

La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie)

Autor(en): **Vannay, Jean-Claude / Allemann, Renate**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **83 (1990)**

Heft 1

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-166575>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie)

Par JEAN-CLAUDE VANNAY et RENATE ALLEMANN¹⁾

RÉSUMÉ

La zone piémontaise peut être subdivisée en quatre unités dans le Haut-Valtournanche (région du val d'Aoste, Alpes de l'Italie du Nord).

- La zone de Zermatt-Saas Fee, à la base, est composée d'ophiolites et de sédiments associés. Cette unité a subi le métamorphisme éoalpin haute pression/basse température (subduction), avant d'être rétro-morphosée dans le faciès schistes verts, lors du métamorphisme tertiaire.
- La série des Cimes-Blanches est composée de gneiss albitiques, de quartzites, de dolomies et de brèches, représentant des faciès de la plate-forme au pied de pente. Elle correspond à la série du Frilihorn en Valais.
- La zone de la Roisetta est formée de calcschistes, de schistes gréseux, de marbres gréseux et de marbres purs, avec des intercalations de bancs de prasinites ainsi que des lentilles de serpentinites. Sa structure interne pourrait correspondre à la morphologie d'un prisme d'accrétion.
- La zone du Tournalin est composée essentiellement de prasinites. Ces deux zones correspondent respectivement à la «série grise» et à la zone de Tracuit de la nappe du Tsaté en Valais.

Les chevauchements entre les diverses unités sont parfois jalonnés de lentilles de serpentinite.

Les trois dernières unités ont fourni essentiellement des assemblages métamorphiques du faciès schistes verts.

L'étude structurale montre que quatre phases de déformations se sont succédées durant la phase tertiaire. Les deux premières, D1 et D2, sont synschisteuses. La phase D3 correspond au plis «en retour» et la phase D4 à des plis ouverts tardifs. Aux schistosités S1 et S2, sont associées deux linéations d'étirement L1 (NW-SE) et L2 (NE-SW). La linéation L1 correspond probablement au procharriage des unités vers le NW.

Les relations entre les plans de chevauchement et les plis P2 et P3, montrent que la mise en place de la série des Cimes-Blanches sur les ophiolites de la zone de Zermatt-Saas Fee, est antérieure aux plis «en retour» P3 et même antérieure aux plis P2.

Cela signifie que cette mise en place ne peut pas être le fait de plis en retour tardifs de grande extension (rétro-charriage) ou de plis couchés déversés vers l'ouest (P2), comme le proposent certains modèles.

ABSTRACT

The Piedmont zone, as defined by Argand, can be subdivided into four units in the upper Valtournanche area (Aosta valley, northwestern Italian Alps).

- The Zermatt-Saas Fee zone, structurally the lowest, is composed of ophiolites and associated metasediments. This unit underwent a high pressure/low temperature metamorphism during the eoalpine phase. During the Tertiary, a retrograde metamorphism in the greenschists facies affected the previous paragenesis.
- The Cimes-Blanches series consist of albitic gneisses, quartzites, dolomites and breccias, representing platform to slope facies. To the north, in the Wallis, they correspond to the Frilihorn series.
- The Roisetta zone is made of calcschists, siliceous schists, siliceous marbles and pure marbles, with interbedded greenschists and serpentinite lenses. Its internal structure may fit with an accretionary prism morphology.

¹⁾ Université de Lausanne, Institut de minéralogie, BFSH2, CH–1015 Lausanne.

- The Tournalin zone is essentially composed of greenschists. The Roisetta and Tournalin zones represent respectively the 'serie grise' and the Tracuit zone which both belong to the Tsaté nappe in the Wallis.

These last three units essentially contain greenschists facies paragenesis.

A structural study shows that four deformation phases follow one another during the Tertiary. The two earliest, D1 and D2, are characterized by penetrative schistosity and stretching lineation. The D3 phase corresponds to the south vergent 'backfolds' and the D4 phase corresponds to late open folds.

The relations between the thrust planes and the folds show that the thrusting of the Cimes-Blanches series on the Zermatt-Saas Fee zone is older than the P3 'backfolds' and even older than the preceding P2 folds.

This means that the position of the Cimes-Blanches series resting on the ophiolites, cannot be explained by a large scale and late backfolding or by west vergent recumbent folds (P2), as proposed in some models.

Introduction

Le terrain de cette étude est situé dans la partie supérieure du Valtournanche (région du val d'Aoste), à l'est du village du même nom, près de la frontière italo-suisse.

Les unités étudiées font partie des unités penniques provenant du domaine piémontais (fig. 1).

Dans cette région, la zone piémontaise était généralement subdivisée en deux unités: la zone de Zermatt-Saas Fee (zona Corno del Camoscio-Breithorn) et la Zone du Combin (zona Gressoney-Grand-Tournalin, Theodul-Rothorn Zone) (DAL PIAZ 1965, DAL PIAZ & ERNST 1978, BEARTH 1976).

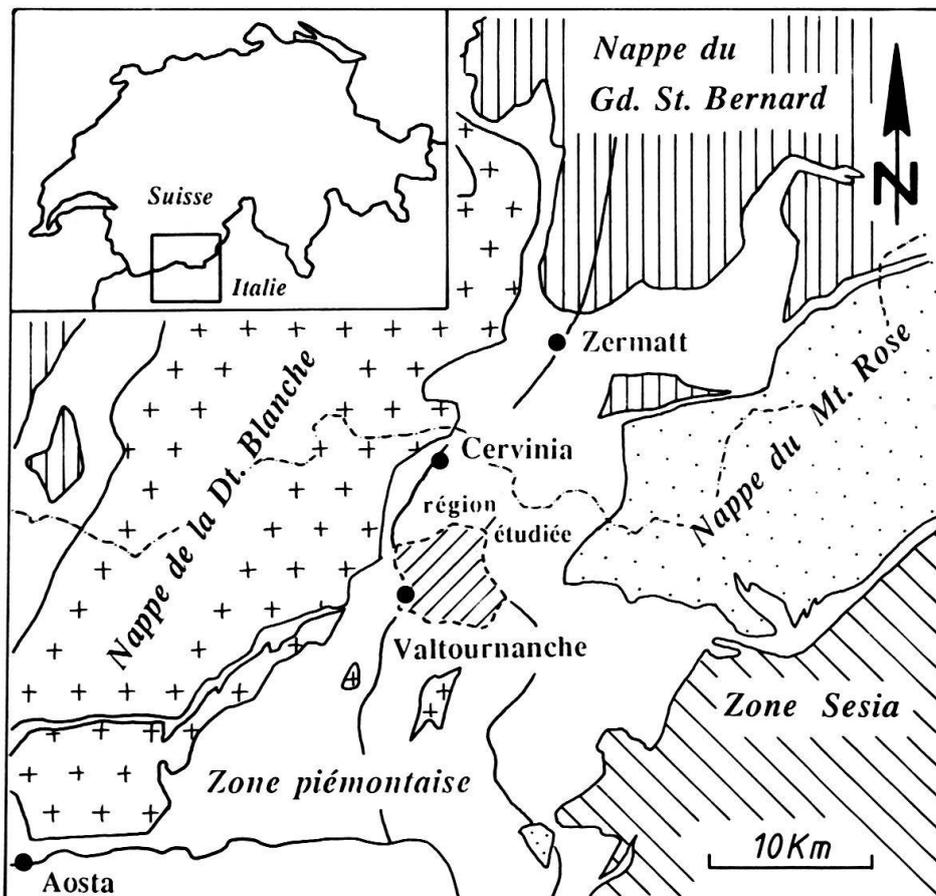


Fig. 1. Situation géographique et géologique du terrain étudié.

A la base, la zone de Zermatt-Saas Fee est composée d'ophiolites représentant le plancher océanique du bassin piémontais. Par-dessus, la deuxième unité est représentée par des calcschistes à intercalations de roches vertes. Elle est séparée de l'unité sous-jacente par une série composée de quartzites, de dolomies et de brèches. Cette série a d'abord été considérée comme étant la base stratigraphique triasique des calcschistes, «*complesso triassico basale*» (DAL PIAZ 1965), avant d'être interprétée comme une unité de décollement Permien-Mésozoïque, rattachée à la marge continentale (DAL PIAZ 1986).

Nos observations confirment que cette série est une unité indépendante dont la stratigraphie va du Permien au Crétacé sup. probable et qu'elle est en contact tectonique net avec l'unité des calcschistes qui la surmonte (on observe par exemple les quartzites du Trias inf. en contact avec les calcschistes).

