

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

Band: 73 (1993)

Heft: 2

Artikel: Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes
centrales suisses) : évolution de la substitution phengitique au cours de
la déformation alpine = Metamorphism and deformation in the Tambo
nappe (Swiss Central Alps) : evolution of the phengite...

Autor: Baudin, Thierry / Marquer, Didier

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-55575>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 26.04.2025

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

Métamorphisme et déformation dans la nappe de Tambo (Alpes centrales suisses): évolution de la substitution phengitique au cours de la déformation alpine

Metamorphism and deformation in the Tambo nappe (Swiss Central Alps): evolution of the phengite substitution during Alpine deformation

par *Thierry Baudin*¹ et *Didier Marquer*¹

Abstract

During Tertiary tectonic evolution, the Tambo nappe in the eastern Penninic zone of the Central Alps experienced two main ductile deformation events. Pressure conditions prevailing during the two deformation events are determined using the geobarometer of MASSONE and SCHREYER (1987) based on the tschermakitic substitution in white micas. White micas are present within metavolcanic sediments of the cover as well as within the polycyclic basement. Only white micas from well defined microstructural sites of each deformation phase were analysed. In order to establish some constraints for the paleo-pressure gradient of the nappe, samples were preferentially chosen near the top and near the base and covering the entire length of the nappe. Paleo-temperatures were estimated from the metamorphic parageneses which are typical of the transition between greenschist and amphibolite facies. During the first deformation D1, corresponding to a crustal thickening event, high Si contents (> 3.45) yield high calculated pressures between 10 and 13 kbar. The second deformation D2 corresponds to an E–W oriented extension event. Pressures determined for micas from D2 microstructures show a large spread between 10 and 5 kbar (Si: 3.45 to 3.2). Temperatures during D2 progressive deformation are nearly identical or slightly lower than during D1. Based on the geometry, kinematic indicators and its P–T history, the D2 deformation is interpreted as a thinning of the Penninic crustal wedge formed during D1 thickening. This D2 extension began while, in the North, the burying of the thinned European crust (downwards to SSE) was still in progress. D2 also continued during the first uplift motions onto the Insubric line. Because D2 extensional deformation located on the eastern part of the Simplon-Ticino dome, the notion of "Lepontine thermal doming" becomes doubtful.

Keywords: phengite, heterogeneous deformation, subduction, crustal thinning, Penninic zone, Central Alps.

Résumé

La nappe de Tambo a subi deux épisodes majeurs de déformation ductile hétérogène pendant l'histoire alpine tertiaire. Au niveau des contacts supérieurs et inférieurs de la nappe, les phengites appartenant aux volcano-sédiments permien ou au socle cristallin polycyclique sont analysées afin d'estimer les conditions barométriques pendant les déformations alpines. Les conditions thermiques associées sont estimées par la présence des paragenèses critiques au passage faciès schistes verts – faciès amphibolite. L'analyse des phengites réparties selon différents sites microstructuraux permet de présenter les résultats suivants: (i) pendant la déformation D1 liée à l'empilement des nappes, les phengites montrent des taux de substitution tschermakitique élevés (Si > 3.45) qui peuvent être interprétés, sur la base du géobaromètre de MASSONE et SCHREYER et de la température associée, comme un métamorphisme de haute pression (13–10 kb). (ii) La déformation progressive D2 se produit sous des conditions thermiques sensiblement identiques à celles de la déformation D1. Au cours de ces faibles conditions rétrogrades, les taux de substitution tschermakitique enregistrés par les phengites recristallisées dans les zones de forte déforma-

¹ Institut de Géologie, rue Emile Argand 11, CH-2007 Neuchâtel, Switzerland.

tion D2 sont répartis de manière continue entre des valeurs de $S_i < 3.45$ à $S_i > 3.20$. Cette déformation correspond à une chute de pression progressive d'environ 6–8 kb pour des températures très faiblement décroissantes. Dans le cadre plus général de la tectonique alpine, la géométrie, la cinématique et l'histoire P-T conduisent à interpréter cette déformation D2 en termes d'amincissement du prisme Pennique selon une extension parallèle à l'axe de la chaîne alpine. Cet amincissement de la pile des nappes s'est produit pendant que la croûte continentale européenne était en train de s'enfouir vers le SSE sous cette même zone Pennique. L'extension D2 qui affecte la partie orientale du dôme Simplon-Tessinois permet de remettre en question la notion de «dôme thermique Lépointin».

Mots clés: Phengite, déformation hétérogène, subduction, amincissement crustal, zone pennique, Alpes centrales.

Introduction

Le but de cette étude consiste à situer les différentes structures reconnues dans la nappe de Tambo (MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993) dans leur niveau structural originel en évaluant les conditions métamorphiques associées à chaque épisode de déformation. L'utilisation systématique du taux de substitution phengitique a été appliquée à l'échelle de la nappe afin d'estimer l'évolution des conditions de pression au cours de son histoire tectonique. Le choix du géobaromètre phengitique (MASSONE et SCHREYER, 1987) répond à plusieurs contraintes d'ordre pétrographique et structural:

- Evaluation des conditions de pressions alpines: afin de s'affranchir de toute déformation antéalpine, les métasédiments de la couverture permienne conviennent parfaitement. Leur minéralogie répond aux critères d'utilisation du géobaromètre phengitique (phengite-feldspath-K-chlorite/biotite-quartz-albite/oligoclase avec tourmaline, clinzoïsite, pyrite, ankérite et calcite comme minéraux accessoires).

- Grande extension de la série analysée: La couverture volcano-sédimentaire permienne est uniformément répartie depuis les zones les plus méridionales jusqu'aux parties frontales de la nappe de Tambo.

- Enregistrement de déformations superposées dans les différents sites microstructuraux: les phengites sont aussi suffisamment abondantes et uniformément réparties à petite échelle. Au niveau de la lame mince, leurs relations géométriques et microstructurales peuvent être corrélées aux principaux axes des déformations alpines et restituent la chronologie relative des déformations superposées décrites à l'échelle de la nappe.

- Possibilités de comparaisons avec les unités du socle polycyclique: la minéralogie des roches permienes se rapproche de celle des métagranites et orthogneiss œillés mylonitiques du cristallin qui jalonnent souvent les contacts de la nappe de Tambo (granite du Truzzo, gneiss de Foppa et en base de nappe, gneiss du Brion ou gneiss du Ga-

driol dans la zone du Misox). La comparaison entre les phengites mesurées dans le socle et celles dans la couverture permienne est par conséquent possible et significative.

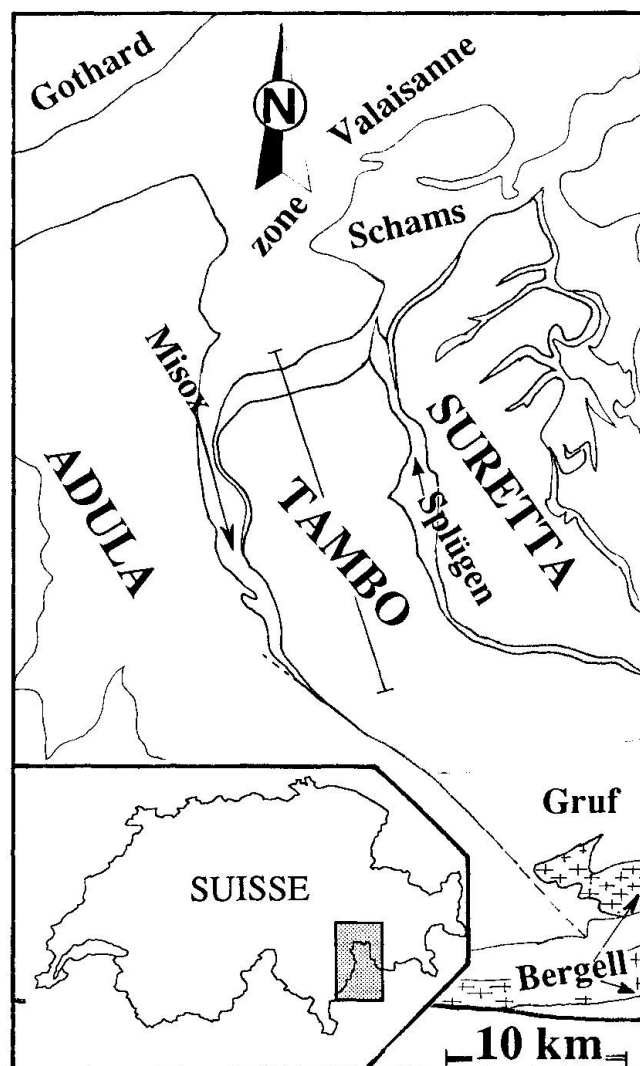


Fig. 1 Carte géologique simplifiée de la région étudiée. Localisation des nappes de Tambo et de Suretta (zone briançonnaise). La coupe NNW-SSE de la figure 2 est figurée.

