

Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais

Autor(en): **Sartori, Mario / Gouffon, Yves / Marthaler, Michel**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **99 (2006)**

Heft 3

PDF erstellt am: **16.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-169246>

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.

Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais

MARIO SARTORI¹, YVES GOUFFON² & MICHEL MARTHALER³

Key words: Lithostratigraphy, briançonnais, Penninic, Valais, pre-Triassic, Siviez-Mischabel nappe, Mont Fort nappe

Mots clés: Lithostratigraphie, briançonnais, pennique, Valais, anté-Trias, nappe de Siviez-Mischabel, nappe du Mont Fort

Table des matières

1. Introduction	365	4.3.2. Couverture permo-triasique	385
2. Cadre géologique et tectonique	365	<i>FORMATION DU COL DE CHASSOURE</i>	385
3. Méthodes	368	Membre de Cleuson	387
4. Descriptions	368	Membre de la Mondra	388
4.1. Zone Houillère	368	Membre du Goli d'Aget	389
4.1.1. Généralités	368	Membre de la Dent de Nendaz	390
4.1.2. Corrélations lithostratigraphiques	370	Membre de la Matse	391
4.2. Zones du Rutor, de Stalden supérieur et de Berisal	370	Membre de la Gouille Verte	392
4.3. Nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort	370	<i>FORMATION DU BRUNEGGJOCH</i>	394
4.3.1. Généralités	370	Membre de Sous le Rocher	397
4.3.2. Socle anté-triasique	370	4.3.3. Couvertures mésozoïques et cénozoïques	399
<i>ENSEMBLE DE L'ERGISCHHORN</i>	371	4.4. Nappe des Cimes Blanches	401
<i>FORMATION DE L'ADLERFLÜE</i>	374	4.5. Nappe du Frilhorn	401
<i>FORMATION DE LIREC</i>	376	5. Conclusion	401
<i>FORMATION DU DISTULBERG</i>	378		
<i>FORMATION DU MÉTAILLER</i>	381		

RESUME

Des travaux de cartographie et des études géologiques récents permettent d'harmoniser et de formaliser la stratigraphie de certaines unités penniques en Valais, essentiellement les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort. Bien que très déformé et découpé par des zones de cisaillement post-nappe, l'ensemble de ces deux nappes constitue une série lithostratigraphique cohérente. Sa couverture carbonatée mésozoïque-cénozoïque peut être attribuée à différentes formations définies dans la nappe des Préalpes médianes rigides. Sous cette couverture, sept formations se succèdent dans cette portion de la croûte supérieure briançonnaise: l'Ensemble de l'Ergischhorn et la Formation de l'Adlerflüe, probablement protérozoïques, la Formation de Lirec, la Formation du Distulberg et la Formation du Métailler, d'âge cambrien (à ordovicien?), la Formation du Col de Chassoure et la Formation du Bruneggjoch, datant respectivement du Permien et du Permien tardif – Trias précoce.

En outre, des corrélations fiables peuvent être établies entre la lithologie de la nappe de décollement des Cimes Blanches et les formations décrites dans la nappe de la Brèche (Préalpes) et dans celles de Siviez-Mischabel et du Mont Fort. Il en va de même, mais de manière plus hypothétique, pour la nappe de décollement du Frilhorn.

EXTENDED ABSTRACT

The Briançonnais lithostratigraphic units in the Valais region consist of pre-Triassic basements and metamorphic Mesozoic-Cenozoic covers. Structurally they constitute the «Grand St-Bernard nappe» and partly the «Combin zone» of Argand (1908, 1909), now considered as middle and upper Penninic nappes. Successively the tectonic and lithostratigraphic models were refined (fig. 1; Bearth 1963, Escher 1988, Steck et al. 1999). Stratigraphic as well as structural links were established with the nappes of the Préalpes representing the non-metamorphic sedimentary cover pushed into a more external position.

All internal Penninic units underwent strong deformations and a polyphase Alpine metamorphic overprint corresponding to greenschist or even higher facies. In some pre-Permian basement units relics of a former metamorphism are preserved. In this complicated context, the main criterion permitting the distinction of lithostratigraphic entities is cartographic coherence with respect to their content and their limits. The description of the units is based on their main lithological composition, their spatial extension and the description of key lithologies and unambiguous marker levels.

After the first definition of the **Siviez-Mischabel** and **Mont Fort nappes** (Escher 1988), the tectonic scheme had to be modified due to the discovery of shear zones cutting the nappe pile (fig. 2 and 3). However, the lithostratigraphic content of these two Penninic nappes constitutes a synthetic series in which the following units are defined (fig. 4):

¹ Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, Rue des Maraichers 13, CH-1205 Genève

² Service géologique national, swisstopo, Seftigenstr. 264, CH-3084 Wabern

³ Institut de Géographie, Université de Lausanne, bâtiment Anthropole, CH-1015 Lausanne

The **Ergischhorn unit** (fig. 5) was defined by Thélin (1983). It constitutes the most voluminous polymetamorphic gneiss mass of the Siviez-Mischabel nappe. Relics of at least two pre-Alpine metamorphic assemblages (eclogitic grade followed by amphibolitic grade) can be identified. This unit is predominantly composed of greenish quartz-micaceous paragneisses with intercalated massive or banded amphibolites coupled to thin leucocratic gneiss levels. The paragneisses probably represent Precambrian detrital series while the amphibolites are considered as tholeiitic to dacitic sills or intrusions. The association with the leucocratic gneisses probably expresses an acid-basic bimodal magmatism. Additionally metagabbro bodies (dated at 504 ± 2 Ma) are intrusive in this unit. Correlations with similar units in the upper Stalden zone, the Berisal complex, the Rutor zone and the southern Vanoise and Ambin massifs are proposed.

The **Adlerflüe Formation** (fig. 6) forms very characteristic ochre to brown coloured rock walls. Banded amphibolites often containing eclogite facies relics mark the base of the formation. There, amphibolites alternate with decimetric leucocratic gneiss and micaschist levels. The transition to the overlying albite-porphyroblast-bearing micaschists is progressive. Although the paragenesis of the micaschists is entirely Alpine (greenschist facies) the micaschists contain some amphibolite boudin levels, sometimes bearing retrogressed pre-Alpine eclogitic assemblages. In the Rutor zone, less affected by the Alpine metamorphism, a thick series of metapelites could be correlated to the micaschists of this formation; it occupies a comparable position and displays a rich mineral paragenesis of pre-Alpine amphibolite facies.

The **Lirec Formation** (fig. 7) shapes steep rock faces of dark green colour. The base of the formation consists of leucocratic gneiss, sometimes augengneiss, with an ochre patina. It is overlain by banded gneisses (light green and white). The main part of the formation consists of dark bottle-green gneisses and schists containing green biotite, chlorite and garnet. Various rock types are intercalated: thin white albitic levels, thicker levels of light coloured gneiss often containing small garnets, dark green amphibolite and hornblende-bearing gneisses in continuous levels or boudins. An alkaline metagranite dated at $500 \pm 3/4$ Ma forms two intrusions. One of them is accompanied by a body of metagranophyre that can be compared to the alkaline granophyre of the Mont Pourri (northern Vanoise), dated at 507 ± 9 Ma. Many small metagabbro intrusions can be observed. Correlations with similar units in the Rutor zone and the northern Vanoise massif are proposed.

The **Distulberg Formation** (fig. 8) was defined by Sartori (1990). The rusty brown patina of these micaschists is characteristic. In the lower part of the formation more or less graphitic and ankeritic, quartz-albite micaschists predominate. They contain levels of dark green "ovardites" (basaltic to andesitic composition) and leucocratic gneisses (rhyolitic to dacitic composition). The middle part of the formation is characterized by levels of more massive greenish ovardites, albite-porphyroblast-bearing gneisses and prasinities. The upper part of the formation is constituted of micaschists containing a graphite rich black horizon. Hololeucocratic augengneisses are of intrusive nature and derive from alkaline metagranites showing affinities to the metagranite of the Lirec Formation. Metagabbros, although often very deformed, display the same characteristics as those intruding the underlying formations. The analogy between the Distulberg Formation and the «black schists» of the Vanoise region is striking. On the right side of the Aosta Valley, the Distulberg Formation can be correlated to a part of the «zona interna» where a metagranophyre intrusion is dated at 511 ± 9 Ma.

The **Métailler Formation** (fig. 9) is located principally in the Mont Fort nappe where it constitutes the main part of the pre-Permian basement. The contact to the underlying Distulberg Formation is sharp only when underlined by a quartzite or prasinite horizon. The transition is often diffuse due to the lack of such a separating level. The dominant rocks are greenish grey to dark green chlorite-albite gneisses and schists. Intercalated rock types are: thin continuous horizons of leucocratic albitic and quartziferous gneisses, prasinities and "ovardites", sometimes in thick masses but of limited lateral extension. Metagabbros and pillow-metabasalts can be observed here and there. The transition to the Col de Chassoure Formation is either sharp or developed as a thick transition zone. Correlations with various Briançonnais basement units can be considered, particularly the Ambin Complex, in which two metarhyolites were dated at 480–500 Ma.

The **Col de Chassoure Formation** (fig. 10) gathers rock-types classically

known as «Permo-Carboniferous» series. It usually represent a décollement level, therefore the majority of the contacts to the surrounding units display an Alpine tectonic discordance. The most common rock-type of the formation is a green quartz-sericite schist with bluish reflections, and a soapy touch of the schistosity surfaces due to sericite. Combined to occasionally predominating schistose or quartzic alternances this series may originally represent a succession of siltstones, pelites and impure sandstones. They are referred to as «background sedimentation». A laccolitic granite body accompanied by sills (Randa augengneiss, 269 ± 2 Ma) is intrusive into the succession. Well characterized sedimentary bodies of great lateral extension, intermingled with the background sedimentation, are defined as members (fig. 11).

The **Cleuson Member** corresponds to the «quartziferous porphyries» of Schaer (1959a and b) and constitutes a marker horizon located at the base of the Col de Chassoure Formation. It contains acid volcanic levels (metarhyolites), greenish conglomerates, quartz schists and quartz-sericite schists. The top of the member corresponds to the roof of the last volcanic level.

The **Mondra Member** generally lies above the Cleuson Member, embedded within the Col de Chassoure background sedimentation. Both the rather massive gneissic aspect and the relatively dark green colour are characteristic for the Mondra Member. It is composed of sericite-poor, chlorite-rich quartz schists, criss-crossed by quartz veins, passing sometimes into gneissic-looking chloritic quartzites. Thin intercalations of chlorite schists or "ovardites" are observed. The top of the member comprises one or several thin anthracite-rich boudin levels.

The **Goli d'Aget Member** is defined based on the description of Derron & Jacquod (1994) and Derron et al. (2006). It consists of four sub-members (fig. 12), stratigraphically from base to top: 1) Light-coloured conglomerates and meta-arkoses, 2) alternance of albite-chlorite-bearing schists, brown dolomites and meta-arkoses, 3) polygenic conglomerates with dolomite pebbles, volcano-sedimentary metadeposits, 4) meta-ignimbrites, microcline-bearing volcanic metatuffs, green, grey or purple microquartzites, meta-arkoses with cross-bedding. A meta-ignimbrite located at the base of this last sub-member gave an age of 267–282 Ma.

The **Dent de Nendaz Member** forms the principal mappable body of conglomerates and coarse sandstones (fig. 13). The lower part comprises an alternance of polygenic metaconglomerates and levels of fine-grained grey metasandstones or metapelites. Uranium-rich stratiform mineralizations intercalated within this alternance were dated at 257 ± 12 Ma. The main part of this member consists of metaconglomerates, coarse-grained meta-arkoses and light green quartzites containing dispersed quartz pebbles. Discontinuous levels of fine-grained material such as grey metasandstones, quartz-sericite schists and metapelites may be intercalated. The upper part of the member comprises even more conglomeratic and quartzic levels, organized as channelized bodies. The type of sedimentation indicates an alluvial fan.

The **Matse Member** consists of a band of dark grey to black sericite schists containing massive levels of black metavolcanites with ochre patina. Seldom and thin chocolate brown dolomitic levels may be intercalated. The sericite schists probably derive from volcanoclastic or volcano-sedimentary deposits.

The top of the Col de Chassoure Formation is always sheared. Where shearing is less important, the **Gouille Verte Member** represents the last member observed. The base of this member consists of an alternance of white quartz-sericite schists and bluish green chlorite-bearing sericite schists with soapy touch surfaces. The main body consists of metapelites, very pure dark green sericite schists, containing some more quartzic and light-coloured horizons.

The **Bruneggjoch Formation** was defined by Sartori (1990). It is characterized by massive quartzite levels constituting the base of the Briançonnais Mesozoic-Cenozoic series (fig. 14 and 15). In the Valais region, the Bruneggjoch Formation is often enclosed by shear zones. The base of the formation consists of emerald green, slaty, sericitic quartzites typical for the «Briançonnais Verrucano» facies. These quartzites are overlain by more compact sericitic quartzites, containing dispersed white and pink quartz pebbles, alternating with ochre to rusty brown coloured dolomitic levels. They are overlain by rather pure emerald green quartzites, containing dispersed white or pink-red quartz pebbles as well as rhyolite and tourmalinite fragments.

Greenish conglomeratic sandstones to quartzites and greenish sandy shales mark the transition towards compact, white quartzites. The latter char-

acterizes the **Sous le Rocher Member** (fig. 16). These fine-grained quartzites display cross-bedding and ripple cross stratification, ripple marks and desiccation polygons. The top of the member consists of greyish fine-grained to coarse-grained quartzites, containing horizons of sometimes quiet coarse rounded fragments and light grey to greenish-grey quartzites with parallel lamination. The last few meters of quartzites are often enriched in ankerite, presenting a vascular aspect, and in certain cases they are conglomeratic.

The age of the Bruneggjoch Formation spans between Late Permian and Early Triassic. The facies is remarkably uniform in all Briançonnais units, indicating a transition to generalized subsidence, following a more continental type of sedimentation influenced by local conditions which prevailed during the main part of the Permian.

The **Mesozoic–Cenozoic sedimentary covers** of the Cimes Blanches and Frilhorn nappes may be correlated with similar formations of the Breccia nappe within the Préalpes (fig. 18). Those of the zone Houillère and the Siviez-Mischabel and Mont Fort nappes present sufficiently strong analogies to formations of the the Préalpes médianes nappes in order to apply the stratigraphic nomenclature developed in the latter, less metamorphic, units (fig. 17).

For example the “Pontis Limestones”, currently regarded as Triassic sedimentary cover of the internal zone Houillère, were correlated with the St-Triphon and Champcella Formations.

This harmonization and definition of the lithostratigraphic units essentially concentrates on the tectonic units classically known as the Siviez-Mischabel and Mont Fort nappes. Below its Mesozoic–Cenozoic carbonate cover, the preserved upper crust of the Briançonnais realm shows a series of stratiform formations that can be divided into 3 groups, based on stratigraphic criterions, available radiometric datings and on pre-Alpine metamorphic relics:

- An old group (Proterozoic?) – Ergischhorn unit and Adlerflue Formation – is mainly made up of polycyclic paragneisses and amphibolites containing pre-Alpine eclogitic relics.
- An intermediate group (Cambrian to Ordovician?) – Lirec, Distulberg and Métailler Formations – consists of old volcanic and sedimentary rocks, that were intruded by granitic rocks of Late Cambrian age.
- A young group (Permian to Early Triassic) – Col de Chassoure and Bruneggjoch Formations – essentially contains detrital series as well as intrusions and acid volcanic rocks of Permian age.

1. Introduction

En Valais, les unités briançonnaises se répartissent entre la «nappe du Grand St-Bernard» et une partie de la «zone du Combin» d'Argand (1908, 1909). La première regroupe des unités de socle anté-triasique et de couverture mésozoïque à cénozoïque métamorphiques d'origine briançonnaise, la seconde comprend surtout des métasédiments mésozoïques d'origine liguro-piémontaise, mais aussi des unités relativement réduites de couverture briançonnaise presque exclusivement mésozoïque. Depuis ces définitions, de nombreux travaux ont contribué à découper cet ensemble du point de vue tectonique et lithostratigraphique. Des liens stratigraphiques et structuraux avec les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche ont été établis. L'achèvement des levés géologiques de détail nécessaires à la publication des feuilles de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25'000 est l'occasion de clarifier et de préciser la nomenclature des subdivisions lithostratigraphiques de ces terrains.

Cette tâche s'inscrit dans l'activité du Comité Suisse de Stratigraphie au sein duquel un groupe «Pennique-W» a été constitué en 2002. Le Service géologique national soutient cet effort d'harmonisation indispensable pour la réalisation de projets géologiques nécessitant une base de données cohérente.

Cette synthèse a été rédigée en 2005 sous forme de rapport comprenant les fiches destinées au lexique stratigraphique suisse. Elle concernait l'ensemble des unités penniques au sud du Rhône, mais seule la partie consacrée aux unités briançonnaises, pour lesquelles de nouvelles unités formelles ont été définies strictement, est publiée ici.

2. Cadre géologique et tectonique

Les déchiffrages stratigraphique et tectonique des unités briançonnaises dans les zones internes en Valais ont progressé en parallèle depuis plus d'un siècle. Chaque avancée majeure d'un point de vue stratigraphique a eu des conséquences im-

portantes sur le modèle tectonique, chaque percée dans la compréhension géométrique et cinématique de la structure générale a permis de tester de nouveaux découpages lithologiques et d'améliorer la reconstitution de la stratigraphie.

Ainsi la «nappe du Grand St-Bernard» au sens d'Argand (1908, 1909) a-t-elle été peu à peu subdivisée en nappes indépendantes sur la base d'un modèle «socle-couverture» (Bearth 1963, Escher 1988, Steck et al. 1999). Sur la transversale de la partie occidentale du Valais, les unités tectoniques d'origine briançonnaise individualisées sont les suivantes (de l'externe vers l'intérieur; fig. 1): «Pennique moyen»: zone Houillère, nappe des Pontis, nappe de Siviez-Mischabel, nappe du Mont Fort; «Pennique supérieur»: nappe des Cimes Blanches, nappe du Frilhorn.

Les travaux de cartographie détaillée récents ont encore permis des révisions de ce cadre tectonique et remettent en question le découpage en plusieurs nappes possédant des relations socle-couverture simples. Il s'agit principalement de la mise en évidence de zones de cisaillement post-nappe de grande extension. Une synthèse tectonique qui les prend en compte manque encore; seule une première ébauche en est donnée ici pour permettre d'inscrire les descriptions lithostratigraphiques dans ce cadre structural révisé (fig. 2 et 3). Une description succincte des principales zones de cisaillement est donnée au début des chapitres qui concernent les unités tectoniques affectées.

Sur la base des résultats cartographiques récents, le cadre tectonique utilisé dans ce travail pour la description des unités lithostratigraphiques briançonnaises est modifié de la sorte:

- «Pennique moyen»:
 - zone Houillère (y c. la «nappe des Pontis» pro parte)
 - zone du Rutor («nappe des Pontis» pro parte)
 - nappe de Siviez-Mischabel
 - nappe du Mont Fort
- «Pennique supérieur»:
 - nappe des Cimes Blanches
 - nappe du Frilhorn

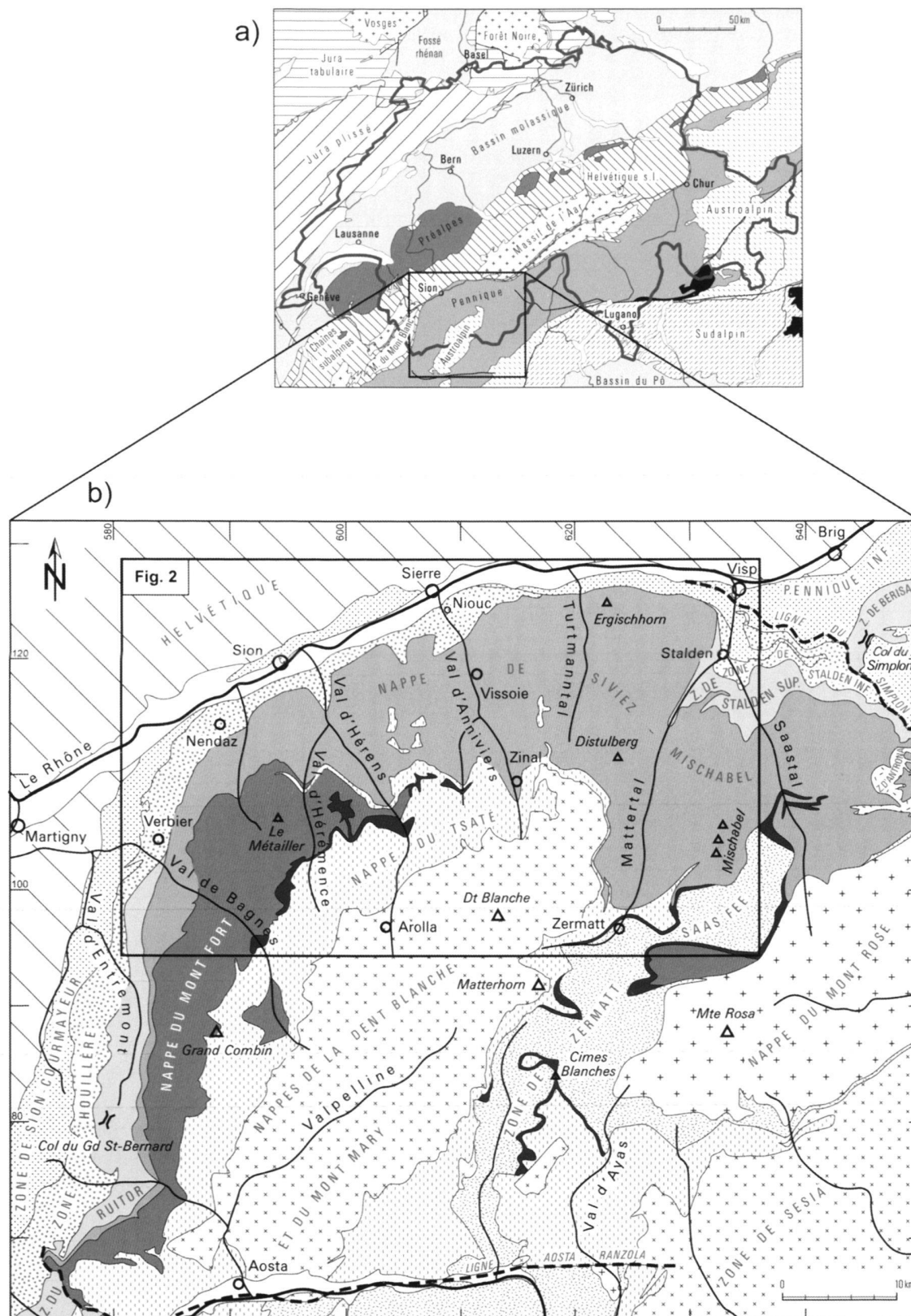


Fig. 1. Cadre tectonique et géographique: a) simplifié d'après l'Esquisse géologique de la Suisse, carte postale, éd. swisstopo; b) d'après Steck et al. (2001, planche II).

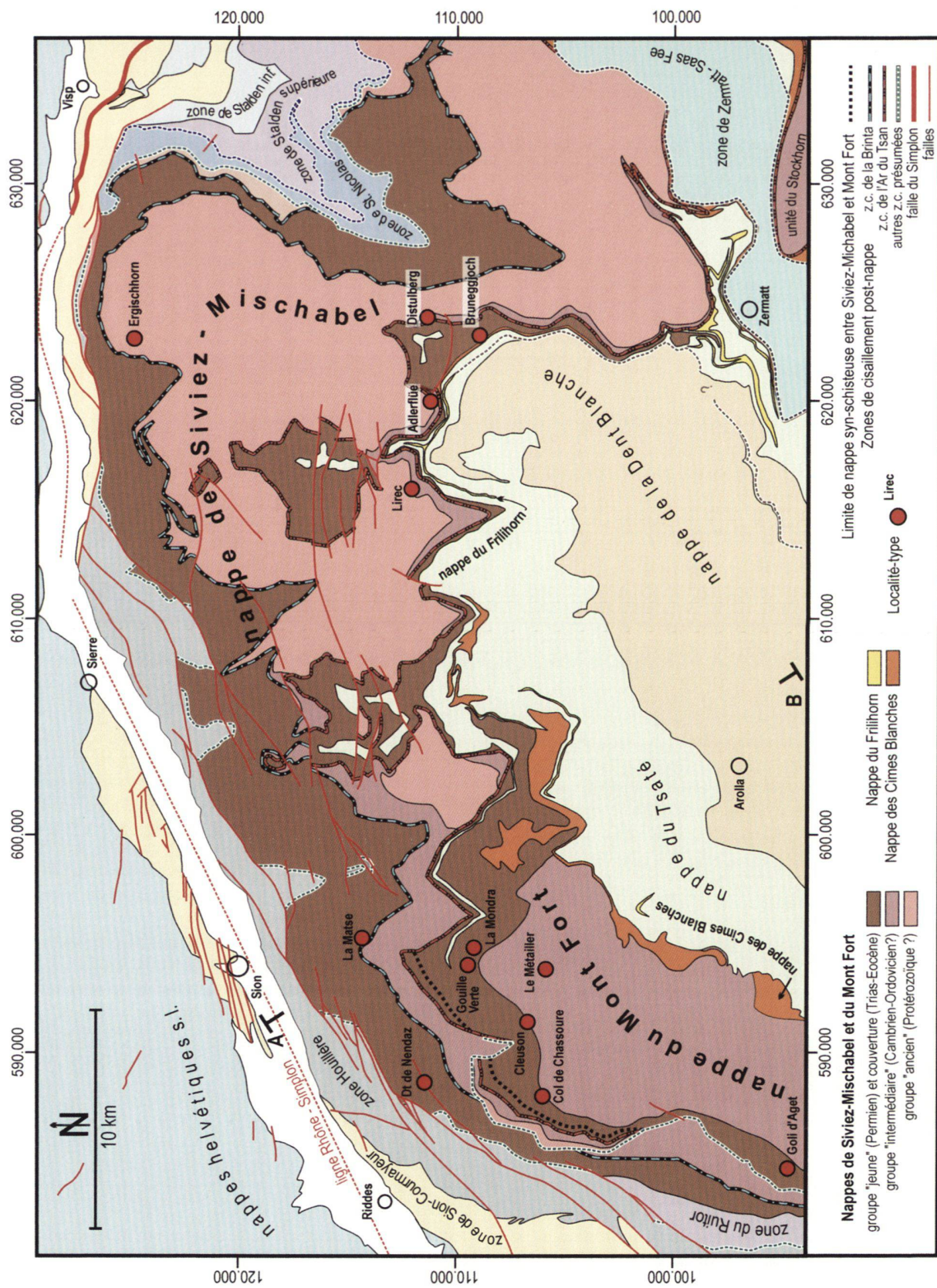


Fig. 2. Schéma tectonique des unités penniques en Valais, modifié d'après la carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes au 1:100'000 (Steck et al. 1999).