De nouvelles subdivisions de la zone du Combin (au sens d'ARGAND 1909, 1911) ont été définies en Valais (MARTHALER 1984, SARTORI 1987, 1989, ESCHER 1988) et il est possible de les étendre jusque dans le Valtournanche. Nous avons donné des noms locaux à ces unités qui se rattachent très probablement aux unités du versant valaisan (ALLEMANN & VANNAY 1987) (tableau 1).

En effet, comme le signale SARTORI (1989), la continuité cartographique entre ces unités, de Zermatt au Valtournanche, n'est pas loin d'être réalisée.

L'étude de la lithostratigraphie et de la tectonique dans ces unités montre que la structure de la zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche ne peut pas s'expliquer par des rétrocharriages tardifs de grande extension ou par des plis couchés déversés vers l'ouest, comme le proposent certains modèles pour la zone du Combin en Valais.

Unités tectoniques et (litho)stratigraphiques de la zone piémontaise dans le Valtournanche et en Valais				
	Valtournanche	Valais		Valtournanche
Lithologies	Dal Piaz 1965	Escher 1988 Marthaler 1984 Sartori 1987		Allemann et Vannay 1987
Ophiolites	zona Gressoney - Gd.Tournalin	zone de Tracuit	nappe du Tsaté	zone du Tournalin
Calcschistes à ophiolites		série grise		zone de la Roisetta
Quartzites, dolomies, brèches...	complesso triassico basale	série du Frilhorn	nappe du Mt.Fort	série des Cimes Blanches
Ophiolites	zona Corno del Camoscio-Breithorn	zone de Zermatt-Saas Fee		

Tab. 1: Subdivisions de la zone piémontaise en Valais et dans le Valtournanche.

Stratigraphie et lithostratigraphie des unités de la zone piémontaise

Dans le Valtournanche, la zone piémontaise peut être subdivisée en quatre unités se rattachant aux nouvelles subdivisions de la zone du Combin définies en Valais.

La zone de Zermatt-Saas Fee

Cette zone est composée d'ophiolites et des sédiments qui leur sont associés (fig. 2).

A la base, les serpentinites contiennent de nombreux filons rodingitiques, provenant de la transformation métasomatique de filons de gabbros lors de la serpentinitisation de leur encaissant (BEARTH 1967, DAL PIAZ 1980).

Par-dessus viennent des amphibolites et des prasinites qui ont gardé une texture gabbroïque et qui contiennent des boudins d'éclogites, reliques du métamorphisme éoalpin.

Dans les métasédiments alternant avec les prasinites et amphibolites metabasaltiques, on observe des calcschistes à grenats, des quartzites et gneiss albitiques à grenats ainsi que des calcschistes à galets de prasinites et d'éclogites, correspondant à la formation du Riffelberg Garten (BEARTH 1967, DAL PIAZ 1965).

Des structures de pillows ont été découvertes par RÖTHLISBERGER (1985) dans les metabasaltes du cirque de Breuil, au nord du terrain de cette étude.

La série des Cimes-Blanches

La stratigraphie de cette unité, dont l'épaisseur varie de 50 à 150 mètres, est perturbée par des répétitions dues à des plis isoclinaux et des écaillages. La figure 2 montre une coupe synthétique reconstituée de cette série.

Par sa stratigraphie et par sa position structurale, cette unité correspond à la série du Frilhorn en Valais (MARTHALER 1984), avec laquelle la liaison cartographique est très probable. La série du Frilhorn est attribuée à la nappe du Mont-Fort (ESCHER 1988).

La série des Cimes-Blanches est constituée de roches représentant des faciès allant de la plate-forme au pied de pente et auxquels des analogies de faciès avec des séries similaires, notamment la série du Barrhorn en Valais, permettent d'attribuer des âges plus ou moins précis.

A la base, des gneiss albitiques correspondant probablement au Permien sup. ou au Trias inf. passent progressivement à des quartzites blancs tabulaires d'âge Trias inf. (DAL PIAZ 1965, BEARTH 1976, DAL PIAZ & ERNST 1978).

On trouve parfois au-dessus des schistes à patine sombre, comparables aux calcschistes quartzo-albitiques du Spathien sup.- Anisien de la série du Barrhorn en Valais (SARTORI 1989).

Ensuite viennent des marbres rubannés gris-bleu alternant avec des dolomies beiges. Dans la série du Frilhorn, MARTHALER (1984) attribue un âge Anisien-Ladinien à ces roches.

Par-dessus on observe des dolomies noires souvent finement laminées et des brèches dolomitiques, correspondant au Carnien (Trias sup.) de la série du Barrhorn (SARTORI 1989). A la suite on trouve des dolomies siliceuses à patine jaune et à passées quartzitiques, pour lesquelles nous n'avons pas trouvé d'équivalent dans la littérature.

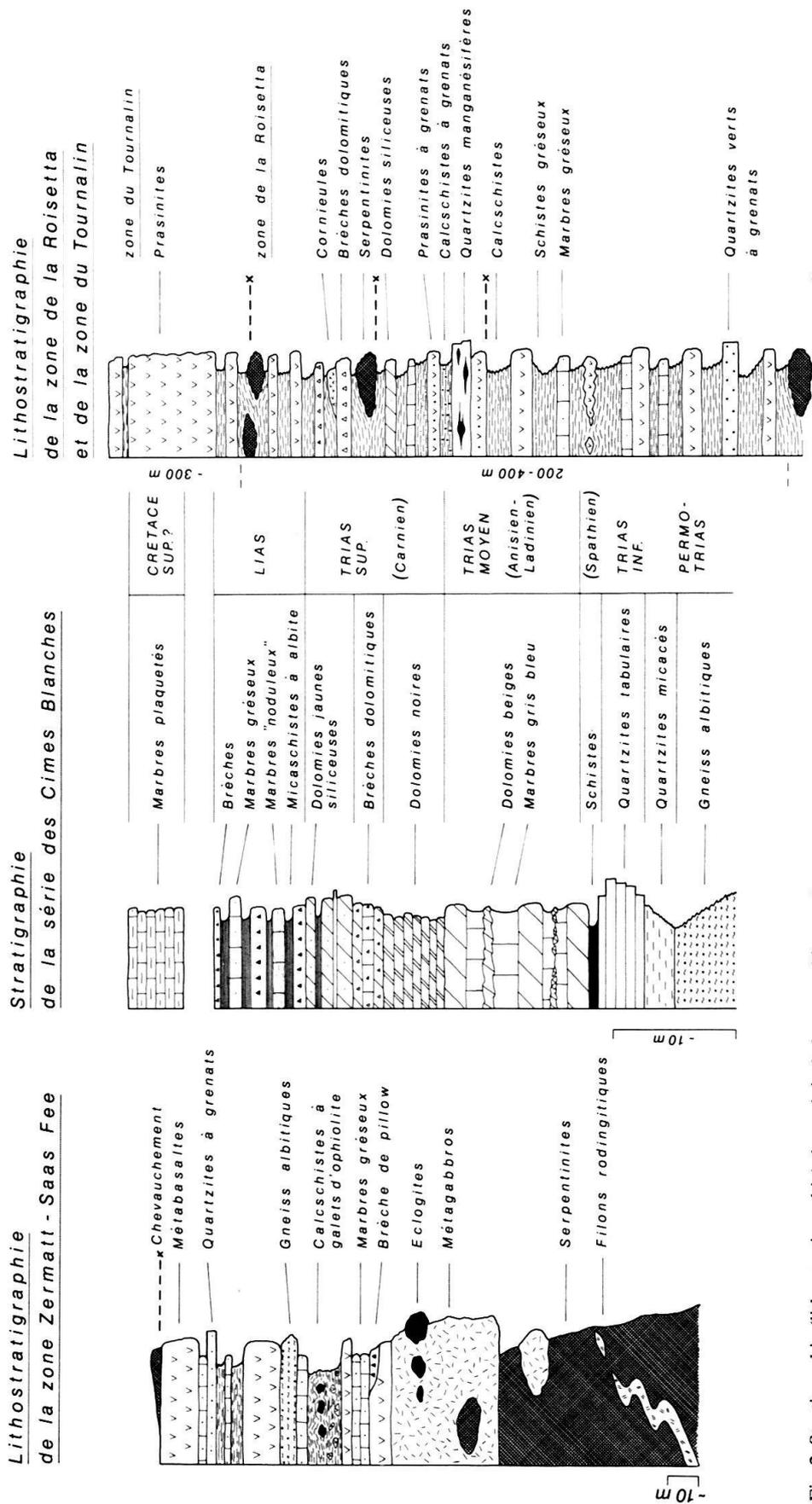


Fig. 2. Stratigraphie (lithostratigraphie) des unités de la zone piémontaise.

