



Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1306 Sion

Notice explicative

par
MARIO SARTORI et JEAN-LUC EPARD

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

130

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1306 Sion

Notice explicative

22 figures et 3 planches hors texte

par
MARIO SARTORI et JEAN-LUC EPARD

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

crealp Centre de recherche sur l'environnement alpin
Zentrum für alpine Umweltforschung
Research center on alpine environment

Office fédéral de topographie swisstopo

Recommandation pour la citation en bibliographie

Carte:

SARTORI, M., BURRI, M., EPARD, J.-L., MASSON, H. & PASQUIER, J.-B. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 130.

Notice explicative:

SARTORI, M., & EPARD, J.-L. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. 130.

Illustrations de couverture

Jaquette:

Affleurement de Couches de St-Christophe près de Champlan (594.300/121.465, 645 m). Bien que ces roches aient été replissées isoclinalement, faillées et métamorphisées dans le faciès schiste vert, on reconnaît nettement l'alternance de grès calcaires et de pélites noires qui caractérise ce flysch. Il constitue le volume principal de la zone de Sion-Courmayeur dans la région de Sion. Son âge est supposé crétacé tardif. La largeur de la photo couvre une distance d'environ 1 m. Photo M. Sartori, 2009.

Notice explicative:

Lame mince de micaschiste oillée à porphyroblastes d'albite de la Formation de l'Adlerflüe vue au microscope en lumière polarisée. La largeur de la photo représente environ 1,5 mm. On reconnaît une alternance de fins rubans de mica blanc (phengite, minéraux en lamelles apparaissant en bleu et violet), et de fins niveaux de quartz et de feldspath (albite) formant une mosaïque de cristaux blancs, gris et noirs. Ces minéraux appartiennent à une paragenèse métamorphique de faciès schiste vert qui définit la schistosité principale de la roche. La texture oillée typique observée dans cette formation n'est pas illustrée sur cette image. Provenance: Zitiau (Trogne), 602.200/112.680, 1900 m. Photo M. Sartori, 2011.

Editeur

© 2011, 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 978-3-302-40043-3

TABLE DES MATIÈRES

Préface	4
Résumé / Zusammenfassung / Riassunto / Abstract	5
Introduction	10
Stratigraphie	14
Helvétique	14
Introduction	14
Nappes de Morcles et d'Ardon	14
Ensemble des nappes Diablerets-Wildhorn	17
Nappe des Diablerets	17
Nappe du Mont Gond	18
Nappe du Sublage	19
Ultrahelvétique	22
Nappe de la Plaine Morte	22
Pennique	22
Pennique inférieur	22
Zone de Sion-Courmayeur	22
Pennique moyen	28
Zone Houillère	28
Nappe de Siviez-Mischabel	35
Nappe du Mont Fort	50
Pennique supérieur	53
Nappe du Tsaté	53
Quaternaire	54
Pléistocène	54
Holocène	56
Instabilités de versant	56
Tectonique et métamorphisme	71
Evénements tectono-métamorphiques	71
Description des unités et structures tectoniques	74
Nappes helvétiques	74
Nappes penniques	77
Décrochements de la ligne du Rhône-Simplon	90
Sismicité	96
Structures néotectoniques	98
Matières minérales exploitables	98
Indices de minéralisations	103
Hydrogéologie	103
Archéologie	105
Bibliographie	108
Cartes géologiques publiées	117
Annexes	120

PRÉFACE

La publication de la feuille Sion de l'Atlas géologique de la Suisse complète la mise à disposition d'une couverture géologique continue au 1:25 000 de la vallée du Rhône, de Sierre au Léman. La réalisation de cette feuille est grandement redevable à son auteur principal et coordinateur, le Dr Mario Sartori, qui en a cartographié une surface importante et qui en a réalisé la saisie informatique.

Dans le cadre de la Convention établie en 1993 entre le Service hydrologique et géologique national (SHGN), actuellement Service géologique national (SGN) de l'Office fédéral de topographie swisstopo, et le Centre de recherches scientifiques fondamentales et appliquées de Sion (CRSFA), aujourd'hui Centre de recherche sur l'environnement alpin de Sion (CREALP), ce dernier a pris à sa charge les travaux de lever et de coordination assurés par M. Mario Sartori (voir carte des auteurs). Les levés de terrain réalisés par MM. les Prof. Marcel Burri, Jean-Luc Epard et Henri Masson et par M. le Dr Jean-Bruno Pasquier l'ont été à titre de mandataires ou de collaborateurs externes du SGN.

La réalisation de la feuille Sion a été un test de mise en œuvre et un support pour le développement par le CREALP, en collaboration avec le SGN, de la «méthode Sion» et du logiciel ToolMap, permettant de modéliser, de vectoriser et d'exporter l'information géologique sous forme de système d'information géographique (SIG). Le caractère de projet pilote dans l'utilisation de nouveaux outils informatiques, et dans la mise en pratique d'une nouvelle approche pour la saisie et le stockage de l'information géologique, expliquent le temps pris pour l'élaboration de la feuille Sion. Elle est la première feuille de l'Atlas à être conçue et réalisée comme application SIG et à fournir simultanément un document analogique de qualité.

