

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Feuille

1307 Vissoie

Topographie: Carte nationale de la Suisse 1:25 000

(Feuille 122 de l'Atlas)

Notice explicative

par

MICHEL MARTHALER, MARIO SARTORI,
ARTHUR ESCHER et NICOLAS MEISSER

Avec 1 figure et 4 planches hors texte

2008

Herausgegeben vom Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Publié par l'Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie:*Carte:*

MARTHALER, M., SARTORI, M. & ESCHER, A. (2008): Feuille 1307 Vissoie. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 122.

Notice explicative:

MARTHALER, M., SARTORI, M., ESCHER, A. & MEISSER, N. (2008): Feuille 1307 Vissoie. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 122.

© 2008, Office fédéral de topographie, CH-3084 Wabern. – Tous droits réservés. Toutes traductions ou reproductions de ce document ou partie de celui-ci, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (analogique ou digital), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

L'Office fédéral de topographie swisstopo est un domaine d'armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40018-1

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Introduction.....	5
Stratigraphie.....	7
Pennique moyen.....	7
Zone Houillère.....	7
Nappe de Siviez-Mischabel	8
Socle cristallin	9
Roches intrusives.....	14
Couverture sédimentaire	16
Pennique supérieur.....	23
Nappe des Cimes Blanches.....	24
Nappe du Frilhorn	26
Nappe du Tsaté.....	27
Austroalpin inférieur	30
Nappe de la Dent Blanche	30
Quaternaire.....	31
Pléistocène.....	31
Holocène	33
Sites archéologiques	39
Tectonique et métamorphisme	40
Evènements tectono-métamorphiques	40
Description des unités et structures tectoniques	43
Pennique moyen	43
Pennique supérieur	47
Austroalpin inférieur	49
Sismicité et néotectonique.....	50
Matières premières minérales exploitables.....	51
Ressources, anciennes mines et indices minéralisés	51
Hydrogéologie	64
Excursions.....	65
Bibliographie	73
Cartes géologiques publiées.....	82

PRÉFACE

La feuille Vissoie de l'Atlas géologique de la Suisse est le résultat de nombreux travaux de recherche, initiés pour une bonne part dans les années 1970–1990 par Arthur ESCHER, professeur à l'Université de Lausanne. Elle a été au centre de sa synthèse sur la structure de la nappe du Grand St-Bernard, publiée en 1988. Par la suite, le Prof. Michel Marthaler a reçu du Service hydrologique et géologique national (SHGN) le mandat de compiler les données existantes et de terminer le lever de cette feuille. Un certain laps de temps s'est écoulé entre la livraison des originaux et la publication de la feuille. Celui-ci a été profitable à la légende et à la présente notice, qui ont pu dans l'intervalle s'appuyer sur la synthèse de la lithostratigraphie des unités briançonnaises dans les nappes penniques du Valais, réalisée par SARTORI, GOUFFON & MARTHALER (2006), ainsi que sur une nouvelle interprétation du cadre tectonique, basée sur des observations inédites réalisées en bonne partie par Mario Sartori dans le cadre du levé des feuilles 1306 Sion, 1287 Sierre et 1307 Vissoie.

La relecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été coordonnée, au nom de la Commission géologique suisse, par son président M. le Prof. A. Pfiffner, et réalisée par lui-même et MM. le Prof. M. Burri et le Dr P. Thélin. Le SHGN, devenu entre temps Service géologique national (SGN) et rattaché à l'Office fédéral de topographie, tient à remercier les auteurs et les relecteurs pour leur travail consciencieux, leur patience et leur disponibilité lors de l'édition de cette carte, de même que toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Décembre 2008

Office fédéral de topographie
Cartographie géologique

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Vissoie jouit d'une situation privilégiée au coeur du Valais central, aussi bien d'un point de vue géologique que géographique.

Les trois vallées, d'orientation méridienne, qui individualisent des régions fort différentes, sont, d'ouest en est: le val de Réchy, le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Turtmanntal). De par l'excellente préservation de son paysage, le premier est inscrit à l'*Inventaire fédéral des paysages, sites et monuments naturels d'importance nationale (IFP)*. La crête qui sépare les deux dernières vallées marque la limite entre les Valais francophone et germanophone.

Les auteurs de cette carte tiennent à remercier le Prof. Marcel Burri et le Dr Philippe Thélin pour leur aide et leurs remarques judicieuses, ainsi que les Prof. Jörg Winistörfer, Wilfried Haerberli, Philippe Schoeneich et le Dr Max Maisch pour leurs remarques concernant le chapitre sur le Quaternaire. Merci également à Yves Gouffon, rédacteur à swisstopo, qui a grandement amélioré le manuscrit du présent travail.

Cadre géologique

D'un point de vue tectonique, trois grands ensembles se superposent et sont, de bas en haut, respectivement du nord au sud: le **Pennique moyen**, d'origine paléogéographique briançonnaise, représenté sur la feuille Vissoie par la couverture permo-triasique de la zone Houillère (anciennement «nappe des Pontis») et la nappe de Siviez-Mischabel; le **Pennique supérieur**, qui comprend une grande masse de Schistes lustrés à ophiolites d'origine piémontaise, la nappe du Tsaté, et deux minces nappes d'origine briançonnaise, les nappes des Cimes Blanches et du Frilihorn; l'**Austroalpin inférieur**, originaire de l'ancienne marge sud-téthysienne (plaque adriatique), représenté ici par la nappe de la Dent Blanche.

La morphologie, bien qu'adoucie par les dépôts morainiques, les éboulis et les glissements de terrain, fait ressortir ces grandes subdivisions tectoniques.

D'imposantes parois de calcaires dolomitiques, **couverture briançonnaise de la zone Houillère**, barrent l'entrée du vallon de Réchy. D'Itravers, leur pendage vers le sud est bien visible. Par-dessus, une grande masse de quartzites et autres métasédiments permo-triasiques forme le **flanc inverse** (partie inférieure) **de la nappe de Siviez-Mischabel**. Dans les versants du bas val de Réchy et au-dessus de Loye, ces assises souvent sériciteuses sont à l'origine de grandes instabilités rocheuses: en forme de tassement dans les hauts, elles évoluent en glissement de terrain vers le bas. Dans le bas val d'Anniviers, les roches de ce flanc inverse très replissé sont surtout des quartzites plus massifs, dans lesquels la Navisence s'est profondément encaissée.

Vers le sud, le val d'Anniviers s'ouvre sur une série de charmants villages, Vissoie, Ayer, St-Luc et Grimentz, pour ne citer que les principaux. Toute la partie moyenne de la vallée, jusqu'à 2400 m environ, est creusée dans les gneiss paléozoïques formant le **socle de la nappe de Siviez-Mischabel** (sa partie médiane). Par endroits ces gneiss sont recouverts soit d'éboulis raides, où poussent des forêts, soit de moraine, très abondante dans le fond de la vallée jusqu'à la hauteur des pâturages. Le val de Tourtemagne, tout à l'est, est entièrement creusé dans ces mêmes gneiss du socle. La vallée se termine par une belle langue glaciaire, qui, en se retirant au cours du 20^e siècle, a dégagé de magnifiques affleurements où il est possible d'observer une grande variété de structures tectoniques.

La limite entre le socle et la **couverture décollée du flanc normal** (ou partie supérieure) **de la nappe de Siviez-Mischabel** est bien visible dans le paysage. De part et d'autre de la ligne des crêtes, cette limite se situe vers 2400 m d'altitude; presque horizontale, elle se distingue par un changement de la couleur des roches: des quartzites blancs chapeautent les gneiss amphibolitiques sombres. Ce contact est particulièrement net au pied de la Bella Tola ou à la base des Pointes de Nava, à la hauteur de l'Hôtel Weisshorn. Dans la même région, une petite série carbonatée très condensée vient se superposer aux quartzites. C'est la **série du Toûno**, typiquement briançonnaise, qui en quelques mètres d'épaisseur traverse plus de 150 Ma, puisqu'elle débute au Trias pour se terminer par un métaflysch éocène. Dans la partie ouest de la feuille, plus précisément dans le haut val de Réchy et dans la combe de Lona criblée de dolines, seuls des cornieules et des gyps triasiques surmontent les quartzites.

La majeure partie des terrains appartenant à la **nappe du Tsaté** sont des Schistes lustrés (ou calcschistes) à ophiolites, d'origine piémontaise. Les alternances de marbres gréseux et de calcschistes forment des sommets ruiniformes comme le Boudri ou la Pointe de Tourtemagne à l'est, ou des tours fragiles comme la Maya et les Becs de Bosson à l'ouest, dominant la crête en forme de fer à cheval qui ferme le vallon de Réchy. Sur le territoire de la feuille Vissoie, les ophiolites sont majoritairement représentées par des prasinites massives, anciens basaltes épanchés sur le fond de l'océan piémontais. A l'est, ces roches forment des masses épaisses au sommet de la nappe du Tsaté, alors qu'elles sont en niveaux plus fins et parfois lenticulaires à l'ouest.

Deux minces unités tectoniques, composées de séries d'origine briançonnaise interne à prépiémontaise, s'intercalent dans la partie inférieure de la nappe du Tsaté: la **nappe des Cimes Blanches** à l'ouest de la Navisence et la **nappe du Frilihorn** à l'est de ce cours d'eau. Leurs roches – quartzites, dolomies, marbres et brèches – dessinent des bandes claires replissées dans les calcschistes plus sombres, gris ou roux, de la nappe du Tsaté, ou plus rarement à leur base.

Tout au sud-est de la carte, le massif escarpé des Diablons culmine à 3609 m. Ses arêtes acérées indiquent que le rocher est plus solide; ce sont des orthogneiss

de la **nappe de la Dent Blanche**. Le contact basal de cette nappe, qui marque une ancienne limite océan/continent, est bien visible de loin grâce au changement net de morphologie: douce, ruiniforme et stratifiée pour la nappe du Tsaté, vestige de l'ancien océan piémontais; rude, escarpée ou couverte de glaciers pour la nappe de la Dent Blanche, originaire du microcontinent adriatique. Plus au sud, les hauts sommets, entaillés dans les gneiss de cette nappe, forment un paysage majestueux. Ce sont, pour ne citer que les plus connus: le Cervin, le Rothorn de Zinal, le Weisshorn et la Dent Blanche.

STRATIGRAPHIE

PENNIQUE MOYEN

ZONE HOUILLÈRE

Seule la couverture triasique de la zone Houillère (anciennement écaïlles, puis nappe des Pontis, ESCHER 1988) est présente au nord de la feuille: ce sont d'épaisses assises de calcaires dolomitiques triasiques qui barrent les entrées des vals d'Anniviers et de Réchy, soulignant une morphologie caractéristique de vallées suspendues. Cette couverture s'arrête aux gypses et cornieules de la Formation de Clot la Cime. La suite de la série se trouverait dans la nappe de Préalpes médianes plastiques; ces gypses et cornieules en seraient donc le niveau de décollement.

t_{2,3} Formations de St-Triphon et de Champcella (Trias moyen)

Alternance sur une centaine de mètres de calcaires marmorisés gris clair, de marbres dolomitiques en gros bancs et de dolomies beiges ou blondes en bancs d'épaisseur variable (10–80 cm). Vers la base, certains niveaux de calcaires mouchetés gris sombre sont interprétés comme équivalents des Calcaires vermiculés de la Formation de St-Triphon (BAUD 1987) et seraient donc d'âge anisien. Les alternances calcaires et dolomitiques à niveau riches en pseudomorphoses de gypse représentent la Formation de Champcella et dateraient du Ladinien. Un kilomètre au nord de la limite de la carte, sur le territoire de la feuille 1287 Sierre, WEIDMANN (1973; voir aussi GABUS et al. 2008b) a pu reconnaître et différencier toute la stratigraphie du Trias moyen briançonnais.

Formation de Clot la Cime (Trias tardif)

t_{4b} Brèche dolomitique

Brèches jaune-beige de quelques mètres d'épaisseur à ciment calcaro-dolomitique, dont les éléments anguleux ou légèrement émoussés sont calcaires, dolomitiques ou marneux. Ces brèches remanient les couches du Trias moyen et datent probablement du Carnien. Elles sont souvent associées ou sous-jacentes aux gypses et cornieules.

t_{4y} Gypse

Le gypse peut former de grosses masses d'une centaine de mètres d'épaisseur (région du vallon de Crouja, 608.3/121.8) qui se dissolvent en formant de nombreuses dolines. Ce gypse est pur, blanc et pulvérulent en surface. Il passe latéralement et de façon imprévisible à des cornieules, qui sont ici probablement une roche de remplacement du gypse (SCHAAD 1995).

t_{4r} Cornieules

Le type de cornieule le plus fréquent est une roche carbonatée sablonneuse très peu compacte, orange à rubéfiée, peu vacuolaire. On y observe des efflorescences de gypse, roche à laquelle ce type de cornieule est toujours associé. On pourrait donc parler de «gypso-cornieule» (SCHAAD 1995).

Une autre sorte de cornieule s'intercale en minces niveaux au sein des marbres dolomitiques. Elle a un aspect plus bréchique, à éléments dolomitiques, et provient probablement d'une fracturation des dolomies (MASSON 1972, JEANBOURQUIN 1988).

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

La nappe de Siviez-Mischabel (ESCHER 1988, ESCHER et al. 1997) occupe une très grande partie du territoire de la feuille Vissoie. D'un point de vue purement stratigraphique, elle se divise en un *socle cristallin* antépermien et une *couverture métasédimentaire briançonnaise* dont l'âge va du Permien à l'Eocène. Ces deux grands groupes contiennent des *roches intrusives*. La lithostratigraphie de cette nappe a récemment été révisée par SARTORI et al. (2006).

Le socle cristallin antépermien (très probablement protérozoïque à cambro-ordovicien) occupe le coeur de la nappe. Sa base est formée par l'Ensemble de

l'Ergischhorn (THÉLIN 1983, 1987, THÉLIN et al. 1993), attribué au Protérozoïque, polycyclique à rares reliques éclogitiques. Par-dessus vient une série stratiforme de trois formations qui sont, de bas en haut (SARTORI et al. 2006): la Formation de l'Adlerflüe, supposée du Protérozoïque, polycyclique à reliques éclogitiques, la Formation de Lirec, datant probablement du Cambrien car intrudée par le métagranite de Thyon (500 Ma, BUSSY et al. 1996a) et la Formation du Distulberg (SARTORI 1990), peut-être également cambrienne. Ce vieux socle affleure sur plus de la moitié de la feuille. Plus à l'ouest (feuille 1306 Sion, SARTORI et al. en prép.), cette série est complétée par la Formation du Métailler, supposée du Cambro-Ordovicien. Toutes ces formations sont intrudées par des corps gabbroïques; l'un d'eux seulement est daté, de l'Ordovicien précoce (p. 14).

La couverture métasédimentaire, d'origine briançonnaise, commence par la Formation du Col de Chassoure, une épaisse série détritique permienne, présente dans le flanc inverse uniquement. Dans cette partie de la nappe, la série se complète par les quartzites de la Formation du Bruneggjoch et quelques minces bandes de cornieules, gypses et calcaires dolomitiques. Des apophyses de métagranite intrusif (gneiss oeilé de Randa, env. 270 Ma, BUSSY et al. 1996b) avoisinent le contact socle/couverture en flanc inverse.

En flanc normal, la couverture débute par les quartzites permo-triasiques de la Formation du Bruneggjoch. Au-dessus, à l'est, la série du Toûno (MARTHALER 1984), bien que réduite et lacunaire, va du Trias moyen à l'Eocène, alors qu'à l'ouest n'affleure qu'une importante masse de cornieules et gypses attribués au Trias moyen (base de la Formation de St-Triphon: Membre de Dorchaux). Le reste de la série mésozoïque se serait décollé et formerait la nappe des Préalpes médianes rigides (ELLENBERGER 1952, SARTORI 1990).

Socle cristallin (Protérozoïque – Cambrien?)

Cette grande masse de gneiss, d'amphibolites et de micaschistes a été décrite en détail par BEARTH (1963, 1964, 1978, 1980) sous le nom de «cristallin des Mischabel». Ensuite, THÉLIN & AYRTON (1983) puis SARTORI & THÉLIN (1987) ont subdivisé ce vieux socle en deux ensembles, celui de l'Ergischhorn et celui de Barneuza. SARTORI (1990) y a encore défini la Formation du Distulberg. Finalement, l'Ensemble de Barneuza a été subdivisé et remplacé dans la nomenclature par la Formation de l'Adlerflüe et la Formation de Lirec (SARTORI et al. 2006).

Ensemble de l'Ergischhorn

G_E Paragneiss micacés à rubans de quartz, fins niveaux d'amphibolites

Les roches les plus typiques de l'Ensemble de l'Ergischhorn sont des paragneiss micacés, gris verdâtre, à fins rubans de quartz souvent boudinés et plissés. Ces gneiss occupent la plus grande partie du territoire de la feuille Vissoie et affleurent en général bien, même en dessous de la limite des forêts. Ils passent à des micaschistes lorsque le mica blanc et la chlorite abondent.

Leur composition minéralogique moyenne est: quartz, albite, micas blancs (muscovite et phengite), chlorite, grenat en partie pseudomorphosé en biotite verte ou en chlorite, plagioclase albitisé, séricité ou saussuritisé, tourmaline souvent verte et zonée, pistachite, clinozoïsite, stilpnomélane; comme accessoires: ankérite, hématite, apatite, sphène, zircon, rutile.

Certains niveaux présentent une minéralogie beaucoup plus sommaire (quartz, micas blancs, chlorite). Ils ont probablement une origine argilo-siliceuse. Aucune paragenèse relique ne permet d'affirmer qu'ils sont polycycliques.

D'autres niveaux ont conservés des minéraux anté-alpins comme la hornblende, partiellement transformée en actinote, la biotite brune, le grenat et un plagioclase proche de l'andésine, altéré en séricite.

Dispersés dans ces gneiss, des niveaux plus massifs d'*amphibolites* sombres forment de petites parois souvent verticales. Nous n'avons pas individualisé sur la carte les niveaux dont l'épaisseur ne dépasse pas un à deux mètres.

Des *fahlbandes* se rencontrent au sein des gneiss et des amphibolites ou au contact entre ces deux types de roches (DELLA VALLE 1988, 1992). Elles se repèrent facilement par une coloration jaune soufre à rouille de la roche et suivent en général la schistosité de deuxième phase. La roche est imprégnée de sulfures dont les plus courants sont la pyrite et la pyrrhotite. Ces zones sont propices aux dépôts de minéralisations et souvent associées à des veines polymétalliques (voir chapitre «Matières premières minérales exploitables»).

Vers le haut de cet ensemble, soit près du contact avec les micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite de la Formation de l'Adlerflüe, la texture des gneiss devient plus fine, le rubanement plus discret, la structure plus homogène. Dans la partie sud et sud-est de la feuille, on rencontre des gneiss leucocrates et des gneiss finement rubanés à biotite et grenat, alors qu'au sud-ouest dominant des gneiss très fins riches en quartz et en micas blancs.

G_{IE} Gneiss leucocrates

Des roches claires et compactes, à grain généralement fin, forment des niveaux plurimétriques, isolés dans les paragneiss ou associés aux amphibolites. Quartz et albite sont accompagnés de microcline perthitique, micas blancs et parfois grenats. Des niveaux importants se trouvent par exemple aux alentours du Meidsee et du Bortershorn (coin nord-est de la carte) ainsi qu'au nord de la Pointe de Lona. Une origine magmatique est supposée: sills tardivarisques ou plus anciens ?

A_E Amphibolites massives ou rubanées

Roche très dure et massive, à patine vert sombre. En couches ou en lentilles intercalées dans les gneiss, d'épaisseur variable; les niveaux les plus épais peuvent dépasser 100 m (à l'est d'Ayer ou au nord-est de St-Luc, arête des Ombrintses). Plusieurs types de structures voisinent: homogène, mouchetée ou finement rubanée.

Composition minéralogique: hornblende, actinote, plagioclase, grenat, épidote, chlorite, rutile, sphène.

Les grenats présentent des bordures de réaction soit en hornblende, soit en épidote, ou encore en plagioclase saussuritisé, et contiennent des inclusions (pistachite, micas) qui soulignent une ancienne schistosité.

Certains niveaux métriques très sombres montrent une composition d'ultramafites: ce sont des métapyroxénites ou des métakomatiites (THÉLIN et al. 1993).

Au sud des Pointes de Tsavolire (605.00/112.05) affleurent de magnifiques *éclogites* peu ou pas rétrotransformées, semblables à celles de la Formation de l'Adlerflüe (voir ci-dessous).

Dans la partie nord-est de la feuille, des prasinites se substituent progressivement aux amphibolites: la paragenèse alpine de rétrotransformose en faciès schiste vert a complètement oblitéré les anciennes paragenèses amphibolitiques d'âge paléozoïque.

Les âges les plus anciens obtenus sur ces roches par la méthode Sm/Nd sur roche totale (ZINGG 1989a, b) avoisinent le milliard d'années (978 ± 59 Ma).

Formation de l'Adlerflüe

A_A Amphibolites souvent rubanées

Ces roches massives forment surtout un puissant niveau à la base de la formation, atteignant 50 à 100 m d'épaisseur. Plus minces, elles sont aussi intercalées dans des micaschistes ocellés albitiques («SOPA», voir ci-dessous), parfois en lentilles ou fins niveaux discontinus.

Les *amphibolites rubanées* sont le type dominant de ce groupe de roches. Elles diffèrent peu des amphibolites de l'Ensemble de l'Ergischhorn, sauf qu'elles contiennent des intercalations de gneiss felsiques leucocrates. La schistosité principale est bien marquée par une première génération d'amphiboles vertes, alors qu'une deuxième génération montre des cristaux plus trapus et discordants. L'albite et un peu de quartz (10 %) abondent dans les fins lits plus clairs. Minéraux accessoires: mica blanc, chlorite, biotite, rutile, sphène.

Les niveaux d'amphibolites vert foncé à noires, d'épaisseur décimétrique à métrique, intercalés dans les micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite, ont une texture similaire à ces derniers: dans une matrice dominée par la hornblende ressortent des porphyroblastes d'albite à schistosité interne incluant de petits grenats. Ces niveaux sont parallèles à la schistosité principale des micaschistes.

Eclogites, rétroéclogites

Les *rétroéclogites* forment des masses compactes, d'épaisseur métrique, au sein des amphibolites. Des grenats rouges sont entourés d'une fine matrice vert sombre qui se révèle être au microscope une symplectite vermiculaire (mélange de plagioclase et d'amphibole bleu-vert). La hornblende est de nature tschermakitique.

Dans la région du Frilitälli–Minugrat (haut val de Tourtemagne) affleurent de magnifiques *éclogites* (RAHN 1991, EISELE et al. 1997) très riches en grenat magnésien et en omphacite (parfois plus de 50 % de la roche). Les autres minéraux de la paragenèse éclogitique sont le rutile, associé parfois à de fins disthènes, le quartz et la clinozoisite. Bien que l'âge du métamorphisme éclogitique soit très probablement paléozoïque (THÉLIN et al. 1990, EISELE et al. 1997), ces roches sont encore très «fraîches» et ont échappé à la rétro-morphose alpine.

G_{IA} Gneiss leucocrates

Une bande importante de gneiss leucocrates très semblables à ceux de l'Ensemble de l'Ergischhorn affleure souvent à proximité de la base de la Formation de l'Adlerflüe. Elle apparaît au sein ou au sommet des amphibolites rubanées situées à la limite entre ces deux unités, ou alors marque parfois cette limite en l'absence des roches mafiques. Des niveaux de ces mêmes gneiss leucocrates peuvent aussi s'intercaler dans les «SOPA»; seuls les plus importants figurent sur la carte (p.ex. à l'est du Roc d'Orzival).

P_A Micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite

Ces roches ont été étudiées dans le détail par SARTORI & THÉLIN (1987) qui les ont nommées «SOPA» (acronyme de schistes oeilés à porphyroblastes d'albites). Elles forment généralement un niveau d'épaisseur variable (1–200 m)

mais qui est un excellent repère lithostratigraphique et cartographique dans le socle polycyclique.

Ce sont des micaschistes gris-brun, dont les surfaces de schistosité argentées moulent les nombreux porphyroblastes d'albite (0,5–1 cm), d'où le nom de «Knotenschiefer» donné par BEARTH (1978, 1980). Bien que polycycliques, ces roches ne contiennent pratiquement que des minéraux qui ont cristallisé dans les conditions du faciès schiste vert élevé alpin. La matrice, faite de quartz, phengite, biotite, contient de nombreux petits grenats non altérés, et comme accessoires allanite, ilménite apatite, zircon et tourmaline. Tous ces minéraux, à l'exception du dernier, se retrouvent en inclusions dans les albites, où ils soulignent une schistosité interne souvent discordante à la schistosité externe. Ces relations microtexturales sont une caractéristique de ces roches (SARTORI & THÉLIN 1987: fig. 5 et 8).

Formation de Lirec

La Formation de Lirec est discontinue à cause de sa position élevée au sein du socle polycyclique dont la partie supérieure est tronquée par la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan. À l'est de la feuille, elle affleure bien au sud de la grande faille E–W de Forcletta, où ses roches ont été décrites par SARTORI (1990). Elle est également bien présente à l'ouest, dans la région de l'Ar du Tsan et de la Brinta, replissée et en position inverse (voir pl. I, coupe 1).

G_{IL} Gneiss leucocrate à microcline

Un niveau de gneiss leucocrate à microcline fin, verdâtre, prend place à la base de la Formation de Lirec, au contact avec les «SOPA». À part le feldspath potassique, il contient quartz, albite, mica blanc et carbonate. Altéré, il prend un aspect microvacuolaire et une patine brun rouille. Il est bien développé autour du Frilhorn; son épaisseur, généralement comprise entre 0,5 et 5 m, atteint 10 m dans le flanc oriental de ce sommet. À ce dernier endroit il devient ocellé: porphyroclastes centimétriques de microcline et d'albite en échiquier (SARTORI & THÉLIN 1987, SARTORI 1990).

Quelques niveaux plus fins apparaissent parfois au sein de la formation, mais n'ont pas été reportés sur la carte.

G_L Gneiss rubanés à biotite verte, chlorite et grenat, gneiss à mica blanc et grenat, amphibolites, prasinites

La plus grande partie de la Formation de Lirec forme des assises massives vert bouteille. En plus du fin rubanement, la variabilité des roches est grande: gneiss et schistes amphibolitiques, gneiss à biotite verte au sud-est, prasinites à

porphyroblastes d'albites au nord-ouest en sont les principaux faciès. La minéralogie des gneiss amphibolitiques montre clairement deux paragenèses successives: grenat, allanite, plagioclase, hornblende, biotite pour la paragenèse relique anté-alpine, albite, quartz, épidote, actinote, mica blanc, carbonate pour la paragenèse alpine. Le chimisme de ces roches indique d'anciens basaltes tholéitiques (SCHAFFER 1994). Le rubanement clair est dû à de très fins niveaux à chimisme de métadacites–métarhyolites que l'on peut interpréter comme d'anciens tufs volcaniques. La Formation de Lirec s'enrichit encore de micaschistes chloriteux parfois grenatifères et de schistes quartzeux brunâtres. Ce dernier faciès rend parfois très difficile la cartographie de la limite avec les schistes et gneiss albitiques de la Formation du Distulberg sus-jacente.

Formation du Distulberg

P_D Micaschistes à patine brun rouille, gneiss albitiques, quartzschistes, ovardites, prasinites

La région où ces roches affleurent le mieux se situe sur les arêtes de l'Omen Roso (617.1/113.7), juste au sud du col de Forcletta. Elles ont été étudiées très en détail par SCHAFFER (1994), particulièrement selon une approche géochimique. Ce sont des gneiss et micaschistes albitiques à patine brunâtre, intercalés de niveaux plus chloriteux ou de schistes plus quartzeux, riches en ilménite et en ankérite. Un peu comme dans la Formation de Lirec, on retrouve des alternances, moins massives, de chloritoschistes à albite (ovardites d'origine basaltique) et de gneiss rhyolitiques d'origine pyroclastique. Vers le haut on passe à des alternances de quartzites brunâtres et de prasinites (Pointe de Tsirouc). Cette formation très hétérogène, parfois rubanée, est très certainement d'origine volcano-sédimentaire. Attribuées auparavant au Carbonifère (SARTORI 1990), ces assises sont probablement plus anciennes, car elles contiennent des niveaux (en intrusion ?) de gneiss leucocrates micacés à patine rouille (voir ci-dessous) qui rappellent beaucoup le métagranite de Thyon, daté à 500 Ma (BUSSY et al. 1996a).