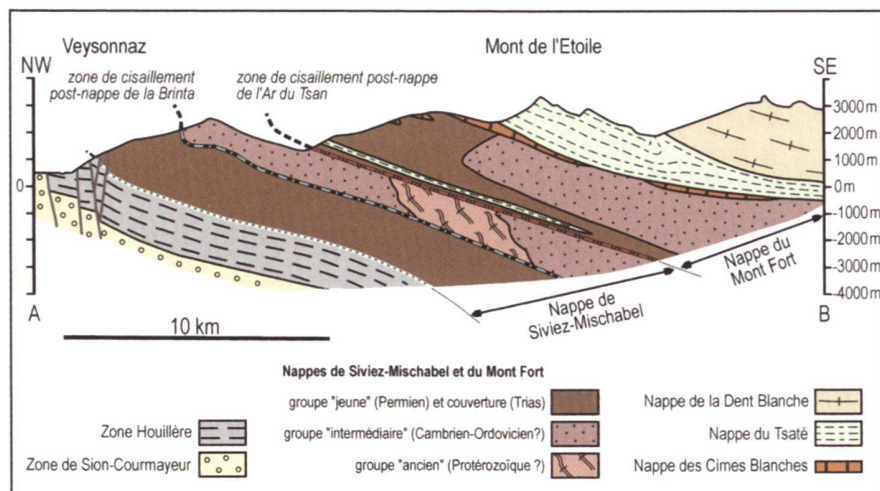


Fig. 3. Coupe schématique à travers les unités penniques en Valais, au sud du Rhône, modifiée d'après Steck et al. (2001, planche 3, coupe 2). Tracé de la coupe: voir figure 2.

La nappe du Mont Rose n'a pas été traitée ici en raison des incertitudes importantes qui subsistent sur son origine (Schmid et al. 2004, Pleuger et al. 2005).

Toutes ces unités tectoniques ont été décollées durant l'Eocène du «Briançonnais terrane» (Stampfli 1993, Stampfli et al. 1998, Schmid et al. 2004) en cours de subduction, structurées dans un contexte de métamorphisme prograde puis exhumées à la faveur de déformations superposées dans un contexte métamorphique rétrograde.

3. Méthodes

Toutes les unités tectoniques penniques en position interne ont subi un métamorphisme alpin polyphasé ayant atteint au minimum le faciès schiste vert. Dans certaines unités de socle anté-namurien, la nature polycyclique du métamorphisme est démontrée. Du point de vue structural, des zones de cisaillement ductiles et des plis isoclinaux à toutes échelles affectent ces unités.

Distinguer un contact stratigraphique d'un contact tectonique dans ce contexte tient souvent de la gageure, de la foi, voire de la mauvaise foi. L'expérience a montré que les critères classiques de type «base érosive», «conglomérat de base», «contact franc», «surface d'érosion», etc. ne sont pratiquement jamais univoques. De plus, le cas idéal d'un contact stratigraphique scellé par un filon discordant daté géochronologiquement est d'une extrême rareté.

Dans ces conditions, les critères permettant de définir une entité stratigraphique tiennent principalement de la cohérence cartographique de son contenu et de ses limites à petite et grande échelle. Un contact tectonique majeur peut superposer des unités de manière parfaitement parallèle sur plusieurs kilomètres en donnant l'illusion d'un contact stratigraphique, mais des discordances tectoniques finissent presque toujours par être révélées à l'échelle décakilométrique.

Dans ce contexte tectonométamorphique, il ne serait pas

pertinent de donner un profil lithologique banc par banc complet des entités stratigraphiques à définir, puisque des répétitions tectoniques par plissement et cisaillement ou des omissions par boudinage et cisaillement sont inévitables. La description des unités se base avant tout sur le contenu lithologique principal, son évolution dans le profil et la description des niveaux marqueurs univoques. Dans la mesure du possible, une interprétation sur la nature du protolithe de la roche métamorphique est proposée.

Les éléments de datations paléontologiques et micropaléontologiques sont eux aussi rares. Par contre les roches intrusives et effusives sont fréquentes dans les unités décrites ici, et les datations radiométriques (essentiellement U-Pb sur zircon) se sont peu à peu étoffées. Elles permettent de construire un cadre chronologique et de l'étendre au moyen de critères de recoupement et d'encadrement. Les raisonnements chronologiques basés sur la présence ou l'absence de paragenèses métamorphiques reliques ont été évités ici, ces critères nous paraissant délicats d'utilisation en raison de l'hétérogénéité spatiale des processus de recrystallisation, aussi bien dans les phases progrades que rétrogrades.

Le modèle stratigraphique et tectonique proposé n'a pas la prétention de constituer un point de vue définitif sur la question. Il permet cependant de donner une attribution tectonique lithostratigraphique et chronologique des surfaces cartographiées de manière cohérente dans les unités briançonnaises internes en Valais.

4. Descriptions

4.1. Zone Houillère

4.1.1. Généralités

La zone Houillère est une unité majeure du bâti pennique dans les Alpes occidentales, de la Ligurie jusqu'en Valais. Elle affleure en Suisse au front des unités du «Pennique moyen», de

la région du Grand St-Bernard jusque dans la région de Turtmann. Elle comporte deux entités structurales, la partie externe, sujette à une très forte tectonique d'imbrication, et la partie interne, plus cohérente stratigraphiquement, portant une couverture sédimentaire triasique peu décollée (quartzites et calcaires des Pontis).

Une erreur d'attribution concernant l'écaïlle de Niouc, formée de métagrès et de métaconglomérats stéphano-permiens, mais confondue avec un socle anté-namurien, avait conduit à une corrélation socle-couverture erronée entre la zone du Ruitor et les quartzites et calcaires des Pontis (Escher 1988). Il semble finalement logique de rattacher cette écaïlle à la zone Houillère interne.

La zone Houillère interne montre donc une série cohérente couvrant l'intervalle de temps entre le Carbonifère tardif et le Trias tardif. Malheureusement, même si elle ne souffre pas de décollements majeurs, elle a subi des déformations importantes ainsi qu'un métamorphisme dans le faciès schiste vert. Les éléments de datations paléontologiques, principalement les flores carbonifères et permienes, sont rares et l'identification des structures sédimentaires généralement difficile. Les descriptions partielles de la zone Houillère en Valais sont néanmoins nombreuses grâce à l'intérêt économique suscité par les assises productives (par exemple Christ 1925, Jongmans 1960, Oulianoff 1957, Burri 1983a, b).

Dans les Alpes françaises et italiennes, la zone Houillère a par endroits été moins touchée par les déformations et le métamorphisme. Les flores sont mieux conservées et les éléments de datation plus nombreux. Il serait dès lors peu judicieux de définir en Valais des formations pour les terrains d'âge carbonifère et permien de cette nappe. Un effort d'harmonisation et de synthèse des très nombreuses observations disponibles en Italie et en France est en cours et devrait à terme aboutir à la définition de formations utilisables également en Suisse (Fabre 1958, Mercier & Beaudoin 1987).

Des assises très similaires aux terrains carbonifères et permienes de la zone Houillère existent dans la partie orientale des Alpes valaisannes, dans les zones de Stalden inférieure et de Visperterminen et dans le «synclinal de St-Nicolas» (Bearth 1963). Le contexte tectonique de ces unités n'est pas encore assez bien défini pour que des corrélations lithostratigraphiques puissent être tentées.

4.1.2. Corrélations lithostratigraphiques

Les «Calcaires des Pontis» (Gerlach 1869) appartiennent à la couverture sédimentaire triasique de la zone Houillère interne (fig. 2). Ellenberger (1958), Mégard-Galli & Baud (1977) et Gabus et al. (en prép.) ont pu corréler ces assises calcaires et dolomitiques avec les formations briançonnaises décrites dans les Préalpes et dans les Alpes françaises.

La Formation de St-Triphon (Membre de Dorchaux, Membre du Lessus, Membre des Andonces) et la Formation de Champcella (Membre des Calcaires rubanés, Membre des Dolomies cendrées et Dolomies brunes, «Couches à Costatoria

goldfussi») y ont été reconnues. Des équivalents des formations d'âge carnien («Complexe schisto-dolomitique», «Complexe bréchique inférieur» et «Complexe évaporitique») sont probablement présents, mais n'ont pas pu être définitivement identifiés car ces terrains ont servi d'horizon de décollement.

La particularité de la Formation de St-Triphon dans les Calcaires des Pontis est de présenter en plusieurs endroits une base stratigraphique peu perturbée. La base du Membre de Dorchaux peut y être observée dans de meilleures conditions que dans les Préalpes. Elle comprend des schistes pélitiques, des dolomies et des métagrès qui ont été désignés jusqu'à maintenant par le terme de «Röt». Localement, des lentilles de gypse et d'anhydrite y sont intercalées.

4.2. Zones du Ruitor, de Stalden supérieure et de Berisal

La zone du Ruitor constitue l'unité de socle anté-namurien la plus externe de la «nappe du Grand St-Bernard». Elle s'étend du massif du Ruitor dans les Alpes franco-italiennes jusqu'au Val de Bagnes. Les zones de Stalden supérieure et de Berisal, dans la région Visp-Simplon (fig. 1 et 2), ont été corrélées tectoniquement et lithostratigraphiquement avec la zone du Ruitor (Escher 1988). Les incertitudes sur les relations tectoniques entre ces unités ainsi que sur les relations lithologiques au sein de chacune demeurent trop grandes pour justifier une harmonisation lithostratigraphique. Quelques analogies avec les formations décrites dans la nappe de Siviez-Mischabel sont cependant relevées plus loin.

4.3. Nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort

4.3.1. Généralités

Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort ont été définies comme des nappes-plis comportant chacune un socle et une couverture (Escher 1988), la limite entre ces deux nappes consistant en un profond synclinal synschisteux de roches permo-triasiques. Les récents travaux de cartographie ont mis en évidence des discordances tectoniques qui ont permis d'identifier des zones de cisaillement (z.c.) post-nappe recoupant cet édifice (fig. 2 et 3). La z.c. de l'Ar du Tsan suit la base des quartzites permo-triasiques du flanc normal du synclinal alors que, plus bas dans l'édifice, la z.c. de la Brinta sépare le socle anté-permien, formant le cœur de la nappe de Siviez-Mischabel des terrains sédimentaires permienes et triasiques qui en forment le front.

Du point de vue lithostratigraphique, les deux nappes penniques de Siviez-Mischabel et du Mont Fort constituent une entité cohérente, dont le contenu peut être décrit en commun (fig. 4).

4.3.2. Socle anté-permien

La cartographie détaillée (1:10'000) et la description lithostratigraphique des socles de la «nappe du Grand St-Bernard»

sont en voie d'achèvement dans les Alpes valaisannes. Les principaux résultats de près de 20 années de recherche, initiées et stimulées par M. Burri, A. Escher et St. Ayrton de l'Université de Lausanne, ont permis d'élucider la structure complexe de ces unités et de mettre en évidence le caractère stratiforme d'une partie d'entre elles. Ces travaux se sont appuyés sur les données cartographiques et pétrographiques de Bearth, dont la synthèse (1963) a fourni un premier modèle de structure interne de la «nappe du Grand St-Bernard» qui a ensuite été précisé par Escher (1988).

Les progrès effectués dans la compréhension des déformations alpines superposées qui ont affecté les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort permettent de considérer que leurs roches anté-triasiques dérivent d'un socle unique dont le contenu lithostratigraphique est cohérent. Il est donc légitime d'en décrire la succession indépendamment de son découpage ultérieur en nappes tectoniques.

La continuité cartographique des unités lithostratigraphiques distinguées dépasse les 50 km. Cette particularité compense les défauts majeurs de ces unités qui sont d'avoir été affectées par un ou plusieurs événements métamorphiques et d'être azoïques. Des datations radiométriques récentes rendent moins spéculatif le contexte chronostratigraphique de ce socle, les quelques âges isotopiques obtenus permettant des datations par recoupement.

D'un point de vue paléogéographique, les différentes roches formant ces nappes sont affiliées à Gondwana jusqu'au Cambrien tardif, puis aux «terrane» hunkiques européens jusqu'au Carbonifère tardif, puis à Pangea jusqu'au Jurassique précoce, puis à Laurasia jusqu'au Jurassique tardif, puis au Briançonnais jusqu'à l'Oligocène et finalement à l'Eurasie actuellement (von Raumer et al. 2002, Stampfli & Borel 2002).

Une première étape de formalisation des subdivisions des socles des nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort a été synthétisée par Thélin et al. (1993). Une adaptation des termes lithologiques utilisés est nécessaire pour respecter les règles de nomenclature lithostratigraphique et pour tenir compte des dernières données cartographiques, structurales et radiométriques.

Ensemble de l'Ergischhorn

Généralités

L'Ensemble de l'Ergischhorn forme la plus grande masse de gneiss polycycliques de la nappe de Siviez-Mischabel (Escher 1988) et peut atteindre jusqu'à plus de 1000 m d'épaisseur, entre le Val d'Hérens et le Saastal. Il s'agit principalement de gneiss quartzo-micacés verdâtres, entrelardés d'amphibolites massives ou rubanées qui sont associées à de minces niveaux de gneiss leucocrates.

Historique

Wegmann (1923) distingue le premier des «ältere Casannaschiefer» ou Schistes de Casanna inférieurs et des séries moins

métamorphiques permo-carbonifères et permo-triasiques, «jüngere Casannaschiefer» ou Schistes de Casanna supérieurs.

Bearth (1963) est le premier à décrire un «noyau polymétamorphique de la zone des Mischabel-Siviez» dans la «nappe du Grand St-Bernard».

Thélin (1983, 1987) définit des subdivisions dans le socle de la nappe de Siviez-Mischabel. L'Ensemble de l'Ergischhorn regroupe des paragneiss, des amphibolites et des orthogneiss.

Sartori & Thélin (1987) et Thélin et al. (1993) distinguent deux ensembles de gneiss polycycliques superposés dans le socle de la nappe de Siviez-Mischabel: l'Ensemble de l'Ergischhorn surmonté par l'ensemble «stratiforme» de Barneua.

Localité-type

L'Ergischhorn se situe en rive droite du Turtmanntal (622.875/124.725, CN 1288 Raron) et culmine à 2526 m.

Coupe de l'Ergischhorn

Malgré une grande variété de roches affleurant sur plus de 1000 m d'épaisseur, il n'est pas possible de donner une coupe-type de l'Ensemble de l'Ergischhorn, à cause de l'intense replissement et de l'absence de niveaux repères marquant sa base ou son sommet. Nous présentons ici une coupe indicative (fig. 5) qui débute environ 1 km au nord du sommet de l'Ergischhorn et se termine 2 km au sud de ce sommet, le long de l'arête qui mène au Signalhorn (2911 m). Cette coupe illustre les principaux faciès de l'ensemble.

Paragneiss à rubans de quartz (pl. I-3)

Les roches les plus typiques et abondantes sont des gneiss micacés gris-vert à vert pâle (chlorite, muscovite et parfois biotite verte ou brune) à rubans de quartz. Le grenat y est fréquent, mais souvent altéré en chlorite; avec la biotite brune, la muscovite, la hornblende, le plagioclase et le feldspath potassique, ils témoignent d'une ancienne paragenèse anté-alpine.

Associés à ces gneiss rubanés se rencontrent des mica-schistes chloriteux et des gneiss gris fins ou aphanitiques.

Amphibolites

Irrégulièrement intercalées en niveaux continus ou en grandes lentilles dans les gneiss, les amphibolites sont abondantes et d'épaisseur très variable, entre 1 et 100 m. Elles sont le plus souvent massives et homogènes. Les amphiboles sont la hornblende et parfois l'actinote et sont accompagnées de plagioclase, grenat, clinozoïsite et chlorite. Ces roches mafiques, voire ultramafiques, sont souvent très grenatiformes et montrent parfois des reliques écloitiques (Thélin et al. 1990). Les grenats présentent des bordures réactionnelles faites de hornblende, épidote ou plagioclase altéré; ils contiennent des inclusions de micas et de pistachite qui soulignent une schistosité antérieure.

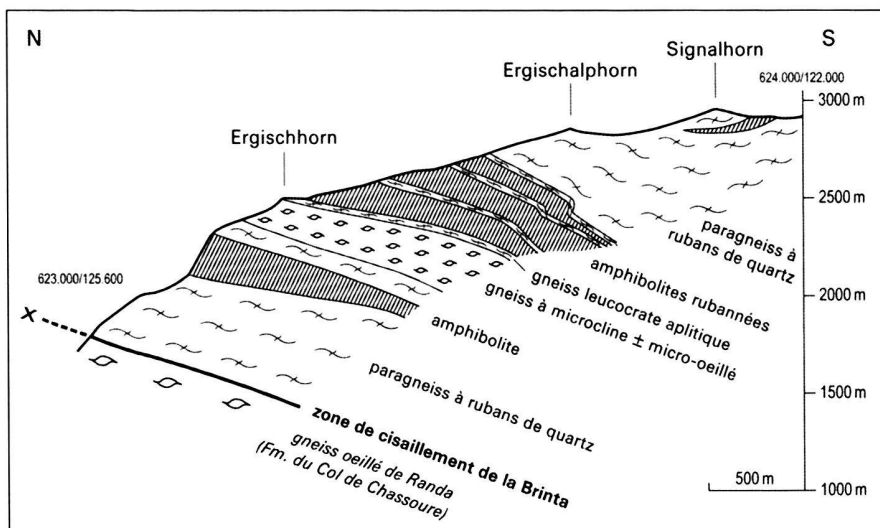


Fig. 5. Exemple de coupe lithostratigraphique au sein de l'Ensemble de l'Ergischhorn: secteur Ergischhorn-Signalhorn.

Gneiss à microcline plus ou moins micro-oeillés

La patine sombre fait bien ressortir les yeux centimétriques de microcline. La matrice se compose de quartz, feldspaths, séricite, biotite, tourmaline et opaques. C'est un faciès particulier des gneiss de l'Ergischhorn qui affleure bien sous ce sommet, dans la région du Distelhorn et d'Unter Senntum (Thélin 1983, 1987).

Gneiss leucocrates aplitiques

Gneiss clairs, massifs et finement grenus, riches en feldspaths (jusqu'à 70%, principalement de l'albite et du microcline). Leur épaisseur est variable, de 1 à 40 m. Les niveaux minces sont presque toujours associés aux amphibolites, formant un complexe rubané bimodal acide-basique.

Amphibolites rubanées

Les amphibolites peuvent être aussi finement rubanées et associées à des niveaux de gneiss leucocrates. Cette association bimodale est particulièrement abondante dans la coupe de l'Ergischhorn.

Plus au sud, au fond du Turtmantal, certains niveaux métroclastiques très sombres associés aux amphibolites montrent une composition d'ultramafites, métakomatiites et métapyroxénites. (Thélin et al. 1993).

La coupe de l'Ergischhorn se poursuit vers le sud sur environ 12 km, jusqu'au Brändjioch, formant l'essentiel de l'arête entre Turtmantal et Mattertal (Bearth 1978, 1980, p. 6–12).

Autres faciès lithologiques de l'Ensemble de l'Ergischhorn

Gneiss fins quartzo-micacés

Vers le haut de l'Ensemble de l'Ergischhorn, par exemple dans la région au sud des Mayens d'Eison (bord sud-ouest de la CN

1307 Vissoie, 603.500/110.500), la structure des gneiss rubanés devient plus fine et plus homogène. Ils deviennent riches en quartz et en micas blancs, avec parfois la biotite et plus rarement le grenat.

Rétroéclogites

Dans le haut Turtmantal, près du contact avec la Formation de l'Adlerflüe (620.075/111.475/2430 m), des boudins d'amphibolites au sein des gneiss rubanés montrent des reliques éclogitiques. Ce faciès métamorphique s'illustre par de nombreux grenats millimétriques rouges entourés d'une matrice fine vert foncé. Cette dernière, vue au microscope, est une symplectite vermiculaire formée d'un mélange d'amphibole et de plagioclase, accompagné par le clinopyroxène, l'amphibole bleu-vert, la pistachite fibro-radiale.

Eclogites

Un affleurement sous les Pointes de Tsavolires (Val d'Hérens, CN 1307 Vissoie, 605.000/112.050) montre des éclogites très fraîches, sans traces de rétro-morphose. Cette roche massive bleu-vert clair est riche en omphacite et grenats magnésiens, accompagnés par le rutile, le quartz et de fins disthènes.

Métamorphisme

Au minimum deux paragenèses anciennes (éclogitique puis amphibolitique) ont été partiellement oblitérées par la paragenèse alpine de faciès schiste vert élevé dont les principaux marqueurs sont: albite, chlorite, phengite, biotite verte, épidote, actinote.

Le plagioclase, la biotite brune, la muscovite, le grenat et la hornblende témoignent d'une paragenèse amphibolitique (varisque ou plus ancienne?).

De rares reliques de clinopyroxène (omphacite) et de nom-

breux petits grenats entourés d'un fin mélange d'amphibole verte et de quartz (symplectite) témoignent d'un faciès éclogitique; ce dernier est mieux exprimé dans les amphibolites rubanées de la base de la Formation de l'Adlerflüe, qui surmontent l'Ensemble de l'Ergischhorn.

Protolithes

Les paragneiss sont une ancienne série détritique formée de pélites, de grès et de grauwackes.

Les amphibolites sont considérées comme des sills ou des intrusions basaltiques (de composition tholéitique à dacitique), décrites en détail par Stille & Tatsumoto (1985).

Un magmatisme acide probable est exprimé par les gneiss leucocrates et peut-être aussi par les gneiss à microcline microoillés.

Roches intrusives

Des corps de métagabbros décrits par Sartori (1990) montrent parfois une texture magmatique ophitique préservée. Le pyroxène est remplacé par une hornblende tschermakitique et le plagioclase par la saussurite (albite et épidote). On observe parfois plusieurs types de métagabbro dans un même affleurement, par exemple des métapyroxénites et des métaglaciogranites (Dalla Piazza & Dèzes 1992). Un filon de métagabbro pegmatitique, d'épaisseur métrique, intrudé dans un faciès métapyroxénitique (versant oriental du Turtmanntal, coordonnées 621.950/115.175/2700 m), est daté à 504 ± 2 Ma par U-Pb sur zircon, âge interprété comme celui de la cristallisation du filon (F. Bussy, comm. pers.).

Des filons de pegmatites à grands micas blancs et tourmalines dans une matrice à microcline, albite et quartz sont localement abondants.

Epaisseur

L'Ensemble de l'Ergischhorn peut atteindre environ 1000 m d'épaisseur, mais l'estimation de celle-ci est difficile.

Sommet

Une légère augmentation de la proportion de micas blancs dans les gneiss et une structure plus fine de ces derniers semble marquer la partie sommitale de l'Ensemble de l'Ergischhorn. La limite avec les amphibolites rubanées de la base de la Formation de l'Adlerflüe est tranchée.

Age

Si la corrélation avec une partie au moins du complexe du Berisal est avérée, certaines amphibolites pourraient représenter d'anciennes roches magmatiques mafiques ayant cristallisé il y a environ 1000 Ma (âges Sm-Nd sur roche totale, Zingg 1989, Stille & Tatsumoto 1985, voir aussi Thélin 1989). Les anciens sédiments de l'Ensemble de l'Ergischhorn seraient

alors d'âge protérozoïque, ce qui serait cohérent avec le fait que cet ensemble joue le rôle de socle pour les formations stratiformes qui le surmontent et dont l'âge est cambrien ou plus ancien.

Critères d'identification

Malgré une variabilité de détail, l'Ensemble de l'Ergischhorn est globalement homogène. Il se distingue par une grande masse de paragneiss verdâtres à rubans de quartz, avec des intercalations d'amphibolites d'épaisseur très variable, de quelques dizaines de centimètres à une centaine de mètres. En moyenne, les amphibolites représentent environ un quart du volume total des roches.

Variabilité

C'est surtout l'épaisseur qui varie latéralement d'est (très épais) en ouest (peu épais) pour des raisons tectoniques.

Bien que réparties de façon aléatoire dans les gneiss, les amphibolites semblent être plus abondantes vers le sommet de l'ensemble.

Extension

L'Ensemble de l'Ergischhorn est reconnu dans plusieurs positions structurales de la nappe de Siviez-Mischabel, depuis le col du Simplon à l'est jusqu'au Val d'Entremont à l'ouest, où il est très aminci. C'est dans la partie supérieure de la nappe qu'il est le plus reconnaissable et le mieux représenté.

Corrélations

Les Gneiss de Törbel (Thélin 1987), dans la zone de Stalden supérieure, sont aussi une grande masse de paragneiss, qui ont une certaine parenté avec l'Ensemble de l'Ergischhorn (Thélin et al. 1993). Bearth (1980) ne les distingue pas des gneiss de l'Ergischhorn.

Une partie au moins du complexe du Berisal (Bearth 1963; zone de Berisal, Burri et al. 1993) présente une similitude avec l'Ensemble de l'Ergischhorn (Thélin & Ayrton 1983).

Plus à l'est, dans les Grisons, il est possible que des équivalents de l'Ensemble de l'Ergischhorn se retrouvent dans les nappes du Tambo et de Suretta. Cependant, la lithostratigraphie du vieux socle de ces nappes n'est pas encore assez précise pour établir des corrélations.

Vers l'ouest, dans la région du Val d'Entremont et du col du Gd St-Bernard, l'Ensemble de la Chenalette et une partie de l'Ensemble de Bourg-St-Pierre (zone du Rutor; Burri 1983a, b) pourraient être corrélés à l'Ensemble de l'Ergischhorn.

Une restriction à ces corrélations est que les zones de Stalden supérieure, de Berisal et du Rutor contiennent des gneiss oillés, anciens granitoïdes ordoviciens, qui n'ont pas été reconnus jusqu'ici dans l'Ensemble de l'Ergischhorn.

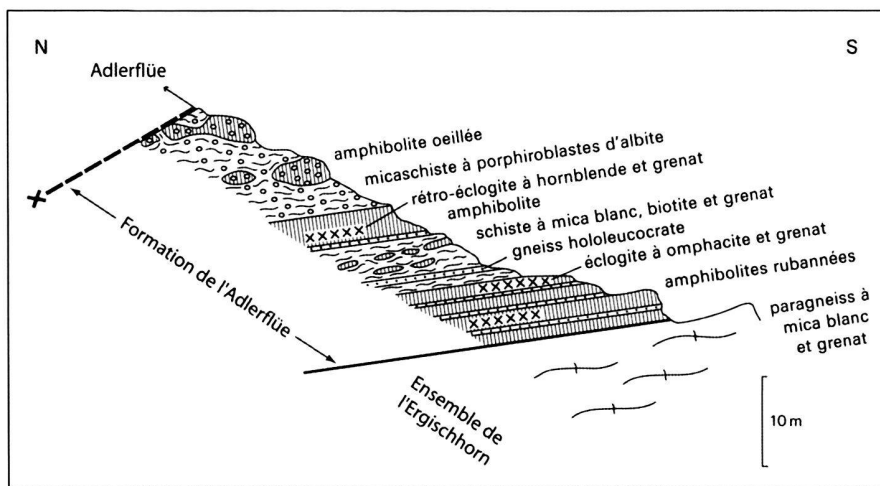


Fig. 6. Coupe-type de la Formation de l'Adlerflüe à la base de la tête rocheuse éponyme dans le Turtmanntal. D'après Sartori & Thélin (1987).

Plus au sud-ouest, les massifs de Vanoise méridionale (micaschistes de l'Arpont) et d'Ambin (Complexe de la Clarée) permettent des comparaisons et corrélations probables avec l'Ensemble de l'Ergischhorn ainsi qu'avec les formations sus-jacentes (Formations de Lirec et du Distulberg principalement).

Formation de l'Adlerflüe

Généralités

Ce niveau de micaschistes est homogène et forme des parois d'aspect plutôt gneissique à patine brun ocre très caractéristique. C'est un remarquable niveau stratigraphique marqueur au sein de la nappe de Siviez-Mischabel. Il peut atteindre 250 m d'épaisseur.

Historique

Auparavant inclus dans les «schistes de Casanna» non différenciés, les micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite contenus dans la Formation de l'Adlerflüe ont été cartographiés par Wegmann (1923) au sein des «ältere Casannaschiefer». Ils forment une partie de la série de La Garde et de la série de Mâche délimitées cartographiquement par cet auteur. Ces deux séries sont identiques et correspondent aux deux flancs d'un pli affectant le socle de la nappe de Siviez-Mischabel.