On passe ensuite graduellement à une alternance de brèches à éléments dolomitiques (dolomies beiges, noires et jaunes siliceuses), de micaschistes à albite et dans une moindre mesure, de marbres gréseux et de marbres noduleux marneux. Ces roches sont comparables au Lias moyen à sup. des séries de Narbonna et du Gondran dans les Alpes cottiennes (LEMOINE 1971, CARON 1977). Dans le Valtournanche DAL PIAZ (1974) attribue un âge liasique inf. à moyen à ces roches.

On observe encore des marbres plaquetés légèrement gréseux et phylliteux, à patine rousse, et dont la position dans la stratigraphie de la série est incertaine. Ces roches sont semblables aux «Couches rouges» métamorphiques du Crétacé sup. à Eocène de la série du Barrhorn (SARTORI 1989).

La zone de la Roisetta

Cette zone de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, est principalement constituée de calcschistes, de schistes gréseux, de marbres gréseux et de marbres purs, alternant avec des prasinites en bancs centimétriques à métriques (fig. 2).

La monotonie de ces lithologies est parfois rompue par la présence d'un banc de quartzites manganésifères (DAL PIAZ et al. 1979) et de lentilles de serpentinite auxquelles sont quelquefois liées des dolomies siliceuses, des cornieules et surtout des brèches dolomitiques à matrice gréso-micacée, dans lesquelles on reconnaît des éléments de dolomie beige et de dolomie noire laminée.

Ces roches semblent souligner des discontinuités à l'intérieur de cette unité (voir chap. tectonique).

Cette unité correspond en Valais à la série grise de la nappe du Tsaté, dont les calcschistes contiennent des foraminifères planctoniques d'âge Cénomaniens-Turonien (MARTHALER 1981, 1984).

La zone du Tournalin

Cette unité, d'au moins 300 m d'épaisseur, est composée essentiellement de prasinites, avec quelques niveaux de calcschistes au sommet de la zone (fig. 2).

La zone du Tournalin correspond plus au nord à une bande continue de prasinites faisant partie de la zone de Tracuit, qui comprend aussi des masses discontinues de gabbro et de serpentinite, et qui est collée sous le plan de chevauchement de la nappe de la Dent-Blanche. Quelques km au sud du terrain étudié, la zone du Tournalin est chevauchée par la nappe de la Dent-Blanche dont il reste un lambeau: la klippe du Pillonet-Bec de Nanna.

La carte tectonique montre la disposition des unités dans la région étudiée (fig. 3).

Tectonique

Les plans de chevauchement

Une caractéristique importante des contacts entre les unités cartographiées, est la présence de lentilles de serpentinite jalonnant parfois ces limites.

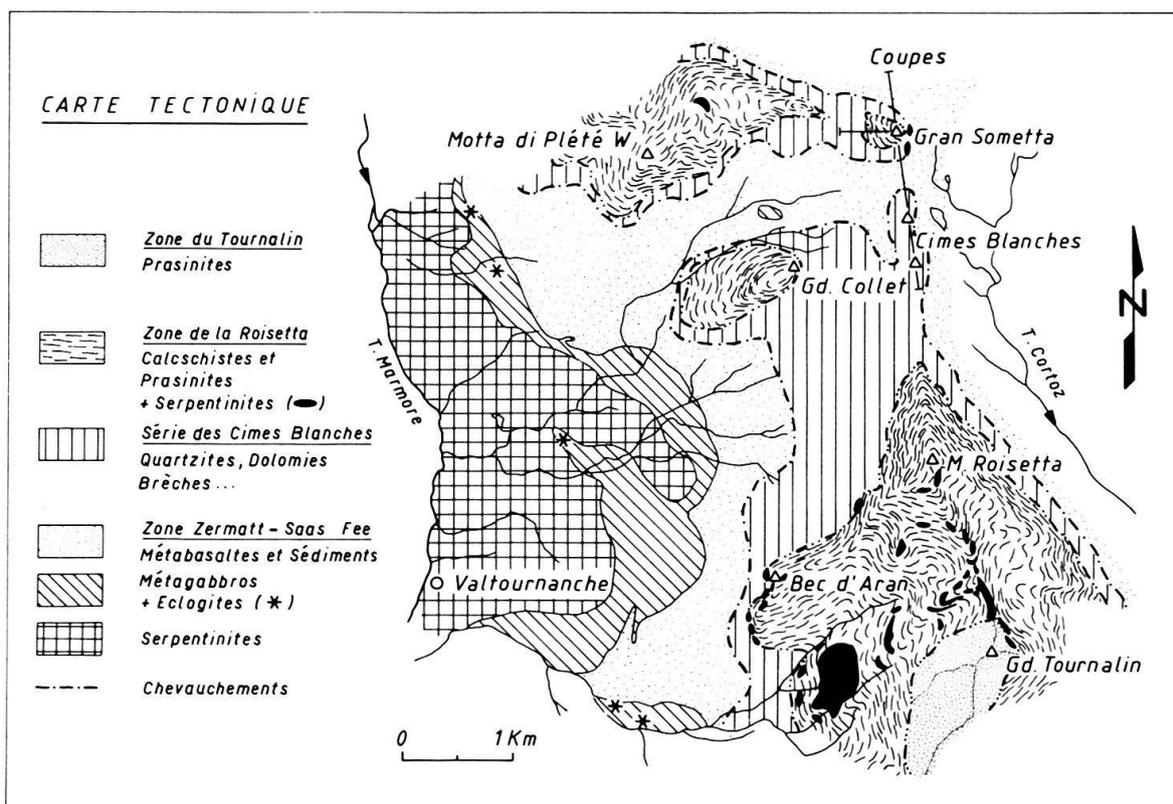


Fig. 3. Carte tectonique (d'après une carte géologique levée au 1/10 000). Coupes voir fig. 6.

On observe de telles lentilles:

- Au contact entre la zone de Zermatt-Saas Fee et la série des Cimes-Blanches, à l'est du Gran Sometta.
- Suivant précisément le contact entre la série des Cimes-Blanches et la zone de la Roisetta dans la région du Bec-d'Aran au Mont-Roisetta.
- Alignées le long de niveaux repères ou isolés dans les calcschistes de la zone de la Roisetta.
- Concentrées dans les calcschistes situés sous le contact entre les zones de la Roisetta et du Tournalin.

Les lentilles de serpentinite dans les calcschistes sont généralement interprétées comme étant soit des olistolites, soit des écailles tectoniques (DAL PIAZ 1974, BEARTH & SCHWANDER 1981).

Dans le cadre du terrain de cette étude, nous pensons que ces lentilles de serpentinite sont des lambeaux tectoniques jalonnant des plans de chevauchement. En effet leur position préférentielle le long ou à proximité des contacts tectoniques majeurs peut difficilement s'expliquer par une origine sédimentaire en olistolites.

Dans les Alpes cottiennes, LEMOINE et al. (1970) décrivent de tels chapelets de lentilles de serpentinite, disjointes jalonnant la base des calcschistes piémontais charriés sur la zone Briançonnaise, et les considèrent comme liés à un contact tectonique majeur.

Tectonique précoce dans la zone de la Roisetta

Dans les calcschistes de la zone de la Roisetta, c'est à proximité d'une lentille de serpentinite que l'on trouve les quartzites manganésifères, qui représentent sans doute des métaradiolarites du Jurassique supérieur (BEARTH & SCHWANDER 1981, ELTER 1971).

Or dans les séries classiques de couverture sédimentaire des ophiolites (séries de type Chabrière, LEMOINE et al. 1970, LAGABRIELLE et al. 1984), les métaradiolarites font partie des premiers sédiments déposés sur les ophiolites, avant la sédimentation des flyschs.

Nous pensons que dans le cas de la zone de la Roisetta, la position de ces métaradiolarites au sein des calcschistes correspond à la base de sous-unités, dont les contacts tectoniques seraient jalonnés de lambeaux de serpentinite, parfois accompagnés de brèches dolomitiques, de dolomies et de cornieules.

Cette structuration de la zone de la Roisetta en sous-unités pourrait correspondre à la morphologie d'un «prisme d'accrétion» commencé lors de la subduction de la croûte océanique à l'éoalpin (MARTHALER & STAMPFLI 1989).

On trouve dans la littérature de nombreux cas d'ophiolites (péridotites serpentiniées, gabbros et basaltes) arrachées à la croûte océanique et incorporées tectoniquement dans les sédiments d'un prisme d'accrétion. Par exemple dans l'«Oyo complex» dans l'Arc de la Sonde (MOORE & KARIG 1980).

Notons encore que AUZENDE et al. (1983) proposent pour les schistes lustrés ophiolitifères, un modèle de mise en place tectonique de portions du plancher océanique dans les sédiments océaniques, lors des stades initiaux de la compression.