Roches intrusives

G_{γa} Métagabbros

Petits corps circonscrits ou lenticulaires intrusifs dans tout le socle anté-permien. Le plus important (env. 100 m de diamètre) affleure à proximité du petit lac de barrage au fond du val de Tourtemagne (619.44/113.30). Malgré d'intenses déformations alpines, le contact montre une discordance entre les gneiss encais-

sants de l'Ensemble de l'Ergischhorn et le corps métagabbroïque (DALLA PIAZZA & DÈZES 1992). Cet affleurement poli par le glacier montre une association intéressante de métaferrogabbro, de métamagnésio-gabbro, de métapyroxénite et de métaplagiogranite. Au coeur de l'intrusion, la nature ignée de la roche est encore bien visible grâce à une belle texture ophitique, mais la paragenèse est entièrement métamorphique: plusieurs générations de hornblendes ont remplacé les pyroxènes; l'albite et l'épidote (saussurite) ont pris la place des plagioclases (op. cit., SARTORI 1990).

Deux kilomètres à l'est de la feuille Vissoie, dans le versant oriental du val de Tourtemagne (621.950/115.175/2700 m), un filon de métagabbro pegmatitique d'épaisseur métrique, intrudé dans une métapyroxénite, a été daté à 504 ± 2 Ma par U-Pb sur zircon, âge interprété comme celui de la cristallisation du filon (F. Bussy in SARTORI et al. 2006).

G_y Gneiss leucocrate micacé à patine rouille (= ? métagranite de Thyon)

Un gneiss leucocrate micacé à patine rouille, oeilé à micro-oeillé, est inclus (intrusif ?) dans les Formations de Lirec et du Distulberg. Les yeux sont constitués de microcline perthitique, d'albite en échiquier ou à macle polysynthétique; ce sont probablement des porphyroclastes d'origine magmatique. La matrice est faite de quartz et de mica blanc, avec comme accessoires apatite, tourmaline et zircon. Ce dernier minéral a une typologie caractéristique des granites alcalins d'origine mantellique (La Brinta, 607.300/118.050, CARRUZZO 1997). Les zircons du métagranite de Thyon – affleurant dans la même position tectono-stratigraphique environ 12 km à l'ouest de la feuille – ont une typologie très voisine (DERRON & JACQUOD 1994) et ont été datés à $500 +3/-4$ Ma, limite Cambrien/Ordovicien (BUSSY et al. 1996a).

GO_R Gneiss oeilé de Randa (métagranite porphyrique)

Quelques bandes de gneiss oeilés affleurent près du contact socle/couverture permienne du flanc inverse, contact marqué par la zone de cisaillement de la Brinta. Elles occupent une position tectonique similaire aux apophyses de l'important corps intrusif du gneiss oeilé de Randa (THÉLIN 1983, 1987) et sont donc considérées comme leur prolongement. Ce sont des gneiss oeilés gris et massifs d'épaisseur modeste (1–10 m), à structure porphyrique qui s'estompe au contact des roches encaissantes. Les porphyroclastes se composent d'albite en échiquier et de microcline perthitisé avec macle de Karlsbad. La matrice est faite de quartz abondant et déformé, d'albite, de mica blanc et de ferro-chlorite. L'altération de ces roches est souvent importante (GIROD & THÉLIN 1998, GIROD 1999). L'âge de cristallisation du métagranite de Randa a été daté par U-Pb sur zircon à 269 ± 2 Ma (BUSSY et al. 1996b), soit du milieu du Permien.

Pg Pegmatites à muscovite

Les filons de pegmatites sont abondants dans l'Ensemble de l'Ergischhorn. Les minéraux les plus visibles sont de grands micas blancs et des tourmalines, accompagnés par du microcline, de l'albite et du quartz.

La galerie d'amenée d'eau val de Tourtemagne – Barneuza, au-dessus de Mottec a recoupé une pegmatite à hématite (HÜGI 1958) minéralisée en uraninite (pechblende). Une datation radiométrique de cette uraninite a donné un âge de 395 ± 25 Ma (Dévonien; voir p. 61).

Q Filons de quartz

Des filons de quartz d'une épaisseur remarquable (plusieurs mètres) se trouvent essentiellement dans les «SOPA» au sud et au nord du lac du Louché, en position subverticale. Ce sont le plus souvent des veines d'extension tardi-alpines.

Couverture sédimentaire (Permien – Eocène?)

La base de la couverture de la nappe de Siviez-Mischabel comporte, en flanc inverse, une épaisse série détritique permienne (Formation du Col de Chassoure, SARTORI et al. 2006) et des quartzites permo-triasiques (Formation du Bruneggjoch, SARTORI 1990). En flanc normal, la première est absente, peut-être pour des raisons tectoniques, et la série débute par la Formation du Bruneggjoch. La Formation du Col de Chassoure était autrefois attribuée au Permo-Carbonifère (zone de Mille, BURRI 1983). Les travaux de DERRON & JACQUOD (1994; voir DERRON et al. 2006) et de BUSSY et al. (1996b) ont permis de lui attribuer un âge permien.

Par-dessus vient une série essentiellement carbonatée datant du Trias moyen et plus jeune, qui apparaît sous trois formes tectono-stratigraphiques distinctes dans le périmètre de la feuille Vissoie:

- En flanc inverse, elle ne forme que de minces bandes constituées de cornieules, marbres et dolomies des Formations de St-Triphon et de Champcella. Selon SARTORI (1990: p. 127), le reste de la série (Trias tardif et plus jeune) aurait été décollé et pourrait se trouver dans l'écaille du Giswilerstock, klippe des Préalpes médianes au nord-est du lac de Brienz.
- En flanc normal, à l'est de la Navisence, elle est représentée par la série du Toûno, réduite mais comportant des roches s'étendant du Trias moyen à l'Eocène probable.

- En flanc normal, à l'ouest de la Navisence, au-dessus des quartzites ne se trouvent que du gypse et des cornieules représentant la base de la Formation de St-Triphon (Membre de Dorchaux, Trias moyen). Ce tégument représenterait le niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides (ELLENBERGER 1952, SARTORI 1990).

Formation du Col de Chassoure (Permien)

p Quartz-séricitoschistes vert bleuté, quartzschistes clairs, métaconglomérats, méta-arkoses d'aspect gneissique, métapélites, chloritoschistes

Ensemble métasédimentaire monocyclique dont la plus grande partie est constituée de séricitoschistes plus ou moins quartzeux et chloriteux, à surface de schistosité très luisante et à cassure bleutée. Ces roches métamorphiques sont issues de sédiments de diverses granulométries: métaconglomérats, quartzites grossiers à très fins, quartzschistes, schistes pélitiques. Ces différents faciès se présentent en nombreuses alternances d'épaisseurs très variables. Il est difficile de reconnaître une polarité ou une tendance générale dans cette série détritique très rythmée (définition et détails dans SARTORI et al. 2006).

Des roches à l'aspect de paragneiss quartzeux, plus ou moins micacés et chloriteux, sont fréquentes dans cette série. Au microscope, le quartz domine nettement par rapport aux feldspaths. Chlorite et séricite sont peu abondantes (env. 10%). Ces roches seraient d'anciennes arkoses, et leur aspect rubané, probablement d'origine sédimentaire transposé par le métamorphisme, explique leur allure de gneiss sur le terrain.

Les métaconglomérats ont une matrice très semblable aux méta-arkoses et leurs galets sont principalement de quartz blanc ou grisâtre, beaucoup plus rarement de roches magmatiques acides (rhyolite, aplite, granite) ou de tourmalinite.

Les roches les plus fines sont des schistes pélitiques gris; deux minéraux dominent: le quartz (60%) et la séricite (30%). Quelques niveaux carbonatés (dolomie ferrugineuse), à patine brune ou rouille, s'intercalent dans ces schistes.

Formation du Bruneggjoch (Permien tardif – Trias précoce)

La succession stratigraphique de cette formation, avec les quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose à la base et les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher au sommet, est simple et uniforme dans la partie supérieure (flanc normal) de la nappe de Siviez-Mischabel. Par contre, dans la partie inférieure, ces deux séries alternent entre elles et parfois également avec de minces bandes de roches carbonatées plus jeunes. Cartographiquement, il devient plus difficile de

tracer des limites entre elles. Les quartzites blancs n'occupent plus une position sommitale, les bancs à quartz roses se retrouvent à différents niveaux tectono-stratigraphiques, jusque dans la Formation du Col de Chassoure. Ceci est dû à de nombreux plis et peut-être également au fait que ces types de roches forment des corps sédimentaires s'imbriquant les uns dans les autres.

Les quartzites permo-triasiques occupent deux positions tectono-stratigraphiques différentes. La première, en flanc normal, est directement et nettement discordante sur le vieux socle de la nappe de Siviez-Mischabel (voir pl. I). Le contact socle/couverture est déterminé par la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan (SARTORI et al. 2006).

La deuxième position est celle des replis du front de la nappe et du flanc inverse; entre les quartzites permo-triasiques et les séries détritiques permienes, le passage semble plutôt stratigraphique.

t₁ Quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose, métaconglomérats

Dans le flanc normal, la base de la formation est constituée par un niveau très constant (env. 10 à 20 m) de quartzites phylliteux brunâtres à ankérite. Celui-ci souligne la grande discordance de la limite socle/couverture et ses caractères phylliteux et ankéritique ne sont peut-être que le résultat du cisaillement.

Au-dessus viennent des assises typiques du faciès «Verrucano briançonnais», dont l'épaisseur peut atteindre 200 m. Ces quartzites sériciteux verts à quartz roses forment des bancs massifs d'épaisseur très variable (20 cm à plusieurs mètres). Dans une matrice quartzeuse et sériciteuse grossière et de couleur vert pâle sont disséminés des clastes centimétriques de quartz rose (de très pâle jusqu'à grenat), limpides ou laiteux, et plus rarement de microcline perthitique (parfois jusqu'à 10 %, donc déjà des méta-arkoses). Le mica blanc occupe environ 20 % de la roche, accompagné de rares épidotes, de rutile et d'opakes.

La région entre le Chalet Mont Noble et la Tête des Planards (ouest du Mont Noble) est particulièrement riche en métaconglomérats. Les éléments sont des galets centimétriques, voire décimétriques, relativement peu déformés, de quartz parfois rosé, de feldspaths (albite en majorité), d'aprites, de gneiss clairs (métarhyolites), nageant dans une matrice quartzeuse vert pâle. Celle-ci contient environ 10 % de séricite et 5 % d'un mélange de chlorite, de carbonate et d'opakes. Les bancs sont d'épaisseur variable (10–50 cm) et alternent avec des arénites quartzeuses et des quartzschistes verts pouvant former des petits lits très fins, millimétriques. Sur le territoire de la feuille Vissoie, de tels conglomérats polygéniques sont plutôt rares dans la Formation du Bruneggjoch, mais peuvent former ailleurs une part importante de sa partie basale. Ici ces conglomérats semblent reposer stratigraphiquement sur des métapélites de la Formation du Col de Chassoure; leur base est interstratifiée de minces niveaux dolomitiques bruns riches en fer.

Des bancs plus minces, plus phylliteux et de fins niveaux de grès carbonatés viennent s'intercaler dans cette série. On y observe aussi de gros bancs clairs de quartzites granulaires à pulvérulents que JÄCKLI (1950) avait décrits comme «Zuckerquarzite». Ces «sables quartzitiques» sont parfois disposés en alternance dans la série mais occupent plus fréquemment une position sommitale entre les quartzites verts et les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher sus-jacents. Interprétée comme la cataclase de quartzite, l'origine du manque de cohésion de ces roches serait peut-être à rechercher plutôt dans la dissolution d'un ciment évaporitique ou carbonaté.

t_{1s} Membre de Sous le Rocher

Des quartzites tabulaires blancs et massifs, à patine un peu jaunâtre et d'épaisseur variant entre 50 et 100 m, forment le sommet de la Formation du Bruneggjoch. Leur âge est classiquement attribué au Trias précoce («Werfénien» ou «Scythien»). Ces roches forment de petites parois et se débitent en plaques décimétriques selon des joints finement sériciteux. Quelques galets de quartz laitieux s'individualisent dans une matrice fine relativement homogène. En quelques endroits, on peut y observer une stratification entrecroisée, par exemple le long de la route Sierre–Vissoie (610.85/120.00).

Base de la Formation de St-Triphon (Membre de Dorchaux)

*Flanc normal à l'ouest de la Navisence –
niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides*

Ce niveau de gypses et cornieules marque une très importante semelle de décollement, puisque toute la suite de la série stratigraphique forme les Préalpes médianes rigides (SARTORI 1990, SARTORI & MARTHALER 1994).

t_{2r} Cornieules

Relayant le gypse dans le même niveau stratigraphique, les cornieules affleurent largement dans toute la partie sud-ouest de la feuille Vissoie. Elles sont particulièrement bien exposées dans le haut val de Réchy et dans la région de Lona où elles tapissent une grande combe criblée de dolines. Ce sont des roches carbonatées vacuolaires de couleur ocre, contenant en quantité très variable des éléments de quartzites, de dolomies et de calcschistes. Ces éléments proviennent souvent des niveaux voisins et peuvent atteindre une taille de 50 cm. Ailleurs, on observe des poches avec des laminations parallèles et des débris de surface (éboulis de calcschistes) suggérant un remplissage et une cimentation quaternaire de dolines (JEANBOURQUIN 1986, SCHAAD 1995).

t_{2y} Gypse

Dans le haut val de Réchy et au sud-ouest du Pas de Lona, le gypse affleure en grosses masses lenticulaires qui forment presque toujours des reliefs positifs, malgré l'abondance des dolines due à sa dissolution. La roche blanche peut être tendre et pulvérulente, mais aussi plus compacte et rubanée. Elle peut contenir quelques éléments de dolomie, mais passe fréquemment à des cornieules qui doivent se former au dépend du gypse (SCHAAD 1995). En effet, on rencontre des poches de cornieules au sein du gypse.

L'âge de ces gypses peut être attribué à la base du Trias moyen car ils font suite aux quartzites blancs. A noter que ceux qui surmontent les bandes de calcschistes liasiques de la nappe des Cimes Blanches, entre Roc d'Orzival et Roc de la Tsa, ont été attribués au Trias tardif de cette nappe, de même que les cornieules associées. Lorsque les calcschistes manquent, la limite entre la nappe de Siviez-Mischabel et celle des Cimes Blanches, cornieules sur cornieules, n'est pas identifiable.

Formations de St-Triphon et de Champcella

Flanc inverse

Dans la partie inférieure de la nappe de Siviez-Mischabel, des cornieules parfois associées à des calcaires et dolomies forment des bandes au sein des quartzites. Ces roches sont attribuées au Trias moyen, mais sans preuve formelle car généralement trop recristallisées et/ou déformées pour qu'il soit possible d'en identifier les faciès.

t₂₋₄ Dolomies et marbres (Trias moyen)

Des niveaux dolomitiques et de calcaires marmorisés accompagnent les cornieules. Il faut toutefois mentionner que, juste au nord de la feuille Vissoie dans le synclinal de Chandolin, on se risque à identifier, dans un état de déformation prononcée, des faciès qui pourraient se rapporter aux deux formations du Trias moyen (WEIDMANN dans GABUS et al. 2008b).

t_r Cornieules

Avec doute, les cornieules sont attribuées à la Formation de St-Triphon. Elles pourraient aussi bien, ou en tous cas partiellement, être considérées comme issues de la déformation des marbres et dolomies.

Série du Toïno

Flanc normal à l'est de la Navisence – couverture «autochtone»

Une bonne coupe de cette série briançonnaise très condensée (MARTHALER 1984) affleure à l'ouest du lac du Toïno, entre 2600 et 2640 m d'altitude (616.200/116.400). Au-dessus des quartzites blancs, les roches carbonatées du Trias moyen, Malm et Crétacé supérieur à Eocène se superposent entre deux lacunes de sédimentation gigantesques: en l'espace de quelques enjambées, on franchit quelque 180 Ma!

L'épaisseur parfois inférieure à 10 m de toute la série nous a souvent contraint à regrouper ses différents termes en une seule couleur sur la carte, bien que l'on puisse sur le terrain reconnaître les trois étages stratigraphiques.

Dans la région de l'Adlerflüe (620.1/110.7), juste hors de l'angle sud-est de la carte, la *série du Toïno* est relayée par la *série du Barrhorn*, typiquement briançonnaise, beaucoup plus développée, décrite en détail par SARTORI (1990).

t₂₋₄ Formations de St-Triphon, de Champcella (et de Clot la Cime?) (Trias moyen–tardif?)

La base de cette série débute parfois par un mélange bréchique de quartzites sériciteux et de marbres dolomitiques à ankéritiques. L'origine de cette brèche, synsédimentaire ou tectonique alpine, n'est pas claire.

Dans la coupe du lac du Toïno, la série débute par un petit ressaut de 5 m de dolomie à patine jaune orangé. Elle a livré quelques fantômes d'algues dasycladacées et des articles mieux conservés d'*Encrinus* sp., crinoïdes abondants au Trias moyen–tardif (MARTHALER 1984: fig. 7 et 8). Puis viennent des marbres rubanés gris-bleu et jaune pâle, à cassure sombre, surmontés par des marbres dolomitiques plaquetés, bicolores jaunes et gris, intercalés entre des niveaux boudinés de dolomies claires et massives.

Cette courte séquence est considérée comme un condensé des Formations de St-Triphon et de Champcella, et éventuellement de Clot la Cime. Son âge serait donc le Trias moyen et peut-être tardif. Les mêmes formations sont beaucoup mieux développées quelques kilomètres au sud-est, dans les parois des Barrhorn (SARTORI 1990).

i_T Formation des Calcaires massifs (Malm)

Des marbres gris clair, irrégulièrement rubanés, à patine légèrement rosée, massifs, fétides à la cassure, font suite aux marbres dolomitiques ou viennent reposer directement sur les quartzites blancs du Trias précocé. Selon SARTORI (1990), ces marbres rappellent ceux de la Formation des Calcaires massifs des

Préalpes médianes, datés du Malm. Il manquerait donc tout le Trias tardif, le Lias et le Dogger. Les fossiles sont très rares. ELLENBERGER (1952) et WEIDMANN (1973) ont signalé quelques bivalves ou brachiopodes dans la région du Barrhorn. Dans notre région, l'épaisseur de ces marbres est très faible, quelques mètres voire un seul. Cependant, l'odeur caractéristique d'hydrogène sulfuré qu'ils dégagent à la cassure est un bon critère d'identification.

c-e Groupe des Couches Rouges (Crétacé tardif – Eocène?)

Ce sont des marbres de couleur caractéristique orangé à ocre, micacés, rarement chloriteux, souvent siliceux, parfois même bréchiques à lentilles de marbres gris clair (Malm probable). Leur épaisseur est en général extrêmement faible: quelques centimètres à quelques mètres. Ils montrent parfois à leur base les indices d'une très grande lacune de sédimentation: mince croute ferrugineuse ou paléofissures dans le Malm remplis de marbres ocres (MARTHALER 1984: fig. 9).

Ces marbres phylliteux sont l'équivalent métamorphique des Couches Rouges des Préalpes (GUILLAUME 1986, JABOYEDOFF & THÉLIN 1996). Quelques rares échantillons ont livré des restes de foraminifères planctoniques monocrarénés et bicarénés du Crétacé tardif (Turonien?–Sénonien?, détermination M. Caron, MARTHALER 1984: pl. 1 et 2), mais il n'est pas possible de préciser quels intervalles de temps et quelles formations sont comprises dans ce mince niveau de marbres phylliteux.

Vers le haut, près du contact avec les schistes noirs sus-jacents, les marbres phylliteux passent à des schistes chloriteux bréchiques à éléments écrasés de quartzites, dolomies et marbres. Quand le détritisme en quartz augmente encore, on peut passer à des quartzites chloriteux qui miment le faciès Verrucano: c'est le «Permien reconstitué» décrit par LEMOINE (1967) en Briançonnais. Pour observer ces roches, qui ont laissé perplexes de nombreux géologues, on peut se rendre sur l'arête du Wyssgrat (618.130/115.960).

e Alternance de schistes noirs et de calcschistes gréseux à blocs (=? Flysch des Préalpes médianes; Eocène?)

Sur un mètre environ, le passage des marbres phylliteux (ou des schistes chloriteux) aux schistes noirs est progressif. Ces schistes sont très pélitiques à finement gréseux, gris sombre à noirs. Les surfaces de schistosité luisantes montrent une pigmentation brune due aux carbonates et à de nombreuses pyrites idiomorphes altérées. Des niveaux calcaires sont finement lenticulaires ou forment de petites amygdales. Le microscope révèle de fines alternances de grains de quartz et d'albite mêlés à des paillettes de mica blanc et de chlorite avec des rubans de carbonates à trame ferrugineuse. Les zones plus phylliteuses sont soulignées par

des trainées noirâtres (matière charbonneuse, oxydes de fer). Minéraux accessoires: tourmaline, rutile et zircon.

Des petits bancs de calcschistes gréseux et de marbres siliceux à patine brune, alternant avec les schistes noirs, renforcent encore l'aspect flyschoidé de cette formation. Celle-ci prend par endroit l'aspect d'un wildflysch, car des blocs de dolomies triasiques et de marbres gris, ainsi que des lentilles de marbres phylliteux sont disséminés dans ces schistes. Quelques-unes de ces dernières, de grande taille, ont été cartographiées, par exemple dans la face sud-ouest de la Pointe de Tourtemagne.

ELLENBERGER (1952), MARTHALER (1981, 1984) et SARTORI (1990) font de cette formation l'équivalent du Flysch de Pralognan en Vanoise et du Flysch des Préalpes médianes; son âge serait donc l'Eocène moyen. Le dernier auteur présume la présence de *Globorotalia* sp. attestant au moins un âge tertiaire.

PENNIQUE SUPÉRIEUR

Ce domaine tectonique est ici constitué principalement par la nappe du Tsaté (ESCHER et al. 1993, 1997, SARTORI & MARTHALER 1994), d'origine piémontaise. C'est un ensemble composite constitué en majeure partie de calcschistes crétacés, souvent appelés «Schistes lustrés» dans la littérature (p.ex. ARGAND 1908, 1909, LEMOINE & TRICART 1986, DEVILLE et al. 1990). Ces calcschistes emballent de nombreux lambeaux d'ophiolites de tailles très variables, depuis le massif montagneux kilométrique jusqu'à la petite lentille métrique. Les deux minces nappes du Frilhorn et des Cimes Blanches sont imbriquées dans la nappe du Tsaté, vers sa base surtout. Elles sont constituées de séries de marge continentale briançonnaise interne à prépiémontaise (Trias–Jurassique) peu épaisses. L'ensemble de ces trois nappes est l'équivalent de la *zone du Combin* de BEARTH (1976), DAL PIAZ (1988) et BUCHER et al. (2003) entre autres.

D'un point de vue géodynamique et actualiste, la nappe du Tsaté correspond à un prisme d'accrétion qui s'est structuré et agrandi lors de la subduction de l'océan piémontais au Crétacé (MARTHALER & STAMPFLI 1989, MARTHALER 2001). Au début du Tertiaire, le prisme a incorporé des éléments de la marge briançonnaise: c'est ainsi que se sont formées les nappes du Frilhorn et des Cimes Blanches, incluses et plissées dans les calcschistes à ophiolites de la nappe du Tsaté.

NAPPE DES CIMES BLANCHES

La série, riche en brèches, qui constitue cette nappe a d'abord été rattachée à la nappe du Mont Fort (ESCHER 1988), plus étendue que ce qu'elle est actuellement (ESCHER et al. 1993). Pour une série identique et plus ou moins simultanément, DAL PIAZ (1988) a défini «l'unité Pancherot - Cime Bianche» et VANNAY & ALLEMANN (1990) la «série des Cimes Blanches», située entre la nappe du Tsaté et la zone de Zermatt - Saas Fee, entre Valtournanche et vallée de Gressoney (Italie). Elle a ensuite été élevée au rang de nappe (ESCHER et al. 1993: fig. 2, SARTORI & MARTHALER 1994).

La lithologie de cette nappe rappelle beaucoup certaines roches bien définies dans les Préalpes, en particulier dans la nappe de la Brèche, c'est pourquoi nous avons repris la même nomenclature lithostratigraphique.

p-t₁ Formations du Col de Chassoure et du Bruneggjoch (Permien – Trias précoce)

Ces quartzites, souvent verdâtres, ne sont pas très différents de ceux de la nappe de Siviez-Mischabel, bien qu'un peu plus plaquetés, avec des faciès grossiers à galets de quartz et de microcline et des faciès plus fins de quartzschistes chloriteux. Certains clastes de dolomies (si elles sont triasiques) pourraient faire penser que ces quartzites seraient post-triasiques, «reconstitués» (arête nord du Sasseneire); mais nous estimons plus vraisemblable que ces rares galets proviennent des minces niveaux dolomitiques intercalés dans la Formation du Col de Chassoure ou à la base de la Formation du Bruneggjoch (SARTORI et al. 2006).

Formations de St-Triphon, de Champcella, de Clot la Cime (et de Chalune?) (Trias moyen-tardif)

t₂₋₅ Dolomies et marbres

Niveau généralement peu épais (quelques mètres) où il est difficile de suivre un ordre stratigraphique. Les dolomies sont blondes à la patine, beiges à la casure. Certains niveaux sont plus sombres, bleutés ou noirs. Les marbres sont rares, gris-beige, à petits lits dolomitiques jaunes. Notons que juste au sud de la feuille Vissoie, dans la paroi de la Motta Blantse qui domine le lac de Moiry, VIREDAZ (1978) a découvert des *Physoporella prealpina*, typiques du Trias moyen Briançonnais.

t_{4y} **Gypse**
t_{4r} **Cornieules**

Quelques affleurements sont visibles dans la région des petits lacs glaciaires au sud de la combe de Lona, où gypse et cornieules se relayent; mais ces dernières sont plus fréquentes. Leur âge est probablement le Trias tardif.

Dans la région du col du Tsan, au sud du Roc d'Orzival, deux groupes de gypse et cornieules semblent se superposer: l'un est attribué au Trias moyen basal et forme le sommet de la nappe de Siviez-Mischabel; l'autre, supposé du Trias tardif, est associé à des niveaux lenticulaires de calcschistes liasiques, avec lesquels il forme un lambeau de la nappe des Cimes Blanches à la base de la nappe du Tsaté.

I Formation des Schistes et Calcaires inférieurs (Lias)

Les roches de cette formation affleurent le mieux dans une position tectonique particulière: elles sont emballées sous forme de niveaux discontinus ou de grosses lentilles dans des gypses et cornieules, dans la zone de cisaillement basale de la nappe du Tsaté (par exemple entre Roc d'Orzival et Roc de la Tsa, voir ci-dessus). Ce sont des marbres rubanés gris à cassure sombre, avec de fines bandes siliceuses, qui passent à des calcschistes gris sombre. Ces derniers sont parfois difficiles à distinguer des calcschistes crétacés appartenant à la nappe du Tsaté. Lorsque ces calcschistes sont intercalés entre les dolomies noires (Carnien probable) et les brèches à éléments dolomitiques, comme sur l'arête nord-ouest du Saseneire (bord sud de la carte au SSW du lac de Lona), leur attribution au Lias fait peu de doute.

i_{CB} Formation de la Brèche inférieure (Lias–Dogger)

Des brèches polygéniques affleurent notamment dans la paroi nord du Saseneire et au sommet des Becs de Bosson. Elles sont aisément observables dans les blocs de la moraine fluée qui se termine dans le lac de Lona (607/111). Les éléments, plus souvent anguleux qu'arrondis, sont surtout des dolomies de teintes différentes (blondes, beiges, rosées, grises, noires, verdâtres), des calcaires noirs et plus rarement des quartzites. La matrice est calcaire, gris bleuté.