Les roches qui constituent les Formations de l'Adlerflüe et de Lirec ont été décrites par Sartori & Thélin (1987) qui les ont regroupées au sein de l'Ensemble de Barneuza. Les termes de «schistes oeilés albitiques de Barneuza» de «schistes oeilés à porphyroblastes d'albite» (SOPA) ainsi que d'«amphibolites rubanées» désignent chez ces auteurs les roches de la Formation de l'Adlerflüe.

Localité-type

C'est dans le toit de la nappe de Siviez-Mischabel que la Formation de l'Adlerflüe est le moins affectée par les déformations alpines et la rétro-morphose. La localité-type est située à l'extrémité du Turtmanntal, à la base de l'Adlerflüe (2913 m), tête rocheuse située à la confluence du Turtmannletscher et du Bruneggletscher. Les affleurements polis offrent une coupe exceptionnelle (fig. 6), mais le sommet de la formation est tronqué par une zone de cisaillement (Sartori 1990). Le contact avec la Formation de Lirec sus-jacente affleure 200 m plus à l'ouest, encore dans l'Adlerflüe, mais il est toujours très cisailé. Pour remédier à cette difficulté, le toit de la Formation de l'Adlerflüe est défini dans la localité-type de la Formation de Lirec située dans le Val d'Anniviers (fig. 7).

Coupe-type (fig. 6)

La lithostratigraphie et la pétrographie de la Formation de l'Adlerflüe sont décrites en détails par Sartori & Thélin (1987). La coupe-type débute près de la base du promontoire rocheux de l'Adlerflüe (620.090/111.355/2480 m) et se termine à la base d'un ressaut rocheux dolomitique caractéristique (620.200/111.000/2600 m, CN 1308 St-Niklaus).

Base de la Formation de l'Adlerflüe

La Formation de l'Adlerflüe repose sur les gneiss à rubans de quartz de l'Ensemble de l'Ergischhorn par l'intermédiaire d'un niveau d'amphibolites rubanées de 10 à 15 m d'épaisseur. Les amphibolites alternent avec des bandes décimétriques de gneiss leucocrates et de micaschistes argentés. Des reliques d'éclogites sont fréquemment préservées au sein des amphibolites. Le passage aux schistes oeilés albitiques sus-jacents est transitionnel par augmentation des niveaux de schistes argentés.

Corps de la Formation de l'Adlerflüe

La roche dominante est un micaschiste à porphyroblastes d'albite très caractéristique (pl. I–4). La roche est gris verdâtre à la cassure, brun ocre en patine. Les porphyroblastes syncinématiques d'albite atteignent 1 cm de diamètre et sont moulés par la phengite et la biotite, ce qui confère à la roche un aspect «gaufre». Les surfaces de schistosité mamelonnées ont des reflets argentés et des teintes bronze. Sous la loupe, une schistosité interne souvent oblique, parfois sigmoïde est visible dans les porphyroblastes d'albite. On y reconnaît de petits grenats alignés avec du quartz, de la phengite et de la biotite. De rares niveaux boudinés d'amphibolites contenant des paragenèses éclogitiques rétrotransformées sont intercalés au sein des micaschistes qui forment le corps de la formation.

Sommet de la Formation de l'Adlerflüe

Le sommet de la Formation de l'Adlerflüe est très homogène. Les micaschistes à porphyroblastes d'albite ne contiennent que quelques minces niveaux boudinés d'amphibolites à grenats. La Formation de Lirec repose sur ces micaschistes par l'intermédiaire d'un contact tranché et débute par un niveau de gneiss leucocrate à microcline, parfois ocellé, qui souligne ce contact.

Métamorphisme

Les micaschistes albitiques comportent une paragenèse entièrement alpine. Albite, biotite, phengite, grenat almandin et rutile témoignent de recristallisations en faciès schiste vert élevé. Il en va de même pour les amphibolites à ocelles d'albite dont la paragenèse comporte albite, hornblende, grenat, sphène. Certains boudins d'amphibolites comportant des reliques éclogitiques témoignent d'événements métamorphiques antérieurs. La paragenèse éclogitique est oblitérée par une paragenèse de faciès amphibolite puis par une paragenèse de faciès schiste vert élevé (Thélin et al. 1990). Les deux premiers événements métamorphiques sont considérés comme anté-alpins mais ne sont pas clairement datés.

Si la corrélation des micaschistes albitiques avec les métapelites du Mont-Mort, dans la zone du Rutor, est pertinente, leur paragenèse métamorphique anté-alpine aurait été constituée de plagioclase, muscovite, biotite, grenat ± staurolite, sillimanite et andalousite (Thélin 1992).

Protolithes

Les micaschistes à porphyroblastes d'albite forment un niveau remarquablement homogène. Leur protolithe est péritique, géochimiquement marqué comme sédiment détritique immature (Sartori & Thélin 1987).

Roches intrusives

L'homogénéité des schistes à porphyroblastes d'albite est rompue par des niveaux d'épaisseur décimétrique à métrique

d'amphibolites à ocelles d'albite vert foncé à noirs. La texture de ces amphibolites comprend, comme celle des schistes, des porphyroblastes d'albite à schistosité interne incluant de petits grenats. Il s'agit probablement de filons basaltiques, maintenant parallélisés avec la schistosité principale des micaschistes. Leur âge est inconnu, mais une parenté de ces filons avec quelques petits pointements de gabbros métamorphisés est possible.

Épaisseur

La grande variabilité d'épaisseur de la Formation de l'Adlerflüe dans la nappe de Siviez-Mischabel est due à des cisaillements alpins tardifs, plutôt qu'à une discordance stratigraphique comme Sartori & Thélin (1987) l'avaient proposé.

Âge

La Formation de l'Adlerflüe n'est pas datée directement. Un âge protérozoïque tardif à cambrien est vraisemblable selon des critères d'encadrement. D'une part, la Formation de Lirec, plus vieille que 500 Ma, lui fait suite en concordance. D'autre part, la Formation de l'Adlerflüe, de caractère stratiforme, repose sur un ensemble de gneiss et d'amphibolites dont la structure est nettement plus complexe et qui fait figure de socle ancien, probablement protérozoïque.

Critères d'identification

La blastèse d'albite syn- ou postcinématique est très répandue dans les unités qui ont été déformées dans les conditions du faciès schiste vert, c'est pourquoi l'existence de porphyroblastes albitiques centimétriques n'est pas diagnostique, en soi, de la Formation de l'Adlerflüe. Cette dernière forme un niveau épais, d'extension stratiforme, de micaschistes à biotite et phengite dans lesquels les porphyroblastes sont syncinématiques et comportent toujours une schistosité interne à grenats, quartz, phengite et biotite inframillimétriques. La présence d'amphibolites de texture également ocellée et comportant les mêmes inclusions syncinématiques complète ce critère d'identification.

Les déformations postcinématiques peuvent oblitérer partiellement ou complètement la texture caractéristique des micaschistes à porphyroblastes d'albite. En lame mince, des reliques de ces porphyroblastes à inclusions de grenats permettent parfois de les identifier.

Variabilité

La formation est homogène latéralement.

Extension

La Formation de l'Adlerflüe est reconnue dans plusieurs positions structurales au sein de la nappe de Siviez-Mischabel dans les Alpes pennines du Valais, depuis le Mattertal à l'est (Sarto-

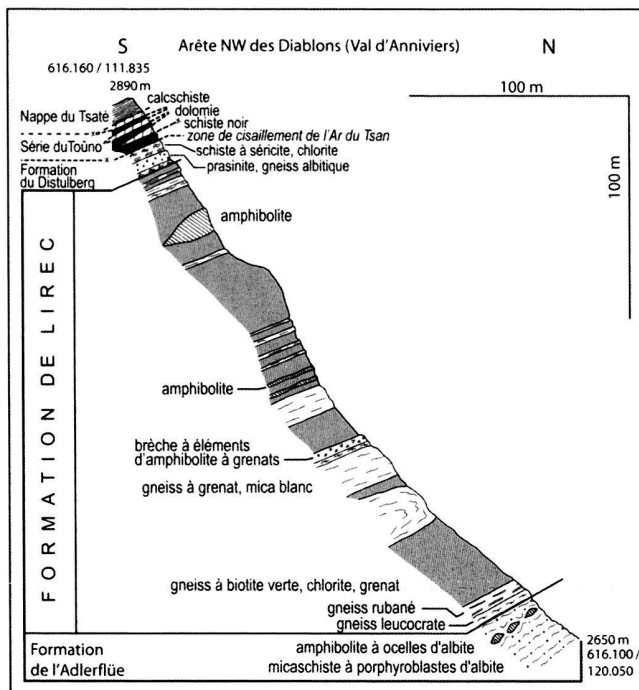


Fig. 7. Coupe-type de la Formation de Lirec dans le versant nord des Diablons, Val d'Anniviers. Cette coupe sert également de référence pour le sommet de la Formation de l'Adlerflüe.

ri 1990), jusqu'à la Vallée d'Aoste au sud-ouest (Gouffon & Burri 1997). Dans le Mattertal, elle a été reconnue comme un des composants de l'«Ensemble de Bielen» (Thélin 1987).

Corrélations

La zone du Rutor est moins affectée par le métamorphisme alpin que la nappe de Siviez-Mischabel. Les micaschistes de l'Ensemble du Mont Mort (Burri 1983a, b, Thélin 1992, Giorgis et al. 1999) montrent une riche association minérale de faciès amphibolite anté-alpin. Il s'agit d'une épaisse série de métapélites reposant sur des amphibolites rubanées (Ensemble de Bourg-St-Pierre pro parte), comme celles de la base de la Formation de l'Adlerflüe, et comportant à son toit des «gneiss amphibolitiques» (Burri 1983a, b) très semblables à la Formation de Lirec. Si cette corrélation est pertinente, la «fenêtre métamorphique» de l'Ensemble du Mont-Mort permettrait d'observer, à défaut de protolithe, au moins l'état anté-alpin des roches de la Formation de l'Adlerflüe.

Le socle de la nappe de Siviez-Mischabel est interrompu à l'est et au sud-ouest des Alpes valaisannes par des accidents tectoniques. Des socles équivalents réapparaissent toutefois au sud de la Vallée d'Aoste et à l'est du dôme simplon-tessinois. Aucun niveau strictement analogue à la Formation de l'Adlerflüe n'a pour l'instant été individualisé dans d'autres unités tectoniques alpines. Il faut néanmoins souligner que l'aspect pé-

trographique particulier des micaschistes à porphyroblastes d'albite est la somme de plusieurs facteurs. Le premier est le chimisme des métapélites qui en sont le protolithe, le deuxième une hypothétique paragenèse métamorphique de faciès amphibolite anté-alpin et le troisième une recrystallisation absolument complète en faciès schiste vert élevé à l'alpin. Les mêmes sédiments soumis à une autre évolution tectono-métamorphique auraient nécessairement acquis des caractéristiques différentes qui rendraient les corrélations difficiles.

Formation de Lirec

Généralités

La Formation de Lirec constitue, avec celle de l'Adlerflüe, l'un des deux meilleurs niveaux marqueurs du socle de la nappe de Siviez-Mischabel. Elle forme des parois raides de couleur vert sombre. Ce ne sont pourtant pas les amphibolites qui dominent au sein de cette unité, mais des gneiss et des schistes riches en chlorite offrant une assez grande variabilité latérale. La pétrographie de ces roches témoigne d'une histoire métamorphique polycyclique, le métamorphisme alpin ayant été superposé à un métamorphisme de plus haut degré d'âge inconnu. Par son intensité très variable, la déformation alpine a donné aux roches de la Formation de Lirec des aspects différents selon leur position tectonique.

Historique

Auparavant inclus dans les «schistes de Casanna» non différenciés, les roches contenues dans la Formation de Lirec ont été individualisées par Wegmann (1923). Elles représentent la plus grande partie des séries de La Garde et de Mâche au sein des «ältere Casannaschiefer». Ces deux séries comprennent également des roches appartenant aux Formations de l'Adlerflüe et du Distulberg et correspondent aux deux flancs d'un pli affectant le socle de la nappe de Siviez-Mischabel.

La première individualisation stricte des roches de la Formation de Lirec a été proposée par Sartori & Thélin (1987) pour le secteur Val d'Anniviers – Turtmanntal. Les terrains de la formation y sont désignés par le terme «Complexe rubané» et regroupés avec d'autres unités au sein de «l'Ensemble de Barneuza». Le Complexe rubané (i.e. la Formation de Lirec) a été cartographié depuis lors dans toute la nappe de Siviez-Mischabel, et ceci dans plusieurs positions structurales.

Localité-type

C'est dans le toit de la nappe de Siviez-Mischabel que la Formation de Lirec est le moins affectée par les déformations alpines et la rétro-morphose. La localité-type est située en rive droite du Val d'Anniviers, dans la région de Zinal, au pied du massif des Diablons. La Formation de Lirec forme une paroi dominant l'alpage de Barneuza.

L'Ensemble de l'Ergischhorn, la Formation de l'Adlerflüe et la Formation de Lirec reposent ici en série normale et leur

géométrie n'est affectée que par des perturbations tectoniques mineures (plis décamétriques, failles).

Coupe-type

La coupe-type se développe dans la partie occidentale du versant nord des Diablons, dans une paroi inclinée à 50° parcourue par des couloirs. L'un de ces couloirs fait l'objet de la description de détail (fig. 7), entre le point 616.000/112.050/2650 m à sa base et le point 616.160/111.835/2890 m (CN 1307 Vissoie) sur le fil de l'arête. La Formation de Lirec présente ici une épaisseur de 250 m.

Base de la Formation de Lirec

La Formation de Lirec repose par un contact franc sur les micaschistes à porphyroblastes d'albite de la Formation de l'Adlerflüe ne contenant que quelques minces niveaux boudinés d'amphibolites à grenats.

Le premier niveau de la Formation de Lirec est un gneiss leucocrate d'une épaisseur de 3 m. Il contient quartz, albite, microcline et mica blanc. La patine ocre de la roche est due à des carbonates riches en fer. Des niveaux équivalents, mais d'épaisseur généralement plus faible, apparaissent plusieurs fois au sein de la formation. À certains endroits, ces niveaux de gneiss leucocrate présentent une texture ocellée.

Des gneiss rubanés riches en albite font suite au gneiss leucocrate. Les rubans décimétriques blancs et vert clair (albite, épidote, chlorite) trahissent une alternance compositionnelle.

Corps de la Formation de Lirec

La plus grande partie de la Formation de Lirec est constituée de gneiss et de schistes à biotite verte, chlorite et grenat, d'un vert bouteille sombre. La roche prend parfois un aspect rubané par l'intercalation de niveaux blancs albitiques centimétriques (pl. I-5).

Des gneiss clairs, verdâtres, légèrement micacés, forment des niveaux métriques à décimétriques intercalés dans la masse des gneiss à biotite verte, chlorite et grenat. Ils sont souvent constellés de grenats millimétriques qui accompagnent le quartz, l'albite, le mica blanc et la chlorite.

Les niveaux d'amphibolite vert sombre à noire et de gneiss à hornblende sont plus fréquents dans la moitié supérieure de la formation. Ils ne se distinguent que difficilement à la patine des gneiss à biotite verte, chlorite et grenat qui les contiennent. Ils forment des niveaux continus décimétriques à métriques, ou des boudins dont l'épaisseur peut être décamétrique. Ils contiennent de la hornblende, de l'actinote, de l'albite, de la chlorite, de l'épidote, du grenat et de l'ilménite.

Sommet de la Formation de Lirec et base de la Formation du Distulberg

Les gneiss à biotite verte, chlorite et grenat dominent dans la partie supérieure de la formation. Ils sont surmontés de façon

tranchée par les roches d'aspect métasédimentaire de la Formation du Distulberg. Cette dernière comprend d'abord des micaschistes à ankérite dont les surfaces de schistosité sont noircies par des pigments charbonneux contenus dans les micas blancs, puis une alternance de schistes quartzeux et albitiques avec des niveaux d'ovardites.

Métamorphisme

Au minimum trois paragenèses métamorphiques successives ont complètement oblitéré les protolithes de la formation. De la première subsistent, tous types pétrographiques confondus, de la biotite, des grenats hélicitiques, des micas blancs et de la hornblende. La seconde comprend principalement de l'albite, de la biotite verte, de petits grenats, du mica blanc et de la hornblende. La chlorite, l'albite et l'actinote appartiennent à la dernière paragenèse.

Les deux dernières paragenèses ont une signature alpine certaine et sont associées aux déformations pénétratives progrades et rétrogrades. La paragenèse la plus ancienne a été considérée comme anté-alpine par Sartori & Thélin (1987), mais sans preuve radiométrique.

Protolithes

Le terme de complexe rubané qui a été utilisé pour désigner la Formation de Lirec traduit bien l'ambiance d'alternance de gneiss felsiques et mafiques. Les rares données géochimiques confirment cette interprétation (Schäfer 1994), mais restent indicatives au vu des transformations métamorphiques et tectoniques subies par ces roches.

La nature des protolithes des schistes et gneiss à biotite verte, chlorite et grenat et des gneiss à hornblende n'est pas connue. Il n'est pas impossible que le litage compositionnel ait été acquis partiellement ou totalement par différenciation tectono-métamorphique de roches de composition intermédiaire. L'ambiance volcanique est néanmoins palpable. Les amphibolites pourraient dériver de basaltes et les gneiss clairs albitiques de rhyolites.

Roches intrusives

Dans la coupe-type, les roches intrusives peuvent éventuellement être représentées par les gneiss leucocrates à microcline, qui pourraient dériver de sills et de filons granitiques, ainsi que par les minces niveaux d'amphibolites, qui pourraient représenter des filons de dolérite. Mais tous les contacts sont parallèles et une origine volcanique n'est pas exclue pour ces termes lithologiques.

Ailleurs dans la Formation de Lirec, de nombreux corps ignés sont identifiables et cartographiables:

Métagranite: Dans la Crête de Thyon (Val de Nendaz) et le versant nord du Mont Rognieux (Val de Bagnes), deux intrusions métagranitiques très similaires, d'extension kilométrique, ont été reconnues (pl. I-1; Wegmann 1923, Burri 1983a, b). Le

protolithe du métagranite du Rogneux est un granite alcalin de type A daté à $500 \pm 3-4$ Ma par U-Pb sur zircon (Bussy et al. 1996a).

Métagranophyre de Thyon: Un corps de métagranophyre (pl. I-2) accompagne le métagranite dans la Crête de Thyon et présente une extension d'environ 7 km. Ce granophyre n'a pas été daté, mais il peut être comparé au granophyre alcalin du Mont Pourri, daté à 507 ± 9 Ma (Guillot et al. 1991).

Métagabbros: De nombreux petits pointements de gabbros métamorphisés sont reconnaissables au sein de la Formation de Lirec. Leur extension ne dépasse jamais quelques centaines de mètres et leurs contacts avec les gneiss de la formation sont toujours mylonitisés et difficilement cartographiables. Leur âge est inconnu, mais ces métagabbros pourraient être corrélés avec les filons intrusifs dans l'Ensemble de l'Ergischhorn, daté à 504 ± 2 Ma (p. 373) qui leur sont très proches (Dalla Pizza & Dèzes 1992).

Critères d'identification

La Formation de Lirec forme une assise stratiforme de type «roches vertes», mais dans laquelle les amphibolites représentent un volume subordonné. Ce sont les gneiss à biotite verte, chlorite et grenat, dont les surfaces de schistosité sont tapissées de chlorite, qui en constitue le terme le plus fréquent. Les gneiss rubanés, dans lesquels les gneiss verts alternent avec des niveaux décimétriques de gneiss clairs albitiques, constituent le terme lithologique le plus remarquable de la formation.

Variabilité

La formation garde son aspect latéralement. La répartition des différentes roches-types au sein de différents profils varie par contre de manière marquée, ce qui traduit probablement son origine volcanique.

Age

La Formation de Lirec n'est datée que par recoupement. Elle est intrudée par le métagranite du Mont Rogneux ($500 \pm 3-4$ Ma, Bussy et al. 1996a). Elle est donc antérieure à la limite Cambrien/Ordovicien. Un âge cambrien est retenu en postulant un lien génétique plausible entre encaissant lité (volcanites) et intrusifs (métagranite, métagranophyre, éventuellement métagabbro).

Extension

La Formation de Lirec est reconnue dans plusieurs positions structurales de la nappe de Siviez-Mischabel dans les Alpes pennines du Valais, depuis le Mattertal à l'est (Sartori 1990) jusqu'au Val d'Entremont à l'ouest (Gouffon & Burri 1997).

Corrélations

Dans la zone du Rutor, dans laquelle le métamorphisme alpin est moins prononcé, un niveau d'une centaine de mètres d'épaisseur d'un «gneiss rubané verdâtre, amphibolitique, dans lequel de véritables amphibolites sont exceptionnelles» surmonte les métapélites de l'Ensemble du Mont-Mort (Burri 1983a, b). Une corrélation avec la Formation de Lirec semble possible sur la base de ces analogies pétrographiques et lithostratigraphiques, mais elle reste à démontrer.

Le socle de la nappe de Siviez-Mischabel est interrompu à l'est et au sud-ouest des Alpes valaisannes par des accidents tectoniques. Des socles équivalents réapparaissent toutefois au sud de la Vallée d'Aoste et à l'est du dôme simplon-tessinois.

Dans le massif de Vanoise septentrionale (Mont Pourri, Bellecôte), des roches comparables à celles de la Formation de Lirec ont été décrites sous le terme de «roches volcaniques bimodales» (Guillot et al. 1993). Ces assises occupent la même position au sein du socle anté-triasique que la Formation de Lirec (i.e. entre socle polycyclique et «schistes noirs») et sont intrudées par le métagranophyre du Mont Pourri (507 ± 9 Ma, Guillot et al. 1991) d'âge identique aux métagranites du Rogneux et de Thyon. La corrélation entre ces unités est donc très plausible.

Le prolongement logique vers l'est du socle de la nappe de Siviez-Mischabel est à chercher dans les nappes du Tambo et de Suretta dans les Grisons. Pour l'instant ces socles n'ont pas fait l'objet de subdivisions lithostratigraphiques suffisamment détaillées pour pouvoir déceler ou exclure des corrélations avec la Formation de Lirec.

Formation du Distulberg

Généralités

Le trait le plus caractéristique de la Formation du Distulberg, qui surmonte les gneiss verts de la Formation de Lirec, est sa patine brun rouille. La variabilité lithologique relativement grande dont elle fait l'objet empêche de la désigner par un terme pétrographique univoque. Tous les intermédiaires entre gneiss albitiques micacés et micaschistes graphiteux, ovardites et prasinites y sont représentés. Les roches de cette formation sont associées à un relief plutôt mou surmontant les parois raides de la Formation de Lirec.

Historique

Les gneiss, micaschistes et ovardites de la Formation du Distulberg ont déjà été partiellement délimités cartographiquement par Argand (1908) dans les vallées de Turtmann et de St. Niklaus, sous le terme «Schistes noirs graphiteux avec roches vertes d'habitus prasinitique (p.p. Carbon.)». Ces roches ont été incluses par Wegmann (1923) dans la série de La Garde («ältere Casannaschiefer») pour ce qui concerne le Val d'Hérens.

Bearth a cartographié ces terrains sous les termes «Schwarze Quarzphyllite mit Graphitlinsen, übergehend in dunkle Quarzite, – mit Lagen und Linsen von Prasinit und Magnetit-führendem Chloritschiefer (Karbon)» (1964) et «Quarz-Phengitschiefer ($\pm$ Karbonat), Konglomerate (Perm)» et «Graphitische Schiefer (? Karbon)» (1978).

La Formation du Distulberg a été définie formellement par Sartori (1990) dans le Matternal. Elle repose à cet endroit sur la Formation de Lirec et elle est surmontée par les quartzites de la Formation du Bruneggjoch. Le contact entre les Formations du Distulberg et du Bruneggjoch était supposé stratigraphique. L'achèvement des levés cartographiques détaillés entre Val d'Anniviers et Val d'Hérens a depuis lors permis de démontrer que ce contact est de nature tectonique et que la zone de cisaillement d'âge tertiaire qui les sépare (z.c. de l'Ar du Tsan, fig. 2) est responsable des discordances cartographiques à grande échelle attribuées jusque-là à d'hypothétiques phases tectoniques anté-alpines.

Localité-type

C'est dans le toit de la nappe de Siviez-Mischabel que la Formation du Distulberg est le moins affectée par les déformations alpines et les rétro-morphoses tardi-alpines. Son sommet est néanmoins toujours tronqué par une zone de cisaillement (z.c. de l'Ar du Tsan, fig. 2), qui s'étend sur une distance de plusieurs dizaines de kilomètres et met sa partie basale directement en contact avec des lambeaux de la couverture mésozoïque (Série du Toûno) et avec la nappe du Tsaté. Le secteur fournissant les coupes les plus complètes est situé en rive gauche du Matternal, dans les parois rocheuses des versants est du Weisshorn, du Bruneggjoch, du Schöllhorn et des Barrhörner. La localité-type est le Distulberg, petite tête rocheuse terminant le Distulgrat.

Coupe-type

La coupe lithostratigraphique et pétrographique la plus complète et la plus accessible au sein de la Formation du Distulberg peut être levée dans les parois est du Schöllhorn (fig. 8), à proximité de l'arête NE, entre les points 623.440/109.900/3100 m et 623.350/109.880/3300 m (CN 1328 Randa). La formation affleure bien dans une pente à environ 40°, mais son sommet est tronqué tectoniquement. Le sommet de la formation n'est observable que dans la nappe du Mont Fort. Il est décrit avec la Formation du Métailler.

Base de la Formation du Distulberg

La Formation du Distulberg repose sur les gneiss à biotite verte, chlorite et grenat de manière tranchée. Ce contact est décrit dans la coupe-type de la Formation de Lirec (p. 377).

La base de la formation est dominée par des micaschistes quartzo-albitiques $\pm$ graphiteux et ankéritiques. Leur patine est brun rouille (pl. I-6) et les surfaces de schistosité sont noir-

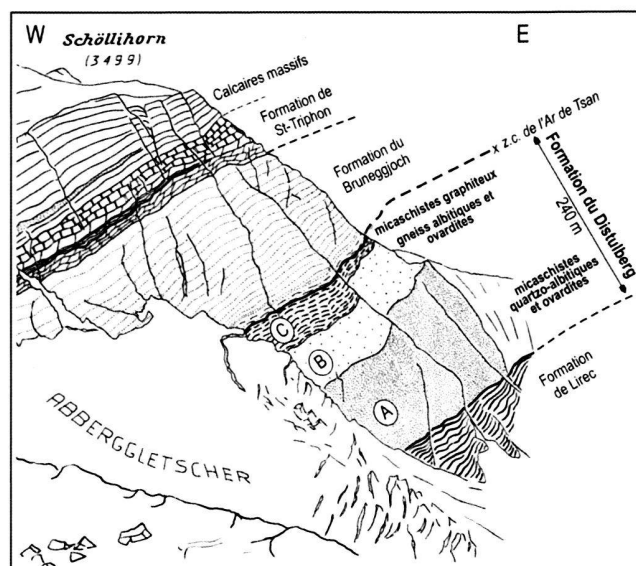


Fig. 8. Coupe-type de la Formation du Distulberg dans le versant est du Schöllhorn (Sartori 1990).

cies par les pigments charbonneux en inclusion dans les micas blancs. Ces micaschistes contiennent des niveaux concordants d'ovardites vert foncé aux limites parfois diffuses. Des niveaux blancs d'épaisseur décimétrique (métarhyolites?) sont plus rares. L'épaisseur de ces micaschistes dépasse 150 m dans cette coupe.