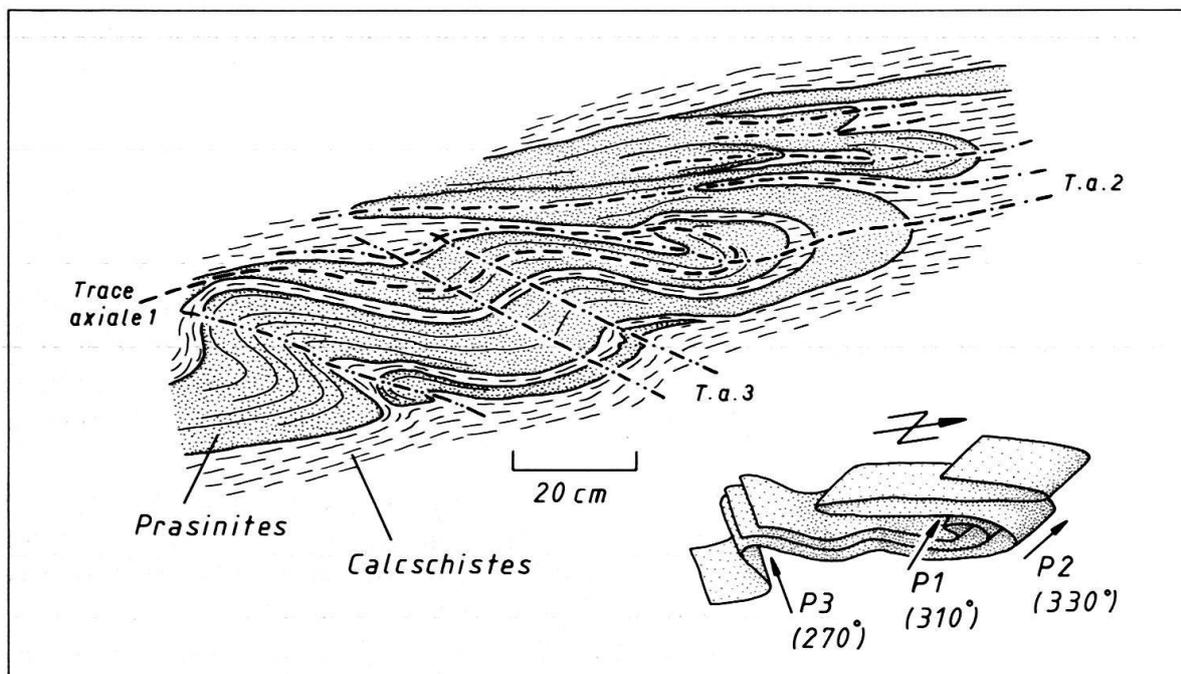


Fig. 4. Figure d'interférence provenant de la superposition de plis P3, P2 et P1, dans les calcschistes et prasinites de la zone de la Roisetta (versant S de la Motta di Plété centrale).

Les plis et schistosités

L'étude des figures d'interférence de plis ainsi que les mesures de 695 plis (ALLEMANN & VANNAY 1987) nous permettent de distinguer au moins quatre phases de déformation successives dans la tectonique tertiaire. On retrouve des structures associées à ces quatre phases (plis et schistosités ou clivages de crénulation) dans toutes les unités.

La figure 4 montre la superposition des trois premières phases de plis. Les plis P1 et P2 sont synschisteux et de type similaire à concentrique aplati, leurs axes ont la même orientation NW-SE. En dehors des charnières, les schistosités surfaces axiales de ces plis sont parallèles. La schistosité principale est la somme $S_p = S_0 + S_1 + S_2$.

La troisième phase D3 forme des plis plus ouverts, de style concentrique aplati et d'axe NE-SW à E-W. Ces plis P3 ont une vergence vers le sud, ce sont des plis «en retour».

La phase D4 est marquée par des plis ouverts, tardifs, de style concentrique et d'axe NW-SE et NE-SW. Dans les charnières de plis P3 et P4 dans les serpentinites, on observe des clivages de crénulation S3 et S4, parallèles aux surfaces axiales des plis.

Les linéations d'étirement

On observe deux linéations d'étirement sur le terrain étudié:

- Une première L1 orientée NW-SE, qui est la mieux marquée et que l'on retrouve dans toutes les unités.
- Une deuxième L2 orientée NE-SW, que l'on observe essentiellement dans certaines parties de la zone de Zermatt-Saas Fee (fig. 5).

Dans les roches vertes ces deux étirements sont marqués par l'orientation d'amphiboles vertes ou bleu-vert (trémolites-actinotes et barroisites). Ces linéations sont replissées par les plis en retour P3.

Sur la figure 5 on voit que la série des Cimes-Blanches, la zone de la Roisetta et la zone du Tournalin ne contiennent, à quelques rares exceptions près, que la linéation d'étirement L1, orientée NW-SE (de 280° à 350° et à l'opposé). Dans la zone de Zermatt-Saas Fee on observe en plus de L1, la linéation L2 orientée NE-SW.

Comme les orientations des deux linéations peuvent être très proches et que l'on ne peut pas les distinguer par leur support minéral, nous avons adopté 280° comme limite entre ces étirements.

La déformation responsable de l'étirement L2 est hétérogène, comme le montre la répartition sporadique de L2.

Dans la série des Cimes-Blanches et les zones de la Roisetta et du Tournalin, la phase D2 est marquée par la présence de figures d'interférence de plis P2 sur P1. De rares mesures montrent que l'étirement L2 n'est pas absent de ces unités, mais sans doute moins bien marqué.

L'étirement L1 correspond probablement au procharriage des unités vers le NW. L'étirement L2 pourrait être lié à des zones de cisaillement discrètes, associées à la zone de cisaillement simple dextre qui traverse les nappes penniques en montant d'est en ouest et qui a été décrite par STECK (1984 et 1987) et SARTORI (1987).

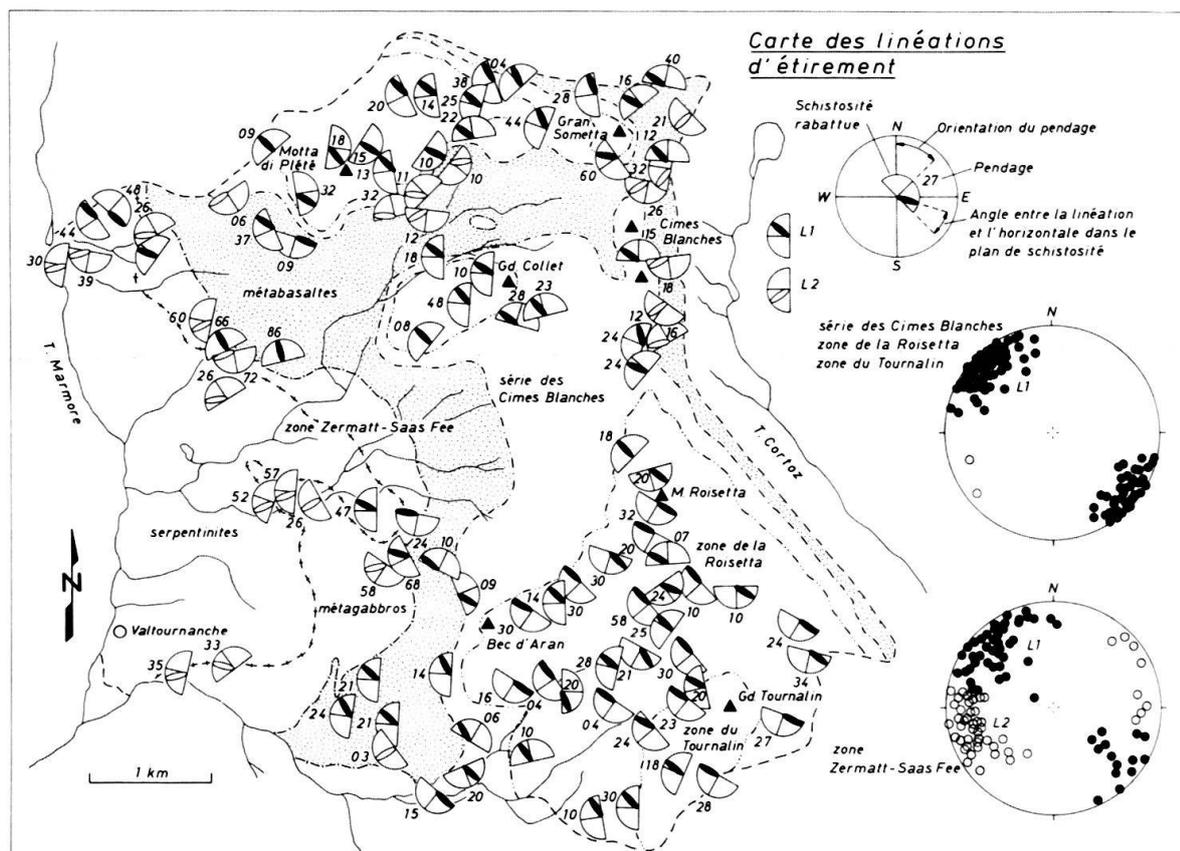


Fig. 5. Carte des linéations d'étirement.

