

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 79 (1986)
Heft: 1

Artikel: La "nappe de la Dent-Blanche" (Alpes occidentales) : deux unités austroalpines indépendantes
Autor: Ballèvre, Michel / Kienast, Jean-Robert / Vuichard, Jean-Paul
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165826>

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: 17.03.2025

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

La «nappe de la Dent-Blanche» (Alpes occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes

Par MICHEL BALLÈVRE¹⁾, JEAN-ROBERT KIENAST²⁾ et JEAN-PAUL VUICHARD¹⁾

RÉSUMÉ

Dans les Alpes occidentales, le domaine austroalpin comprend la zone Sesia–Lanzo et la «nappe de la Dent-Blanche». Dans cette dernière, des observations nouvelles (écailles d’Etirol–Levaz et «klippes» au sud du val d’Aoste) et les données publiées permettent de distinguer deux unités indépendantes.

L’unité inférieure (écailles d’Etirol–Levaz, «klippes» de l’Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) est constituée de socle granulitique antéalpin, qui a subi un métamorphisme éclogitique d’âge éoalpin (Crétacé). Cette unité chevauche la zone de Zermatt–Saas Fee et est préservée sous le contact basal de la zone du Combin.

L’unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet), où le métamorphisme éclogitique éoalpin est absent, repose sur la zone du Combin. Cette unité comprend, outre des séries de couverture mésozoïque, la série de Valpelline (socle antéalpin granulitique, faible déformation alpine) et la série d’Arolla (granitoïdes et série sédimentaire d’âge Paléozoïque supérieur, intense déformation alpine).

La distinction de ces deux unités contraint les modèles possibles de structure de la croûte austroalpine avant la collision et les modalités de la déformation de cette croûte.

ABSTRACT

The Austroalpine domain of the Western Alps comprises the Sesia–Lanzo zone and the “Dent-Blanche nappe”. New observations within the Aosta valley and other published data show that the “Dent-Blanche nappe” consists in fact of two independent units.

The lower unit (Etirol–Levaz slices, Emilius, Glavier-Rafray and Torre Ponton “klippen”) is made of prealpine granulitic basement rocks. It is affected by an eclogitic metamorphism of eoalpine age (Cretaceous) and is located at the boundary between the Zermatt–Saas Fee and the Combin units.

The upper unit (Dent-Blanche, Mont Mary and Pillonet klippen) overthrusts the Combin unit and is characterized by a lack of eoalpine eclogitic metamorphism. It comprises a) mesozoic sedimentary cover, b) the Valpelline series, i.e. prealpine granulitic basement rocks with low alpine strains, and c) the Arolla series, i.e. granitoid and cover rocks of Upper Paleozoic age with high alpine strains.

The different history of these two units imposes constraints on a) the structure of the Austroalpine crust before collision and b) the deformation history of this crust.

Introduction

Dans les Alpes occidentales sont classiquement attribués au domaine austroalpin la zone Sesia–Lanzo d’une part et un ensemble de «klippes» qui constituent la «nappe de la Dent-Blanche» d’autre part. Notre propos est ici de montrer que la «nappe de la

¹⁾ Laboratoire de Géologie Structurale, CAESS (CNRS), Université de Rennes I.

²⁾ Laboratoire de Pétrologie Métamorphique, CNRS, Université de Paris VI.

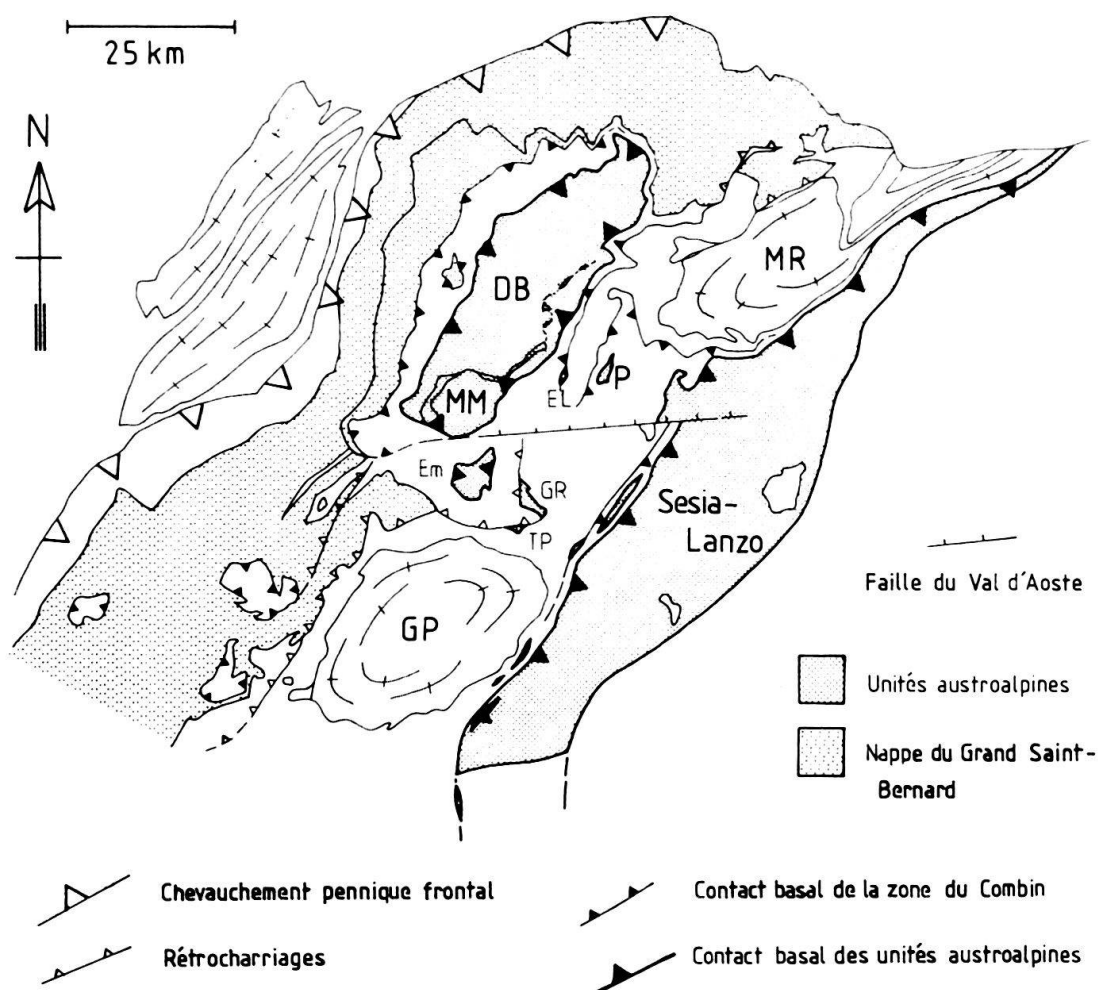


Fig. 1. Schéma structural des Alpes nord-occidentales (modifié d'après HERMANN 1938). MR: Mont-Rose; GP: Grand Paradis. «Nappe de la Dent-Blanche»: unité supérieure (DB: Dent-Blanche, MM: Mont Mary, P: Pillonet), unité inférieure (EL: Etirol-Levaz, EM: Emilius, GR: Glacier-Rafray, TP: Torre Ponton).

Dent-Blanche» doit être subdivisée en deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine. Nous envisagerons en conclusion les conséquences structurales sur l'histoire de la collision alpine que cette subdivision entraîne.

Dans les Alpes nord-occidentales (fig. 1), les «klippes» de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent en fait à deux ensembles qu'opposent constitution lithologique, histoire métamorphique et position structurale.

Le premier ensemble, que nous nommerons unité supérieure, n'est connu qu'au nord du val d'Aoste, où il rassemble les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet. Le deuxième ensemble (unité inférieure) comprend, au sud du val d'Aoste, les «klippes» du Mont Emilius, Mont Glacier-Mont Rafray et de la Torre Ponton. Bien que le terme de klippe soit inexact pour ces trois dernières unités (cf. infra), nous le conserverons par commodité.