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 le Prof. N. Mancktelow. MM. les Prof. J.-H. Gabus et M. Marthaler ont également contribué à ce contrôle de qualité.

Le SGN exprime sa reconnaissance à tous les auteurs de la feuille Sion pour le remarquable travail accompli et remercie toutes les personnes qui ont contribué, à un titre ou à un autre, à la réalisation de cette carte et du SIG qui la soutient.

Septembre 2011

Office fédéral de topographie swisstopo
Service géologique national

RÉSUMÉ

Dans la région de Sion, la vallée du Rhône est taillée aux dépens du contact entre unités helvétiques et penniques. Dans le détail toutefois, c'est la présence de failles formant un accident tectonique décrochant, la ligne du Rhône-Simplon, qui détermine la morphologie de la vallée. Cette structure «récente» est également à l'origine de la sismicité marquée du Valais central.

Sur cette feuille, le bâti helvétique et ultrahelvétique est constitué de six nappes superposées formées essentiellement de calcaires, de marnes et de flysch d'âge triasique à oligocène. Ces nappes sont affectées par un plongement axial vers l'est d'environ 35° et plongent fortement vers le sud suite au soulèvement des massifs externes.

La zone de Sion-Courmayeur appartient au domaine tectonique pennique inférieur. Elle traverse la vallée du Rhône du sud-ouest au nord-est de la feuille en étant fortement affectée par les failles de la ligne du Rhône-Simplon. Elle comporte un flysch fin et une unité chaotique contenant des blocs et écaillés de grande dimension dans laquelle sont taillées les collines de Valère et de Tourbillon.

Les unités du Pennique moyen occupent l'essentiel de la feuille au sud du Rhône. La zone Houillère forme un épais coussin de grès et de schistes d'âge carbonifère à permien au pied du versant. Sa couverture sédimentaire triasique comprend des quartzites, des calcaires et des dolomies. Des mines d'antracite ont été exploitées dans les assises carbonifères jusqu'en 1946. Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort comportent chacune un noyau gneissique d'âge protérozoïque à paléozoïque précoce, une épaisse série détritique permienne et des quartzites triasiques. La série d'âge paléozoïque est remarquable par son caractère stratiforme. Des minéralisations en cuivre, zinc, plomb et argent ont été exploitées dans ces unités et des indices d'or et d'uranium y ont été reconnus.

Une mince bande de calcschistes est replissée dans les unités précédentes près du bord sud de la feuille. Elle appartient aux unités penniques supérieures qui forment d'épaisses assises de flysch plus au sud.

Les déformations alpines sont très importantes dans les roches de cette région. Les structures synschisteuses concernent toutes les nappes. Les transformations métamorphiques ont eu lieu dans les conditions épizonales pour les unités penniques et anchizonales pour les unités helvétiques et ultrahelvétiques. Des déformations transversales et longitudinales à la chaîne ont affecté les unités penniques dans un contexte métamorphique rétrograde.

Les terrains superficiels comprennent principalement les dépôts morainiques déposés durant le dernier maximum glaciaire et les stades de retrait des glaciers latéraux. La vallée du Rhône comporte un remplissage sédimentaire lacustre cacheté par des dépôts de plaine alluviale et par les cônes d'alluvions issus des vallées latérales.

Au sud du Rhône, les flancs des vallées latérales sont largement affectés par des instabilités de versant profondes, développées en particulier dans les schistes sériciteux d'âge permien.

ZUSAMMENFASSUNG

In der Gegend von Sion verläuft der Kontakt zwischen den helvetischen und penninischen Einheiten durch das Rhonetal. Im regionalen Kontext zeigt sich dies in Brüchen einer transversalen Störungszone, der Rhone-Simplon-Linie, welche die Talmorphologie bestimmt. Diese «rezente» Struktur ist gleichermassen Ursache der markanten Seismizität des zentralen Wallis.

Im Gebiet des vorliegenden Atlasblattes wird das Helvetikum und Ultrahelvetikum von sechs übereinander liegenden Decken gebildet, die im Wesentlichen aus Kalken, Mergeln und Flyschgesteinen triassischen bis oligozänen Alters bestehen. Die Decken besitzen ein Axialgefälle von etwa 35° gegen Osten und fallen infolge der Hebung der Externmassive steil gegen Süden ein.

Die Zone Sion-Courmayeur gehört dem Unterpenninikum an. Sie quert das Rhonetal von Südwesten nach Nordosten und ist zudem stark von den Brüchen der Rhone-Simplon-Linie betroffen. Sie besteht aus feinkörnigem Flysch sowie einer chaotischen Einheit aus Blöcken und grossmassstäblichen Schuppen, welche die Hügel von Valère und Tourbillon aufbauen.