Situation géologique

Les nappes de Tambo et Suretta se situent dans la zone pennique supérieure des Alpes centrales suisses (Fig. 1). La nappe de Tambo est séparée de la nappe sous-jacente d'Adula par la suture tertiaire de la zone du Misox qui est le témoin de l'ancien bassin valaisan, représenté par les schistes lustrés (Bündnerschiefer) Nord-penniques (GANSSE, 1937; NABHOLZ, 1945; TRÜMPY, 1980). De par leur position plus interne, les nappes de Tambo et de Suretta peuvent être considérées comme les uniques représentants du socle de la zone briançonnaise (STAUB, 1958; BAUDIN et al., 1993). Les deux nappes sont constituées par un même cristallin polycyclique et sont recouvertes toutes les deux par une formation permienne à dominante volcano-sédimentaire. Cette formation permienne est toujours présente entre le socle et la couverture mésozoïque carbonatée. Cette dernière est discordante sur le socle polycyclique de Tambo (BAUDIN et al., 1993). Elle présente une succession stratigraphique d'affinité typiquement briançonnaise, qui semble atteindre le Crétacé supérieur voire l'Eocène dans la nappe de Tam-

bo, par comparaison avec la stratigraphie d'autres régions alpines (série du Barrhorn, SARTORI, 1990; Vanoise, JAILLARD, 1988).

Déformation et cinématique

Les principaux caractères de l'évolution tectonique de la nappe de Tambo ont déjà fait l'objet d'études détaillées (MAYERAT, 1989; MARQUER, 1991; BAUDIN et al., 1993). La nappe se présente sous la forme d'une lame cristalline de 3.5 km d'épaisseur, chevauchant à sa base et à son front les unités sédimentaires valaisanes (unité du Tomül) et (sub-)briançonnaises (partie occidentale des nappes de Schams), toutes disposées en position normale (SCHREURS, 1990; SCHMID et al., 1990) (Fig. 2, coupe). Quatre épisodes successifs de la déformation tertiaire ont conduit à la structure actuelle de la nappe. L'intérieur de la lame cristalline est traversé par de nombreuses zones mylonitiques à faibles pendages qui appartiennent aux deux premières déformations ductiles D1 et D2. Ces cisaillements ductiles souvent anastomosés délimitent des zones lenticu-

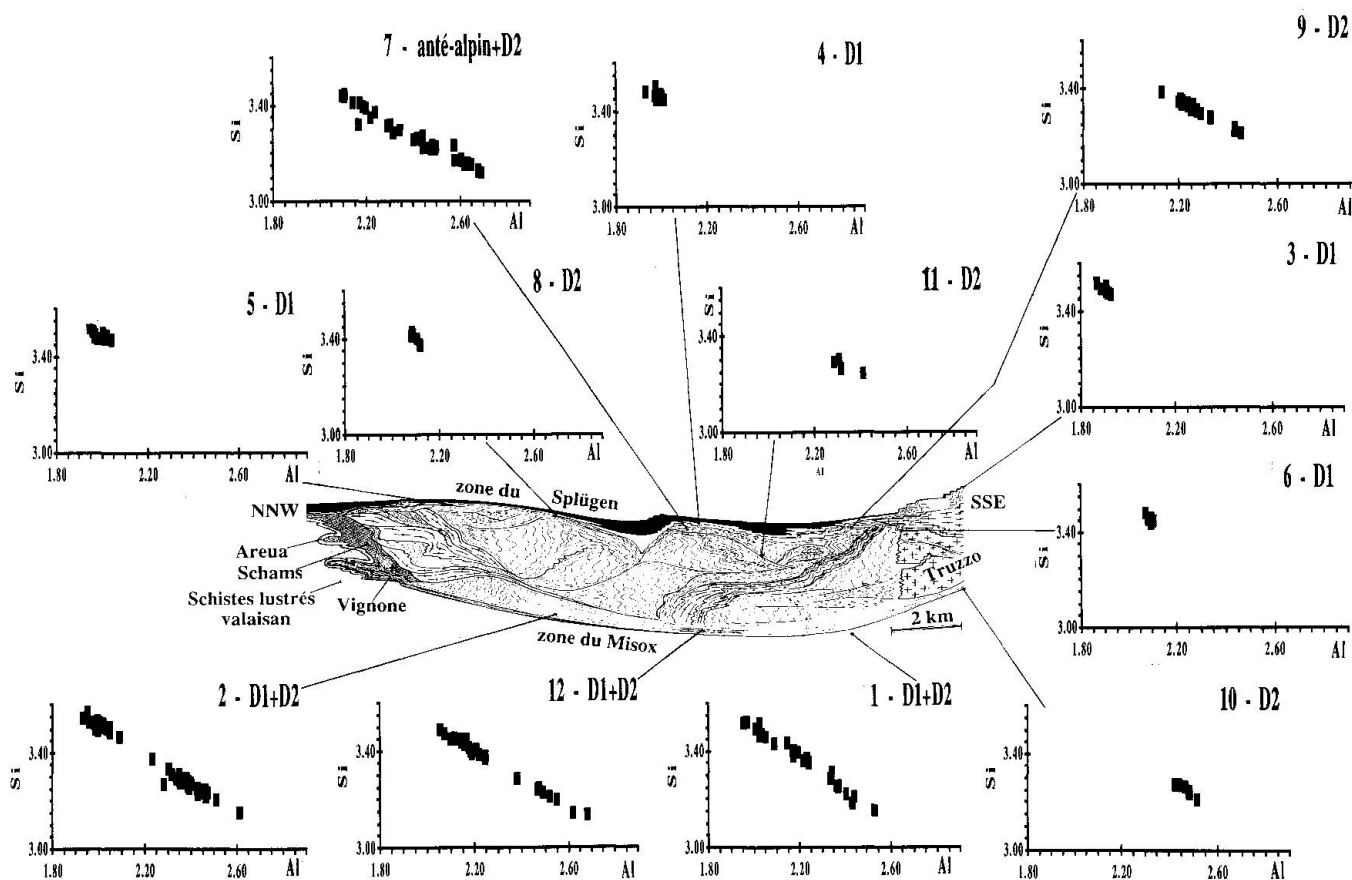


Fig. 2 Localisation des phengites analysées (Si-Al) autour de la nappe de Tambo. La numérotation des échantillons est identique dans les figures suivantes. Anté-alpin, D1 et D2 correspondent au type des microstructures qui contiennent les phengites analysées.

lares dans lesquelles les foliations et les structures antéalpines sont encore préservées (Fig. 2, coupe).

La déformation D1 est interprétée comme étant associée au sous-empilement progressif des nappes penniques vers le SSE et à leur enfouissement dans le prisme d'accrétion crustal résultant de la fermeture valaisane. Cet enfouissement s'est d'abord traduit par une tectonique d'écaillage dans la couverture et le socle. A l'intérieur du cristallin de Tambo, les premières zones ductiles majeures D1 montrent aussi bien des pendages vers le nord que vers le sud. Cette déformation ductile et hétérogène est aussi marquée par une foliation mylonitique S1 horizontale qui supporte une linéation d'étirement minérale orientée SSE–NNW. La répartition des zones de cisaillement et leur distribution asymétrique autour du plan de schistosité régional indique une direction de chevauchement globale vers le NNW à l'échelle du complexe granitique du Truzzo (MARQUER, 1991). Cette même direction de mise en place se révèle aussi au niveau des limites de nappes par la présence de critères de cisaillement: microstructures C/S, boudinage asymétrique (SIMPSON et SCHMID, 1983), pincées asymétriques de Permien au toit de la nappe. Tout en conservant les mêmes directions des axes principaux de déformation et une cinématique identique, ces chevauchements ductiles sont suivis par un plissement ductile D1 avec, en général dans la couverture sédimentaire, des axes de plis parallèles à la direction d'étirement principale. Ce style de plissement progressif D1 est particulièrement bien développé et fortement amplifié au niveau des différentes lames des couvertures frontales (Fig. 2, coupe). Néanmoins, à grande échelle, les contacts mylonitiques entre les nappes sont demeurés subhorizontaux.

La déformation ductile D2 est également hétérogène et affecte l'ensemble de la pile des nappes. Ce caractère hétérogène permet de préserver de larges domaines témoins de la géométrie et des conditions thermo-barométriques des déformations antérieures. Cette déformation correspond à un fort raccourcissement vertical associé à une composante de cisaillement vers l'est responsables de la schistosité sub-horizontale et de la forte linéation d'étirement ductile W–E. Au cours de cette déformation D2, les structures D1 inclinées à l'origine vers le SE ont été plissées en larges plis à axes N70–N90 (Fig. 2, coupe) et à vergence SE. De ce fait, les axes D2 sont très proches de la linéation d'étirement minérale E–W inscrite sur leur plan axial.

Les phengites analysées dans cette étude ne concernent que les deux déformations ductiles majeures D1 et D2 qui représentent les épisodes

tectoniques les plus importants à l'échelle de la nappe.