Signalons qu'une linéation plus ancienne (éclogitique), orientée E-W et marquée par le glaucophane et l'omphacite, a été décrite dans la zone de Zermatt-Saas Fee au lac de Cignana, en face du terrain de cette étude (LE GOFF 1986).

Relations entre les plissements et les chevauchements: implications sur la mise en place des unités

Dans son étude sur la structure de la zone du Combin en Valais, SARTORI (1987) propose pour la mise en place des unités de cette zone, un modèle qui peut être résumé ainsi:

- Lors d'une phase de procharriage D1, les unités suivantes s'empilent: la nappe du Mont-Fort (dont fait partie la série du Frilihorn), la zone de Zermatt-Saas Fee, la nappe du Tsaté et au sommet la nappe de la Dent-Blanche.
- Lors d'une seconde phase de déformation D2, de grands plis couchés déversés vers l'ouest, intercalent la série du Frilihorn entre la zone de Zermatt-Saas Fee et la nappe du Tsaté.
- La phase de plis en retour (D3) se superpose ensuite à ces structures.

Ce modèle diffère de ceux plus anciens, qui placent les calcschistes ophiolitifères de la nappe du Tsaté (= zone de la Roisetta) et la série du Frilihorn (= série des Cimes-Blanches) au-dessous de la zone de Zermatt-Saas Fee lors du procharriage. Ces unités

seraient ensuite mis en place entre la zone de Zermatt-Saas Fee et la nappe de la Dent-Blanche, par des plis en retour de grande extension de la phase D3: c'est le rétro-charriage (ELLENBERGER 1953, MÜLLER 1983).

Dans le Haut-Valtournanche, la stratigraphie de la série des Cimes-Blanches montre des répétitions symétriques et quelques charnières qui indiquent que cette unité est intensément déformée par des plis isoclinaux couchés (P1 ou P2), dont il est possible de cartographier une partie des traces axiales.

Cette série est aussi replissée de façon isoclinale avec les roches de la zone de Zermatt-Saas Fee sous-jacente. C'est le cas à l'est du Gran Sometta où l'on observe quelques niveaux métriques de roches de la série des Cimes-Blanches intercalés dans les metabasaltes et les métasédiments de la zone de Zermatt-Saas Fee. Un de ces niveaux montre une symétrie qui indique qu'il s'agit de plis isoclinaux plutôt que d'un écaillage tectonique, bien que les charnières soient cachées par des éboulis (fig. 6, coupe A).

Ces plissements peuvent être attribués à des plis P2 car ils ne peuvent pas correspondre à des plis ouverts comme les plis en retour P3 et le fait qu'à cet endroit la série des Cimes-Blanches repose en flanc inverse sur la zone de Zermatt-Saas Fee implique une déformation antérieure correspondant très probablement à des plis P1.

De plus, dans la région du Gran Sometta aux Cimes-Blanches, on observe des plis en retour P3 de dimensions hectométriques, replissant les contacts entre la zone de Zermatt-Saas Fee, la série des Cimes-Blanches et la zone de la Roisetta (fig. 6, coupe B).

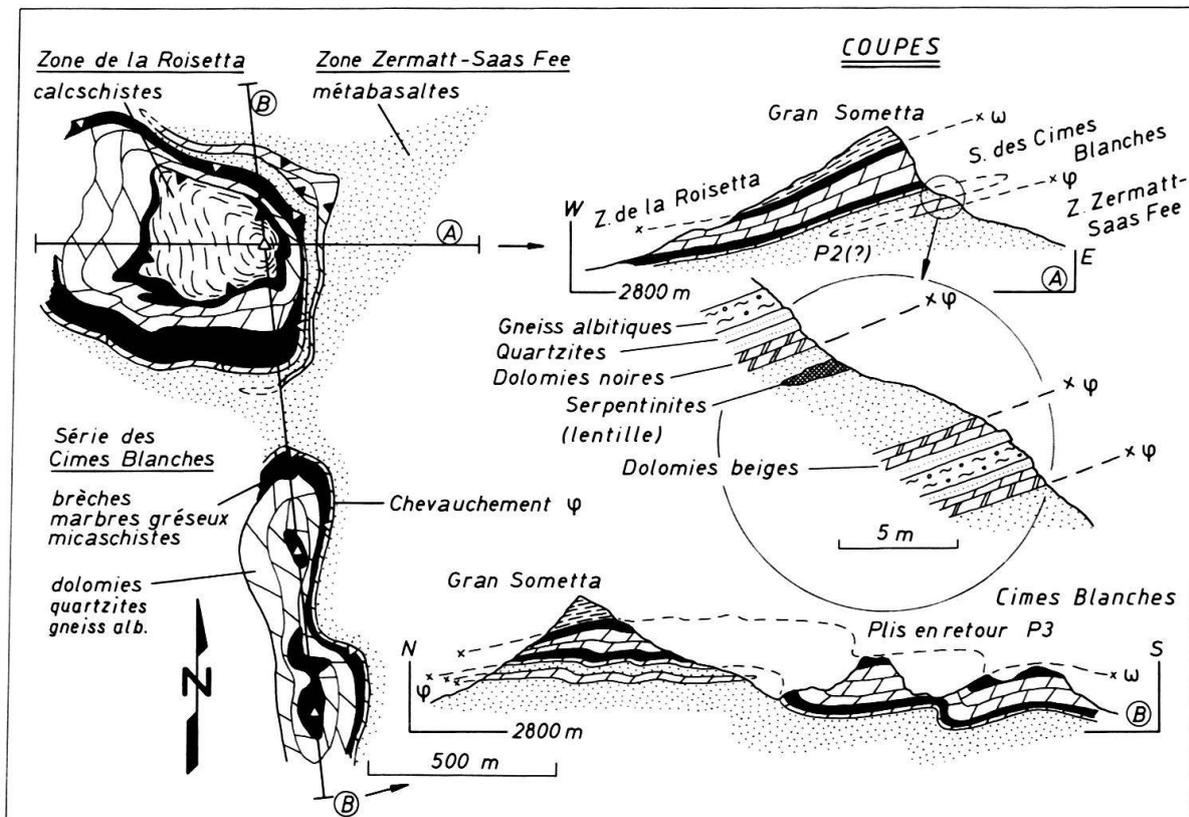


Fig. 6. Relations entre les plans de chevauchement et les plis à grande échelle, dans la région du Gran Sometta.

Par conséquent la mise en place de la série des Cimes-Blanches (faciès de plateforme au pied de pente) entre les ophiolites de la zone de Zermatt-Saas Fee et les calc-schistes de la zone de la Roisetta est antérieure aux plis «en retour» P3 et même aux plis P2, elle ne peut donc pas être le fait de rétrocharriages tardifs P3 ou de plis P2 couchés et déversés vers l'ouest, comme le proposent les modèles cités.

Les mécanismes sans doute complexes de la mise en place de cette unité restent donc un problème. Si la série des Cimes-Blanches (série du Frilhorn) provient de la marge nord de l'océan, il faudrait invoquer des mouvements tectoniques capables d'amener cette unité sur la zone de Zermatt-Saas Fee; par exemple des rétrocharriages précoces.

Une autre possibilité serait que le domaine pennique faisait partie de la plaque sud (HUNZIKER et al. 1989). La série des Cimes-Blanches pourrait avoir été entraînée dans la zone de subduction, séparée de son socle (Mont-Rose?) puis mise en place à la base du prisme d'accrétion (STAMPFLI & MARTHALER 1989).

Pétrographie: relations cristallisations-déformations

La phase éoalpine

Lors de cette phase (80–100 Ma), les roches de la zone de Zermatt-Saas Fee ont été métamorphosées dans les conditions du faciès éclogites, puis du faciès schistes bleus (tableau 2).

Relations cristallisations - déformations													
Métagabbros et metabasaltes de la zone Zermatt-Saas Fee								Prasinites des zones de la Roisetta et du Tournalin					
Phase	Eoalpine		?		Tertiaire			Tertiaire					
Métamorphisme	Eclogites	Schistes bleus	Amphibolites à épidote		Schistes verts			Schistes verts					
Déformation			D1'	D2'				D3		D1	D2		D3
Minéral													
Omphacite	=====									relique /////			
Grenat	=====									relique /////			
Quartz	=====	/////	/////	/////	/////	/////	/////			relique /////	/////	/////	/////
Rutile	=====	/////											
Sphène			/////	/////									
"Lawsonite"	/////	/////											
Zoisite	/////	/////											
Glaucofane	=====	=====											
Barroisite			=====	=====									
Epidote-clinozoisite			=====	=====									
Mica blanc				/////									
Albite				/////									
Trémolite-Actinote				/////									
Chlorite				/////									
Biotite verte				/////									
Fuchsite				/////									
Tourmaline				/////									

Tab. 2: Relations cristallisations-déformations.

