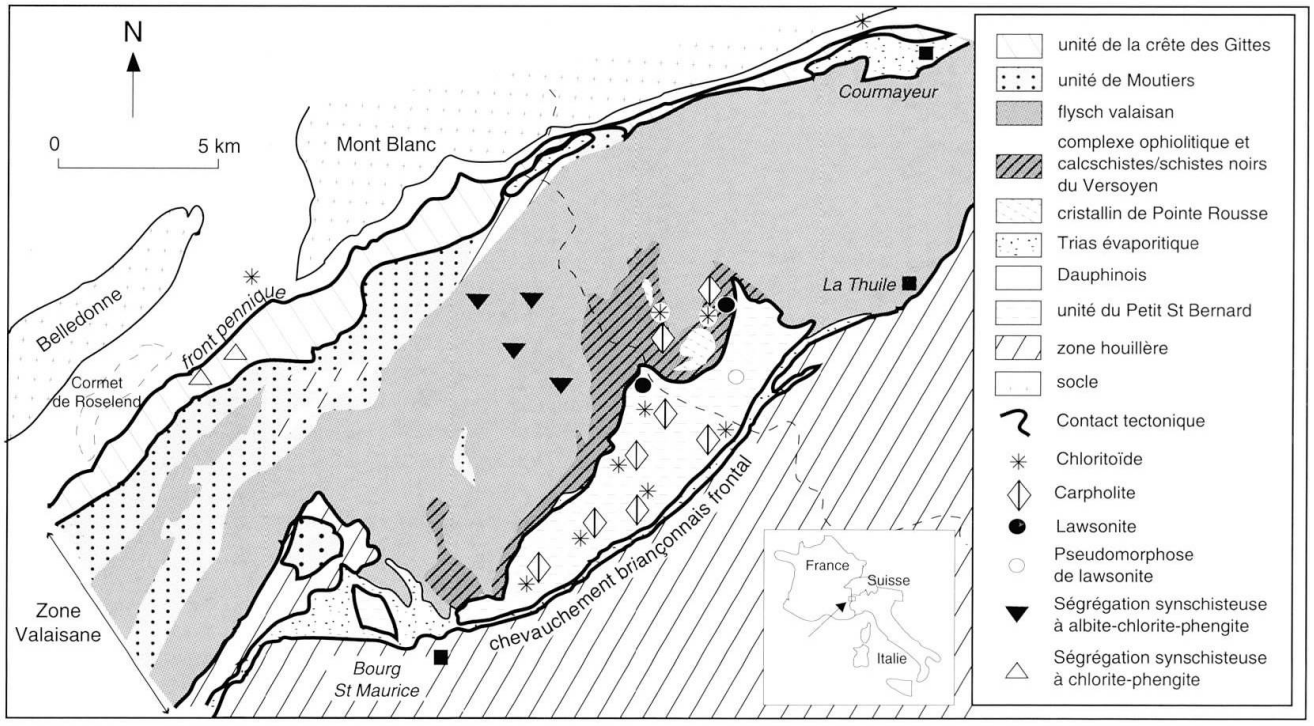

Fig. 1 Occurrences échantillonnées des minéraux métamorphiques index dans les métasédiments des domaines valaisan, dauphinois et ultradauphinois. Schéma géologique d'après DEBELMAS (1980).

quences paléogéographiques, tectoniques et géodynamiques de l'une ou l'autre des hypothèses sont très importantes. Dans le premier cas, l'ensemble ophiolitique ne correspondrait qu'à un accident de signification locale ; dans l'autre cas c'est tout le domaine valaisan jusque dans les Alpes centrales (GOFFÉ et OBERHÄNSLI, 1992) qui pourrait s'individualiser comme un ensemble métamorphique de haute pression et basse température en relation (OBERHÄNSLI, 1994; FROITZHEIM et al., 1996; SCHMID et al., 1996) ou non (MUGNIER et al., 1993; CANNIC et al., 1995) avec une subduction. Afin de vérifier ces hypothèses, une recherche systématique des minéraux index de haute pression dans les métapélites a été menée dans les différentes unités de l'ensemble valaisan entre le Cormet de Roselend, Bourg St Maurice, le col du Petit St Bernard (France) et La Thuile (Italie). Les minéraux recherchés sont la lawsonite et les ferro- et magnésiocarpholites qui caractérisent communément l'histoire de haute pression dans les unités de métasédiments des schistes lustrés des Alpes occidentales (GOFFÉ et CHOPIN, 1986), des «Bündnerschiefer» dans les Alpes centrales (GOFFÉ et OBERHÄNSLI, 1992), de Corse (FOURNIER et al., 1991; DANIEL et al., 1996) ou encore dans les schistes des domaines de haute pression de Crète (THEYE et al., 1992; JOLIVET et al., 1996) et d'Andalousie (GOFFÉ et al., 1989; AZAÑON, 1994).

L'objectif de cette note est de présenter les premiers résultats de cette recherche par une description des nouvelles occurrences de ces minéraux, une première estimation des conditions du métamorphisme et les conséquences qui en découlent pour l'histoire métamorphique de la zone valaisanne.

Occurrences et paragenèses

MÉTHODE ANALYTIQUE

Les minéraux ont été caractérisés en section mince par microscopie optique (50 lames minces dans 50 échantillons différents). Les analyses chimiques (60 analyses sur 6 échantillons types) ont été effectuées sur les minéraux par microsonde électronique (instruments CAMECA: CAMEBAX et SX 50, 15 kV, 10 nA) au service d'analyse CAMPARIS de l'Université Paris VI). Le protocole d'analyse électronique en dispersion de longueur d'onde a utilisé les étalons anorthite (Si, Al, Ca), Fe_2O_3 (Fe), $MnTiO_3$ (Mn), olivine (Mg), albite (Na), orthose (K) et une correction PAP.

Tab. 1 Liste des abréviations utilisées pour les minéraux.

Albite	**Ab**
Chlorite	**Chl**
Chloritoïde	**Ctd**
Ferrocarpholite	**Car**
Jadéite	**Jd**
Disthène	**Ky**
Lawsonite	**Lw**
Muscovite	**Ms**
Paragonite	**Pg**
Phengite (Celadonite)	**Phg**
Pyrophyllite	**Pr**
Quartz	**Qz**
Zoïsite	**Zo**

LES UNITÉS DU PETIT ST BERNARD ET DU VERSOYEN

La lawsonite, la ferrocarpholite, le chloritoïde ont été uniquement rencontrés dans les schistes et calcschistes de l'unité du Petit St Bernard et les schistes noirs de l'unité du Versoyen. Les différentes occurrences sont présentées sur la carte de la figure 1. Le tableau 2 présente les analyses des minéraux (abréviations voir tableau 1) associés dans les paragenèses représentatives de l'évolution métamorphique. Le stade précoce est présent sous forme de paragenèses reliques (a) alors que l'évolution secondaire est représentée par les paragenèses de la foliation (b).