Les deux déformations ultérieures D3 et D4 sont mineures et localisées (BAUDIN et al., 1993). La déformation D3 est soulignée par la présence de plis ouverts en forme de "marches d'escalier" avec des axes subhorizontaux de direction N70–N90 et un plan axial fortement penté vers le sud. Ces zones de plissement localisées contribuent à surélever relativement le domaine sud des unités Tambo et Suretta. La déformation D4 est représentée par des failles normales subverticales orientées N150 et pentées vers le NNE qui contribuent à abaisser le bloc NE. Ces déformations rétrogrades tardives sont interprétées comme étant associées aux derniers mouvements de remontée (plissement D3) puis de transpression dextre (failles normales D4) le long de la ligne Insubrienne (SCHMID et al., 1987).

Relations entre substitution tschermakitique et déformation

LES SUBSTITUTIONS DANS LES MICAS BLANCS

Les micas blancs forment des solutions solides complexes gouvernées par de nombreuses substitutions. Une brève description de ces types d'échanges de cations est donnée par GUIDOTTI (1984). La substitution tschermakitique, $(Mg^{2+}, Fe^{2+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Al^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{IV}$, modifie fortement les teneurs des cations Fe, Mg, Al et agit sur les valeurs de Si (VELDE, 1967; MYASHIRO et SHIDO, 1985; MASSONE et SCHREYER, 1987). L'équation de la droite de substitution idéale reliant le pôle muscovite $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ au pôle céladonite $K((Mg,Fe),Al)Si_4O_{10}(OH)_2$ est de la forme: $Si = -0.5(Al) + 4.5$ pour 6 cations dans les sites tétra-octaédriques (Fig. 3). Les autres types de substitutions peuvent introduire de faibles variations dans les estimations de Si mais sont susceptibles surtout de fortement modifier les teneurs en Al, Mg et Fe (EVANS et PATRICK, 1987).

Certaines de ces substitutions jouent un rôle important dans les calculs des formules structurales de minéraux basées sur le nombre d'oxygène (DYMEK, 1983). Dans nos exemples, les calculs effectués sur la base du nombre d'oxygène ou sur la base du nombre de cations dans la formule structurale ne révèlent pas des différences sensibles. Toutes les analyses microsondes sont recalculées sur la base de formules structurales anhydres contenant 11 oxygènes. Dans ce traitement des données, la totalité du fer est exprimée sous forme réduite Fe^{2+} . L'ensemble des mesures de

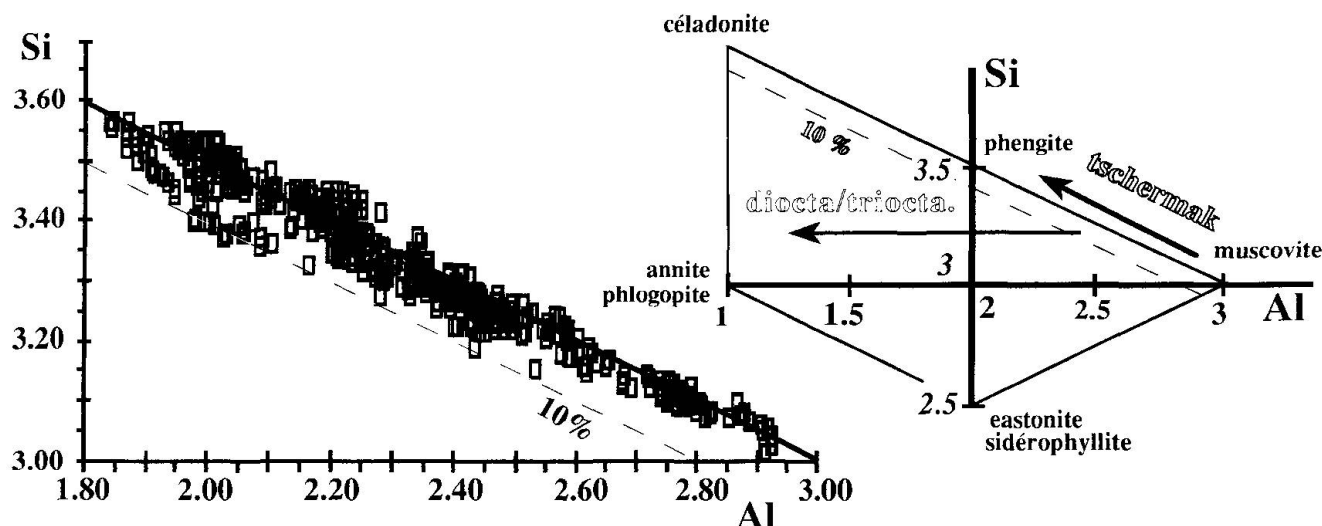


Fig. 3 Diagramme Si en fonction de Al de la totalité des phengites analysées dans la nappe de Tambo (649 mesures). Les teneurs des cations Si et Al ont été estimées par le calcul de formules structurales anhydres, basées sur 11 oxygènes. La totalité des mesures indique une forte prédominance de la substitution tschermakitique et une faible implication de la substitution diocta-trioctaédrique ($\leq 10\%$). La taille et la forme des symboles correspondent aux estimations des erreurs analytiques sur les mesures de Si et Al. En encart, diagramme Si/Al montrant les vecteurs des substitutions tschermakitique et diocta-trioctaédrique pour le groupe des phyllosilicates.

phengites, provenant de la base et du toit de la nappe, a été reporté sur un diagramme Si en fonction de Al (p.f.u.: per formula unit) (Fig. 3). Les points de mesure s'étalent le long de la droite de substitution tschermakitique entre des valeurs $Si = 3.6$ pour $Al = 1.8$ et $Si = 3.05$ pour $Al = 2.90$. Cette répartition des points souligne la forte influence de la substitution tschermakitique sur la composition des phengites mesurées dans la nappe de Tambo. Cependant, parmi les mesures de phengites fortement substituées, certaines ont des teneurs en Si (p.f.u.) soit (i) plus basses ou soit (ii) plus hautes que celles théoriquement définies par la droite de substitution idéale: (i) les faibles valeurs de Si peuvent s'expliquer par un effet de la substitution di-trioctaédrique, $2(R^{3+})^{VI} = 3(R^{2+})^{VI}$ (BROWN, 1968). Dans ce dernier cas, le déplacement des points d'analyse s'effectue selon un vecteur horizontal correspondant à la diminution des teneurs en Al^{3+} (Fig. 3). Les points d'analyses représentés ne dépassent jamais des taux de substitution di-trioctaédrique supérieurs à 10% (Fig. 3). (ii) Les valeurs situées au-dessus de la courbe sont dues soit à la présence de Fe ferrique (Fe_2O_3 non analysé à la microsonde: substitution $Fe^{3+} = Al^{3+}$ [GUIDOTTI, 1984]) dont il n'a été tenu aucun compte dans le calcul des formules structurales (EVANS et PATRICK, 1987), soit aux problèmes d'analyses chimiques et de substitution dans les sites A $2(K^+)^A = (R^{2+})^{VI} + 2(O^A)$, soit en

moindre mesure à des lacunes de substitution de titane $2(Mg^{2+}, Fe^{2+})^{VI} = (Ti^{4+})^{VI} + ()^{VI}$ (TRACY, 1978; DYMEK, 1983).

Enfin, l'absence de Na dans le réseau des phengites analysées (Tab. 1, 2 et 3) permet d'exclure la possibilité d'une substitution paragonitique. Ainsi, la majorité des valeurs de Si calculées à partir des analyses de phengites peut être dorénavant utilisée directement comme une fonction linéaire du taux de substitution tschermakitique.

RÉPARTITION DE LA SUBSTITUTION PHENGITIQUE DANS LES MICROSTRUCTURES

Les relations entre la composition des phengites et les déformations ont déjà fait l'objet d'études récentes (LIEWIG et al., 1981; LARDEAUX et al., 1983; DEMPSTER, 1992). Les analyses effectuées dans ce travail montrent que la répartition des divers degrés de substitution tschermakitique dépend des sites microstructuraux occupés par la phengite. Cela peut se démontrer sur quatre exemples représentatifs qui montrent l'hétérogénéité des déformations:

Le premier cas concerne un gneiss mylonitique polycyclique situé au toit de la nappe. Il est fortement affecté par la déformation D2 marquée par la présence d'une forte linéation L2 de direction W-E. Cette foliation alpine, entoure des clas-

Tab. 1 Compositions chimiques représentatives et formules structurales anhydres basées sur 11 oxygènes des phengites du site 7 localisé sur figure 2. Les numéros d'analyses correspondent aux points représentés sur la figure 4a.

