

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 77 (1984)
Heft: 2

Artikel: Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse)
Autor: Marthaler, Michel
Kapitel: 1: Introduction
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165516>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 05.04.2026

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

3e partie: Paléographie – conclusions et hypothèses	
I. La zone du Barrhorn et le domaine briançonnais	422
II. La zone du Combin et le domaine piémontais	423
1. La série d'Evolène: bassin prépiémontais	424
2. La série Rouse: prépiémontais ou piémontais externe	424
3. La série du Frilhorn: seuil piémontais externe?	424
4. La série Grise: flysch piémontais	425
5. Les prasinites: mises en place dans le flysch ou séquence ophiolitique	425
III. Comparaisons avec les Préalpes	426
1. Domaine briançonnais	426
2. Domaine piémontais	426
4e partie: Tectonique	
Remarque préliminaire	427
I. Le charriage des unités	427
II. Les phases de plis en avant	428
III. La phase tardive de plis en retour (phase 4)	432
IV. Les failles	434
Remerciements	435
Bibliographie	435

1re PARTIE: INTRODUCTION

La région étudiée se situe entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne. Dans ce dernier, elle s'étend sur la rive gauche, de Gruben au petit lac de barrage (Stausee) et monte jusqu'à la crête qui sépare les deux vallées et qui marque la frontière linguistique entre les parlers suisse-allemand à l'E et français à l'W. Depuis cette crête, le terrain étudié redescend dans le Val d'Anniviers jusque dans la région des Pointes de Nava et du Tôuno, sommets qui dominent les villages d'Ayer et de St-Luc. L'ensemble du terrain figure sur la partie E de la feuille Vissoie au 1:25 000 (carte nationale de la Suisse).

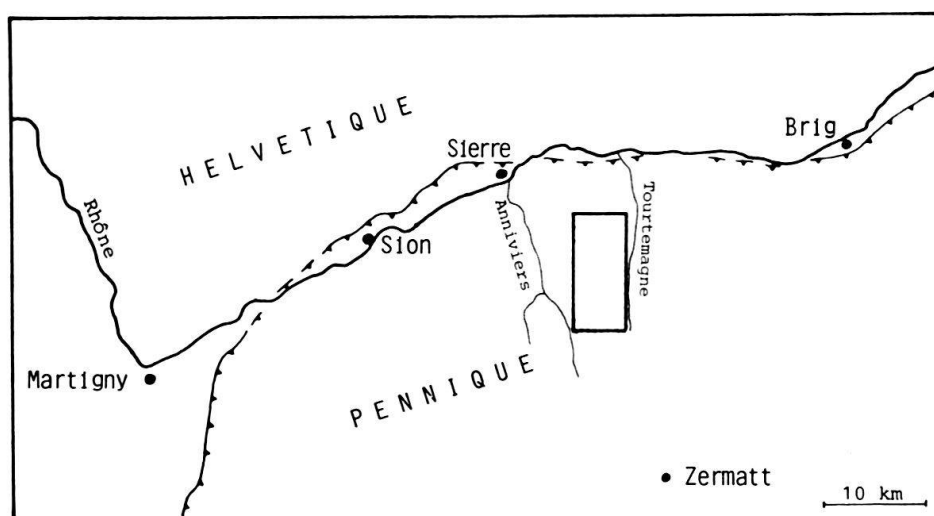


Fig. 1. Situation géographique du terrain étudié.



Fig. 2. Vue vers l'W de la partie centrale du terrain étudié. Du N (à droite) au S: la Pointe de Tourtemagne, l'arête du Wyssgrat enneigée, le Boudri et la Pointe de Forcletta.

Un secteur de cette crête allongée N-S, qui va du Meidpass au Frilihorn, a été l'objet d'une cartographie au 1:2500 très détaillée. Ses principaux sommets sont: la Pointe de Tourtemagne, flanquée à l'W du Toûno et à l'E du Meidhorn, au S le Roc de Boudri (ou simplement le Boudri) et la Pointe de Forcletta.