La lawsonite a été trouvée en petits prismes (20 × 200 μm) inclus dans des grains de quartz des schistes noirs de l'unité du Petit St Bernard et du Versoyen. Les paragenèses majeures de ces roches sont constituées par des associations à quartz, calcite, chlorite, phengite, paragonite, chloritoïde et ferrocarpholite en fibres incluses dans le quartz. La composition de la lawsonite est très proche du pôle théorique $CaSi_2Al_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O$. Dans d'autres échantillons des mêmes unités, des pseudomorphoses en micas (phengites, paragonite) et calcite en forme de prismes trapus, préservées dans le quartz, peuvent être attribuées à la lawsonite. La lawsonite est également signalée en plusieurs occurrences par CANNIC et al. (1996) dans les schistes noirs de l'unité du Versoyen. Ces lawsonites sont partiellement rétromorphosées en zoïsite et phengite de substitution variable ($Si_{3.2-3.4}$, CANNIC, com. pers.) en présence de chlorite.

La ferrocarpholite se caractérise par son aspect le plus fréquent dans les schistes lustrés et les «Bündnerschiefer» (GOFFÉ et CHOPIN, 1986; GOFFÉ et OBERHÄNSLI, 1992) : microfibres (10 à 500 μm de long sur 0,5 à 10 μm de large, Fig. 2a)

Tab. 2 Analyses et formules structurales des minéraux index des métasédiments dans les unités du Petit St Bernard et du Versoyen. Chloritoïde, formule selon CHOPIN et al. (1992); ferrocarpholite, formule selon GOFFÉ et OBERHÄNSLI (1992) ; phengite, formule sur 11 oxygènes; chlorite, formule sur 14 oxygènes; lawsonite, formule sur 9 oxygènes. X_{Mg} = Mg/(Fe + Mg+Mn). Pour les micas les différents pôles sont calculés selon MASSONNE (1995). [a], [b] : minéraux en association dans un même site textural, [a] en inclusion dans le quartz, [b] dans la foliation.

Unité	**Unité du Versoyen**						**Unité du Petit St-Bernard**																	**Flysch Valaisan**	
Echant.	Breuil921a			Breuil921c			Pt St Bernard922c						Pt St Bernard902d						PSB9210b					Chapieux881c	
	Ctd[b]	Phg[b]	Chl[b]	Car[a]	Phg[a]	Chl[a]	Car[a]	Chl[a]	Phg[a]	Ctd[b]	Phg[b]	Chl[b]	Car[a]	Phg[a]	Chl[a]	Ctd[b]	Phg[b]	Chl[b]	Car[a]	Ctd[b]	Phg[b]	Chl[b]	Lw[c]	Chl[b]	Phg[b]
n° anal.	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	1	2
SiO_2	24.46	47.62	24.95	40.25	50.69	24.62	37.57	25.59	50.82	24.08	48.47	25.46	39.75	52.14	23.3	24.01	50.16	24.58	37.54	24.09	49.31	24.87	38.32	27.6	52.05
TiO_2	0.00	0.00	0.06	0.00	0.11	0.01	0.33	0.12	0.06	0.00	0.13	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.06	0.00	0.03	0.13	0.01	0.10	0.07	0.08
Al_2O_3	40.14	33.71	23.57	31.05	28.51	20.29	30.31	20.88	27.72	40.99	35.57	23.73	29.75	25.52	23.57	40.6	29.99	21.52	30.79	39.59	31.92	23.01	30.87	20.82	25.97
FeO	25.93	1.22	26.06	9.99	2.65	29.69	13.82	31.36	2.64	22.22	0.71	23.19	13.79	4.6	32.54	25.11	3.15	31.5	11.22	25.25	1.76	23.98	0.31	20.17	2.27
MnO	1.26	0.05	0.4	2.71	0.06	1.33	1.23	0.4	0.12	1.58	0.05	0.34	0.78	0	0.2	0.81	0.035	0.35	0.64	0.34	0.02	0.04	0.00	0.11	0.09
MgO	0.96	1.22	12.32	5.29	2.46	11.18	4.47	10.28	2.71	2.7	1.12	14.78	3.88	2.01	8.17	1.67	1.74	10.12	5.51	2.1	1.79	13.93	0.00	18.74	3.78
CaO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.08	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.08	0.01	0.00	0.03	0.04	0.15	17.41	0.12	0.03
Na_2O	0.00	0.57	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.88	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00	0.26	0.03	0.00	0.05	0.35	0.07	0.02	0.00	0.15
K_2O	0.00	9.82	0.00	0.00	9.63	0.00	0.00	0.00	9.60	0.00	9.06	0.00	0.00	10.13	0.00	0.00	9.81	0.05	0.00	0.01	9.23	0.03	0.05	0.02	10.35
F	0.00	0.23	0.13	0.65	0.22	0.13	0.36	0.00	0.45	0.23	0.00	0.00	0.42	0.10	0.14	0.11	0.58	0.06	0.59	0.00	0.33	0.25	0.00	0.40	0.00
total	92.82	94.52	87.52	90.51	94.68	87.26	88.09	88.81	94.41	91.88	96.08	87.61	88.73	94.68	88.01	92.35	96.01	88.28	86.03	91.53	95.06	86.35	87.18	87.31	94.78
Si	2.039	3.183	2.626	2.109	3.392	2.688	2.03	2.74	3.422	2.000	3.154	2.643	2.152	3.523	2.64	2.001	3.334	2.66	2.000	2.025	3.273	2.647	2.039	2.816	3.48
Ti	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.002	0.013	0.010	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.005	0.000	0.002	0.007	0.001	0.004	0.005	0.003
Al	3.970	2.656	2.923	1.991	2.247	2.611	1.937	2.635	2.002	4.008	2.727	2.903	2.000	2.032	2.985	3.987	2.351	2.744	2.000	3.923	2.497	2.887	1.936	2.404	2.047
Fe^{3+}	0.030	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.077	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000
Fe^{2+}	1.790	0.068	2.295	0.446	0.149	2.712	0.581	2.810	0.157	1.543	0.039	2.013	0.658	0.26	2.773	1.736	0.175	2.849	0.517	1.689	0.098	2.134	0.000	1.721	0.127
Mn	0.098	0.004	0.005	0.125	0.004	0.122	0.057	0.036	0.000	0.112	0.004	0.29	0.013	0.000	0.048	0.056	0.002	0.031	0.03	0.024	0.001	0.003	0.000	0.01	0.005
Mg	0.253	0.122	1.934	0.429	0.246	1.818	0.364	1.64	0.272	0.335	0.107	2.287	0.330	0.203	1.339	0.208	0.173	1.631	0.453	0.263	0.177	2.21	0.000	2.747	0.377
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.003	0.017	0.992	0.010	0.000
Na	0.000	0.074	0.000	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.111	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.034	0.000	0.000	0.008	0.045	0.015	0.002	0.000	0.018
K	0.000	0.837	0.000	0.000	0.822	0.000	0.000	0.000	0.823	0.000	0.752	0.000	0.000	0.874	0.000	0.000	0.832	0.000	0.000	0.001	0.781	0.005	0.004	0.002	0.833
F	0.000	0.049	0.045	0.111	0.049	0.046	0.061	0.000	0.100	0.000	0.046	0.000	0.077	0.022	0.000	0.000	0.123	0.000	0.102	0.000	0.005	0.085	0.000	0.095	0.000
XMg	0.12	0.62	0.46	0.43	0.62	0.39	0.36	0.37	0.63	0.17	0.71	0.50	0.33	0.44	0.32	0.10	0.49	0.36	0.45	0.13	0.64	0.51	-	0.61	0.74
Ms		0.7028			0.4958				0.5417		0.6546			0.4443			0.5535				0.5985				0.4538
Tri		0.0330			0.0450				0.0000		0.0380			0.0180			0.0440				0.0530				0.0390
AlCe		0.1175			0.2514				0.2676		0.1222			0.2293			0.1734				0.1825				0.3613
FAC		0.0655			0.1523				0.1544		0.0445			0.2937			0.1754				0.1011				0.1217
Pg		0.0812			0.0440				0.0363		0.1279			0.0147			0.0390				0.0543				0.0212
TWM		0.0040			0.0156				0.0000		0.0168			0.0000			0.0167				0.0116				0.0080