MAJEURS N° analyses	T136 D1 1	T136 D1 2	T136 D1 3	T136 D1 4	T136 D1 5	T136 D1 6	T136 D1 7	T136 D2 8	T136 D2 9	T136 D2 10	T136 D2 11	T136 D2 12	T136 D2 13
SiO ₂	52.91	51.48	52.35	51.79	51.70	51.01	51.09	48.42	48.22	48.04	47.49	48.06	48.37
TiO ₂	0.02	0.08	0.08	0.12	0.08	0.14	0.15	0.30	0.47	0.39	0.61	0.41	0.18
Al ₂ O ₃	24.65	25.38	25.36	25.33	25.21	25.69	25.91	29.34	30.49	31.10	30.56	30.80	29.39
FeO*	4.25	3.78	4.16	3.66	4.23	3.56	3.54	3.41	3.07	2.95	3.16	3.21	3.60
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.65	2.89	2.67	2.70	2.56	2.67	2.82	1.73	1.58	1.50	1.47	1.58	1.75
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.13	0.13	0.10	0.16	0.10	0.09	0.10	0.19	0.16	0.21	0.14	0.17	0.16
K ₂ O	10.65	10.42	10.30	10.13	10.45	10.33	10.32	11.25	10.60	10.54	10.38	10.65	10.83
Total	95.26	94.17	95.01	93.89	94.31	93.49	93.94	94.74	94.59	94.75	93.81	94.88	94.28

Nombre de cations													
Si	3.55	3.49	3.52	3.51	3.51	3.48	3.47	3.29	3.26	3.24	3.23	3.24	3.29
Al ^{IV}	0.45	0.51	0.48	0.49	0.49	0.52	0.53	0.71	0.74	0.76	0.77	0.76	0.71
Al ^{VI}	1.50	1.52	1.52	1.54	1.52	1.54	1.54	1.64	1.68	1.71	1.69	1.69	1.65
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Fe*	0.24	0.21	0.23	0.21	0.24	0.20	0.20	0.19	0.17	0.17	0.18	0.18	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.26	0.29	0.27	0.27	0.26	0.27	0.29	0.18	0.16	0.15	0.15	0.16	0.18
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
K	0.91	0.90	0.88	0.88	0.90	0.90	0.89	0.98	0.91	0.91	0.90	0.92	0.94
Total	6.94	6.95	6.92	6.92	6.94	6.94	6.94	7.02	6.97	6.98	6.97	6.99	7.00

tes de micas blancs anté-alpins, (pauvres en FeO, MgO et riches en TiO₂) qui ont des teneurs Si < 3.25 (Fig. 4a, Tab. 2). Les phengites alpines inscrites dans la foliation S2, quant à elles, sont plus fortement substituées jusqu'à Si = 3.45 (carrés gris sur la figure 4a). Les teneurs intermédiaires de Si comprises entre 3.15 et 3.45 (carrés blancs sur la Fig. 4a) représentent l'étalement des taux de substitution sur les bordures de muscovites anté-alpines, affectées par la déformation et le métamorphisme alpins et partiellement recristallisées.

Le deuxième exemple intéresse la couverture permienne sur le toit de Tambo. Dans cet échantillon, la foliation S1 est fortement pénétrative et les phengites sont alignées dans ce plan principal de déformation. Les analyses à la microsonde montrent la présence d'une unique génération de phengite fortement substituées avec des valeurs de Si = 3.45 (Fig. 4b, Tab. 3).

Le troisième exemple correspond à un gneiss ocellé du socle polycyclique qui jalonne la base fortement déformée de la nappe de Tambo. La foliation mylonitique S1 est soulignée par des phengites encore plus substituées que sur le toit de la nappe avec des valeurs 3.45 < Si < 3.55

(carrés noirs sur la Fig. 4c, Tab. 1). Des plans de cisaillement D2, à pendage est et indiquant un cisaillement vers l'est, recoupent la foliation D1. Dans ces bandes de déformation, les phengites sont plus faiblement substituées avec des valeurs: 3.20 < Si < 3.35 (carrés gris sur la Fig. 4c). Les phengites primaires, associées à D1, sont souvent zonées et montrent des teneurs en Si décroissantes vers la bordure du minéral (carrés blanc sur la Fig. 4c).

Le dernier type de site microstructural est illustré par un gneiss permien situé au sud et à la base de la nappe de Tambo (Fig. 4d, Tab. 3). Dans ce secteur, seule la déformation D2, très pénétrative, est présente. Les phengites inscrites dans cette foliation ont des valeurs de substitution identiques, avec des teneurs en Si faibles qui évoluent entre 3.20 et 3.30 (Fig. 4d).

Il faut remarquer que la déformation D2 n'est pas systématiquement associée à de faibles teneurs en Si. En effet, dans certains échantillons fortement affectés par la déformation D2 les analyses chimiques révèlent un degré de substitution élevé parfois jusqu'à des valeurs de Si = 3.45 (premier exemple). La large gamme des taux de subs-

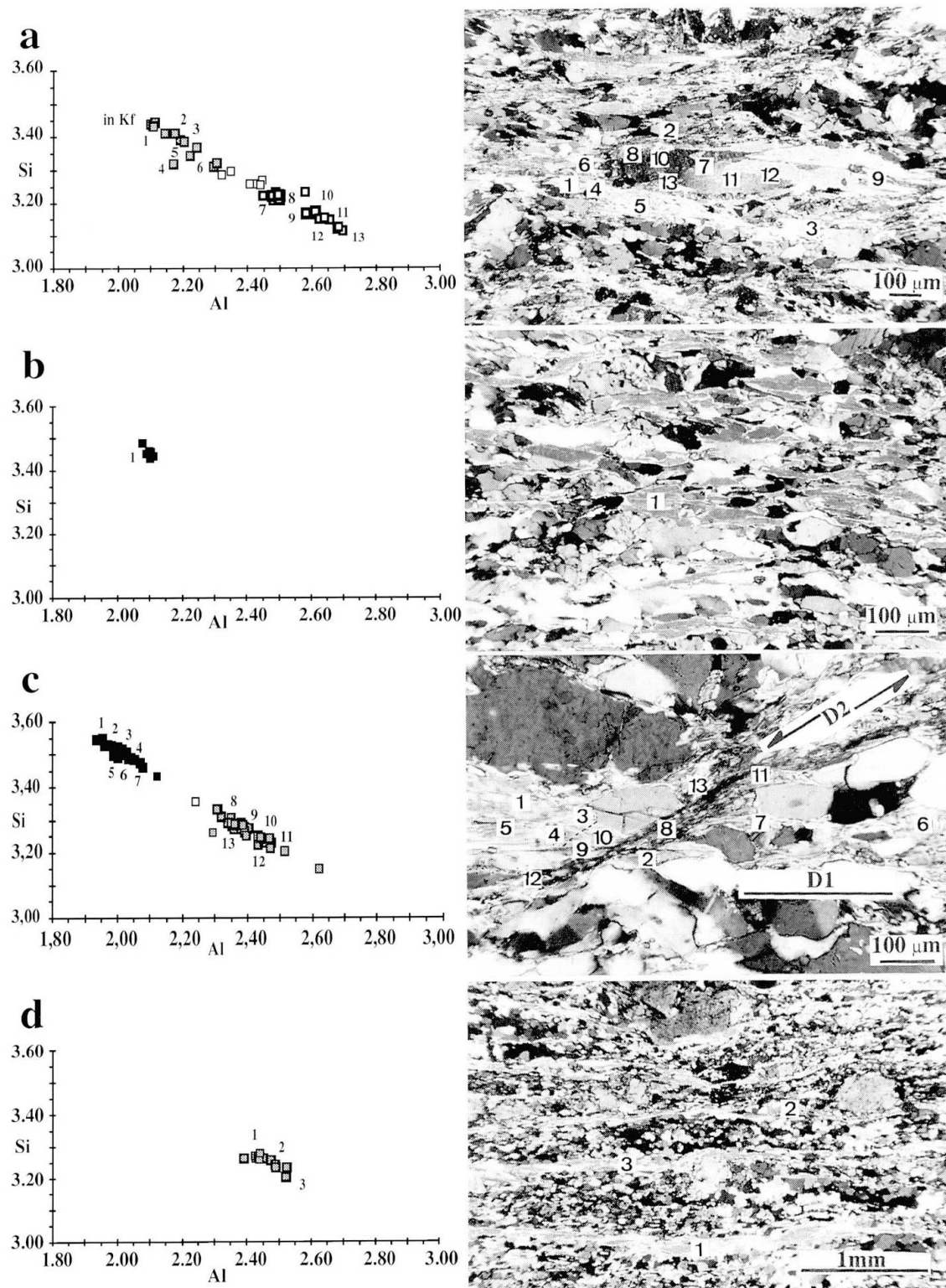


Fig. 4 Quatre exemples typiques de la répartition des compositions Si/Al des phengites en fonction des différentes microstructures. Certains points représentatifs sur les diagrammes sont repérés, avec le même numéro, sur les photographies des lames minces. De plus, les analyses chimiques correspondantes sont données dans les tableaux 1, 2 et 3. Phengites de déformation: anté-alpine: carrés à bords noirs et épais (e.g. analyses 7 à 13 dans a); D1: carrés noirs; D2: carrés gris; de recristallisation incomplète: carrés blancs. a) Site 7 de figure 2: petites phengites alpines (D2) entourant des gros clastes de phengites anté-alpines. Les carrés blancs correspondent à des zones "intermédiaires" de phengites anté-alpines qui n'ont pas entièrement recristallisée dans la déformation D2 (c.f. DEMPSTER, 1992). b) Site 6 de figure 2: foliation D1 constituée par une unique génération de phengites. c) Site 2 de figure 2: foliation D1 recoupée par une bande de cisaillement D2. d) Site 10 de figure 2: foliation D2 composée par une génération unique de phengite.