Par souci de simplification, nous avons exclu de notre discussion les intercalations gneissiques à affinités austroalpines du val Susa (POGNANTE 1983) ainsi qu'un certain nombre d'écaillés de dimensions restreintes dont l'attribution au domaine austroalpin est encore problématique (Brissogne, Châtillon-St Vincent ...).

1. L'unité supérieure

1.1 Constitution lithologique

Dans les différentes klippes de l'unité supérieure sont distingués un socle paléozoïque et une couverture mésozoïque.

Le socle antéalpin comprend classiquement deux «séries» (ARGAND 1909):

La «série de Valpelline» comprend des paragneiss (parmi lesquels des faciès «kinzigiti-ques»), des marbres et des metabasites, qui tous présentent de belles paragenèses en faciès granulite ou amphibolite de haut grade (NICOT 1977). Ce métamorphisme antéalpin pourrait, par comparaison avec la zone d'Ivrée, être ordovicien (discussion dans ZINGG 1983, p. 380–382).

La «série d'Arolla» est essentiellement constituée de termes orthodérivés variés (granites à diorites), dont l'encaissant serait représenté par des schistes et gneiss paradérivés. A l'exception des reliques magmatiques des faciès orthodérivés, aucun minéral antéalpin n'a été observé, ce qui suggère le caractère monométamorphique et l'âge Paléozoïque supérieur de cette série (THÉLIN & AYRTON 1983).

La couverture mésozoïque est connue dans la klippe du Pillonet (DAL PIAZ 1976) et dans celle de la Dent-Blanche–Mont Mary. Dans cette dernière sont distinguables deux types de séries sédimentaires:

La série du Mont Dolin (HAGEN 1948, WEIDMANN & ZANINETTI 1974, AYRTON et al. 1982) comprend, au-dessus d'un niveau de décollement basal (cargneules), des carbonates triasiques et liasiques puis de fortes épaisseurs de brèches monogéniques puis polygéniques (aux dolomies du Trias s'ajoutent des quartzites et des gneiss de la «série d'Arolla»).

La «zone de Roisan» est caractérisée par l'absence, à la base de la série, de quartzites et d'argilites et évaporites. Au Trias carbonaté (à Diplopores) font suite des calcschistes dont la base (Lias?) contient de rares Bélemnites et des niveaux brèchiques monogéniques à clastes dolomitiques. La série se complète localement (au nord-ouest du lac de Cignana, en rive droite du Valtournanche) par des microquartzites rubanés, à niveaux manganésifères, ferrugineux et phosphatés, qui peuvent être interprétés comme des faciès pélagiques. Les metabasites sont totalement absentes à de rares exceptions près (prasinites stratiformes du Château des Dames).

1.2 Histoire tectono-métamorphique

Les observations disponibles, bien que fragmentaires, permettent de discuter trois problèmes majeurs:

1. Au contact entre les séries d'Arolla et de Valpelline, la présence de zones mylonitiques, à la fois dans les klippes de la Dent-Blanche–Mont Mary (STUTZ & MASSON 1938; DIEHL et al. 1952) et du Pillonet (DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) démontre que ces deux «séries» sont des unités tectoniques en contact anormal, dont la superposition appartient à l'histoire alpine. La couverture mésozoïque paraît ou décollée (Mont Dolin) ou adhérente («zone de Roisan») au socle paléozoïque: elle n'est jamais en contact avec la «série de Valpelline», dont elle est toujours séparée par des écailles mylonitisées d'orthogneiss de type Arolla.

La «zone de Roisan» est traditionnellement utilisée en tant que limite entre les klippes de la Dent-Blanche et du Mont Mary et est «reliée» à ses deux extrémités à la zone du

Combin. Le Mésozoïque met en fait en évidence l'existence de charriages mineurs entre unités de socle austroalpin, ces charriages étant eux-mêmes localement plissés et écaillés, en particulier au nord du secteur considéré (Punta Cian, Château des Dames, etc.) (ELTER 1960; DAL PIAZ 1976). Dans cette région au moins, la distinction des deux klippes perd toute signification. Il nous paraît également nécessaire de souligner que jamais les séries mésozoïques des zones de Roisan et du Combin ne peuvent être «reliées»: elles ne sont ni physiquement continues, ni lithologiquement semblables.

2. Aucune association éclogitique n'a jamais été observée dans les klippes de l'unité supérieure.

Dans la série de Valpelline, KIENAST & NICOT (1971) ont décrit une paragenèse à chloritoïde-disthène à laquelle ils ont attribués un «âge probable alpin». Cette hypothèse doit être aujourd'hui abandonnée.

Dans la série d'Arolla, plusieurs auteurs ont mentionnés la présence d'amphiboles «bleues» (dans la klippe de la Dent-Blanche: AYRTON et al. 1982; dans la klippe du Pillonet: DAL PIAZ 1976; VOGLER 1984) et d'un pyroxène «verdâtre» (AYRTON et al. 1982). En l'absence d'étude pétrologique détaillée (la seule analyse disponible (VOGLER 1984) est celle d'une crossite), nous pensons que ces phases précoces appartiennent à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert (associations à albite + chlorite + glaucophane/crossite + épidote ± pyroxène aegyrinique dans les metabasites).

Dans le Mésozoïque est signalée au Mont Dolin une «amphibole bleue (mauve)» (AYRTON et al. 1982). J. R. Kienast a découvert, dans les microquartzites rubanés (au-dessus du lac de Cignana), une paragenèse à crossite, spessartine, apatite et hématite. Les rares metabasites observées sont en faciès schiste vert.

Ces observations, si elles excluent totalement l'existence d'un métamorphisme éclogitique dans l'unité supérieure, montrent la nécessité de définir, sur la base d'études pétrologiques détaillées, les conditions du métamorphisme alpin dans les différentes séries: seuls la série d'Arolla et le Mésozoïque semblent avoir subi un métamorphisme à la limite entre les faciès schiste bleu et schiste vert.

3. Sans préjuger des relations originelles entre séries mésozoïques et socles antéalpines (les séries mésozoïques ne semblent toutefois pas pouvoir reposer directement sur un socle antéalpin de type Valpelline), il apparaît dès maintenant que «série de Valpelline» et «série d'Arolla» constituent des unités dont l'histoire tectonométamorphique alpine est fondamentalement différente.

Dans la «série de Valpelline», l'intensité de la déformation alpine, en dehors de zones de cisaillement étroites et localisées, est nécessairement faible, eu égard à l'abondante préservation des structures antéalpines syngranulite ou amphibolite faciès.

Ceci est en accord avec les âges Rb/Sr et K/Ar sur biotite (200–180 ma) et K/Ar sur muscovite (environ 135 ma) (HUNZIKER 1974) qui soulignent la faiblesse des influences thermiques alpines et les analogies avec l'histoire de la zone d'Ivrea (cf. ZINGG 1984).

Dans la «série d'Arolla», la déformation alpine est intense, bien qu'hétérogène, comme le montrent la présence de faciès orthodérivés non déformés dans les granites (par ex. ARGAND 1909) et les gabbros (DAL PIAZ et al. 1977): elle est caractérisée par une foliation subhorizontale, qui porte une linéation d'étirement de direction NNW–SSE (au Mont Dolin AYRTON et al. 1982) à NW–SE (au Pillonet DAL PIAZ & SACCHI 1969, DAL PIAZ 1976, VOGLER 1984).

Cette déformation est synchrone du développement de paragenèses du faciès schiste vert ou, pour les étapes précoces, de la transition schiste bleu-schiste vert. Ce métamorphisme alpin, d'âge non déterminé (HUNZIKER 1984, p. 25), est classiquement attribué à l'événement lépontin = alpin s.s. (environ 40 ma) par comparaison avec les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo.

1.3 Position structurale

Toutes les klippe austroalpines de l'unité supérieure reposent en contact anormal sur la zone du Combin, dont il apparaît nécessaire de discuter ici brièvement la signification.