préservées dans les quartz des ségrégations synfoliaires (veines) de quartz et carbonates. Dans ces quartz, les fibres de ferrocarpholite sont associées à la chlorite et à la phengite (Fig. 2b). Des textures de remplacement de la ferrocarpholite par ces associations à chlorite-phengite sont souvent observées. A l'échelle macroscopique, ces ségrégations synfoliaires de quartz, de taille centimétrique à décimétrique, portent l'empreinte de grandes fibres isolées ou de paquets de fibres de quelques millimètres à un centimètre de section, pour des longueurs qui peuvent atteindre un ou deux décimètres. Ces empreintes, soulignées par les phyllosilicates, donnent aux veines de quartz un aspect fibreux, ligneux caractéristique des pseudomorphoses de ferro- et magnésiocarpholite (GOFFÉ et CHOPIN, 1986 ; GOFFÉ et OBERHÄNSLI, 1992). Au microscope, ces pseudomorphoses sont constituées d'une association de phengite, de chlorite et de chloritoïde (Fig. 2c). Localement, des restes de ferrocarpholite, inclus dans des petits grains de quartz peuvent encore y être observés. Ces structures fibreuses et les microfibres associées avaient déjà été décrites par SCHÜRCH (1987) mais sans pouvoir être attribuées à une phase minérale.

La composition de la ferrocarpholite varie de 45 à 66 mole% du pôle ferreux ($0,33 < X_{Mg} < 0,49$, tableau 2). Les compositions sont relativement homogènes à l'échelle de l'échantillon ($\Delta X_{Mg} < 0,05$). Les ferrocarpholites de l'unité du Versoyen se singularisent par un contenu en manganèse élevé ($X_{Mn} = 0,125$). C'est la plus forte valeur connue pour la série des ferro- et magnésiocarpholite. Elle pourrait être le reflet d'un milieu initialement plus riche en manganèse que celui habituellement connu pour les pélites à ferro- et magnésiocarpholite (THEYE et al., 1992). Elle pourrait ainsi témoigner d'un milieu de sédimentation originel en condition péri-ophiolitique.

Le chloritoïde en rosettes ou en prismes isolés de taille millimétrique se rencontre en abondance dans la foliation principale des schistes. Souvent associé aux phengites et à la chlorite dans les pseudomorphoses de ferrocarpholite, il apparaît