Tab. 2 Compositions chimiques représentatives et formules structurales anhydres basées sur 11 oxygènes des phengites du site 2 localisé sur figure 6. Les numéros d'analyses correspondent aux points représentés sur la figure 4a.

MAJEURS	T73D1	T73 D1	T73 D1	T73 D1	T73 D1	T73 D1	T73D1	anté- alpin	anté- alpin	anté- alpin	anté- alpin	anté- alpin	anté- alpin	
N° analyses	in Kf	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	50.59	50.31	50.12	49.95	48.37	49.12	48.63	47.66	48.28	47.88	47.98	47.25	47.09	47.26
TiO ₂	0.00	0.00	0.13	0.09	0.26	0.20	0.19	0.97	1.00	1.24	0.99	1.03	0.98	1.13
Al ₂ O ₃	26.07	26.10	27.33	27.45	26.70	27.58	28.47	31.15	31.65	32.94	33.35	34.27	34.22	34.56
FeO*	3.99	5.46	3.92	3.85	5.92	4.44	4.12	2.11	1.52	1.53	1.30	1.40	1.44	1.21
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.64	2.01	2.43	2.26	2.67	2.29	2.10	1.56	1.41	1.13	1.00	0.76	0.90	0.72
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.14	0.10	0.15	0.12	0.15	0.18	0.18	0.30	0.33	0.40	0.32	0.39	0.44	0.36
K ₂ O	10.73	10.21	10.10	10.54	10.31	10.49	10.40	10.45	10.48	10.42	10.62	10.36	10.36	10.75
Total	94.17	94.18	94.16	94.26	94.38	94.29	94.09	94.20	94.65	95.55	95.55	95.46	95.44	95.99

Nombre de cations

Si	3.44	3.44	3.40	3.39	3.33	3.35	3.32	3.22	3.23	3.17	3.18	3.13	3.12	3.12
Al ^{IV}	0.56	0.56	0.60	0.61	0.67	0.65	0.68	0.78	0.77	0.83	0.82	0.87	0.88	0.88
Al ^{VI}	1.54	1.54	1.58	1.59	1.49	1.57	1.61	1.70	1.73	1.75	1.78	1.81	1.80	1.81
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06
Fe*	0.23	0.31	0.22	0.22	0.34	0.25	0.24	0.12	0.09	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.27	0.20	0.25	0.23	0.27	0.23	0.21	0.16	0.14	0.11	0.10	0.07	0.09	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05
K	0.93	0.89	0.87	0.91	0.90	0.91	0.91	0.90	0.89	0.88	0.90	0.88	0.88	0.91
Total	6.98	6.96	6.95	6.97	7.04	7.00	6.99	6.96	6.94	6.94	6.94	6.94	6.95	6.95

titution phengitique (Si = 3.45 à 3.20) enregistrée pendant l'acquisition de la foliation D2 nécessite une discussion qui sera développée en fin d'article.

SIGNIFICATIONS DES MESURES

L'examen détaillé des analyses effectuées dans ces différents sites structuraux explique la dispersion des mesures Si et Al p.f.u. de la figure 3. La distribution tschermakitique peut apparaître soit linéaire et continue (Fig. 4a), soit linéaire et discontinue, constituée dans ce cas par deux groupes isolés (Fig. 4c). Les points intermédiaires (points blancs sur les figures 4) situés entre ces deux groupes, correspondent souvent à des zonations mesurées sur les phengites les plus anciennes. Celles-ci subissent une rééquilibration chimique incomplète répondant aux nouvelles conditions tectono-métamorphiques de la déformation alpine. Cette zonation chimique des phengites est localisée entre la partie préservée de la phengite et

le nouveau plan de déformation maximum (bandes de cisaillement ou plan de schistosité). Elle correspond à des pertes ou des gains relatifs de la teneur en Si exprimée dans la formule structurale. La déformation étant fortement hétérogène, le degré de substitution mesuré dans les phengites préservées peut encore correspondre à un état d'équilibre originel. A l'opposé, les degrés de substitution des phengites présentes dans des zones de forte déformation peuvent rendre compte du nouvel état d'équilibre lié à cette déformation. Les valeurs de substitutions intermédiaires, situées entre les points de l'ancien et du nouvel équilibre (ex: carrés blancs sur Fig. 4 a, c), caractérisent des zones de réactions non équilibrées, partiellement recristallisées (DEMPSTER, 1992), et n'ont évidemment aucune signification barométrique. Le géobaromètre de MASSONE et SCHREYER (1987) devra donc être utilisé uniquement sur les phengites rééquilibrées lors de la déformation concernée. Par exemple, pour les valeurs Si/Al fortement dispersées de la figure 4a, seuls les points situés sur les extrémités de la

Tab. 3 Compositions chimiques représentatives et formules structurales anhydres basées sur 11 oxygènes des phengites des sites 6 (TO13) et 10 (T49) localisés sur figure 2. Les numéros d'analyses correspondent aux points représentés sur les figures 4b et 4d.

MAJEURS N° analyses	T49 D2 1	T49 D2 2	T49 D2 3	TO13 D1 1
SiO ₂	48.78	48.02	47.31	50.55
TiO ₂	0.33	0.26	0.28	0.12
Al ₂ O ₃	30.71	30.81	31.43	26.13
FeO*	3.19	2.89	2.9	3.48
MnO	0.08	0.11	0.08	0
MgO	0.92	0.8	1.01	2.74
CaO	0	0	0.04	0
Na ₂ O	0.19	0.17	0.2	0.08
K ₂ O	11.4	11.18	11.33	10.94
Total	95.6	94.24	94.58	94.11
Si	3.27	3.26	3.21	3.44
Al ^{IV}	0.73	0.74	0.79	0.56
Al ^{VI}	1.7	1.73	1.73	1.54
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe*	0.18	0.16	0.16	0.2
Mn	0	0.01	0	0
Mg	0.09	0.08	0.1	0.28
Ca	0	0	0	0
Na	0.03	0.02	0.03	0.01
K	0.98	0.97	0.98	0.95
Total	7	6.99	7.02	6.99

droite de dispersion seront considérés comme les plus représentatifs de l'ancien et du nouvel état d'équilibre.

Estimation de la température

L'emploi du géobaromètre phengitique présenté par MASSONE et SCHREYER (1987) nécessite, en plus de la connaissance de la teneur en Si de la phengite, une estimation de la température de l'équilibre paragenétique associé (feldspath-K, biotite/chlorite, quartz, albite/oligoclase).

ESTIMATION DE LA TEMPÉRATURE: LE MÉTAMORPHISME LÉPONTIN

Le métamorphisme alpin de la nappe de Tambo est classiquement décrit entre les deux isogrades mésoalpines (WENK, 1970 a), b); NIGGLI et NIGGLI, 1965; THOMPSON, 1976; FREY et al., 1983): la disparition du stilpnomélane au nord, sur le toit de la nappe, et l'apparition du staurotide au sud, en

base de nappe (Fig. 5). Cette estimation de la gamme de température, du faciès schistes verts inférieur à amphibolite, est précisée par trois observations complémentaires à l'échelle de la nappe: (i) dans le nord de la nappe, où les températures sont les plus faibles, les dolomies triasiques de la couverture de Tambo recristallisent dans les plans axiaux des plis isoclinaux D1, suggérant des températures supérieures à 350 °C (WENK et TROMMSDORFF, 1965); (ii) au cœur de la nappe, le chloritoïde est stable dans la foliation D1 alors que, plus au sud, le staurotide anté-alpin moulé par la foliation D1 est préservé. Le staurotide alpin cristallise dans la zone mésozoïque du Misox (TEUTSCH, 1982). Une rétro-morphose du staurotide en chloritoïde peut accompagner la déformation D2; (iii) la répartition du pourcentage d'anorthite dans les plagioclases montre que l'isograde correspondant au saut de la péristérite (An > 17) se situe un peu plus au nord de la ligne d'apparition du staurotide (Fig. 5, Tab. 4). Les estimations des températures de déformation, pour chaque lame analysée, sont surtout basées sur la nature du plagioclase. Ces valeurs de température associées à la déformation D1 (transition faciès schistes verts – faciès amphibolite) sont aussi confirmées par le calcul géothermométrique de WHITNEY et STORMER (1977) qui est fondé sur la distribution du sodium entre le feldspath potassique et le plagioclase (Tab. 4).