L'âge des brèches ainsi que celui des marbres et calcschistes sombres associés et sous-jacents a été plusieurs fois controversé. WEGMANN (1923) avait proposé un âge jurassique alors qu'ALLIMANN (1987, 1989) les attribuait au Crétacé tardif. La découverte de fossiles (échinodermes, coquilles de mollusques) dans la région de la Meina (rive gauche du val d'Hérens) par KRAMAR (1997) milite en faveur d'un âge jurassique précoce à moyen.

NAPPE DU FRILIHORN

Cette mince unité à cachet briançonnais interne a d'abord été décrite sous le nom de «série du Frilihorn» (MARTHALER 1984, SARTORI 1987), du nom du sommet éponyme situé au sud-est de la feuille (618.080/112.750). La continuité cartographique et structurale de cette unité, caractérisée par des marbres clairs, a permis d'en faire une nappe (DAL PIAZ 1988, SARTORI & MARTHALER 1994, ESCHER et al. 1997) bien qu'elle soit entièrement incluse dans la nappe du Tsaté. De même que pour la nappe des Cimes Blanches, mais de façon plus hypothétique, la lithostratigraphie est apparentée à celle des Préalpes.

t₁ Formation du Bruneggjoch (Trias précoce)

Quartzites blanc-vert, compacts, plaquetés, à structure fine («Tafelquarzit», BEARTH 1953). Ils sont très semblables à ceux du Membre de Sous le Rocher de la nappe de Siviez-Mischabel. Leur âge est probablement le Trias précoce.

Il est intéressant de noter que la surface de décollement basal de la nappe du Frilihorn se situe souvent à la base de la série quartzitique et non pas au sommet de cette série. Cependant, lorsque les quartzites manquent, une brèche tectonique, ou cornieule micacée à éléments quartzitiques, matérialise le plan de chevauchement sous les marbres ou les dolomies.

t₂₋₅ Formations de St-Triphon, de Champcella et de Clot la Cime (Trias moyen-tardif)

Des dolomies à patine jaune orangé, souvent boudinées, et les marbres rubanés jaune-gris ou blanc-gris qui les entourent ou les surmontent sont supposés appartenir aux Formations de St-Triphon, de Champcella et de Clot la Cime. La limite de ces marbres avec ceux, gris-blanc, de la formation sus-jacente est très difficile à tracer.

i_F Formation des Schistes et Calcaires inférieurs, Formation de la Brèche supérieure; parfois Groupe des Couches Rouges au sommet (Jurassique-Crétacé)

Assise peu épaisse (quelques mètres) mais très caractéristique de marbres massifs blancs, souvent très recristallisés. Par endroit, la patine est plus jaunâtre, la cassure siliceuse. Un rubanement gris/blanc évoque parfois une ancienne brèche très déformée. A l'Adlerflüe (620.00/110.64), SARTORI (1987: fig. 4) signale des brèches polygéniques surmontées d'un marbre blanc (quelques mètres en tout), le tout coiffé par des marbres phylliteux orangés à fantômes de foraminifères

planctoniques (Crétacé tardif très probable). Au Frilhorn, ces mêmes marbres orangés, supposés être l'équivalent métamorphique des Couches Rouges, contiennent des clastes de marbre blanc attribuable au Malm (MARTHALER 1984: fig. 12).

NAPPE DU TSATÉ

La logique d'un complexe d'accrétion – origine supposée de la nappe du Tsaté – n'est pas celle d'une série stratigraphique habituelle. Aucune formation ne peut y être définie, à cause de la simultanéité entre sédimentation et tectonique précoce liée au raclage du plancher océanique lors de la subduction.

O_s Serpentinites (Jurassique)

Roches compactes, au toucher gras et esquilleux, vert clair ou vert foncé à noires, recoupées par de nombreuses fractures remplies de carbonate et de chrysotile. Les minéraux les plus courants de ces serpentinites sont la lizardite, le chrysotile et l'antigorite, auxquels s'ajoutent un peu de talc, de calcite et d'opacques. Au microscope, la texture est maillée; de petites veinules soulignées par les minéraux opaques suggèrent les fractures de l'olivine pseudomorphosée alors que les pyroxènes reliques sont remplacés par du talc et des carbonates. L'âge de ces serpentinites est très probablement jurassique, âge vraisemblable de l'ouverture de l'océan piémontais (BILL et al. 1997).

O_p Prasinites (Jurassique–Crétacé)

Plusieurs types de roches sont regroupés sous le terme général de prasinites. Les plus communes, qui forment par exemple les sommets des Pointes de Tourtemagne et de la Forcletta, sont finement rubanées vert sombre (chlorite)/vert pistache (épidotes)/blanc (albite et calcite). Lorsque les épidotes dominent, la pistachite et la clinozoisite forment des lits millimétriques en compagnie de l'actinote et de la chlorite, alternant avec des lits clairs d'albite, de calcite et de rares grains de quartz. Dans les parois nord et ouest des Diablons affleure un niveau massif et particulièrement épais (env. 150 m); la texture y est finement porphyroblastique: cristaux d'albite disjoints dans une matrice à chlorite et épidote. Une structure en ovoïdes superposés s'observe parfois, évoquant un empilement de laves en cousins. La géochimie de ces prasinites vient confirmer leur origine de basaltes océaniques. La teneur en éléments majeurs et les rapports entre les éléments traces de ces roches sont caractéristiques des MORB («mid-ocean ridge basalts»; SALAMIN 1989, BECCALUVA et al. 1984, COLOMBI 1989).

De nombreux niveaux de prasinites, pouvant être très continus ou lenticulaires, sont intercalés dans les calcschistes. Quand ils sont minces (de l'ordre du mètre), ce sont soit des schistes à épidote, de composition très voisine des prasinites plus massives, soit des ovaridites, où dominent l'albite en poeciloblastes et la chlorite. Les minéraux accessoires de toutes ces roches sont le sphène, le leucoxène, l'apatite, la pyrite, d'autres opaques et parfois un mica chromifère, la fuchsite.

L'âge de ces metabasaltites océaniques devrait occuper une fourchette allant du Dogger (apparition de la croûte océanique dans l'océan piémontais) au Crétacé tardif (subduction de la lithosphère océanique). Aucune datation du magmatisme océanique n'a encore été entreprise dans la nappe du Tsaté. Dans la nappe des Gets, unité piémontaise non métamorphique des Préalpes supérieures, des gabbros ont donné un âge de 166 ± 1 Ma (BILL et al. 1997).

Schistes noirs argilo-siliceux («black shales») (Crétacé moyen?)

Au sommet du Wyssgrat (617.200/116.200), au toit d'un épais niveau de prasinites metabasaltiques, affleurent des schistes siliceux noirs. Ils contiennent environ 60 % de quartz, de l'albite porphyroblastique, des micas blancs entremêlés de matière charbonneuse, du sphène et du grenat manganésifère. Quelques bandes de schistes noirs s'intercalent dans les calcschistes de l'arête Corne de Sorrebois – Garde de Bordon, mais les affleurements les plus importants se situent plus au sud, sur le territoire de la feuille Evolène.

Ces métasédiments rappellent les «black shales» de la zone piémontaise (LEMOINE & TRICART 1986); comme eux ils pourraient dater du Crétacé moyen. Mais les nombreux remaniements liés à la construction du prisme d'accrétion et la tectonique alpine ultérieure font que les schistes noirs n'ont pas de position stratigraphique bien définie au sein des calcschistes. Ils occupent cependant une position structurale plutôt élevée.

c_R Marbres à patine rousse et calcschistes grésophylliteux («Série Rousse») (Crétacé tardif)

Niveaux massifs de marbres gréseux et phylliteux à patine rousse caractéristique, alternant avec des calcschistes brunâtres. Cette série forme souvent des parois ruiniformes, parfois des tours telle la Maya (604.100/113.350), entre les vals d'Hérens et de Réchy. Dans le paysage, cette «Série Rousse» (MARTHALER 1983, 1984) se repère facilement par sa couleur ocre à orange, parmi la grisaille des Schistes lustrés. Cependant, sur le terrain, sa limite précise avec la «Série Grise» n'est pas toujours facile à tracer, d'une part à cause des nombreuses intercalations de calcschistes au sein des marbres, d'autre part à cause des replis et répétitions tectoniques.

La «Série Rousse» est un métaflysch à turbidites calcaires. Les niveaux les plus remarquables sont des marbres orangés à cassure claire parsemée de petites taches rouille. A la loupe, on peut y distinguer la forme de foraminifères planctoniques dont le test a été pseudomorphosé par l'ankérite. Sous le microscope, la préservation des formes de *Rotalipora* sp. et de bicarénés est meilleure que dans les calcschistes de la «Série Grise». Ces fossiles donnent un âge allant du Céno-manien au Sénonien (MARTHALER 1981, 1984, SALAMIN 1989).

La calcite domine, accompagnée de quartz, de micas blancs et d'albite. La pyrite, idiomorphe, est relativement abondante. Des pigments charbonneux soulignent la schistosité principale.

c_G Schistes et calcschistes gréso-phylliteux («Série Grise») (Crétacé moyen–tardif)

C'est à cet ensemble que convient le mieux le terme général de «Schistes lustrés»: épaisse série rythmée de schistes luisants gris plus ou moins calcaires ou siliceux et de calcschistes à patine brunâtre, de niveaux de marbres phylliteux roux plus ou moins gréseux à microbréchiques et, plus rarement, de minces niveaux de brèches à débris dolomitiques, quartzitiques, ophiolitiques. Certains bancs sont massifs et de structure grossière à la base, plus schisteux au sommet, révélant, malgré le métamorphisme, leur origine turbiditique. Il s'agit donc d'un métaflysch (STUDER, en 1843, l'avait déjà observé!), même si parfois une certaine monotonie de ces calcschistes peut faire penser à de grandes accumulations marneuses. On rencontre aussi des schistes chloriteux de composition intermédiaire entre une prasinite et un calcschiste. Des lentilles de serpentinite et des niveaux de prasinites d'épaisseur variable sont intercalés dans les calcschistes.

Les minéraux d'un calcschiste gréseux type sont la calcite en grands cristaux (0,5–1 mm), le quartz polycristallin, le mica blanc, l'albite avec inclusions de matière charbonneuse et de micas, des amas de chlorite. Accessoires (minéraux lourds): sphène, tourmaline, apatite, zircon, rutile. Certains agrégats brunâtres ankéritiques ont la taille et la forme de foraminifères planctoniques, où il est parfois possible de reconnaître des formes de *Rotalipora* sp. et de bicarénés (MARTHALER 1981, 1984, SCHNEIDER 1982). La détermination s'avérant toutefois difficile, il est plus prudent de considérer l'âge de la «Série Grise» comme Crétacé moyen à tardif.

AUSTROALPIN INFÉRIEUR

NAPPE DE LA DENT BLANCHE

Seule une toute petite partie de la nappe de la Dent Blanche affleure dans le massif des Diablons, situé dans l'angle sud-est de la feuille. Ses roches appartiennent toutes ici à la série d'Arolla, ancien complexe magmatique intrusif. Comme ailleurs dans les hautes Alpes valaisannes (p.ex. Weisshorn, Dent Blanche, Cervin), les gneiss de cette nappe forment des sommets escarpés et des parois abruptes.

GO Orthogneiss rubanés

Gneiss nettement rubanés à bandes vert-jaune à vert bouteille et blanches. Les rubans verts sont formés, en proportions variables, d'épidote (surtout pistachite), d'actinote, de chlorite et de micas blancs, auxquels s'ajoutent sporadiquement des hornblendes vertes ou brunes (en reliques), de l'oligoclase subidiomorphe et de l'allanite. Les rubans blancs sont très riches en albite (90 %). Celle-ci se présente sous différentes formes: limpide, maclée ou en échiquier. Très peu de quartz et de feldspath potassique l'accompagnent. Ainsi, la composition ignée de ces gneiss se rapproche de celle d'une diorite ou d'un leucogabbro. PILLOUD & SARTORI (1981) ont observé des porphyroblastes sphériques de pistachite cristallisée en rosette qui sont peut-être des pseudomorphoses de grenat.

Certains niveaux blancs plus épais (plusieurs mètres) sont faits de gneiss clairs micro-oeillés. Les petits yeux, formés par du microcline perthitique ou de l'albite à macles polysynthétiques, sont séparés par de fins lits verdâtres de micas blancs légèrement chloritisés. La matrice, albitique, contient de nombreux minéraux accessoires disséminés: pistachite, allanite, actinote, chlorite, sphène, apatite, zircon. Le protolithe serait ici plutôt granodioritique.

Des zircons extraits d'un orthogneiss de la série d'Arolla, provenant de la paroi sud du Cervin (BUCHER et al. 2003), ont donné un âge U-Pb de 289 ± 2 Ma (Permien précoce, BUSSY et al. 1998), interprété comme l'âge de l'intrusion du granite, protolithe de cet orthogneiss.

QUATERNAIRE

Pléistocène

q_{4m} Moraine de la dernière glaciation («Würm»)

Il y a un peu plus de 20 000 ans environ, les grandes et moyennes vallées, tels les vals d'Hérens, d'Anniviers ou de Tourtemagne devaient être presque entièrement remplies de glace. Nous étions en zone d'accumulation, bien au-dessus de la ligne d'équilibre de ces immenses glaciers qui confluaient tous dans la vallée du Rhône. A la fin du «Würm», soit après le dernier maximum glaciaire (LGM; il y a environ 20 000–19 000 ans), le climat a commencé à se réchauffer et ces très grands glaciers ont commencé à fondre.

Dans le val d'Anniviers, de probables restes des moraines latérales les plus élevées se situent vers 2500 m à la Noûa et 2450 m à Bella Lé, en rive droite du bas val de Zinal, et vers 2300 m au-dessus de Tignousa, où cependant les loupes de glissements de terrain ont passablement oblitéré l'ancienne morphologie. Ces altitudes correspondent approximativement à celles données par KELLY et al. (2004) pour l'altitude maximale des glaciers du LGM.

Toujours en rive droite, des restes de cordons morainiques latéraux, rectilignes et parallèles à la vallée principale, sont cette fois bien visibles au nord des Mayens de Barneuza, à 2170 m. Les moraines de ce stade encore ancien (entre 20 000 et 18 000 ans ?) se poursuivent à 1970 m entre les Moyes et Copaté, au-dessus de Mission, et vers 1900 m dans la forêt du Rochet, au-dessus de St-Luc. En rive gauche, juste en face, le replat morainique de Tracuit d'en Bas, à la même altitude, correspond peut-être à la même trace laissée par ce grand glacier «tardi-würmien».

On peut définir le tardiglaciaire comme la période de la fin de la dernière glaciation, s'étalant en gros entre 17 000 et 11 000 ans avant le présent (ARN 1984, GOLAZ 1995). Elle se caractérise par une série de stades bien marqués des grands glaciers de vallées et des petits glaciers de cirques, dus à de courts retours de froid dans un contexte global de réchauffement climatique (GAILLARD 1981, 1993).

Sur le terrain, la limite entre moraines «würmiennes» et tardiglaciaire ancien est difficile à tracer; parfois aussi la limite entre tardiglaciaires ancien et récent est hypothétique, faute de repères morpho-chronologiques et de datations de ces moraines. C'est pourquoi nous avons regroupé souvent sous la même couleur des moraines «würmiennes», tardiglaciaires anciennes et même récentes. Seule la position des vallums morainiques peut donner une idée de la chronologie relative.

Au Dryas ancien (il y a env. 15 000 ans), le glacier d'Anniviers descendait peut-être encore jusque dans la région de Sierre. De cette époque datent les importantes accumulations de moraine graveleuse dans la région de Fang; c'est le «stade des moraines basses» de WINISTORFER (1977), correspondant peut-être au stade de Viège (BIRCHER 1983). Les petits glaciers de cirques ont dû descendre bas pour confluer avec le glacier d'Anniviers, abandonnant les moraines de Pinsec (rive gauche) et un peu plus tard de Vissoie (parallèles au Torrent des Moulins). Les moraines allongées au-dessus de Grimentz témoignent du petit glacier descendu de Bendolla, qui devait confluer avec le glacier de Moiry (GOLAZ 1995).

Dépôts fluvioglaciaires ou glaciolacustres, anciens cônes d'alluvions

Ces dépôts peuvent avoir plusieurs expressions morphologiques: anciens lacs de barrage comblés par des sédiments, sandurs réentaillés par la rivière, terrasses de kame ou anciens cônes d'alluvions perchés au-dessus du niveau de base actuel. Peu de coupes permettent des études sédimentologiques détaillées de ces dépôts. Les quelques entailles dans les dépôts en terrasse entre Mission et Vissoie montrent des couches de sables argileux et graveleux mal granoclassés, avec un léger pendage vers l'aval. Ces dépôts deltaïques ont probablement comblé un lac barré à la hauteur de Vissoie par le glacier descendant de la région du Tôno et des Pointes de Nava, alors que les glaciers de Zinal et de Moiry fondaient à la hauteur de la confluence des deux vallées. D'autres coupes de détail ont été décrites par WINISTORFER (1977: p. 41 ss).

q_{5m} Moraine locale du tardiglaciaire récent
(Dryas récent, stade d'Egesen?)

A partir de 2300 m environ, dans les régions d'alpages des petites vallées latérales, un nombre impressionnant d'arcs et de cordons morainiques abandonnés par de petits appareils glaciaires sont très bien marqués morphologiquement. Aisément cartographiables, ils sont probablement corrélables au stade d'Egesen (MAISCH 1981) construit lors du Dryas récent (11 000 ans BP), dernier stade attribué au tardiglaciaire. Parmi les formes les mieux conservées, citons celles de la Montagne du Tôno (614.900/117.800), celles de l'Augstalli en rive gauche du val de Tourtemagne et les belles crêtes morainiques au nord et au sud de la Gouille de Potoc, dans le val de Réchy. Par contre, le stade d'Egesen est impossible à localiser pour les plus grands glaciers de Zinal et de Moiry. Dans une hypothèse «basse», ceux-ci devaient peut-être encore juste confluer et s'arrêter à la hauteur de Mission, mais ils pourraient aussi s'être arrêtés plus haut, peut-être quelques kilomètres en amont de Grimentz pour celui de Moiry (GOLAZ 1995). C'est la raison pour laquelle nous n'avons pas toujours pu différencier les moraines et cartographier les limites de ce stade d'Egesen probable.

La moraine des Communaux, au sud-ouest de la Maya, est recouverte de nombreux gros blocs. C'est certainement dû à un ancien éboulement, parti de la paroi sud-ouest de la Maya, qui a recouvert soit un petit glacier du tardiglaciaire, soit sa moraine postérieurement à son retrait. Cette *moraine riche en blocs* est aujourd'hui traversée par deux niches d'arrachement bien fraîches, au départ d'un des nombreux glissements de terrain profonds qui affectent la rive droite du val d'Hérens.

Glaciers rocheux fossiles

Vers la fin du Pléistocène, malgré le début d'un réchauffement climatique, l'épaisseur et l'étendue du pergélisol devaient être importantes. Ces conditions, ajoutées à une grande production d'éboulis issue des parois dominant les anciens petits glaciers de cirques ou de combes, ont favorisé le développement de nombreux glaciers rocheux. Nombre d'entre eux sont aujourd'hui fossiles: l'écoulement vers l'aval s'est arrêté et la glace interstitielle a complètement fondu. Un très bel exemple est le grand glacier rocheux longeant les parois orientales des Pointes de Nava. Sa longueur est d'environ 3 km. Sa morphologie est caractéristique: nombreux bourrelets arqués de blocs, enchâssés les uns dans les autres, faisant penser à une coulée de lave immobile, avec en plus de grosses dépressions thermokarstiques dues à la fonte des corps de glace recouverts.

La limite entre glaciers rocheux plus récents mais inactifs (c'est-à-dire sans mouvements mais qui contiennent encore des restes de glace morte) et fossiles n'est pas toujours aisée, car les premiers viennent recouvrir et s'emboîter dans les seconds. La colonisation par la végétation peut être un critère.

Certaines moraines tardiglaciaires, souvent riches en blocs, ont parfois évolué en glaciers rocheux. Des exemples de ces formes mixtes sont visibles dans le Meidtälli, à l'ouest de la Pointe de la Forcletta, aux environs de l'A Vieille (603/115) ou au sud-est du Mont Gautier.

Holocène

q_{rm} Moraine récente (Petit âge glaciaire à Actuel)

Le glacier de Tourtemagne (Turtmannletscher) est ourlé par toute une série de cordons morainiques datant de l'Holocène récent (surtout 19^e siècle à nos jours). Le plus externe, bien visible à l'est et au nord du petit lac de barrage, marque le front du glacier entre 1850 et 1860, date de la dernière crue maximale du Petit âge glaciaire. En 150 ans, la langue glaciaire a donc reculé de près de 2 km. Au nord de la Bella Tola, la limite très nette des moraines récentes montre que ce petit glacier a perdu les ¾ de sa surface dans le même temps.

Au nord du Sasseneire (606.8/110.5), il ne reste plus de glace visible, alors que la carte Dufour (1844) montre un glacier descendant jusqu'au lac de Lona. Ses moraines sont aujourd'hui fluées (GERBER 1994); elles présentent un cas intéressant de transition et d'évolution en un magnifique glacier rocheux actif. Le même phénomène est observable dans le haut val de Réchy, au nord des Pointes de Tsavolire et au nord-ouest des Becs de Bosson. Ici il ne reste des moraines construites que quelques vestiges isolés; une grande partie a été recouverte d'éboulis et une autre a évolué en glacier rocheux (TENTHOREY 1993).

Cartographiées à la fin du Petit âge glaciaire, les cartes Dufour et Siegfried montrent encore un certain nombre de petits glaciers de cirques aujourd'hui disparus. Leurs moraines ont aussi été presque entièrement recouvertes d'éboulis qui fluent, par exemple dans les cirques au nord du Roc d'Orzival, du Rotighorn et de la Pointe de Tourtemagne.

Glaciers rocheux récents

Ces formes périglaciaires, liées au pergélisol discontinu (HAEBERLI 1985, 1990, REYNARD 1997), sont très abondantes sur le territoire de la feuille Vissoie, entre 2300 et 2900 m d'altitude. Ce sont des coulées de gros blocs, surtout en surface, alimentées par des éboulis, des éboulements ou de la moraine, qui fluent vers l'aval grâce à de la glace interstitielle. Vers le haut, il n'y a pas de limite nette entre le glacier rocheux et les éboulis qui l'alimentent, car, du haut en bas de la pente, les éboulis se mettent à fluer très progressivement; on l'observe par la dimension et le nombre des loupes de solifluxion qui augmentent vers le bas. Un chaos de gros blocs occupe le corps principal du glacier rocheux; mais dès que l'on prend un peu de recul, on observe une morphologie caractéristique en guirlandes de bourrelets arqués vers l'aval, de plus ou moins grosses loupes emboîtées: c'est un magnifique exemple d'une forme qui suggère un processus d'écoulement. Le front des glaciers rocheux actifs est raide (45°) et parfois même bombé, par opposition aux formes inactives (et fossiles) qui sont plus aplaties voire affaissées. Des sources froides (1°C) jaillissent au pied du talus frontal.

Parmi les glaciers rocheux récents les plus spectaculaires, citons ceux du Rotigtälli (618.6/119.7) et du Simmigtälli (619.7/120.2), deux combes entièrement occupées par des glaciers rocheux. La première offre un bel exemple de formes récentes et fossiles emboîtées les unes dans les autres, comme aux environs du lac de Combavert (616.0/118.0) ou aux Cliosses (604.7/110.4).

Rappelons enfin que les moraines récentes des petits glaciers en régression peuvent évoluer en glaciers rocheux, ceux-ci étant parfois alimentés par des éboulis (voir ci-dessus).

Zones de solifluxion (gélifluxion)

Des petites loupes de glissement superficiel, dues au phénomène de gel/dégel, se rencontrent surtout dans les pentes d'éboulis exposées au nord, au-dessus de 2400 m (p.ex. Tällispitze, Minugrat, Corne de Sorebois, Roc de la Tsa).

Niches d'arrachement

Les niches d'arrachement sont situées à l'amont ou dans la partie supérieure des masses en tassement ou en glissement. Ces ruptures de pentes et éraillures caractéristiques représentent la partie affleurante des surfaces de rupture (ou plans de glissement) sur lesquelles se meuvent les masses instables. La plupart des niches cartographiées sont ou ont été actives récemment. Leur degré d'activité ou leur fraîcheur peuvent être évalués grâce à l'absence ou non de végétation.

Tassements

Les *masses tassées ou en tassement* sont fréquentes sur le territoire de la feuille Vissoie et concernent tout type de roches (gneiss, micaschistes, quartzites, calcschistes). Les causes des tassements sont multiples. Les couloirs de grandes failles décrochantes (voir chapitre tectonique) ont fracturé la roche en un réseau de diaclases parfois serré. Puis, sous l'effet de la gravité et à la suite du retrait glaciaire, les assises rocheuses fracturées se décompriment et se disloquent peu à peu, parfois en glissant sur une discontinuité préexistante ou non. Les tassements sont donc de grands glissements rocheux profonds, par opposition aux glissements de terrain plus superficiels qui n'affectent que la couverture quaternaire. Mais souvent les phénomènes de tassement et de glissement se combinent, passent de l'un à l'autre, en particulier du haut en bas des versants. Les tassements sont très nets dans la région des crêtes où le rocher affleure, en soulignant une morphologie en gradins ou en «fausses crêtes morainiques» caractéristiques. Certaines crêtes sommitales sont même dédoublées, comme celle des Pointes de Nava, au sud-est de l'Hôtel Weisshorn, ou dans la région de Brechette, au sud du Mont Gautier. Un magnifique exemple d'un tassement évoluant vers le bas en glissement de terrain est celui du Bautsé (606/119), dans le val de Réchy.

Il arrive fréquemment qu'une partie de la *masse tassée* soit complètement *disloquée*: la roche, très fracturée, n'a plus de cohésion; ce n'est plus qu'un amas de blocs qui peut être confondu avec un dépôt d'éboulement ou une moraine.

Une grosse masse en tassement (env. 2 km²), en grande partie disloquée, occupe la rive gauche du bas val de Zinal. La route Grimentz–Zinal la traverse à sa base et se déforme périodiquement. Vers le haut, la niche d'arrachement, située dans les quartzites, semble moins active que par le passé.

Plusieurs grands glissements de terrain profonds, en partie rocheux, affectent le versant oriental (rive droite) du val d'Hérens. Leurs niches d'arrachements sont nettes et fraîches et se suivent, pour chacun, sur 1–2 km de longueur. Ils déplacent non seulement la couverture quaternaire mais aussi de grosses masses de rochers qui se tassent, se fracturent (à ne pas confondre avec la tectonique!), se déchaussent et se désagrègent peu à peu en descendant la pente. C'est surtout la partie supérieure, tassée et disloquée, de ces grandes masses instables qui apparaît sur la feuille Vissoie, alors que le bas, plutôt en glissement, est situé sur la feuille voisine Sion (SARTORI et al. en prép.).

Glissements de terrain

Les glissements de terrain sont abondants, surtout dans la partie nord-ouest de la feuille où ils affectent les schistes sériciteux du Permien. Les *masses glissées*, actuellement plus ou moins stables, les *masses en glissement de faible extension ou superficiel* sont distinguées des *masses en glissement*, terrains d'une épaisseur de plusieurs mètres au moins et affectés par un glissement actif.

Le glissement actif des Peillettes (603/121) est le plus connu, puisqu'en 1980 sa vitesse s'accéléra jusqu'à évoluer en une grosse coulée boueuse. Des études (BONNARD 1981, GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE 1996, CREALP 2000) et travaux de drainages ont permis de le ralentir, mais la coulée plus ou moins stabilisée menace toujours la partie ouest du village de Loye. Une autre masse en glissement actif mais plus lent se situe entre les villages de Vissoie et de St-Luc (MARTHALER 1995, BERTHOD 1996). Il déforme la route cantonale, le stand de tir et le parking à l'entrée de St-Luc. La niche d'arrachement qui passe au-dessus du «nouveau village» a déformé et abaissé de 5 m le tracé de l'ancien bisse (612.150/119.250) et rendu instable la région du «Roc du Capucin» (611.85/119.90) qui menace de s'effondrer (ROUILLER 1994).