Corps de la Formation du Distulberg

La partie médiane de la formation est marquée par des niveaux verdâtres plus massifs, d'une épaisseur d'environ 50 m, dans lesquels dominent des ovardites et des gneiss à porphyroblastes d'albite. Des prasinites à actinote contenant parfois des reliques de crossite y sont également intercalées, mais sont moins fréquentes que les ovardites.

La partie la plus élevée de la Formation du Distulberg visible dans cette coupe contient des micaschistes à patine brun rouille et un horizon noir très graphiteux («Graphitische Schiefer», Bearth 1978). Ce niveau repère qui atteint jusqu'à 40 m d'épaisseur peut être suivi de façon continue du versant est du Barrhorn à celui du Mettelhorn. Le fait qu'il soit directement surmonté par un contact tectonique fait penser que son aspect nettement plus schisteux est, au moins partiellement, dû aux déformations dans la zone de cisaillement qui accompagne ce contact.

Sommet de la Formation du Distulberg

Dans cette coupe, comme partout au toit de la nappe de Siviez-Mischabel, la Formation du Distulberg est tronquée par un contact tectonique. Au sein de cette nappe, un contact pré-

sumé stratigraphique existe entre la Formation du Distulberg et la Formation du Métailler en rive gauche du Val d'Héremence, dans les pentes dominant Praz-Jean. L'accès et les conditions d'affleurement sont cependant si difficiles que ce contact n'a pas encore pu y être décrit en détail. Ce même contact entre la Formation du Distulberg et la Formation du Métailler peut par contre être observé dans la partie méridionale de la nappe du Mont Fort (p. 19).

Métamorphisme

Les paragenèses présentes dans les différentes roches de la formation semblent résulter entièrement des processus métamorphiques alpins. L'association minérale principale est de faciès schiste vert et comprend quartz, mica blanc, albite et souvent graphite pour les micaschistes, albite, quartz, mica blanc et chlorite pour les gneiss et schistes albitiques, albite, chlorite, carbonate et parfois amphiboles ou mica blanc pour les roches vertes. Des reliques d'amphiboles bleues témoignent d'une première phase de recristallisation alpine en faciès schiste bleu ou schiste vert à pression élevée.

Protolithes

A défaut de certitudes, les analyses géochimiques de ces roches (Schafer 1994) permettent de donner une identité probable à leurs protolithes. Les micaschistes, souvent graphiteux, ont un chimisme de pélites. Les gneiss et schistes albitiques à chlorite correspondent à la composition de grauwackes alors que les ovardites montrent des compositions basaltiques à andésitiques. Le contenu lithologique et les signatures géochimiques des termes de la formation suggèrent un environnement d'arc volcanique.

Roches intrusives

Des niveaux d'épaisseur métrique de gneiss leucocrates peuvent être souvent observés au sein de cette formation. Leur déformation est souvent grande et ne permet pas toujours de trancher sur la nature intrusive ou volcanique du protolithe. Leur composition est rhyolitique à dacitique. Des gneiss ocellés hololeucocrates sont parfois suffisamment bien préservés pour démontrer leur nature intrusive et dérivent de métagranites alcalins montrant des affinités géochimiques et de typologie du zircon avec le métagranite du Rognieux (p. 377 Caruzzo 1997). Ils sont recoupés par des filons aplitiques et contiennent encore des feldspaths potassiques à côté du quartz, de l'albite, du mica blanc et de la biotite. Ces métagranites ne sont pas datés.

Des pointements de métagabbros, souvent très déformés, ont également été observés au sein de la Formation du Distulberg. Ces gabbros ont les mêmes caractéristiques que ceux qui intrudent les formations sous-jacentes. Si leur parenté avec ceux de l'Ensemble de l'Ergischhorn est avérée, ils dateraient de 500 Ma environ (p. 373).

Épaisseur

La partie préservée de la Formation du Distulberg atteint une épaisseur d'environ 300 m dans la face est du Brunegghorn où elle est probablement dédoublée structuralement, de 150 à 200 m dans les autres affleurements du Mattertal.

Age

La Formation du Distulberg n'est pas datée. Un âge carbonifère avait été attribué hypothétiquement aux roches qui la composent dès le début du 20^{ème} siècle (Argand 1908) en raison de leur teneur en graphite. Si la corrélation de la Formation du Distulberg avec les schistes noirs de Vanoise et de la «zona interna» de la Vallée d'Aoste est pertinente, un âge hypothétique cambrien terminal est plus probable puisque le «métagranophyre du Val de Rhêmes» (511 ± 9 Ma, Bertrand et al. 2000a) est considéré comme intrusif dans cette série (unité de Leverogne, Malusà et al. 2005). Un âge minimum est en tout cas donné par l'âge de la métadiorite de Cogne, à 356 ± 3 Ma (Bertrand et al. 2000b), qui est, elle, clairement intrusive dans les schistes noirs de la Vallée d'Aoste (unité du Gran Nomenon, Malusà et al. 2005).

Critères d'identification

Le terme lithologique le plus typique de la Formation du Distulberg est un micaschiste à patine brun rouille, à cassure sombre, montrant sur les surfaces de schistosité des micas blancs à inclusions graphiteuses. Les plans de schistosité sont espacés de quelques millimètres et encadrent des microlithons dans lesquels des micas également chargés de graphite soulignent une schistosité sigmoïde. L'association de ces micaschistes avec des ovardites et des gneiss albitiques est parlante, mais ces types de roches sont également présents dans la Formation du Métailler. On est tenté d'établir un lien de parenté entre ces deux formations, celle du Distulberg dans laquelle métapélites et métagrauwackes alternent et celle du Métailler dans laquelle ces dernières sont prédominantes.

Variabilité

La formation est hétérogène verticalement et probablement latéralement. Le fait qu'une zone de cisaillement tronque systématiquement son sommet dans la nappe de Siviez-Mischabel en induisant beaucoup de déformations et de replis empêche de juger clairement de cette variabilité latérale.

Extension

La Formation du Distulberg est définie cartographiquement dans la partie supérieure de la nappe de Siviez-Mischabel, de la région du Mattertal à l'est au Val d'Hérens à l'ouest.

En rive droite du Val d'Hérens, l'unité de Trogne (Caruzzo 1997), qui occupe le flanc nord d'un pli qui affecte toutes les

formations du socle de la nappe de Siviez-Mischabel, peut être corrélée aisément avec la Formation du Distulberg. Cette unité surmonte la Formation de Lirec et est surmontée elle-même par la Formation du Métailler.

La Formation du Distulberg a été reconnue au sein de la nappe du Mont Fort et constituerait l'unité la plus ancienne de cette unité tectonique. Les micaschistes à patine brun rouille et les schistes noirs graphiteux affleurent principalement dans la Vallée d'Aoste où ils ont été désignés et cartographiés sous le terme d'«unité du Mont Fallère» (Gouffon 1991). Leur corrélation avec la Formation du Distulberg est établie, tant par le contenu lithologique que par la position stratigraphique. Cette région offre le meilleur profil lithostratigraphique du sommet de la Formation du Distulberg et de la base de la Formation du Métailler. Elle sert de «coupe-type» pour le sommet de la Formation du Distulberg.

Corrélations

L'analogie entre la Formation du Distulberg et les «schistes noirs» de Vanoise est frappante. Dans la Série du Mont Pourri par exemple (Guillot et al. 1993), ces micaschistes graphiteux comportent des sills mafiques et reposent sur des tufs rubanés mafiques et felsiques très semblables aux gneiss rubanés de la Formation de Lirec. Des granophyres datés à 507 ± 9 Ma (Guillot et al. 1991) intrudent les tufs rubanés qui servent de soubassement aux schistes noirs (Beucler et al. 2000), comme c'est le cas dans la nappe de Siviez-Mischabel. En rive droite de la Vallée d'Aoste, la Formation du Distulberg est corrélable avec une partie des roches de la «zona interna», dans l'unité de Leverogne et dans l'unité du Gran Nomenon (Malusà et al. 2005).

Formation du Métailler

Généralités

Cette formation dominée par des roches albitiques gris verdâtre à vert sombre forme surtout une grande partie du socle anté-triasique de la nappe du Mont Fort, qui s'étend sur 45 km entre le Val d'Hérémence et la Vallée d'Aoste. Cette unité lithostratigraphique ne possédant pas de niveaux repères, il est très difficile d'en interpréter la structure interne et donc de déduire si son épaisseur apparente maximale de 4–5 km est originelle ou due à des replis. Tous ses minéraux étant issus de recristallisations alpines, sauf quelques reliques magmatiques, il n'a pas encore été possible de déterminer précisément l'âge de cette formation magmatico-sédimentaire.

Historique

Les schistes cristallins du massif du Métailler ont été inclus dans les «schistes de Casanna» par Gerlach (1871), puis dans les «schistes de Casanna inférieurs» («ältere Casannaschiefer»)

par Wegmann (1923). Les particularités des roches de la «zone du Métailler» ont été reconnues par Oulianoff en 1954, puis décrites en détail et rassemblées dans la «série du Métailler» par Schaer (1959a), qui soupçonne le caractère uniquement alpin de leur métamorphisme. Celui-ci est confirmé par Bearth en 1963. Tout en leur donnant le nom d'«unité du Métailler», Gouffon (1991) en décrit la lithologie dans la Vallée d'Aoste et tente des corrélations avec d'autres unités semblables des Alpes occidentales.

Région-type

La région des massifs du Métailler et du Mont Fort, entre Val d'Hérémence et Val de Bagnes, est représentative de cette formation. C'est là, au front septentrional de la nappe du Mont Fort, que la Formation du Métailler est le moins déformée, et que ses roches présentent les faciès les plus typiques. Par contre, il est difficile de définir une localité et une coupe représentatives de cette unité, car:

- les terrains de la formation ne présentent pas de véritable continuité stratigraphique,
- les différents types lithologiques ne sont pas concentrés en un lieu restreint,
- le lieu où la base et le sommet peuvent être décrits dans une même coupe est également le lieu où la déformation est la plus forte (Vallée d'Aoste).

Localité-type

Situation

Le Métailler culmine à 3212,9 m d'altitude au sommet du versant occidental du Val d'Hérémence, presque à mi-distance entre les barrages de la Dixence et de Cleuson (environ 594.000/106.000; feuille CN 1326 Rosablanche). La plupart des faciès lithologiques de la formation peuvent être observés dans les vallons creusant les flancs de ce sommet, dans un rayon de moins de 2 km alentours.

Cette formation ne présente pas de caractères stratigraphiques évidents. Une coupe-type n'aurait pas de sens vu l'absence de niveaux repères et la grande variabilité latérale de la lithologie. Deux profils ont cependant été décrits par Schaer (1959a) dans cette unité, l'un exactement à la localité-type et l'autre 6 km plus à l'ouest, dans les hauts de Verbier.

Base de la Formation du Métailler

Le passage des schistes et gneiss albitiques sombres à patine brun rouille de la Formation du Distulberg à ceux, verdâtres, de la Formation du Métailler n'est observable que dans la partie méridionale de la nappe du Mont Fort, géographiquement à l'est (fenêtre de Boussine) et au sud du Grand Combin. Ce passage est net lorsqu'il est souligné par un banc de roche particulière (quartzite sur 2 km au nord du Mont Vélan, Burri et al. 1998; prasinite sur 3,5 km au sud du Mont Vélan, Gouffon

1991). Il est par contre plus diffus quand les schistes et gneiss chlorito-albitiques de chacune des deux formations se trouvent en contact; on observe alors parfois une zone de transition, pouvant atteindre une centaine de mètres d'épaisseur, qui présente des caractères intermédiaires entre les deux types lithologiques (p.ex. à l'est et à l'ouest du Mont Fallère, coord. CH 579.300/69.300 et 583.000/69.800, Gouffon 1991).

Sommet de la Formation du Métailler

La Formation du Métailler est surmontée par les quartzschistes, conglomérats et métavolcanites de la Formation du Col de Chassoure. Au Col de Chassoure, le contact est net et franc, car des roches bien typées de chacune des deux unités se trouvent de part et d'autre. Dans d'autres cas, comme à la Pointe de la Rosette au nord du Métailler, une zone de transition, pouvant atteindre 400 m d'épaisseur, est constituée d'un fond de schistes quartzo-albitiques intermédiaires entre les quartzschistes de la Formation du Col de Chassoure et les schistes et gneiss albitiques de la Formation du Métailler. Dans ces schistes s'intercalent aussi bien des bancs d'ovardites plutôt représentatifs de la Formation du Métailler que des conglomérats typiques de l'unité sus-jacente. Sans autre critère, nous plaçons la limite à la base du premier banc de conglomérat.

Le contact entre la Formation du Col de Chassoure et de celle du Métailler pourrait être considéré comme stratigraphique au front septentrional de la nappe du Mont Fort, entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes ainsi qu'au sud du Val d'Entremont et dans la Vallée d'Aoste (Thélin et al. 1994). Entre le Val de Bagne et le Val d'Entremont, ce contact est plus clairement tectonique.

Description pétrographique

Le fond de la Formation du Métailler est fait de gneiss et schistes chlorito-albitiques. Dans ce fond apparaissent des types de roches très variés: prasinites et ovardites, métagabbros, métapillow-lavas, micaschistes parfois riches en chloritoïde, gneiss leucocrates albitiques, quartzites. Les roches mafiques peuvent former des masses épaisses mais avec une extension latérale limitée. Les roches les plus acides, claires, sont plutôt en bancs d'épaisseur métrique mais se suivent parfois sur plusieurs kilomètres.

La lithologie a été décrite en détail notamment par Schaer (1959a), Gouffon (1991), Gouffon & Burri (1997), Burri et al. (1999) et bien résumée par Thélin et al. (1993).

Gneiss et schistes chlorito-albitiques

Des gneiss gris verdâtre compacts et homogènes, à surfaces de schistosité légèrement argentées et bleutées, constituent la majeure partie de la Formation du Métailler (pl. I-7). L'albite porphyroblastique forme de petits points blancs millimétriques arrondis. Les surfaces altérées, d'une teinte brun clair à bronze, présentent parfois de petites caries dues à des carbonates

dissous. Ces gneiss sont parcourus de veines ou veinules de quartz blanc laiteux, discontinues voire boudinées. Ils contiennent en outre quartz, mica blanc et chlorite, accompagnés d'amphibole bleue (crossite), de chloritoïde, ou de petits grenats roses. Avec une teneur en phyllosilicates ou un degré de déformation relativement élevé, ces roches à composition de métagrauwackes prennent un aspect plus schisteux.

Micaschistes

Des roches riches en mica blanc, très schisteuses, forment des bandes de quelques décimètres à 100–200 m d'épaisseur au sein des gneiss chlorito-albitiques. Chloritoïde et grenats peuvent s'y rencontrer, de même que de fines particules de matière «charbonneuse». Ces micaschistes forment aussi une masse importante en bordure externe de la Formation du Métailler, dans la région de Sery (587.000/97.000, Burri et al. 1998).

Schistes gris bleuté carbonatés

Quelques larges bandes se démarquent des gneiss chlorito-albitiques par une teinte grise plus sombre et une patine plus rouille. Ces roches ressemblent beaucoup à certains schistes gris de la Formation du Distulberg, mais sont beaucoup plus riches en carbonates. Ces schistes ont été reconnus et décrits sur la feuille Chanrion – Mont Vélan (Burri et al. 1998, 1999).

Prasinites, ovardites

Les faciès les plus fréquents après les gneiss chlorito-albitiques sont des roches vert sombre, généralement à mouchetures blanches d'albite, souvent très compactes. Leur paragenèse varie énormément d'un banc à l'autre et parfois au sein du même banc. Deux types principaux peuvent être distingués: les ovardites, composées d'albite porphyroblastique et de chlorite avec parfois épidote, carbonate, quartz et mica blanc en faibles proportions, et les prasinites, constituées d'albite en petits porphyroblastes dans une matrice fine de chlorite et amphibole verte ou bleue, accompagnées parfois d'épidote, sphène et grenat. Ces roches forment des bancs décimétriques à hectométriques, des masses plus épaisses de longueur parfois supérieure à 1 km. Dans la partie nord – la moins déformée – de la nappe du Mont Fort, une structure de laves en coussin (pillow-lava) est parfois reconnaissable (p.ex.: 593.300/106.600, Schaer 1959a). Une texture gabbroïque peut également être préservée, alors que la paragenèse entièrement alpine est celle d'une prasinite (p.ex. au Métailler, 593.500/106.000, et au SE du Mont Fort, 591.100/102.100; Schaer 1959a).

Ultramafites

De rares et petites lentilles de serpentinites parsèment la Formation du Métailler. Des lentilles de pierre ollaire affleurent en rive gauche de la Drance de Bagnes, au sud de Bonatschiesse (591.1/95.9), au sein d'une bande de micaschistes (Burri et al. 1999).

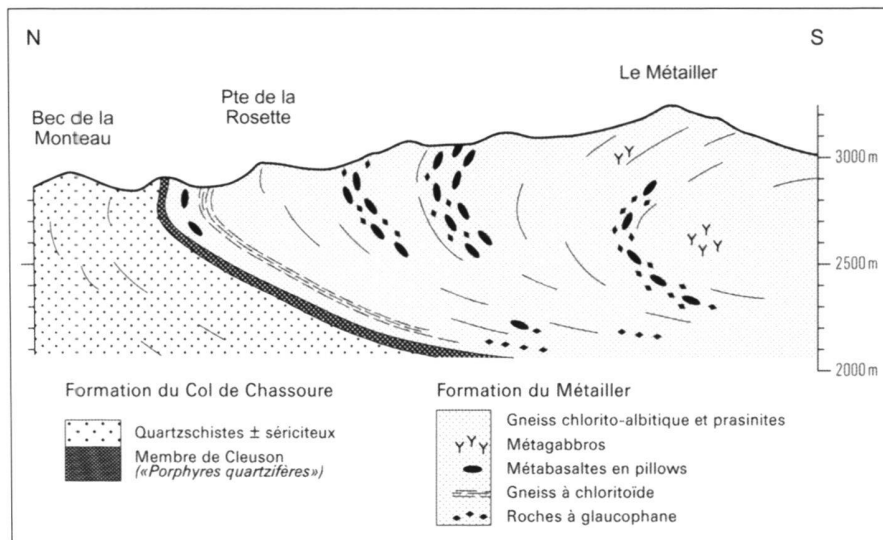


Fig. 9. Profil entre le Bec de la Montau et le Métailler, d'après Schaer (1959a).

Quartzites, gneiss albitiques clairs, métaconglomérats

Des roches claires, blanchâtres forment des bancs métriques à décamétriques au sein des gneiss chlorito-albitiques. Certains se suivent sur plusieurs centaines de mètres, voire quelques kilomètres. Elles peuvent être fines ou grossières, voire conglomératiques. Le quartz est souvent le constituant principal, mais peut être supplanté par l'albite. Des roches blanches fines et compactes, porphyriques, associées à d'autres types de «quartzites», pourraient être d'anciens tufs volcaniques acides.

Exemple de coupe: profil entre le Bec-de-la-Montau et le Métailler (fig. 9)

Schaer (1959a): «Ce profil se situe dans les crêtes qui séparent le Val de Nendaz du Val d'Héremence. Les assises qui sont verticales ou voisines de cette position dans la partie N (avec un plongement encore nettement S dans les parties basses...) se renversent et se couchent peu à peu; elles plongent de 25° vers le N près du sommet du Métailler.

Pour éviter les affleurements très altérés des crêtes, il est préférable de suivre le fond de la vallée de Crouye Grandze. Les porphyres quartzifères se situent là, un peu au-dessus de 2600 m. De part et d'autre de ces roches, on rencontre des horizons conglomératiques quartzitiques de teinte très claire. Nous les rattachons encore à la formation des Casanna supérieurs (i.e. Formation du Col de Chassoure).

Plus au S, on traverse des schistes et des gneiss chloritosé-riciteux (alt. 2660 m); dans ces roches, contenant parfois des chloritoïdes, se situent des horizons riches en carbonates avec quelques rares taches d'azurite et de malachite. Le ton gris bleuté de la plupart des gneiss et des schistes est dû, pour une bonne part, à l'abondance d'hématite et d'ilménite qui s'y trouvent dispersées sous forme de fines paillettes (...). Dans notre coupe, en remontant la vallée, on parvient ensuite à des ovardites (dont certaines sont conglomératiques), puis à des

prasinites qui alternent avec des faciès de roches vertes très riches en carbonates. Ensuite des schistes sériciteux se rencontrent jusqu'à l'altitude de 2750 m où l'on traverse des schistes et des gneiss albitochloritiques mouchetés de taches de chlorite sombre. L'expérience nous a montré que ces chlorites représentent souvent d'anciens grenats transformés.

«A cette même altitude on remarque également un horizon schisteux assez riche en substance charbonneuse pour tacher les doigts. Des schistes à chlorites et séricites, puis une roche très riche en carbonates suivie de prasinites massives et très typiques, nous conduisent jusqu'à 2780 m où un nouvel horizon charbonneux précède des horizons prasinitiques à albitisation en miches (...). Des gneiss et des prasinites nous mènent jusqu'au petit lac du Pt 2997. Peu au-dessus, une épaisse formation de prasinites à épidote et glaucophane représente un amoncellement important de pillow lava, relativement peu déformés; la forme des coussins confirme que, dans ces couches redressées, les assises stratigraphiquement supérieures se trouvent au N. Ces anciennes laves se poursuivent jusqu'à l'W du Pt 3088. De là, jusqu'au sommet du Métailler, nous avons une suite de gneiss et de prasinites. En allant jusque près du petit lac au SE du Pt 2932, on traverse des roches vertes dont certaines sont riches en glaucophane et d'autres montrent des gabbros transformés. Un peu au S du Pt 2932, un petit col est couvert par des débris de roches plus ou moins «graphiteuses». Dans le flanc E de ce sommet, on peut compter cinq horizons charbonneux dans les schisto-gneiss chloritosé-riciteux.»

Métamorphisme

Toutes les paragenèses observées dans cette formation sont alpines. Globalement, deux phases de cristallisation se distinguent:

- Une première phase, en faciès schiste vert de relativement haute pression et basse température, marquée par la cristalli-

sation d'albite, quartz, phengite $\pm$ paragonite, épidote, chloritoïde, grenat, amphibole bleue (crossite – Fe-glaucophane).

- Une seconde phase, en faciès schiste vert moyen, qui voit l'albite, le quartz et les micas blancs poursuivre leur croissance, alors que le grenat et l'amphibole bleue ne sont plus stables et peuvent être remplacés par la chlorite $\pm$ albite $\pm$ mica brun-vert $\pm$ amphibole vert-bleu.

Protolithes

Les gneiss et schistes sont d'anciennes grauwackes d'origine volcanodétritique. Les ovardites et les prasinites dérivent de roches magmatiques mafiques: gabbros, basaltes, tufs, brèches volcaniques. Les micaschistes sont d'anciennes pélites. Les roches felsiques trouvent leur origine dans des sédiments détritiques de type arkoses et grès, voire conglomérats, et plus rarement dans des roches volcaniques acides (rhyolites, tufs).

Chessex (1995), sur la base d'analyses géochimiques, postule que les prasinites sont d'anciens basaltes, certains tholéitiques, d'autres alcalins, mis en place dans un environnement d'île océanique (OIB = «oceanic island basalts»). De plus, la présence de structures en coussins variolitiques indiquerait une mise en place sous l'eau, à grande profondeur.

Roches intrusives

La Formation du Métailler contient passablement de produits volcaniques interstratifiés. Il n'a pas été reconnu de roches intrusives recoupant des contacts stratigraphiques, mais il n'est pas exclu que certaines de ces roches aient fait intrusion dans un complexe volcanodétritique préexistant. Les gabbros pourraient être dans ce cas.

Critères d'identification

La teinte gris verdâtre des affleurements permet souvent de distinguer de loin la Formation du Métailler de celles du Distulberg (teinte dominante brun rouille) et du Col de Chassoure (moins ou pas verdâtre, plus claire, moins compacte). La présence quasi ubiquiste de l'albite en ocelles porphyroblastiques permet de la distinguer des formations sus-jacentes, mais pas toujours des autres unités de socle. Les gneiss chlorito-albitiques contenant de l'amphibole bleue et parfois du chloritoïde sont très caractéristiques de cette formation.

Variabilité

Outre la déformation qui augmente du nord vers le sud, l'aspect général de la formation reste constant. La répartition des types de roches est par contre hétérogène dans ses proportions, mais on les retrouve presque partout dans la formation; seuls les faciès à structures primaires préservées (méta-pillow-lavas, métagabbros) ne se rencontrent que dans la partie nord de la nappe du Mont Fort.

Age

La Formation du Métailler n'est pas datée directement. Dans l'hypothèse que son contact avec la Formation du Col de Chassoure est stratigraphique, son âge serait plus vieux que 267–282 Ma, âge d'une ignimbrite de cette dernière formation.

Des hypothèses sur l'âge de la formation peuvent être émises sur la base des considérations suivantes:

- Dans le Complexe d'Ambin, très semblable à la Formation du Métailler, deux métarhyolites ont été datées à 480–500 Ma (Bertrand et al. 2000b). Cet âge cambrien tardif à ordovicien précoce, en accord avec les interprétations d'autres auteurs, est retenu provisoirement.
- Suite à son interprétation géodynamique et paléogéographique des analyses géochimiques des roches mafiques, Chessex (1995) favorise l'âge dévonien à carbonifère précoce.
- Sur la base de critères parfois différents, plusieurs auteurs ont postulé un âge carbonifère à/ou permien (réf. dans Gouffon 1991).

Extension

La Formation du Métailler forme la majeure partie du socle anté-triasique de la nappe du Mont Fort et s'étend sur 45 km entre le Val d'Hérémence et la Vallée d'Aoste. Elle a d'autre part été reconnue dans la nappe de Siviez-Mischabel, du Val d'Hérens à celui d'Hérémence.

Corrélations

On retrouve des roches semblables à celles de la Formation du Métailler dans différentes unités du socle briançonnais:

- Vers l'est, les seules roches comparables semblent être les métagrauwackes, micaschistes et metabasites de l'unité du Stockhorn, au sud-est de Zermatt (Steck et al. 1999).
- Dans la partie sud de la Vallée d'Aoste, des gneiss chlorito-albitiques et des prasinites se trouvent aux alentours de la Pta Bioula (Caby 1968, Cigolini 1992; unité du Gran Nomenon, Malusà et al. 2005). D'autres occupent une position similaire – entre schistes noirs de type Distulberg et Permien supposé – dans le haut Val de Rhêmes.
- Egalement dans la même position stratigraphique, de telles roches affleurent dans la région de Val-d'Isère, dans les écaillles paléozoïques des Brévières et du Clou (Marion 1984, Desmons & Fabre 1988).
- Plus au sud, des roches similaires ont été décrites dans le socle paléozoïque des écaillles des vallées de la Leisse et de la Rocheure, de la vallée de la Calabourdane et de la Tête de l'Arollay (Vanoise orientale, Deville 1987).
- En Vanoise méridionale, une partie en tous cas du «Permien métamorphique» d'Ellenberger (1958, 1966) pourrait être corrélée à la Formation du Métailler.
- Le Complexe d'Ambin, dans le massif éponyme, est lithologiquement très proche de la Formation du Métailler et occupe une position très semblable, entre un complexe de

roches polycycliques et des métasédiments détritiques attribués au Permo-Trias (Gay 1970, feuille 153 Bardonecchia de la Carta geologica d'Italia 1:50'000).