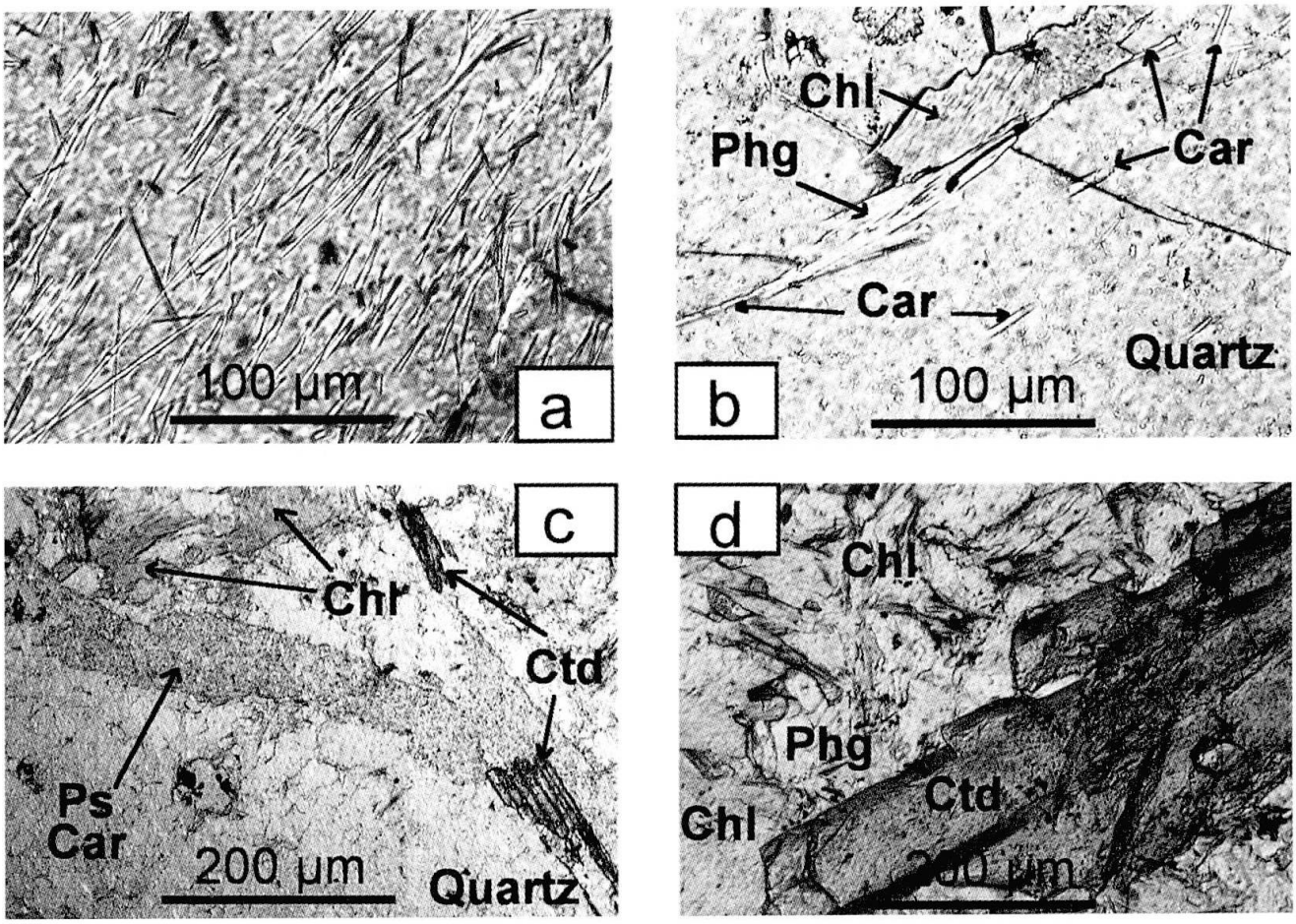

Fig. 2 Microphotographies d'exemples types des associations à ferrocarpholite et chloritoïde. (a) microfibres de ferrocarpholite incluses dans le quartz (échantillon ISB883b) ; (b) association à ferrocarpholite, chlorite et phengite incluses dans le quartz (échantillon Breuil 921c); (c)pseudomorphoses de ferrocarpholite (Ps Car) remplacées par chloritoïde, quartz, chlorite et phengite, en inclusion dans une ségrégation de quartz (même échantillon que a); (d) association à chloritoïde, phengite et chlorite dans une foliation (échantillon Breuil 921a).

comme une phase de remplacement de ce minéral (Fig. 2c). Il montre fréquemment à la fois des textures d'intercroissance et de remplacement partiel avec la chlorite et la phengite. Des pseudomorphoses complètes du chloritoïde par la chlorite en présence de phengites peuvent être observées dans certains échantillons.

La composition du chloritoïde varie de 80 à 94 mole% du pôle ferreux ($0{,}06 < X_{Mg} < 0{,}2$). Comme pour la ferrocarpholite, la variation de composition est faible dans un même échantillon ($\Delta X_{Mg} < 0{,}05$). Les coefficients de partage de Fe et Mg entre ferrocarpholite et chloritoïde varient de 4 à 6 ($K_{Dcar/ctd} = (Fe/Mg)_{car}/(Fe/Mg)_{ctd}$). Ces valeurs sont comprises dans la gamme de celles observées dans d'autre chaînes de haute pression ($K_{Dcar/ctd}$ = 2,3 à 8, VIDAL et THEYE, 1996). On observe cependant que le K_D diminue entre les compositions les plus ferreuses (les plus précoces) et les plus magnésiennes dans un même échantillon ($DK_D < 2$). Cette évolution est inverse de ce qui est observé par ailleurs en Crète ou en Andalousie (THEYE et al., 1992 ; AZAÑON, 1994 ; AZAÑON et GOFFÉ, 1997). Elle signifie que la composition du chloritoïde évolue, avec l'augmentation du métamorphisme, plus rapidement vers le pôle magnésien que la ferrocarpholite. Cela suggère, au moins pour les termes les plus magnésiens des chloritoïdes, un déséquilibre entre les minéraux dans les échantillons étudiés ici. Ce déséquilibre s'accorde avec l'existence de ferrocarpholites toujours incluses en relique dans les quartz et figées dans une composition qui pourrait correspondre à l'équilibre avec les premiers chloritoïdes apparus dans la roche par la réaction

ferrocarpholite ⇒ chloritoïde + quartz + eau.

En dehors des quartz, dans la foliation principale, le chloritoïde associé aux chlorites et aux phengites peut continuer à évoluer indépendamment (voir chapitre suivant).

Les chlorites ont des compositions ferromagnésiennes intermédiaires (50 à 60 mole% du pôle ferreux). Les compositions des chlorites de la folition sont relativement constantes dans un même échantillon ($\Delta X_{Mg} < 0{,}06$). Les chlorites associées aux reliques de la carpholite dans le quartz ont souvent des compositions différentes de celles de la foliation associées au chloritoïde (cf. échantillon Pt St Bernard 922c, Tab. 2). Les coefficients de partage de Fe et Mg entre chlorite et chloritoïde ($K_{Dchl/ctd}$) varient de 5 à 7. Ces valeurs de $K_{Dchl/ctd}$ correspondent à celles déjà décrites en Crète et en Andalousie ($K_{Dchl/ctd}$ = 5 à 7, THEYE et al, 1992 ; AZAÑON, 1994). Par contre le coefficient de partage entre ferrocarpholite et chlorite ($K_{Dcar/chl}$) en relique dans les quartz est presque constant, il varie de 1,00 à 1,10. Ces valeurs sont comparables à

Tab. 3 Données thermodynamiques utilisées pour les calculs des conditions de pression et de température.

	H°f (J/mol)	S° (J/mol/K)	V° (J/bar)	$v_1 \cdot 10^5$ (bar^{-1})	$v_2 \cdot 10^5$ (bar^{-2})	$v_3 \cdot 10^5$ (K^{-1})	$v_4 \cdot 10^8$ (K^{-2})	k_0	k_1	k_2	k_3
Mg-Carpholite [1]	–4774500	220.000	10.590	–0.17900000	0.000	2.94000000	0.000	601.8080	–4505.050	–11153000	1661427000
Mg-Chloritoïde [2]	–3549728	141.91	6.874	–0.13053826	0.00125836	2.61856300	0.001222	407.7000	–2759.240	–8624435	1207092210
Clinochlore [1]	–89095890	435.15	21.147	–0.18194707	0.000	2.64515406	0.000	1214.2844	–11217.129	0	–1256253184
Muscovite [3]	–5976740	293.157	14.080	–0.17169021	0.00042947	3.35273302	0.000	651.48926	–3873.229	–1855232	2742469376
Mg-Celadonite [3]	–5832415	288.527	13.870	–0.17169021	0.00042947	3.35273302	0.000	645.91500	–4129.540	–13864470	1978171000

[1] données de VIDAL et al., 1992; [2] données non publiées de B. PATRICK; [3] données de MASSONNE, 1995

celles de Crète et du Péloponnèse (THEYE et al., 1992).

La substitution Tschermak dans les chlorites est comparable à celle des chlorites de Crète et d'Andalousie avec un contenu en Si tétraédrique variant de 2,6 à 2,7 (THEYE et al., 1992 ; AZAÑON, 1994 ; AZAÑON et GOFFÉ, 1997).