Eboulements, écroulements

Les plus gros éboulements sont descendus des deux flancs du bas val de Zinal. Un des dépôts les plus importants est celui du Prabé (613.8/111.9), juste au nord de Mottec, en rive gauche. Sa morphologie bombée montre nettement qu'il a barré la vallée et le cours de la Navisence, avant que la rivière ne réentaille ce barrage temporaire. Cet événement doit dater de quelques milliers d'années, car aucune archive ne le mentionne. Dominant Mottec, juste en dessous d'une digue paravalanche, la niche d'arrachement de cet éboulement est encore très visible (612.7/111.4) et présente une instabilité résiduelle: le mouvement qui y affecte les quartzites fracturés et fissurés est susceptible de s'accélérer en cas de conditions défavorables.

Les dépôts d'un ancien écoulement marquent la combe de Lirec, en rive droite du val de Zinal. Il s'agit d'un type un peu différent du précédent, avec des parties tassées, d'autres éboulées; le mécanisme est donc celui d'un écoulement lent, avec probablement un ou quelques épisodes plus brusques et rapides. En effet, plusieurs gros blocs ont atteint la Navisence. Certains d'entre eux, en calcaire dolomitique, ont été exploités il y a quelques siècles pour en extraire de la chaux.

Un écoulement du même type que le précédent, mais beaucoup plus actif, notamment en 1996, se situe 2 km en aval, au nord des Mayens de Barneuza (613.8/112.6). Cette masse instable est en glissement, limitée vers le haut par des niches d'arrachement actives dans la moraine. Dans sa partie médiane, de grosses masses de gneiss fracturés se tassent et s'écoulent parfois dans la Navisence, en amont du Pont du Bois.

Guirlandes de blocs

Ce sont des bourrelets au pied des pentes ou des cônes d'éboulis, souvent disposés en guirlande, généralement au-dessus de 2400 m d'altitude. En accord avec JORDA (1983), nous pensons qu'il s'agit de formes dues au flux des éboulis, amorçant le processus d'un glacier rocheux. Tous les intermédiaires existent entre ces bourrelets d'éboulis et les petits glaciers rocheux. Certains auteurs appellent ces formes «moraines de névé», mais elles n'ont pas grand-chose à voir avec les névés et encore moins avec une moraine. Un autre nom utilisé dans la littérature est celui de «protalus rempart» (REYNARD 1997).

Cônes et voiles d'éboulis

Les éboulis sont abondants et actifs en général au-dessus de la limite des forêts. L'altitude entre 2000 m et 3000 m étant idéale pour de fréquentes alternances gel/dégel, la gélifraction est un des processus générant beaucoup d'éboulis. Les gneiss et les quartzites sont souvent fracturés et fissurés, ce qui les fragilise face à ce phénomène. Par exemple, la région à l'est de la Bella Tola est le royaume des éboulis et des glaciers rocheux. La base du grand couloir à l'ouest du Toïno s'ouvre sur un magnifique cône d'éboulis à la morphologie très «pédagogique».

Cônes de dépôts d'avalanches; cônes mixtes

Ce sont des cônes allongés et assez raides, à la base des couloirs où transitent suivant la saison des chutes de pierres, des coulées boueuses en cas d'orage et des avalanches en hiver et au printemps.

Dans la partie basse de certains cônes d'éboulis, le processus de dépôt, d'abord purement gravitaire, est progressivement influencé par la circulation des

torrents temporaires; c'est alors une zone de dépôts mixtes où éboulis et déjections torrentielles s'entremêlent ou se succèdent.

Cône d'alluvions, de déjection

Des dépôts forment des cônes généralement de petites dimensions au débouché de nombreux torrents sur des replats ou dans les vallées principales.

Certains cônes du val d'Anniviers sont suspendus et limités par un bord d'érosion, en particulier entre St-Jean et Vissoie, où la Navisence s'est encaissée. Le matériel de ces cônes «perchés» inactifs est le plus souvent difficile à distinguer de la moraine environnante, en particulier à cause de la couverture végétale importante; c'est pour cela qu'ils sont représentés avec la couleur de la moraine de la dernière glaciation, bien que certains d'entre eux soient probablement d'âge holocène.

Marais, marécages

Le plus célèbre, qui tapisse le fond comblé d'alluvions d'un ombilic glaciaire, est celui de l'Ar du Tsan (605.5/116.5), dans une zone protégée du val de Réchy inscrite à l'*Inventaire fédéral des sites marécageux d'importance nationale*. Ce magnifique «biogéotope» n'a été étudié pour l'instant que du point de vue de la végétation (RICHARD et al. 1993). D'autres petits marais s'étagent en remontant le vallon, jusqu'à 2740 m, au sud du lac du Louché. Le fond de la cuvette de Lona est aussi tapissé de zones marécageuses.

Dans le cirque entre le Toûno et les Aiguilles du Meiden, en dessus de St-Luc, plusieurs anciens petits lacs glaciaires ont été comblés par des alluvions marécageuses.

Alluvions récentes

Les conditions topographiques de vallées étroites ou de petits vallons à fond plus ondulé que plat ne se prêtent guère aux épandages alluvionnaires. Dans le val de Réchy, quelques zones d'alluvions récentes se mêlent aux marécages, sur les paliers du haut vallon entre les méandres de la Rèche. Lors de gros orages, cette rivière est encore libre de déborder. Par contre, la Navisence et la Gouggra, dont les débits sont réglés par les installations hydro-électriques, sont rarement capables de remanier leurs propres sédiments. Quelques petits dépôts d'alluvions graveleuses tapissent le fond du val de Tourtemagne (Turtmanntal) en amont de Gruben.

Dépôts artificiels, remblais

Les plus imposants dans le paysage sont les digues contre les avalanches. Le creusement des galeries hydro-électriques a laissé aussi quelques terrassements plus discrets. Enfin, les très nombreuses petites mines abandonnées sont parfois reconnaissables à leurs petits cônes de déblais, mais souvent les faibles dimensions de ceux-ci et leur colonisation par la végétation font que nous les avons rarement distingués des éboulis.

Sites archéologiques

(Sources: F. Wibl  et P. Curdy)

Plusieurs *tombes* en dalles ont été découvertes en 1888 lors de la construction du grand hôtel de la Bella Tola à St-Luc. Cinq d'entre elles étaient des incinérations. Elles contenaient des vestiges de différentes époques protohistoriques: une hache à ailerons terminaux et des fragments de poteries à décors cannelés datant de la fin de l'âge du bronze (vers 1000 ans avant J.-C.), des bracelets de l'âge du fer (5^e-4^e siècle avant J.-C.) et une urne romaine.

A Grimentz, près de la chapelle St-Théodule, des restes de sépultures ont livré des fragments de bracelets plats à décor oculé du début de l'époque de la Tène (450–350 avant J.-C.).

Un ancien *four à chaux*, vieux de quelques siècles, se situe 1 km au sud de Pralong, le long de la Navisence. La chaux était extraite des gros blocs de calcaires dolomitiques blanchâtres descendus avec le gros éboulement de Lirec.

En parcourant les sentiers du val d'Anniviers, on s'aperçoit qu'un certain nombre de blocs erratiques ou gros blocs éboulés sont parsemés de petites dépressions circulaires ou ovales. Ces nombreuses *pierres à cupules* ont fait l'objet d'un inventaire très complet et précis par SCHWEGLER (1992). Citons les plus connues: la «Pierre des Sauvages» au-dessus de St-Luc, la «Pierre-aux-Fées» en dessous de Vissoie, la «Pierre du Loup» aux Mayens de St-Jean, la «Pirra Martera» du camping de Grimentz et la «Pierre de Pichiou» en dessus de Mission.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

ÉVÈNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES

Précédant la description des principales structures tectoniques de la feuille Vissoie, présentées selon le découpage classique des nappes, voici un bref résumé chronologique des principaux événements tectono-métamorphiques anté-alpins et alpins reconnus sur le terrain.

Métamorphisme anté-alpin

Des paragenèses relictuelles d'anciennes orogénèses ont été reconnues dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel:

- **Paragenèse écolitique:** Un assemblage de grenat, omphacite et rutile est fort bien préservé au sein des amphibolites rubanées de la Formation de l'Adlerflüe (THÉLIN et al. 1990). Les températures et pressions sont estimées entre 600 et 700°C pour environ 15 kb, probablement lors d'une phase «éo-hercynienne» située vers 450 Ma (SARTORI 1990: p. 73 ss). L'alternative d'un âge «éo-alpin» semble pratiquement exclue (RHAN 1991, EISELE et al. 1997).
- **Paragenèses amphibolitiques:** Elles sont documentées par les nombreux minéraux reliques du socle, dans l'Ensemble de l'Ergischhorn et les Formations de l'Adlerflüe et de Lirec. Parmi les plus typiques, citons les grenats, la hornblende et des plagioclases pour la séquence mafique, de grandes muscovites, biotite, grenat (almandin) et oligoclase pour les séquences pélitique et felsique. Ce sont les paragenèses classiques du métamorphisme varisque, décrites par BEARTH (1963), THÉLIN et al. (1993). Les températures devaient être de 500–600°C. SOOM (1990) a daté des muscovites de l'Ensemble de l'Ergischhorn (à St-Luc et Moiry) entre 324 et 337 Ma (Namurien, Carbonifère moyen), par la méthode K-Ar. Ces âges correspondent au métamorphisme varisque. Par comparaison, des roches de la zone du Rutor – un autre vieux socle dans la région du Grand St-Bernard – ont fourni un âge U-Pb sur monazite de 330 Ma (BUSSY et al. 1996b), datant ainsi le pic de température (env. 600°C) du métamorphisme varisque.

Déformations tertiaires et métamorphisme alpin

Les grandes et petites structures observées dans les unités penniques peuvent se répartir en quatre phases principales de déformation:

La **phase 1** est la plus ductile: c'est celle du métamorphisme prograde de faciès schiste vert élevé. Elle est responsable de la formation des nappes en profondeur, de grands plis isoclinaux kilométriques et d'une schistosité pénétrative (S_1), considérée comme la schistosité principale. Cette schistosité représente probablement le résultat final d'une succession de déformations initiales plus ou moins continues. Ce métamorphisme aurait eu lieu à l'Eocène tardif, soit peu de temps après le dépôt des derniers sédiments (flysch, voir p. 22), comme l'attesterait l'âge de la cristallisation des micas blancs synschisteux entre 41 et 36 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, MARKLEY et al. 1998, 2002). Cette dernière correspond pour la région à des températures de l'ordre de 400–450°C. Un échantillon prélevé à Moiry dans les quartzites de la nappe des Cimes Blanches donne un âge un peu plus ancien, soit 44,5 Ma, qui serait un indice de l'histoire tectono-métamorphique plus longue et plus complexe du Pennique supérieur.

D'une façon très résumée, les principales paragenèses typiques de cette phase sont les suivantes:

- *Séquence arénacée des paragneiss et des quartzites*: albite, quartz, phengite, biotite, chlorite, épidote (allanite et pistachite).
- *Séquence mafique du socle*: actinote prismatique, hornblende tschermakitique, petits grenats zonés de type almandin, albite, sphène.
- *Séquence mafique des ophiolites*: albite, chlorite, épidote (pistachite), actinote, rares petites amphiboles bleues.
- *Séquence ultramafique des ophiolites*: antigorite, chrysotile, talc.
- *Séquence pélitique des calcschistes*: micas blancs, chlorite, albite, calcite, quartz.

La **phase 2** se caractérise par une deuxième schistosité (S_2), de type clivage de crénulation mais localement plus pénétrative, concentrée dans des zones de cisaillement subhorizontales dont l'épaisseur varie entre une dizaine et plusieurs centaines de mètres. Le déplacement majeur dans ces zones est toujours concentré sur une surface de discordance tectonique, sorte de faille subhorizontale, appelée sur la carte *zone de cisaillement post-nappe*. D'une façon générale, le toit serait déplacé vers l'WSW par rapport au mur, direction parfois soulignée sur la schistosité S_2 par une linéation d'étirement parallèle. Le déplacement semble être de l'ordre de plusieurs kilomètres sur chacune de ces discontinuités, mais les marqueurs sont généralement défaut. Les mouvements seraient donc longitudinaux par rapport à la chaîne, liés probablement aux stades précoces de détachement de la faille du Simplon (SARTORI et al. en prép., STECK 1990, 2008, MANCKTELOW 1990, 1992). MARKLEY et al. (1998) ont déterminé des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 35–30 Ma (Oligocène) pour certains micas blancs synschisteux, que STECK (2008) interprète comme l'âge de cette deuxième phase de déformation.

Suivant la ductilité des roches et l'intensité de la déformation, S_2 peut oblitérer la schistosité principale ou s'espacer pour définir des microlithons de quelques millimètres. Le métamorphisme est nettement rétrograde (env. 300°C): phengite, chlorite et rare stilpnomélane (SARTORI 1990: p. 79), porphyroblastes d'albite dans la Formation de Lirec (GRAF 1993).

De nombreux plis, souvent isoclinaux, de type similaire à concentrique aplati, se sont formés lors de cette deuxième phase de déformation. Leurs directions axiales sont très dispersées, généralement du NNE–SSW au SE–NW, leur plongement toujours faible, vers l'E ou l'W, et leur vergence aléatoire.

Les relations structurales de détail montrent une propagation des déformations de deuxième phase vers le bas de la pile des nappes, avec une exception au moins concernant les deux principales zones de cisaillement post-nappe affectant la nappe de Siviez-Mischabel (voir ci-après).

La **phase 3** est celle des «plis en retour», déversés vers le sud, qui remplissent les schistosités et les contacts tectoniques précédents. La surface axiale des plis est soulignée par un clivage de crénulation (S_3) à pendage en général vers le nord. Les plis sont plus ouverts que ceux des phases précédentes. Leur direction axiale est plus constante, en général N60–240, avec un faible plongement des axes vers l'E ou l'W. Parfois des plis conjugués à déversement vers le nord sont associés aux «plis en retour». Cette phase accompagne la surrection oligo-miocène de la chaîne; elle est plus marquée au sud qu'au nord.

La **phase 4** est caractérisée par de très nombreuses failles normales et décrochantes, d'orientation générale ENE–WSW. La vallée du Rhône, entre Viège et Martigny, a suivi une importante zone de fracture décrochante dextre, la ligne du Rhône, encore active aujourd'hui (MAURER et al. 1997, STECK 2008). Cet accident est lié aux mouvements tardifs de la faille du Simplon (MANCKTELOW 1990).

Les amphibolites bordant le torrent de la Cor, au sud-est d'Ayer (613.40/113.70), présentent localement des fractures tardives recelant une association zéolithique typique de la rétro-morphose tardi-alpine. Les minéraux de cette paragenèse sont: stellerite (première occurrence suisse), heulandite, chabasite, calcite, vermiculite, illite, chlorite (MEISSER 1990, MEISSER & ANSERMET 1994).

Ages et vitesse de refroidissement tardi-alpin

Le travail de SOOM (1990) sur les traces de fission du zircon et de l'apatite donne une bonne chronologie du refroidissement et donc, par déduction, du soulèvement des nappes penniques. Pour la région de St-Luc, la température des gneiss était de 220°C il y a 23 Ma et de 120°C il y a 11 Ma. Le taux de soulèvement est donc relativement faible (0,3 mm/an), mais les données précises manquent encore pour comprendre les processus d'exhumation de ces nappes.

DESCRIPTION DES UNITÉS ET STRUCTURES TECTONIQUES

Pennique moyen**Zone Houillère**

Seule la couverture carbonatée (Trias moyen–tardif) de la zone Houillère est présente sur la feuille Vissoie. Dans sa synthèse tectonique de 1988, ESCHER avait placé les calcaires des Pontis dans une unité indépendante: la nappe des Pontis. Les travaux récents liés au lever géologique des feuilles Sierre, Sion et Vissoie montrent que ces calcaires ne sont autres que la couverture de la zone Houillère, découpée par le jeu des nombreuses failles de la phase 4 et probablement aussi, antérieurement, par une zone de cisaillement post-nappe de phase 2 (GABUS et al. 2008a, b). Ce découpage a certainement été aidé par la lithologie de cette couverture, composée de gros bancs calcaro-dolomitiques, très compétents, et de niveaux plus ductiles de gypse et de cornieules.

La meilleure coupe sur la feuille Vissoie est donnée par le val de Réchy (pl. I: coupes 1 et 3, pl. III). Les calcaires et dolomies montrent des plis très ouverts, à surfaces axiales subverticales, recoupés par le contact basal de la nappe de Siviez-Mischabel. Ce contact n'est pas le chevauchement originel de la nappe, mais une faille peu inclinée – faille de la Rèche – liée à une déformation en «pull-apart» de phase 4 entre les failles subverticales décrochantes de Vercorin et des Planards. Cette même phase pourrait aussi être responsable de l'imbrication des écaillés et de leur disparition en direction de l'est. La feuille Sierre (GABUS et al. 2008a) illustre mieux la disposition de ces structures imbriquées.

Nappe de Siviez-Mischabel

La structure synschisteuse de cette nappe a été oblitérée ultérieurement par des mouvements importants le long de discontinuités subhorizontales qui ont servi de niveaux de décollement. La nappe initiale est donc coupée en tranches (voir pl. I–III):

- La *partie inférieure*, sur la feuille Vissoie surtout, est constituée de séries détritiques permienues et triasiques. C'est, classiquement, le *flanc inverse* de la nappe.
- La *partie médiane*, ou *coeur de la nappe*, est occupée par une grande masse de socle. Elle est séparée de la précédente par la *zone de cisaillement post-nappe de la Brinta*.
- La *partie supérieure*, ou *flanc normal*, repose sur le vieux socle par l'intermédiaire de la *zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan*. Elle débute

par une épaisse série de quartzites permo-triasiques sur lesquels reposent, à l'ouest de la Navisence, une grosse masse de gypse et cornieules et, à l'est, la série du Toûno, réduite et lacunaire.

Partie inférieure ou flanc inverse

La partie inférieure surmonte le Trias de la zone Houillère, soit par chevauchement, soit par l'intermédiaire d'une faille plus récente (voir ci-dessus). La vue vers l'est depuis Itravers en direction des Tsalbloz montre bien la discordance tectonique entre le pendage vers le sud des barres dolomitiques de la zone Houillère et cette faille à pendage nord, marquant ici la base de la nappe de Siviez-Mischabel et soulignée par des gypses et cornieules.

Les coupes de la planche I montrent que ce flanc inverse est affecté par de nombreux plis isoclinaux attribués à la phase 2. Certains se poursuivent cependant dans la partie médiane de la nappe, replissant donc la zone de cisaillement de la Brinta. Le «*Dolomitzug*» de *Chandolin* (JÄCKLI 1950) ainsi que les autres bandes de roches carbonatées, qui se suivent dans les flancs boisés des vals d'Aniviers et de Réchy, sont les coeurs synclinaux de telles structures. On pourrait aussi y voir des plis de première phase, très aplatis ensuite par la phase 2 cisailante. Il n'est pas exclu non plus que certains de ces minces niveaux dolomitiques écrasés (cornieules d'origine tectonique) aient fonctionné en plan de décollement. Une grande asymétrie caractérise ces synclinaux: les flancs inverses sont beaucoup plus minces et étirés que les flancs normaux. Les bancs de quartzites de ces derniers montrent encore parfois une stratification entrecroisée en position normale (p.ex. route Sierre-Vissoie, 610.85/120.20). Ces observations locales ont conduit MARKLEY et al. (1999) à interpréter la structure de la nappe de Siviez-Mischabel comme une série d'écailles tectoniques plutôt que comme une succession de plis isoclinaux ductiles.

L'*anticlinal de Fang*, à coeur de schistes micacés attribués à la Formation du Col de Chassoure, résulte probablement aussi de la phase 2.

Zone de cisaillement post-nappe de la Brinta

Cette zone de cisaillement sépare la partie inférieure et la partie médiane de la nappe de Siviez-Mischabel. Cette surface était considérée jusqu'à tout récemment comme la discontinuité stratigraphique socle/couverture. D'après nos observations (M. Sartori), cette discontinuité recoupe la schistosité alpine S_1 alors que S_2 y est étroitement associée. L'intensité de cette dernière schistosité décroît avec son éloignement de la zone de cisaillement, et disparaît même après quelques dizaines ou centaines de mètres, preuve de l'existence d'un «couloir» de cisaillement autour de cette surface.

La zone de cisaillement de la Brinta est reprise par des plis isoclinaux qui peuvent être corrélés de part et d'autre du val d'Anniviers, bien visibles au Mont Noble et à l'est de la Brinta. Ces plis remplissent la schistosité principale S_1 et admettent une schistosité plan axiale de type clivage de crénulation, elle-même remplissée par la phase 3. Ils sont donc également de phase 2.

Partie médiane ou coeur de socle polycyclique

La partie médiane de la nappe de Siviez-Mischabel illustre au mieux les relations entre les 3 premières phases de déformation.

La schistosité S_1 souvent très raide et la symétrie de l'arrangement des formations (pl. I: coupe 1) font penser que ce coeur de socle dessine un très grand pli isoclinal à vergence nord. La schistosité principale qui accompagne cette grande structure est très pénétrative. Elle est marquée par les minéraux typiques de la paragenèse schiste vert alpine. Elle porte parfois une linéation d'étirement minéral orientée vers le NNW (XI de STECK 1990).

Il est difficile d'observer des microplis liés à la première phase, tant les flancs sont étirés. Certains rubans de quartz des gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn ou des fines bandes d'amphibolites dessinent des charnières très aplaties qui pourraient lui être attribuées, mais souvent il s'agit de plis de la phase 2.

La phase 2 est surtout très marquée près du contact avec les quartzites de la partie supérieure de la nappe (zone de cisaillement de l'Ar du Tsan). Les régions du Mont Noble et de la Maya (pl. I: coupe 1) ainsi que de la Brinta (coupe 3) l'illustrent bien. Parallèlement à ce contact, une large zone de cisaillement ductile affecte surtout les roches sous-jacentes. Elle montre de nombreux plis isoclinaux associés à la schistosité S_2 souvent pénétrative.

Lorsqu'il est possible de distinguer les deux schistosités, la deuxième est souvent plus horizontale que la première. Les plans S_2 sont un peu plus espacés, de l'ordre de quelques millimètres. Ils peuvent porter une linéation d'allongement orientée vers l'WSW, assimilée à la linéation longitudinale XII décrite par STECK (1990) dans la partie orientale de la nappe.

Les plis qui accompagnent la phase 2 sont abondants et de tailles variables, du micropli au pli isoclinal hectométrique. Ils sont aisément observables dans la Formation de Lirec (p.ex. à l'Ar du Tsan, dans la val de Réchy) ou dans les gneiss rubanés de l'Ensemble de l'Ergischhorn, dans le fond du val de Tourtemagne (619.5/112.5). Là les plis de deuxième phase sont repris par des «plis en retour» de phase 3, dont la surface axiale plonge de 45° vers le nord (pl. I: coupe 5, à l'aplomb du Frilihorn).

Les surfaces S_3 correspondent à un clivage de crénulation, accompagné localement par des minéraux d'un métamorphisme rétrograde. Ce clivage est parfois très discret, parallèle à la surface axiale des «plis en retour». La forme des

plis est moins similaire et aplatie que les précédents, mais il n'est pas toujours facile de distinguer les plis de phase 2 de ceux de la phase 3.

L'espacement entre les surfaces de schistosité et le type de métamorphisme, plus que la forme des plis, peuvent être des critères de distinction des différentes phases dans le socle, lorsque les relations entre celles-ci ne sont pas observables.

Zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan

Cette zone de cisaillement sépare la partie médiane et la partie supérieure de la nappe de Siviez-Mischabel. Comme celle de la Brinta, cette surface était considérée jusqu'à tout récemment comme la discontinuité stratigraphique socle/couverture. Mais la schistosité alpine S_1 identifiable dans le socle est recoupée par la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan, alors que S_2 est parallèle à cette zone. De même que pour la zone de cisaillement de la Brinta, l'intensité de S_2 décroît avec son éloignement de la surface de discontinuité, et disparaît même après quelques dizaines ou centaines de mètres.

Alors que les zones de cisaillement post-nappe sont généralement plus jeunes vers le bas de la pile des nappes, celle de la Brinta, située sous celle de l'Ar du Tsan, semble plus ancienne que celle-ci. La première est en effet très replissée par des plis de phase 2, ce qui la fait remonter et converger vers la seconde; ceci est bien visible dans le secteur de la Tour de Bonvin.

Partie supérieure ou flanc normal

La partie supérieure, ou *flanc normal*, repose tectoniquement sur le vieux socle par l'intermédiaire de la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan. Le toit de cette discontinuité est formé par les quartzites de la Formation du Bruneggjoch, qui ont été décollés et superposés sur le socle antépermien.

Dans la partie orientale de la feuille Vissoie, la mince série briançonnaise formant ce flanc normal (quartzites, marbres et schistes noirs) dessine de magnifiques structures dans le massif du Boudri – Pointe de Tourtemagne – Meidhorn – Toûno, que HERMANN (1913) avait déjà fort bien observées. Des coupes au 1:10 000 ont été dessinées par MARTHALER (1984: pl. 7–10). Elles montrent, ainsi que la coupe 5 de cette notice (pl. I), les relations entre les phases de déformation 2 et 3.

La région du Boudri–Meidhorn montre aussi que l'orientation des axes des plis 2 est très variable (op. cit.: p. 431, fig. 19), de NNE–SSW à E–W. La phase 2 est donc caractérisée ici par des plis longitudinaux à vergence nord et par des plis transversaux d'axe N–S, déversés vers l'est ou vers l'ouest.

La zone de cisaillement de l'Ar du Tsan, à la base des quartzites, est déformée par un grand pli isoclinal, bien visible dans le flanc oriental du massif du Boudri – Pointe de la Forcletta (pl. I: coupe 5 entre Wyssgrat et Minugrat; op. cit.: pl. 8).

Ainsi, la phase 2 a d'abord décollé le flanc normal de son socle, puis elle a replissé ce contact devenu tectonique, dans un contexte encore très ductile.

La ductilité des plis de phase 2 est aussi magnifiquement exposée au fond du val de Tourtemagne, au pied de la paroi de l'Adlerflüe (620.0/110.8). Là, le contact socle/couverture (série du Barrhorn) est intensément replissé. Cette région a été étudiée très en détail par SARTORI (1990) et nous renvoyons le lecteur à ses nombreuses coupes et panoramas (en particulier les coupes sériées de la figure 29; voir aussi SARTORI et al. 1989).

Les «plis en retour» de la phase 3, de dimension métrique à décamétrique, sont très visibles sur le terrain. Au pied du Boudri ou dans le flanc ouest de la Pointe de Tourtemagne (pl. I: coupe 5), on peut observer des cascades de plis déversés vers le sud, qui abaissent dans cette même direction la série carbonatée du Toïno. La forme des plis est en général ouverte et concentrique, mais peut varier en fonction de la compétence des roches. Les marbres phylliteux et les schistes, ductiles, peuvent dessiner des plis similaires, alors que les dolomies et les quartzites massifs forment des plis anguleux (en genou) et des kinks.

Pennique supérieur

Nappes des Cimes Blanches, du Frilihorn et du Tsaté

Rappelons que dans le Pennique supérieur se trouvent des nappes d'origines paléogéographiques différentes: origine de marge continentale briançonnaise interne (ou prépiémontaise) pour les nappes des Cimes Blanches et du Frilihorn, origine de bassin océanique piémontais pour la nappe du Tsaté.

La nappe du Tsaté (SARTORI & MARTHALER 1994, ESCHER et al. 1997) a la particularité de former un ensemble complexe, fait de plusieurs sous-unités, certaines riches en ophiolites, d'autres dominées par les Schistes lustrés. Cet ensemble est considéré comme un mélange tectono-sédimentaire, né de la subduction de l'océan piémontais qui, par raclage de son plancher sédimentaire et ophiolitique par le «back-stop» de la plaque adriatique, a lentement construit, au cours du Crétacé, un prisme d'accrétion (MARTHALER & STAMPFLI 1989). Il faut donc distinguer la phase tectonique précoce, liée à cette construction, des phases tectoniques alpines orogéniques.