Mittelpenninische Einheiten beherrschen das Gebiet südlich der Rhone. Die Zone Houillère bildet einen mächtigen Schichtstapel aus Sandsteinen und Schieferen des Perms und Karbons am Fuss des Berghangs. Ihre triassische Sedimentbedeckung besteht aus Quarziten, Kalken und Dolomiten. Anthrazitminen wurden innerhalb der Karbonabfolge bis 1946 ausgebeutet. Die Siviez-Mischabel-Decke und die Mont-Fort-Decke setzen sich jeweils aus einem proterozoisch-frühpaläozoischen Gneiskern, einer mächtigen permischen detritischen Schichtfolge sowie triassischen Quarziten zusammen. Die paläozoische Gesteinsabfolge ist aufgrund der sehr gut erhaltenen Schichtung bemerkenswert. In diesen Einheiten wurden Kupfer, Zink, Blei und Silber abgebaut, ausserdem wurden Anzeichen von Gold und Uran erkannt.

Ein dünnes Kalkschieferband ist in der Nähe des Südrands des Blattes in die vorangegangenen Einheiten eingefaltet. Die Kalkschiefer gehören zu den oberpenninischen Einheiten, welche die mächtige Flyschabfolge weiter südlich aufbauen.

Alpine Deformationen sind für die Gesteine in dieser Region von besonderer Bedeutung. Eine penetrative Schieferung betrifft alle Decken gleichermassen. Der Metamorphosegrad erreichte in den penninischen Einheiten epizonale Bedingungen, während in den helvetischen und ultrahelvetischen Einheiten anchizonale Bedingungen erreicht wurden. Die Deformationen quer und längs zu den Strukturen haben die penninischen Einheiten retrograd metamorph überprägt.

Die oberflächennahen Lockergesteine bestehen hauptsächlich aus Moräne, die während des letzteiszeitlichen Maximalstands und verschiedener Rückzugsstadien vor allem der seitlichen Gletscher gebildet wurden. Das Tal der Rhone besitzt eine Füllung aus lakustrischen Sedimenten, die von alluvialen Ablagerungen der Talebene und alluvialen Schuttkegeln aus den Seitentälern überdeckt wurde.

Südlich der Rhone sind die Flanken der Seitentäler verbreitet von tiefgründigen Hanginstabilitäten betroffen, die vor allem an permische Serizitschiefer gebunden sind.

RIASSUNTO

La valle del Rodano è incisa nella regione di Sion lungo il contatto tra le unità elvetiche e pennidiche. Nel dettaglio tuttavia, è la presenza della linea del Rodano-Sempione, un incidente tettonico maggiore costituito da faglie, che determina la morfologia della valle. Questa struttura «recente» è anche all'origine della sismicità marcata dal Vallese centrale.

Su questo foglio, l'edificio elvetico-ultraelvetico è composto da sei falde sovrapposte formate essenzialmente da calcari, marne e flysch d'età triassica a oligocenica. Queste falde sono deformate da una piega con una giacitura assiale di circa 35° verso l'est e una pendenza importante verso sud dovuta al sollevamento dei massicci esterni.

La zona di Sion-Courmayeur appartiene al dominio tettonico pennidico inferiore. Essendo fortemente interessata dalle faglie della linea del Rodano-Sempione, essa attraversa la valle del Rodano da sud-ovest verso nord-est. Questa zona è costituita da un flysch fine e un'unità caotica contenente dei blocchi e scaglie di grande dimensione nella quale sono intagliate le colline di Valère e Tourbillon.

Le unità del pennidico medio occupano la parte essenziale del foglio a sud del Rodano. La «zone Houillère» forma uno spesso cuscino di arenarie e scisti d'età carbonifera a permiana alla base del versante. La sua copertura sedimentaria triassica comprende delle quarziti, dei calcari e delle dolomie. Nelle assise carbonifere, le cave per l'estrazione dell'antracite sono state in uso fino al 1946. Le falde di Siviez-Mischabel e del Mont Fort comportano ciascuna un nucleo gneissico d'età proterozoica a paleozoica precoce, una spessa serie detritica permiana e delle quarziti triassiche. La serie d'età paleozoica è notevole per il suo carattere stratiforme. In queste unità sono state sfruttate delle mineralizzazioni di rame, zinco, piombo e argento e vi sono state identificate anche delle tracce d'oro e d'uranio.

Uno strato sottile di scisti calcarei è ripiegato nelle unità precedenti verso il bordo meridionale del foglio. Esso appartiene alle unità pennidiche superiori che formano delle spesse assise di flysch più a sud.

Le deformazioni alpine sono molto marcate nelle rocce di questa regione. Le strutture sincistose concernono tutte le falde. Le trasformazioni metamorfiche si

sono sviluppate in condizioni epizonali per le unità pennidiche e anchizonali per le unità elvetiche e ultraelvetiche. Delle deformazioni longitudinali e trasversali alla catena hanno colpito le unità pennidiche in un contesto metamorfico retrogrado.