Ces montagnes dépassent à peine les 3000 m et sont d'un accès assez facile. Elles sont entaillées dans ce que l'usage appelle encore les «schistes lustrés», calcschistes débités en feuillets, qui ne forment que rarement de petites parois. Sous les «schistes lustrés» viennent des marbres et des quartzites plus durs, qui donnent au Toûno et au Meidhorn des silhouettes plus découpées.

A. Bref historique

GERLACH (1869) fut le pionnier de la géologie du Pennique. Ce travailleur forcené cartographia plus de 900 km² et reconnut les grandes unités métasédimentaires et cristallines. Il attribue déjà les calcaires et quartzites des Pontis au Trias. Il avance l'hypothèse de «grands chevauchements, nombreux et intenses replis» pour expliquer les répétitions anormales des roches du front pennique.

LUGEON & ARGAND (1905) n'auront qu'à reprendre la remarquable carte de GERLACH pour y mettre en évidence les grandes nappes penniques. En plus des grands

plis couchés indiquant un transport du matériel du S vers le N, ils décrivent les premiers des «vagues en retour».

Il n'est pas nécessaire d'insister sur l'apport génial des travaux d'ARGAND (1909, 1911, 1916). Ses levés géologiques au 1:50 000, d'une extrême précision et le cadre tectonique général qu'il a donné sont toujours valables aujourd'hui. ARGAND (1909) introduit le terme de zone du Combin, qu'il définit comme toute la masse de sédiments mésozoïques compris entre les nappes cristallines du Grand St-Bernard et de la Dent-Blanche. Il subdivise cette zone en trois groupes: un groupe inférieur, ou couverture secondaire normale de la nappe du Grand St-Bernard, faite surtout de marbres; un groupe moyen comprenant la grosse masse des schistes lustrés; un groupe supérieur, flanc renversé mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche, constitué de roches éruptives basiques et de schistes lustrés.

HERMANN (1913) publie une monographie régionale accompagnée d'une carte géologique au 1:50 000 de la région allant du Val d'Hérens au Val de Tourtemagne et qui complète vers le N les levés d'ARGAND. Sur la coupe et le panorama tectonique qui accompagnent ce travail, on voit déjà dessinés des doubles plis particulièrement bien observés dans la région fort compliquée du Meidhorn. HERMANN, comme ARGAND, distingue des plis couchés et des plis en retour. Tous deux dessinent de grands plis couchés en avant dans la région du front pennique, en reliant par exemple les quartzites de l'Illhorn à ceux de la Bella Tola, ce qui se confirme à nouveau aujourd'hui (pl. 6).

GÖKSU (1947) publie une thèse sur la région comprise entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne, c'est-à-dire la même région que celle du présent travail. Fortement influencé par les idées dictatoriales de R. Staub, il tente absolument de voir trois écaillés tectoniques différentes ayant chacune une stratigraphie très semblable, ce qui ne correspond pas à la réalité, d'après les nouvelles observations. C'est pourquoi, la «Tounot Serie», la «Boudry Serie» et la «Frilihorn Serie» de GÖKSU n'ont rien à voir avec les différentes unités décrites dans ce travail.

ITEN (1948), également disciple de Staub, publie avec sa thèse de magnifiques panoramas de la région du Barrhorn. Bien que ses observations soient d'une grande précision, la nomenclature qu'il utilise est dépassée, ainsi que ses attributions chronologiques.

ELLENBERGER (1952) reconnaît au Barrhorn des faciès similaires à ceux du Briançonnais de Vanoise. Il est le premier à y découvrir des restes fossiles dans les marbres du Trias, du Malm et du Crétacé supérieur.

Ces premières bases stratigraphiques étant posées, BEARTH s'attache à l'étude des roches cristallines et de leur métamorphisme dans toute la zone pennique. Clarifiant beaucoup les idées de l'époque, BEARTH (1965) propose une subdivision de la nappe du Grand St-Bernard en plusieurs zones tectoniques, dont celle qui nous occupe, la zone de Siviez-Mischabel. Il accomplit également un gigantesque travail de cartographie, puisqu'il publiera six feuilles au 1:25 000, soit Zermatt (1953), Saas et Monte Moro (1957), Randa (1964), Simplon (1973) et St-Niklaus (1980).