Pour ARGAND (1909), la zone du Combin regroupe l'ensemble des «schistes lustrés» entre Grand St-Bernard et Dent-Blanche: c'est dans ce sens que zone du Combin a été utilisé par ELTER (1972). Une autre acception est cependant devenue aujourd'hui classique: en Valais et Valtournanche peuvent être définies deux unités majeures de «schistes lustrés» que distinguent constitution lithologique (BEARTH 1964; DAL PIAZ 1965) et histoire métamorphique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973). Les principaux caractères de ces deux unités peuvent être résumés ainsi (CABY et al. 1978, DAL PIAZ & ERNST 1978):

1. L'unité inférieure (*zone de Zermatt-Saas Fee*), en contact anormal sur la nappe du Mont Rose, comprend des écailles de matériel océanique (prédominance des ultrabasites ± serpentinisées, gabbros et basaltes sur les calcschistes), ayant subies un métamorphisme éclogitique d'âge éoalpin (Crétacé supérieur).

2. L'unité supérieure (*zone du Combin*), en contact anormal sur la zone de Zermatt-Saas Fee, est essentiellement constituée de séries mésozoïques qui:

- se sont déposées sur le socle continental de la paléomarge européenne (DAL PIAZ et al. 1972) ou «sud-alpine» (CABY et al. 1978),
- contiennent une faible proportion de «roches vertes» de signification problématique (intercalations détritiques, écailles et/ou olistolithes),
- ont subies au cours de l'histoire alpine un seul métamorphisme en faciès schiste vert, auquel est attribué, par comparaison avec la série d'Arolla et les gneiss minuti de la zone Sesia-Lanzo, un âge «lépontin», c'est-à-dire alpin s.s. (aux environs de 40 ma).

Une telle bipartition des «schistes lustrés» ne saurait toutefois être étendue au sud du val d'Aoste sans précautions:

La zone du Combin rassemble en fait des unités de couverture mésozoïque qui peuvent s'être déposées sur un socle continental (de l'une ou l'autre des deux paléomarges) ou sur un socle océanique (CABY 1981, AYRTON et al. 1982, BALDELLI et al. 1983, MARTHALER 1981, 1984). Certaines séries de «schistes lustrés» continentaux ont fourni des microfaunes d'âge Crétacé supérieur (MARTHALER 1981, 1984). L'hétérogénéité de la zone du Combin en Valais est connue depuis ARGAND (1909).

Malgré cette hétérogénéité, toutes les unités de la zone du Combin présentent une caractéristique commune: l'absence de reliques de paragenèses éclogitiques. Ce point nécessite, pour éviter toute ambiguïté, une discussion soignée.

Les associations métamorphiques décrites proviennent en général de milieux manganesifères (DAL PIAZ et al. 1979, CABY 1981, BALDELLI et al. 1983). Certains auteurs ont néanmoins signalé la présence de reliques de «glaucophane» (CABY 1981) ou d'une

«amphibole bleue» et d'un «pyroxène faiblement coloré de nature métamorphique» (AYRTON et al. 1982) dans des prasinites.

Ces associations, plus que les témoins d'une phase précoce en faciès schiste bleu, nous paraissent devoir être attribuées à la transition entre les faciès schiste bleu et schiste vert. Nous soulignerons à ce sujet l'absence d'observations de lawsonite ou de pseudomorphoses de lawsonite dans les calcschistes, telles que celles des unités en faciès schiste bleu du Queyras (CARON 1974) ou de Corse (SICARD et al. 1983) par exemple.

2. L'unité inférieure

2.1 Constitution lithologique et histoire métamorphique

a) Caractères généraux

L'unité inférieure est essentiellement constituée de micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des lentilles de marbres et de metabasites. Toutes ces lithologies présentent, dans la «klippe» du Mont Emilius, des reliques de paragenèses antéalpines de haut grade (BEARTH et al. 1980, DAL PIAZ et al. 1983). Les mêmes auteurs ont signalé l'existence locale de discordances entre filons leucogranitiques et litage antéalpin.

Ces observations démontrent que l'unité inférieure est constituée d'un socle polymétamorphique (à reliques de haut grade d'âge hercynien ou anté-hercynien), qu'intrudent des filons aplitiques et granitiques d'âge probable hercynien ou tardi-hercynien.

Dans toutes les «klippes» ont été observées des reliques de paragenèses éclogitiques, d'âge probable éoalpin. Les conditions P-T du métamorphisme éclogitique (11–13 kbar, env. 450 °C) et l'histoire P-T (décompression isotherme) ont été précisées par DAL PIAZ et al. (1983) dans la «klippe» de l'Emilius, où les associations de HP sont bien conservées. Dans les autres klippes (Glacier-Rafraÿ: DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980 – Torre Ponton: NERVO & POLINO 1976 et infra), les associations éclogitiques sont en général fortement rétro-morphosées.

b) Les écaillés d'Etiroł–Levaz (fig. 2)

Les écaillés d'Etiroł–Levaz sont des écaillés de socle antéalpin, de faibles dimensions, qui affleurent en rive gauche du Valtournanche, au-dessous de contact basal subhorizontal de la zone du Combin. Bien que connues depuis les levers des géologues italiens au début du siècle (Carta Geologica d'Italia 1:100 000 Monte Rosa, 1912), elles n'ont jamais fait l'objet de descriptions détaillées: aussi résumons-nous ci-dessous les principales observations de KIENAST (1983), qui démontrent l'appartenance de ces écaillés au socle austroalpin d'une part, à l'unité inférieure d'autre part.

1. Les écaillés d'Etiroł–Levaz sont constituées des mêmes associations lithologiques que les «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafraÿ et de la Torre Ponton: seuls manquent les marbres. La présence de «gneiss pipernoïdes» (cf. AMSTUTZ 1962) souligne les analogies avec l'Emilius. A cela s'ajoute la découverte de métagabbros granulitiques alumineux et magnésiens, sur lesquels nous reviendrons.

2. Des reliques antéalpines n'ont été observées que dans les métapélites. Les plus fréquentes sont celles de grenat: celui-ci, de grande taille, est entouré d'une couronne de grains