- Une série à forte composante volcanique de la bande d'Acciglio a déjà été comparée à la Formation du Métailler (Lefèvre & Michard 1976).

4.3.2. Couverture permo-triasique

Formation du Col de Chassoure

Généralités

Alors qu'elles font totalement défaut dans la partie supérieure de la nappe de Siviez-Mischabel, les roches détritiques qui ont été classiquement attribuées au «Permo-Carbonifère» occupent de grands volumes dans les parties frontales de cette nappe ainsi que de celle du Mont Fort. Une riche littérature concerne le sujet et de très nombreux noms d'unités locales désignent ces terrains. Une excellente synthèse sur ce sujet a été donnée par Schaer (1959a). Un décryptage plus poussé de la structure complexe de ces nappes a néanmoins été indispensable pour permettre des corrélations entre des unités situées dans des contextes tectoniques différents, de même qu'un long travail de description et de comparaison lithostratigraphique a été indispensable pour permettre la discrimination entre plusieurs hypothèses tectoniques possibles.

Les recherches cartographiques et structurales récentes au sein de la «nappe du Grand St-Bernard» montrent qu'un découpage en «tranches» de cet ensemble tectonique résulte de l'effet de plusieurs zones de cisaillement post-nappe (fig. 3). Le contenu lithostratigraphique de chacune de ces tranches est identique ou complémentaire et autorise une description commune. Les terrains jusqu'ici désignés par le terme «Permo-Carbonifère» sur la zone du Rutor et dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort en Valais sont localisés dans deux bandes superposées qui correspondaient peut-être à des zones synclinales entre les noyaux cristallins, mais qui ont été coupées en discordances par ces zones de cisaillement.

Le résultat de dizaines de travaux de cartographie, de thèses et de diplômes permet maintenant d'identifier, pour ce «Permo-Carbonifère», une entité cartographique cohérente, érigée au rang de formation, constituée de dépôts continentaux offrant une variabilité verticale et latérale importante et d'âge exclusivement permien.

Les contacts inférieurs et supérieurs de la Formation du Col de Chassoure sont presque toujours tectoniques. Ce fait est dû principalement à la nature très ductile des roches qui la composent et qui ont très souvent servi de niveau de décollement. C'est une longue quête qui a mené finalement à identifier les contacts les plus vraisemblablement stratigraphiques de la Formation du Col de Chassoure avec les formations qui l'encadrent. Son contact basal avec la Formation du Métailler pourrait être stratigraphique, mais pourrait aussi représenter un contact tectonique alpin précoce.

Des corps sédimentaires d'extension kilométrique, présentant des successions lithologiques bien typées, sont parfois cartographiables au sein de la formation et peuvent être érigés au rang de membres. L'organisation de ces membres entre eux ne peut pas être définitivement établie, parce que la déformation est trop importante, parce que les affleurements ne sont en moyenne pas nombreux et de piètre qualité et parce que les éléments de datation sont rares.

Historique

La plus grande partie des terrains qui constituent la Formation du Col de Chassoure ont été désignés par Wegmann (1923) sous le terme de «jüngere Casannaschiefer». Les discussions sur leur âge ont toujours été vives. Elles ont été rapportées par Vallet (1950) et Schaer (1959a), qui donnent aussi des bibliographies étendues sur les nombreux travaux de thèses dans lesquels fleurissent les noms locaux des séries qui sont affiliées à ces terrains.

Vallet n'a pas simplifié ce tableau en désignant des unités séparées tectoniquement, mais aux contenus lithostratigraphiques très semblables, sous des termes aussi éloignés que «Permo-Carbonifère» ou «Schistes de Casanna supérieurs». Il a introduit aussi le terme de «Verrucano» pour des sérictoschistes riches en carbonates, par corrélation avec les faciès du Verrucano glaronais.

Schaer (1959a) a perpétué cette nomenclature en l'enrichissant de nouvelles subdivisions (série du Greppon-Blanc, série du Mont-Gond) pour ce qui concerne les «schistes de Casanna supérieurs». Par des descriptions lithostratigraphiques et pétrographiques précises, par une prise en compte de la déformation des roches et par les hypothèses sur les protolithes de ces roches métamorphiques, son travail marque un tournant dans la connaissance de ces assises.

Dans sa synthèse sur le «Verrucano» des Alpes suisses, Trümpy (1966) distingue pour le domaine pennique une série de «phyllades à nodules de carbonate, de grès feldspathiques et de conglomérats étirés» éopermiens qu'il corrèle avec le «Verrucano d'Urseren et de Glaris», et une série de quartzites micacés et de conglomérats à quartz roses qu'il assimile au «Verrucano briançonnais» néopermien.

Dans les années 1980–2000, c'est l'aspect métamorphique du problème qui a davantage été traité. Une distinction entre unités polymétamorphiques et unités monométamorphiques a été établie (Thélin et al. 1993). Les terrains dont il est question ici appartiennent à ce second groupe d'unités. Quelques datations radiométriques concernant des corps intrusifs ou des niveaux volcaniques ont permis de confirmer l'âge permien de la plus grande partie de ces terrains.

Localité-type

Par son contenu en niveaux pélitiques, la Formation du Col de Chassoure constitue un important niveau de décollement qui a été activé dans toutes les phases de déformation alpines. La

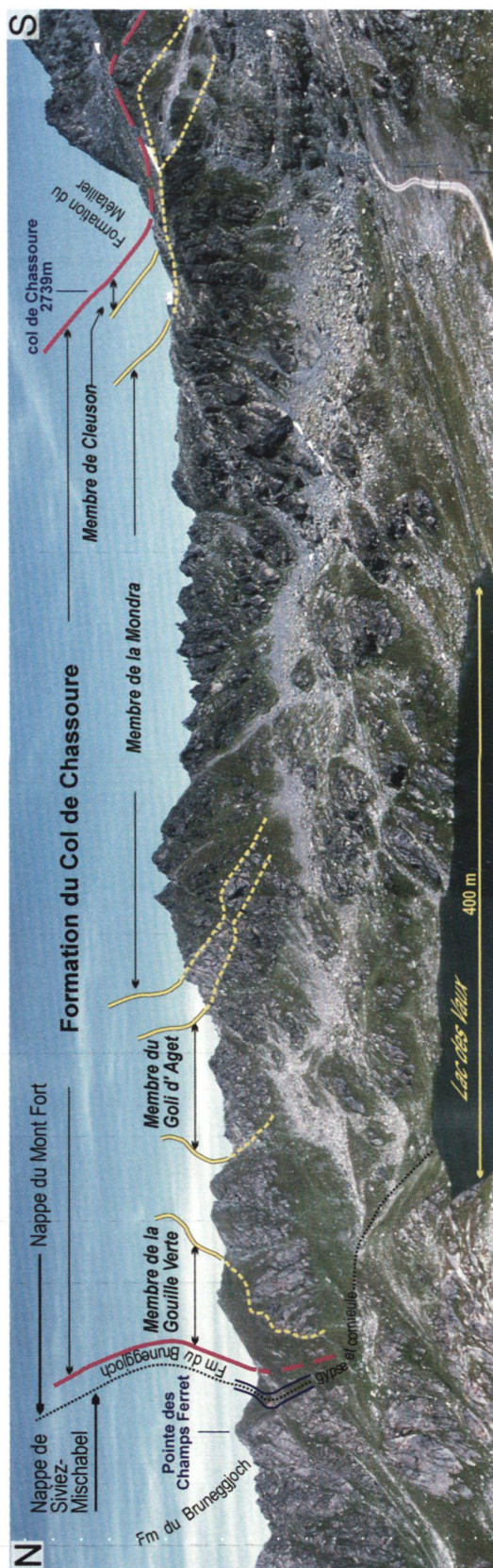


Fig. 10. Coupe-type de la Formation du Col de Chassoure entre Mont Galé et Pointe des Champs Ferret; panorama photographique et limites de la formation et des membres.

plupart des contacts qui ont longtemps été considérés comme stratigraphiques à la base ou au sommet de cette formation permienne montrent clairement des discordances tectoniques d'âge tertiaire puisque la schistosité principale alpine y est tronquée. De toutes les régions dans lesquelles les terrains attribués par le passé au «Permo-Carbonifère» ou aux «schistes de Casanna supérieurs» sont présents, la région du Col de Chassoure est la seule localité où la formation paraît relativement complète, ou pour le moins celle où les lacunes tectoniques sont minimales (fig. 10).

Le Col de Chassoure est le premier des deux cols qui relie le vallon de Tortin, dans le Val de Nendaz, au Val de Bagnes par le lac des Vaux. La Formation du Col de Chassoure se trouve en position renversée dans le flanc supérieur du «synclinal des Chèques».

Coupe-type (fig. 10)

La coupe-type de la Formation du Col de Chassoure débute au contact de la Formation du Metailier (587.840/105.690/2800 m), 200 m au sud de ce col. Elle suit l'Arête de Chassoure qui s'étire depuis le col sur plus d'un kilomètre vers le nord à une altitude moyenne de 2700 m. La coupe-type se termine dans un petit col au pied de la Pointe des Champs Ferret (587.540/107.080/2740 m), qui est taillé dans un synclinal cisailé de quartzites de la Formation du Bruneggjoch avec un cœur de cornièules.

La série est renversée, les contacts plongent en moyenne de 60° vers le SSE. La schistosité principale alpine est subverticale, engagée dans une cascade de plis de «flambage» et recoupée par au moins deux clivages de crénulation.

Base de la Formation du Col de Chassoure

Deux cents mètres au sud du Col de Chassoure, le contact est franc entre le sommet de la Formation du Metailier – constitué ici de gneiss albitiques gris et d'ovardites formant des assises compacts et homogènes, d'aspect stratiforme – et la Formation du Col de Chassoure (pl. I–8). Le Membre de Cleuson forme la base de cette dernière et correspond au niveau de «porphyres quartzifères» de Schaer (1959a et b). Ce membre est constitué d'alternances de quartzschistes clairs, parfois conglomératiques, de quartz-séricitoschistes verdâtres et de niveaux volcaniques d'épaisseur métrique à décamétrique. Dans cette coupe, son épaisseur atteint environ 200 m.

Le même contact basal est moins net plus à l'est, entre Val de Nendaz et Val d'Hérémence. Les niveaux clairs à volcanites acides qui caractérisent le Membre de Cleuson sont plus épais, mais ils surmontent des assises à patine brunâtre où alternent quartzschistes, conglomérats et ovardites. Dans ce cas, le premier banc reconnaissable de conglomérat a été choisi arbitrairement comme base de la Formation du Col de Chassoure. Le Membre de Cleuson ne débute alors qu'avec le premier niveau de métarhyolite, parfois plusieurs centaines de mètres plus haut que la base de la Formation du Col de Chassoure.

Corps de la Formation du Col de Chassoure

Le terme le plus commun de la formation est un quartz-séricitoschiste de couleur verte à reflets bleutés (pl. I-9) dont les surfaces de schistosité ont un toucher savonneux (séricite). Il est riche en veines ou exsudats de quartz et carbonates, et ses alternances plus schisteuses et plus quartzitiques évoquent comme protolithe une succession de siltites, pélites et grès impurs. Quartz, albite et séricite en sont les principaux constituants. La couleur verte est donnée par le mica blanc alors que la chlorite est assez rare. Quelques niveaux clairs de métarhyolite d'épaisseur décimétrique peuvent y être reconnus. L'ensemble de ces faciès, exempts de niveaux marqueurs, forme le plus grand volume de la formation. Leur plasticité vis-à-vis de la déformation a joué un grand rôle tectonique. En plus de la schistosité principale, un ou plusieurs clivages de crénulation y sont toujours exprimés. Ces faciès jouent un rôle important dans les phénomènes de tassement profond de versant.

Dans la partie principale de la coupe-type, deux membres dont le contenu lithologique et l'expression géomorphologique diffèrent des quartz-séricitoschistes «banals» ont été individualisés. Ces deux ensembles, localement cartographiables et souvent corrélables à grande distance, correspondent souvent à des séries décrites dans la littérature dans un contexte local. Ils seront décrits spécifiquement plus bas. Deux autres membres typiques de la Formation du Col de Chassoure, mais absents dans la coupe-type de l'Arête de Chassoure, seront également décrits.

Le Membre de la Mondra constitue un niveau de quartz-séricitoschistes et de quartzschistes qui frappe par son homogénéité, sa patine vert sombre, l'aspect «gneissique» des parois qu'il forme. De minces niveaux de chloritoschistes, et plus rarement d'ovardites, y sont intercalés. L'épaisseur de la série atteint environ 500 m dans cette coupe.

Le Membre du Goli d'Aget forme des assises compactes très claires, facilement reconnaissables à distance. Dans la coupe de l'Arête de Chassoure, son épaisseur atteint environ 250 m et ses constituants caractéristiques sont des métavolcanites blanches à quartz, albite, séricite et chlorite, des métatufs rubanés blancs et verts ainsi que de minces niveaux dolomitiques.

Sommet de la Formation du Col de Chassoure

Pour des raisons tectoniques, le contact stratigraphique entre la Formation du Col de Chassoure et la Formation du Bruneggjoch est très rarement préservé. Cette coupe-type représente une des rares localités où ce contact, bien que cisailé, peut être considéré comme représentatif. C'est le Membre de la Gouille Verte qui forme le sommet de la formation avec environ 150 m de séricitoschistes verts, savonneux, comprenant des passées quartzschisteuses. Ces roches tendres sont surmontées par les quartzites verdâtres qui représentent la base de la Formation du Bruneggjoch.

Description des membres de la Formation du Col de Chassoure

Les entités stratigraphiques qui correspondent à des corps sédimentaires et volcaniques bien individualisables et cartographiables au sein de la Formation du Col de Chassoure sont définis comme des membres. On trouve généralement à leur base et à leur toit les quartz-séricitoschistes communs du corps de la formation. La structure tectonique complexe des nappes, ainsi que les nombreuses zones de cisaillement post-nappe qui les coupent en discordance, empêchent généralement de comprendre complètement les relations dans l'espace de ces différents membres entre eux. Seuls quelques éléments de datations radiométriques permettent d'ébaucher un schéma général de relations stratigraphiques encore bien embryonnaire et fragile. Les différents membres sont décrits selon un ordre de superposition très hypothétique (fig. 11).

Membre de Cleuson

Le Membre de Cleuson correspond aux «porphyres quartzifères» de Schaer (1959a et b) et constitue un horizon repère d'une dizaine de kilomètres d'extension près de la base de la formation. La localité-type est l'alpage de Cleuson dans le Val de Nendaz (591.225/106.600/2200 m, CN 1326 Rosablanche).

Coupe-type: La coupe la mieux exposée est située au Col de Chassoure, le long d'une piste qui s'éloigne du col sur 350 m en direction de l'est.

Le Membre de Cleuson est ici directement en contact avec les ovardites et les gneiss albitiques de la Formation du Métailler. Près de l'extrémité de la piste (587.960/105.770/2700 m, CN 1326 Rosablanche), il débute avec des quartzschistes riches en carbonates qui leur confèrent une patine brune. Il comprend ensuite en alternance des quartzschistes clairs (quartz-albite-séricite-ankérite), des quartz-séricitoschistes verdâtres (quartz-séricite-albite-carbonate±chlorite), des conglomérats parfois polygéniques et des niveaux volcaniques bien reconnaissables qui ont été interprétés comme des tufs (quartz-albite-microcline±séricite±chlorite) par Schaer (1959a et b). Le chimisme de ces volcanites en fait des rhyolites (Wülser 2002).

Le sommet du Membre de Cleuson correspond au toit du dernier niveau rhyolitique, fréquemment des tufs (587.780/105.800/2700 m). Des niveaux volcanodétritiques le surmontent souvent mais passent si graduellement aux quartz-séricitoschistes classiques de la Formation du Col de Chassoure que leur toit ne peut pas offrir de limite cartographiable.

Épaisseur: Le Membre de Cleuson présente une épaisseur d'environ 50 m au Col de Chassoure et jusqu'à environ 200 m dans la région de Cleuson. D'après Wülser (2002), les faciès et l'épaisseur des niveaux volcaniques dans cette localité traduisaient la proximité du centre d'émission.

Synonymes: Le Membre de Cleuson correspond au niveau de «porphyres quartzifères» défini par Schaer (1959a et b) à la base de la «série du Greppon-Blanc». Wülser (2002), qui en a entrepris une étude détaillée, a proposé le terme de «Forma-

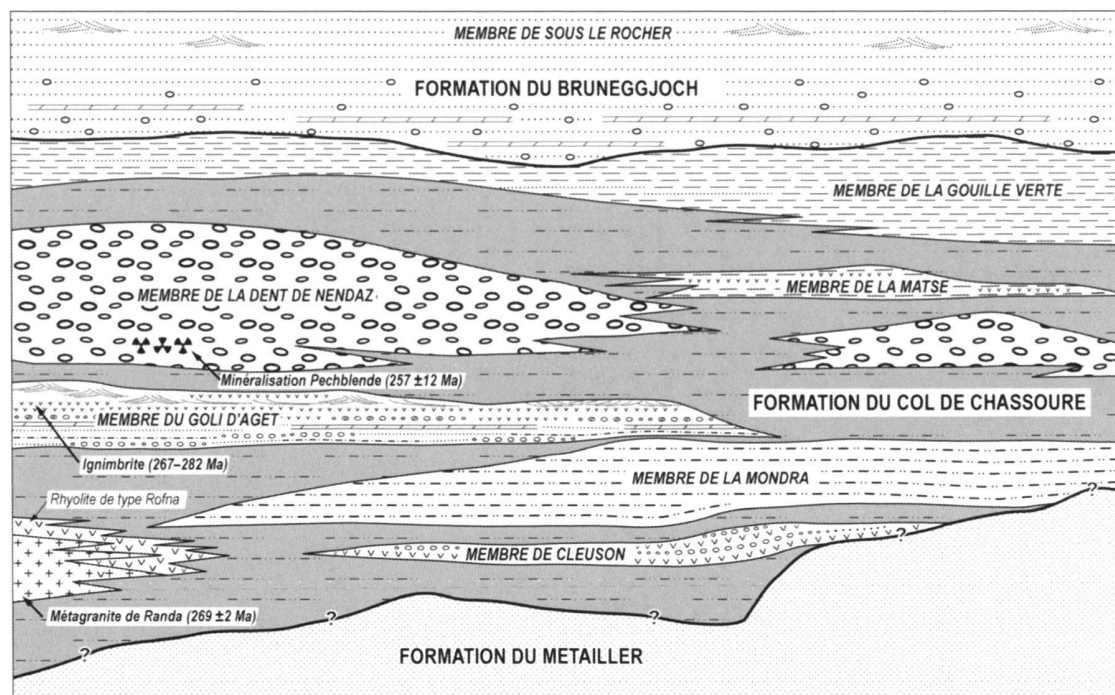


Fig. 11. Schéma des relations entre membres au sein de la Formation du Col de Chassoure (sans échelle, sans orientation). La nature stratigraphique du contact de la Formation du Col de Chassoure sur la Formation du Métailler est spéculative.

tion de Cleuson» pour ces assises, sans en définir strictement les limites.

Protolithes: Wülser (2002) propose comme protolithes des niveaux du Membre de Cleuson des ponces, des cendres volcaniques et des ignimbrites interstatifiées avec des argiles, des sables et des graviers.

Age: Une datation préliminaire U-Pb sur zircon a donné un âge permien précoce (F. Bussy, comm. orale, Wülser 2002) mais n'a pas été confirmée ni publiée.

Extension: Ce membre affleure en continuité cartographique depuis la rive droite du Val de Bagnes jusqu'en rive gauche du Val d'Hérémence (Schaer 1959a et b). Il disparaît vers l'est, peut-être stratigraphiquement, en rive droite du Val d'Hérémence, et vers l'ouest, probablement tectoniquement, en rive droite du Val de Bagnes.

Corrélations: Il n'a pas été reconnu spécifiquement ailleurs dans les différents contextes tectoniques de la Formation du Col de Chassoure. Son contenu est proche de celui du Membre du Goli d'Aget mais, au contraire de celui-ci, il ne contient pas de niveaux dolomitiques.

Membre de la Mondra

En dessus du Membre de Cleuson, la première moitié de la Formation du Col de Chassoure est occupée, dans la coupe-type, par des niveaux de quartz-séicitoschistes homogènes, à patine vert sombre, d'aspect gneissique plutôt massif et formant des arêtes découpées en dents de scie. Ces caractéris-

tiques géomorphologiques rendent ces niveaux cartographiables, d'autant plus qu'ils montrent un contraste de couleur très net avec les horizons plus clairs qui les encadrent, et qu'ils présentent une extension latérale importante dans la nappe du Mont Fort. La localité-type est le vallon de La Mondra (594.100/110.750/2405 m, CN 1306 Sion), près de l'alpage d'Essertse en rive gauche du Val d'Hérémence. Le Membre de la Mondra forme l'arête ESE de la Pointe de la Vatsé (2500 m).

Coupe-type: La coupe-type choisie est cependant l'Arête de Chassoure car elle permet une observation aisée de la base et du sommet du membre.

La base de ce membre (587.745/105.830/2720 m) montre un passage progressif des quartz-séicitoschistes et métapélites verdâtres vers des quartzschistes légèrement séicitieux assez homogènes, à patine vert foncé, plus riches en chlorite, lardés de veines de quartz, passant parfois à des quartzites chloriteux d'aspect gneissique.

La suite de la série garde les mêmes caractéristiques de manière assez homogène. Des niveaux de chloritoschistes de faible épaisseur (décimétrique à métrique) s'y intercalent régulièrement (pl. II-10). Des ovardites en bancs métriques ont aussi été observées au sein de ce membre dans le versant oriental de la Crête d'Essertse (593.620/110.840/2560 m). Des niveaux d'aspect conglomératique existent aussi, mais les éléments sont formés de quartz laiteux provenant pour la plupart du boudinage tectonique de veines de quartz.

Le sommet de la série n'est pas différent mais comporte un

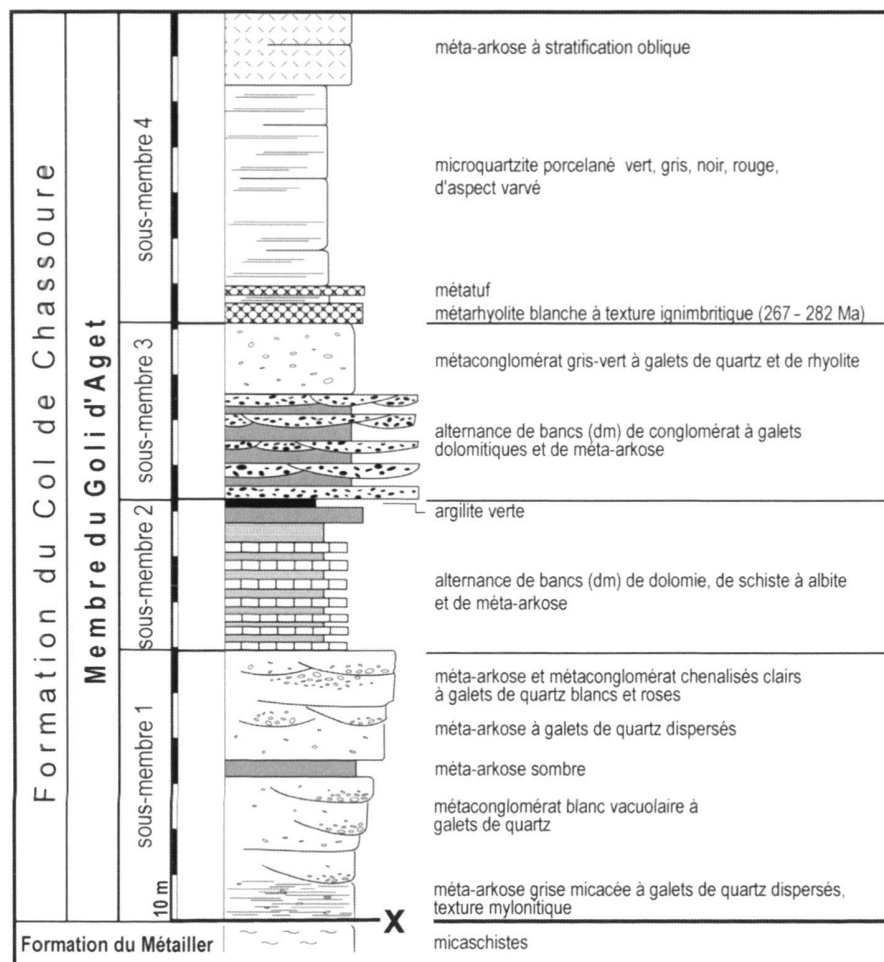


Fig. 12. Coupe-type du Membre du Goli d'Aget, d'après Derron et al. (2006).

ou plusieurs minces niveaux boudinés riches en anthracite (Schaer 1959a). Le contact avec des quartzschistes et des quartz-séricitoschistes clairs est très net (587.655/106.510/2770 m), recoupé par les schistosités.

Épaisseur: Dans l'Arête de Chassoure, le Membre de la Mondra atteint une épaisseur d'environ 500 m. Son épaisseur décroît lorsqu'on le suit vers l'est, alors que son extension vers l'ouest est mal définie.

Synonymes: Ces terrains ont été désignés par Vallet (1950) sous le terme de «gneiss chlorito-séricitiques de type Mondra», comme un terme de passage entre les «schistes de Casanna inférieurs» et les «schistes de Casanna supérieurs».

Protolithes: Des arkoses et des siltites constituent certainement les protolithes de ce membre. Les chloritoschistes dérivent peut-être des niveaux les plus pélitiques alors que les rares ovaridites dériveraient de filons ou de niveaux volcanodétritiques mafiques d'âge inconnu.

Age: Il n'y a pas d'élément de datation directe pour ce membre. Dans la coupe-type, il est stratigraphiquement superposé au Membre de Cleuson supposé permien précoce (voir ci-dessus).

Extension: Ce membre peut être cartographié dans la bande de terrains permien et triasiques qui séparent les socles anté-permiens des nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort entre Col de Chassoure et Val d'Héremence.

Corrélations: Dans les unités permien du front de la nappe de Siviez-Mischabel, il existe également des secteurs où les quartzschistes d'aspect gneissique dominant, mais ces faciès n'ont pas pu être cartographiés et corrélés de façon univoque avec le Membre de la Mondra.

Membre du Goli d'Aget

Dans la partie centrale de la coupe-type de la Formation du Col de Chassoure, des niveaux volcaniques rubanés forment un horizon marqueur important. Schaer (1959a) a observé des niveaux de dolomies en relation avec ces volcanites à l'ouest de la coupe, et a proposé une corrélation avec la «série du Mont-Laget» (Val de Bagnes) décrite auparavant par Szepessy Schaurek (1949). Cette corrélation basée sur la coexistence de niveaux dolomitiques et de volcanites est pertinente. Le Membre du Goli d'Aget est défini sur la base de

la description de la «série du Laget» par Derron & Jacquod (1994) et du «Membre du Goli d'Aget» par Derron et al. (2006). La localité-type est le Goli d'Aget, un petit lac (585.070/95.415/2760 m, CN 1326 Rosablanca) situé au pied du versant est du Grand Aget (anciennement «Mont Laget»). Dans la coupe-type du Goli d'Aget, la base du membre correspond à un contact tectonique avec la Formation du Métailler (nappe du Mont Fort). Son sommet correspond à la surface axiale d'un pli synclinal. Dans la coupe de l'Arête de Chassoure, le Membre du Goli d'Aget semble par contre être encadré stratigraphiquement par des quartzschistes et quartz-séricitoschistes clairs qui sont les termes communs de la Formation du Col de Chassoure.