Les phengites sont des minéraux ubiquistes dans ces schistes. Les textures réactionnelles qu'ils présentent avec la ferrocarpholite, le chloritoïde et la lawsonite en font des minéraux critiques pour la compréhension de l'évolution du métamorphisme. Le contenu phengitique des micas exprimé par la valeur en Si du site tétraédrique varie de Si = 3,15 à Si = 3,52 dans les associations à chlorite, ferrocarpholite, chloritoïde et quartz. Les valeurs les plus basses (3,15–3,25) sont celles des phengites associées à la chlorite et au chloritoïde dans la foliation principale. Les valeurs les plus fortes (3,30–3,52) correspondent aux phengites associées avec la chlorite et la ferrocarpholite dans les ségrégations de quartz. Ces phengites peuvent alors être considérées comme des reliques. Les coefficients de partage de Fe et Mg entre les phengites et les minéraux associés (chlorite, ferrocarpholite, chloritoïde) dans chacune des situations texturales observées, soit dans les quartz soit à l'extérieur dans la foliation, sont homogènes et traduisent un équilibre entre les phengites et ces minéraux ($K_{Dph/chl} = 2 \pm 0,4$; $K_{Dph/car} = 1,8 \pm 0,3$; $K_{Dph/ctd} = 12 \pm 0,9$).

LES AUTRES UNITÉS

La ferrocarpholite et la lawsonite n'ont pas pu être mises en évidence dans les autres unités du domaine valaisan (unité du Flysch Valaisan, unité de Moutiers, unités de Salins) ou des autres unités sous-jacentes (unité ultra-dauphinoise de la Crête des Gittes) ou sus-jacentes de la Zone Houillère briançonnaise. Dans l'unité du flysch valaisan, les paragenèses principales sont à quartz, calcite, albite, chlorite, phengite ($Si_{3,3-3,4}$). Le chloritoïde est connu dans les unités dauphinoises (LEIKINE et al., 1983). L'unité de la Crête des Gittes offre la particularité d'être constituée d'un matériel schisteux noir, d'âge liasique, comparable à celui de l'unité du Petit St Bernard. Ces schistes sont très riches en lentilles de quartz synfoliaires dont l'aspect fibreux pourrait être confondu avec celui des pseudomorphoses de ferro- ou magnésiocarpholite. Au microscope, ces quartz – qui montrent de très belles structures en «crack-seal» (RAMSAY, 1980) – n'incluent que des chlorites et des phengites en petites lamelles orientées dans le sens de l'étirement ou en vermicules désorientés. Ces chlorites et micas sont des minéraux primaires qui, par leur habitus, ne peuvent être confondus avec ceux provenant de la rétromorphose de la ferrocarpholite ou de la lawsonite. Les chlorites diffèrent des chlorites des schistes à ferrocarpholite par un contenu en aluminium plus élevé ($Si/Al_{total} = 0,8$ contre 1). La substitution phengitique est variable de Si = 3,1 à Si = 3,3 avec un déficit important dans le site interfoliaire (K+Na+Ca = 0,8), ce qui les rapproche des illites.

Les schistes charbonneux de la Zone Houillère avec leurs micas détritiques, leurs plantes préservées et leur faible déformation sont peu métamorphiques. Ils offrent de ce point de vue un contraste métamorphique saisissant avec les schistes à ferrocarpholite de l'unité du Petit St Bernard.

Estimations des pressions et des températures

La méthode s'appuie sur le calcul des pressions et des températures à partir des bases de données thermodynamiques concernant les principaux minéraux rencontrés ici. Les réactions d'équilibre calculées sont celles:

- de la lawsonite avec la zoïsite,
- de l'albite avec l'association jadéite plus quartz. Cette association, qui caractérise les métabasites et métapélites sodiques de l'unité du Versoyen, est aussi présente dans la petite écaille de socle gneissique (Pointe Rousse) incluse dans les schistes noirs (SALIOT, 1979),
- de la ferrocarpholite avec le chloritoïde,
- des micas et de la chlorite avec la ferrocarpholite, le chloritoïde, la lawsonite et la zoïsite ou avec l'albite et la paragonite. On considère ici que les remplacements observés entre ces minéraux correspondent à des réactions proches de l'équilibre dans un système en évolution dans le champ pression-température (GOFFÉ et VIDAL, 1992).

Les courbes ont été calculées en utilisant le programme PTAX, une extension de GEOCALC (BERMAN et PERKINS, 1987) sur la base des données de BERMAN (1988) pour le quartz, la jadéite, l'albite, la lawsonite, la zoïsite et la margarite. Ces données ont été complétées par celles de VIDAL et al. (1992) pour la magnésiocarpholite, celles non publiées de PATRICK et BERMAN (1989) pour le magnésiochloritoïde et enfin celles de MASSONNE (1995) pour les micas. Ces données sont présentées dans le tableau 3. Les calculs ont été effectués sur la base des activités des minéraux, tels qu'ils ont été analysés dans chacun des sites texturaux (inclusions dans les quartz et foliation). Le calcul des activités est effectué selon VIDAL et al. (1992) pour les chlorite, ferrocarpholite, selon VIDAL et