Le formazioni superficiali comprendono principalmente i depositi morenici depositati durante l'ultimo massimo glaciale e i diversi stadi di ritiro dei ghiacciai laterali. La valle del Rodano comporta un riempimento sedimentario lacustre sigillato da depositi di pianura alluvionale e dai coni di deiezione generati dalle valli laterali.

A sud del Rodano, i fianchi delle valli laterali sono ampiamente colpiti da profonde instabilità di versante sviluppate in particolare negli scisti d'età permiana.

ABSTRACT

In the area of Sion, the Rhone Valley is shaped mainly according to the contact between the Helvetic and Penninic units. In detail, the presence of a strike-slip fault system, the Rhone-Simplon line, determines the morphology of the valley. This "recent" structure is also the source of pronounced seismic activity in central Valais.

The Atlas sheet shows the Helvetic and Ultrahelvetic basement as six stacked nappes primarily composed of limestone, marl and flysch of Triassic to Oligocene age. These nappes are affected by an axial plunge of about 35° towards the east and dip steeply towards the south as a result of uplift of the external massifs.

The Sion-Courmayeur zone belongs to the Lower Penninic tectonic domain. On the map sheet, it crosses the Rhone Valley from southwest to northeast while being strongly affected by the faults of the Rhône-Simplon line. It comprises fine-grained flysch and a chaotic unit containing large blocks and slabs, into which the hills of Valère and Tourbillon are sculpted.

South of the Rhone River, the Middle Penninic units occupy the majority of the map sheet. At the foot of the slope, the Houillère zone forms a thick pillow of sandstones and schists of Carboniferous to Permian age. Its Triassic sedimentary cover comprises quartzite, limestone and dolomite. Until 1946 the Carboniferous layers were exploited for anthracite mining. The nappes of Siviez-Mischabel and Mont Fort each contain a gneissic core of Proterozoic to Early Paleozoic age, a thick Permian detrital series and Triassic quartzites. The Paleozoic series has a remarkable stratiform character. Mineralisations of copper, zinc, lead and silver were exploited in these units, and traces of gold and uranium were identified there.

Near the southern boundary of the Atlas sheet, a thin band of calcareous schist is refolded in the preceding units. It belongs to the Upper Penninic units, which form thick basal layers of flysch further south.

Alpine deformation is significant in the rocks of this region. Synchronic structures are developed in all the nappes. Metamorphic transformations occurred under epizonal conditions in the Penninic units and anchizonal in the Helvetic and Ultrahelvetic units. Deformations transverse and longitudinal to the chain affected the Penninic units in a retrograde metamorphic context.

The superficial deposits mainly comprise till deposited during the last glacial maximum and the stages of lateral glacial retreat. The Rhone Valley is filled with lake sediments overlain by alluvial plain deposits and alluvial cones originating from the lateral valleys. South of the Rhone River, the walls of the lateral valleys contain major slope instabilities, which were developed particularly within the sericitic schists of Permian age.

INTRODUCTION

Contexte géographique

Le territoire de la feuille Sion, situé au cœur du Valais central, est traversé par la vallée du Rhône qui forme une profonde entaille longitudinale dans la topographie des Alpes nord-occidentales. Au nord du fleuve, les vallées latérales de la Morge et de la Lizerne sont étroites et encaissées. Au sud, le val d'Hérens et le val de Nendaz sont plus ouverts et drainent un relief plus arrondi. Dans la région de Sion, un paysage de collines allongées caractérise le bord septentrional de la vallée du Rhône.

Historique de la recherche

La description géologique de cette partie du Valais central a véritablement débuté avec GERLACH (1869) qui en a cartographié les grands traits. LUGEON (1914–1918) a déchiffré la structure en nappes des unités helvétiques. Dans la foulée des travaux d'ARGAND (1909), DIAS (1920) et surtout WEGMANN (1923) ont décrit la lithostratigraphie et la structure des unités penniques dans le val d'Hérens. L'exploitation du charbon dans la région de Sion a fourni de nombreuses données sur la zone Houillère. Elles ont été synthétisées notamment par CHRIST (1925) et LOMBARD (1949). Les travaux de thèse de VALLET (1950), CALAME (1954), BURRI (1958) et SCHAER (1959) ont fourni des cartes géologiques et des descriptions très précises des unités penniques. BADOUX, pour la partie helvétique, et BURRI, pour la partie pennique, ont donné une première carte détaillée de la rive droite du Rhône dans la région de Sion dans un appendice à la feuille N° 35 St-Léonard (1959). Une nouvelle génération de travaux de recherche a été initiée dans les années 1970, pour la partie pennique par ESCHER (1988), et pour la partie helvétique par H. Masson. Les dépôts glaciaires ont fait l'objet de travaux détaillés, dans le val d'Hérens principalement, et d'une synthèse par WINISTORFER (1977). L'étude du remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône a progressé grâce aux études géophysiques de sismique réflexion (BESSON et al. 1992, PUGIN et al. 1997) et de gravimétrie (ROSSELLI & OLIVIER 2003). Toutes ces recherches ont été le point de départ du levé géologique détaillé au 1:10 000 entrepris par les auteurs de la carte de 1992 à 2002. En 1995, M. Burri a décrit les unités de la zone de Sion-Courmayeur entre Sion et Sierre dans un document inédit déposé au Service géologique national (BURRI 1997). Quelques éléments de cette synthèse ont été résumés dans la description des unités lithologiques.