Coupe-type: Cette coupe est spectaculaire car la déformation alpine, et spécialement l'aplatissement, est plus faible qu'ailleurs dans cette unité. Cela tient à sa structuration en synclinal qui lui a conféré les caractéristiques d'un méga-boudin résistant aux déformations superposées. La coupe-type décrit le flanc sud de ce synclinal et débute par un contact tectonique tranché avec les micaschistes et prasinites de la Formation du Métailler (585.300/95.270/2775 m). Le Membre du Goli d'Aget est formé de quatre sous-membres (Derron & Jacquod 1994, Derron et al. 2006), de bas en haut stratigraphiquement (fig. 12):

- sous-membre 1: métaconglomérats et méta-arkoses clairs (env. 60 m)
- sous-membre 2: alternance de schistes à albite et chlorite gris-vert, de dolomies brun chocolat en bancs décimétriques et de méta-arkoses (33 m; pl. II–11)
- sous-membre 3: métaconglomérats polygéniques à galets de dolomies, méta-arkoses volcano-sédimentaires (40 m)
- sous-membre 4: méta-ignimbrites, métatufs volcaniques à microclines, métatufs rubanés verts et blancs, microquartzites porcelanés, méta-arkoses à stratification entrecroisée (70 m). Ce sous-membre forme le cœur du synclinal et termine la coupe-type (585.170/95.380/2760 m)

Épaisseur: L'épaisseur du membre est d'environ 200 m dans la coupe-type, ce qui représente une valeur minimale compte tenu de son contexte tectonique.

Synonymes: «Série du Mont Laget» (Szepessy Schaurek 1949), «Série du Laget» (Derron & Jacquod 1994).

Protolithes: Conglomérats, arkoses, grès et siltites, ignimbrites et cinérites sont les protolithes principaux. Les dolomies semblent dériver de caliches.

Age: La méta-ignimbrite située à la base du sous-membre 4 a donné un âge U-Pb sur zircon de 267–282 Ma (Bussy et al. 1996b).

Extension: Dans la même position structurale, le Membre du Goli d'Aget peut être suivi dans l'Arête de Chassoure (bancs dolomitiques, métatufs rubanés, gneiss albitique à chlorite) et probablement plus à l'est, dans l'arête Greppon Blanc – Bec de la Monteau (gneiss albitiques à chlorite).

Corrélations: Dans les assises qui pourraient être corrélées au Membre du Goli d'Aget au sein de la partie frontale de la

nappe de Siviez-Mischabel, les niveaux de schistes albitiques gris-vert associés à des dolomies brun chocolat ainsi que les conglomérats à galets de dolomie prédominent sur les roches volcaniques.

Membre de la Dent de Nendaz

La Formation du Col de Chassoure est plus riche en niveaux détritiques grossiers que la coupe-type ne le suggère. Des conglomérats et des grès grossiers forment parfois des corps sédimentaires cartographiables de grande épaisseur. Le principal de ces corps est centré sur la Dent de Nendaz (588.620/111.645/2463 m). Son extension cartographique est au minimum de 15 km et son épaisseur dépasse 1500 m. La localité-type et la coupe-type sont situées sur l'arête qui sépare le Val de Nendaz et le vallon au sud-est d'Isérables (fig. 13). La Formation du Col de Chassoure y est globalement renversée. La base stratigraphique du membre, tronquée par une zone de cisaillement post-nappe (z.c. de la Brinta, fig. 2), est directement en contact avec la Formation de Lirec (Cambrien).

Coupe-type: Le contact tectonique entre la base du Membre de la Dent de Nendaz et les gneiss verts de la Formation de Lirec se situe sur la crête Plan du Fou – Basso d'Alou (589.085/110.155/2410 m). La partie basale du membre présente une succession contrastée comprenant des bancs d'épaisseur métrique de métaconglomérats polygéniques, à galets de quartz et de rhyolites, alternant avec des niveaux de métagrès gris fins ou de métapélites, particulièrement bien visibles sur une piste longeant la crête sur son versant ouest. Ce faciès s'étend sur une centaine de mètres d'épaisseur.

Le corps principal de ce membre est constitué principalement de métaconglomérats, de méta-arkoses grossières et de quartzites vert clair à galets de quartz dispersés. Ces bancs, massifs, alternent avec des faciès plus tendres et plus fins comme des métagrès gris (pl. II–12), des quartz-séricitoschistes et des métapélites. Ces faciès fins sont subordonnés et montrent une faible continuité latérale indiquant un milieu chenalisé. De minces niveaux de métarhyolites, d'extension limitée, se rencontrent parfois dans ce membre. Les plis et les schistosités superposées oblitérent généralement la stratification et masquent les structures sédimentaires. La partie supérieure du membre, au niveau de la Dent de Nendaz, comporte davantage de niveaux conglomératiques et quartzitiques qui sont organisés en corps chenalisés plus clairement reconnaissables.

Le sommet du Membre de la Dent de Nendaz (588.250/112.260/2180 m) est bien marqué morphologiquement. Aux méta-arkoses et aux métaconglomérats très résistants à l'érosion succèdent des quartz-séricitoschistes très cisailés à leur contact et formant un relief plus mou.

Épaisseur: Dans la coupe-type, l'épaisseur du Membre de la Dent de Nendaz est d'environ 1500 m. Latéralement cette épaisseur décroît progressivement. Vers l'est, elle est encore d'environ 500 m au niveau de la Crête de Thyon.

Synonymes: Ces terrains ont été désignés par Vallet (1950) sous le terme de «conglomérats et grès arkosiques de Tion»,

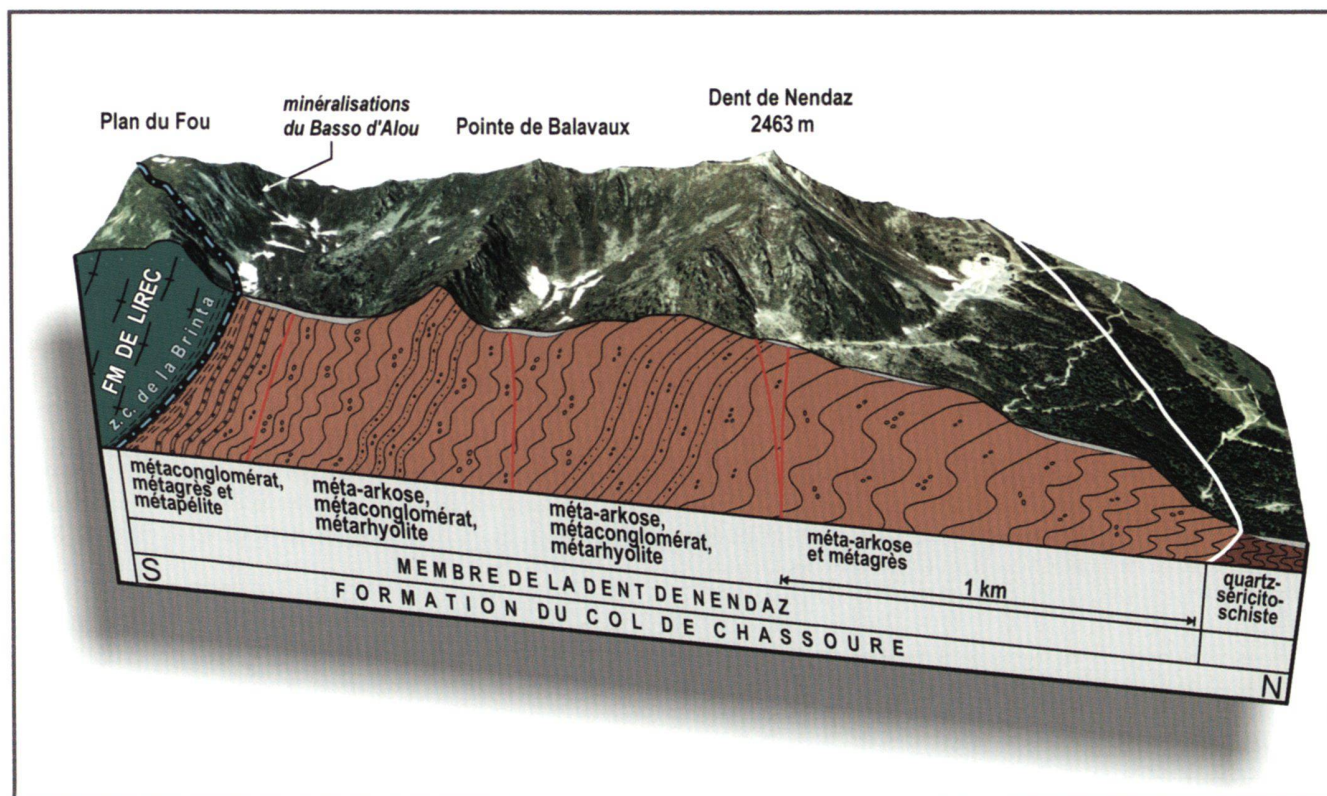


Fig. 13. Coupe-type du Membre de la Dent de Nendaz, Val de Nendaz (MNT et orthophoto reproduits avec l'autorisation de swisstopo – BA068192).

puis par Calame (1954) en tant que «série de la Dent de Nendaz».

Protolithes: Des séquences composées de conglomérats, de grès arkosiques, de grès quartzitiques, de grès fins et de siltites forment l'essentiel de ce membre qui correspond à un milieu de dépôt chenalisé de type cône alluvial.

Age: Le seul élément de datation concerne le tiers basal de ce membre dans la coupe-type. Des minéralisations stratiformes riches en uranium (Gilliéron 1988) sont présentes stratigraphiquement environ 200 m en dessus du contact basal du membre (Basso d'Alou 2337 m). Les analyses U-Pb sur pechblendes permettent de dater la minéralisation primaire à 257 ± 12 Ma (Eikenberg et al. 1989). La minéralisation est considérée comme diagénétique (Ruchat 1999) et la datation U-Pb doit être considérée comme un âge minimal, néanmoins probablement proche de l'âge des sédiments.

Extension: Des corps sédimentaires à dominante conglomératique existent dans plusieurs autres régions au sein de la Formation du Col de Chassoure. Ils correspondent probablement à d'autres cônes alluviaux déposés dans le même contexte. Nous proposons de les cartographier sous le terme de Membre de la Dent de Nendaz s'ils présentent les mêmes caractéristiques et si leur extension est plurikilométrique.

Membre de la Matse

Une bande de schistes sombres de quelques centaines de mètres d'épaisseur s'étend sur 8 km à travers le Val d'Héremence, depuis les Mayens de Sion au nord, en passant par les Collons, jusqu'à la Vouarmatta sur Euseigne où elle est tronquée par le contact cisailant post-nappe avec le socle anté-permien de la nappe de Siviez-Mischabel (z.c. de la Brinta, fig. 2). L'ensemble de ce secteur est malheureusement presque complètement affecté par des tassements rocheux profonds, de sorte que les affleurements sont rares et dissociés. Il est malgré tout possible de distinguer et de cartographier des sérictoschistes gris sombre à noirs contenant des niveaux de métavolcanites massives noires. Les meilleurs affleurements sont situés entre les Collons et Thyon. La localité-type et la coupe-type sont situées à la Matse (595.170/114.745/2024 m), un des rares secteurs épargnés par les tassements de versant. Les roches qui composent ce membre sont encore mal connues pétrographiquement et géochimiquement.

Coupe-type: La base stratigraphique de ce membre (595.160/114.590/2005 m), dans l'hypothèse d'une position renversée de la série, repose sur des grès arkosiques et des quartzschistes qui constituent le fond sédimentaire de la formation et qui font suite aux conglomérats du Membre de la Dent de Nendaz.

La plus grande partie de ce membre, en particulier sa base et son sommet, est constituée par un séricitoschiste gris foncé à noir, à surfaces de schistosité satinées. Chlorite, albite et quartz sont subordonnés au mica blanc qui forme de très fines paillettes. De rares niveaux dolomitiques brun chocolat, d'épaisseur centimétrique, peuvent y être intercalés.

Des roches massives boudinées, à patine ocre souvent vacuolaire, forment des pointements discontinus. Ce sont des métavolcanites noires, mouchetées de blanc (pl. II-13; 595.480/114.785/1940 m; 595.240/116.420/1500 m). Les éléments blancs atteignent une taille de 0,5 à 1 cm. Les moins déformés ont une forme subidiomorphe prismatique et sont constitués par la calcite, l'albite et le quartz qui ont vraisemblablement pseudomorphosé un plagioclase très calcique. La matrice est sombre et cryptocristalline. Vallet (1950) y signale de la biotite.

Avec une déformation croissante, la roche devient plus schisteuse et de fins rubans blancs discontinus rassemblent les anciens minéraux porphyriques pseudomorphosés et aplatis. Ces schistes sont moins riches en mica que les séricitoschistes qui les emballent.

Ce sont ces niveaux de séricitoschistes noirs qui sont en contact, au toit du membre, avec les méta-grès arkosiques verdâtres communs de la Formation du Col de Chassoure (595.110/115.080/1945 m).

Épaisseur: Dans la coupe-type, l'épaisseur du Membre de la Matse est d'environ 400 m. Ailleurs les tassements de versant empêchent d'estimer correctement sa puissance.

Synonymes: Ces terrains ont été désignés par Vallet (1950) sous le terme de «phyllites noires et gris verdâtre», et de «phyllites noires vermiculées».

Protolithes: Le terme le plus caractéristique de ce membre est une roche volcanique noire (lave ou ignimbrite?) de composition encore inconnue, peut-être dacitique ou andésitique. Une partie des séricitoschistes gris ou noirs qui l'encadrent pourraient dériver de parties séricitisées par altération hydrothermale du même corps volcanique. Mais la présence de fins niveaux de dolomie suggère que ces séricitoschistes dérivent principalement de dépôts volcanoclastiques ou volcanosédimentaires.

Age: Ces métavolcanites ne sont pas datées pour l'instant.

Extension: Ce membre n'est reconnu formellement que dans la bande tectonique constituées par les roches de la Formation du Col de Chassoure, située à la base de la nappe de Siviez-Mischabel, dans le Val d'Hérens et le Val d'Hérémence.

Wegmann (1923) a décrit des roches volcaniques sombres sous le terme de «Hällefintschiefer» dans les «jüngere Cassanasschiefer» au pied du Pic d'Artsinol. Il faisait référence aux «Hällefinta» qui sont des rhyolites à grain fin de Scandinavie. Celles du pic d'Artsinol sont comprises dans la nappe du Mont Fort. Elles sont brun-noir, mouchetées de blanc ou finement rubanées, et pourraient correspondre aux volcanites du Membre de la Matse.

Corrélations: Des métavolcanites sombres ou noires ont été décrites dans plusieurs des unités permienes briançonnaises

des Alpes françaises et italiennes. La Formation de Case Poliaio, qui fait partie des «Porphyroïdes de Melogno» (Cassinis et al. 1998), présente des caractéristiques très semblables au Membre de la Matse.

Membre de la Gouille Verte

Le sommet de la Formation du Col de Chassoure est toujours cisailé. Dans les endroits où la formation semble le moins tronquée par ces déformations alpines, ce sont des niveaux de métapélites qui en forment le toit et sur lesquels reposent les niveaux quartzitiques de la Formation du Bruneggjoch. Ces niveaux très schisteux affleurent mal. La coupe la plus étendue et la mieux exposée se situe sur l'arête Crête d'Essertse – Greppon Blanc entre le Val d'Hérémence et le Val de Nendaz. Un épais paquet de schistes occupe à cet endroit le flanc inférieur et la zone axiale du «synclinal des Chèques», une profonde structure qui replisse nappe du Tsaté et nappe du Mont Fort (Escher 1988). Le seul toponyme qui puisse servir de localité-type est la «Gouille Verte» (593.850/110.485/2498 m), petit lac situé 500 m au nord-est du Greppon Blanc, dans le versant Val d'Hérémence. Les schistes sont couverts à cet endroit par des dépôts quaternaires. La coupe qui permet de les observer en détail correspond au talus d'une piste d'accès aux remontées mécaniques qui longe la crête sur son versant Val de Nendaz (593.315/110.550, 2640 m – 593.440/110.370, 2640 m). Toutefois, comme la série est ici dédoublée par la structure synclinale et que les quartzites de la Formation du Bruneggjoch sont boudinés dans le cœur du pli, c'est encore une fois l'Arête de Chassoure qui sert de coupe-type à ce membre.

Coupe-type: La base de ce membre (587.560/106.800/2740 m) consiste en une alternance entre quartz-séricitoschistes blancs et séricitoschistes chloriteux vert bleuté à surfaces savonneuses. Le corps principal du Membre de la Gouille Verte est constitué de séricitoschistes très purs, vert foncé (pl. II-14). Des passées un peu plus quartzieuses et plus claires s'y intercalent.

Des niveaux plus riches en quartzschistes clairs très déformés terminent la coupe-type de l'Arête de Chassoure (587.560/107.000/2700 m). Il n'est toutefois pas à exclure qu'il s'agisse d'une répétition tectonique des niveaux situés stratigraphiquement sous le Membre de la Gouille Verte. Ces quartzschistes sont en contact avec des quartzites conglomératiques à quartz roses de la Formation du Bruneggjoch, eux aussi très cisailés, qui comportent à leur base de minces niveaux de dolomie boudinés.

Épaisseur: Dans la coupe-type, l'épaisseur du Membre de la Gouille Verte est d'environ 150 m, mais il est certainement amputé de sa partie sommitale.

Synonymes: Les métapélites du Membre de la Gouille Verte forment une partie des «Schistes séricitiques et grès sériciteux des Pointes d'Essertse» et des «Grès et schistes séricitiques du Mont Loéré» décrits par Vallet (1950). Dans les terrains permienes du front de la nappe de Siviez-Mischabel, ils

sont inclus dans le «Permo-Carbonifère à faciès Verrucano» du même auteur.

Protolithes: Argilites et pélites forment l'essentiel des dépôts, en transition avec des grès fins à la base.

Age: Il n'y a pas d'élément de datation directe connu. Ce membre termine la Formation du Col de Chassoure et doit être plus jeune que les 267–282 Ma des volcanites du Membre du Goli d'Aget et probablement que les 257 ± 12 Ma des minéralisations en uranium du Membre de la Dent de Nendaz.

Extension: Ces schistes sont présents dans le sommet de la Formation du Col de Chassoure au sein de la nappe du Mont Fort. Des niveaux de séricitoschistes relativement épais existent également au sein de la formation dans la nappe de Siviez-Mischabel. Ils peuvent être attribués au Membre de la Gouille Verte pour autant qu'ils se situent stratigraphiquement au sommet de la formation.

Corrélations: Dans les unités moins métamorphiques des Alpes occidentales, des argilites vertes et rouges occupent généralement cette position stratigraphique, entre les assises conglomératiques et volcaniques du Permien précoce et les quartzites à faciès «Verrucano briançonnais».

Métamorphisme

Les roches de la Formation du Col de Chassoure ont toutes subi un métamorphisme dans le faciès schiste vert. La paragenèse à quartz, albite, mica blanc $\pm$ chlorite est ubiquiste. Le mica blanc est généralement une séricite qui confère aux surfaces de schistosité un toucher soyeux. Du feldspath potassique (microcline) et de la biotite sont présents dans certaines roches volcaniques.

Protolithes

Les protolithes couvrent toute la gamme des dépôts clastiques continentaux, des argilites aux conglomérats polygéniques, avec une prédominance pour les sables fins et les siltites (quartz-séricitoschistes). Les roches volcaniques sont principalement des ignimbrites et des tufs de composition rhyolitique, mais il est possible que des dacites et des andésites soient aussi présentes. Les niveaux dolomitiques riches en ankérite qui forment des alternances avec des métasiltites semblent dériver de dépôts continentaux.

Roches intrusives

Les gneiss ocellés de Randa dérivent d'un granite intrusif dans la Formation du Col de Chassoure. Ils occupent le front et la partie basale du secteur oriental de la nappe de Siviez-Mischabel, qui est découpé par plusieurs zones de cisaillement subparallèles. Ces structures post-nappes rendent le déchiffrement des contacts originels très difficile. Dans ce contexte très déformé, le méta granite porphyrique de Randa (Thélin 1987, Thélin et al. 1993) semble dériver d'un corps laccolitique et de sills intrusifs dans les quartz-séricitoschistes de la Formation du Col

de Chassoure (localement «série de Moosalp»). Des gneiss homogènes plus fins lui sont parfois liés et représentent d'anciens niveaux rhyolitiques hypovolcaniques, probablement comparables à la rhyolite de Rofna située au front de la nappe de Suretta, équivalent potentiel de la nappe de Siviez-Mischabel dans les Grisons. La nature exacte des contacts entre gneiss ocellés de Randa et gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn dans le Mattertal reste à déchiffrer. L'âge de ce métagranite de Randa est de 269 ± 2 Ma (Bussy et al. 1996b). Il est de ce fait contemporain des niveaux rhyolitiques des Membres de Cleuson et du Goli d'Aget. Il est également identique à l'âge du granite du Truzzo ($268 \pm 0,4$ Ma) dans la nappe du Tambo et à celui de la rhyolite de Rofna ($268,3 \pm 0,6$ Ma) (Marquer et al. 1998).

Épaisseur

La nature originelle des sédiments continentaux de la formation, déposés dans un contexte probablement syntectonique, ainsi que la somme des déformations alpines qu'ils ont subies interdisent de fixer un chiffre précis concernant leur épaisseur. Les coupes les plus complètes dans les différentes positions structurales permettent néanmoins de la situer dans une fourchette de 1000 à 2000 m.

Age

Les contraintes géochronologiques sur l'âge de la Formation du Col de Chassoure sont pour l'instant:

- l'intrusion du granite de Randa (269 ± 2 Ma), qui est l'âge minimal pour sa partie basale,
- l'âge de l'ignimbrite du Goli d'Aget (267–282 Ma) qui s'inscrit au cœur de la formation,
- l'âge de la minéralisation en uranium du Basso d'Alou (257 ± 15 Ma), plus délicat d'interprétation puisqu'il dépend de la modalité de formation du gisement.

La datation plus précise des rhyolites du Membre de Cleuson (Permien précoce), proches de la base de la formation, permettrait de cerner plus précisément l'intervalle de temps concerné. Au stade actuel des connaissances, l'âge de la Formation du Col de Chassoure peut être considéré comme strictement permien, et principalement permien précoce.

Critères d'identification

Les quartz-séricitoschistes vert bleuté et les quartzschistes clairs sont des roches très typiques et ubiquistes de la formation. Les autres termes détritiques et volcaniques restent en général identifiables malgré la déformation et les transformations métamorphiques. La principale difficulté d'identification intervient en général dans les zones mylonitisées où une confusion est fréquente entre gneiss du socle à rubans de quartz, rendus très schisteux et sériciteux, et quartz-séricitoschistes enrichis en veines de quartz. Les critères empiriques qui ont été

utilisés par certains auteurs, basés sur la présence ou l'absence de roches vertes, de carbonates ou d'albites porphyroblastiques, par exemple, ne sont pas pertinents.

La même difficulté d'identification existe entre quartzschistes et quartzites de la Formation du Col de Chassoure et quartzites sériciteux de la base de la Formation du Bruneggjoch, lorsque ces terrains sont mylonitisés.

Variabilité

La variabilité verticale et latérale est grande au sein de la formation et justifie la définition de membres pour certaines séquences bien identifiables mais localisées. Mais la même variabilité et le même contenu global peuvent être observés dans toute la zone d'extension.

Extension

La Formation du Col de Chassoure forme plusieurs bandes structurales intercalées entre des unités de socle anté-permien tout au long du front des nappes appartenant au domaine tectonique pennique moyen (Burri 1983a, b, Escher 1988, Gouffon 1991), du Mattertal à l'est jusqu'à la Vallée d'Aoste au sud-ouest.

Synonymes

En Valais central, la Formation du Col de Chassoure correspond, à de petits détails près, aux «jüngere Casannaschiefer» de Wegmann (1923) et à la «série du Greppon-Blanc» de Schaer (1959a).

Les bandes structurales que forme la Formation du Col de Chassoure entre le Val d'Hérens la Vallée d'Aoste ont été désignées par Burri (1983a, b) sous les termes de «Zone de Mille» et de «Zone de la Ly». Leur délimitation cartographique correspond presque parfaitement à celle de la formation. Entre Grand St-Bernard et Vallée d'Aoste, la «zone de Gran Testa» (Gouffon 1991) regroupe les zones de Mille et de la Ly ainsi que les lambeaux, souvent méconnaissables, du socle de la nappe de Siviez-Mischabel (Ensemble de l'Ergischhorn, Formations de l'Adlerflüe et de Lirec).

Corrélations

Les assises permienues de la zone Houillère présentent de très nombreux points communs avec la Formation du Col de Chassoure. Elles s'en différencient principalement par la présence de conglomérats polygéniques très grossiers à boules de gneiss, et par le fait que ces terrains comprennent à leur base des assises stéphaniennes de type «Houiller productif». En Vanoise et dans la région de Briançon, les unités stéphano-permienues peu métamorphiques, directement associées à la zone Houillère (Mercier & Beaudoin 1987) ou décollées, peuvent être comparées aisément à la Formation du Col de Chassoure. La série de la Ponsonnière (Fabre & Feys 1966) en constitue l'exemple

classique. Les assises de Rochachille et de Pussenot (Vallée de la Clarée, Briançon) offrent par exemple une succession de grès et pélites, de niveaux dolomitiques, de conglomérats et de volcanites (ignimbrites, cinérites) très semblable au Membre du Goli d'Aget.

Dans les Alpes ligures, la proportion de niveaux volcaniques est plus élevée dans les unités comparables (Cassinis et al. 1998). Une partie de la Formation d'Ollano et les «Porphyroïdes de Melogno» représentent un équivalent potentiel de la Formation du Col de Chassoure.

De très nombreuses unités à cachet «permien» jalonnent également les parties internes plus métamorphiques du domaine briançonnais des Alpes occidentales. Leur contenu lithologique est très semblable à celui de la Formation du Col de Chassoure en général, ou à certains des membres définis ici. Des conglomérats, des schistes albitiques et des «schistes bleus» en sont les composants principaux en Vanoise par exemple (Ellenberger 1958).

Dans les Grisons, en plus de la rhyolite de Rofna au front de la nappe de Suretta, qui se corrèle parfaitement avec le granite de Randa et les niveaux volcaniques associés au front de la nappe de Siviez-Mischabel, des niveaux «volcanoclastiques» comportant des métatufs sont signalés au toit des nappes du Tambo et de Suretta et constituent un équivalent potentiel de la Formation du Col de Chassoure. Mais leurs relations cartographiques avec les «quartzites à faciès Verrucano» et les «quartzites massifs» ne sont pas clairement exprimées (Marquer et al. 1998).

Formation du Bruneggjoch

Généralités

Les quartzites massifs forment le niveau stratigraphique repère le plus précieux des zones alpines internes métamorphiques, car ils restent reconnaissables quelle que soit l'intensité de la déformation et du métamorphisme qu'ils ont subis. Ils constituent la base de la série stratigraphique briançonnaise mésozoïque, mais ils sont souvent encadrés par des niveaux de décollement. Les termes «quartzites permo-triasiques», «quartzites à faciès Verrucano», «Verrucano briançonnais», «quartzites werféniens» ou «Néopermien» ont souvent servi à les désigner. Des quartzites verts conglomératiques, souvent sériciteux, forment la base de la formation et des quartzites blancs plus purs en constituent généralement le sommet. Même si ces termes lithologiques ont souvent été séparés cartographiquement, ils sont regroupés ici dans la Formation du Bruneggjoch. L'extension de cette formation dépasse largement la nappe de Siviez-Mischabel dans laquelle elle est définie. Ses caractéristiques sont remarquablement uniformes dans toutes les unités briançonnaises, ce qui traduit le passage d'une sédimentation continentale influencée par les conditions tectoniques et sédimentaires locales, durant la plus grande partie du Permien, à une subsidence généralisée accompagnée d'une ou plusieurs transgressions marines, à la limite Permien/Trias. Curieuse-

ment, malgré cette remarquable continuité et l'absence de problèmes d'identification, ces assises quartzitiques n'ont pas été érigées plus tôt en formation. Le fait qu'elles soient azoïques et qu'aucune datation directe ne soit possible peut expliquer cela. La Formation du Bruneggjoch, décrite dans les unités penniques internes en Valais, englobe l'ensemble de ces quartzites, alors que le Membre de Sous le Rocher, décrit dans une écaille briançonnaise non métamorphique des Préalpes, désigne uniquement les quartzites blancs du sommet de la formation.