Tectonique précoce (Crétacé–Paléocène): formation du prisme d'accrétion

Les premiers indices de cette tectonique liée à la subduction océanique se trouvent dans l'agencement des différents niveaux stratigraphiques qui ne suivent pas une logique chronostratigraphique. Par exemple, au sommet du Wyssgrat, des schistes siliceux d'âge probablement crétacé moyen surmontent des metabasites

prasinitiques jurassiques; bien en dessous, sans structure plicative, affleure la «Série Rousse» d'âge crétacé tardif. Partout se retrouve cette même disposition: l'ensemble de la nappe du Tsaté montre une polarité globalement renversée, alors que de petites coupes montrent une succession normale. Cette particularité est une preuve de l'accrétion synsédimentaire: les écailles les plus anciennes, souvent riches en ophiolites (Jurassique – Crétacé précoce) sont tectoniquement les plus hautes, près du contact avec la nappe de la Dent Blanche, alors que les séries flyschoides du Crétacé tardif («Série Grise» et «Série Rousse») sont toujours près du contact basal avec la nappe de Siviez-Mischabel.

Dans ces séries flyschoides, contenant quelques lentilles d'ophiolites, sont incluses de minces séries de marge continentale. A l'est (pl. I: coupe 5), c'est la nappe du Frilhorn qui est intercalée à peu près entre la «Série Grise» et la «Série Rousse». Cette nappe se poursuit plus au sud jusque dans la région de Zermatt. A l'ouest, à partir du val de Moiry (pl. I: coupes 1–3, pl. II: coupe 6), c'est la nappe des Cimes Blanches qui est intercalée dans les calcschistes. Elle est particulièrement bien développée dans le val d'Hérens, hors de la feuille Vissoie, entre Saseneire et Pic d'Artsinol, où elle prend place à la base de la nappe du Tsaté, au contact avec celle du Mont Fort. Les relations entre les unités océaniques et celles de marge continentale sont toujours tectoniques, même si parfois certains blocs de marbres de la nappe du Frilhorn pourraient être des olistolites, comme dans la face sud-ouest de la Pointe de Tourtemagne (616.85/116.80).

La présence, vers la base de la nappe du Tsaté, des minces nappes du Frilhorn et des Cimes Blanches peut s'expliquer grâce aux mécanismes de l'accrétion frontale. Vers la fin du Crétacé ou au début du Tertiaire, lorsque l'océan piémontais fut entièrement subducté, une partie du bord de la marge briançonnaise a été incorporée dans le prisme d'accrétion.

Tectonique alpine: orogénèse

Les nappes du Pennique supérieur ont subi la même succession de phases de déformation à métamorphisme prograde puis rétrograde, d'âge tertiaire (Eocène–Miocène), que les autres nappes penniques.

La première phase de déformation est accompagnée d'un métamorphisme prograde en faciès schiste vert. L'enfouissement du prisme sous la nappe de la Dent Blanche a dû provoquer un cisaillement à grande échelle de toute la nappe du Tsaté, créant la schistosité principale S_1 . Celle-ci est parallèle à la stratification qu'elle a souvent transposée. On peut observer quelques plis intrafoliaux très effilés, évoquant aussi parfois des slumps; mais il est difficile de déceler les déformations de cette première phase car les phases suivantes l'ont souvent oblitérée.

Les structures de la phase 2 sont plus abondantes. Les plis sont isoclinaux, similaires à concentriques aplatis, le plus souvent de taille métrique à centimétri-

que. Mais cette phase peut provoquer également des plis de grande taille, telles les complications de la région Sasseneire – lac de Lona: les deux bandes de marbres de la nappe des Cimes Blanches dessinent un grand anticlinal couché dont la fermeture multiple s'observe 5 km plus au nord, dans la face ouest du Roc de la Tsa (pl. I: coupe 2; voir aussi SARTORI & MARTHALER 1994: fig. 2). Cette grande structure anticlinale est peut-être à mettre en relation avec celle du synclinal des Chèques (feuille 1306 Sion, SARTORI et al. en prép.).

La schistosité S_2 oblitère souvent S_1 ; la foliation unique qui s'observe alors est au moins la résultante de ces deux structures planaires successives. Cependant, la deuxième schistosité se repère parfois par un espacement moins serré que la première. Les critères de mouvement (linéation, formes sigmoïdales des lentilles de quartz) semblent indiquer un déplacement du haut vers l'W–SW.

Comme dans les autres nappes penniques, la phase 3 correspond à celle des «plis en retour». Omniprésents sur le terrain et largement représentés à toutes les échelles, ces plis sont bien visibles sur l'arête du Frilhorn (coupe 5). La forme des plis est plus similaire que concentrique, et il n'est pas toujours facile de les distinguer des plis de phase 2. La schistosité de surface axiale des «plis en retour» S_3 est par contre nettement moins pénétrative que S_2 ; c'est un clivage de crénulation à pendage en général vers le nord.

Comme l'ont décrit SAVARY & SCHNEIDER (1983), les trois phases de plissement successives peuvent donner des figures d'interférences complexes. On peut les observer grâce à la patine des marbres siliceux et phylliteux de la «Série Rousse», au pied de la Maya par exemple.

Austroalpin inférieur

Nappe de la Dent Blanche

Les affleurements des gneiss de la Dent Blanche se limitant au massif des Diablons, seul un bref aperçu de la tectonique de cette nappe sera donné.

Le contact basal des gneiss, si net de loin dans le paysage, n'est pas facile à tracer au mètre près. Les gneiss de ce secteur sont parfois tellement mylonitiques qu'ils deviennent des schistes chloriteux vert sombre, qui peuvent être confondus avec des prasinites ou des métagabbros écrasés de la nappe du Tsaté. Ce coussin mylonitique à la base de la nappe de la Dent Blanche peut mesurer jusqu'à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

L'histoire tectonique de ce contact est complexe. La nappe de la Dent Blanche a chevauché celle du Tsaté dans des conditions de température et de pression du faciès schiste vert élevé. Des mouvements plus tardifs, en faille normale ou cisailante E–W, dans des conditions métamorphiques rétrogrades de plus en plus

froides et de moins en moins ductiles (WUST & SILVERBERG 1989), ont oblitéré en partie les traces du chevauchement.

Dans les gneiss eux-mêmes, on devine une grande structure plissée qui affecte également le contact; mais cette structure est mieux visible plus au sud (feuille 1327 Evolène, PILLOUD & SARTORI 1981). De petites structures, associées à ce grand pli, remplissent intensément le rubanement des gneiss. Elles sont attribuables à la phase 2; les axes, peu dispersés, ont une direction NW–SE et la schistosité, à léger pendage sud, contient une linéation marquée par des aiguilles d'actinote orientées parallèlement à l'axe des plis.

Dans la région des Diablons, aucune structure importante de «plis en retour» n'a été observée, mais seulement une légère crénulation à axe vertical.

SISMICITÉ ET NÉOTECTONIQUE

Le Valais constitue la région soumise à l'aléa sismique le plus élevé en Suisse. Pour la région de Vissoie, le séisme majeur attendu avec un temps de retour de 475 ans produirait une accélération horizontale de $1,5 \text{ m/s}^2$ environ (GIARDINI et al. 2004), ce qui représente un séisme de magnitude supérieure à 6 sur l'échelle de Richter.

Le catalogue des tremblements de terre en Suisse (ECOS; FÄH et al. 2003) répertorie sept séismes historiques de magnitude présumée égale ou supérieure à 6 en Valais depuis 500 ans. Un seul de ces séismes concerne la rive gauche du Rhône à proximité du territoire couvert par la feuille Vissoie, le séisme «de Leuk» en 1685 ($M=6,1$). La localisation de ce séisme centré sur la région Leuk–Illgraben est entachée d'une grande incertitude. Ce tremblement de terre ainsi que celui de Viège en 1855 ($M=6,4$) pourraient témoigner de l'activité macrosismique de la ligne du Rhône–Simplon. Deux séismes de magnitude 3,5 et 3,9 ont été ressentis durant le 20^e siècle, respectivement dans la région Vissoie–Zinal en 1918 et dans la région de Grimentz en 1966.

Depuis 1975, le réseau du Service sismologique suisse enregistre les séismes dans tout le pays. Le catalogue ECOS (FÄH et al. 2003) recense depuis cette année-là 158 séismes de magnitude égale ou supérieure à 1 ayant pour épicerne le territoire de la feuille Vissoie. La grande majorité de ces séismes se sont produits à une profondeur plus faible que 10 km, ce qui témoigne des conditions de déformation ductile régnant en profondeur dans la croûte continentale épaissie des Alpes.

Ces séismes de faible magnitude sont répartis de façon relativement homogène sur l'ensemble du territoire. Ils sont probablement à mettre en relation avec le système de grandes failles d'orientation E–W qui découpe toutes les nappes penniques (pl. I).

MAURER et al. (1997) ont mis en évidence le contraste existant entre les mécanismes au foyer de type faille normale, obtenus pour les séismes des Alpes au sud du Rhône, et les mécanismes de type décrochement, dominants au nord du Rhône. CHAMPAGNAC et al. (2003) sont arrivés à des résultats similaires par l'analyse des couples faille/stries des mêmes régions. La direction d'extension dominante dans les Alpes du sud du Valais est WSW–ENE, compatible avec l'extension accommodée par la faille du Simplon.

L'interprétation géodynamique de ces résultats serait à chercher, à l'échelle régionale, dans une obliquité des mouvements latéraux affectant le «bloc pennique» (MAURER et al. 1997, GOUFFON & BURRI 1997), détaché sur la zone de cisaillement du Simplon, par rapport à l'orientation de sa rampe latérale constituée par la ligne du Rhône.

A l'échelle de la chaîne alpine, l'analyse de la sismicité révèle l'existence d'une extension longitudinale et radiale (DELACOU et al. 2004). Cette extension traduirait la composante d'effondrement gravitaire de la chaîne.

A ce jour, il n'existe pas de preuves sur le terrain de l'activité néotectonique des failles observées en surface sur le territoire de la feuille Vissoie. Les indices géomorphologiques de rejet holocène sont difficiles à distinguer des effets de mouvement de versant profond, de phénomène de rebond isostasique postglaciaire ou encore de tassement profond sur des niveaux de gypse karstifiés.

MATIÈRES PREMIÈRES MINÉRALES EXPLOITABLES

RESSOURCES, ANCIENNES MINES ET INDICES MINÉRALISÉS

(par Nicolas Meisser)

Le territoire de la feuille Vissoie présente une richesse exceptionnelle et unique en Suisse pour la variété des éléments chimiques concentrés dans de petits gisements et pour la diversité minéralogique de ses paragenèses métalliques (plus de 300 espèces recensées en 2008, ANSERMET & MEISSER en prép.). La plupart de ces indices minéralisés ont été exploités sous forme de grattages ou petites exploitations minières.

Cuivre et bismuth

La feuille Vissoie recèle une dizaine de gisements ou d'indices minéralisés en cuivre et en bismuth, cette association est assez inhabituelle en Suisse. Le district principal est constitué par les fahlbandes à filonnets et lentilles minéralisées du Sex de Marinda, de Baicolliou, de Tsirouc, du Biolec, de Pétolliou, de Lapine

Rousse et des Bourimonts dans le secteur Grimentz–Ayer. Ces minéralisations ont une histoire métallogénique commune bien qu’elles ne soient pas situées dans les mêmes niveaux lithostratigraphiques: paragneiss de l’Ensemble de l’Ergischhorn pour Baicolliou, gneiss et schistes amphibolitiques de la Formation du Distulberg pour Biolec et Pétolliou. C’est la schistosité S_2 qui a dû conduire les fluides minéralisateurs, lors du métamorphisme schiste vert rétrograde, liés aux zones de cisaillement post-nappe.

La mine de **Baicolliou** (610.500/112.570), près de Grimentz, est le gisement le plus important de ce type dans la région; il a fait l’objet d’une exploitation intensive jusqu’en 1945. La découverte du gisement de Baicolliou date de 1836; jusqu’en 1945, plusieurs périodes d’exploitations intermittentes ont permis d’extraire environ 1000 t de minerai contenant en moyenne 5 % de Cu et 1 % de Bi. Près de 2 km de galeries ont été percés. La fermeture de l’exploitation et de l’usine de traitement en 1945 a mis fin à toute activité minière de caractère économique dans le val d’Anniviers.

Le gisement de Baicolliou est constitué par une grande zone de fahlbandes minéralisées, affleurant sur environ 300 m et explorées sur une centaine de mètres en plongement vers le SE. La minéralisation est contenue dans des gneiss à grumeaux de quartz de l’Ensemble de l’Ergischhorn. Les minéraux métalliques sont concentrés dans de petits filonnets et des lentilles de 10 à 25 cm de puissance parcourant assez régulièrement les fahlbandes. La chalcopryrite, minéral principal de cuivre, est plutôt associée aux veines quartzzeuses, alors que la tennantite et les sulfosels de bismuth se trouvent dans les veines riches en ankérite. Localement, de la barytine constitue également la gangue du minerai. Des études récentes (PICOT & JOHAN 1977, SCHMUTZ 1980, LOREDO 1982, DELLA VALLE 1988, MEISSER et al. 2007) ont montré que le «cuivre gris» de Baicolliou est un mélange intime de tennantite et de sulfosels bismuthifères (cuprobismutite, wittichénite et emplectite). La cuprobismutite est un sulfosel très rare dans le monde, son abondance à Baicolliou mérite d’être signalée. La pyrite est un constituant essentiel du minerai. D’autres minéraux métalliques sont observés sporadiquement: chalcosine, bornite, carollite, cobaltite, cassitérite, rammelsbergite et idaïte. Les minéraux secondaires vivement colorés résultent de l’altération des sulfures et des minéraux de la gangue: azurite, malachite, posnjakite, érythrite, aragonite, etc.

Quelques centaines de mètres au sud-ouest de la mine de Baicolliou, le niveau de fahlbandes s’appauvrit en cuivre mais s’enrichit considérablement en arsenic, d’où l’apparition d’arsénopyrite partiellement altérée en scorodite (SCHMUTZ 1980).

Le petit gisement de **Tsirouc** (ou Zirouc, 611.350/113.220) a été attaqué en 1854 par deux courtes galeries. Le minerai du même type qu’à Baicolliou atteint 3 à 8 cm de puissance (SCHMIDT 1920, HALM 1945, BAUD 1967).

Les mines du **Biolec** (612.380/111.780) et de **Pétolliou** (612.850/111.470) furent exploitées en 1834–1835; 500 t de minerai en furent extraites. A Biolec, le filon-couche qui suit la fahlbande atteint en moyenne 4–10 cm, l'ensemble plonge de 15 à 30° vers le SW. Le gisement a été attaqué par une descenderie qui suit la couche minéralisée et par un travers-banc creusé 30 m sous l'affleurement et qui relie le fond de la descenderie. Le minerai est constitué essentiellement de quartz, de carbonate, d'albite idiomorphe, de chalcopryrite, de «cuivre gris», d'un sulfosel de bismuth, de pyrite et d'un minéral du groupe de la linnéite. Un peu d'érythrite est observée dans les minéraux d'altération. La teneur en argent du minerai atteint 44 ppm et en or 1,5–2 ppm (SCHMIDT 1920, HALM 1945). A Pétolliou, deux galeries ont été percées; elles suivent la fahlbande subhorizontale et lardée de veines de composition minéralogique identique à celles de Biolec. La présence de cobalt et de nickel s'exprime sous la forme d'érythrite et d'annabergite (HALM 1945).

Le petit gisement de **Lapine Rousse** (613.790/112.540), situé au sud-est d'Ayer, presque au niveau de la Navisence, est constitué par de grands blocs éboulés de gneiss recelant des fahlbandes et des veines minéralisées. Deux grattages furent effectués en 1901 et 6 t de minerai furent extraites, contenant 13 % de Cu et 0,65 % de Bi. Le minerai aurait été traité dans une «Ancienne usine de cuivre» en dessous du gisement, au bord de la Navisence, et dont l'emplacement est signalé sur les anciennes cartes près de Pont du Bois. De 1971 à 1973, des travaux de prospection de surface ainsi que des études minéralogiques furent effectués par le BRGM. La minéralisation étudiée par PICOT (1973) et LOREDO (1982) est constituée de minéraux de cuivre et de fer: chalcopryrite, tennantite, bornite, idaïte, covellite, cubanite, pyrite, magnétite, goethite, sulfosels de bismuth (aïkinite, kobellite, cuprobismutite, emplectite, cosalite). Un peu de cobaltite, de chromite, de molybdénite et d'or natif complètent l'association. Fait remarquable, des minéraux d'étain ont été observés: la cassitérite, la mawsonite et l'hexastannite.

La mine des **Bourimonts** (613.960/112.440) se situe au-dessus de la mine de Grand-Praz, au sud-est d'Ayer. La minéralisation est constituée par un filon quartzo-carbonaté très boudiné, de direction N55E, incliné de 72° vers le SSE et encaissé dans un paragneiss. La chalcopryrite et la tennantite sont les espèces métallifères les plus abondantes. La bismuthinite, la pyrite, l'arsénopryrite et la cobaltite sont fréquentes. Entre 1836 et 1838, l'ingénieur Raby fit tailler quatre galeries d'où 60 t de minerai à 12–15% de Cu métal furent extraites. En 1866, deux petites galeries furent creusées (GERLACH 1873, HALM 1945, MEISSER 1990).

L'indice du **Sex de Marinda** (609.500/111.490) recèle de la chalcopryrite et du «cuivre gris». Il n'a jamais fait l'objet de grattages (HALM 1945).

Deux indices isolés recèlent aussi des associations à minéraux de cuivre et de bismuth. La mine de **la Barma** près de St-Luc (611.325/119.975), difficilement accessible, fut exploitée par deux galeries vers 1853. La minéralisation très argentifère, à gangue quartzreuse, comprend essentiellement: bornite argentifère, chalcoppyrite, galène, pyrite, wittichenite argentifère, «cuivre gris» et aikinite. L'ensemble est encaissé dans un gneiss très schisteux (SIGG 1944, CUCHET 1995a). Anciennement, le «cuivre gris» riche en bismuth de cette mine avait reçu le nom d'«annivite» (du nom d'Anniviers); à cause d'une erreur de détermination, cette espèce a été discréditée par la suite. Pressenti par SIGG (1944) mais démontré par les microanalyses chimiques de CUCHET (1995a), l'annivite de la mine de la Barma est en réalité un mélange intime de «cuivre gris» et d'aikinite argentifère. Néanmoins, le nom d'annivite est encore sporadiquement utilisé par les auteurs russes pour désigner les cuivres gris bismuthifères.

L'indice de **Wängertälli** (618.580/111.650), situé au-dessus du Turtmann-gletscher, comprend une veine dolomitique liée à la schistosité S_3 et recoupant un gneiss leucocrate, une amphibolite et une fahlbande (WOODTLI et al. 1985, DELLA VALLE 1988). Les minéraux métalliques sont la pyrite, la chalcoppyrite, la tétraédrite, l'arsénopyrite, la bismuthinite antimonifère et la kobellite (MEISSER 1992).

Enfin, un petit gisement de cuivre est connu dans la partie du val d'Hérens couverte par la carte: c'est la mine de **Peyroc**, près des Mayens d'Eison (603.320/110.830), qui est constituée par deux galeries creusées à la fin du 19^e siècle et atteignant respectivement 40 et 60 m de longueur. La minéralisation cuprifère est constituée par des imprégnations formant une zone métrique suivant la schistosité d'un micaschiste. Les minéraux de la gangue sont le quartz, l'ankérite et la chlorite. Les minéraux métalliques sont la chalcoppyrite, qui peut former jusqu'à 10–15 % de la roche, la pyrite, la boulangérite ou jamesonite et la tétraédrite (GERLACH 1873, SCHMID 1988).

Plomb, zinc, argent, cuivre

Découvert lors du projet Uromine, l'indice de **Vernec** (613.920/110.350), près de Pralong, a été exploré par géophysique et reconnu par des tranchées sur une cinquantaine de mètres (WOODTLI et al. 1985). Cette minéralisation est constituée par des lentilles centimétriques de galène et de sphalérite massives au sein d'une prasinite altérée intercalée dans les schistes bruns du sommet de la Formation de Lirec.

Découvert en 1853, le gisement des **Moulins de St-Luc** (612.750/118.150) a été exploité surtout vers 1865. La galerie principale, qui atteint 100 m de lon-

gueur, se situe à une vingtaine de mètres au-dessus de la route St-Luc–Ayer. Le filon minéralisé oscille entre 30 et 90 cm de puissance et a une direction générale N25W et un pendage de 35° vers le SW. La gangue est constituée de barytine, quartz, chlorite et carbonates. La galène, la chalcopryrite, le «cuivre gris» contenant 1,8 à 3 % d'Ag et la sphalérite sont les espèces métalliques les plus fréquentes (SCHMIDT 1920, SIGG 1944). L'étude des minéraux secondaires a permis de mettre en évidence, aux côtés de l'azurite, de la malachite et de la cérusite, des espèces inhabituelles: rosasite, serpiérite, cyanotrichite, calédonite et wulfénite (DREIER 2000).

Entre St-Luc et Chandolin, quatre petits gisements de plomb, cuivre et argent furent exploités à l'aide de petites galeries au 19^e siècle. Des filons quartzeux saccharoïdes minéralisés, encaissés dans un paragneiss, constituent le minerai. Les minéraux métalliques sont essentiellement la chalcopryrite, la galène, la pyrite, la sphalérite et la tétraédrite-tennantite («cuivre gris») et les minéraux secondaires sont surtout l'azurite, la malachite, la cérusite, l'hydrozincite, la smithsonite, la linarite, la mimétite, l'aurichalcite et l'hémimorphite. Ces minéralisations sont d'âge alpin et leur mise en place contemporaine à la schistosité S₂. Ces gites ont été décrits par SIGG (1944) et CUCHET (1995a):

Le petit gîte de **Gosan** (612.000/121.100) a été exploité par plusieurs galeries dès 1836 pour le plomb, le cuivre et l'argent. La production a atteint 500 quintaux de minerai à 5–10 % de Cu et 2–3 % d'Ag. En plus des minéraux métalliques communs, citons la présence d'un sulfosel proche de la berryite, Pb₃Bi₇(Cu, Ag)₅S₁₇. Les minéraux d'altération sont particulièrement bien développés et font de ce gîte l'un des plus intéressants de Suisse à ce titre. Associé à des espèces communes, des espèces très rares, parfois uniques, ont été identifiées par CUCHET (1995a et b): adamite cuprifère, wallkilldellite, camérolaïte et nouveaux minéraux de la famille alunite-jarosite.

On ne connaît pas la date d'exploitation du gîte **Termino** (611.650/121.000) dont la galerie est effondrée. La veine de quartz minéralisée peut atteindre 70 cm de puissance. Des minéraux d'altération rares comme la bayldonite, la théisite ainsi que de nouvelles espèces ont été observés.

La galerie de **Fusette** (611.825/120.700), d'une longueur de 52 m, fut taillée en 1854. La puissance du filon quartzeux varie de quelques centimètres à 1 m. De la krupkaïte, Cu₃Pb₃Bi₉S₁₈, a été observée exceptionnellement avec le «cuivre gris».

L'exploitation de la mine de **Colliou supérieur** (611.700/120.500) a débuté en 1865. Une galerie d'une cinquantaine de mètres, impraticable actuellement, a été percée pour suivre le filon quartzeux dont la puissance varie de 0,5 à 1 m. La particularité minéralogique du gîte de Colliou supérieur réside dans la présence

de cérosite et de wulfénite en placages de cristaux relativement grands. Le filon quartzeux étant fortement dioclase, ces minéraux d'altération ont eu suffisamment de place pour croître et atteindre des dimensions inhabituelles pour la région.

Nickel, cobalt, arsenic, bismuth

Dans la région des vals d'Anniviers et de Tourtemagne, il existe un district à nickel et cobalt unique en Suisse et représenté par de nombreux indices et gisements (MEISSER 2003). Les schistosités S_2 et S_3 jouent un rôle dans la concentration des métaux (SARTORI & DELLA VALLE 1986). Ce district se situe également le long de la zone faillée et fracturée de la Forcletta. La plupart des minéralisations sont filoniennes, orientées ENE–WSW. Elles se localisent dans l'Ensemble de l'Ergischhorn; seules celles de Plantorin et de Mottec se trouvent dans les schistes bruns du sommet de la Formation du Distulberg. En voici la liste:

Val d'Anniviers

- Mottec (613.290/111.125/2130 m; WOODTLI et al. 1985)
- Rousson (612.470/113.240/1620 m; BAUD 1967, WOODTLI et al. 1985)
- Grand-Praz (613.560/113.250/1640 m; GILLIÉRON 1946, MEISSER 1990)
- Gollyre (613.420/113.750/1630 m; GILLIÉRON 1946, MEISSER 1990)
- Toûno (non localisé actuellement; GERLACH 1873)
- Tignousa inférieur (613.500/120.050/2300 m; Gerlach 1873, Schmutz 1984, CUCHET 1995a)
- Ombrintses (614.280/121.370/2540 m; WOODTLI et al. 1985)
- Colliou inférieur (611.600/120.450/1680 m; SIGG 1944, DELLA VALLE 1988, CUCHET 1995a)
- Fang (non localisé actuellement; SIGG 1944)
- Pinsec (608.690/119.360/1800 m; SIGG 1944, WOODTLI et al. 1985)

Val de Tourtemagne

- Turtmannletscher (619.150/112.900/2450 m; WOODTLI et al. 1985)
- Bitzen (619.280/115.250/2240 m; WOODTLI et al. 1985)
- Plantorin (617.120/113.700/3020 m; SCHMUTZ 1984, SCHAFER 1994)
- Kaltenberg (618.870/114.600/2510 m; GILLIÉRON 1946, DELLA VALLE 1988, SCHAFER 1994)
- Karlustafli (618.900/113.050/2550 m; WOODTLI et al. 1985)
- Blüemattbach (619.520/116.750/2160 m; WOODTLI et al. 1985)

Les gisements les plus importants, ayant fait l'objet d'une exploitation intensive, sont les mines de Grand-Praz, Gollyre, Kaltenberg et Plantorin et sont décrits ci-dessous. De plus, dans le secteur de St-Luc, les deux petits gisements

isolés de Tignousa inférieur et de Colliou inférieur, étudiés par SIGG (1944) et surtout par CUCHET (1995 a), méritent également d'être décrits:

La mine de **Grand-Praz** (613.560/113.250) se situe à 1300 m au sud-est du village d'Ayer. Actuellement, sept niveaux sont en grande partie visitables, ce qui représente un total d'environ 1430 m de galeries et de descenderies. Grand-Praz fut l'exploitation de nickel et de cobalt la plus grande de Suisse. L'âge de la découverte du gisement est inconnu. De 1780 à 1858, près de 280 t de minerai contenant en moyenne 14 % de nickel et 8 % de cobalt furent extraites pendant des périodes intermittentes (GERLACH 1873, FEHLMANN 1919, MEISSER 1991). Lors des deux dernières guerres, la pénurie en métaux stratégiques provoqua un regain d'intérêt pour cette mine.

La mine de **Gollyre** (613.420/113.750) se situe à 800 m au sud-est du village d'Ayer. Afin d'explorer et d'exploiter la zone filonienne, cinq travers-bancs sur différents étages furent taillés, certains atteignant une centaine de mètres de longueur. Lors de ces travaux, la puissance moyenne des filons dolomitiques était de 50 cm (FEHLMANN 1919). Actuellement, les galeries sont dans leur grande majorité impraticables. L'ensemble rocheux comprenant la mine de Gollyre subit un basculement en direction de la vallée, provoquant de nombreuses fractures récentes, et par conséquent, des éboulements dans les anciens travaux.

La minéralisation de nickel et de cobalt de Gollyre fut découverte en 1847. La zone filonienne de Gollyre possède la même direction et le même pendage que celle de Grand-Praz, cependant les affleurements des filons en surface semblent pratiquement inexistants. Une première phase d'exploitation eut lieu de 1847 à 1850. Pendant ces trois années, la production atteignit 25 à 30 t de minerai. Plus tard en 1865, 5 t furent encore extraites.

Les filons carbonatés à Ni-Co-Bi-As de Grand-Praz et de Gollyre, sont encaissés dans la fahlbande et les amphibolites de l'Ensemble de l'Ergischhorn. Les zones filoniennes sont en rapport avec un système de failles dextres d'orientation générale N50–70E, le pendage variant de 40 à 80° vers le sud (contrôle tectonique). A la mine de Grand-Praz, une multitude de petits filons carbonatés intrudent ces zones faillées, englobant parfois des éléments bréchiques de la roche encaissante. Les filons atteignent exceptionnellement 60 cm d'épaisseur dans les grosses lentilles, cependant la puissance moyenne des filons est de 5 à 10 cm; ils peuvent être suivis sur plusieurs centaines de mètres. Les minéralisations à Ni-Co-Bi-As apparaissent au contact de la fahlbande (contrôle chimique), formant parfois de très riches lentilles de minerai.