Contexte géologique

Sur cette feuille, le bâti helvétique et ultrahelvétique est constitué de six nappes superposées formées essentiellement de calcaires, de marnes et de flysch

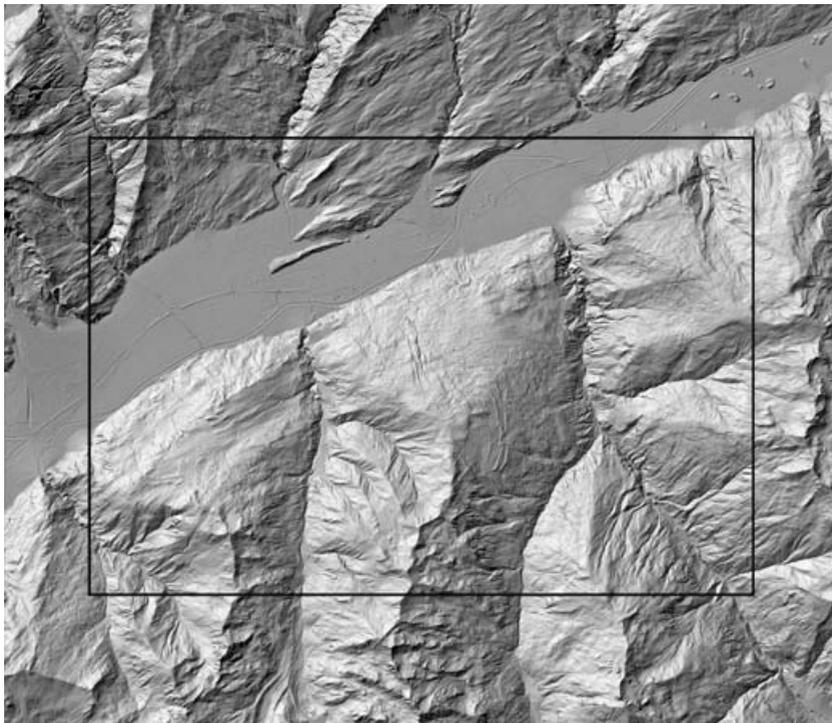


Fig. 1: Modèle numérique de terrain avec délimitation de la région de la feuille Sion.

d'âges triasique à oligocène. Ces nappes sont affectées par un plongement axial vers l'est d'environ 35° et plongent fortement vers le sud suite au soulèvement des massifs externes. La morphologie de la rive droite du Rhône entre Vétroz et Ardon est marquée par l'affleurement en pente structurale de cinq dalles de calcaires massifs du Malm superposées.

La vallée du Rhône est entaillée grossièrement aux dépens du contact tectonique entre unités helvétiques et penniques. Dans le détail toutefois, c'est la présence de failles formant un accident tectonique décrochant, la ligne du Rhône-Simplon, qui détermine la morphologie de la vallée. Cette structure «récente» est également à l'origine de la sismicité marquée du Valais central. De nombreuses failles décrochantes en relais d'échelle kilométrique composent cet accident. Elles sont en partie masquées par le remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône.

La zone de Sion-Courmayeur appartient au domaine tectonique pennique inférieur. Elle traverse la vallée du Rhône du sud-ouest au nord-est de la feuille en étant fortement affectée par les failles de la ligne du Rhône-Simplon. Elle comporte un flysch fin et une unité chaotique contenant des blocs et écaillés de grande dimension dans laquelle sont taillées les collines de Valère et de Tourbillon. Cet olistostrome est daté de l'Eocène moyen (partie tardive) à l'Oligocène précoce (?).

Les unités du Pennique moyen occupent l'essentiel de la feuille au sud du Rhône. La zone Houillère forme un épais coussin de grès et de schistes d'âge carbonifère et permien au pied du versant. Elle est dédoublée structuralement. Des mines d'anthracite ont été exploitées dans les assises carbonifères jusqu'en 1946. La couverture sédimentaire triasique de la zone Houillère comprend des quartzites, des calcaires, des dolomies et un niveau de gypse. Ce dernier est considéré comme l'horizon de décollement de la nappe des Préalpes médianes plastiques. Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort comportent chacune un noyau gneissique d'âge protérozoïque à paléozoïque précoce, une épaisse série détritique permienne et des quartzites triasiques. La série d'âge paléozoïque est remarquable par son caractère stratiforme et l'épaisse série permienne révèle de rapides variations latérales de faciès clastiques et volcaniques. Des minéralisations en cuivre, zinc, plomb et argent ont été exploitées dans ces unités et des indices d'or et d'uranium y ont été reconnus. La couverture mésozoïque et cénozoïque de ces nappes est réduite à un tégument comprenant des quartzites et des gypses triasiques. Ces derniers constituent l'horizon de décollement des Préalpes médianes rigides.