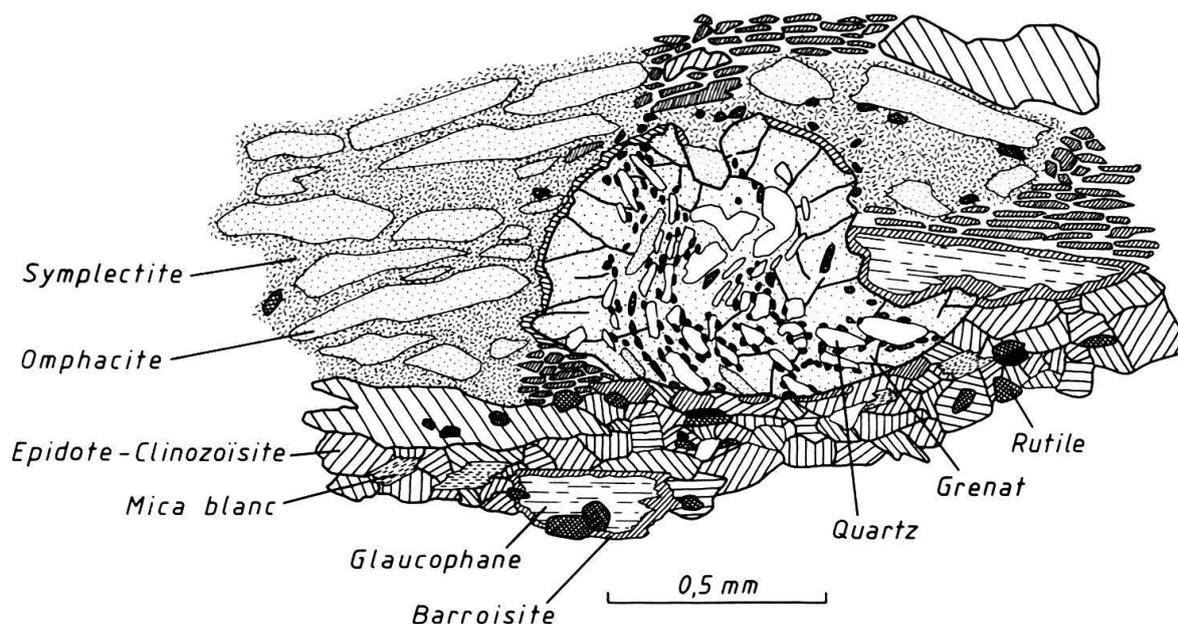


Fig. 7. Grenat à inclusions sigmoïdes de clinopyroxène, quartz et rutile (paragenèse écolitique).

Dans les métagabbros, les écolites affleurent sous forme de boudins massifs préservés de la déformation, et dans lesquels on observe pas de schistosité pénétrative. Les seules microstructures écolitiques sont représentées par des reliques d'une schistosité marquée par les minéraux de la paragenèse écolitique (clinopyroxène, quartz et rutile), et préservée sous forme d'inclusions sigmoïdes dans les grenats (fig. 7).

On observe qu'il existe 2 générations d'amphiboles bleues (glaucophanes); une première, associée à la paragenèse écolitique, que l'on trouve en inclusion dans des grenats et une seconde, associée à la paragenèse schistes bleus, englobant ces grenats et formant parfois une schistosité. Cette schistosité moule des pseudomorphoses de lawsonite (agrégats losangiques de clinozoïsite, zoïsite et mica blanc).

Toutefois ces microstructures sont rares car la plupart du temps elles sont effacées par les recristallisations qui ont lieu lors de la rétro-morphose.

Dans un échantillon de la zone de la Roissetta, nous avons trouvé de l'amphibole bleu-vert associée à du grenat partiellement remplacé par de la chlorite. Ces minéraux pourraient être les seules reliques d'un métamorphisme éoalpin dans cette unité.

La phase tertiaire

Durant cette phase les roches de la zone de Zermatt-Saas Fee sont rétro-morphosées dans les conditions du faciès schistes verts, en passant par le faciès amphibolites à epidote. Les autres unités subissent les conditions du faciès schistes verts.

Dans les roches de la zone de Zermatt-Saas Fee, le glaucophane est remplacé par la barroïsite, qui peut former ainsi la bordure d'amphiboles zonées. Les dernières amphiboles, cristallisant dans le faciès schistes verts, sont l'actinote et la trémolite (fig. 8 et tableau 3).

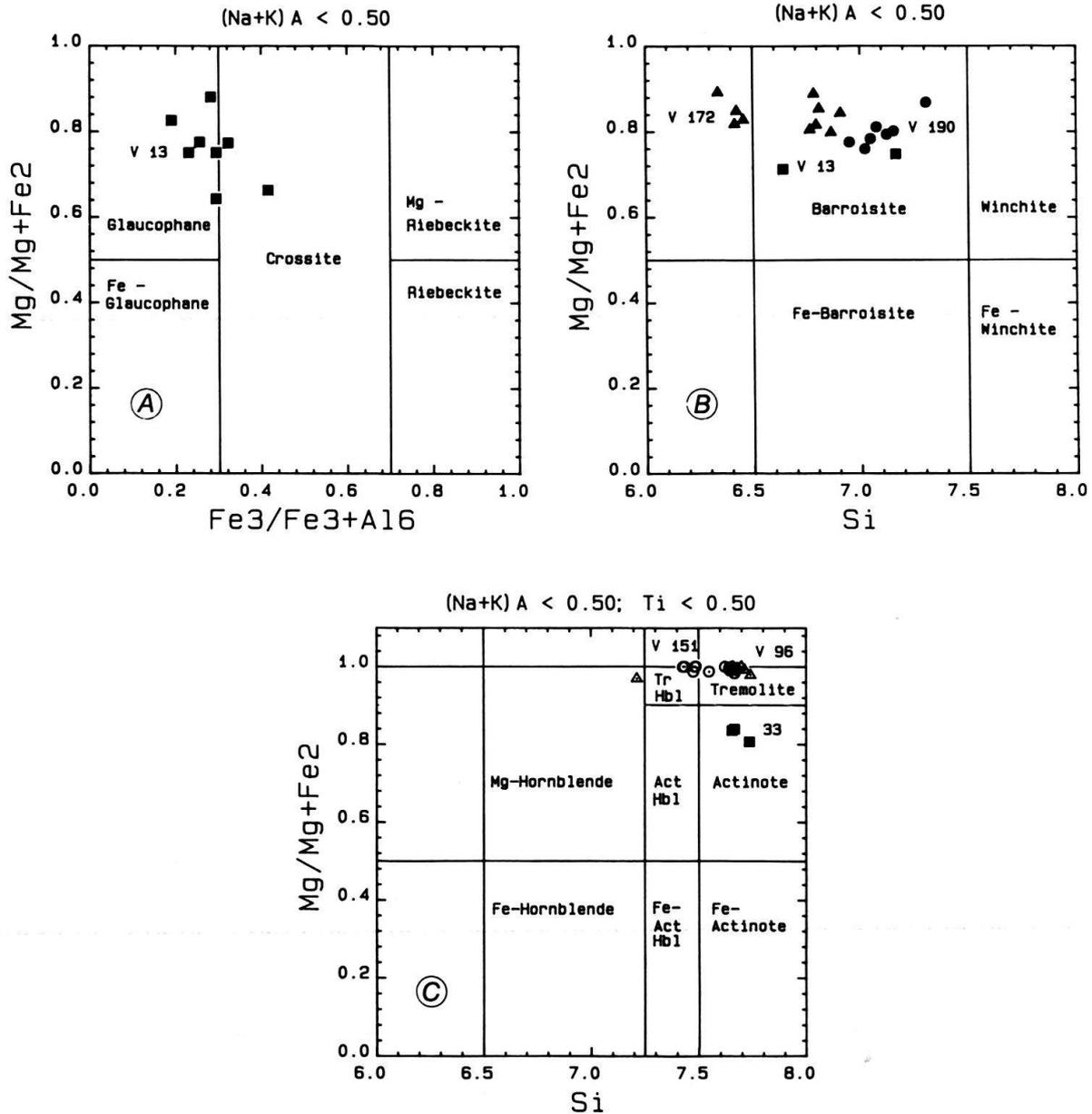


Fig. 8. Classification de Leake des amphiboles bleues (A), bleu-vert (B) et vertes (C), analysées à la microsonde (51 analyses provenant de 6 échantillons).