Historique

Ce niveau marqueur a été décrit par Argand (1908) comme «quartzites sériciteux feuilletés» et «quartzites compacts» ou «quartzites tabulaires» dans le «groupe de Hubel». Wegmann (1923) a individualisé et cartographié ces quartzites sous le terme «Triasquartzite», mais les a peu décrits. Parmi toutes les thèses qui ont eu pour cadre la «nappe du Grand St-Bernard» et la zone Houillère en Valais au milieu du XX^e siècle, celle de Jäckli (1950) consacre le plus d'attention aux quartzites. Ces roches affleurent sur de grandes surfaces entre Val d'Anniviers et Turtmanntal où elles sont accumulées dans les plis frontaux de la nappe de Siviez-Mischabel. Jäckli a fait la synthèse des faciès rencontrés dans cette zone et a défini un «Quarzitnormalprofil» à la base duquel on trouve les «älteren Quarzite» qui sont des quartzites conglomératiques sériciteux, et les «jüngeren Quarzite» qui sont des quartzites blancs massifs. Le passage de l'un à l'autre est progressif. Vallet (1950) a induit involontairement des confusions en nommant ces roches «Groupe des quartzites» (Trias), «Schistes sans roches vertes» (Schistes de Casanna) ou «Grès des Prasses» (Permien) en fonction de leur position tectonique. En nommant «Permo-Carbonifère à faciès Verrucano» les quartz-séricitoschistes de la Formation du Col de Chassoure, par comparaison avec les Alpes glaronaises, alors que ce terme était déjà utilisé pour des quartzites verts conglomératiques à quartz roses dans le domaine briançonnais, il a initié un imbroglio supplémentaire lié à l'emploi de ce terme, imbroglio que Schaer (1959a) a partiellement entretenu. Ce dernier a renommé «série du Greppon-Blanc» les différents composants de la Formation du Col de Chassoure intercalés entre le «Trias» et la «série du Métailler» et a isolé les quartzites conglomératiques de la «série du Mont-Gond». Il a hésité sur l'attribution de ces quartzites très déformés et les a finalement corrélés aux «Schistes de Casanna supérieurs» plutôt qu'aux quartzites.

Dans sa synthèse sur le «Verrucano» des Alpes suisses, Trümpy (1966) a corrigé cette confusion en distinguant pour le domaine pennique une série de «phyllades à nodules de carbonate, de grès feldspathiques et de conglomérats étirés» éopérmien qu'il a parallélisés au «Verrucano d'Urseren et de Glaris», et une série de quartzites micacés et de conglomérats à quartz roses qu'il a parallélisés au «Verrucano briançonnais» néopérmien. Dès lors, les termes de «quartzites verts à galets roses de faciès Verrucano briançonnais» (Permien tardif) et

«quartzites blancs» (Trias précoce) ont été généralement employés dans les travaux cartographiques des Alpes valaisannes (Marthaler 1984).

Sartori (1990) a élevé ces assises quartzitiques au rang de formation en choisissant une localité-type entre Turtmanntal et Matteredtal, une des rares zones dans les unités briançonnaises des Alpes où le contact avec les niveaux carbonatés triasiques n'est pas décollé tectoniquement. La Formation du Bruneggjoch englobe les quartzites sériciteux verts à galets roses («faciès Verrucano briançonnais») et les quartzites blancs massifs, ces deux termes ne montrant pas de limite nette. Dans la partie supérieure de la nappe de Siviez-Mischabel, le contact sommital de la formation est préservé grâce à l'absence de niveaux évaporitiques favorisant le décollement. Son contact basal, discordant sur plusieurs unités du socle anté-permien, avait été interprété par Sartori (1990) comme une transgression des quartzites permo-triasiques sur un socle anté-permien basculé et érodé. Cette interprétation doit être abandonnée à la suite des travaux cartographiques plus récents qui montrent que cette discordance tranche la schistosité alpine principale et qu'elle correspond à une zone de cisaillement post-nappe de grande extension (z.c. de l'Ar du Tsan, fig. 2). La base stratigraphique de la Formation du Bruneggjoch n'est donc pas définie dans la localité-type et sa définition complète nécessite l'utilisation d'une deuxième coupe-type dans la nappe du Mont Fort.

Localité-type

La localité-type est située sur la crête séparant Turtmanntal et Matteredtal. Le Bruneggjoch (623.075/109.100/3365 m; CN 1328 Randa) est une dépression située à la base de l'arête nord-ouest du Bruneggjoch. Elle n'est pas d'un accès facile, mais elle constitue une des rares coupes du domaine briançonnais dans laquelle le contact stratigraphique des quartzites avec la Formation de St-Triphon sus-jacente est parfaitement préservé, exempt de décollement et de cornéulisation. Ce fait est dû à l'absence de niveaux évaporitiques dans la zone de transition.

Coupes-types

Deux coupes-types sont proposées pour décrire l'intégralité de la formation.

Base et corps de la Formation du Bruneggjoch

Le contact entre la Formation du Col de Chassoure et celle du Bruneggjoch est localement préservé (ou du moins «peu cisailé») dans le versant est du Mont Loéré (Val d'Hérémence; fig. 14). La coupe débute dans la dépression qui sépare le Mont Loéré de la Pointe de la Vatsse (593.920/111.250/2420 m) et suit la base des affleurements rocheux du versant est du Mont Loéré jusqu'au passage à des quartzites blancs massifs (593.755/111.425/2470 m). Les pendages sont subverticaux.

Le sommet de la Formation du Col de Chassoure comprend des quartz-séricitoschistes clairs et un niveau de séricito-

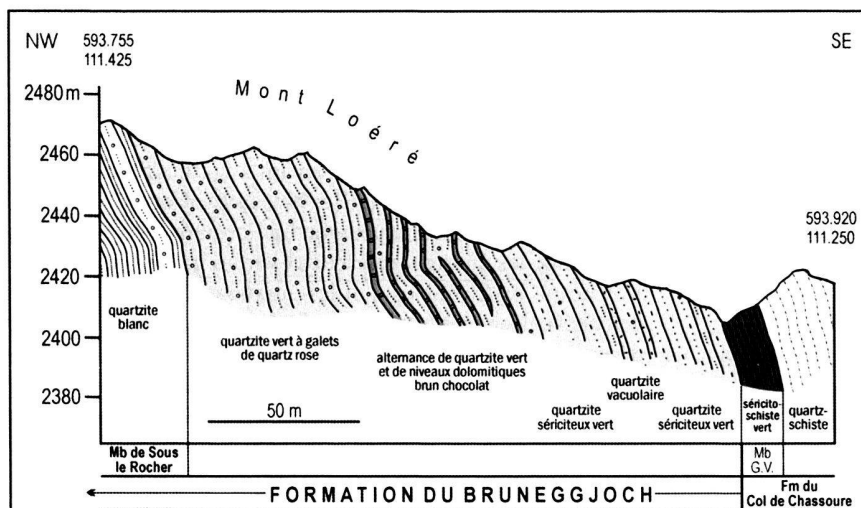


Fig. 14. Coupe-type de la base de la Formation du Bruneggjoch dans le versant est du Mont Loéré, Val d'Hérémence. G.V.: Membre de la Gouille Verte.

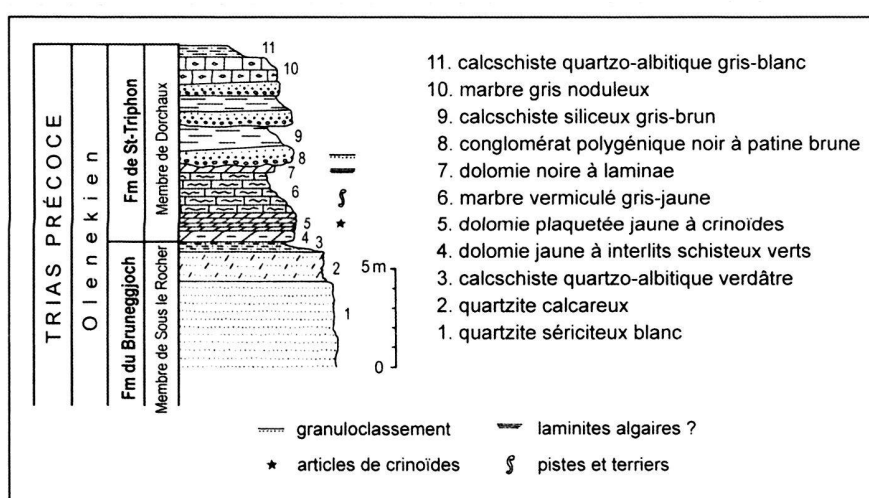


Fig. 15. Coupe-type du sommet de la Formation du Bruneggjoch près du col éponyme, Mattertal.

schiste bleu-vert appartenant au Membre de la Gouille Verte. Ces schistes sont mieux exposés dans une petite doline située 450 m au nord-est de la coupe-type, à proximité de la plus ronde des «Gouilles».

Les premiers niveaux de la Formation du Bruneggjoch sont constitués par des quartzites sériciteux et schisteux épais d'environ 40 m. Ils se distinguent des quartzschistes clairs de la Formation du Col de Chassoure par leur aspect quartzitique et une couleur vert émeraude clair caractéristique du «Verrucano briançonnais». Ils comprennent des horizons d'épaisseur métrique de quartzite vaculaire.

Des quartzites finement sériciteux plus massifs, à galets de quartz blanc et rose dispersés, alternent ensuite sur environ 40 m avec des niveaux dolomitiques ocre à brun rouille (pl. II-16). L'épaisseur de ces bancs de dolomie et ankérite varie entre 0,5 et 20 cm. Ils sont souvent remplissés et boudinés.

Les limites de bancs sont parfois nettes et parfois diffuses. Il s'agit de niveaux sédimentaires et non de veines d'injection ou d'exsudats à quartz et carbonates. Ils ne comportent toutefois pas de structures sédimentaires. Ces bancs dolomitiques apparaissent à intervalles irréguliers.

Sur 50 m d'épaisseur, les roches correspondent ensuite à la description classique du faciès «Verrucano briançonnais». Les quartzites vert émeraude assez purs se chargent par endroits de galets dispersés de quartz blanc, de quartz rose-rouge, de rhyolites et de tourmalinites noires dans une structure chenalisée discrète. Les niveaux verts plus pélitiques sont ici rares.

Au sommet de ces quartzites verts, le passage à des quartzites plus blancs, plus massifs, moins sériciteux est progressif mais relativement rapide. Les affleurements de l'arête Mont Loéré – Mont Rouge permettent d'observer ces quartzites blancs assez fracturés jusqu'au sommet de la Formation du

Bruneggjoch, ici marqué par un niveau de décollement souligné par du gypse et des cornieules.

Sommet de la Formation du Bruneggjoch

La Formation du Bruneggjoch a été décrite dans la localité-type par Sartori (1990). Le plateau supérieur de l'Abbergletscher, dans le versant Matteredtal, permet d'observer une coupe presque complète de la formation, à l'exception de sa base. Elle repose sur les micaschistes graphiteux de la Formation du Distulberg par l'intermédiaire d'un contact tectonique (z.c. de l'Ar du Tsan, fig. 2). Seule la description du sommet de la formation est donnée ici.

Les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher, parfois légèrement séréciteux, forment des bancs massifs dans lesquels peuvent être reconnues parfois des stratifications entrecroisées. Des structures de rides de courant peuvent exceptionnellement être identifiées à la base des bancs. Les derniers mètres de quartzites sont souvent riches en ankérite, présentent un aspect vacuolaire et sont parfois conglomératiques. Dans cette coupe, la base de la Formation de St-Triphon repose en contact stratigraphique sur la Formation du Bruneggjoch (fig. 15). Elle débute par 0,5 m de calcschistes quartzo-albitiques verdâtres surmontés par une alternance de niveaux dolomitiques orangés d'épaisseur centimétrique avec des méta-argilites vertes.

Membre de Sous le Rocher

Les quartzites permo-triasiques des unités Briançonnaises situés en position «radicale» dans les unités penniques du sud de la Vallée du Rhône ont subi des déformations alpines importantes associées à un métamorphisme en faciès schiste vert. Dans les Préalpes par contre, des écailles et des olistolites de quartzites Briançonnais de taille hectométrique à kilométrique ont presque complètement échappé à ces transformations. C'est le cas des «écailles» de Taninges, en Haute-Savoie, qui sont emballées dans le «mélange infra-Brèche» (Kindler 1988). A Taninges, les écailles Briançonnaises sont principalement constituées par des grès et des schistes carbonifères, par des quartzites permo-triasiques et par des calcaires et dolomies du Trias moyen.

Un kilomètre à l'ouest de Taninges, la carrière de «Sous le Rocher» (6°34'32"E/46°06'47"N, 693 m) a fourni à Wernli & Brönnimann (1973) une coupe détaillée (fig. 16) dans la partie supérieure des quartzites Briançonnais (Formation du Bruneggjoch). Les quartzites blancs y sont parfaitement préservés et la carrière de Sous le Rocher constitue la localité-type et la coupe-type du Membre de Sous le Rocher. Une lacune d'observation empêche d'y observer le contact sommital de ce membre. C'est donc la coupe-type du sommet de la Formation du Bruneggjoch (fig. 15) qui sert de référence pour le sommet du Membre de Sous le Rocher.

Coupe-type: La base visible de l'écaille de Sous le Rocher comprend 6 m d'une arkose grossière à galets de rhyolites dis-

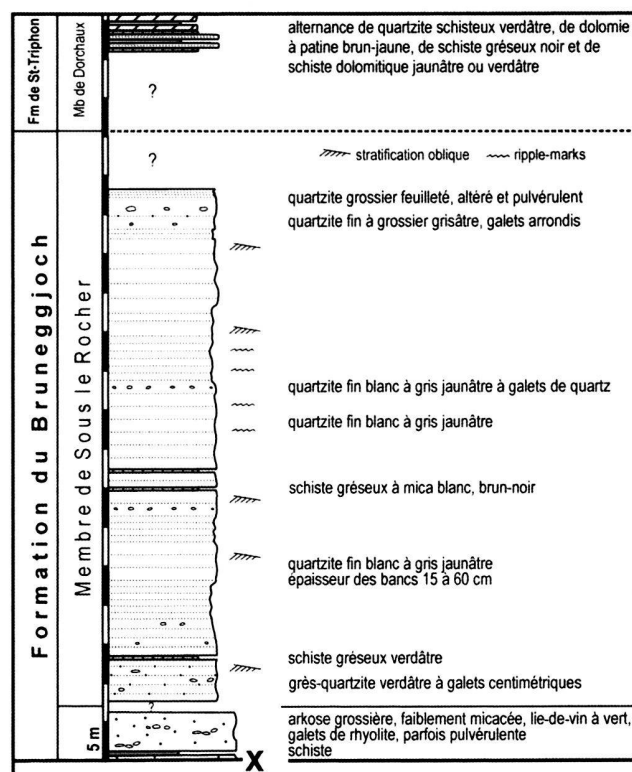


Fig. 16. Coupe-type du Membre de Sous le Rocher, Taninges, Haute-Savoie, d'après Wernli & Brönnimann (1973).

persés qui est caractéristique du faciès «Verrucano Briançonnais» (Wernli & Brönnimann 1973). Des grès-quartzites verdâtres à galets centimétriques (épaisseur 5 m) et des schistes gréseux verdâtres assurent la transition vers des quartzites fins blancs à gris jaunâtre, en bancs de 0,15 à 0,6 m, épais de 54 m. Les figures de sédimentation comprennent des stratifications obliques et entrecroisées, des rides de courant (pl. II-15) et des polygones de dessiccation. Le sommet du membre comprend des quartzites fins à grossiers, grisâtres, à passées de galets arrondis atteignant 20 cm de diamètre et des quartzites feuilletés gris clair à gris verdâtre ressemblant à ceux du sommet du «Verrucano» (épaisseur 11 m). Une lacune d'observation sépare les niveaux précédents d'une alternance de bancs centimétriques de dolomies (ou parfois de quartzites) avec des schistes gréseux ou dolomitiques. Ces derniers forment la base du Membre de Dorchaux (Formation de St-Triphon), qui repose vraisemblablement en contact stratigraphique sur les quartzites du Membre de Sous le Rocher.

Épaisseur: Le Membre de Sous le Rocher atteint une épaisseur d'environ 80 m dans la localité-type. Son épaisseur semble toutefois très variable et peut dépasser 200 m.

Synonymes: Les termes de «Quartzites werféniens», de «Quartzites tabulaires» ou de «Quartzites triasiques» ont souvent été utilisés pour désigner ces quartzites blancs massifs.

Age: Ces quartzites se sont jusqu'ici toujours avérés azoïques. Leur âge ne peut donc être établi que par encadrement. L'âge le plus jeune déterminé dans la Formation du Col de Chassoure, qui est sous-jacente aux quartzites dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort, est de 257 ± 12 Ma (Eikenberg et al. 1989), soit Permien tardif. L'âge paléontologique des premiers niveaux de la Formation de St-Triphon (Mégard-Galli & Baud 1977) se situe dans la partie terminale du Trias précoce (Olenekien). Il reste donc au maximum une fourchette d'environ 10 Ma à cheval sur le Permien tardif et le Trias précoce pour le dépôt de toute la Formation du Bruneggjoch. Il n'est à priori pas impossible que la base des quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher corresponde à la limite Permien/Trias, mais on ne peut pas non plus exclure l'existence d'une limite diachrone (Guillot et al. 1994).

Extension: Le Membre de Sous le Rocher peut être reconnu dans la zone Houillère, dans la nappe de Siviez-Mischabel et dans la nappe du Mont Fort. Il existe sous forme d'écaillles ou d'olistolites dans l'unité de la Pierre Avoi au sein de la zone de Sion-Courmayeur, en écaillles à la base de la nappe des Pré-alpes médianes rigides et dans plusieurs zones de «mélanges» préalpins.

Corrélations: Le membre de Sous le Rocher se corrèle aisément avec tous les niveaux de quartzites blancs massifs «triasiques» décrits dans la plupart des unités issues du domaine briançonnais.

Interprétation des milieux de dépôt: Une étude sédimentologique détaillée a été entreprise par Guillot et al. (1994) sur les quartzites du Seuil des Rochilles, dans les Hautes-Alpes au nord de Briançon, en France. Ces auteurs déduisent de l'examen des structures sédimentaires l'existence d'un cycle «transgression-régression» au sein de quartzites qui sont corrélables à la Formation du Bruneggjoch. La transgression marine interviendrait progressivement dans la base des quartzites blancs, équivalents du Membre de Sous le Rocher, alors qu'une régression en marquerait la partie supérieure. Les preuves d'une sédimentation marine reposent principalement sur l'existence de structures sédimentaires de type «hummocky cross stratification». L'épisode de régression est indiqué par la récurrence de grès arkosiques grossiers et chenalisés. Cette récurrence de faciès grossiers a été décrite dans de très nombreuses coupes au sein des unités briançonnaises et semble donc traduire un évènement global.

Métamorphisme

Dans les unités internes métamorphiques, le quartz, la séricite et l'albite constituent l'essentiel des minéraux de néoformation. Le microcline et la muscovite sont des reliques des minéraux détritiques originels.

Protolithes

Les coupes disponibles dans des parties peu ou non métamorphiques des Alpes fournissent une description précise des sédi-

ments originaux de cette formation (Wernli & Brönnimann 1973). Les quartzites verts de faciès «Verrucano briançonnais» dérivent d'arkoses grossières, faiblement micacées, de couleur lie-de-vin. Les quartzites blancs dérivent de quartzites purs et de grès-quartzites feldspathiques.

Roches intrusives

A notre connaissance, aucun corps intrusif n'a été clairement décrit jusqu'ici dans la Formation du Bruneggjoch. Il a été fait mention quelquefois de minces niveaux de «roches vertes» intercalés dans les quartzites. Dans certains cas il s'agit de replis tectoniques (c'est le cas par exemple pour certaines «lentilles d'ovardites» de la région du Mont Gond (Schaer 1959a), dans d'autres cas il pourrait s'agir de niveaux argileux (chloritoschistes), dans d'autres cas encore il pourrait effectivement s'agir de filons mafiques (prasinites), d'âge vraisemblablement mésozoïque.

Épaisseur

Dans la localité-type, la Formation du Bruneggjoch, amputée tectoniquement de sa base et aplatie tectoniquement, atteint une épaisseur d'environ 200 m. L'épaisseur réelle de la formation dépasse probablement les 300 m. Il est probable que son épaisseur soit plus grande dans les unités briançonnaises plus externes où Guillot et al. (1994) rapportent une épaisseur de 300 m pour les quartzites blancs massifs uniquement (Membre de Sous le Rocher).

Age

Par encadrement, la Formation du Bruneggjoch s'inscrit entre le Permien tardif (minéralisation en uranium dans la Formation du Col de Chassoure, 257 ± 12 Ma, Eikenberg et al. 1989) et le sommet du Trias précoce (Olenekien; base de la Formation de St-Triphon, Membre de Dorchaux, Mégard-Galli & Baud 1977).

Critères d'identification

Des quartzites d'un vert émeraude clair comportant des galets de quartz rose à rouge et formant une série épaisse, avec ou sans intercalations de niveaux pélitiques, surmontés de quartzites massifs blancs à stratifications obliques et entrecroisées, constituent un caractère déterminant pour la Formation du Bruneggjoch.

La confusion n'est toutefois pas impossible avec certains corps sédimentaires présents localement dans la Formation du Col de Chassoure sous-jacente. Ces niveaux de quartzites conglomératiques verdâtres d'épaisseur décamétrique peuvent présenter une ressemblance assez poussée avec le faciès «Verrucano briançonnais». Les éléments sont généralement plutôt des rhyolites claires et des galets de quartz blanc, alors que les dragées de quartz rose-rouge sont nettement moins fré-

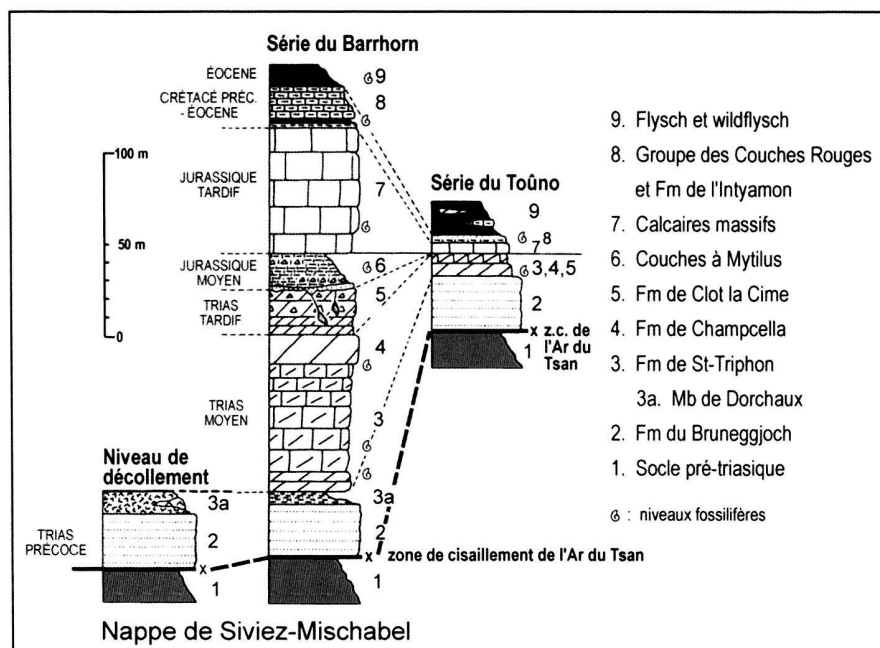


Fig. 17. Corrélations lithostratigraphiques entre les séries du Barrhorn et du Toûno et la nappe des Préalpes médianes rigides. D'après Sartori (1987).

quentes. On ne trouve pas de quartzites blancs massifs associés à ces niveaux de la Formation du Col de Chassoure, mais tout au plus des quartzschistes clairs ou des niveaux rhyolitiques blancs peu épais.

La base de la Formation du Bruneggjoch peut être très schisteuse lorsqu'elle est liée à une zone de cisaillement importante. Dans ce cas, la ressemblance avec les quartz-séicito-schistes et les quartzschistes de la Formation du Col de Chassoure peut prêter à confusion. Toutefois la nature franchement quartzitique, la couleur particulière, de même que l'abondance de galets rose-rouge et la présence fréquente de niveaux dolo-mitiques boudinés (à ne pas confondre avec des veines ou des exsudats de carbonate et quartz) permettent généralement de reconnaître le faciès «Verrucano briançonnais» malgré la déformation.

Variabilité

Le contenu de la formation est remarquablement constant dans toutes les unités issues du domaine briançonnais. Seule l'épaisseur totale de la série et les épaisseurs relatives des différents types de quartzites varient latéralement.

Extension

La Formation du Bruneggjoch peut être étendue à toutes les unités de quartzites «permo-triasiques» des nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort en Valais.

En Suisse, dans les autres unités issues du domaine briançonnais, le terme de Formation du Bruneggjoch pourrait également être appliqué, du moins en première analyse, à toutes

les unités de quartzites «permo-triasiques» comprenant des quartzites conglomératiques de type «Verrucano briançonnais» et des quartzites blancs massifs.

Les unités concernées sont en premier lieu la zone Houillère, les «écailles» de quartzites de type briançonnais emballées dans l'unité de la Pierre Avoi dans la zone de Sion-Courmayeur et les lambeaux de quartzites briançonnais en position préalpine (nappe des Préalpes médianes rigides, «mélange infra-Brèche»).

Corrélations

Dans les unités plus internes (nappes du Frilhorn et des Cimes Blanches, blocs ou écailles basales en relation avec la nappe de la Brèche dans les Préalpes), la corrélation semble à priori justifiable mais mériterait un examen plus attentif.

La Formation du Bruneggjoch peut être corrélée probablement avec toutes les unités quartzitiques «permo-triasiques» briançonnaises des Alpes françaises et italiennes. Dans les Grisons, des niveaux équivalents existent aussi dans les couvertures adhérentes aux socles des nappes du Tambo et de Suretta.

4.3.3. Couvertures mésozoïques et cénozoïques

Les couvertures sédimentaires, adhérentes ou décollées, des nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort présentent des analogies suffisamment fortes avec les nappes des Préalpes pour que la nomenclature stratigraphique qui a été développée dans ces dernières unités, peu métamorphiques, puisse y être appliquée.