Une mince bande de calcschistes d'âge présumé crétacé est replissée dans la nappe du Mont Fort près du bord sud de la feuille. Elle appartient aux unités penniques supérieures qui forment d'épaisses assises de flysch plus au sud.

Contexte technique

Le levé géologique de cette feuille n'a pas bénéficié de l'apport de données telles que les orthophotos et le modèle d'altitude de précision. La mise à disposition progressive de ces documents a eu lieu durant les phases d'établissement de la minute et de corrections. Il en a été tenu compte dans la limite des moyens. La cohérence des contours avec ces données numériques n'est donc que partielle.

La feuille Sion a constitué un projet pilote pour l'intégration des techniques SIG dans le processus de gestion de l'information géologique. La carte interprétative du substratum rocheux au 1:25 000 a été produite. La minute a été réalisée de manière informatique par l'un des auteurs (M.S.) selon une méthodologie développée dans le cadre d'une collaboration entre le Centre de recherche sur l'environnement alpin de Sion (CREALP) et le Service géologique national (swisstopo). La «méthode Sion» et le logiciel open-source «ToolMap2» constituent avec le «modèle de donnée géologique» un standard de production des données géologiques sous forme vectorielle et analogique.

Remerciements

De nombreuses personnes ont contribué à la réalisation de ce projet du point de vue scientifique, administratif et technique. Les auteurs remercient en particulier le rédacteur de la carte L. Jemelin, ainsi que A. Baumeler, C. Beer, M. Burri, F. Bussy, P. Curdy, S. Dall’Agnolo, A. Escher, C. Emmenegger, Y. Gouffon, J.-M. Jaquet, P. Kindler, A. Kühni, F. Mariéthoz, M. Marthaler, H. Masson, D. Mercier, C. Mettraux, A. Möri, M. Mottet, P. Ornstein, J.-B. Pasquier, F. Philipossian, J.-M. Rey, J.-D. Rouiller, J. Savary, L. Schreiber, P. Thélin, R. Trüssel, M. Weidmann et W. Wildi.

STRATIGRAPHIE

HELVÉTIQUE

(par Jean-Luc Epard)

Introduction

Les nappes helvétiques occupent l'angle nord-ouest de la feuille Sion, en rive droite du Rhône entre les vallées de la Lizerne et de la Sionne. La description stratigraphique de ces unités a été regroupée pour les nappes de Morcles et d'Ardon.

NAPPES DE MORCLES ET D'ARDON

La nappe de Morcles comprend des terrains allant du Trias au Tertiaire. Seule la partie la plus interne et supérieure du flanc normal de cette nappe affleure sur la feuille Sion, dans la profonde vallée de la Lizerne. Cette nappe se rattache à la partie externe du massif du Mont Blanc. La nappe d'Ardon (MASSON 1980) est constituée uniquement de terrains du Crétacé et correspond à une série sédimentaire décollée de la couverture jurassique de la partie interne du massif du Mont Blanc. Elle affleure en rive gauche de la vallée de la Lizerne ainsi que dans les vignobles surplombant le village d'Ardon.

Crétacé

i₈-c₂ Formation du Zementstein et de Palfris: marnes et calcaires argileux («Valanginien schisteux» auct.)
(Kimméridgien tardif - Valanginien précoce)

Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires argileux parfois finement biodétritiques, en bancs d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur environ. Cette formation succède sans transition au calcaire massif du «Malm». Suivant les travaux de DÉTRAZ (1989), cette formation débute dans le Berriasien et renferme une faune à calpionelles caractéristique de la Zone B (Berriasien). Dans la nappe de Morcles, l'épaisseur totale de la formation peut être estimée à environ 125 m; elle diminue vers le sud.

Dans la nappe d'Ardon, cette formation est légèrement plus calcaire et présente un caractère biodétritique plus marqué.

c_{2k} Formation de l'Öhrli, Calcaire de Betlis: calcaires bioclastiques («Valanginien calcaire» auct.) (Valanginien)

Il s'agit d'une série de calcarénite massive, en bancs d'épaisseur généralement supérieure à 1 m. Elle renferme de nombreux débris d'organismes tels que lamellibranches, gastéropodes et entroques ainsi que des granules dolomitiques. Ces calcaires ont une patine gris clair et une cassure sombre. L'épaisseur de cette formation est estimée à 50 m environ par BADOUX (1971) sur la feuille Dt de Morcles et diminue vers le sud-est. L'épaisseur de 250 m proposée dans la notice de la feuille Les Diablerets (BADOUX & GABUS 1991) semble irréaliste et très largement surestimée. Un âge valanginien lui est traditionnellement attribué.

c₂ Crétacé indifférencié (Berriasien – Hauterivien)