Dans des charnières de plis isoclinaux synschisteux (P2) provenant des prasinites de la zone de la Roisetta, on observe des microlithons créés par la superposition d'une schistosité S2, surface axiale du pli, sur une schistosité S1 (fig. 9). Ces deux schistosités, marquées par l'actinote et l'épidote, se sont formées dans les conditions du faciès schistes verts lors du métamorphisme alpin.

Dans des amphibolites metabasaltiques de la zone de Zermatt-Saas Fee, on trouve des microstructures similaires tant par le style que par la taille, mais marquées par de la barroisite, et développées par conséquent dans des conditions de pression plus élevées que celles du faciès schistes verts (fig. 10).

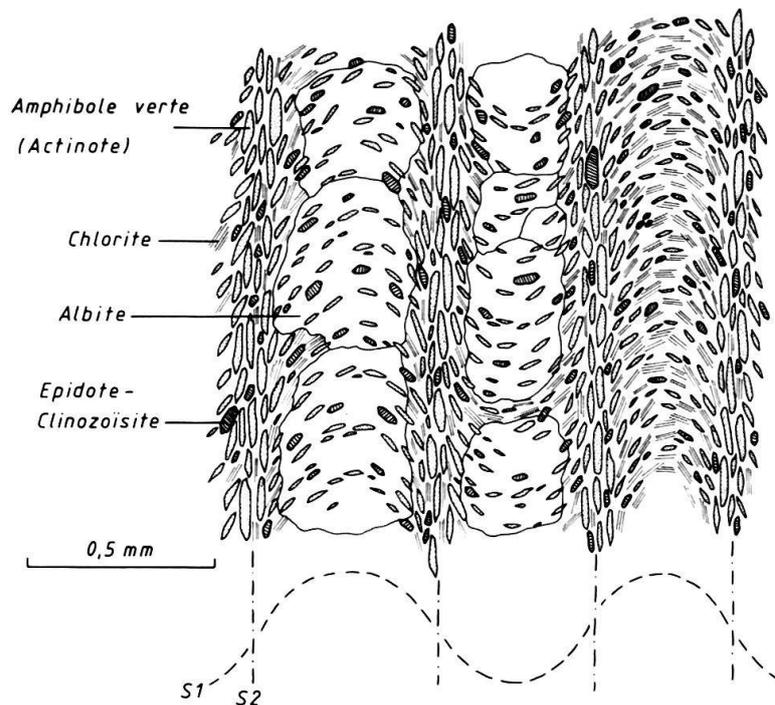


Fig. 9. Microlithons S2 sur S1, dans une prasinite de la zone de la Roisetta (versant W de la Motta di Plété).

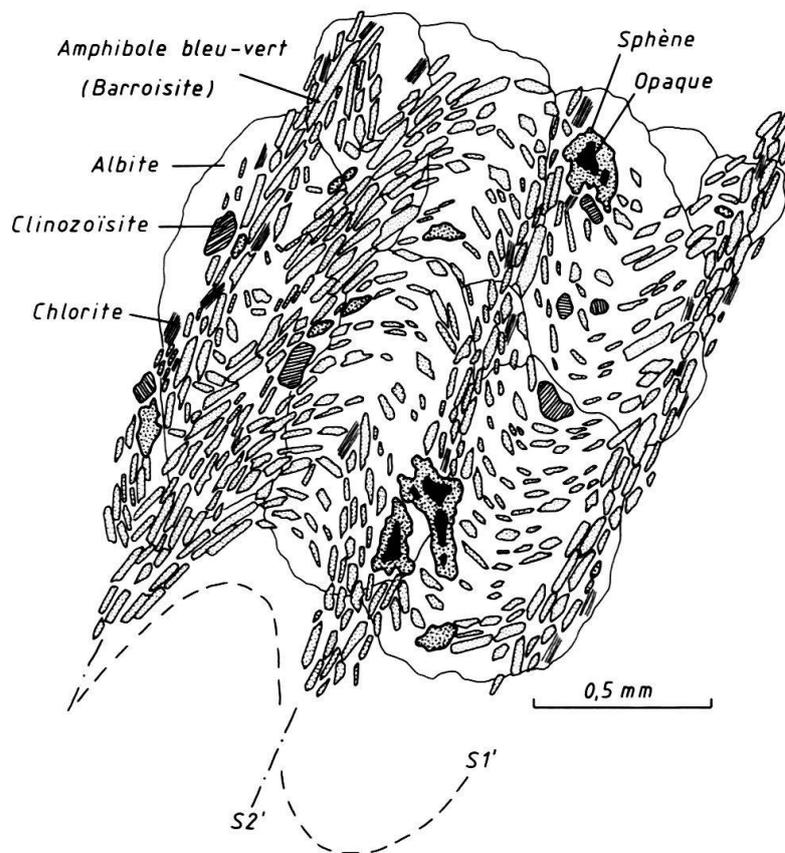


Fig. 10. Microlithons S2 sur S1, dans une amphibolite metabasaltique de la zone de Zermatt-Saas Fee (versant E du Gran Sometta).

En effet, lorsqu'elle est en paragenèse avec la chlorite, l'épidote, l'albite et un oxyde, la barroisite indique des conditions de métamorphisme intermédiaires entre celles des faciès schistes bleus et schistes verts, et correspondant au faciès amphibolites à épidote (faciès schistes verts à pression accentuée) (WETZEL 1974, BROWN 1976, ERNST 1979, COLOMBI 1988, GANGUIN 1988).

La barroisite croissant en paragenèse avec l'albite se forme à partir du clinopyroxène éclogitique et à des conditions de pression nettement inférieures à celles du faciès éclogités (GANGUIN 1988). Ainsi les microlithons observés dans les amphibolites metabasaltiques de la zone de Zermatt-Saas Fee sont postérieurs à la culmination du métamorphisme éclogitique de la phase éoalpine.

Compositions chimiques d'amphiboles caractéristiques					
	Glaucophane	Barroisite	Barroisite	Actinote	Trémolite
Echantillon	V13 éclogité ZZSF	V13 éclogité ZZSF	V172 métabasalte ZZSF	33 prasinite ZT	V96 métagabbro ZZSF
SiO ₂	56.79	50.57	48.51	54.66	56.08
TiO ₂	0.04	0.15	0.08	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	12.95	8.30	8.58	2.53	3.46
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.02	0.10
FeO	8.55	14.39	13.98	9.44	3.67
MnO	0.03	0.15	0.15	0.27	0.11
MgO	11.76	12.81	13.94	18.03	21.28
CaO	1.31	7.76	8.64	12.35	11.41
Na ₂ O	7.22	3.93	3.46	0.54	1.48
K ₂ O	0.00	0.12	0.11	0.03	0.06
H ₂ O _{stoec}	2.20	2.20	2.20	2.20	2.20
Total	100.87	100.41	99.65	100.09	99.87
Si	7.59	7.16	6.91	7.67	7.66
Ti	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Al	2.04	1.39	1.44	0.42	0.56
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ₃	0.64	0.79	1.11	0.39	0.36
Fe ₂	0.32	0.91	0.55	0.72	0.06
Mn	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01
Mg	2.34	2.71	2.96	3.77	4.34
Ca	0.19	1.18	1.32	1.86	1.67
Na	1.87	1.08	0.96	0.15	0.39
K	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01
Al ₄	0.41	0.84	1.09	0.33	0.34
Al ₆	1.63	0.55	0.35	0.08	0.22
oct+3	2.28	1.36	1.47	0.47	0.59
NaM ₄	1.87	0.82	0.68	0.15	0.33
NaA	0.00	0.26	0.27	0.00	0.06
ZZSF = zone de Zermatt-Saas Fee ZT = zone du Tournalin					
Microsonde Université de Lausanne / Correction : méthode de Bence et Albee					

Tab. 3: Analyses chimiques (microsonde) et normalisation de quelques amphiboles représentatives.

Par conséquent ces microstructures peuvent être interprétées de deux manières:

1. Les microlithons dans la zone de Zermatt-Saas Fee sont antérieurs à ceux des prasinites de la zone de la Roisetta. Dans ce cas il s'agit de reliques de deux phases de cristallisation associées à des déformations, situées entre un stade tardif du métamorphisme éoalpin et la phase alpine tertiaire.

2. Les microlithons dans les deux unités sont contemporains. Ce qui impliquerait que durant la phase tertiaire, tandis que les zones de la Roisetta et du Tournalin étaient déformées sous les conditions du faciès schistes verts, la zone de Zermatt-Saas Fee subissait des conditions métamorphiques plus élevées (faciès amphibolites à épidote) (tableau 2). Cette possibilité existe car les conditions d'un faciès schistes verts à pression accentuée peuvent avoir subsisté durant la phase tertiaire jusqu'à la phase de déformation D2 (Ganguin comm. or.).