NAPPE DES CIMES BLANCHES		NAPPE DE LA BRÈCHE
		(Lugeon 1896, Steffen et al. 1993, Dall'Agnolo 2000)
CRÉTACÉ PRÉC. MOYEN	Alternance de schiste noir et quartzite	Formation de la Joux Verte
	Marbre clair	Formation de Bonave
MALM	Brèche polygénique à matrice claire et lentilles siliceuses	Formation de la Brèche supérieure
LIAS - DOGGER	Brèche à matrice sombre et éléments calcaro-dolomitiques	Formation de la Brèche inférieure
	Schistes, calcschistes, calcarénites à passées bréchiques	
	Calcschiste sombre, calcarénite	«Calcaires inférieurs» et «Schistes inférieurs»
	Marbre gris à bandes siliceuses, quelquefois bréchique, marbre plaqueté; parfois passage latéral à un calcschiste	
TRIAS MOY.-TARD.	Brèche dolomitique Dolomie rubanée et siliceuse Dolomie noire, alternance de marbre et dolomie Dolomie Marbre et dolomie (à Physoporella) Gypse et corneille	Trias briançonnais: Formation de Clot-la-Cime Formation de Champcella Formation de St-Triphon

Fig. 18. Coupe lithostratigraphique de la nappe des Cimes Blanches, Pic d'Artsinol, et relations possibles avec les formations de la nappe de la Brèche.

Série du Toûno

Cette série briançonnaise occupe la partie NE de la nappe de Siviez-Mischabel, en dessus de la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan. Elle correspond à une série condensée (Marthaler 1984) dont l'épaisseur, après déformation et métamorphisme, ne dépasse pas 50 m. Des corrélations lithostratigraphiques probables avec la nappe des Préalpes médianes rigides sont proposées (fig. 17).

Série du Barrhorn

Nommée par Iten en 1948, cette série mésozoïque et cénozoïque a ensuite été reconnue comme étant un équivalent parfait, en position interne, de la nappe des Préalpes médianes rigides (Ellenberger 1958, Sartori 1990). La figure 17 donne les corrélations lithostratigraphiques qui ont été établies.

La différence majeure entre la série du Barrhorn et la série des Préalpes médianes rigides réside dans l'absence, dans la première, de niveaux évaporitiques à la base du

Membre de Dorchaux de la Formation de St-Triphon (Sartori 1990). Cette différence explique que la série du Barrhorn soit restée solidaire des quartzites de la Formation du Bruneggjoch et des formations antétriasiques de la nappe de Siviez-Mischabel.

Les coupes lithostratigraphiques de la base de la série permettent donc de préciser la base du Membre de Dorchaux (fig. 15), alors que celui-ci est toujours tronqué dans les Préalpes par le niveau de décollement basal. Une description détaillée de ces premiers niveaux existe dans Sartori (1990: p. 39–40).

Niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides

Des évaporites (anhydrite, gypse) et des corneilles qui en dérivent constituent un tégument au toit de la nappe de Siviez-Mischabel, dans sa partie ouest (fig. 17), et ont permis le décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides. Ces roches représentent la base de la Formation de St-Triphon

(Membre de Dorchaux, Mégard-Galli & Baud 1977). Des niveaux dolomitiques et des pélites accompagnent parfois le gypse et la cornieule, mais le degré de tectonisation est tel qu'aucune coupe lithostratigraphique cohérente n'a pu y être observée jusqu'ici.

4.4. Nappe des Cimes Blanches

La nappe des Cimes Blanches est une nappe de décollement d'affinité paléogéographique briançonnaise au sens large (Schmid et al. 2004), auparavant désignée comme «prépiémontaise» ou «piémontaise». Cette couverture sédimentaire décollée, épaisse au maximum de quelques centaines de mètres, forme généralement la semelle tectonique de la nappe du Tsaté. Elle s'étend du Val de Bagnes à l'ouest à la région de Zermatt et au Val d'Ayas à l'est. Son épaisseur est très variable, pour des raisons stratigraphiques (blocs sédimentaires basculés) et/ou tectoniques (boudinage). Elle a subi un métamorphisme alpin en faciès schiste vert allant jusqu'au faciès amphibolite au sud-est.

Les coupes lithostratigraphiques les plus complètes sont visibles par exemple au Mont Rouge (Val d'Hérens), à Mauvoisin (Val de Bagnes) ou aux Cimes Blanches («Cime Bianche», Valtournanche). Les entités lithostratigraphiques reconnues peuvent être attribuées de façon souvent convaincante à des formations déjà définies dans les Préalpes ou dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort. La figure 18 donne un exemple de coupe relevée à l'est du Pic d'Artsinol (600.250/106.750 à 599.650/106.850, CN 1326 Rosablanc), où des corrélations avec les formations de la nappe de la Brèche sont très probables voire certaines.

4.5. Nappe du Frilhorn

La nappe du Frilhorn présente grossièrement les mêmes caractéristiques que la nappe des Cimes Blanches. Elle en diffère par son épaisseur, quelques mètres à quelques dizaines de mètres au maximum. Sa position structurale est plus complexe, puisqu'elle est intercalée au sein des «Schistes lustrés» de la nappe du Tsaté. Il est possible qu'elle doive cette position à une zone de cisaillement post-nappe.

Son contenu est plus lacunaire que celui de la nappe des Cimes Blanches; il représente une série stratigraphique condensée (Marthaler 1984) et/ou le résultat d'une forte lamination tectonique. Des corrélations avec des formations définies dans les Préalpes ou dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort peuvent être avancées mais sont sujettes à discussion.

5. Conclusion

Les résultats des travaux de cartographie ainsi que des études structurales, pétrographiques, stratigraphiques et géochronologiques, menés par de nombreux chercheurs dans les unités penniques en Valais au cours des vingt dernières années, per-

mettent d'harmoniser et de formaliser la stratigraphie d'un certain nombre d'entre elles.

Zone Houillère: La description stratigraphique est bien avancée dans les Alpes françaises où la déformation et le métamorphisme sont moins importants qu'en Valais. Les assises qui y ont été définies devraient être érigées en formations, qui seraient utilisables en Valais. La couverture sédimentaire permo-triasique et triasique de la zone Houillère peut quant à elle être décrite grâce aux formations déjà définies respectivement dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort, ainsi que dans les Préalpes.

Zones du Rutor, de Stalden supérieure et de Berisal: Il est possible que ces unités puissent être décrites grâce aux formations définies, dans ce travail, pour les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort, mais des études complémentaires doivent être menées.

Nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort: Bien que très déformé et découpé par des zones de cisaillement post-nappe, l'ensemble de ces deux nappes constitue une série lithostratigraphique cohérente. Sous sa couverture carbonatée mésozoïque-cénozoïque, cette portion de la croûte supérieure briançonnaise montre une succession d'ensemble et de formations stratiformes pouvant se répartir en 3 groupes basés sur des critères lithostratigraphiques, les âges radiométriques et les traces du métamorphisme anté-alpin:

- Le groupe ancien comprend l'*Ensemble de l'Ergischhorn* et la *Formation de l'Adlerflüe*. Il est riche en paragneiss et amphibolites polycycliques à reliques éclogitiques anté-alpines. Il est intrudé par des gabbros datés du Cambrien tardif (504 Ma). L'âge de ses dépôts est probablement protérozoïque.
- Le groupe intermédiaire rassemble les *Formations de Lirec, du Distulberg* et du *Métailler*. La première et peut-être la deuxième sont intrudées par des gabbros et des roches granitiques datés du Cambrien tardif (511–500 Ma). Un âge cambrien (à ordovicien?) est vraisemblable pour le dépôt des roches volcaniques et sédimentaires à l'origine de ce groupe.
- Le groupe jeune, essentiellement détritique, contient les *Formations du Col de Chassoure* et du *Bruneggjoch*. La première contient des intrusions et des roches volcaniques acides permienues (environ 270 Ma). Elles sont toutes deux riches en niveaux détritiques grossiers. Elles datent respectivement du Permien et du Permien tardif – Trias précoce.

Une incertitude importante de ce modèle stratigraphique réside dans l'âge de la Formation du Métailler. Si de futures datations radiométriques lui assignaient un âge paléozoïque précoce, comme il est supposé ici, cela signifierait soit que la Formation du Col de Chassoure, permienne, repose stratigraphiquement sur un socle très fortement dénudé et érodé, soit que son contact basal est un contact tectonique alpin qui tronque une partie importante de ce socle. Pour l'heure, la nature de ce contact ne peut pas être établie définitivement.

Les entités lithostratigraphiques des *couvertures sédimentaires mésozoïques-cénozoïques* de ces nappes peuvent être assignées à des formations définies dans les Préalpes.

Nappes des Cimes Blanches et du Frilhorn: Des corrélations fiables peuvent être faites entre les terrains de la nappe de décollement des Cimes Blanches, originaire du domaine briançonnais interne (sensu lato), et les formations décrites dans la nappe de la Brèche (Préalpes) et dans celles de Siviez-Mischabel et du Mont Fort. Tout en étant lacunaire, plus mince et intensément déformée que la précédente, la nappe de décollement du Frilhorn présente grossièrement les mêmes caractéristiques stratigraphiques que la nappe des Cimes Blanches.

Remerciements

Nous remercions vivement le Service géologique national (swisstopo) ainsi que le Comité Suisse de Stratigraphie pour leur appui financier et scientifique. Notre reconnaissance va aussi à MM. S. Dall'Agnolo et N. Kramar pour leur appui sur le terrain et, pour le premier, pour la traduction en anglais du résumé, ainsi que M. Burri, A. Escher, H.P. Funk, F. Guillot, S. Schmid, P. Thélén et M. Weidmann pour la relecture attentive du manuscrit et leurs suggestions qui ont grandement contribué à l'améliorer. Merci également à J. Metzger pour son appui graphique.

BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50'000. – Matér. Carte géol. Suisse (n.S.) 23. Carte géol. spéc. 52.
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. Vaud. Sci. nat. 45, 217–276 [aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 14, 1–64].
- BEARTH, P. (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). – Mém. h. s. Soc. géol. France 1, Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, t. 2, 407–418.
- BEARTH, P. (1964): Blatt Randa. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, N° 43.
- BEARTH, P. (1978): Blatt 1308 St. Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, Karte 71.
- BEARTH, P. (1980): Blatt 1308 St. Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, Erläut. 71.
- BERTRAND, J.M., GUILLOT, F. & LETERRIER, J. (2000a): Age paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). – C. R. Acad. Sci. D, 330, 473–478.
- BERTRAND, J.M., PIDGEON, R.T., LETERRIER, J., GUILLOT, F., GASQUET, D. & GATTIGLIO, M. (2000b): SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 80/3, 225–248.
- BEUCLER, M., GUILLOT, F. & HERNANDEZ, J. (2000): Les granophyres du Mont Pourri (Vanoise septentrionale – Savoie): lithostratigraphie et pétrologie. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 87/1, 29–60.
- BURRI, M. (1983a): Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). – Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 270.
- BURRI, M. (1983b): Le front du Grand Saint-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste – Eclogae geol. Helv. 76/3, 469–490.
- BURRI, M., FRANK, E., JEANBOURQUIN, P., LABHART, T., LISZKAY, M. & STRECKEISEN, A. (1993): Blatt 1289 Brig. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, Karte 93.
- BURRI, M., ALLIMANN, M., CHESSEX, R., DAL PIAZ, G.V., DELLA VALLE, G., DU BOIS, L., GOUFFON, Y., GUERMANI, A., HAGEN, T., KRUMMENACHER, D. & LOOSER, M.-O. (1998): feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélan. – Atlas géol. Suisse 1:25'000, Carte 101.
- BURRI, M., DAL PIAZ, G.V., DELLA VALLE, G., GOUFFON, Y. & GUERMANI, A. (1999): feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélan. – Atlas géol. Suisse 1:25'000, Notice explicative 101.
- BUSSY, F., DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996a): The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). – Eur. J. Mineral. 8, 565–575.
- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996b): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 76, 81–84.
- CABY, R. (1968): Contribution à l'étude des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la Zone du Grand-St-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). – Géol. alp. (Grenoble) 44, 95–111.
- CALAME, J.-J. (1954): Etude géologique de la région de Nendaz (Valais). – Thèse Univ. Genève. Imprimerie Grivet, Genève.
- CARUZZO, S. (1997): Les gneiss ocellés de Liez (Nappe de Siviez-Mischabel, Val d'Hérens, Valais, Suisse): minéralogie et pétrographie. – Diplôme Univ. Lausanne N°6 (inédit).
- CASSINIS, G., AVANZINI, M., CORTESOGNO, L., DELLAGIOVANNA, G., DI STEFANO, P., GAGGERO, L., GULLO, M., MASSARI, F., NERI, C., RONCHI, A., SENO, S., VANOSSI, M. & VENTURINI, C. (1998): Synthetic upper Paleozoic correlation charts of selected Italian areas. – Atti Tic. Sci. Terra 40, 65–120.
- CHESSEX, R. (1995): Tectonomagmatic setting of the Mont Fort nappe basement, Penninic domain, Western Alps, Switzerland. – Proceedings of the international earth sciences colloquium on the Aegean region, Izmir, v. 1, p. 19–35.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. II Teil. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 11.
- CIGOLINI, C. (1992): Carta geologica del ricoprimento del Gran San Bernardo tra la Valsavarenche e la Val di Rhêmes (Valle d'Aosta) 1:20.000. Con Note Illustrative. – Regione Autonoma della Valle d'Aosta (aussi: Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino 13/2, Suppl., 1995).
- DALL'AGNOLO (2000): Le Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suisse). Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. – Eclogae geol. Helv. 93/2, 157–174.
- DALLA PIAZZA, R. & DÉZES, P. (1992): Etude des corps de métagabbro de la nappe de Siviez-Mischabel au Turtmanntal et au val de Nendaz (Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- DERRON, M.-H. & JACQUOD, J. (1994): Etude géologique et minéralogique de la région du Mont Rognieux, rive gauche du Val de Bagnes (Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & MERCIER, D. (2006): Early Permian volcano-clastics and volcanics within the Briançonnais Mont Fort nappe (Valais, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 99/3, 301–307.
- DESMONS, J. & FABRE, J. (1988): Contribution à la connaissance pétrographique du Mont Pourri (Savoie, France): conséquences structurales. – Géol. alp. (Grenoble) 64, 13–26.
- DEVILLE, E. (1987): Etude géologique en Vanoise orientale (Alpes occidentales françaises, Savoie). – Trav. Départ. Sci. Terre Univ. Savoie (Chambery) N° 8.
- EIKENBERG, J., KÖPPEL, V., LABHART, T. & SIGNER, P. (1989): U-Pb, U-Xe and U-Kr systematics of a greenschist facies metamorphic uranium mineralization of the Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69, 331–344.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de la Vanoise (Savoie). – Mém. Serv. Carte géol. France.
- ELLENBERGER, F. (1966): Le Permien du pays de Vanoise. – Atti Symp. Verucano, Pisa, Soc. toscana Sci. nat., 170–211.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl (Berne) 7.
- FABRE, J. (1958): Contribution à l'étude de la zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). – Mém. B.R.G.M. (Paris) 2.

- FABRE, J. & FEYS, R. (1966): Les séries bariolées du massif de Rochachille. Leurs rapports avec le «Verrucano» de Briançon et les «Permiens» de Maurienne et de Tarentaise. – Atti Symp. Verrucano, Pisa 1965. Soc. tosc. Sci. nat., p.143–159.
- GABUS, J.H., WEIDMANN, M., BUGNON, P.C., BURRI, M., MARTHALER, M. & SARTORI, M. (en prép.): feuille 1287 Sierre – Atlas géol. Suisse 1:25'000, carte 111.
- GAY, M. (1970): Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes): évolution paléogéographique antéalpine. – Bull. B.R.G.M. (Paris) 1/3, 5–81.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. – N. Denkschr. allg. Schweiz. Ges. gesamm. Natw. 23.
- GERLACH, H. (1871): Das südwestliche Wallis mit den angrenzenden Landesteilen von Savoyen und Piemont. – Beitr. geol. Karte Schweiz 9.
- GILLIÉRON, F. (1988): Zur Geologie der Uranmineralisation in der Schweizer Alpen. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 77.
- GIORGIS, D., THÉLIN, P., STAMPELI, G. & BUSSY, F. (1999): The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/3, 381–398.
- GOUFFON, Y. (1991): Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste – Italie). – Thèse Univ. Lausanne. (Aussi: Mém. Géol., Lausanne 12, 1993).
- GOUFFON, Y. & BURRI, M. (1997): Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 29–41.
- GUILLLOT, F., LIÉGOIS, J.P. & FABRE J. (1991): Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. – C. R. Acad. Sci. Paris, 313, 239–244.
- GUILLLOT, F., DESMONS, J. & PLOUIN, A. (1993): Lithostratigraphy and geochemical composition of the Mt.Pourri volcanic basement, Middle Penninic W-Alpine Zone, France. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 73, 319–334.
- GUILLLOT, F., CIBAJ, I., DELVAL, T. (1994): Milieux de dépôt des quartzites infra-triasiques Briançonnais. Seuil des Rochilles, Hautes-Alpes, France. – Annales Soc. géol. Nord (Lille) T.3 (2^{ème} série), 97–107.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). – Eclogae geol. Helv. 43, 31–93.
- JONGMANS, W. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 108.
- KINDLER, P. (1988): Géologie des Wildflyschs entre Arve et Giffre. – Publ. Dépt. Géol. Paléont. Univ. Genève 6, 1–134.
- LEFÈVRE, R. & MICHARD, A. (1976): Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes): une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. – Sci. géol. Strasbourg, Bull. 29/3, 183–222.
- LUGEON, M. (1896): La région de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). – Bull. Serv. Carte géol. France VII/49.
- MALUSÀ, M., POLINO, R. & MARTIN, S. (2005): The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units. – Bull. Soc. géol. Fr. 176/5, 417–431.
- MARION, R. (1984): Contribution à l'étude géologique de la Vanoise – Alpes occidentales – Le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes-Val d'Isère. – Trav. Départ. Sci. Terre Univ. Savoie (Chambéry) N° 2.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N., & SCHALTEGGER, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78, 397–414.
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne. – Eclogae geol. Helv. 77/2, 395–448.
- MÉGARD-GALLI, J. & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. – Bull. B.R.G.M. (Paris), 2^{ème} série 4/3, 233–250.
- MERCIER, D. & BEAUDOIN B. (1987): Révision du Carbonifère briançonnais: stratigraphie et évolution du bassin. – Géol. Alp. (Grenoble), Mém. h.s. 13, 25–31.
- OULIANOFF, N. (1954): Note concernant l'origine et le métamorphisme des «schistes de Casanna» (Massif du Métailler dans le Val de Nendaz, en Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. vol. 66, N° 288, 77–91.
- OULIANOFF, N. (1957): La Zone du Carbonifère entre Iséables et Bramois (Vallée du Rhône). – Eclogae geol. Helv. 50/2, 482–491.
- PLEUGER, J., FROITZHEIM, N. & JANSEN, E. (2005): Folded continental and oceanic nappes on the southern side of the Monte Rosa (western Alps, Italy): Anatomy of a double collision suture. – Tectonics 24, TC 4013.
- RAUMER, J. VON, STAMPELI, G., BOREL, G. & BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwana margin. – Int. J. Earth Sciences 91, 35–52.
- RUCHAT, A. (1999): Minéralisations U-Cu-Au du Grand Alou (Pennique valaisanne, Suisse). – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- SARTORI, M. (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). – Mém. Géol. (Lausanne) 6.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1987): Les schistes ocellés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 67, 229–256.
- SCHAEFER, J.-P. (1959a): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse). – Arch. Sci. (Genève) 12/4, 473–620.
- SCHAEFER, J.-P. (1959b): Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St Bernard, Valais, Suisse. – Geol. Rdsch. 46, 147–158.
- SCHAEFER, M. (1994): Ba-Co-Ni-Vererzungen im Turtmanntal und Geochemie am Omen Roso. – Diss. Univ. Basel.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae geol. Helv. 97, 93–117.
- STAMPELI, G.M. (1993): Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? – Eclogae geol. Helv. 86/1, 1–45.
- STAMPELI, G.M., MOSAR, J., MARCHANT, R., MARQUER, D., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the western Alps. In: VAUCHER, A. & MEISSNER, R. (Eds.): Continents and their mantle roots. – Tectonophysics 296 (1–2), 159–204.
- STAMPELI, G.M. & BOREL, G. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundary and restored synthetic oceanic isochrons. – Earth Planet. Sci. Lett. 196, 17–33.
- STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PIAZ, G.V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H. (1999): Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100'000. Carte géologique spéciale N°123. – Serv. hydrol. géol. natl (swisstopo, Berne).
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. (2001): Notice explicative de la Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100'000. Carte géologique spéciale N°123. – Office féd. Eaux Géologie (Berne).
- STEFFEN, D., JAKUES, C., NYDEGGER, T., PETROONS, D. & WILDI, W. (1993): La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte-Savoie, France): Sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. – Eclogae geol. Helv. 86/2, 543–568.
- STILLE, P. & TATSUMOTO, M. (1985): Precambrien tholeiitic-dacitic rock-suites and Cambrien ultramafic rocks in the Pennine nappe system of the Alps: Evidence from Sm-Nd isotopes and rare earth elements. – Contr. Mineral. Petrol. 89, 184–192.
- SZEPESSY SCHAUER, A. (1949): Geologische Untersuchungen im Grand-Combin Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont. – Diss. ETH Zürich.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand Saint-Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- THÉLIN, P. (1987): Nature originelle des gneiss ocellés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). – Bull. Géol. Lausanne 290.
- THÉLIN, P. (1989): Essais de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand St Bernard: quelques points de repères. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/2, 393–420.
- THÉLIN, P. (1992): Les métapélites du Mont Mort: une fenêtre métamorphique (nappe des Pontis, Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 82, 97–116.

- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmato-métamorphiques du socle antétriasique dans le domaine pennique (Valais). – Bull. suisse Minéral. Petrogr. 63, 393–420.
- THÉLIN, P., SARTORI M., LENGELER, R. & SCHAEERER J.-P. (1990): Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. – Lithos 25, 71–88.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps (p. 297–315). – Springer, Berlin.
- THÉLIN, P., GOUFFON, Y. & ALLIMANN, M. (1994): Caractéristiques et métamorphisme des phyllosilicates dans la partie occidentale de la «super» nappe du Grand St-Bernard (Val d'Aoste et Valais). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 83/2, 93–145. (Aussi Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 327).
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes suisses. – Atti Symp. Verrucano, Pisa 1965. Soc. tosc. Sci. nat., p.212–232.
- VALLET, J.-M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémence (Valais). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 30, 322–476.
- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St.Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – Thèse Univ. Neuchâtel. Imprimerie centrale, Neuchâtel. (Aussi: Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat. 47, 3–63).
- WERNLI, R. & BRÖNNIMANN, P. (1973): Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France). Lithologie et micropaléontologie. – Arch. Sci. (Genève) 26/1, 79–96.
- WÜLSER, P.-A. (2002): Métarhyolites et roches sédimentaires associées de la nappe du Mont Fort (Val de Nendaz, Val d'Hérémence, Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- ZINGG, M. (1989): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins und seiner Vererzungen (Wallis, Schweiz). – Diss. ETH-Zürich Nr. 8997.

Manuscript received October 17, 2006

Revision accepted November 8, 2006

Planche I

1. Métagranite de Thyon. Val d'Hérémence.
2. Métagranophyre de Thyon. Val d'Hérémence.
3. Paragneiss à rubans de quartz typique de l'Ensemble de l'Ergischhorn. Chandolin, Val d'Anniviers.
4. Micaschiste albitique typique de la Formation de l'Adlerflüe. Les porphyroblastes d'albite contiennent une schistosité interne à grenat, biotite, phengite, quartz. Adlerflüe, Turtmanntal.
5. Gneiss rubané à biotite verte, chlorite et grenat typique de la Formation de Lirec. Val d'Anniviers.
6. Micaschiste caractéristique de la Formation du Distulberg. Val d'Anniviers.
7. Gneiss albitique typique de la Formation du Métailler. Mont Gelé.
8. Contact basal (renversé) de la Formation du Col de Chassoure (Membre de Cleuson: quartzschiste imprégné de carbonates bruns) sur la Formation du Métailler (gneiss vert). Col de Chassoure.
9. Quartz-séricitoschiste bleu-vert caractéristique de la Formation du Col de Chassoure, avec un niveau de métarhyolite. Veysonnaz.

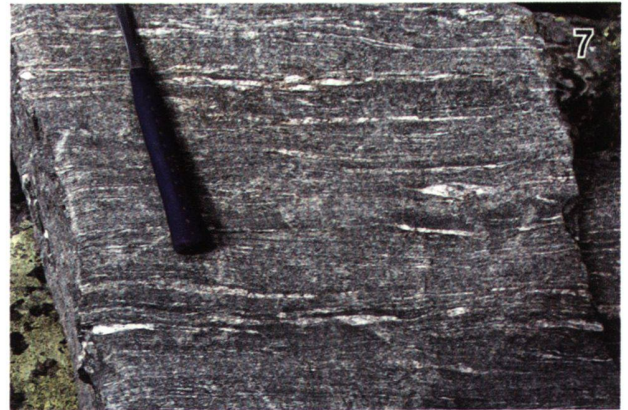
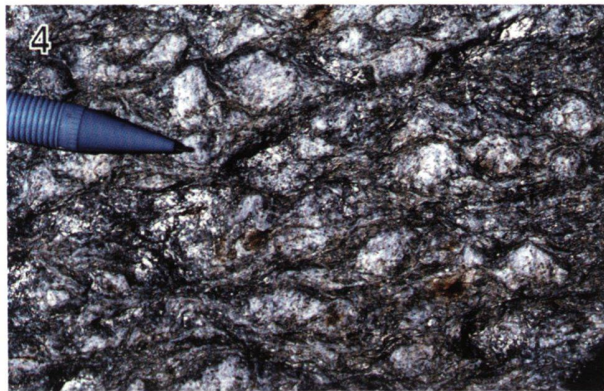
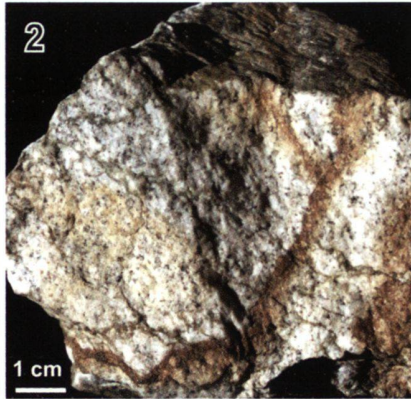
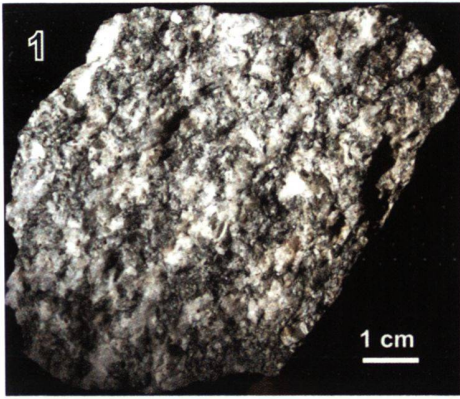


Planche II

10. Quartzschiste du Membre de la Mondra avec un niveau de chloritoschiste. Val d'Hérémence.
11. Alternance de schistes albitiques gris-vert et de dolomies typiques du sous-membre 2 du Membre du Goli d'Aget. Val de Bagnes.
12. Métagrès et métaconglomérats typiques du Membre de la Dent de Nendaz. Vallon au sud-est d'Isérables.
13. Métavolcanite noire typique du Membre de la Matse. Val d'Hérémence.
14. Séricitoschiste (méta-argilite) typique du Membre de la Gouille Verte. Val d'Hérémence.
15. Base d'un banc de quartzite massif du Membre de Sous le Rocher avec des rides de courant. Taninges, Haute-Savoie.
16. Alternance de quartzites verts et de niveaux dolomitiques et ankéritiques typiques de la base de la Formation du Bruneggjoch. Mont Loéré, Val d'Hérémence.