Les minéraux de la gangue sont représentés essentiellement par de la dolomite ferrière, de la calcite et du quartz. Les minéraux métalliques sont nombreux, les plus importants sont la skutterudite, la gersdorffite, la nickéline, la cobaltite, l'arsénopyrite, la pararammelsbergite, le bismuth natif, la pyrite, la

magnétite et la chalcoppyrite. Dans la mine de Grand-Praz, une association de minéraux néoformés, résultant de l'altération des arséniures de nickel et de cobalt et de leur gangue carbonatée, est représentée par une série d'arséniates calcomagnésiens particulièrement rares: pharmacolite, haidingerite, weilite, sainfeldite, ferrarisite, guérinite, picropharmacolite et hoernésite accompagnés par des arséniates de cobalt et de nickel: érythrite rose, annabergite vert pomme et smolianinovite asbestiforme (MEISSER 1990, MEISSER & ANSERMET 1994, CUCHET 1994).

Le gisement de **Kaltenberg**, anciennement appelé «Präfleuri» (618.870/114.600), dans le Turtmanntal, a été découvert en 1854, puis a été exploité par intermittence de 1854 à 1942. Une cinquantaine de tonnes de minerai ont été extraites dont 1–2 t de concentré cobaltifère, préparé à Sierre et ayant servi à la fabrication de l'oxyde de cobalt, colorant bleu du verre «verre au smalt» (FEHLMANN 1919). La mine de Kaltenberg comporte près de 500 m de galeries.

Le minerai se localise dans un chapelet de lentilles dolomitiques minéralisées atteignant une puissance maximale de 10–30 cm pour 4–5 m de largeur sur 7–8 m d'épaisseur et plongeant d'environ 35° vers le SW. Le tout est encaissé dans des micaschistes à biotite, à proximité directe d'amphibolites pyriteuses de l'Ensemble de l'Ergischhorn (fahlbande; SCHMIDT 1920, DELLA VALLE 1988). Les minéraux principaux sont: skuttérudite, gersdorffite, cobaltite, arsénopyrite (en superbes cristaux maclés décrits par SCHERRER en 1893), nickéline, magnétite, bornite, chalcoppyrite, bismuth natif, aikinite, hodrushite (GILLIÉRON 1946, MEISSER & ANSERMET 1994, SCHAFFER 1994). Parmi les minéraux secondaires, citons l'érythrite rose dont de beaux cristaux furent découverts lors de l'exploitation, l'annabergite, l'hörnessite et la rösslerite, un minéral à ce jour unique en Suisse (CUCHET 1994).

Le gisement de **Plantorin**, également appelé «Omen Roso» (617.120/113.700), est situé sur la crête limitant les vals d'Anniviers et de Tourtemagne. Il diffère des autres gisements du même type minéralogique par son encaissant constitué de micaschistes de la Formation du Distulberg, et par la présence de barytine et de sulfures de nickel. En 1850, 5 t de minerai furent extraites et 2 t en 1875. L'essentiel de la minéralisation étant accessible à ciel ouvert, seule une petite galerie de 5 m fut percée. La minéralisation est constituée d'arséniures (gersdorffite, cobaltite, nickéline, ullmanite) et de sulfures de nickel et de cobalt (millérite et violarite) formant des lentilles au sein des veines de dolomite ferrifère et de barytine. Ces veines pouvant atteindre 50–80 cm de puissance ont une direction N70W et un plongement de 35° vers le SW. Sporadiquement, l'ullmanite, la cosalite et la bismuthinite ont été observées. L'érythrite rose et la reevesite vert jaunâtre constituent les produits d'altération les plus fréquents (GILLIÉRON 1946, SCHMUTZ 1984, SCHAFFER 1994).

La mine de **Colliou inférieur** (611.600/120.450) aurait été en fonction de 1854 à 1855 et en 1867; trois galeries ont été percées. La minéralisation se situe dans un filon de quartz de 10–20 cm de puissance et 10 m d’extension, boudiné et encaissé dans un paragneiss à proximité immédiate d’une fahlbande. La minéralogie de ce gîte se singularise par une abondance d’espèce bismuthifères tardives (bismuth natif, galénobismutite, gladite, pekoite-bismuthinite) associées à des arséniures (arsénopyrite, cobaltite-gersdorffite, löllingite, skuttérudite). Les minéraux secondaires, souvent bien cristallisés, sont l’érythrite, la parasymplésite, la pharmacosidélite, la scorodite, la bismutite et trois rares arséniates de bismuth: atéléstite, présingérite et mixite.

La mine de **Tignousa inférieur** (613.500/120.050) se situe sous la cabane de la Bella Tola au bord d’un bisse. Cette mine a probablement été exploitée en 1849. Actuellement, seuls des déblais et une tranchée sont visibles. La minéralisation se compose de filons à dolomite ferrifère et ankérite, encaissés dans un gneiss. Les minéraux métalliques sont la pyrite, la chalcopryrite, la cobaltite et la siégénite. Des minéraux typiquement d’âge alpin comme l’albite et le rutile forment des cristaux automorphes au sein de la dolomite. Les minéraux secondaires sont la calcite cobaltifère rose néoformée, l’érythrite et l’hétérogénite noire.

Tungstène et molybdène

Dans la région, le tungstène s’exprime sous la forme de scheelite (CaWO_4) qui apparait sporadiquement dans des lits quartzo-feldspathiques leucocrates au sein des amphibolites rubanées de l’Ensemble de l’Ergischhorn. Les deux principaux indices sont ceux du **torrent de Mission** (612.560/115.550) et du **Varnec** près de Pinsec (608.700/119.550). Dans ces deux sites, la minéralisation n’a pas été trouvée en place mais dans des éluvions de pente. L’indice de Mission a fait l’objet d’une prospection par tranchées lors du projet Uromine dans les années 1980 (WOODTLI et al. 1985, 1987). Des grains de scheelite sont sporadiquement présents dans les concentrés alluvionnaires des cours d’eau recoupant le secteur de l’Ar du Tsan (val de Réchy, 604.400/117.280), de la Gougrea en amont de Grimentz (610.080/113.100) et en aval du barrage de Moiry (610.230/110.900).

Le molybdène s’exprime sous la forme de molybdénite et de wulfénite. Dans le **Blüemattalli** (617.680/114.500), des veines de quartz, recelant des cristaux de molybdénite associée à la pyrite et à la magnétite, lardent une lentille d’orthogneiss leucocrate (métagranite de Thyon?) au contact d’une amphibolite. Ce type de paragenèse ainsi que la structure filonienne en «stockwerk» est caractéristique d’une minéralisation pneumatolytique tardimagmatique.

La wulfénite (PbMoO_4) constitue des cristaux tabulaires orangés, fréquents sous la forme de placages dans les fractures tardives de la minéralisation plombifère de **Colliou supérieur**. La wulfénite y est un minéral supergène et la source du molybdène est encore inconnue (SCHMIDT 1920, SIGG 1944, CUCHET 1995a).

Platine et chrome

De minuscules grains métalliques de sperrylite (PtAs_2) sont signalés dans les concentrés de minéraux lourds de la Turtmäna et dans quelques-uns de ses affluents, en particulier le **Säntumbach** (619.80/115.00) et le **Meidbach** (620.00/117.42). Actuellement, ce sont les seules occurrences connues d'un minéral de platine en Suisse (GLAUSER 1989, SCHAFER 1994). La roche mère recelant ce minéral n'est pas identifiée et le seul indice pouvant permettre de la découvrir est la présence d'inclusions de grenat dans la sperrylite, de composition particulièrement riche en manganèse ($\text{Al}_{32.2}$, $\text{Gr}_{36.6}$, $\text{Sp}_{25.4}$, $\text{Py}_{7.1}$). Des paillettes d'or natif, d'électrum et d'amalgame ($\text{Au}_{49.7}$, $\text{Ag}_{41.3}$, $\text{Hg}_{9.0}$) ainsi que des grains de chromite ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 55 \text{ wt. \%}$) sont également présents dans les concentrés alluvionnaires recelant la sperrylite (OHNENSTETTER et al. 1991).

De la chromite s'observe systématiquement dans les concentrés de minéraux lourds de la **Gouggra**, en aval du barrage. Son origine primaire est à rechercher dans les serpentinites de la nappe du Tsaté affleurant au fond du val de Moiry.

Uranium, thorium et terres rares

Les indices d'uranium de la feuille Vissoie sont liés à deux types métallogéniques:

- des concentrations au sein de séries détritiques permo-triasiques (quartzites et paragneiss conglomératiques) du type «Colorado Plateau»,
- des concentrations à la limite socle/couverture, marquant une grande lacune temporelle (de l'ordre de 300 Ma) et un contact tectonique, du type «gites sous discordance».

Non loin des chalets de l'**Artillon**, dans le val de Réchy, une minéralisation d'uranium à pechblende affleure dans la série permienne conglomératique (604.600/119.080). Cet indice a fait l'objet de prospections radiométriques (BIANCONI 1971, CAVALLI & MOIX 1982).

Une importante campagne de levés géologiques et radiométriques, réalisée par BIANCONI (1971), du Bureau Campana, a permis de mettre en évidence près d'une vingtaine d'anomalies radiométriques mesurées avec un scintillomètre. Parmi les plus importantes citons:

- Secteur du **Mont Noble** avec six anomalies supérieures à 1000 cps (coups par seconde) dans les séries permienes de paragneiss plus ou moins conglomératiques identiques à celles de l'indice de l'Artillon décrit plus haut. Les plus intenses atteignent 5000 cps (604.550/117.350), 3000 cps (604.260/117.050) et 4000 cps (604.750/117.340). Ce secteur a fait l'objet d'une courte description par HÜGI (1963).
- Nord-est du sommet de **la Brinta** avec une anomalie de 1000 cps (607.270/118.290) localisée dans une passée acide de la Formation de Lirec.
- Bloc isolé dans un éboulis au nord de la **Pointe de Lona** d'une activité de 1200 cps (607.500/112.910).
- Fragments isolé dans un éboulis à 1 km au nord du **Sex de Marinda**, déjà signalée par HÜGI (1958, 1960), avec une activité de 1500 cps (608.620/111.850) et uraninite visible.
- **Montagne de Chandolin** avec une anomalie de 1500 cps (613.870/121.800) localisée dans les séries détritiques permienes près de la limite avec les «SOPA» de la Formation de l'Adlerflüe.
- Nord-est du sommet de la **Bella Tola** où une anomalie très intense de 15 000 cps (616.810/120.950) a été localisée dans les quartzites sériciteux à ankérite de la Formation du Bruneggjoch. L'uranium s'exprime sous la forme de cleusonite ($\text{PbUFe}_2\text{Ti}_{18}(\text{O},\text{OH})_{38}$), un nouveau minéral découvert à Cleuson dans le val de Nendaz (WÜLSER et al. 2005). Le reste de la minéralisation comprend: quartz, albite, barytine, chalcopyrite, tennantite mercurifère, uraninite, pyrite, magnétite et hématite. Un peu de malachite, cinabre et billiérite apparaissent comme minéraux d'altération.
- Secteur du **Meidtälli** avec trois anomalies significatives localisées à la limite entre les quartzites de la Formation du Bruneggjoch et les schistes de la Formation de l'Adlerflüe: 1000 cps (618.130/117.780 et 617.950/118.160) et 5000 cps (618.000/118.210).

HÜGI (1958) cite la présence d'une pegmatite à hématite, minéralisée en uraninite, exsudée dans des schistes, recoupée par la **galerie d'amenée d'eau val de Tourtemagne – Barneuza**, au-dessus de Mottec. Une datation de cette uraninite par la méthode $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ a donné un âge de 395 ± 25 Ma (Dévonien; FERRARA et al. 1958, voir aussi HÜGI et al. 1967: p. 78).

Des radiohalos bruns de 100 à 300 μm , au sein de la chlorite accompagnant la minéralisation de Ni-Co-As-Bi de **Kaltenberg**, ont été décrits en 1939 par HIRSCHI sans que le minéral radioactif responsable de ce phénomène soit déterminé. Des analyses effectuées par SCHAFER (1994) ont permis d'identifier de l'uraninite, en minuscules grains parfois inclus dans la gersdorffite.

HÜGI (1963) signale une anomalie dans la région de Mottec, sans préciser son activité et son emplacement exact. Par contre, au sud de Mottec, dans la minéralisation plombo-zincifère de **Vernec** (613.920/110.350), une teneur anormale de 1793 ppm de thorium a été dosée (WOODTLI et al. 1985).

A la mine de cuivre et bismuth des **Bourimonts** (613.960/113.440), en dessus d'Ayer, affleure un niveau de chloritoschistes de 3 m d'épaisseur sur une extension de près de 100 m, encaissé dans un paragneiss à mica blanc. Avec une orientation N53E et un pendage de 70° vers le SSE, son orientation est identique à celle des filons carbonatés à Ni-Co-As-Bi de Grand-Praz et de Gollyre. La particularité de ce chloritoschiste est de receler près de 95 % de chlorite (on peut dès lors parler de «chloritite»), des accessoires (fluorapatite, titanite, magnétite) et surtout près de 1 % de dessauite-(Y). Ce minéral est responsable de la radioactivité anormale du chloritoschiste qui peut receler jusqu'à 1315 ppm d'uranium, 432 ppm d'yttrium, 223 ppm de lanthane et 101 ppm de cérium (MEISSER 1990). A notre connaissance, ce type métallogénique de concentration d'uranium et de terres rares ne semble pas être signalé ailleurs dans le monde.

Strontium et baryum

KENNGOTT (1866) signale la présence sporadique de célestine, en cristaux bleu pâle inclus dans des lamelles de gypse du Trias, au **Marais**, à l'ouest de Grimentz.

La barytine est une gangue accessoire dans certains gisements du val d'Anniviers. Elle est fréquente dans la mine de **Baicolliou** (HALM 1945). A la mine des **Moulins**, quelques mètres après l'entrée, il existe de grandes masses de barytine porcelanée (SIGG 1944). A **Plantorin**, de la barytine affleure en lentilles sporadiques sur plus de 200 m dans un micaschiste du socle. Lors du métamorphisme alpin, la barytine a été partiellement transformée en silicates baryfères: cymrite, hyalophane et phengite à baryum (MEISSER & ANSERMET 1993, SCHAFFER 1994).

Manganèse

Des échantillons de minerai de manganèse provenant de la «Montagne de Garboula sur St-Luc» ou de «Bella Tola» sont connus dans les anciennes collections régionales. CUCHET (1995a) a étudié ces échantillons qui sont constitués essentiellement de rhodonite altérée en todorokite et contenant des inclusions microscopiques de cobaltite. Le gisement ayant fourni ce type de minerai singulier reste encore inconnu.

Des traces de manganèse, sous la forme de braunite, ont été observées dans de minces niveaux siliceux (Jurassique?) de la nappe du Tsaté (MARTHALER 1983).

Cuivre, or, tellure, sélénium

De nombreux filons quartzeux existent dans la région de Chandolin–St-Luc–Ayer. Ils recèlent souvent de la calcite et de la chalcopryrite. Sporadiques dans les gneiss, ils peuvent être particulièrement fréquents dans les amphibolites. Leur orientation générale est N–S et leur pendage subvertical. Recoupant, comme à la mine de Gollyre, les filons carbonatés à Ni-Co-As-Bi, on leur attribue un âge alpin tardif.

Le filon de **Garboulaz** (615.240/120.700) présente une direction N–S et un pendage de 25 à 30° vers l'E, il atteint jusqu'à 3 m de puissance et se situe au contact des gneiss et des amphibolites. Il a fait l'objet d'une exploitation en galerie dont l'âge n'est pas connu. De la chalcantite, un sulfate de cuivre naturel issu de l'altération de la chalcopryrite, forme de remarquables placages cristallins.

Le filon métrique de **Tignousa supérieur** (613.650/120.150) recoupe les gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn. L'étude par CUCHET (1995a) de blocs trouvés un contrebas de l'affleurement a permis de mettre en évidence une paragenèse minérale à Cu-Au-Se-Te tout à fait remarquable. Les minéraux métalliques cuprifères sont essentiellement de la bornite, de la chalcopryrite et des sulfures de cuivre (anilite-roxbyite, yarrowite, ± spionkopite). Des inclusions microscopiques d'or natif, de molybdénite, de clausthalite, de hessite et de wittichenite sont fréquentes dans les sulfures de cuivre.

Mine de **Gollyre**, galerie supérieure (613.440/113.770): un gros filon à calcite, quartz et chalcopryrite, atteignant 30 cm de puissance, suit la galerie travers-banc. Sa direction est plein nord, son pendage est subvertical. Le filon est totalement encaissé dans l'amphibolite et n'affleure pas à la surface. Dans la galerie, cette minéralisation en cuivre a été exploitée sur une dizaine de mètres de haut.

Les Virons, «mine de Nava» (615.110/114.300): filons de quartz minéralisés en chalcopryrite, de direction N–S avec un pendage de 10° vers l'E, de 70 cm de puissance maximale. Encaissés dans une zone faillée affectant les amphibolites à passées leucocrates (MUMENTHALER 1966).

HYDROGÉOLOGIE

Les nombreuses failles et décrochements qui sillonnent le territoire de la feuille Vissoie sont à l'origine de beaucoup de sources, certaines captées. Par exemple, la grande faille E–W qui traverse le val de Réchy au sud de la Pointe de Masserey et du Roc de la Tsa détermine un alignement de sources au pied du verrou du lac du Louché. Cette même faille se poursuit en direction N70E dans le versant gauche du val d'Anniviers. Là, dans la combe «du téléski», elle est à l'origine d'une partie des sources qui alimentent la commune de Grimentz. Plus bas, cette même faille longe la zone instable de la Montagnetta de St-Jean où de nombreuses sources ont été captées par la commune.

Il n'est pas exclu que certaines de ces grandes failles fassent remonter des eaux thermales d'origine plus profonde. Cependant, le fond des vallées, en particulier le val d'Anniviers, est en grande partie recouvert de moraine; les eaux thermales potentielles s'y dilueraient avant d'arriver en surface.

Les glaciers rocheux sont des formations quaternaires très poreuses à l'origine de nombreuses sources. Celles qui jaillissent au pied des plus récents sont très froides ($\leq 1^{\circ}\text{C}$). Dans le val de Réchy et le cirque de Lona, le régime hydrologique de ces sources a été étudié par TENTHOREY (1989) et GERBER (1994).

Les zones instables, en particulier celles soumises aux glissements de terrain, sont des zones très humides et leurs parties inférieure et moyenne sont riches en sources. Le secteur instable au nord-ouest de St-Luc en donne un bon exemple.

EXCURSIONS

Les trois itinéraires décrits ci-dessous permettent d'avoir un bon aperçu de la richesse géologique de la région cartographiée. Ces excursions pédestres comportent environ 4h de marche pour les deux premières et 6h pour la troisième, aller-retour, sans compter les arrêts; il faudrait donc compter une journée entière pour les entreprendre chacune. Elles empruntent des sentiers balisés, sauf quelques passages pierreux plus raides mais non dangereux.

1. Au-dessus de St-Luc:

Tignousa – Lac du Toûno – Le Toûno (env. 4h)

De Tignousa (station d'arrivée du funiculaire), prendre le chemin à flanc de coteau en direction de Chalet Blanc et de l'Hôtel Weisshorn. C'est aussi le début du chemin des planètes. Nous sommes dans un vaste placage morainique de la fin de la dernière glaciation (20 000–18 000 ans), lorsque tout le val d'Anniviers était presque rempli par un grand glacier, dont la cote supérieure devait se situer vers 2200 m, soit juste en dessus du chemin.

Le premier torrent que l'on traverse (Pt 2141 m) fait affleurer le socle de la nappe de Siviez-Mischabel: des gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn, gris verdâtre, à rubans de quartz, riches en micas blancs, chlorite, albite et plagioclases altérés. Leur âge est d'au moins 500 Ma, et pourrait même avoisiner le milliard d'années. Ils sont polycycliques, rétomorphosés en faciès schiste vert lors de l'orogénèse alpine.

La planète Saturne est installée sur un replat correspondant peut-être à la moraine latérale droite d'un ancien glacier descendant de la combe de Nava (ou Tsa du Toûno), qui devait confluer à la fin du «Würm» avec le glacier d'Anniviers à cette altitude (2100 m). Entre le torrent de l'Armina et le chalet du Chiesso, des affleurements de gneiss rubanés de l'Ensemble de l'Ergischhorn pointent dans de la moraine. Le rubanement est net en coupe: alternance de bandes claires quartzo-feldspathiques avec des rubans sombres à amphibole, chlorite et micas. Ces derniers minéraux brillent sur les surfaces de schistosités qui sont parfois brun rouille à cause de l'altération des ferro-magnésiens.

200 m avant le Chiesso (ou Chalet Blanc du Toûno), la route recoupe le cordon morainique latéral droit du glacier tardiglaciaire (stade d'Egesen? Dryas récent, env. 11 000 ans) issu du cirque entre le Toûno et la Pointe de Tourtemagne. Le Chiesso lui-même est installé au centre de l'ancien écoulement glaciaire, relativement bien moins riche en blocs que les deux vallums latéraux. Celui de gauche accueille la planète Uranus, posée sur un gros bloc de calcaire du Trias. Mais la presque totalité des roches de ces deux cordons sont des quartzites provenant

des parois du Toûno (pour celui de gauche) et du Pigne de Combavert (pour celui de droite). Par contre, en son milieu, le glacier a abandonné des blocs de calcschistes, issus de la paroi nord de la Pointe de Tourtemagne.

D'Uranus, suivre encore le chemin des planètes jusqu'au pont. Sur la gauche, un très beau cône d'éboulis est alimenté par un grand couloir incisé dans les bancs de quartzites subhorizontaux, qui forment la plus grande partie des assises de la montagne. Par-dessus, au sommet du couloir, viennent les couches calcaires à peine plus claires du Trias, Jurassique et Crétacé, qui forment la série briançonnaise très réduite du Toûno.

Juste après le pont, quitter le sentier principal et prendre à gauche, parallèlement au torrent. Sur la droite, parmi les rhododendrons, affleurent encore les gneiss rubanés et les amphibolites de l'Ensemble de l'Ergischhorn. Puis, à 2250 m, juste après la trace d'une piste sur la droite, on tombe sur les premiers bancs de quartzites de la Formation du Bruneggjoch. Ils sont horizontaux et forment deux petites marches d'escalier sur le chemin et une petite cascade dans le torrent. Ces quartzites verts contiennent de nombreux gravillons ou petits galets de quartz parfois rose. On vient de franchir une limite entre deux ensembles de roches d'âge très différent, puisque au moins 300 Ma les séparent. Mais leur contact est tectonique; c'est la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan.

50 m plus loin, le sentier recoupe le chemin carrossable qui monte à l'Hôtel Weisshorn. Traverser à nouveau le torrent sur le pont, puis prendre à droite le sentier qui s'élève en rive droite (signalé par des marques bleues et blanches). Nous sommes toujours dans les quartzites permo-triasiques, roches issues d'arkoses déposées il y a 250 Ma dans les immenses plaines alluviales de la Pangée. L'alternance gel/dégel du climat d'aujourd'hui désagrège ces quartzites, leur permettant de retrouver leur nature originelle sablonneuse.

Au carrefour des Fâches, continuer à suivre le torrent. Sur la droite apparaît un très grand glacier rocheux fossile. Celui-ci était alimenté par les nombreux éboulis tombant de la longue paroi des Pointes de Nava. Le sentier continue à gravir les marches d'escalier dues aux bancs subhorizontaux de quartzites, fracturés par de nombreuses diaclases verticales et partiellement recouverts de moraine.

On parvient à une bifurcation (Pt 2377 m) d'où l'on jouit d'une très belle vue sur le glacier rocheux. Ce véritable fleuve de cailloux figé s'écoulait grâce à une matrice de glace aujourd'hui disparue: le glacier rocheux est ainsi figé. En amont, près des parois, source des éboulis, quelques lobes plus récents sont actifs.

100 m plus loin, prendre le sentier légèrement à gauche en direction du lac du Toûno (marques rouges et blanches). Il serpente dans la moraine tardiglaciaire de cette vaste combe de Nava (ou Tsa du Toûno). Devant nous se dresse la structure complexe du Boudri: la paroi massive est taillée dans un pli isoclinal de quartzites et de marbres dolomitiques triasiques de la nappe du Frilhorn; le sommet lui-même est fait de calcschistes de la nappe du Tsaté.

A 2540 m, alors que le sentier redescend très légèrement, 200 m avant qu'il n'oblique sur la gauche, on aperçoit à gauche au-dessus de nous, en direction plein nord, toute la série briançonnaise condensée du Toûno. La grande paroi gris-vert d'aspect chaotique qui nous domine est faite de quartzites du Membre de Sous le Rocher (Trias précocé). C'est une faille E-W qui les a fait remonter par rapport à notre position. En dessous du sommet herbeux et sombre se détachent les dolomies et marbres jaunes, beiges et gris crème du Trias moyen, surmontés de la petite bande presque blanche des calcaires du Malm. Au-dessus, les marbres ocre du Crétacé tardif sont trop minces pour être visibles; par contre le flysch schisteux noir éocène se détache dans le ciel.

Quitter le sentier lorsqu'il oblique à gauche et continuer légèrement à droite, en direction d'un petit affleurement jaune-beige (616.200/116.400). Ce sont des dolomies du Trias moyen, dans lesquelles se dissimulent quelques rares petits articles d'*Encrinus* (famille des échinodermes). On peut en chercher dans les quelques blocs jaunes éboulés sous l'affleurement. La coupe se poursuit à 2600 m par des marbres rubanés gris, toujours attribuables au Trias moyen, qui forment une petite paroi de quelques mètres de hauteur. Longer sa base sur la droite puis la franchir dès que possible. La partie supérieure de cette paroi (2630 m) est faite de marbres plus plaquetés, gris clair, qui dégagent à la cassure une odeur fétide: ce sont les minces couches du Malm. A noter qu'il n'y a pas de roches du Lias ni du Dogger, soit une lacune d'environ 40 Ma. Environ 5 m plus haut, au sommet de cet affleurement, vient une très mince couche de marbres phylliteux jaune ocre qui disparaît sous l'herbe. Ce sont des Couches Rouges métamorphiques, datant du Crétacé tardif – Eocène. On franchit donc ici une deuxième lacune au moins aussi importante que la précédente.

Monter sur la crête morainique et la suivre vers l'est sur 100 m environ, puis rejoindre le lac du Toûno dès qu'on l'aperçoit. De ce lieu de pause idyllique, on peut admirer la face sud-ouest de la Pointe de Tourtemagne (cf. pl. I: coupe 5): surmontant les marbres de la série du Toûno, le flysch noir enserme des lentilles de marbres phylliteux orangés (Couches Rouges). A droite, au sud de la Pointe de Tourtemagne, une faille abaisse les roches vertes metabasaltiques (prasinites) qui affleurent jusqu'au col de Vijivi. On peut observer ces roches – épanchées au fond de l'océan il y a environ 165 Ma – à la base des éboulis situés à l'est du lac.

Le dernier tronçon de l'excursion consiste à monter sur le Toûno grâce au sentier bien marqué qui s'élève au nord du lac. La faille E-W déjà mentionnée oblige à gravir, sur environ 200 m de dénivelé, les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher. Ces derniers diffèrent quelque peu des quartzites verts à quartz roses: ils sont plus homogènes et massifs, issus de l'accumulation de sable de quartz fin très pur.

A 2890 m, on parvient au sommet de ces couches de quartzites et l'on passe brusquement aux calcaires. Les couches sont cependant ici démantelées par la

gélifraction, mais on y reconnaît les divers faciès observés sous le lac du Toûno. Une doline toute proche montre que ces roches ont aussi subi une certaine dissolution. Plus haut, la zone herbeuse moins raide laisse affleurer les schistes noirs du flysch éocène qui termine la série briançonnaise.