Conclusions

La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche est composée de quatre unités qui correspondent aux nouvelles subdivisions de la zone du Combin en Valais.

La zone de Zermatt-Saas Fee, à la base, représente la croûte océanique subductée et métamorphisée dans les conditions de faciès éclogites puis schistes bleus, lors de la phase éoalpine. Les microstructures associées à ces événements ont été en grande partie effacées lorsque ces paragenèses ont été rétro-morphosées dans le faciès schistes verts.

La zone de la Roisetta correspond aux sédiments océaniques qui ont probablement été déformés dans un prisme d'accrétion incorporant des lambeaux d'ophiolites (lentilles de serpentinite) arrachés au plancher océanique.

La série des Cimes-Blanches, composée de faciès de la plate-forme au pied de pente, est située entre la zone de Zermatt-Saas Fee et la zone de la Roisetta. Cette position structurale ne peut pas être due à des rétrocharriages tardifs (D3) ou des plis couchés déversés vers l'ouest (D2). La mise en place de cette unité pourrait être le fait de rétrocharriages précoces si elle provenait de la marge nord de l'océan ou par son incorporation à la base du prisme d'accrétion si son origine était située vers la marge sud.

La zone du Tournalin, constituée essentiellement de prasinites, se superpose à la zone de la Roisetta.

Le charriage des unités vers le NW correspond probablement à la déformation D1 à laquelle est associée la linéation L1. Une deuxième déformation D2, donne des plis isoclinaux synschisteux, replissant le contact entre la zone de Zermatt-Saas Fee et la série des Cimes-Blanches. Une linéation L2, NE-SW, est parfois associée à cette phase.

Les plis en retour de la phase D3 se superposent aux structures précédentes et replissent les contacts entre la zone de Zermatt-Saas Fee, la série des Cimes-Blanches et la zone de la Roisetta.

L'étude pétrographique des roches vertes a permis de préciser les relations entre les cristallisations et les déformations. Elle montre notamment, pour les roches de la zone de Zermatt-Saas Fee, les possibilités soit de cristallisations associées à des déformations dans un stade situé entre le faciès éclogites éoalpin et le faciès schistes verts tertiaire, soit du maintien de conditions métamorphiques à pression accentuée (faciès amphibolites à épidote) jusque dans la phase tertiaire.

Remerciements

Nous remercions toutes les personnes qui nous ont assistées dans ce travail, en particulier M. Sartori pour son aide inestimable tout au long de cette étude, ainsi que F. Röthlisberger, R. Polino, M. Marthaler et les professeurs A. Escher, A. Steck et G. Stampfli qui nous ont conseillés sur le terrain, par la lecture critique du manuscrit ou par de fertiles discussions.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEMANN, R., & VANNAY, J.-C. 1987: Géologie et pétrographie des unités penniques entre le Valtournanche et le vallon de Cortoz (val d'Aoste). Diplôme de géologie et minéralogie, Université de Lausanne (inédit).
- AUZENDE, J.M., POLINO, R., LAGABRIELLE, Y., & OLIVET, J.L. 1983: Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales: apport de la connaissance des structures océaniques. C.R. Acad. Sc. (Paris) 296, 1527–1532.
- ARGAND E. 1909: L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 54, 1–64.
- 1911: Les nappes de recouvrement des Alpes penniques et leurs prolongements structuraux. Matér. carte géol. Suisse (N.S.) 31, 1–26.
- BALDELLI, C., DAL PIAZ, G.V., & POLINO, R. 1983: Le quartziti a manganese e cromo di Varenche-St. Barthelemy, una sequenza di copertura oceanica della Falda Piemontese. *Ofioliti* 8/2, 207–221.
- BEARTH, P. 1967: Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beiträge zur Geologische Karte der Schweiz* 132, 1–130.
- 1974: Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 385–397.
- 1976: Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region Zermatt. *Eclogae geol. Helv.* 69/1. 149–161.
- BEARTH, P., & SCHWANDER, H. 1981: The post-triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations. *Eclogae geol. Helv.* 74, 189–205.
- BROWN, E.H. 1976: The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to pressure of metamorphism. *J. Petrol.* 18, 53–72.
- CARON, J.M. 1977: Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Mém.* 48 ULP Strasbourg.
- COLOMBI, A. 1988: Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. Thèse Université de Lausanne.
- DAL PIAZ, G.V. 1965: La formazione mesozoica dei calcscisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zone Sesia-Lanzo. *Boll. soc. geol. it.* 84, 67–104.
- 1974: Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-pennique (1re partie: considérations paléogéographiques). *Bull. soc. geol. it.* 93, 437–468.
- 1980: Rodingitic gabbro dykes and rodingitic reaction zones in the upper Valtournanche-Breuil area, piemonte ophiolitic nappe, italian western alps. *Arch. Sci. Genève* 33, 161–179.
- 1986 in: *Structural model of Italy 1/500 000 sheet 1*. Consiglio nazionale delle Ricerche, Italy, Firenze.
- DAL PIAZ, G.V., & ERNST, W.G. 1978: Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe, Breuil-Saint-Jacques area, italian western alps. *Tectonophysics* 51, 99–126.
- DAL PIAZ, G.V., DI BATTISTINI, G., KIENAST, J.R., & VENTURELLI, G. 1979: Manganiferous quartzitic schists of the piemonte ophiolite nappe in the Valsesia-Valtournanche area (italian western alps). *Mem. soc. geol. It.* 32, 1–24.
- ELLENBERGER, F. 1953: La série du Barrhorn et les rétrocharriages penniques. C.R. Acad. Sc. (Paris) 236, 218–220.
- ELTER, G. 1971: schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Géol. alp. Grenoble* 47, 147–169.
- ERNST, W.G. 1979: Coexisting sodic and calcic amphiboles from high-pressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Mag.* 43, 269–278.
- ESCHER, A. 1988: Structure de la nappe du Grand-Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabels. Service hydrogéologique et géologique suisse: rapport géol. 7.
- GANGUIN, J. 1988: Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphasé de la zone de Zermatt-Saas Fee. Thèse de doctorat 8731 ETH Zurich.
- HUNZIKER, J.C., DESMONS, J., & MARTINOTTI, G. 1989: Alpine thermal evolution in the central and the western Alps. In: *Alpine Tectonics* (Ed. by COWARD, M.P., DIETRICH, D., & PARK, R.G.) Geological Society special publication (sous presse).

- LAGABRIELLE, Y., POLINO, R., AUZENDE, J.M., BLANCHET, R., CABY, R., FUDRAL, S., LEMOINE, M., MEVEL, C., OHNENSTETTER, M., ROBERT, D., & TRICART, P. 1984: Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti* 9/1, 67–88.
- LE GOFF, E. 1986: Histoire structurale et métamorphique comparée de deux unités de schistes lustrés (Valtournanche, Alpes occidentales internes). DEA Université de Rennes.
- LEMOINE, M., STEEN, D., & VUAGNAT, M. 1970: Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basse-Alpes, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat., Genève, N.S.* 5, 44–59.
- MARTHALER, M. 1981: Découverte de foraminifères planctoniques dans les schistes lustrés de la pointe de Tourtemagne (Valais). *Bull. géol. Lausanne* 254.
- 1984: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). *Eclogae geol. Helv.* 77, 395–448.
- MARTHALER, M., & STAMPFLI, G. 1989: Les schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté: un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active Apulienne? *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/2.
- MOORE, G., & KARIG, D. 1980: Structural geology of Nias Island, Indonesia: Implications for subduction zone Tectonics. *Am. Jour. Sci.* 280, 193–223.
- MÜLLER, R. 1983: Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 391–416.
- RÖTHLISBERGER, F. 1985: Etude géologique et pétrographique du cirque de Breuil. Travail de licence, Université de Berne (inédit).
- SARTORI, M. 1987: Structures de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt. *Eclogae geol. Helv.* 80, 789–814.
- 1989: L'unité du Barrhorn (zone pennique, Valais). *Mém. Géol. Lausanne* no 4.
- STAMPFLI, G., & MARTHALER, M. 1989: Divergent and convergent margins in the north-western Alps. Confrontation to actualistic models. *Geodinamica Acta* (Paris), sous presse.
- STECK, A. 1984: Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. *Eclogae geol. Helv.* 77, 55–100.
- 1987: Le massif du Simplon, réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 67, 27–45.
- WETZEL, R. 1974: Hornblenden der Albit-bis Albitoligloklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 151–208.

Manuscrit reçu le 27 février 1989

Révision acceptée le 15 septembre 1989