WEIDMANN (1974) a pu reconnaître et dater à l'aide de fossiles la plupart des niveaux triasiques dans le bas du Val d'Anniviers. Ces niveaux appartiennent aux écaillés de Beauregard et des Pontis et présentent de grandes similitudes avec le Trias de la nappe des Préalpes médianes rigides.

B. Introduction géologique

Les terrains étudiés dans ce travail se situent dans la nappe du Grand St-Bernard et la zone du Combin, au sens large (ARGAND 1909). Ces deux ensembles très vastes regroupent de nombreuses unités. Le but principal de cette thèse est de décrire la stratigraphie et de proposer une nouvelle nomenclature dans la zone du Combin (fig. 3). La carte et la coupe des planches 5 et 6 en donnent le cadre géologique.

Un détail important de vocabulaire: le terme de «zone» est employé ici dans un sens tectonique, il est souvent synonyme de nappe. Le terme de «série» désigne un ensemble litho-stratigraphique. Ainsi, une zone peut contenir une ou plusieurs séries.

I. La nappe du Grand St-Bernard

Ce très grand ensemble complexe s'avère ne plus être une seule entité tectonique. En allant de la base au sommet de cette «méganappe», on peut la diviser schématiquement (sans tenir compte des couvertures) en trois zones principales (ESCHER et al., en prép.).

1. La zone houillère

Elle est faite principalement de roches détritiques permo-carbonifères, qui contiennent localement de l'antracite exploitable. Puis viennent des quartzites permo-triasiques, enfin des calcaires, dolomies et évaporites du Trias moyen-supérieur, qui forment dans le bas Val d'Anniviers l'écaille de Beauregard.

Par dessus viennent les écailles de Niouc (socle) et des Pontis (couverture triasique) qui semblent ne se poursuivre ni à l'W ni à l'E du Val d'Anniviers.

Vers l'E, la zone houillère est surmontée par la *zone de Stalden supérieure* qui comprend principalement les gneiss de Törbel (THELIN 1983). Ceux-ci correspondent probablement au socle pré-Westphalien de la zone houillère. L'ensemble de ces deux zones serait alors en séries renversées.

2. La zone de Siviez-Mischabel

BEARTH (1963) fut le premier à définir cette zone. Mais pour des raisons de logique déjà expliquées (une zone tectonique peut contenir plusieurs séries lithologiques différentes) nous employons ce terme dans un sens plus large: la zone de Siviez-Mischabel n'est pas seulement le socle gneissique polymétamorphique des zones de Siviez et de Mischabel réunies. Elle comprend aussi toutes les roches du Paléozoïque supérieur et du Trias inférieur (Permo-Carbonifère et Permo-Trias) qui lui sont liées tectoniquement. Sa limite supérieure se situe au sommet des quartzites blancs du Trias inférieur.

Ainsi définie, la zone de Siviez-Mischabel se subdivise en deux grands groupes:

- Un vieux socle anté-Westphalien (Gneiss des Mischabel, BEARTH 1964, 1980; socle Siviez, SCHAEER 1959).
- Un ensemble volcano-détritique allant du Carbonifère supérieur au Trias inférieur.

Précisons ici un point sur les relations socle-couverture: à l'intérieur de la zone de Siviez-Mischabel, cet ensemble volcano-détritique du Paléozoïque supérieur peut être considéré comme la couverture du vieux socle. Mais dans le contexte plus général de la

UNITES TECTONIQUES		UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES de la région étudiée
W : Bagnes, Nendaz, Hérens	E : Anniviers, Tourtemagne, Zermatt	
<i>Nappe de la Dent-Blanche</i>	<i>Nappe de la Dent-Blanche</i>	
Zone des Aiguilles Rouges	Zone de Tracuit	
Zone du Combin	Zone du Combin supérieure	Prasinites (Unité 3) Série Grise Série du Frilhorn (Unité 2)
	Zone du Combin inférieure	Série Rousse Série d'Evolène (cicatrice)
<i>Zone du Métailler</i>	Zone du Barrhorn	Série du Toûno (Unité 1)
Cicatrice (cornieules, Trias)		
<i>Zone de Siviez-Mischabel</i>	<i>Zone de Siviez-Mischabel</i>	<i>Séries volcano-détritiques</i>
Trias	Ecailles des Pontis <i>Ecaille de Niouc</i>	<i>Vieux socle</i>
<i>Zone Houillère</i>	Ecaille de Beuregard <i>Zone Houillère (Stalden inférieure)</i>	
Zone de Sion-Courmayeur	Zone de Sion-Courmayeur	
<i>Nappe du Grand Saint-Bernard</i>		

Fig. 3. Tableau des unités tectoniques dans le Pennique du Valais central. En italique: unités de socle. En lettres normales: unités de couverture. Entre parenthèses: unités décrites dans MARTHALER (1981).