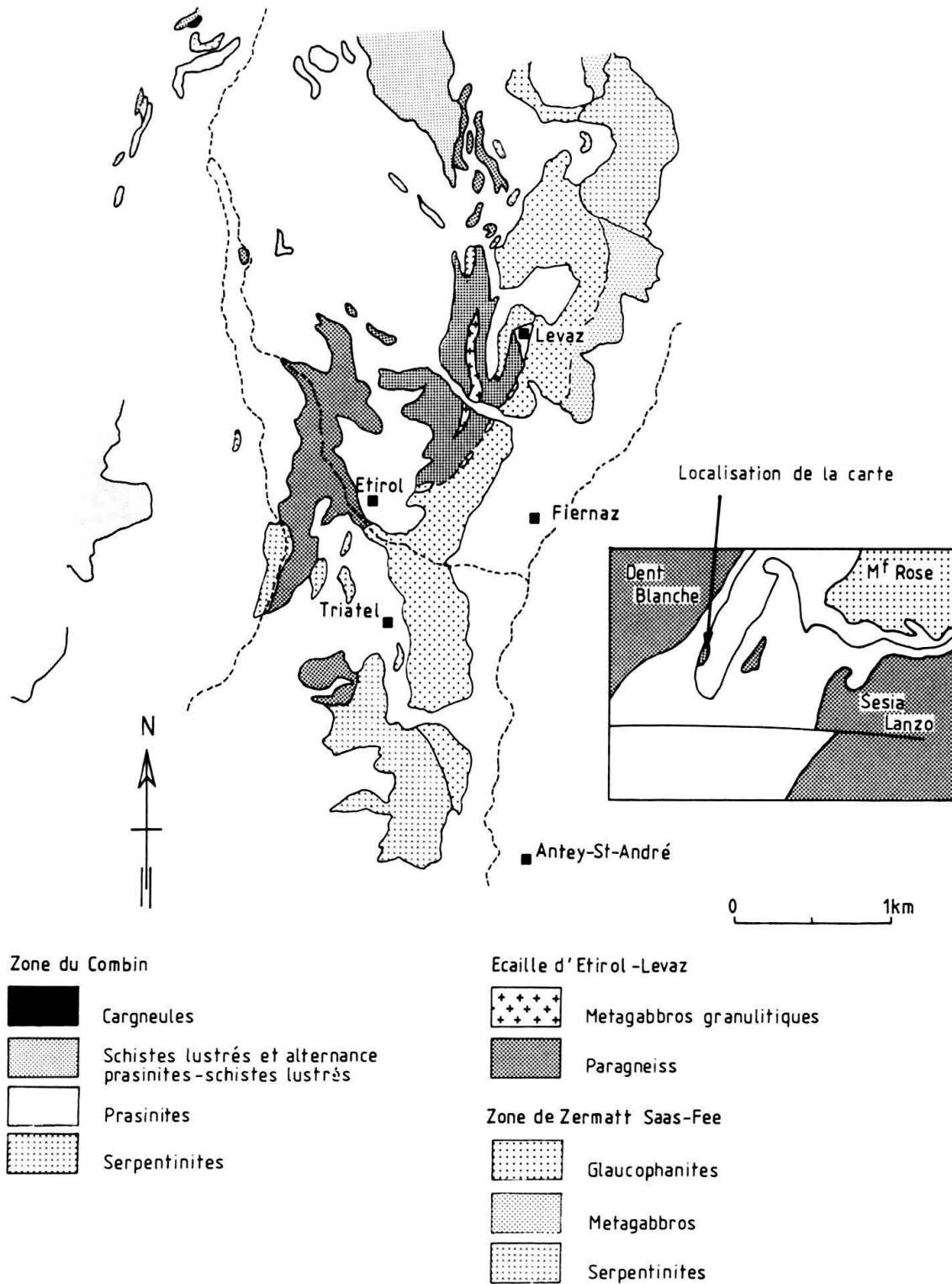


Fig. 2. Carte géologique des écailles d'Etinol-Levaz (d'après les levés de J. R. Kienast).

néoformés, de petite taille, dont la composition est nettement différente (enrichissement en Ca et Mn). Plus rares sont les pseudomorphoses de biotites en chlorites: des premières ne subsistent que les traces épitaxiques des anciennes inclusions de rutile (sagenite).

3. Le métamorphisme éclogitique transforme:

- les metabasites en éclogites (grenat + omphacite + glaucophane + rutile),
- les métapélites en micaschistes éclogitiques (quartz + phengite + grenat + omphacite) ou micaschistes à chloritoïde (quartz + phengite + paragonite + grenat + chloritoïde) en fonction de leur composition chimique.

4. Les *métagabbros* présentent des reliques d'associations à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle: sont en outre observables des faciès cumulatifs à orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle et des faciès leucocrates à plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène. Ces métagabbros n'appartiennent pas aux unités océaniques, ainsi que cela pourrait être envisagé, comme l'attestent les paragenèses antéalpines et la composition chimique des phases relictuelles (jusqu'à 8% d'Al₂O₃ dans les orthopyroxènes et 18% de molécule de Tschermak dans les clinopyroxènes). Ces caractères les différencient nettement des gabbros de la klippe de la Dent-Blanche–Mont Mary, où ils sont associés à la «série d'Arolla» (DAL PIAZ et al. 1977) et en font des témoins de la base de la croûte continentale, qu'il est possible de comparer avec ceux de la zone d'Ivrée: ils représentent probablement des intrusions antéalpines au sein des paragneiss granulitiques de la croûte austroalpine.

Dans ces métagabbros coexistent a) des zones non déformées, à reliques magmatiques et transformations in situ et/ou coronitiques (tabl. 1) et b) des zones mylonitiques, où la déformation s'accompagne d'une disparition totale des reliques magmatiques et d'une homogénéisation de la composition des phases synchronématiques. Les estimations des conditions P–T du métamorphisme éclogitique sont de l'ordre de P = 15–16 kbar, T ≈ 550°C.

Tableau 1. Transformations éclogitiques éoalpines dans les métagabbros de Levaz.

PLAGIOCLASE	ZOISITE + DISTHÈNE + QUARTZ + JADEITE
CLINOPYROXÈNE	OMPHACITE + GRENAT + TALC OMPHACITE + GRENAT + Na-TREMOLITE OMPHACITE + GRENAT + TALC + PHENGITE
ORTHOPYROXÈNE	TALC + GRENAT TALC + GRENAT + DISTHÈNE TALC + GRENAT + CHLORITE
SPINELLE	CHLORITE + GRENAT CHLORITE + CORINDON + CHLORITOÏDE GRENAT + TALC + DISTHÈNE

2.2 Structure

La position structurale de l'unité inférieure fera l'objet d'une discussion soignée, sur la base d'observations nouvelles: il est en effet nécessaire d'expliquer pourquoi des «schistes lustrés» d'affinités océaniques sont observables au-dessus des «klippes» de l'Emilius et du Glacier-Rafay (ARGAND 1911) et de la Torre Ponton (NERVO & POLINO 1976).

a) L'unité de la Torre Ponton

Des recherches récentes (VUICHARD 1984) aux environs de l'unité de la Torre Ponton ont permis d'y définir quatre unités superposées (de bas en haut: A à D) (fig. 3A):

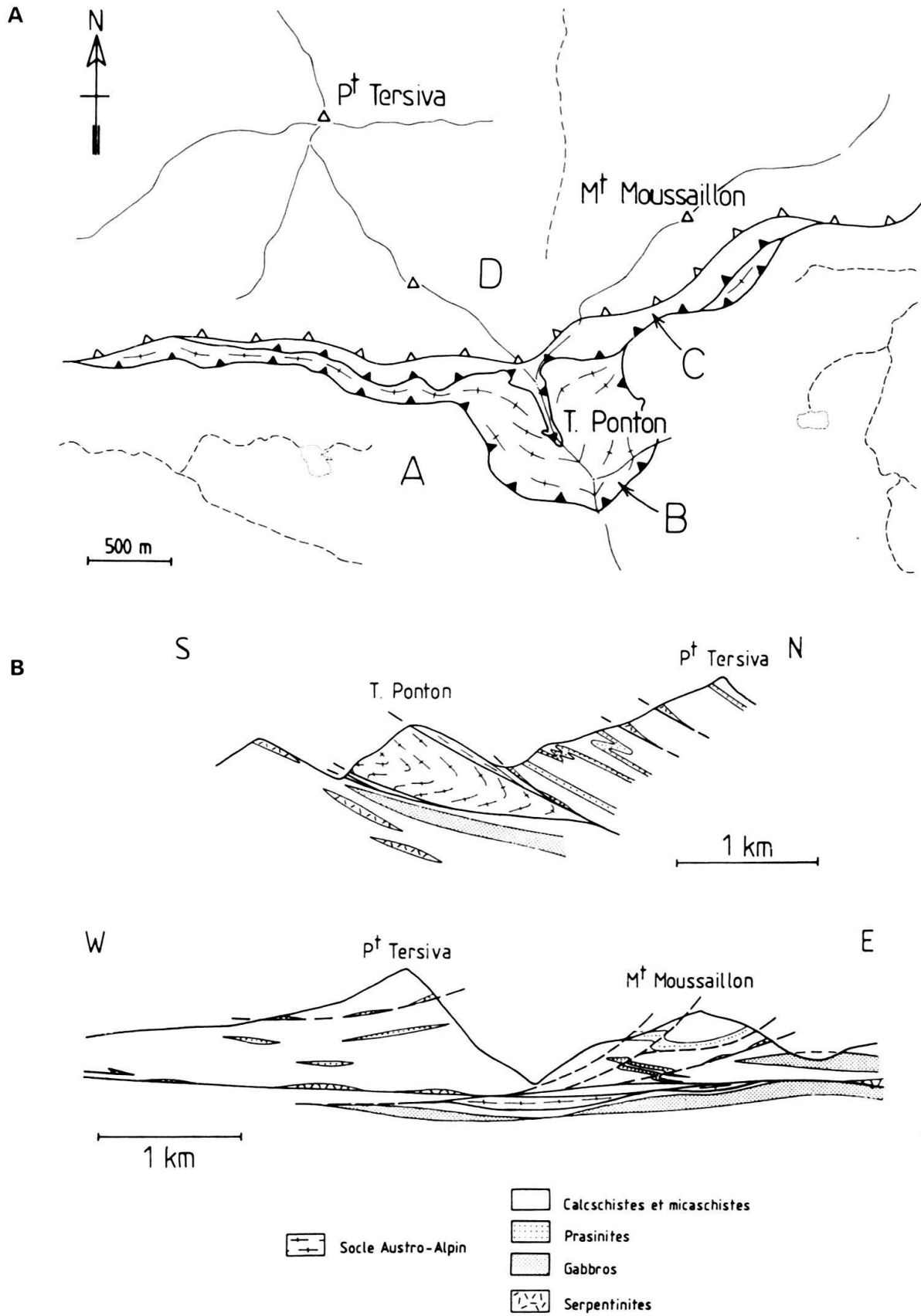


Fig. 3. La «klippe» de la Torre Ponton: A: schéma structural; B: coupes.