Les formations crétacées de la nappe d'Ardon, qui ne peuvent être distinguées à l'échelle du 1:25 000 du fait de la complexité structurale, sont regroupées sous un même figuré. Il s'agit principalement de calcaires bioclastiques («Valanginien calcaire», c_{2k}), remplissés isoclinalement et parcourus de bandes plus argileuses représentant les cœurs de plis occupés par les marnes du Berriasien et par celles de l'Hauterivien. Il n'est pas établi si la Couche à Pygurus est absente ou n'a pas pu être cartographiée.

c₃ Kieselkalk helvétique: calcaires siliceux (Hauterivien)

Cette formation se présente sous deux aspects. Dans la nappe de Morcles, elle est représentée par des calcaires siliceux à patine brune et cassure bleutée caractéristique. C'est une série assez massive, en bancs de 50 cm environ. Le sommet de la formation est tronqué par la transgression du Tertiaire; elle est même parfois absente, le Tertiaire reposant localement directement sur le «Valanginien calcaire». Son épaisseur n'excède pas quelques dizaines de mètres dans la basse vallée de la Lizerne.

Dans la nappe d'Ardon, des roches plus argileuses sont également associées aux calcaires siliceux. Il s'agit de marnes siliceuses à patine brunâtre qui se distinguent des marnes du Berriasien par une teneur en silice nettement plus importante leur conférant un touché «coupant».

Tertiaire (Eocène – Oligocène)

Le Tertiaire est préservé au cœur du synclinal le plus interne de la nappe de Morcles. Ce secteur est tectoniquement complexe et difficile d'accès si bien que l'attribution stratigraphique de certains terrains est problématique.

e₅ Schistes jaune-vert à fragments d'argile noire («Sidérolithique»)
(Eocène précoce – moyen)

Le seul affleurement de sidérolithique indiqué sur la carte est situé en rive gauche de la Lizerne, aux coordonnées 585.650/119.250. LUGEON (1916, p.107) le décrit comme formé de «schistes jaunes-verts contenant de petits fragments lenticulaires d'argile noire». Il note aussi qu' «il s'agit d'un faciès très spécial qui occupe la place du Sidérolithique». Selon cet auteur, des affleurements situés en rive droite de la Lizerne devraient être également attribués à cette formation. La position tectonique de ce sidérolithique est également particulière; il semble jalonné la trace axiale d'un anticlinal précoce.

e₅ Couches à Cérithes

Dans la vallée de la Lizerne, ces couches sont décrites par LUGEON (1916, p.107) comme des «schistes argileux, noirs, grumeleux, terreux fortement chargés en matière organique». Elles devraient être rattachées aux «Diablerets-Schichten» définies formellement par MENKVELD-GFELLER (1994) dans la nappe des Diablerets comme constituant le membre inférieur de la Formation du Santsch.

e₆ Marno-calcaires et calcaires à petites Nummulites

Par commodité, deux ensembles de roches sont regroupées ici sous la même dénomination.

Premièrement, un ensemble de calcarénites bioclastiques de couleur grise contenant des nummulites. Il s'agit sans doute du «Calcaire à petites Nummulites» décrits sur la feuille adjacente Dt de Morcles (BADOUX et al. 1971). Ces roches affleurent au nord et au-dessus de la bande formée par le «Sidérolithique» et les Couches à Cérithes décrits plus haut.

Le deuxième ensemble est formé d'une alternance de marnes et de calcaires argileux en bancs métriques. Les calcaires sont localement finement biodétritiques. Cet ensemble très repleissé affleure au sud et au-dessous de la bande de Sidérolithique – Couches à Cérithes mentionnée plus haut et sont en contact avec les calcaires siliceux de l'Hauterivien c₃ du flanc inverse de l'anticlinal de Montau. Leur position entre les calcaires hauteriviens et les premiers niveaux de la transgression priabonienne peut faire penser, à la suite de LUGEON (1916), que cette alternance marno-calcaire doit être attribuée au Barrémien (Couches du Drusberg). Cependant, des débris d'algues de type *Lithothamnium* (Masson, comm. orale) parlent pour une attribution au Tertiaire et à défaut d'information plus précise, un rattachement aux calcaires à petites Nummulites est proposé. Notons encore que, sur la feuille Dt de Morcles, le prolongement des affleurements de cette formation énigmatique est attribué aux Marnes à Globigérines.

e_{6G} Marnes à Globigérines

Marnes grises à patine jaunâtre fréquemment riches en globigérines. Cette formation affleure sous la forme d'une bande d'une vingtaine de mètres de largeur, en rive droite de la Lizerne.

o₁ Flysch, Grès de Taveyanne

Le flysch est bien développé en rive gauche de la Lizerne où il atteint 100 m d'épaisseur. Il s'agit d'une série argileuse, gréseuse et micacée. Les grès, en bancs d'épaisseur rarement supérieure à 1 m, ont une composition variable. Certains niveaux renferment une forte proportion d'éléments volcaniques andésitiques et prennent alors une couleur verdâtre. Ils se rattachent ainsi aux Grès de Taveyanne. Leur minéralogie reste cependant banale car ils ne contiennent ni inosilicates détritiques d'origine volcanique ni silicates calciques, typiques du faible métamorphisme (BUSSY & EPARD 1984). Leur âge est l'Oligocène précoce.