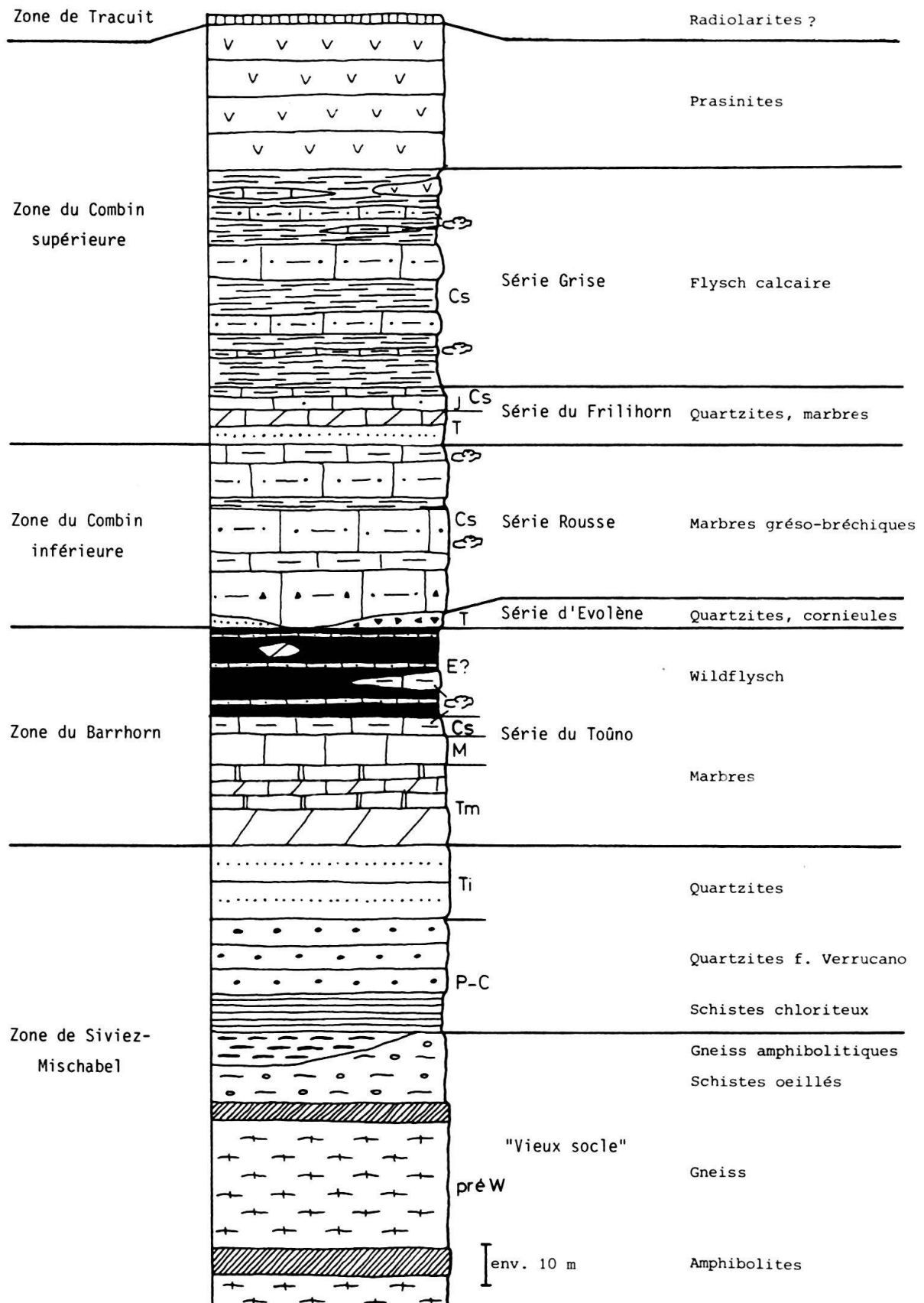


Fig.4. Colonne stratigraphique des unités penniques affleurant entre le Val d'Anniviers et le Val de Tourtemagne. Pré-W: pré-Westphalien. P-C: Permo-Carbonifère. Ti: Trias inférieur. Tm: Trias moyen. J: Jurassique. M: Malm. Cs: Crétacé supérieur. E: Eocène.