RELATIONS TEMPÉRATURE-DÉFORMATION

Le but est de corréler les deux principales déformations D1 et D2 par rapport aux conditions métamorphiques. Comme cela a déjà été suggéré par TEUTSCH (1982), la déformation D1 s'est produite "au cours du métamorphisme Lépontin". Ce contexte métamorphique semble aussi concerner, en partie, la déformation D2 puisque celle-ci est associée soit à des paragenèses identiques à celles de D1 (MAYERAT, 1989; SCHREURS, 1990), soit à des conditions de plus basse température: (i) Dans le granite du Truzzo par exemple, la teneur en calcium de l'oligoclase recristallisé dans les zones mylonitiques D2 est identique à la teneur de la paragenèse D1 antérieure. (ii) Par contre dans l'extrémité sud de la nappe, la foliation mylonitique D2 qui recoupe des foliations à staurotide et oligoclase (D1 et anté-alpines) n'est plus formée que de chloritoïde et d'albite. Ces deux exemples montrent que la déformation D2 s'est produite de manière progressive, continue et hétérogène à l'échelle de la nappe pendant les conditions métamorphiques alpines rétrogrades. L'enregistrement continu des conditions thermo-

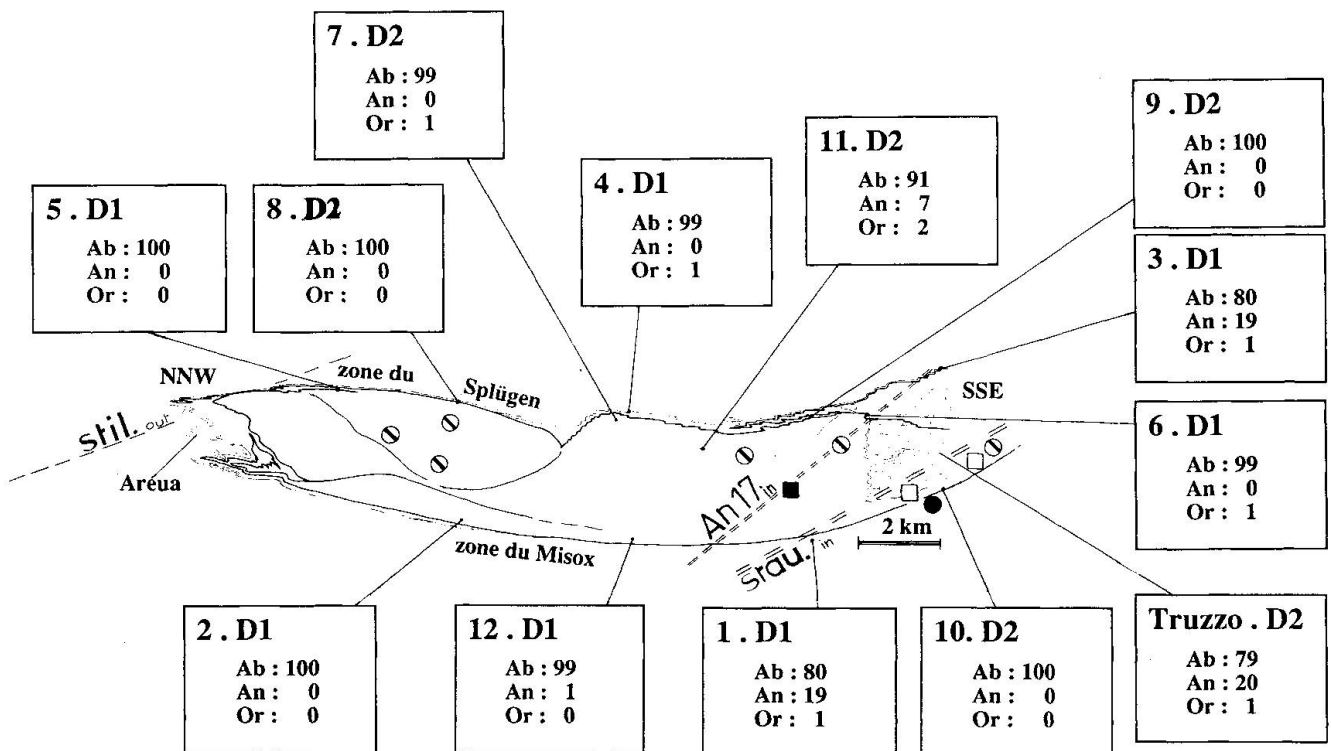


Fig. 5 Composition des plagioclases autour de la nappe de Tambo. La présence de certains minéraux indicateurs des conditions métamorphiques est aussi représentée. Cercles: staurotide; Carrés: chloritoïde. De plus: Symboles barrés: anté-alpin; symboles noirs: D1; symboles blancs: D2. Les lignes en tireté indiquent respectivement, du nord au sud, la limite de disparition du stilpnomélan, d'apparition de An 17% et du staurotide (d'après FREY et al., 1974).

barométriques suggère également que la déformation D2 a débuté sous les mêmes conditions P-T que D1. Cette déformation hétérogène a permis le développement de nombreuses zones successives de forte déformation. Ainsi, pendant la diminution des conditions thermiques, la déformation D2 s'est localisée sur certaines zones de cisaillement privilégiées en épargnant des zones de forte déformation antérieures. L'ensemble de ces zones mylonitiques témoigne des conditions rétrogrades et progressive qui ont accompagné la déformation D2.

Estimation de la pression

Connaissant l'ordre de température de formation des phengites et leur contenu en Si p.f.u., le diagramme de MASSONE et SCHREYER (Fig. 6) devrait permettre d'évaluer les pressions associées. Malheureusement, en dehors des conditions P-T élevées, la validité des valeurs absolues des pressions obtenues par ce géobaromètre est souvent contestée (EVANS et PATRICK, 1987; DEMPSTER, 1992). PATRICK et GHENT (1988) signalent même des surestimations de 4 kb faites sur des roches à

moyen degré métamorphique. Néanmoins, la corrélation entre l'augmentation du degré de substitution phengitique en fonction de la pression reste toujours valable (VELDE, 1964; MASSONE et SCHREYER, 1987). C'est pourquoi, dans ce travail, les pressions obtenues devront surtout être considérées de manière relative, les roches analysées restant chimiquement et structuralement comparables. L'importance de la tendance évolutive globale des conditions P-T compensera les incertitudes sur les valeurs absolues intrinsèquement liées à la méthode.

Les pressions déduites du diagramme de Massone et Schreyer dépendent, entre autre, de la représentativité des teneurs en Si. Certaines lames minces sont simples car elles ne contiennent qu'une seule génération phengitique associée à une seule déformation (Al/Si Fig. 4b). Par contre, lorsqu'il existe deux générations de phengites la distribution Al/Si peut être très étirée sur la droite de substitution (Fig. 4a); dans ce cas, seules les valeurs moyennes des extrémités de la droite sont utilisées. Ce dernier type de lames (Fig. 4a ou 4c) est donc représenté par deux points sur le diagramme de MASSONE et SCHREYER (Fig. 6).

Tab. 4 Compositions des feldspaths potassiques et des plagioclases en équilibre pendant la déformation D1 et D2 (Localisation des sites, voir figure 5). Les températures indiquées ont été estimées selon le géothermomètre de WHITNEY et STORMER, 1977.

site (Fig. 5)	1	2	6	12	3	4	5
plagioclase	D1	D1	D1	D1	D1	D1	D1
Ab%	0.80	1.00	0.99	0.99	0.80	0.99	1.00
An%	0.19	0.00	0.00	0.01	0.19	0.00	0.00
Or%	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Feldspath-K							
Ab%	0.07	0.05	0.05	0.06			
An%	0.00	0.00	0.00	0.02			
Or%	0.93	0.95	0.95	0.92			
pression estimée (kb)	14	14	11	11			
température calculée (°C)	544	475	449	461			
site (Fig. 5)	1	7	8	9	10	11	Truzzo
plagioclase	D2	D2	D2	D2	D2	D2	D2
Ab%	0.98	0.99	1.00	1.00	1.00	0.91	0.79
An%	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.20
Or%	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00

Gradient barométrique D1

Un gradient barométrique ne peut être défini qu'à un instant donné et, par conséquent, les déformations analysées au travers des phengites doivent être synchrones. Suivant cette hypothèse, les mylonites D1 à étirement NNW-SSE du sommet et de la base de la nappe sont supposées refléter les derniers incréments d'empilement des nappes. Trois constatations se dégagent de la comparaison entre les phengites D1 du sommet et de la base de la nappe (Fig. 6):

- toutes les phengites dans la foliation D1 montrent de hauts degrés de substitution et par conséquent témoignent d'un emplacement de nappe à haute pression même si celle-ci a pu être surévaluée;

- il n'apparaît pas de différence significative de pression entre le nord et le sud de la nappe sur une coupe parallèle à la direction de mise en place des nappes (Fig. 2 et 6). Cette constance de la pression peut s'expliquer par un faible pendage des plans de charriage;

- certaines phengites de la base de la nappe sont légèrement plus substituées que celles du

toit. De plus, compte tenu de l'écart de température entre le nord et le sud de la nappe durant cette déformation D1, une différence des moyennes de pression d'environ 1 à 2 kb apparaît entre le sommet et la base de la nappe ($3.50 < Si < 3.55$) (Fig. 6). Cet écart de pression pourrait peut-être refléter un ancien gradient barométrique associé aux derniers incréments de la déformation D1.