Le petit col (2940 m) sous le sommet du Toûno marque le contact avec la nappe du Tsaté. Les 80 derniers mètres de montée franchissent des couches délimitées de calcschistes roussâtres. Au sommet, la vue est extraordinaire, surtout en direction du sud: la couronne des «4000» (Bishorn, Weisshorn, Obergabelhorn, Cervin, Dent Blanche) taillés dans la nappe de la Dent Blanche domine les anciens sédiments et basaltes déposés au fond de la Téthys (nappe du Tsaté).

Le retour s'effectue par le même chemin.

2. Au-dessus de Grimentz:

Le Marais – Col du Tsan – Roc de la Tsa (env. 4h)

Cet itinéraire débute 1 km au nord-ouest de Bendolla, pratiquement à la fin de la route d'alpage provenant d'Avoin (Pt 2394 m); compter une petite heure de marche depuis la station supérieure de la télécabine. Prendre le sentier qui s'élève vers le nord et suivre les marques jaunes en direction du Roc d'Orzival.

A 2400 m, le glacier qui descendait autrefois du flanc nord-est des Becs de Bosson a poli les gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn, à rubans de quartz plissotés, parsemés de zones vert sombre qui sont d'anciennes éclogites rétro-morphosées. Le sentier s'élève en zigzaguant sur une petite moraine et parvient à un charmant petit lac (2491 m), barré par un petit vallum frontal de forme arquée. L'eau du lac provient de plusieurs sources à la limite moraine/éboulis; ces derniers dessinent des cônes à la base du Roc d'Orzival. A l'ouest du lac affluent les quartzites à quartz roses permo-triasiques de la Formation du Bruneggjoch. Ils sont fracturés verticalement et une partie s'est écroulée, formant un amas chaotique. Le sentier se poursuit en suivant la trace d'une faille orientée NE–SW: sur notre droite, les quartzites à pendage SW (compartiment abaissé); sur la gauche, les gneiss micacés fins de la Formation de l'Adlerflüe dont la schistosité bien visible plonge de 45° vers le NW (compartiment soulevé).

En arrivant à un petit replat à 2550 m, un petit détour sur la gauche permet d'aller observer la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan, contact discordant entre le vieux socle («SOPA» de la Formation de l'Adlerflüe) et la couverture briançonnaise quartzitique. Au nord de la zone de fractures due à la faille, le sentier s'élève dans les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher (Trias précoce), anciens sables déposés dans les plaines inondées de la Pangée.

Après un virage où l'on débouche sur une petite crête, le sentier recoupe, à 2620 m, le contact entre les quartzites blancs et les cornieules. Ces roches jaunes, vacuolaires, à matrice calcitique, sont souvent associées à du gypse qui peut se

dissoudre; elles pourraient être une roche de remplacement de celui-ci. On peut apprécier le changement de flore: d'un substratum siliceux, on passe à un sol carbonaté très propice au développement des edelweiss. Devant nous, en direction du nord, le même contact quartzites/cornieules est bien visible sous le sommet jaune du Roc d'Orzival. Deux petites failles compliquent un peu la structure de ce contact en V, au sommet d'un couloir d'éboulis.

La trace du sentier étant moins bien marquée, se diriger vers le nord-ouest en direction du col du Tsan. On rejoint la balafre du téléski à 2690 m, à la hauteur d'un petit lac installé dans une doline. Au nord de celle-ci, une poche de gypse est visible au sein des cornieules. Pour traverser le paysage chaotique dû à la dissolution du gypse, il faut bifurquer à gauche de la piste du téléski et grimper sur un petit lobe d'éboulis. On arrive alors dans du gypse criblé de dolines. Ces anciens dépôts évaporitiques datent du Trias moyen-tardif, période chaude où la mer Téthys commençait à envahir la Pangée en voie de dislocation.

Au col du Tsan affleure une lentille de calcschistes sombres attribuables au Lias. Il s'agit d'une écaille de la nappe des Cimes Blanches, à laquelle appartiennent probablement les gypses et une partie des cornieules sous-jacents. Continuer en direction du nord-est par un chemin taillé dans les cornieules et gagner la table d'orientation circulaire au Pt 2816 m, d'où l'on jouit d'un magnifique panorama (illustré sur la planche IV). Tous les hauts sommets des Alpes valaisannes sont sculptés dans l'ancienne bordure du microcontinent adriatique, devenue ici nappe de la Dent Blanche, qui repose sur les restes (prisme d'accrétion) de l'océan téthysien disparu, actuelles nappes du Tsaté et des Cimes Blanches (sous nos pieds). Celles-ci chevauchent l'ancien seuil briançonnais, bordure avancée du continent européen, représenté par la nappe de Siviez-Mischabel. Vers l'ouest, le coup d'oeil sur le val de Réchy est magnifique, en particulier sur le verrou et l'ombilic de l'Ar du Tsan. Une grande faille de direction E-W passe par le col de Cou, abaissant le compartiment sud par rapport à celui du nord.

Pour aller visiter les anciennes roches océaniques, il faut redescendre au col du Tsan et grimper sur le Roc de la Tsa. Juste après le col, on traverse une zone de jolies petites dolines dans le gypse. Avant le second col affleure à nouveau une lentille de schistes noirs liasiques. Au Pt 2754 m, quelques mètres de cornieules marquent le passage à la nappe du Tsaté. Ce sont d'abord les anciens sédiments: calcschistes à patine rousse à grise, d'âge crétacé tardif probable. Puis, 50 m après la limite, on aperçoit sur la droite des blocs de prasinites, roches finement rubanées blanc/vert pistache/vert bouteille qui sont d'anciens basaltes épanchés au fond de l'océan piémontais entre 150 et 100 Ma.

La montée se poursuit dans les couches plissotées de calcschistes à patine roussâtre, tantôt massives et plus calcaires, tantôt délitées et plus schisteuses: les «Schistes lustrés». Ceux-ci ont pu être datés, grâce à des foraminifères planctoniques, du Crétacé tardif (entre 100 et 80 Ma). Le cheminement jusqu'au sommet

ne présente pas de difficulté, et le panorama circulaire encore plus époustouflant que le précédant. Vers le sud, le sommet des Becs de Bosson (en forme des cinq doigts de la main pour le sommet gauche, et de poing avec le pouce levé pour le sommet droite) est marqué par un niveau plus clair de brèches jurassiques. C'est une petite klippe de la nappe des Cimes Blanches, ici plissée et imbriquée dans la nappe du Tsaté.

Pour le retour, on peut soit retourner au col du Tsan et suivre le sentier suivi à l'aller soit, pour les plus téméraires, continuer de suivre la crête jusqu'aux environs du Pt 2828 m, puis rejoindre et suivre les pistes de ski.

3. Circuit dans le val de Réchy:

Crêt du Midi – Ar du Tsan – Le Louché (env. 6 h)

Cette relativement longue balade se déroule dans un paysage exceptionnel, inscrit à l'Inventaire fédéral des paysages, sites et monuments naturels d'importance nationale et à celui des sites marécageux d'importance nationale. La morphologie du val de Réchy est dominée par de grandes marches d'escaliers, dues à des failles E–W qui ont décalé les roches verticalement et transversalement. Le travail plus récent des glaciers a accentué et poli ce découpage en creusant et façonnant une succession d'ombilics et de verrous.

De l'arrivée de la télécabine du Crêt du Midi, suivre sur 300 m le chemin de la crête, puis bifurquer et prendre le sentier balisé qui descend légèrement à droite en direction de l'Ar du Tsan. La première chose qui frappe est une morphologie très caractéristique de niches d'arrachement d'une grande zone instable: le sentier franchit puis suit une série de gradins formant de petites dépressions allongées parallèlement à la crête. Plus on descend, plus les formes deviennent chaotiques. Les roches sont des séricitoschistes et des méta-arkoses de la Formation du Col de Chassoure (Permien). Vers 2260 m, on traverse un zone où la roche est complètement disloquée et les chutes de pierres fréquentes; il est recommandé de ne pas s'y arrêter.

Le sentier rejoint la piste horizontale qui mène au verrou du Pichioc. 300 m environ avant celui-ci, après un groupe de beaux arolles sur la droite du chemin: joli coup d'oeil sur la cascade du verrou formé par le socle de la nappe de Siviez-Mischabel. Au deuxième plan se découpe la crête ouest du vallon, de la Maya (au sud) jusqu'au Mont Gautier. Sous ce dernier sommet, le changement de couleur montre la limite entre les quartzites permo-triasiques, gris, en bas, appartenant à la nappe de Siviez-Mischabel, et les calcschistes crétacés de la nappe du Tsaté, bruns, au-dessus.

Avant le verrou du Pichioc, le chemin traverse une barre rocheuse où l'on peut observer les faciès plus conglomératiques de la Formation du Col de Chassoure. Le verrou lui-même est taillé dans la Formation de Lirec, gneiss amphibolitiques

rubanés vert bouteille. Ce rubanement entre lits feldspathiques (albite) et ferromagnésiens (épidote, actinote) est bien visible sur la gauche.

Suivre le sentier qui longe le verrou. La petite plaine marécageuse de l'Ar du Tsan est un bel exemple d'évolution d'un paysage postglaciaire. Dans l'ombilic surcreusé par le glacier, un petit lac s'est installé, il y a probablement 13 000 ans environ, que les torrents ont progressivement comblé d'alluvions. De beaux méandres abandonnés, soulignés par les teintes vert tendre de la végétation, marquant encore les divagations récentes de la Rèche et de ses affluents.

On traverse la Rèche au nord de la plaine, sur le verrou. Prendre ensuite le sentier qui monte en direction du col de Cou. A 2320 m, plusieurs petites sources s'écoulent à la base d'un glacier rocheux fossile qui fut alimenté par les quartzites du flanc oriental du Mont Gautier. A la bifurcation, prendre la direction du Louché, en laissant sur la droite le sentier du col de Cou qui emprunte une dépression due à une grande faille E-W.

A 2400 m, le sentier quitte les roches sombres de la Formation de Lirec pour entrer dans les quartzites vert clair beaucoup plus jeunes de la Formation du Bruneggjoch (env. 250 Ma). Les couches de quartzites sont bien visibles juste après le chalet de la Fâche, où elles accusent un léger pendage vers le sud. Le contact plissé avec la Formation de Lirec est observable en dessous du sentier: c'est la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan.

Entre la Fâche et la Gouille de Potoc, le sentier traverse la moraine latérale gauche de l'ancien glacier de Réchy qui s'est avancé, il y a 11 000 ans environ (stade d'Egesen ?), jusqu'au verrou de l'Ar du Tsan. A 2520 m, un gros bloc de couleur jaune-beige descendu de la Pointe de Masserey montre une structure de brèche polygénique: éléments de dolomies et de quartzites dans une matrice calcaire, d'âge probablement jurassique. Ces brèches sont les témoins du rifting, donc de la naissance de la mer Téthys. Jusqu'au Louché, le sentier traverse encore plusieurs petits vallums de l'ancien glacier de Réchy.

Le Louché occupe un ombilic glaciaire pas encore entièrement comblé. Au nord du lac, des gneiss et micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite («SOPA», Formation de l'Adlerflüe) montrent de belles formes moutonnées, polies et striées par le glacier. Des filons de quartz verticaux recoupent ce socle. Celui-ci a été remonté par le jeu des failles E-W; une des plus importantes passe au pied de l'escarpement devenu verrou glaciaire.

Le torrent qui forme un petit cône d'alluvions au nord-est du Louché coule sur la limite entre les «SOPA» et les quartzites. Ces derniers forment un château fort naturel au sud du torrent. On peut remonter son cours jusqu'à sa source qui jaillit d'un grand glacier rocheux actif; l'eau y est toujours froide (< 1°C). Les travaux de TENTHOREY (1989, 1993) ont montré qu'il y a encore de la glace souterraine (pergélisol ou permafrost) dans ce lent fleuve de gros blocs enchevêtrés, qui sont en grande partie issus de la paroi nord des Becs de Bosson et ont transité

sur le glacier récent, fondu ou disparu sous sa propre moraine dans la première moitié du 20^e siècle.

200 m plus à l'est, on peut observer les cornieules qui surmontent les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher. Ces roches vacuolaires ont probablement remplacé le gypse dissous au cours du Quaternaire, encore présent quelques centaines de mètres plus au sud.

Pour le retour on peut suivre le même itinéraire, ou alors faire une boucle hors sentiers, en partie dans un pierrier. Pour la seconde option, repartir vers le nord en direction du Pt 2659 m. De là, prendre à flanc de coteau en direction du nord-est. Des fissures ouvertes dans les quartzites témoignent du basculement de gros panneaux de roches vers l'aval. Toujours vers le nord-est, descendre un peu pour traverser un éboulis de quartzites – où les quartz roses sont bien visibles – et rejoindre, à 2600 m, le ravin de la Lerèche qui souligne le passage de la grande faille E–W. Se diriger alors en direction du nord-ouest, en visant le replat du Pt 2556 m. Grâce à la faille qui a abaissé tout le compartiment sud, les calcschistes et marbres roux de la nappe du Tsaté affleurent. Au-dessus, des bandes de marbres bréchiques plus clairs (nappe des Cimes Blanches) sont replissées dans ces calcschistes et marbres.

En direction NNE, descendre dans un amas de gros blocs, parmi lesquels on reconnaît des brèches polygéniques, puis en biais en direction des marais de la Rèche que l'on longe sur la droite pour rejoindre le chemin qui redescend sur l'Ar du Tsan.

En levant les yeux sur notre droite en direction du Roc de la Tsa, on voit bien dans le paysage la succession des roches rencontrées au cours de cette balade, soit, de bas en haut:

- Les quartzites du Permo-Trias qui reposent en discordance sur les gneiss amphibolitiques du socle où nous avons les pieds.
- Une paroi jaune orangé de cornieules, ici roche de remplacement du gypse.
- Une zone de taches blanches trahissant le gypse, qui se suit jusqu'au col du Tsan. Ce gypse contient des lentilles de dolomies, de marbres et de calcschistes sombres liasiques. C'est la nappe des Cimes Blanches.
- Enfin, la grosse masse grise du Roc de la Tsa appartient à la nappe du Tsaté. Elle est faite de calcschistes et marbres roux, d'âge crétacé, anciens sédiments de l'océan piémontais (Téthys) chevauchant actuellement le socle et des sédiments de l'ancien seuil briançonnais.

Dès que l'on a rejoint la piste carrossable, le retour s'effectue par le même chemin qu'à l'aller.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLIMANN, M. (1987): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 78/4, 431–444 (aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 295).
- (1989): Les brèches de la région d'Evolène (Nappe du Mont Fort, Valais, Suisse). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2, 237–250.
- ANSERMET, S. & MEISSER, N. (en prép.): Mines et minéraux du Valais - Anniviers et Tourtemagne. – Ed. Porte-Plume, Ayer & Musée de la Nature, Sion (à paraître en 2009).
- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50 000. Carte géologique spéciale N° 52. – Schweiz. geol. Komm.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 45 (166), 217–276 (aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 14).
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 31, 1–26.
- ARN, R. (1984): Contribution à l'étude stratigraphique du Pléistocène de la région lémanique. – Thèse Univ. Lausanne.
- BAUD, A. (1967): Etude pétrographique et minéralisations du versant E du massif de Tsirouc (Alpes valaisannes). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). – Mém. Géol. (Lausanne) 1.
- BEARTH, P. (1953): Blatt 535 Zermatt. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 29.
- (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). In: Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. – Mém. h.s. Soc. géol. France II, 407–418 (1960–1963).
- (1964): Blatt 1328 Randa. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte et Notice expl. 43.
- (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. – Eclogae geol. Helv. 69/1, 149–161.
- (1978): Feuille 1308 St-Niklaus. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 71.
- (1980): Feuille 1308 St-Niklaus. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 71.
- BECCALUVA, L., DAL PIAZ, G.V. & MACCIOTTA, G. (1984): Transitional to normal-MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethyan basin. – Geol. en Mijnb. 63, 165–177.
- BERNASCONI, R. & GILLY, M. (1979): Etude géologique et pétrographique du flanc oriental du moyen val d'Anniviers (Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- BERTHOD, C. (1996): Le glissement de St-Luc-Vissoie. – Grenat Sàrl, Sierre, Rapport inédit.
- BIANCONI, F. (1971): Rapport sur la campagne d'exploration géologique et radiométrique en Valais. – Bureau de géologie et de géophysique minière Campana (inédit).
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J.C. (1997): High-precision U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 43–54.
- BONNARD, C. (1981): Glissement des Peillettes au-dessus de Loye. – Projet DUTI, EPF Lausanne.
- BIRCHER, W. (1983): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Glazialmorphologische und Dendroklimatologische Untersuchungen. – Phys. Geogr. (Geogr. Inst. Univ. Zürich) 9.
- BRUNNER, C. & LAVANCHY, J.-M. (1983): Etude géologique, minéralogique et pétrographique de la région de la Corne de Sorebois (val de Moiry, val de Zinal, Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).

- BUCHER, K., DAL PIAZ, G. V., OBERHÄNSLI, R., GOUFFON, Y., MARTINOTTI, G. & POLINO, R. (2003): Feuille 1347 Matterhorn. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 107.
- BURRI, M. (1983): Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 469–490.
- (1987): Connaître la nature en Valais: Les Roches. – Pillet, Martigny.
- 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.* 8/3, 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.* 76/1, 81–84.
- BUSSY, F., VENTURINI, G., HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78/1, 163–168.
- CARRUZZO, S. (1997): Les gneiss oeilés de Liez (Nappe de Siviez-Mischabel, Val d'Hérens, Valais, Suisse): minéralogie et pétrographie. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- CAVALLI, D. & MOIX J.-R. (1982): Val de Réchy, "zone" de l'Artillon. – Budesamtes für Energiewirtschaft (inédit).
- CHALLANDES, A. (1992): Géologie générale et structurale dans le sud et l'ouest du val de Réchy (Pennique, Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Neuchâtel (inédit).
- CHAMPAGNAC, J.-D., SUE, C., DELACOU, B. & BURKHARD, M. (2003): Brittle orogen-parallel extension in the internal zones of the Swiss Alps (South Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 325–338.
- CREALP (2000): Glissement des Peillettes, rapport géologique et hydrogéologique N°2, investigations hydrogéologiques 1999, commune de Grône. – Centre de Recherche sur l'Environnement alpin (CREALP), rapport N°00.05.
- CUCHET, S. (1994): La smolianinovite $(\text{Co, Mg, Ca, Ni})_3(\text{Fe, Al})_2(\text{AsO}_4)_4 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$ et la rösslerite $\text{Mg}(\text{AsO}_3\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$: deux rares arséniates signalés pour la première fois en Suisse. – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 83/2, 147–152.
- (1995a): Etude minéralogique des gîtes métallifères de la région de St-Luc – Chandolin – Bella-Tola, Val d'Anniviers, Valais, Suisse. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- (1995b): Seconde occurrence de camérolaïte, $\text{Cu}_4\text{Al}_2[(\text{HSbO}_4, \text{SO}_4)](\text{OH})_{10}(\text{CO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, Val d'Anniviers, Valais, Suisse. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 75/2, 283–284.
- 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).
- DAL PIAZ, G. V. (1988): Revised setting of the Piedmont zone in the northern Aosta valley, Western Alps. – *Ophioliti* 13/2-3, 157–162.
- DELACOU, B., SUE, C., CHAMPAGNAC, J.-D. & BURKHARD, M. (2004): Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis. – *Geophys. J. Int.* 158, 753–774.
- DELLA VALLE, G. (1988): Contribution à l'interprétation métallogénique des fahlbandes et des veines polymétalliques du Val d'Anniviers et du Val de Tourtemagne (Valais). – Thèse Univ. Lausanne.
- (1992): Les fahlbandes et les veines polymétalliques du Val d'Anniviers et du Val de Tourtemagne (Zone pennique, Valais). – *Mat. Géol. Suisse, Sér. géotech.* 81.
- 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. (2006): The Goli d'Aget Member: Early Permian volcanoclastic and volcanic rocks within the Briançonnais Grand St-Bernard Nappe (Valais, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 301–307.

- DEVILLE, E., FUDRAL, S., LAGABRIELLE, Y., MARTHALER, M. & SARTORI, M. (1990): From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "Schistes Lustrés" metamorphic complex of the Western Alps. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 104, 127–139.
- DREIER, F. (2000): Die Mine des Moulins im Val d'Anniviers (VS), Schweiz. – *Lapis* 25/7-8, 67–73, 86.
- EISELE, S., GEIGER, S. & RAHN, M. (1997): Chemical characterization of metabasites from the Turtmann valley (Valais, Switzerland): implications for their protoliths and geotectonic origin. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/3, 403–417.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – *Eclogae geol. Helv.* 45/2, 285–286.
- 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.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (eds.): *Deep Structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20* (p. 205–221). – Birkhäuser, Basel.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 2.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1993): Nappe geometry in the Western Swiss Alps. – *J. struct. Geol.* 15/3-5, 501–509.
- FÄH, D., GIARDINI, D., BAY, F., BERNARDI, F., BRAUNMILLER, J., DEICHMANN, N., FURRER, M., GANTNER, L., GISLER, M., ISENEGGER, D., JIMENEZ, M.J., KÄSTLI, P., KÖGLIN, R., MASCIADRI, V., RUTZ, M., SCHEIDEGGER, C., SCHIBLER, R., SCHORLEMMER, D., SCHWARZ-ZANETTI, G., STEIMEN, S., SELLAMI, S., WIEMER, S. & WÖSSNER, J. (2003): *Earthquakes Catalogue Of Switzerland (ECOS) and the related macroseismic database.* – *Eclogae geol. Helv.* 96/2, 219–236.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Schweiz. Volkswirtschaftsdept., Abt. für industrielle Kriegswirtschaft.; Kümmerly & Frey, Bern.
- FERRARA, G., LEDENT, D. & STAUFFER, H. (1958): L'età delle mineralizzazioni uranifere nelle Alpi Occidentali. – Studi e ricerche della Div. Geomineraria del Com. naz. Ricerche nucl. (Roma) 1/II, 725–737.
- GABUS, J.H., WEIDMANN, M., BUGNON, P.-C., BURRI, M., SARTORI, M. & MARTHALER, M. (2008a): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 111.
- GABUS, J.H., WEIDMANN, M., BURRI, M. & SARTORI, M. (2008b): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 111.
- GAILLARD, M.-J. (1981): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- (1993): Quinze mille ans de paysage végétal en Suisse romande. – *Paysages découverts (GREAT, Lausanne)* 2, 37–60.
- GÉOLOGIE-GÉOPHYSIQUE (1996): Etude par sismique réfraction et réflexion haute résolution du glissement des Peillettes (Région de Nax, Valais). – Bureau d'étude, rapport inédit.
- GERBER, E. (1994): Geomorphologie und Geomorphodynamik der Region Lona-Sasseneire (Wallis, Schweizer Alpen): unter besonderer Berücksichtigung von Lockersedimenten mit Permafrost. – Diss. Univ. Fribourg.
- GERLACH, H. (1873): Die Bergwerke des Kantons Wallis: nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. – Galerini, Sitten (aussi: Beitr. geol. Karte Schweiz 27/3, 1883).
- GIARDINI, D., WIEMER, S., FÄH, D. & DEICHMANN, N. (2004): Seismic Hazard Assessment of Switzerland, 2004. – Swiss Seismological Service, Report.

- GILLIÉRON, F. (1946): Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Ni-Co-Lagerstätte Kaltenberg. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 25.
- (1988): Zur Geologie der Uranmineralisation in den Schweizer Alpen. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 77.
- GIROD, F. (1999): Altération météorique de roche granitique en milieu alpin: le cas de l'orthogneiss associé à l'éboulement de Randa (Mattertal, Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- GIROD, F. & THÉLIN, P. (1998): Weathering of granitic rocks in the Alps: preliminary results from the orthogneiss associated with the Randa rockfall (Matter Valley, Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 78/1, 179–184.
- GLAUSER, M. (1989): Découverte d'un minéral encore inconnu en Suisse. – Schweizer Strahler 8/6, 283–288.
- GÖKSU, E. (1947): Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turttmanntal (Wallis). – Diss. ETH Zürich.
- GOLAZ, F. (1995): Le Val de Moiry, Valais: morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires. – Travaux et recherches (Inst. Géogr. Univ. Lausanne) 13.
- 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.
- GRAF, E. (1993): Géologie et pétrographie de la région du Mont Noble (vallon de Réchy, Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- GUILLAUME, M. (1986): Révision stratigraphique des Couches Rouges de la nappe des Préalpes médianes romandes. – Thèse Univ. Fribourg.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of Alpine rock glaciers. – Mitt. VAW/ETH Zürich 77.
- (1990): Scientific, environmental and climatic significance of rock glaciers. – Mem. Soc. geol. ital. 45, 823–831.
- HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut-Lagerstätten in obern Val d'Anniviers (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 22.
- HERMANN, F. W. (1913): Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines (massifs Rocs de Boudri – Bella Tola et Sasseneire – Bets de Bosson). Levés géologiques 1909–1910. – Rey, Lyon.
- HIRSCHI, H. (1939): Radiohalos im Chlorit der Erzlagerstätte von Kaltenberg im Turttmanntal (Wallis). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 19/1, 222–223.
- HÜGI, T. (1958): Uranvererzungen in Gesteinen des Wallis (Schweiz). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 38, 393–402.
- (1963): Uranvorkommen in der Schweiz. – Atomwirtschaft (Düsseldorf) 8/10, 524–529.
- HÜGI, T., KÖPPEL, V., DE QUERVAIN, F. & RICKENBACH, E. (1967): Die Uranvererzungen bei Isérables (Wallis). – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 42.
- HUNZIKER, J. C. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus dem Walliser Alpen. Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. – Eclogae geol. Helv. 62/2, 527–542.
- HUNZIKER, J. C., DESMONS, J. & HURFORD, A. J. (1992): Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps. – Mém. Géol. (Lausanne) 13.
- JABOYEDOFF, M. & THÉLIN, P. (1996): New data on low-grade metamorphism in the Briançonnais domain of the Prealps, Western Switzerland. – Eur. J. Mineral. 8/3, 577–592.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). – Eclogae geol. Helv. 43/1, 31–93.

- JEANBOURQUIN, P. (1986): Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande: Thèmes choisis liés aux cornieules en général. – Thèse Univ. Lausanne.
- (1988): Nouvelles observations sur les cornieules en Suisse occidentale. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 511–538.
- JORDA, M. (1983): Eboulis et glaciers rocheux. – *Bull. Assoc. Géogr. franç.* 491, 15–24.
- KELLY, M. A., BUONCRISTIANI, J.-F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 57–75.
- KENNGOTT, A. (1866): Die Minerale der Schweiz nach ihren Eigenschaften und Fundorten ausführlich beschrieben. – Engelmann, Leipzig.
- KRAMAR, N. (1997): La couverture mésozoïque de la région d'Artsinol (Val d'Hérens, Valais): relation avec les nappes du Mont Fort et du Tsaté. – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).
- LEMOINE, M. (1967): Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. – *Geol. Rundsch.* 56, 320–335.
- LEMOINE, M. & TRICART, P. (1986): Les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 271–294.
- LOREDO, J. (1982): Paragenèse des minéralisations du Val d'Anniviers (Suisse). – *Rapport S.E.G.M & Ecole nationale supérieure des mines, Paris* (inédit).
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr. (Geogr. Inst. Univ. Zürich)* 3.
- MANCKTELOW, N. S. (1990): The Simplon Fault Zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 163.
- (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). – *Tectonophysics* 215/3–4, 295–317.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C. & CABY, R. (1999): Re-examining Argand's view of the Siviez-Mischabel nappe. – *J. struct. Geol.* 21, 1119–1124.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C. & COSCA, M. (2002): The relation between grain size and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date for Alpine white mica from the Siviez-Mischabel Nappe, Switzerland. – *J. struct. Geol.* 24, 1937–1955.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C., COSCA, M. A., CABY, R., HUNZIKER, J. C. & SARTORI, M. (1998): Alpine deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. – *Tectonics* 17/3, 407–425.
- MARTHALER, M. (1981): Découvertes de foraminifères planctoniques dans les "Schistes lustrés" de la Pointe de Tourtemagne (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/3 (359), 171–178 (aussi *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 254).
- (1983): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 395–448.
- (1994): Le Cervin est-il africain? Conférence enregistrée sur cassette vidéo. – Centre de production audio-visuelle (CPAV), DIP, Genève, 90 minutes.
- (1995): Instabilités de terrain dans le Val d'Anniviers. Risques naturels pour la région de Vissoie et St-Luc. – *Rapport CERG, Univ. Genève, Lausanne et SHGN*.
- (1998): Le Cervin est-il africain? Histoire géologique de la formation des Alpes. – *Paysages découverts (GREAT, Lausanne)* 3, 8–40.
- (2001): Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. – Editions Loisirs et Pédagogie (LEP), le Mont-sur-Lausanne.