chaîne alpine, la zone de Siviez-Mischabel dans son ensemble est un socle par rapport à sa couverture mésozoïque (peut-être tertiaire), c'est-à-dire la zone du Barrhorn.

Les roches du vieux socle sont principalement des gneiss, des amphibolites et des schistes chloriteux de faciès amphibolite hercynien rétrotransformés en faciès schiste vert alpin. Au sommet du vieux socle affleure un bon niveau repère de schistes albitiques œillés («Knotenschiefer», BEARTH 1980. «Gneiss à porphyroblastes d'albites», THELIN 1983).

Comme le montre le tableau de la figure 5, les roches du vieux socle ont toutes été affectées par un métamorphisme polycyclique.

Le métamorphisme régional de faciès amphibolite du cycle hercynien se situe dans le temps, à la limite entre le Carbonifère inférieur et supérieur (± 325 ma) (BOCQUET 1974). A l'exception des schistes albitiques œillés, ou «gneiss à porphyroblastes d'albites» (THELIN 1983), qui sont peut-être d'âge carbonifère moyen à supérieur, les roches du vieux socle doivent dater du Carbonifère inférieur ou sont même plus anciennes.

Les roches détritiques, dont l'âge approximatif se situe entre la fin du Carbonifère et la fin du Permien, sont principalement des schistes quartzo-albitiques à phengite et chlorite, souvent riches en carbonates de fer, avec des intercalations de prasinites. Des conglomérats déformés sont localement bien développés, surtout vers le haut des séries. Les plus typiques sont les quartzites verts à quartz roses de faciès Verrucano briançonnais, qui passent parfois sans limite nette aux quartzites blancs du Trias inférieur. La zone de Siviez-Mischabel occupe les parties basses de la région étudiée, elle forme probablement le soubassement paléozoïque d'une partie des unités mésozoïques (zone du Barrhorn) qui s'y superposent actuellement (pl. 5 et 6). Aucune trace de paragenèse «haute pression-basse température» n'a été trouvée dans toutes ces roches.

Groupe de roches	Paragenèse relique	Paragenèse alpine
gneiss et micaschistes	plagioclase (\pm oligoclase) biotite muscovite grenat hornblende	albite quartz chlorite phengite épidote calcite
amphibolites et gneiss amphibolitiques	hornblende plagioclase grenat	actinote albite chlorite épidote
schistes œillés	oligoclase biotite grenat	albite chlorite phengite

Fig. 5. Tableau résumant les deux paragenèses minérales des roches du vieux socle.

3. La zone du Métailler

Décrite par OULIANOFF (1955) et SCHAEER (1959), elle se compose principalement de prasinites, d'autres roches métavolcaniques, de schistes à glaucophane et de schistes chloriteux monocycliques d'âge probable Permo-Carbonifère (BURRI 1983, SCHAEER 1959).

La zone du Métailler disparaît à l'E du village d'Evolène, dans le Val d'Hérens et n'affleure plus au Val d'Anniviers.

Une dernière remarque: les quartzites blancs du Trias inférieur dans les Alpes du Pennique marquent la limite entre socle et couverture. On les trouve en effet soit solidaires du socle, soit en lambeaux discontinus à la base des couvertures charriées. Ceci explique pourquoi, dans la littérature, on les trouve décrits soit au sommet du socle (ARGAND 1909), soit à la base des séries de couvertures (HERMANN 1913, BEARTH 1980).