DÉCOMPRESSION D2

Le site structural des phengites de génération D2 indique clairement, et à toutes les échelles, leur postériorité par rapport aux phengites fortement substituées de la déformation D1. Ces phengites (re)cristallisées dans les foliations mylonitiques ou les plans de cisaillement D2 montrent des degrés de substitution variables. Leur teneur en Si a été reportée dans le diagramme de MASSONE et SCHREYER (Fig. 6). Chaque point (cercle ouvert numéroté) représente les mesures effectuées dans une ou plusieurs lames minces échantillonnées dans un même secteur (localisation sur la Fig. 2). De façon globale, il apparaît que la teneur en Si

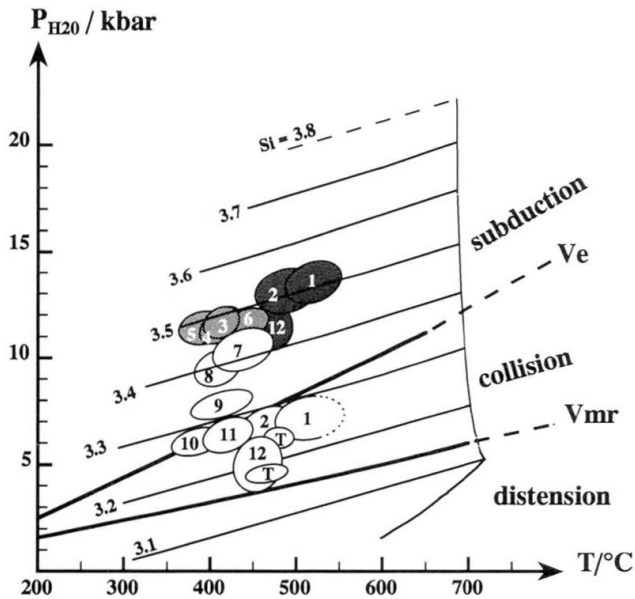


Fig. 6 Phengites D1 et D2 reportées sur un diagramme P-T de MASSONE et SCHREYER (1987). Chaque symbole représente les mesures d'une ou de plusieurs lames prises dans un même secteur. Ces secteurs sont localisés avec le même numéro sur la figure 2 (T: Truzzo). La taille et la forme des symboles représentent le champs d'incertitude sur l'estimation des températures et des pressions. Champs gris: phengites D1, gris clair: base de nappe, gris foncé: sommet de nappe. Champs blancs: phengites D2. V_e et V_{mr} représentent respectivement le géotherme non perturbé et le géotherme de relaxation maximale (d'après ENGLAND et THOMPSON, 1984).

des phengites D2 évolue entre 3.45 et 3.20. Cette forte variation traduit le caractère progressif de la déformation D2 qui s'est déroulée lors d'une importante décompression (Fig. 6). Tout se passe comme si les phengites synchrones de D2 avaient enregistré, par leur degré de substitution, les conditions P-T des différents stades d'évolution de cette déformation progressive. Durant cette période de déformation, une bonne connaissance des éventuelles variations de température est déterminante. Par exemple, dans le granite du Truzzo, la mylonitisation D2 est parfois associée à des recristallisations dynamiques de feldspath-K et d'oligoclase, phases déjà présentes dans les mylonites D1. Dans ce cas, la variation thermique enregistrée entre les épisodes de déformation D1 et D2 a été faible ou nulle. Cependant, dans d'autres secteurs et au cours des derniers stades de la déformation D2 (à phengites tardives faiblement substituées), la baisse de température a été plus sensible. En effet, les derniers incréments de la déformation D2 ont provoqué des rétro-

morphoses de staurotide en chloritoïde, d'oligoclase en albite ou de biotite en chlorite.

En résumé, la déformation progressive D2 s'est probablement déroulée sous des températures légèrement décroissantes, alors que, dans le même temps la pression chutait dramatiquement d'environ 6 à 8 kb (Fig. 6). Dans ce contexte de décompression isotherme, la déformation D2 plissative, cisailante vers l'est et liée à un fort raccourcissement vertical, ne peut être comprise qu'en terme d'amincissement du prisme crustal pennique formé durant D1. En effet, une déformation associée à une tectonique d'épaississement aurait, au contraire, généré une augmentation ou le maintien de la pression. Cependant la déformation D2 ne peut être, à elle seule, responsable de la forte décompression. Les relations globales entre la tectonique, les déformations et l'évolution des conditions métamorphiques au cours de l'histoire alpine sont plus amplement discutées dans le chapitre suivant.

Relations entre la tectonique et le métamorphisme alpin

Quel que soit le crédit accordé aux valeurs absolues du baromètre de MASSONE et SCHREYER il reste que, de façon relative, D1 montre les plus hautes pressions alors que D2 traduit une décompression significative (Fig. 6). Les phengites ont donc enregistré le dernier stade de l'empilement de nappes D1 sous les pressions les plus élevées. D'un point de vue régional, cette tectonique s'explique par l'enfouissement vers le SSE des unités Briançonnaises et sud-européennes sous le complexe Austro-Alpin à des profondeurs de base de croûte continentale, au cours de la fermeture de l'océan «Valaisan». Les flyschs impliqués dans l'empilement donne à cette tectonique de subduction crustale (D1) un âge minimum Paléocène à Eocène inférieur (ZIEGLER, 1956; THUM et NABHOLZ, 1972; EIERMANN, 1988). La température anormalement faible associée à ces fortes pressions (ex: 500 °C pour 13 kb: Fig. 6) traduit un faible gradient thermique (ENGLAND et THOMPSON, 1984) et situe la déformation tertiaire D1 dans un contexte métamorphique de haute pression, même si les estimations basées sur le diagramme de MASSONE et SCHREYER (1987) peuvent être exagérées (PATRICK et GHENT, 1988). Ces conditions de haute pression, associées à la formation de la pile des nappes penniques, ont déjà été évoquées par RING (1992).

Comme cela a déjà été signalé, l'amincissement D2 de la croûte pennique, interprété comme une extension parallèle à l'axe de la chaîne alpine,

ne peut évidemment pas expliquer à lui seul la totalité de la chute de pression isotherme (Fig. 6). La raison essentielle de cette décompression doit se trouver dans un processus tectonique couplé de remontée-érosion du prisme pennique. L'absence d'une augmentation de température peut s'expliquer par le fait que, durant cette période D2, la croûte continentale européenne amincie (Simano, Leventina) s'enfouissait encore vers le SSE sous le prisme pennique d'Adula-Tambo-Suretta le long du chevauchement pennique frontal (fin Eocène-début Oligocène: PFIFFNER, 1986). Cette subduction de croûte froide jouait alors le rôle d'écran thermique (DAVY et GILLET, 1986). Ce mécanisme d'enfouissement a pu favoriser les premiers mouvements de remontée du prisme pennique sus-jacent, au niveau de la ligne Insubrienne. Ce phénomène tectonique de subduction de la lithosphère européenne serait donc contemporain du fort raccourcissement vertical et de l'extrusion latérale enregistrés par le prisme pennique pendant la déformation ductile D2. Pour expliquer en partie la forte décompression, cette hypothèse amène à imaginer dans les niveaux plus superficiels un phénomène de dénudation par l'entremise de failles de détachement, déjà décrites dans le domaine alpin (PLATT, 1987; MERLE et BALLÈVRE, 1992). Ces failles auraient été synchrones de la subduction de la croûte européenne. L'âge de cet épisode tectonique lié à la déformation D2 semble déjà en partie antérieur à la formation du granite du Bergell: cette dernière intrusion recoupe en effet les mylonites de la faille normale de Turba considérées comme synchrones de la déformation D2 (LINIGER et GUNTLI, 1988; GUNTLI et LINIGER, 1989; LINIGER, 1992).

Ces mouvements tectoniques ont fortement été ralentis lorsque la croûte européenne d'épaisseur normale (massifs cristallins externes) fut entraînée à son tour dans la subduction crustale. Ce «blocage» marque le début de la collision continentale. Celle-ci s'exprime par le rétrocharriage final sur la ligne Insubrienne (D3: BAUDIN et al., 1993) et le charriage principal des massifs cristallins externes sur la molasse à la fin Oligocène-début Miocène (HEITZMANN, 1987; BREITSCHMID, 1982; PFIFFNER, 1986). Ces chevauchements à vergences opposées ont finalement permis la remontée différentielle du domaine pennique par un mécanisme de «pop-up».

Les réactions métamorphiques sensibles à la température et classiquement utilisées pour le tracé des isogrades de transition du faciès schistes verts à amphibolite du métamorphisme Lépontin (Chloritoïde-staurotide ou albite-oligoclase, FREY et al., 1974; THOMPSON, 1976) sont synchrones de la foliation D1. La signification tectonique de

«l'événement thermique Lépontin» se trouve ainsi remise en question car certaines de ces paragenèses critiques pourraient déjà témoigner des températures liées aux événements de haute pression de la subduction crustale éocène D1 (faible gradient thermique) (Fig. 6). Le maintien des conditions thermiques pendant la déformation D2 explique la persistance de l'équilibre de ces paragenèses pendant la «période Lépontine». D'autre part, dans d'autres régions plus septentrionales, par exemple au sud des massifs cristallins externes, ces cristallisations métamorphiques se produisent nettement en conditions progrades et postérieurement à l'empilement des nappes penniques (KLAPER et BUCHER-NURMINEN, 1987). En d'autres termes il semble exister une différence d'histoire et d'âge entre les paragenèses métamorphiques réputées «Lépontines» du pennique et celles de la zone externe.