- MARTHALER, M. & STAMPFLI G.M. (1989): Les Schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté: un ancien prisme d'accrétion issu de la marge active apulienne? – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2, 211–216.
- MASSON, H. (1972): Sur l'origine des cornieules par fracturation hydraulique. – Eclogae. geol. Helv. 65/1, 27–41.
- MAURER, H. (1993): Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps. – Diss. ETH Zürich.
- MAURER, H.R., BURKHARD, M., DEICHMANN, N. & GREEN A.G. (1997): Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. – Terra Nova 9/2, 91–94.
- MEISSER, N. (1990): Etude minéralogique des gîtes métallifères au sud-est d'Ayer (Val d'Anniviers, Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- (1991): Les mines de Grand-Praz et de Gollyre, Val d'Anniviers, Valais. – Minaria Helvetica 11b, 125–137.
- (1992): Quelques paragenèses remarquables de gîtes minéraux des Alpes suisses. – Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 4/2, 35.
- (2003): Le district cobalto-nickélique d'Anniviers-Tourtemagne (Valais, Suisse). – Minaria Helvetica 23b, 57–64.
- MEISSER, N. & ANSERMET, S. (1993): Topographie minéralogique de la Suisse et des pays voisins: description de minéraux rares ou inédits récemment découverts - Partie 1. – Le Cristallier suisse 9/12, 573–608.
- (1994): Topographie minéralogique de la Suisse et des pays voisins: description de minéraux rares ou inédits récemment découverts - Partie 2. – Le Cristallier suisse 10/2, 41–60.
- MEISSER, N., SCHENK, K., BERLEPSCH, P., BRUGGER, J., BONIN, M., CRIDDLE, A.J., THÉLIN, P. & BUSSY, F. (2007): Pizgrischite, $(\text{Cu,Fe})\text{Cu}_{14}\text{PbBi}_{17}\text{S}_{35}$, a new sulfosalt from the Swiss Alps: description, crystal structure and occurrence. – Canadian Mineralogist 45/5, 1229–1245.
- MONTANDON, F. (1943): Les séismes de forte intensité en Suisse. – Revue pour l'étude des calamités 6/20.
- (1950): Chronique sismique du Valais central. – Le Globe 89, 1–13.
- MUMENTHALER, T. (1966): Etude minéralogique de la rive droite de la Navisence entre Ayer et Mottec (Val d'Anniviers). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- NEIPP, S.-A. (1980): Etude géologique et pétrographique du flanc occidental du moyen Turtmanntal (Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M., GLAUSER, M. & SCHAUFELBERGER, F. (1991): First occurrence of alluvial sperrylite in the Swiss Alps: Comparison with other PGM mineralisation of the Alps. – Abstr. 6th Int. Platinum Symp., Perth, Australia, July 8–11.
- PICOT, P. (1973): Etude d'échantillons. – BRGM, Orléans, Rapport de minéralogie 6738/2553 du 13 décembre 1973.
- PICOT, P. & JOHAN, Z. (1977): Atlas des minéraux métalliques. – Mém. BRGM 90.
- PILLOUD, C. & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal, Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- RAHN, M. (1991): Eclogites from Minugrat, Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 71, 415–426.
- REYNARD, E. (1997): Géomorphologie périglaciaire. – Matériaux pour les cours et séminaires (Inst. Géogr. Univ. Lausanne) 30.
- RICHARD, J.-L., BRESSOUD, B., BUTTLER, A., DUCKERT, O. & GALLANDAT, J.-D. (1993): Carte de la végétation de la région Val de Réchy-Sasseneire (objet CPN 3.77, Alpes valaisannes, Suisse). – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 111, 9–40.

- ROUILLER, J.-D. (1994): Avis géologique sur un projet de décharge du Capucin (Commune de St-Luc). – Dép. Trav. Canton Valais, Rapport interne.
- SALAMIN, D. (1989): Géologie des unités penniques du val de Moiry (Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Genève et Lausanne (inédit).
- (SARTORI-)LENGELER, R. (1988): Pétrographie et géologie de la région de Grimentz. Les éclogites du socle de Siviez-Mischabel (val de Moiry et val de Tourtemagne, Valais). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- SARTORI, M. (1987): Structure de la zone du Combin entre les Diablons et Zermatt (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 80/3, 789–814.
- (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse), un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 6.
- SARTORI, M., BUGNON, P.C., FREY, M., GANGUIN, J., MASSON, H., STECK, A. & THÉLIN, P. (1989): Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS: le profil Rawil-Zermatt 9/10/11 octobre 1988. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 69/2, 261–282.
- SARTORI, M., BURRI, M., EPARD, J.-L., MASSON, H. & PASQUIER, J.-B. (en prép.): Feuille 1306 Sion. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 130.
- SARTORI, M. & DELLA VALLE, G. (1986): La minéralisation en nickel et cobalt du Pipjittäli (Turtmanntal, Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 685–703.
- SARTORI, M., GOUFFON, Y. & MARTHALER, M. (2006): Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 363–407.
- SARTORI, M. & MARTHALER, M. (1994): Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie (25 et 26 septembre 1993). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 74, 503–509.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1987): Les schistes oillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 229–256.
- SAVARY, J. & SCHNEIDER, B. (1983): Déformations superposées dans les Schistes lustrés et les Ophiolites du val d'Hérens (Valais). – *Eclogae geol. Helv.* 76/2, 381–389.
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauhwacken durch die Verkarstung von Gips. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 59–90.
- SCHAFER, M. (1994): Ba-Co-Ni-Verzerrungen im Turtmanntal und Geochemie am Omen Roso (Wallis, Schweiz). – *Diss. Univ. Basel*.
- SCHERRER, F. (1893): Arsenkies (Turtmanntal). – *Z. Kristallogr.* 21, 366.
- SCHMID, E. (1988): Géologie des unités de Siviez-Mischabel, Mont-Fort et Tsaté dans la région de St-Martin, Val d'Hérens, Valais, Suisse. – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500 000. – *Matér. Géol. Suisse*.
- SCHMUTZ, L. (1980): Lagerstättenkundliche Untersuchungen an der Pointe de Tsirouc (hinteres Val d'Anniviers). – *Diplomarb. Univ. Basel* (inédit).
- (1984) Mineralbildende Prozesse an einer Erzlagerstätte im Val d'Anniviers (Wallis, Schweiz). – *Diss. Univ. Basel*.
- SCHNEIDER, B. (1982): Etude géologique et pétrographique de la région Evolène-Sasseneire (Val d'Hérens). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine der Schweiz. – *Antiqua (Soc. suisse Préhist. Archéol.)* 22.
- SEWARD, D. & MANCKTELOW, N.S. (1994): Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating. – *Geology* 22/9, 803–806.

- SIGG, J. (1944): Contribution à l'étude pétrographique et minière de la partie inférieure du Val d'Anniviers et plus particulièrement de la région St-Luc-Bella-Tola. – Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech. 21.
- SOOM, M. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen). – Diss. Univ. Bern.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (1987): Le massif du Simplon - Réflexions sur la cinématique des nappes de gneiss. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67/1, 27–45.
- (1990): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603–627.
- (2008): Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indenter. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 515–546.
- STECK, A. & HUNZIKER, J.C. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STUDER, B. (1843): Correspondenz aus Bern. – *N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrefaktenkunde*, 191–196.
- THÉLIN, P. (1987): Nature originelle des gneiss ocellés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* 18/1 (104) (aussi: *Bull. Lab. Géol. etc. Lausanne* 290).
- (1989): Essai de chronologie magmatique-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repère. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 69/2, 193–204.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatique-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 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/Heidelberg.
- TENTHOREY, G. (1989): Etude géomorphologique et hydrologique des terrains périglaciaires du Haut-Val de Réchy (Nax, VS): présentation du projet. – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 107, 59–67.
- (1993): Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux. – Thèse Univ. Fribourg.
- TRUMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland, Part A: an outline.* – Wepf, Basel.
- VANNAY, J.-C. & ALLEMANN, R. (1990): La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). – *Eclogae geol. Helv.* 83/1, 21–39.
- VIREDAZ, P. (1974): Etude géologique du vallon de Réchy. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- (1978): Le Trias de la Motta Biantse. Rapport annuel de thèse. – GEOLEP/EPF Lausanne (inédit).
- (1979,1980): Rapports annuels de thèse. – GEOLEP/EPF Lausanne (inédit).
- (1986): Levé géologique préliminaire la Liène – glacier Durand. – Rapport FNRS, PNR 20 (inédit).

- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 47 (1922), 3–63.
- WEIDMANN, M. (1973): Sur quelques récentes découvertes de fossiles en Valais. – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 90, 27–34 (aussi. Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 213, 1974).
- WINISTORFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 94, 3–72.
- WOODTLI, R., JAFFÉ, F., VON RAUMER J. & DELLA VALLE G. (1985): Rapport final du projet Uromine. – Inst. Minéral. Univ. Lausanne (inédit).
- WOODTLI, R., JAFFÉ, F., VON RAUMER J. & DELLA VALLE G. (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine. – Mat. Géol. Suisse, Sér. géotech. 72.
- WÜLSER, P.-A., MEISSER, N., BRUGGER, J., SCHENK, K., ANSERMET, S., BONIN, M. & BUSSY, F. (2005): Cleusonite, $(\text{Pb}, \text{Sr})(\text{U}^{4+}, \text{U}^{6+})(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_{18}(\text{O}, \text{OH})_{38}$, a new mineral species of the crichtonite group from the western Swiss Alps. – Eur. J. Mineral. 17/6, 933–942.
- WUST, G.H. & SILVERBERG, D.S. (1989): Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/2, 251–259.
- ZIMMERMANN, M. (1948): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (les Diablons – Garde de Bordon). – Eclogae geol. Helv. 48/1, 149–243.
- ZINGG, M.A. (1989a): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins. – Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. 69, 130.
- (1989b): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins und seiner Vererzungen (Wallis, Schweiz). – Diss. ETH Zürich.

CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

(avec base topographique)

Carte géologique de la Suisse 1:500 000 (2005)

Carte tectonique de la Suisse 1:500 000 (2005)

Carte géologique de la Suisse 1:200 000

Flle 6 Sion, par P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

Flle XVII Vevey–Sion, par E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER & H. GERLACH, 1883.

Flle XVIII Brieg–Airolo, par E. V. FELLEBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Flle XXII Martigny–Aoste, par H. GERLACH, 1870.

Flle XXIII Domo d'Ossola – Arona, par H. GERLACH, 1882.

Atlas géologique de la Suisse 1:25 000

N° 35 St-Léonard (CN 1286), par H. BADOUX, E. G. BONNARD, M. BURRI & A. VISCHER, 1959.

N° 43 Randa (CN 1328), par P. BEARTH, 1964.

N° 71 St. Niklaus (CN 1308), par P. BEARTH, 1978.

N° 111 Sierre (CN 1287), par J. H. GABUS, M. WEIDMANN, P.-C. BUGNON, M. BURRI, M. SARTORI & M. MARTHALER, 2008.

Cartes géologiques spéciales

N° 52 Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1:50 000, par E. ARGAND, 1908.

N° 60 Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, 1:50 000, par M. LUGEON, 1910.

N° 123 Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale, 1:100 000, par A. STECK, B. BIGIOGGERO, G. V. DAL PIAZ, A. ESCHER, G. MARTINOTTI & H. MASSON, 1999.

Carte géologique de la France 1:250 000

Flle 25 Thonon-les-Bains, par P. BROQUET, M. GIDON & G. MONJUVENT, 1987.

Carte des matières premières minérales de la Suisse 1:200 000

Flle 2 Valais – Oberland bernois, par D. CAVALLI, E. G. HALDEMANN, R. KÜNDIG, D. REBER, J.-D. ROULLIER & M. SCHAFER, 1998. – Commission Géotechnique Suisse.

Autre carte

H HERMANN, F. W. (1913): Carte géologique des massifs Rocs de Boudri – Sasseneire – Becs de Bosson 1:50 000. Levés géologiques 1909–1910. In: HERMANN, F. W.: Recherches géologiques dans la partie septentrionale des Alpes pennines (massifs Rocs de Boudri – Bella Tola et Sasseneire – Becs de Bosson). – Rey, Lyon.

Bases topographiques

1286–1288	} Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000
1306–1308	
1326–1328	

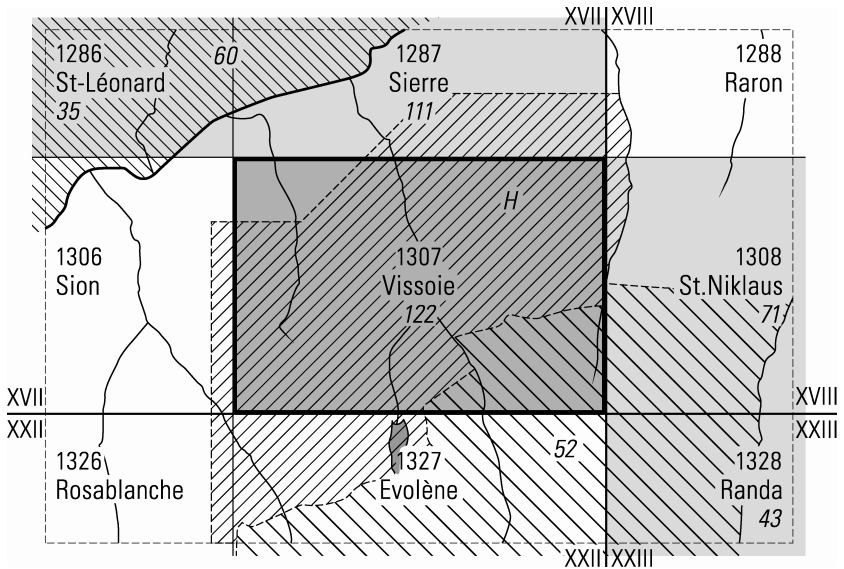


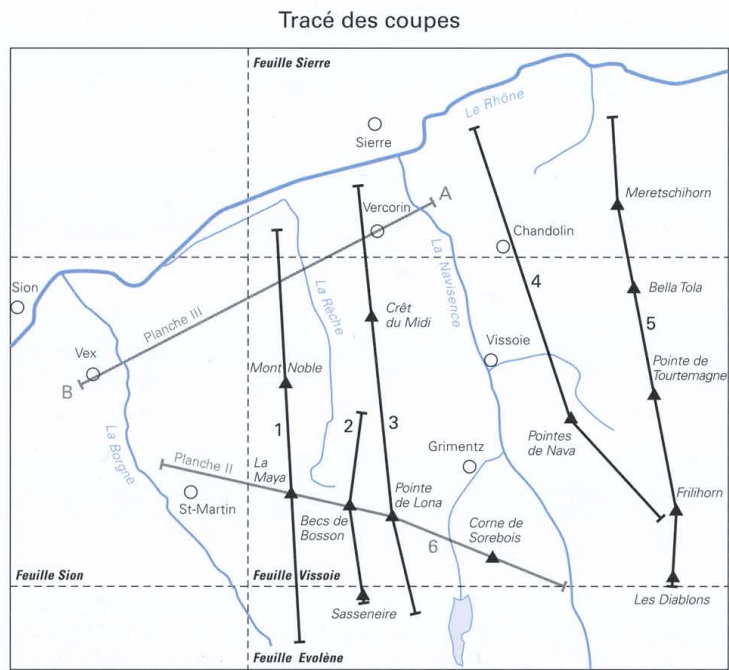
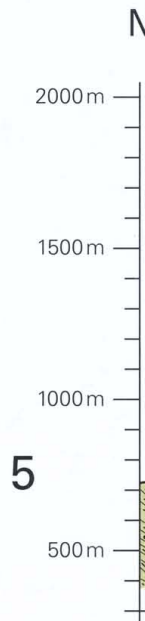
Fig. 1: Répartition des cartes géologiques publiées avec fond topographique.

ANNEXES

- Planche I: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Vissoie (I)
- Planche II: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Vissoie (II)
- Planche III: Coupe géologique à travers la région des feuilles Sion, Sierre et Vissoie
- Planche IV: Panorama géologique du haut Val d'Anniviers

Michel Marthaler, Mario Sartori et Arthur Escher
avec la contribution de Marc Weidmann (feuille Sierre)

Echelle 1:25 000



Nappe de la Dent Blanche

honneurs rubanés

Nappe du Tsaté

Juras.-Crétacé

Schistes, calcschistes gréséo-phylliteux, marbres à patine rousse

Prasinites, métabasaltés océaniques

Serpentinites

Brèches, marbres, dolomies, c

Nappe des Cimes Blanches

Jurassique		Dolomies, marbres, brèches
		Cornieules
		Quartzites

- - - - - Faïlle
 - - - - - Zone de cisaillement post-nappe (z.c.)
 - - - - - Limite de nappes
 - - - - - Limite de nappes dans le Penninic supérieur
 S₃ Schistosité de phase 3
 S₂ Schistosité de phase 2
 S₁ Schistosité de phase 1

○ Intersection avec une autre coupe
 (AB: voir planche III, 4: voir planche II)

Nappe de Siviez-Mischabel

Trias-Eocène		Alternance de schistes noirs et de calcaestriches gréseux à blocs (flysch)
		Marbres, dolomies (et cornièules en flanc inverse)
		Gypse, cornièules
Permien		Formation du Bruneggioch: quartzites
		Gneiss albitique (métarhyolite)
		Gneiss ocellé de Randa
		Formation du Col de Chassouire
Camb. ?		Formation du Distulberg
		Formation de Lirec
Prétriéz ?		Formation de l'Adlerflüe
		Ensemble de l'Ergischhorn

 Gypse, corneules

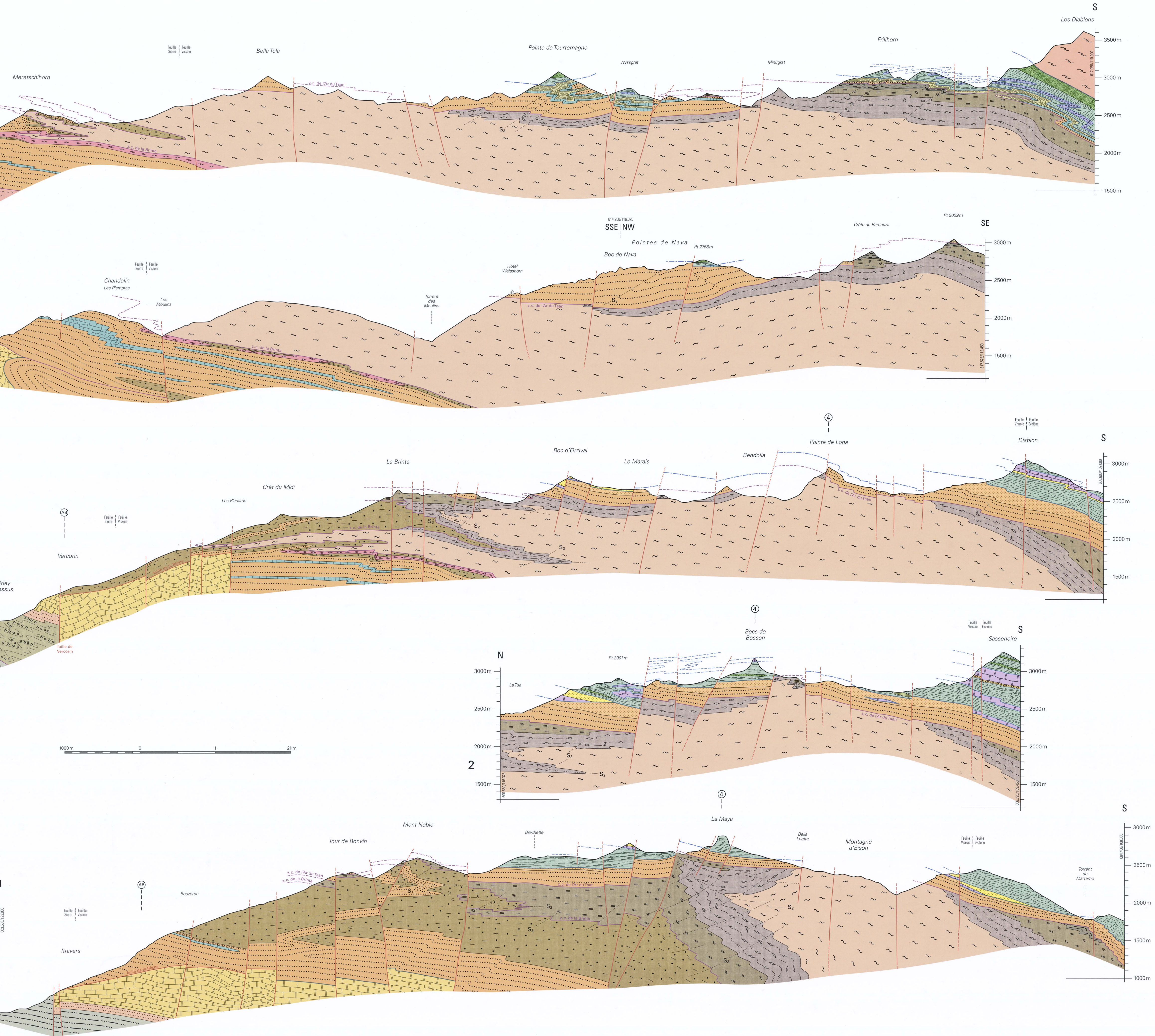
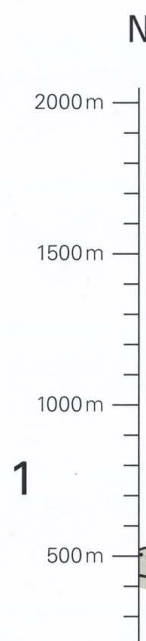
	Formations de St-Triphon et de Champcella: marbres, dolomies
	Formation du Bruneggjoch: quartzites
	Paragneiss quartzeux, micaschistes, quartzites chloriteux, métaconglomérats
	Schistes noirs, métagrès, métaconglomérats, anthracite

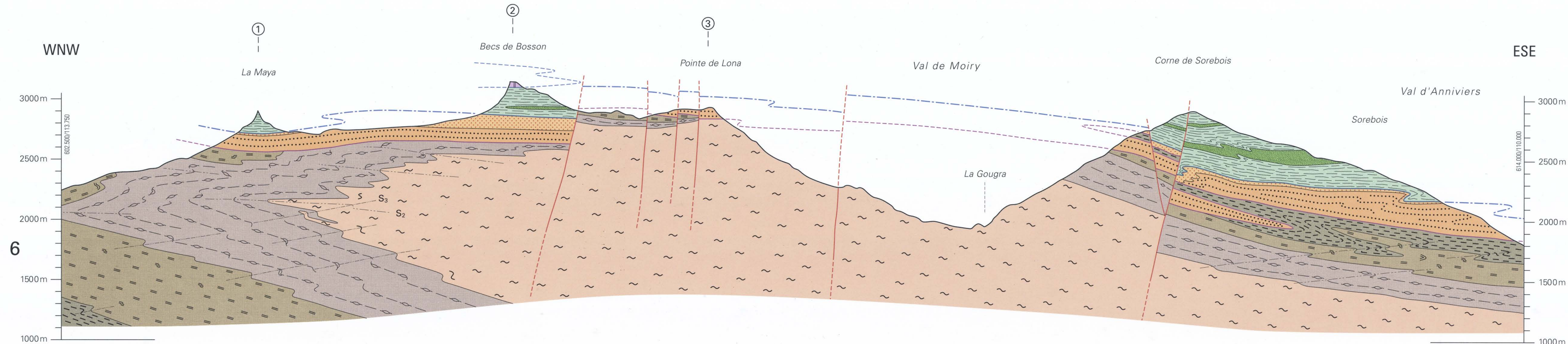
Zone de Sion-Courmayeur

Mélange de la Pierre Avoi: schistes, calcschistes et brèches; avec blocs et mégablocs de:

- Gypse et cornieules
- Dolomies et marbres
- Quartzites
- Schistes noirs

Couches de St-Christophe





Pennique supérieur

Nappe du Tsaté

- Juras.-Crétacé Schistes, calcschistes grésophylliteux, marbres à patine rousse
- Prasinites, metabasites océaniques

Nappe des Cimes Blanches

- Trias.-Juras. Dolomies, marbres, brèches

Pennique moyen

Nappe de Siviez-Mischabel

- Couverture permo-triasique
- Trias Gypse, cornieules
- Formation du Bruneggjoch: quartzites

Socle antépermien

- Protéroz. ? Formation du Distulberg
- Cambr. ? Formation de Lirec
- Formation de l'Adlerflüe
- Ensemble de l'Ergischhorn



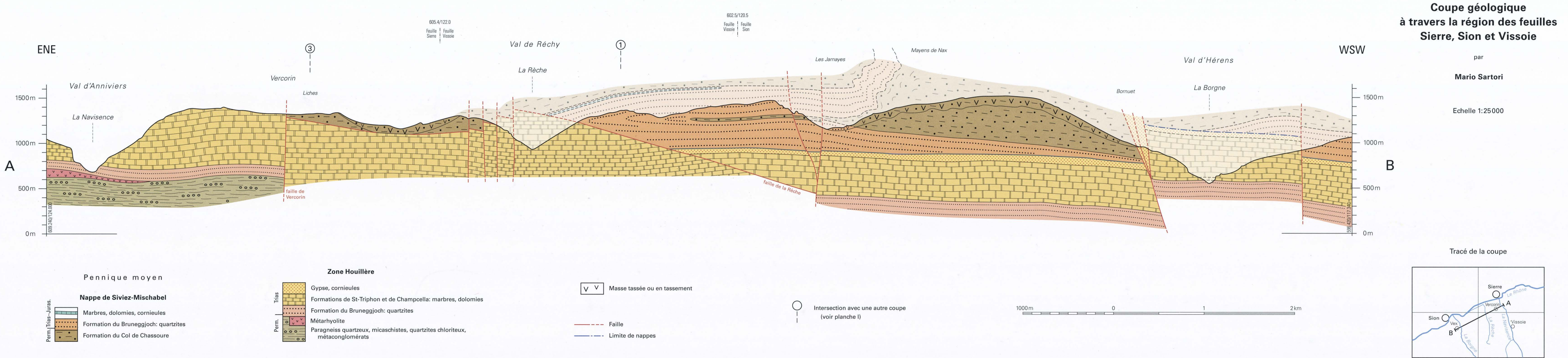
- Faille
- Zone de cisaillement post-nappe
- Limite de nappes
- Limite de nappes dans le Pennique supérieur

- S₃ Schistosité de phase 3
- S₂ Schistosité de phase 2
- Intersection avec une autre coupe (voir planche I)

Coupes géologiques à travers la région de la feuille Vissoie (II)

par Michel Marthaler, Mario Sartori et Arthur Escher

Tracé de la coupe: voir planche I



**Panorama géologique
du haut Val d'Anniviers**

Vue de la table d'orientation du Roc d'Orzival
(Pt 2816 m, coord. 607.360/115.925)

par

Mario Sartori

Roches principales	Unité tectonique	Ensemble paléogéographique
 Gneiss, métagranites	Nappe de la Dent Blanche	Continent adriatique
 Schistes et calcschistes grésophylliteux, marbres («Schistes lustrés»)	Nappe du Tsaté	Prisme d'accrétion de l'océan piémontais
 Serpentinites		
 Ophiolites: prasinites, metabasaltes, métagabbros	Nappes du Frilhorn et des Cimes Blanches	Marge briançonnaise
 Marbres, dolomies	Nappe de Siviez-Mischabel	«Terrain» briançonnais
 Série du Barrhorn: marbres et dolomies		
 Cornieules et gypse		
 Formation du Bruneggjoch: quartzites		
 Formations de Lirec et du Distulberg: gneiss rubanés, micaschistes, amphibolites		
 Ensemble de l'Ergischhorn et Formation de l'Adlerflüe: gneiss, micaschistes		