II. La zone du Combin *sensu lato* (au sens d'ARGAND)

ARGAND (1909, 1911) avait introduit ce terme pour l'ensemble des terrains secondaires compris entre les nappes cristallines du Grand St-Bernard et de la Dent-Blanche. Des travaux récents (BEARTH & SCHWANDER 1981, ESCHER et al., en prép.) montrent qu'il serait préférable de restreindre l'appellation de zone du Combin au groupe moyen défini par ARGAND et de sortir de ce vaste ensemble la *zone du Barrhorn* (équivalent du groupe inférieur d'ARGAND) et la *zone de Tracuit* (équivalent du groupe supérieur d'ARGAND).

Ainsi, la zone du Combin correspondrait dans les grandes lignes à la classique «zone des schistes lustrés». Plus précisément, elle serait limitée à la base par le sommet du wildflysch de la zone du Barrhorn et, plus à l'W du Val d'Anniviers, par le Permo-Trias de la zone du Métailler, comme le montre le tableau de la figure 3. La zone du Combin se termine par un deuxième wildflysch (MARTHALER 1981) et des prasinites faisant transition avec la zone de Tracuit, de type océanique, riche en ophiolites.

La zone de Zermatt–Saas Fee (BEARTH & SCHWANDER 1981) très semblable à la zone de Tracuit, n'appartient pas non plus à la zone du Combin.

1. La zone du Barrhorn

Cette zone comprend la couverture mésozoïque du socle Siviez–Mischabel. A l'E on peut la suivre de Chandolin à Zermatt. A l'W elle disparaît tectoniquement et ne forme plus qu'une zone de cornieules entre les zones de Siviez–Mischabel et du Métailler. Elle est représentée dans la région du sommet du Barrhorn par la *série du Barrhorn* et dans la région étudiée ici, par la *série du Toûno*.

La *série du Barrhorn* fut d'abord décrite par ARGAND (1911) puis ITEN (1948) comme une série carbonatée d'âge triasique. ELLENBERGER (1953) fut frappé par la ressemblance de cette série avec celle de la Vanoise de faciès briançonnais. Il y découvrit le premier des restes de foraminifères planctoniques dans les «marbres feuilletés» d'ARGAND. Depuis, les travaux de WEIDMANN (1974), BEARTH (1964), 1980) et surtout SARTORI (en prép.) ont beaucoup affiné la stratigraphie de cette série.

Elle débute en général par des marbres et dolomies du Trias moyen, parfois par des quartzites blancs sous-jacents du Trias inférieur. Puis vient une épaisseur très variable de marbres gris plus ou moins sombres, fétides, datant du Dogger et du Malm. Vient ensuite l'équivalent des «Couches Rouges» des Préalpes: marbres phylliteux jaune ocre à rares débris de foraminifères à cachet Crétacé supérieur (ELLENBERGER 1953). Cette série se termine par un flysch noir passant à un wildflysch d'âge probablement Eocène (MARTHALER 1981).

Les travaux en cours de SARTORI montrent que la série du Barrhorn est nettement décollée de son substratum, la zone de Siviez–Mischabel, et que cette série pos-

sède même un flanc renversé dans la région qui domine la cabane de Tourtemagne (CAS).

Dans notre région, par contre, située 5 km au N du Barrhorn, la *série du Toûno* ne semble pas séparée tectoniquement des quartzites permo-triasiques sous-jacents, sommet de la zone de Siviez–Mischabel. Ceci est une première différence.

Le Dogger est absent, le Trias moyen–supérieur manque parfois, le Malm et le Crétacé supérieur peuvent ne mesurer que quelques centimètres. C'est une «série du Barrhorn réduite» (Unité 1 dans MARTHALER 1981), de faciès ultrabriançonnais témoigné par le Crétacé supérieur très détritique. Enfin, il n'y a pas de liaison cartographique directe entre la série du Toûno et la série du Barrhorn, un plan de chevauchement très replissé les séparant dans la région de l'Adlerflüe (pl.6).

2. La zone du Combin

Cet ensemble de roches, dont la masse principale est encore appelée par l'usage «schistes lustrés», est encadrée, à sa base par la zone du Barrhorn (au S) et la série du Toûno (au N), au sommet par la zone ophiolitique de Tracuit.