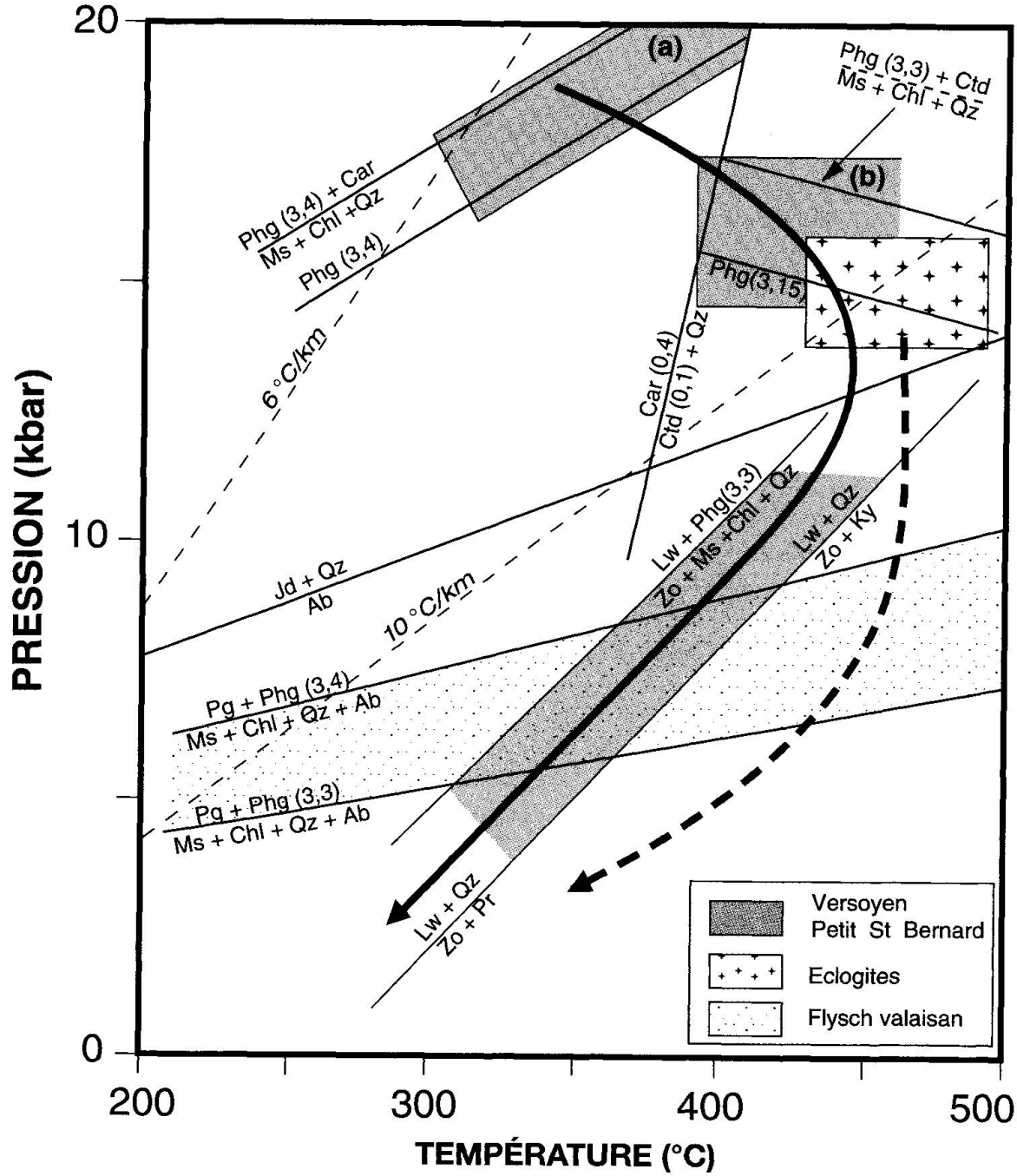

Fig. 3 Estimation des conditions de pression et température de l'évolution métamorphique dans les métasédiments des unités du Petit St Bernard, du Versoyen et du flysch Valaisan. Comparaison avec les données des éclogites associées (trait en pointillé) d'après CANNIC et al. (1996). La dimension des boîtes grisées rend compte de la dispersion des valeurs en fonction des variations de compositions des minéraux. Phg(3,5) représente la teneur en Si dans les phengite, Car(0,4) et Ctd(0,1) représentent respectivement le X_{Mg} dans la ferrocarpholite et dans le chloritoïde. (a) et (b) se réfèrent aux types de paragenèses décrits dans le tableau 2.

al. (1994) pour le chloritoïde et selon MASSONNE (1995) pour les micas. De plus pour les micas, nous utilisons les paramètres de Margules donnés par MASSONNE (1995). La courbe concernant la jadéite est calculée pour une jadéite contenant 90 mole % du pôle pur (SALIOT, 1979).

Les résultats des calculs sont présentés dans la Figure 3.

Dans les unités du Versoyen et du Petit St Bernard, les conditions de pression sont limitées par les isopleths de la substitution de Tschermak des micas (contenu en Si) et celles de température par les courbes de même X_{Mg} dans les associations à carpholite-chloritoïde.

On peut distinguer deux groupes de valeurs:

– l'un est situé à une température minimale de

380–400 °C entre 13 et 17 kbar et correspond aux associations des foliations à chloritoïde, chlorite, micas et reliques de ferrocarpholite. Dans ce cas, la ferrocarpholite peut ne plus être équilibrée avec le chloritoïde et nous fixe une température minimale en supposant que les carpholites les plus magnésiennes ($0,4 < X_{mg} < 0,5$) et les chloritoïdes les plus ferreux ($0,1 < X_{Mg} < 0,14$) correspondent au dernier équilibre entre ces minéraux avant la destruction complète de la carpholite en dehors des quartz.

– l'autre s'étend, entre 300 °C à 17 kbar et 450 °C à 22 kbar, le long de l'isopleth des phengites les plus substituées ($Si_{3.5}$) qui caractérisent les associations à ferrocarpholite des ségrégations de quartz.

Pour les foliations, les conditions de température et de pression sont du même ordre de grandeur que celles estimées dans d'autre régions (Crète, Péloponnèse, Andalousie) pour des associations minérales comparables (THEYE et al. 1992 ; AZAÑON, 1994). Ces valeurs de pression et de température sont compatibles avec celles déduites des roches intimement associées aux schistes et calcschistes à ferrocarpholite : éclogites (13–16 kbar, 425–500 °C) dans les complexes basiques, associations à glaucophane-jadéite-chloritoïde dans les métapélites sodiques et jadéite très pure (12 kbar au minimum) dans les roches acides (SALIOT, 1979 ; SCHÜRCH, 1987 ; CANNIC et al., 1996).

En revanche, les pressions estimées pour les phengites les plus substituées peuvent – en première analyse – apparaître comme considérables. Il faut remarquer que la valeur de la substitution phengitique, dont dépend la pression, est exceptionnellement forte pour ce type de roche. Pour des associations comparables, ces valeurs sont comprises, en Crète et en Andalousie, entre $Si_{3,1}$ et $Si_{3,35}$ p.f.u. pour des pressions minimales variant de 8 à 13 kbar (THEYE et al., 1992 ; AZAÑON, 1994). Toujours incluses avec les reliques de ferrocarpholite dans les ségrégations de quartz, elles représentent – en l'absence de chloritoïde – les reliques d'un stade de cristallisation à plus basse température (par exemple 16–18 kbar à 300–350 °C). Un chemin pression-température peut alors être construit avec une augmentation de la température accompagnant une décroissance en pression depuis une valeur approximative de 350 °C et 17–18 kbar vers 400–420 °C et 13–14 kbar. Le remplacement tardif de la lawsonite par une association à zoïsite et phengite ($Si_{3.2}$) en présence de chlorite traduit une évolution à une plus basse pression. L'absence de disthène ou de pyrophyllite contraint les conditions P et T au-dessus de la courbe d'équilibre de la lawsonite avec la zoïsite et le disthène ou la pyrophyllite, soit autour de 400 °C à 8 kbar.

Dans les autres unités, l'absence de ferrocarpholite implique des pressions inférieures.