Les unités A, C et D sont constituées de matériel océanique (serpentinites, gabbros magnésiens et ferro-titanés, prasinites, calcschistes avec intercalations de micaschistes à grenat-chloritoïde et quartzites manganésifères).

L'unité B («klippe» de la Torre Ponton) est essentiellement constituée de gneiss et micaschistes paradérivés, dans lesquels s'observent des filons aplitiques métriques et des lentilles basiques métriques à décamétriques. Toutes ces unités présentent des reliques de paragenèses éclogitiques:

Dans les unités océaniques, nous avons observé les associations suivantes: omphacite + zoïsite + glaucophane dans les métagabbros magnésiens, grenat + omphacite + glaucophane + épidote + rutile dans les métagabbros ferrotitanés, grenat + chloritoïde + ankerite dans les micaschistes et grenat + zoïsite dans les calcschistes. Des pseudomorphoses de lawsonite prograde (agrégat à zoïsite + mica blanc) sont identifiables dans les glaucophanites à grenat et les calcschistes.

Dans l'unité de la Torre Ponton, les associations grenat + glaucophane + épidote + rutile ou sphène dans les metabasites et grenat + glaucophane + rutile dans les micaschistes sont les témoins de ce métamorphisme éclogitique.

Il est classiquement admis que les «klippes» austroalpines reposent sur les «schistes lustrés»: dans les cas où ces derniers sont au contraire superposés aux unités austroalpines, comme nous venons de le décrire à la Torre Ponton, les auteurs admettent généralement que le contact unités océaniques/unités austroalpines est plissé (NERVO & POLINO 1976; DAL PIAZ et al. 1980). Une telle hypothèse n'explique cependant pas les observations suivantes:

- Les unités océaniques au-dessous (unité I) et au-dessus (unités C et D) de la «klippe» de la Torre Ponton (unité B) sont lithologiquement différentes.
- Les structures internes du socle austroalpin sont clairement recoupées par le contact basal (fig. 3B).
- Une écaille de socle austroalpin est observable à la base de l'unité de la Torre Ponton, au-dessus de la Finestra di Champorcher, au sein des calcschistes de l'unité A (fig. 3B et DAL PIAZ et al. 1980).

Plus qu'une klippe dont le contact basal serait plissé, l'unité de la Torre Ponton est une écaille de socle austroalpin au sein des unités océaniques. Une telle conclusion nous ayant conduit à abandonner le schéma classique, deux hypothèses se présentaient:

- ou attribuer l'unité D à la zone du Combin, comme l'ont suggéré DAL PIAZ et al. (1980), l'unité de la Torre Ponton ayant alors la même position structurale que les écaillles d'Étirol-Levaz, c'est-à-dire à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin,
- ou admettre l'existence d'un rétrocharriage à la base de l'unité D, celui-ci rétrocharriant des unités océaniques éclogitiques sur les écaillles austroalpines de l'unité inférieure, elles-mêmes éclogitiques.

La première hypothèse n'est pas admissible: la présence de reliques éclogitiques dans l'unité D exclut son appartenance à la zone du Combin.

La deuxième hypothèse, que nous proposons, est en accord avec les observations suivantes:

À proximité du contact entre l'unité D et les unités sous-jacentes (A à C), la foliation, à faible pendage nord, porte une linéation d'étirement de direction N90-100, à laquelle sont associées de nombreuses bandes de cisaillement (bandes C': BERTHÉ et al. 1979), en

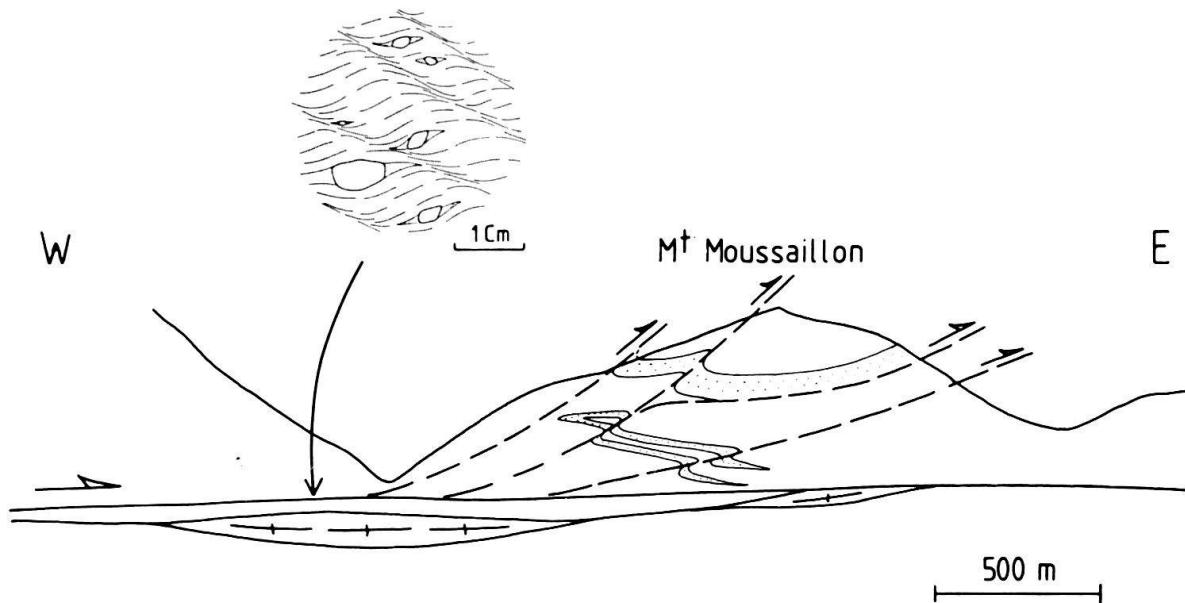


Fig. 4. Face sud du Mont Moussaillon: figures d'interférences et rétroécaillages liés au rétrocharriage.

particulier dans les calcschistes et micaschistes, qui indiquent un sens de cisaillement de l'ouest vers l'est (fig. 4);

A la base de l'unité D, une première génération de plis isoclinaux est replissée par des plis à vergence est, auxquels sont associés de nombreux écaillages de faible amplitude: de telles structures (interférences de type 3 (RAMSAY 1967) et rétroécaillages) sont facilement observables, par exemple, en face sud du Mont Moussaillon (fig. 4).

A l'échelle régionale, l'hypothèse proposée est en accord avec l'existence d'un rétrocharriage majeur. Celui-ci est classique à l'ouest du secteur étudié, où il superpose les unités de socle paléozoïque («pli en retour du Valsavarenche» d'ARGAND 1911) et de couverture mésozoïque («ensemble A» de ELTER 1971), sur les unités océaniques («zone de la Grivola» de DAL PIAZ 1928). Le contact anormal à la base de l'unité D représente la prolongation orientale de ce rétrocharriage.

b) Position structurale des unités austroalpines au sud du val d'Aoste

L'hypothèse précédente peut être facilement étendue à l'ensemble des «klippes» austroalpines au sud du val d'Aoste (fig. 5): elle permet en particulier d'expliquer la position structurale de ces «klippes» austroalpines, en intégrant la majeure partie des données disponibles.