Dans MARTHALER (1981), cette zone du Combin était dénommée provisoirement Unité 2, mais elle s'est révélée plus complexe au cours des deux dernières saisons de terrain: nous allons y distinguer deux «sous-zones» (inférieure et supérieure) qui contiennent chacune deux séries lithologiques différentes.

En grandes lignes ces deux «sous-zones» sont construites selon le même schéma: à la base une série carbonatée mésozoïque souvent très amincie et parfois absente (série d'Evolène et série du Frilihorn). Au sommet, une série détritique carbonatée, probablement de type flysch, datée par des foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur (série Rousse et série Grise). Ces deux séries détritiques sont pratiquement du même âge, Cénomaniens à Turoniens, ou peut-être même plus jeunes si elles sont très remaniées. Elles forment la grosse masse des «schistes lustrés».

2.1 La zone du Combin inférieure

La série d'Evolène n'affleure plus dans notre région. Seule une cicatrice de cornieule à la base ou à l'intérieur de la série Rousse marque encore sa présence. Nous en donnons cependant une brève description, car nous en reparlerons dans la partie consacrée à la paléogéographie.

Bien que WEGMANN (1923) ait déjà distingué des séries de brèches sous-jacentes aux schistes lustrés (clairement dessinées sur sa coupe dans la région du Pic d'Artsinol), ce sont les travaux en cours de VIREDAZ (en prép.) et de SCHNEIDER (1982) qui permettent de définir (encore provisoirement) cette série d'Evolène:

A la base on trouve une semelle, d'épaisseur très variable, faite de calcaires et dolomies du Trias moyen à dasycladacées (VIREDAZ 1979), de gypse et de dolomie (Trias sup.?). Viennent ensuite des schistes pélitiques puis d'épaisses séries de brèches grossières (Sasseneire, Artsinol), à éléments de Trias supérieur, rappelant la «Brèche Inférieure» (Dogger) de la nappe de la Brèche en Chablais.

On ne sait pas encore comment se termine la série d'Evolène, et si la série Rousse (dont la description suit) lui est liée ou non stratigraphiquement.

La série Rousse est une série détritique carbonatée massive, faite principalement de quelques dizaines de mètres de marbres gréseux et bréchiques, d'âge Crétacé supérieur. Elle correspond à la première moitié seulement de l'Unité 2 que nous avons décrite dans MARTHALER (1981), soit la «formation détritique rousse» et les «marbres phylliteux ocres». Deux faits nouveaux sont apparus depuis cette publication préliminaire:

- Certains niveaux de la «formation détritique rousse», que nous supposons d'âge jurassique, contiennent aussi des foraminifères planctoniques (pl. 3).
- Des marbres phylliteux ocre riches en foraminifères planctoniques existent non seulement au sommet de la «formation détritique rousse», mais aussi intercalés dans cette formation. Il est donc préférable d'abandonner le terme trop formel de «formation» pour cette série non encore définie par une coupe type.

2.2 La zone du Combin supérieure

La série du Frilhorn est une série carbonatée très réduite allant du Trias au Crétacé supérieur. Ses faciès rappellent un «Briançonnais très réduit», mais son origine paléogéographique est certainement plus interne (seuil piémontais?). Son épaisseur maximum ne dépasse pas 20 m au Frilhorn, là où elle affleure le mieux. Elle est souvent très mince (quelques mètres) ou absente. Cette série ressemble à la série du Toûno, mais en est séparée tectoniquement.

Les observations de SARTORI montrent que la série du Frilhorn, ainsi que les séries de type flysch qui l'entourent, se poursuivent vers le S au-dessus de la zone du Barrhorn, jusque dans la région de Zermatt.

La série Grise. – Ce nom informel et provisoire désigne le «Wildflysch 2» décrit dans MARTHALER (1981). Des foraminifères planctoniques d'âge Cénomaniens–Turonien n'ont pas seulement été trouvés dans la région étudiée (pl. 4), mais encore au Val d'Hérens, dans le massif qui va du Col du Torrent à la Pointe de Tsaté, lors de travaux de diplôme de l'Université de Lausanne (SAVARY 1981, SCHNEIDER 1981, détermination des foraminifères M. Caron).