Conclusions

Une relation existe entre le degré de substitution tschermakitique dans les phengites et leur position dans les différents sites microstructuraux. Pour des paragenèses comparables, les phengites inscrites dans la première foliation mylonitique alpine D1 (mise en place des nappes vers le NNW) se montrent toutes fortement substituées alors que les phengites associées à la déformation D2, cisailante vers l'est, affichent un large spectre de valeurs décroissantes. Les pressions obtenues par le géobaromètre de MASSONE et SCHREYER (1987) sont interprétées de façon relative et non absolue. La déformation D1 traduit une mise en place des nappes à des profondeurs de base de croûte à des températures anormalement basses ($T < 550$ °C). Ce contexte définit par conséquent un faciès métamorphique de haute pression. La déformation D2 représente une déformation progressive liée à une décompression sous des conditions globalement isothermes. Cette déformation D2, globalement cisailante vers l'est, pourrait refléter un amincissement du prisme crustal pennique lors du fonctionnement de la subduction de la croûte européenne amincie. L'amincissement ductile D2, enregistré par la nappe de Tambo et sans doute accompagné de failles d'extension dans les zones superficielles, n'est pas entièrement responsable de la chute de pression estimée. Cette décompression est due, en partie, aux premiers mécanismes couplés de remontée et d'érosion du prisme pennique et de l'Austro-alpin au niveau de la future ligne Insubrienne. Il paraît évident que le métamorphisme de haute pression est associé à l'enfouissement de la nappe de

Tambo sous le «prisme» Austro-Alpin, ce qui lui confère, sur des bases stratigraphiques, un âge Eocène. Dans la nappe de Tambo, le passage de ce métamorphisme d'enfouissement au métamorphisme Lépontin est continu et sans grande variation thermique. Les paragenèses typiquement «Lépointines» sont en partie l'héritage des faciès à hautes pressions liés à la formation du prisme crustal pennique. Ces dernières observations soulèvent des interrogations sur certaines interprétations des isogrades du métamorphisme Lépointin en termes de dôme thermique (WENK, 1970b; THOMPSON, 1976).

Remerciements

Cet article a bénéficié des critiques constructives de M. Frey et S. Schmid. Nous remercions aussi particulièrement F. Persoz et M. Burkhard pour l'intérêt permanent qu'ils ont montré dans cette recherche. Celle-ci a été supportée par le FNSRS N° 20-26313.89. Les analyses chimiques de minéraux ont été réalisées à la Microsonde de l'Université de Bern grâce au support du Fonds National Suisse N° 21-26579.89 et à la compétence de L. Diamond doué d'une patience à toute épreuve.

Références

- BAUDIN, Th., MARQUER, D. et PERSOZ F. (1993): Basement-cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structures and kinematics. *J. struct. Geol.*, 15, 543-553.
- BOULTER, C.A. et RÄHEIM, A. (1974): Variation in Si^{4+} -content of phengites through a three stage deformation sequence. *Contrib. Mineral. Petrol.* 48, 57-71.
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). *Eclogae geol. Helv.*, 75/2, 331-380.
- BROWN, E.H. (1968): The Si^{4+} content of natural phengites: a discussion. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 17, 78-81.
- DAVY, P. et GILLET, P. (1986): The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences. *Tectonics*, 5, 6, 913-929.
- DEMPSTER, T.J. (1992): Zoning and recrystallization of phengitic micas: implications for metamorphic equilibration. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 526-537.
- DYMEK, R.F. (1983): Titanium, Aluminium and inter-layer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *Amer. Mineral.*, 68, 9/10, 880-899.
- EIERMANN, D. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. *Eclogae geol. Helv.*, 81, 259-272.
- ENGLAND, P.C. et THOMPSON, A.B. (1984): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism. I. Heat transfer during the evolution of a region of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- EVANS, B.W. et PATRICK, B.E. (1987): Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granitic orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska. *Canadian Mineralogist*, 25, 141-158.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. et NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps - a review. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 277-290.
- FREY, M., HUNZIKER, J.C., JÄGER, E. et STERN, W.B., (1983): Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 185-197.
- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 17, 291-523.
- GUIDOTTI, C.V. (1984): Micas in metamorphic rocks. *Mineral. Soc. America, reviews in mineralogy*, 13, 357-467.
- GUNTTLI, P. et LINIGER, M. (1989): Metamorphose in der Margna-Decke im Bereich Piz da la Margna und Piz Fedoz (Oberengadin). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 289-301.
- HEITZMANN, P. (1987): Evidence of late Oligocene/early Miocene backthrusting in the central Alpine "root zone". *Geodinamica Acta*, 1, 183-192.
- JAILLARD, E. (1988): Une image paléogéographique de la Vanoise Briançonnaise (Alpes françaises). *Eclogae geol. Helv.*, 81, 553-566.
- KLAPER, E.M. et BUCHER-NURMINEN, K. (1987): Alpine metamorphism of pelitic schists in the Nufenen pass area, Lepontine Alps. *J. Metamorphic Geol.*, 5, 175-194.
- LARDEAUX, J.M., GOSSO, G., KIENAST, J.R. et LOMBARDO, B. (1983): Chemical variations in phengitic micas of successive foliations within the eclogitic micaschists complex, Sesia-Lanzo Zone (Italy, Western Alps). *Bull. Mineral.* 106, 673-689.
- LINIGER, M. et GUNTTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 41-54.
- MARQUER, D. (1991): Structures et cinématique des déformations alpines dans le granite de Truzzo (Nappe de Tambo: Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.*, 84/1, 107-123.
- MASSONE, H.J. et SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- MAYERAT, A.M. (1989): Analyses structurales et tectoniques du socle et de la couverture des nappes penniques du Rheinwald (Grisons, Suisse). Thèse université de Neuchâtel. inédit. 148 p.
- MERLE, O. et BALLEVRE, M. (1992): Late Cretaceous-early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, 1769-1776.
- MİYASHIRO, A. et SHIDO, F. (1985): Tschermak substitution in low and middle-grade pelitic schists. *J. Petrology*, 26, 449-487.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1-120.
- NIGGLI, E. et NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.*, 58, 335-368.
- PATRICK, B.E. et GHENT, E.D. (1988): Empirical calibration of the K-white mica + feldspar + biotite geobarometer. *Mineral. Soc. Canada, Progr. with abstr.* 13.
- PIFFNER, O.A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 8, 219-228.

- PLATT, J.P. (1987): The uplift of high-pressure-low-temperature metamorphic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A321, 87–103.
- RÅHEIM, A. (1977): Petrology of the Strathgordon area, western Tasmania: Si^{++} -content of phengite mica as monitor of metamorphic grade. *J. Geol. Soc. Australia* 25, 329–338.
- RING, U. (1992): The Alpine geodynamic evolution of Penninic nappes in the eastern Central Alps: geothermobarometric and kinematic data. *J. metamorphic Geol.* 10, 33–53.
- SARTORI, M. (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mém. géol. Lausanne* 6, 155 p.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. et SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP 20-East traverse (Grisons, Eastern Switzerland). *Mém. Soc. Géol. Suisse*, 1, 263–287.
- SCHMID, S.M., ZINGG, A. et HANDY, M. (1987): The kinematics of movements along the insubric line and the emplacement of the Ivrea zone. *Tectonophysics*, 135, 47–66.
- SCHREURS, G. (1990): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units in the Penninic zone (Grisons, SE-Switzerland). Ph. D. thesis, Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zürich 9297.
- SIMPSON, C. et SCHMID, S. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1281–1288.
- STAUB, R. (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. *Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.)*, 103, 184 p.
- TEUTSCH, R. (1982): Alpine Metamorphose der Misoxer Zone (Bündnerschiefer, Metabasite und granitische Gneise). Unpubl. Diss. Univ. Bern.
- THOMPSON, P.H. (1976): Isograd Patterns and Pressure-Temperature Distributions During Regional Metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 57, 277–295.
- THUM, I. et NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. *Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F.*, 144.
- TRACY, R.J. (1978): High grade metamorphic reactions and partial melting in Pelitic schist, West-Central Massachusetts. *Amer. J. Sci.*, 278, 150–178.
- TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. *Schweiz. geol. Komm.*, Wepf Basel, 104 p.
- VELDE, B. (1967): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.*, 10, 886–913.
- WENK, H.R. (1970a): Geologische Beobachtungen im Bergell. Part I. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 50, 321–348.
- WENK, H.R. (1970b): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34–51.
- WENK, H.R. et TROMMSDORFF, V. (1965): Koordinatentransformation mittelbare Orientierung, Nachbarwinkelstatistik, Gefügekundliche Rechenprogramme mit Beispielen. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 11, 559–585.
- WHITNEY, J.A. et STORMER, J.C. (1977): The distribution of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations. *American Mineralogist*, 62, 687–691.
- ZIEGLER, W. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 49/1, 1–78.

Manuscrit reçu le 1^{er} février 1993; manuscrit révisé accepté le 22 avril 1993.