1. Contrairement à l'unité supérieure, qui repose sur la zone du Combin, non éclogitique, les «klippes» austroalpines de l'unité inférieure reposent sur des unités océaniques éclogitiques, qui sont donc l'équivalent de la zone de Zermatt-Saas Fee.

Nous rappellerons à ce sujet l'existence d'un métamorphisme éclogitique:

- au nord-ouest et à l'ouest de l'Emilius, dans les gabbros sous le contact basal du socle austroalpin («gabbros de Brissogne») (CASTELLI 1985),
- à l'est de l'Emilius, en val St-Marcel, dans les minéralisations à manganèse de Praborna (MARTIN-VERNIZZI 1982) et à cuivre-fer de Chuc-Servette (HY & KIENAST 1986),

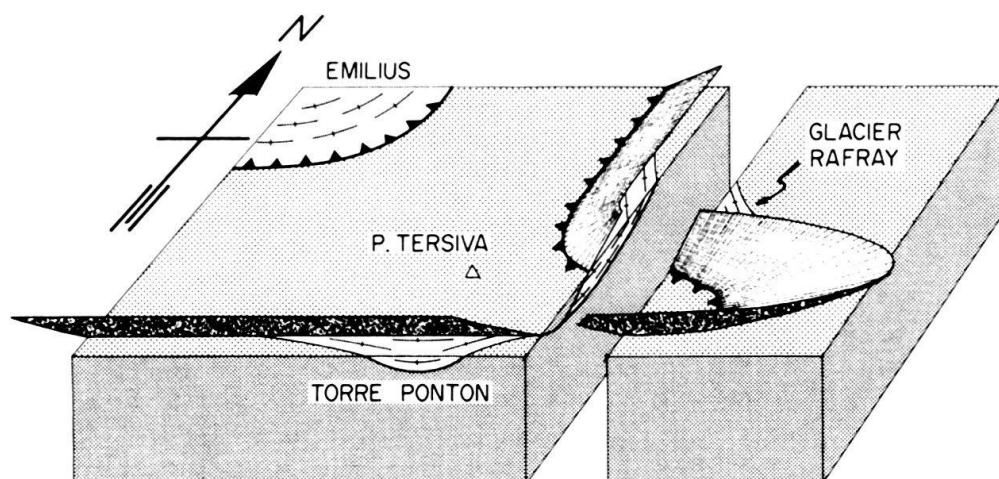


Fig. 5. Schéma interprétatif de la structure des unités austroalpines au sud du val d'Aoste.

— à l'est et au nord-est du Glacier-Rafray, dans les gabbros du « complexe de Savoney » (DAL PIAZ & NERVO 1971, DAL PIAZ et al. 1980).

2. Les rétrocharriages s'élèvent progressivement dans l'édifice structural d'ouest en est (BALLÈVRE et al., en préparation), de telle sorte que ceux-ci sont situés au-dessous de l'unité de l'Emilius (ELTER 1971, GAUTIER 1984) mais au contact supérieur des unités du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton (VUICHARD 1984).

3. Les seules unités de « schistes lustrés » non éclogitiques au sud du val d'Aoste sont : a) une étroite zone à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo, b) les klippes de la Sana, de la Grande Sassièra et du Mont Jovet, c) la couverture du massif du Valsavarenche (« ensemble A » pro parte ELTER 1971) et d) l'unité de Penne Blanche, c'est-à-dire les calcschistes subhorizontaux qui affleurent au nord-ouest de Cogne, du Mont Creya au Passo d'Invergneux.

3. Discussion

Les données précédentes montrent clairement sur quelles bases deux unités majeures ont été distinguées parmi les « klippes » austroalpines de la « nappe de la Dent-Blanche ».

1. *L'unité supérieure* (klippes de la Dent-Blanche, du Mont Mary et du Pillonet) repose en contact anormal sur la zone du Combin, ensemble d'unités de provenances paléogéographiques diverses, n'ayant pas subi le métamorphisme éclogitique éoalpin. L'unité supérieure comprend elle-même les « séries » d'Arolla et de Valpelline, qui diffèrent par leur position au sein de la croûte austroalpine avant la tectonique alpine et par leur histoire tectonométamorphique alpine.

2. *L'unité inférieure* (écaillles d'Etiroi-Levaz, « klippes » du Mont Emilius, Glacier-Rafray et Torre Ponton), en contact anormal sur les unités océaniques éclogitiques de la zone de Zermatt-Saas Fee, est exclusivement constituée de matériel granulitique ou amphibolitique antéalpin qui a subi, lors des épisodes éoalpins, un métamorphisme éclogitique.

Les «klippes» austroalpines de la «nappe de la Dent-Blanche» appartiennent donc en fait à deux unités indépendantes, qui diffèrent fondamentalement par leur histoire tectonométamorphique alpine.

L'existence de deux unités au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» a été reconnue explicitement par CABY et al. (1978), dont les conceptions sont proches de celles présentées dans cette note. Notre analyse s'oppose par contre aux conceptions traditionnelles (DAL PIAZ et al. 1972, HUNZIKER 1974, DAL PIAZ 1976, COMPAGNONI et al. 1977, MARTINOTTI & HUNZIKER 1984): au sein de la «nappe de la Dent-Blanche», ensemble unitaire, sont distingués un «élément supérieur» (série de Valpelline) et un «élément inférieur» (série d'Arolla, complexe des micaschistes éclogitiques de l'Emilius et du Glacier-Rafray). Cette distinction est par ailleurs étendue à la zone Sesia–Lanzo, c'est-à-dire à la totalité des unités austroalpines des Alpes occidentales.

A notre sens, cette conception ne met pas en évidence les différences de position structurale et d'histoire tectonométamorphique alpine des deux unités que nous avons distinguées. Il faut néanmoins remarquer que l'opposition entre l'unité inférieure et l'unité supérieure avait été perçue par les géologues italiens eux-mêmes, qui distinguaient «klippes méridionales» et «klippes septentrionales» (NERVO & POLINO 1976). Il en était de même d'ARGAND (1934) lorsqu'il écrivait: «Les caractères de ce noyau (de la nappe du Mont Mary) le rapprochent notablement de celui de la nappe de la Dent-Blanche; les dissemblances avec le noyau de la nappe du Mont Emilius sont par contre très accusées.»

Malgré la mise en ordre à laquelle nous venons de procéder, plusieurs problèmes restent posés, que nous allons envisager brièvement.

a) Structure des zones internes des Alpes occidentales: la non-équivalence des coupes au nord et au sud du val d'Aoste

1. En apparence, les coupes au nord (fig. 6A) et au sud (fig. 6B) du val d'Aoste sont semblables: les unités austroalpines sont situées au sommet de l'empilement des nappes. En réalité, à l'exception des écaillés d'Etirol–Levaz, l'unité inférieure est exclusivement présente au sud du val d'Aoste, l'unité supérieure au nord du val d'Aoste. Pourquoi?

De part et d'autre du val d'Aoste, nous n'observons pas en fait les mêmes niveaux structuraux: une faille subverticale, d'orientation E–W (faille du val d'Aoste ou col de Joux–Aranzola; STELLA 1905), présente un jeu tel que le compartiment sud est surélevé par rapport au compartiment nord, comme le démontre la réapparition du socle Mont Rose–Grand Paradis dans la fenêtre d'Arceza–Brusson.

Des incertitudes demeurent sur:

- la géométrie de la faille à ses deux extrémités (en zone Sesia–Lanzo et à l'ouest d'Aoste);
- l'âge du fonctionnement de l'accident: la faille recouperait les filons andésitiques d'âge oligocène aux environs de Brusson (G. Elter, comm. orale).