La série Grise n'est pas entièrement un wildflysch typique. C'est le sommet apparent de la série, contenant des blocs d'ophiolites, qui mérite le plus cette appellation. La masse principale est faite d'une alternance de roches schisteuses, carbonatées et détritiques; les bancs de marbres gréseux et bréchiques sont tout à fait identiques à ceux de la série Rousse sous-jacente. Lorsque la série du Frilhorn manque ou est très replissée avec la série Grise, il devient problématique de placer la limite entre ces deux séries contemporaines, issues de la même source détritique. La série Grise montre seulement un faciès plus profond que la série Rousse.

Ainsi, il devient nécessaire de souligner une différence fondamentale avec les schistes lustrés des Alpes franco-italiennes (LEMOINE 1971, ELTER 1972, CARON 1977)²⁾. Il n'y a plus, dans la région allant du Toûno au Frilhorn, de roches typiques appartenant

²⁾ Au moment de mettre sous presse, signalons qu'au cours d'une visite dans les Alpes du Queyras en compagnie de Monsieur M. Lemoine, nous avons pu détecter la présence de foraminifères planctoniques dans certaines séries de Schistes lustrés. Ainsi, il est fort probable qu'une partie tout au moins de ce vaste ensemble date du Crétacé supérieur (LEMOINE, MARTHALER et al. 1984).

au faciès prépiémontais, car toutes celles qui lui ressemblent sont d'âge Crétacé supérieur! Les seules roches d'âge probablement jurassique sont celles de la série du Frilhorn, de faciès voisin du Briançonnais mais dont l'origine est peut-être plus interne.

Les Prasinites. – Ce «filon couche» d'ARGAND affleure en klippes sommitales (Pointes de Tourtemagne et de Forcletta). Nous les avons rattachées (MARTHALER 1981) à la zone de Tracuit. Mais, plus au S, les travaux en cours de SARTORI montrent que ces prasinites sont liées tectoniquement à la série Grise, et séparées de la zone de Tracuit. Ces roches sont des «orthoprasinites», anciennes coulées basaltiques sous-marines, dont l'âge est discuté dans la troisième partie sur la paléogéographie (Oxfordien?, Céomanien?).

3. La zone de Tracuit

Cette zone contient des roches de faciès océanique profond: une série ophiolitique recouverte par des sédiments de grande profondeur, méta-radiolarites, schistes argileux noirs et calcaires pélagiques marmorisés.

Dans notre région, l'érosion n'a laissé subsister qu'une minuscule klippe sommitale faite de schistes siliceux. La zone de Tracuit ne sera donc pas décrite dans ce travail. Nous renvoyons le lecteur aux travaux de ZIMMERMANN (1955) et VIREDAZ (en prép.).

2e PARTIE: STRATIGRAPHIE

I. La zone du Barrhorn: la série du Toûno

Cette série est l'équivalent réduit de la série du Barrhorn (BEARTH 1964, 1980, SARTORI, en prép.). Nous l'avons déjà décrite dans deux publications préliminaires (MASSON et al. 1980, MARTHALER 1981) où nous l'avons dénommée provisoirement unité 1. Cet ensemble de roches carbonatées se détache nettement dans le paysage par sa couleur générale blanche. L'épaisseur des marbres qui la composent varie énormément, de 40 m au Toûno à quelques dizaines de centimètres sous le Frilhorn où cette série, encore identifiable, est complètement laminée et boudinée. En général, comme le montre la figure 6, on trouve, condensés sur quelques mètres, les marbres du Trias moyen, du Malm et du Crétacé supérieur.

Le choix de faire débiter la série du Toûno à la base des marbres dolomitiques du Trias moyen est un peu arbitraire. Il est dicté par la trace d'un plan de mouvement tectonique à la base de ces marbres, trace marquée par une zone de broyage où se mélangent des quartzites sériciteux et des marbres dolomitiques. Cependant, aucune cornieule n'a été observée. De même, aucune importante discontinuité stratigraphique ou tectonique ne prouve rigoureusement que la série du Toûno soit allochtone par rapport à la zone de Siviez-Mischabel. Il est cependant probable que localement de faibles déplacements ont eu lieu entre la série du Toûno et les quartzites sous-jacents. On pourrait donc rattacher ces quartzites blancs du Trias inférieur indifféremment aux