Le Flysch Valaisan est caractérisé par des phengites fortement substituées ($Si_{3.3}$–$Si_{3.4}$) en association avec l'albite et la chlorite. L'absence de paragonite et le développement tardif de l'albite et de la chlorite dans la foliation micacée suggèrent une réaction ayant consommé la paragonite. Pour les compositions considérées, cette réaction – très dépendante de la pression – se situe à 350 °C autour de 8 kbar pour les phengites les plus substituées ($Si_{3,4}$) et 6 kbar pour les moins substituées ($Si_{3,3}$). La disparition de la paragonite et des phengites les plus substituées en faveur de l'albite, de la chlorite et de phengites moins substituées est une réaction à pression décroissante. Elle implique donc que des pressions plus fortes que 8 kbar aient pu exister dans le Flysch Valaisan. L'absence de reliques ou de pseudomorphoses de jadéite ou de glaucophane suggère cependant que ces pressions n'ont jamais dépassé la dizaine de kbar.

Dans l'unité ultra-dauphinoise de la Crête des Gittes, les micas montrent des substitutions phengitiques variables ($Si_{3,10-3,30}$) avec une composante illitique élevée. En la seule présence de chlorite et de quartz, le système n'est pas contraint et toute estimation des conditions du métamorphisme est impossible. La composante illitique des micas et la richesse en aluminium des chlorites suggèrent des conditions de température inférieures aux cas précédents.

Discussion et conclusion

Pour des roches qui étaient considérées comme faiblement métamorphiques, les estimations de pression proposées ici peuvent paraître surprenantes. Néanmoins ces résultats sont remarquablement cohérents et satisfaisants. Pour l'unité du Versoyen, l'intime imbrication des éclogites et des schistes noirs (CANNIC et al., 1995, 1996) exclut tous les résultats qui ne rendraient pas compte de conditions identiques de métamorphisme pour ces deux types de roche. SCHÜRCH (1987) avait déjà soulevé le problème de l'incompatibilité des estimations déduites à l'époque des pélites, comparées avec celles des roches basiques. L'estimation de conditions P et T comparables à celles obtenues à partir des éclogites en utilisant les associations à ferrocarpholite, choritoïde et phengites sur la base des données thermodynamiques de VIDAL et al. (1992) et MASSONNE (1995) est ainsi validée. L'existence de phengites plus substituées

en association avec la ferrocarpholite doit nécessairement correspondre à des pressions plus fortes, tandis que le remplacement de la lawsonite par la zoïsite associée à une phengite se fait nécessairement à plus basse pression. Ces deux conditions indépendantes sont parfaitement rendues par le calcul. Il en est de même pour l'estimation des conditions de pression dans le flysch valaisan, qui rend compte de l'absence de reliques de haute pression. Le chemin pression-température qui résulte de ces estimations est cohérent (Fig. 3). Il s'applique aux deux unités du Versoyen et du Petit St Bernard et est comparable, dans sa partie basse, à celui des éclogites. Ce chemin pression-température est uniquement contraint dans son histoire décompressive. Les conditions initiales se situent sur un géotherme de très basse température (6–7 °C/km). Elles sont suivies par un réchauffement jusque dans des conditions des éclogites de basse température (géotherme de 10 °C/km), puis par des conditions isothermes et enfin un refroidissement.

Les conditions de haute pression le long d'un géotherme 6–7 °C/km sont connues dans les schistes bleus franciscains en Californie (PATRICK and DAY, 1989) ou les éclogites de Sifnos en Grèce (SCHLIESTEDT, 1990). Ces conditions ont été modélisées par PEACOCK (1992, 1993). Elles correspondent indubitablement à un mécanisme de subduction en régime stationnaire. Une telle subduction a été suggérée par OBERHÄNSLI (1994) pour le Versoyen. La forme particulière du chemin PT décrit, implique que les conditions de température maximale (éclogites) aient été atteintes durant l'exhumation (PEACOCK, 1992).

Le mécanisme d'exhumation, par faille normale ductile, proposé par CANNIC et al. (1995, 1996) peut s'appliquer mais il est nécessairement localisé au toit de l'unité du Petit St Bernard, le long du chevauchement briançonnais frontal et non entre les deux unités du Versoyen et du Petit St Bernard tel qu'il est proposé. D'une manière générale, la signification et l'importance des contacts qui limitent les unités de haute pression à leur toit et à leur base doivent être reconsidérées, en prenant en compte les sauts de métamorphisme qu'ils représentent.

Les mêmes types d'association à ferrocarpholite se rencontrent dans le prolongement oriental de la zone valaisanne dans les Grisons (série des «Bündnerschiefer») (GOFFÉ et OBERHÄNSLI, 1992). Le domaine valaisan s.l. apparaît ainsi comme un ensemble métamorphique de haute pression et basse température homogène. Les modèles de reconstitution de la chaîne alpine doivent maintenant l'interpréter tant pour ses mécanismes de mise en place que pour son exhumation.

L'occurrence de roches à ferro- et magnésiocarpholite dans un domaine éclogitique a déjà été observée dans la nappe des schistes Lustrés en Corse (DANIEL et al., 1996). Le cas de l'unité du Versoyen en est un nouvel exemple remarquable. Ces occurrences valident les données thermodynamiques proposées par VIDAL et al. (1992) et VIDAL et THEYE (1996) sur les carpholites ferromagnésiennes et celles de MASSONNE (1995) sur les phengites.

Remerciements

Ce travail a été soutenu par l'action d'accompagnement du programme ECORS. Nous remercions vivement Christian Chopin et Olivier Vidal pour l'aide et les conseils qu'ils nous ont apportés. Ce manuscrit a bénéficié de la relecture critique et constructive de Martin Frey et Martin Engi.

Références

ANTOINE, P. (1971): La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse d'état, Grenoble, 367 p.

AZAÑON, J.M. (1994): Metamorphismo de alta presion/baja temperatura, baja presion/alta temperatura y tectonica del complejo Alpujarride (cordilleras Bético-Rifeñas). Thesis, Granada, 331 p.

AZAÑON, J.M. et GOFFÉ, B. (1997): High-pressure, low-temperature metamorphic evolution of the Central Alpujarrides, Betic cordillera (S.E. Spain). Eur. J. Mineral., sous presse.

BERMAN, R.G. et PERKINS, E.H. (1987): GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams. Amer. Mineral., 72, 861–862.

BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O–K_2O–CaO–MgO–FeO–Fe_2O_3–Al_2O_3–SiO_2–TiO_2–H_2O–CO_2. J. Petrol., 29, 445–522.

BOCQUET, J. (1974): Etudes minéralogiques et pétrographiques sur les métasédiments d'âge alpin dans les alpes françaises. Thèse de doctorat, Grenoble, 476 p.