2. Les corrélations possibles entre les coupes au nord et au sud du val d'Aoste peuvent être envisagées de la façon suivante:

Dans le compartiment nord (fig. 6A), qui seul peut nous offrir une coupe complète, l'unité inférieure n'est représentée que par les écaillés d'Etirol–Levaz, à la limite entre les zones de Zermatt et du Combin. C'est la position de ces écaillés qui fournit la clé de la

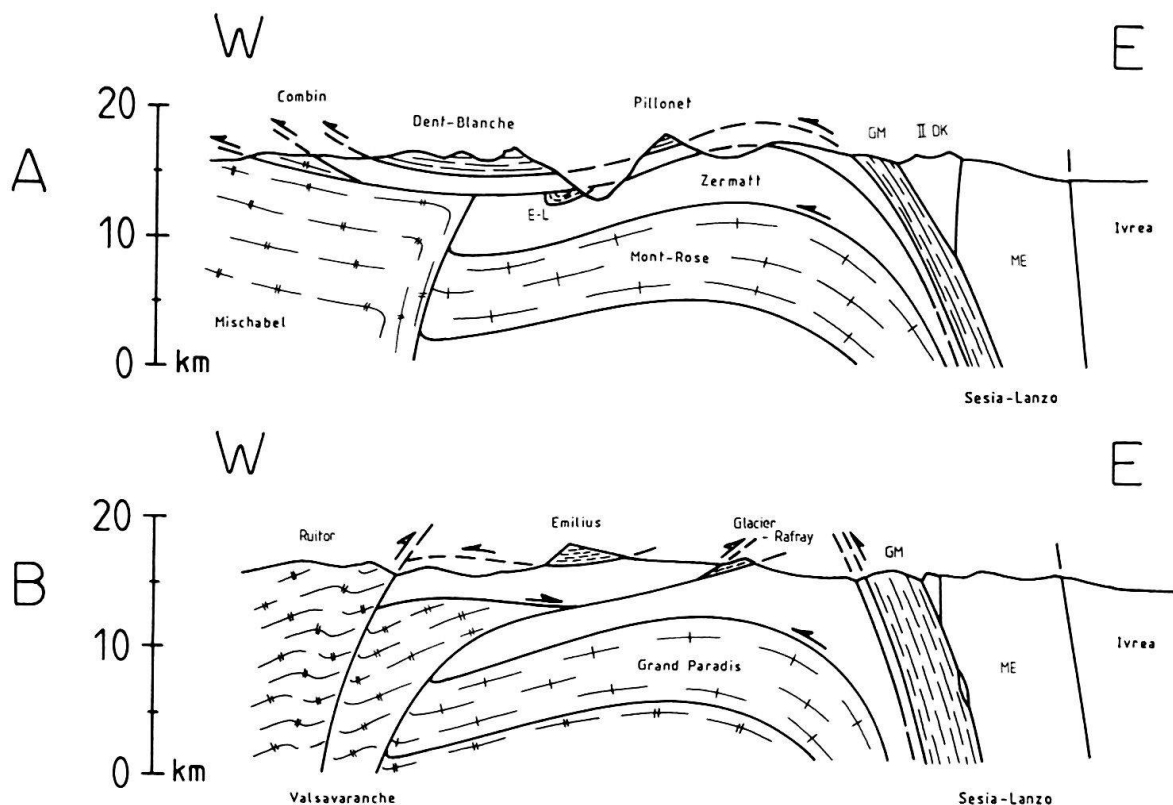


Fig. 6. Coupes interprétatives des zones internes des Alpes nord-occidentales. A: au nord du val d'Aoste; B: au sud du val d'Aoste. EL: Etirol-Levaz; zone Sesia-Lanzo (GM: gneiss minuti, II D-K: deuxième zone dioritico-kinzigitique, ME: micaschistes écologitiques).

structure régionale. L'unité supérieure comprend les klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet, en contact anormal sur la zone du Combin.

Dans le compartiment sud (fig. 6B), seule la partie inférieure de la coupe précédente est observable, aux complications près qu'introduisent les rétrocharriages. L'unité inférieure («klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) repose sur l'équivalent de la zone de Zermatt. A la zone du Combin ne peuvent être attribuées que des unités de «schistes lustrés» à la bordure occidentale de la zone Sesia-Lanzo et les klippes de la Sana, de la Grande-Sassière et du Mont Jovet.

Comme l'ont souligné CABY et al. (1978), une discontinuité majeure existe entre un «édifice inférieur», écologitique et un «édifice supérieur», non écologitique. Les unités austroalpines sont situées au sommet de chaque édifice. Le contact anormal entre les deux édifices est nécessairement postérieur au métamorphisme écologitique (DAL PIAZ et al. 1972, p. 452; KIENAST 1973), auquel est généralement attribué un âge éoalpin (HUNZIKER 1974).

b) Age du charriage des unités austro-alpines

La distinction de deux unités indépendantes au sein de la «nappe de la Dent-Blanche» nécessite une réponse à deux questions:

1. Le charriage de l'unité inférieure sur les unités océaniques de la zone de Zermatt est probablement éoalpin.

2. Aucun élément ne permet par contre de dater avec certitude le charriage de l'unité supérieure sur la zone du Combin:

- La présence de microfaunes d'un niveau non précisé de Crétacé supérieur dans la zone du Combin ne permet pas d'exclure totalement un âge crétacé.
- Le métamorphisme n'est pas daté (J. Carpena, travaux en cours).

c) Racine de la «nappe de la Dent-Blanche»

La racine de la «nappe de la Dent-Blanche» fit l'objet de discussion entre ARGAND (1906, 1911, 1934) et SCHMIDT (1906): pour le premier, il s'agit de la zone Sesia-Lanzo, pour le deuxième, de la zone d'Ivrea.

Au regard de la distinction que nous avons établi, il est ici encore nécessaire de répondre à deux questions. En l'état actuel des travaux, les équivalences suivantes peuvent être proposées (tabl. 2).

Tableau 2. Les unités austroalpines du val d'Aoste: corrélations et équivalences proposées.

"NAPPE DE LA DENT-BLANCHE"	ZONE SESIA-LANZO	ZONE D'IVREA
UNITÉ SUP. { VALPELLINE AROLLA	II D-K GNEISS MINUTI	I D-K
UNITÉ INF.	MICASCISTI ECLOGITICI	

Sur cette base, il apparaît nécessaire, pour construire l'édifice actuel, d'envisager plusieurs étapes distinctes dont les modalités de détail restent à préciser. Les inconnues majeures résident dans les relations entre les différentes unités de la zone Sesia-Lanzo, qu'il serait trop long de discuter ici (VUICHARD, en prép.).

4. Conclusion

Le domaine austroalpin des Alpes occidentales comprend la zone Sesia-Lanzo d'une part, un ensemble de «klippes» qui sont traditionnellement regroupées sous le terme de «nappe de la Dent-Blanche» d'autre part. Dans cette dernière, nous avons démontré l'existence de deux unités indépendantes.

Nous avons pour cela utilisé deux critères fondamentaux:

Le premier est l'histoire tectonométamorphique alpine. L'unité inférieure (écailles d'Etirol-Levaz, «klippes» de l'Emilius, du Glacier-Rafray et de la Torre Ponton) a été soumise au début de son histoire alpine au métamorphisme éclogitique. L'unité supérieure (klippes de la Dent-Blanche-Mont Mary et du Pillonet) comprend:

- à la base, la série d'Arolla, ayant subi une intense déformation alpine (d'âge exact inconnu) dans les conditions du faciès schiste vert ou de la transition entre les faciès schiste vert et schiste bleu;
- au sommet, la série de Valpelline, où la déformation alpine est faible.

Le deuxième est la constitution lithologique du socle antéalpin, qui nous révèle la position de l'unité considérée au sein de la croûte austroalpine antérieurement au processus de collision.

L'unité inférieure, où des reliques granulitiques sont localement préservées, et la série de Valpelline, où les associations granulitiques sont largement répandues, appartiennent à la partie inférieure de la croûte austroalpine.

L'unité supérieure, qui est constituée de roches monométagéniques d'âge Paléozoïque supérieur, appartient à la partie supérieure de la croûte: les séries sédimentaires mésozoïques de Mont Dolin, de la zone de Roisan et du Pillonet pourraient en constituer la couverture.

Ces deux ordres d'information contraignent les modèles géodynamiques de la chaîne alpine, comme nous avons essayé de le montrer ailleurs (GILLET et al. 1985).

Remerciements

Au cours de ce travail, les auteurs ont bénéficié de discussions avec de nombreux géologues alpins. Nous tenons particulièrement à remercier R. Caby, G. Elter, B. Lombardo et U. Pognante.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. (1962): Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste. – Arch. Sci. (Genève) *15*, 1–104.
- ARGAND, E. (1906): Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche. – C. R. Acad. Sci. (Paris) *142*, 527–529.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *14*, 1–64.
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse *31*, 1–25.
- (1934): La zone pennique. – Guide Géol. Suisse *3*, 149–189.
- AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINTNER, T., WEIDMANN, M., & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Mont-Dolins, Valais. – Eclogae geol. Helv. *75*, 269–286.
- BALDELLI, C., DAL PIAZ, G. V., & POLINO, R. (1983): Le quartziti a manganese e cromo di Varenche–St Barthélémy, una sequenza di copertura oceanica della falda piemontese. – Ofioliti *8*, 207–221.
- BEARTH, P. (1964): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt vom 2. bis 3. September 1963. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *44*, 15–26.
- BEARTH, P., DAL PIAZ, G. V., ELTER, G., GOSSO, G., MARTINOTTI, G., & NERVO, R. (1980): Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent-Blanche s.l. Osservazioni preliminari. – Atti. Acad. Sci. (Torino) *114*, 227–241.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P., & GAPAIS, D. (1979): Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement Sud-Armoricain. – Bull. Mineral. *102*, 265–272.
- CABY, R. (1981): Le Mésozoïque de la zone du Combin en val d'Aoste (Alpes graies): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. – Geol. alp. (Grenoble) *57*, 5–13.
- CABY, R., KIENAST, J. R., & SALIOT, P. (1978): Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. – Rev. Geogr. Phys. Géol. dyn. *20*, 307–322.
- CARON, J. M. (1974): Rapports entre diverses «générations» de lawsonite et les déformations dans les schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). – Bull. Soc. géol. France *7/16*, 255–263.
- CASTELLI, D. (1985): La falda piemontese alla base del margine suddoccidentale del lembo dell'Emilius (media valle d'Aosta). – Ofioliti *10*.
- COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J., GOSSO, G., LOMBARDO, B., & WILLIAMS, P. F. (1977): The Sesia–Lanzo zone: a slice of continental crust, with alpine HP/LT assemblages in the Western Italian Alps. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. *33*, 281–334.
- DAL PIAZ, G. B. (1928): Geologia della catena Herbetet–Grivola–Gran Nomenon. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *7*, 1–82.
- DAL PIAZ, G. V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi tra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte-Rosa e con la zona Sesia–Lanzo. – Boll. Soc. geol. ital. *84*, 67–104.

- (1976): Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent-Blanche, nelle Alpi occidentali. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1–61.
- DAL PIAZ, G. V., DE VECCHI, G., & HUNZIKER, J. C. (1977): The austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon–Dents de Bertol. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 57, 59–88.
- 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. Sci. Geol. 32, 1–24.
- DAL PIAZ, G. V., & ERNST, W. G. (1978): Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the piemonte ophiolite nappe, Breuil–St Jacques area, Italian Western Alps. – Tectonophysics 51, 99–126.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., & MARTINOTTI, Y. (1972): La zona Sesia–Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. – Mem. Soc. geol. ital. 11, 433–462.
- DAL PIAZ, G. V., LOMBARDO, B., & GOSSO, G. (1983): Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent-Blanche nappe, Western Alps. – Amer. J. Sci. 283A, 438–458.
- DAL PIAZ, G. V., & NERVO, R. (1971): Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent-Blanche l. s.). – Boll. Soc. geol. ital. 90, 401–414.
- DAL PIAZ, G. V., NERVO, R., & POLINO, R. (1980): Carta geologica del lembo del Glacier-Rafray (Dent-Blanche s. l.) e note illustrative. – C. N. R. (Centro di studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali, Torino).
- DAL PIAZ, G. V., & SACCHI, R. (1969): Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent-Blanche s. l.). – Mem. Soc. geol. ital. 8, 835–846.
- DIEHL, E. A., MASSON, R., & STUTZ, A. H. (1952): Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent-Blanche. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 17, 1–52.
- ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1–114.
- (1971): Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. – Geol. alp. (Grenoble) 47, 147–169.
- (1972): Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-occidentales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1–20.
- GAUTIER, Y. (1984): Evolution structurale et métamorphique dans la région du Mt Emilius: déformation HP/BT et déformations alpines. – D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- GILLET, P., DAVY, P., BALLEVRE, M., & CHOUKROUNE, P. (1985): Thermomechanical evolution of a collision zone: the example of the Western Alps. – Terra cognita 5, 399–404.
- HAGEN, T. (1948): Geologie des Mont-Dolin und des Nordrandes der Dent-Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpècle (Wallis). – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 90, 1–64.
- HERMANN, F. (1938): Note illustrative per la carta geologica delle Alpi nord-occidentali con una carta strutturale delle Alpi nord-occidentali alla scala 1/750 000. – Milano.
- HUNZIKER, J. C. (1974): Rb/Sr and K/Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 31, 1–55.
- HY, C., & KIENAST, J. R. (1986): Destabilisation of the HP glaucophane-chloritoid assemblage towards the lower pressure: chemographic analysis of the SiO₂–Al₂O₃–FeO–MgO–Na₂O chemical system. – Bull. Mineral. 109 (in press).
- KIENAST, J. R. (1973): Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés–ophiolites» du val d'Aoste: quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques. – C. R. Acad. Sci. (Paris) D276, 2621–2624.
- (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. – Thèse doctorat Etat (Univ. Paris VI), inédit.
- KIENAST, J. R., & NICOT, E. (1971): Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie). – C. R. Acad. Sci. (Paris) D272, 1836–1839.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les «schistes lustrés» de la pointe de Tourtemagne (Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 75, 171–178.
- (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – Eclogae geol. Helv. 77, 395–448.
- MARTIN-VERNIZZI, S. (1982): La mine de Praborna (val d'Aoste, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans le faciès éclogite. – Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.

- MARTINOTTI, G., & HUNZIKER, J. C. (1984): Il sistema austroalpino nelle Alpi occidentali. – 72e congr. Soc. géol. ital. (Torino, 12–14 sept. 1984), p. 10 (résumé).
- NERVO, R., & POLINO, R. (1976): Un lembo di cristallino Dent-Blanche alla Torre Ponton (valle d'Aosta). – Boll. Soc. geol. ital. 95, 647–657.
- NICOT, E. (1977): Les roches méso- et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent-Blanche, Alpes italiennes). – Thèse doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inédit.
- POGNANTE, U. (1983): Les intercalations gneissiques dans une unité des «schistes lustrés» de la vallée de Suse (Alpes occidentales): témoins d'une marge continentale subductée? – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 296, 379–382.
- RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. – Mc GrawHill, New York.
- SCHMIDT, C. (1906): Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. – Eclogae geol. Helv. 9, 484–584.
- SICARD, E., PODTEVIN, J. L., & CARON, J. M. (1984): Coexistence de lawsonite et de pseudomorphoses à pyrophyllite et kaolinite dans les schistes lustrés corses: rôle des fluides. – C. R. Acad. Sci. (Paris) (II) 298, 453–458.
- STELLA, A. (1905): Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione. – Boll. r. Com. geol. Ital. 36, 5–41.
- STUTZ, A. H., & MASSON, R. (1938): Zur Tektonik der Dent-Blanche Decke. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 18, 40–53.
- THELIN, P., & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 393–420.
- VOGLER, W. S. (1984): Alpine structures and metamorphism at the Pillonet klippe: a remnant of the austroalpine nappe system in the Italian Western Alps. – Geol. Rdsch. 73, 175–206.
- VUICHARD, J. P. (1984): L'unité austroalpine de la Torre Ponton: évolution structurale et métamorphique. – D. E. A. (Univ. Rennes I), inédit.
- WEIDMANN, M., & ZANINETTI, L. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent-Blanche, Valais). – Eclogae geol. Helv. 67, 597–603.
- ZINGG, A. (1983): The Ivrea and Stoa-Ceneri zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy). A review. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 361–392.

Manuscrit reçu le 17 juin 1985

Révision acceptée le 21 décembre 1985