CANNIC, S., MUGNIER, J.L. et LARDEAUX, J. M. (1995): Mise en évidence d'une faille normale ductile dans l'unité du Roignais-Versoyen (Alpes occidentales, France). C.R. Acad. Sci. Paris, t.321, série IIa, 513–519.

CANNIC, S., LARDEAUX, J. M., MUGNIER, J.L. and HERNANDEZ, J. (1996): Tectono-metamorphic evolution of the Roignais-Versoyen Unit (Valaisan domain, France). Eclogae geol. Helv., 89/1, 321–343.

CHOPIN, C., SEIDEL, E., THEYE, T. FERRARIS, G., IVALDI, G. et CATTI, M. (1992): Magnesiochloritoid, and the Fe–Mg series in the chloritoid group. Eur. J. Mineral., 4, 67–76.

DANIEL, J.M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. et POINSSOT, C. (1996): Crustal-scale strain partinioning: footwall deformation below the Alpine Oligo-Miocene detachement of Corsica. J. structural Geol., 18, 41–59.

DEBELMAS, J. (1980). Carte géologique d'Annecy au 1/250'000, B.R.G.M., Orléans.

EL-SHAZLY, A.K. (1995): Petrology of Fe-Mg-carpholi-

te-bearing metasediments from NE Oman. J. metamorphic Geol., 13, 379–396.

FOURNIER, M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. et DUBOIS, R. (1991): Alpine Corsica Metamorphic Core Complex. Tectonics, 10, 6, 1173–1186.

FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M., FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogites-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. Eclogae geol. Helv., 89/1, 81–110.

GÉLY, J.P. (1989): Stratigraphie, tectonique et métamorphisme comparés de part et d'autre du Front pennique en Tarentaise (Alpes de Savoie, France). Thèse de doctorat, Chambéry, 343 p.

GOFFÉ, B. (1984): Le faciès à carpholite-chloritoïde dans la couverture briançonnaise des Alpes Ligures: un témoin de l'histoire tectono-métamorphique régionale. Mém. Soc. géol. It., 28, 461–479.

GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCÍA-DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO-ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M. et SIMANCAS, F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). Eur. J. Mineral., 1, 139–142.

GOFFÉ, B. et CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 66, p. 41–52.

GOFFÉ, B. et OBERHÄNSLI, R., (1992): Ferro- and magnesiocarpholite in the "Bündnerschiefer" of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine window). Eur. J. Mineral., 4, 835–838.

GOFFÉ, B. et VIDAL, O. (1992): Evidence for the controlling effect of the high-pressure metamorphic PTt path on the mass transfer of major elements. In: Water-rocks interaction, KHARAKA, Y.K. and MAEST, A.S. (eds): Balkema, Rotterdam, 1499–1502.

JOLIVET, L., GOFFÉ, B., MONIE, P., TRUFFERT-LUXEY, C., PATRIAT, M. et BONNEAU, M. (1996): Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. Tectonics, 15, 6, 1129–1153.

LASSERRE, J.L. et LAVERGNE, C. (1976): Le volcanisme tholéiitique de la zone du Versoyen (Alpes franco-italienne) : minéralogie, pétrographie et géochimie. Thèse de doctorat, Grenoble, 252 p.

LEIKINE, M., KIENAST, J.R., ELTCHANINOFF-LANCELOT, C. et TRIBOULET, S. (1983): Le métamorphisme polyphasé des unités dauphinoises entre Belledonne et Mont Blanc (Alpes occidentales). Relation avec les épisodes de déformation. Bull. Soc. géol. France, t XXV, 575–587.

MASSONNE, H.J. (1995): Experimental and petrogenetic study of UHPM. in Ultrahigh pressure metamorphism, COLEMAN, R.G. et WANG, X. (eds), Cambridge Topics in Petrology, Cambridge University Press, 33–95.

MICHARD, A., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. et HENRY, C. (1996): Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects. Eclogae geol. Helv., 89/1, 43–80.

OBERHÄNSLI, R. (1994): Subducted and obducted ophiolites of the Central Alps: Paleotectonic implications deduced by their distribution and metamorphic overprint. Lithos, 33, 109–118.

PATRICK, B.E. et DAY, H.W. (1989): Controls of the first appearance of jadeitic pyroxene, northern Diablo Range, California. J. metamorphic Geol., 7, 629–639.

PEACOCK, S.M. (1992): Blueschist facies metamorphism, shear heating, and P-T-t paths in subduction shear zones. J. Geophys. Res., 97, 17693–17707.

PEACOCK, S.M. (1993): The importance of blueschist-eclogite deshydratation reactions in subducting oceanic crust. Geol. Soc. of Amer. Bulletin, 105, 684–694.

RAMSAY, J.G. (1980): The crack-seal mechanism of rock deformation. Nature, 284, 135–139.

SALIOT, P. (1979): La jadéite dans les Alpes françaises. Bull. Minéral., 102, 391–401.

SCHLIESTEDT, M. (1990): Occurrences and stability conditions of low-temperature eclogites. In: CARSWELL, D.A. (ed.): Eclogite facies rocks. Blackie, Glasgow and London, 160–179.

SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. et KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics, 15, 5, 1036–1064.

SCHÜRCH, M.L. (1987): Les ophiolites de la zone du versoyen: témoin d'un bassin à évolution métamorphique complexe. Thèse de doctorat, Genève, 157 p.

STAMPFLI, G.M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? Eclogae geol. Helv., 86/1,1–45.

STAMPFLI, G.M. et MARCHANT, R.H. (1997): Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In: HEITZMANN, P., LEHNER, P., MUELLER, ST., PFIFFNER, O.A. and STECK, A. (eds): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20, Birkhäuser AG, Basel, 223–239.

THEYE, T., SEIDEL, E. et VIDAL, O. (1992): Petrology of carpholite-bearing metapelites and related rocks from the high-pressure metamorphic Phyllite-Quartzite unit of Crete and Peloponnese (Greece). Eur. J. Mineral., 4, 487–507.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland: A Guide Book. Wepf, Basel.

VIDAL, O., GOFFÉ, B. et THEYE, T. (1992): Experimental study of the stability of sudoite and magnesiocarpholite and calculation of a petrogenetic grid for the system $FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$. J. metamorphic Geol., 10, 603–614.

VIDAL, O., THEYE, T. et CHOPIN, C. (1994): Experimental study of chloritoid stability at high pressure and various fO_2 conditions. Contrib. Mineral. Petrol., 118, 256–270.

VIDAL, O. et THEYE, T. (1996) : Comment on "Petrology of Fe-Mg-carpholite-bearing metasediments from NE Oman" by El-Shazly. Discussion of the section "P-T conditions of metamorphism". J. metamorphic Geol., 14, 281–397.

Manuscrit reçu 15 février 1996; manuscrit révisé accepté 3 mars 1997.