ENSEMBLE DES NAPPES DIABLERETS-WILDHORN

La façon de séparer ou de regrouper les trois nappes des Diablerets, du Mont Gond et du Sublage, rassemblées parfois dans leur ensemble, ou partiellement, dans une nappe du Wildhorn, a donné lieu à de multiples interprétations. Dans l'état actuel, nous parlerons d'un ensemble des nappes Diablerets-Wildhorn. Seules les parties internes de ces nappes affleurent sur la feuille Sion. On y rencontre principalement des roches du Trias et du Jurassique; les affleurements de Crétacé basal sont rares. Le reste de la série sédimentaire (Crétacé et Tertiaire) a été entraîné tectoniquement plus au nord.

NAPPE DES DIABLERETS**Jurassique****a-i₄ Argilites noires, schistes noirs gréseux, alternance marno-calcaire (Aalénien - Oxfordien)**

La nappe des Diablerets chevauche la nappe d'Ardon par une mince zone continue de terrains attribués au Dogger. L'amincissement tectonique n'autorise pas la distinction de ces différentes formations à l'échelle du 1:25 000, elles ont donc été regroupées sous le même figuré. Il s'agit principalement d'argilites noires non calcaires (Formation de Dugny, Aalénien), de grès fins argileux («Schistes mordorés», Bajocien), et d'une alternance marno-calcaire, à patine brune et cassure foncée (Bathonien). Ces termes sont mieux développés dans la nappe du Sublage et seront décrits plus loin.

i₅₋₈ Formation de Quinten: calcaire massif gris clair («Malm» auct.)
(Oxfordien – Tithonien)

Calcaire gris clair à pâte fine, massif. Il y a passage progressif des formations du Dogger au calcaire massif du «Malm», alors que le contact avec les roches du Crétacé est tranché. Dans la partie radicale de la nappe, sur la feuille Sion, ce calcaire qui forme par endroits des parois de quelques dizaines de mètres de hauteur est très intensément replissé sur lui-même. Ainsi la barre de «Malm» est parcourue de vires plus argileuses qui correspondent à des cœurs de plis isoclinaux de Dogger et de Crétacé. Ces vires n'ont pas pu être toutes distinguées. En rive droite de la Lizerne, le calcaire massif du «Malm» forme deux «klippes» affleurant dans les vignobles dominant le village d'Ardon.

Crétacé

c₁₋₂ Formation de Palfris: marnes et calcaires argileux («Valanginien schisteux» auct.) (Berriasien – Valanginien)

Ensemble de marnes et de calcaires argileux. Les marnes prédominent nettement. Les bancs calcaires ont une épaisseur de quelques dizaines de centimètres. Vers le haut de la formation apparaissent des bancs de calcaires biodétritiques gris clair de quelques décimètres d'épaisseur. Ils annoncent la formation suivante.

c₂ Formation de l'Öhrli, Calcaire de Betlis: calcaires bioclastiques
(«Valanginien calcaire» auct.) (Valanginien)

Il s'agit de calcaires bioclastiques gris clair. Ils sont peu épais sur la feuille Sion (moins de 10 m), vraisemblablement amincis tectoniquement. Il devient alors difficile de distinguer cette formation des bancs calcaires du «Valanginien schisteux».

NAPPE DU MONT GOND

La nappe du Mont Gond chevauche, par son Dogger, le Crétacé de la nappe des Diablerets. Sur le domaine de la feuille Sion, le Crétacé de la nappe n'est pas affleurant. Il est vraisemblablement réduit aux terrains du Berriasien, très amincis et couverts par les formations superficielles.

i₁₋₄ Schistes noirs finement gréseux («Schistes mordorés»), marnes et calcaires grésio-argileux (Bajocien – Oxfordien)

Le Dogger de la nappe du Mont Gond est relativement peu épais. Il est composé principalement de «Schistes mordorés» et d'un marno-calcaire gréseux.

i₆₋₈ Formation de Quinten: calcaire massif gris clair («Malm» auct.)
(Oxfordien – Titonien)

Calcaire à pâte fine gris clair, massif. Il forme les dalles qui surplombent le village d'Aven, puis descend au travers des vignes pour atteindre la plaine du Rhône à l'ouest du village de Magnot, où il est réduit tectoniquement à une barre de calcaire de 10 m d'épaisseur environ.

NAPPE DU SUBLAGE

Trias

Le Trias forme le cœur d'un anticlinal complexe, par endroits dédoublé, qui se poursuit au nord-est sur la feuille St-Léonard. Cet anticlinal est particulièrement bien exposé dans la vallée de la Sionne (594.8/123.6), à proximité du village de Drône qui lui donne son nom. Sur la feuille Sion, les affleurements sont assez peu nombreux et de mauvaise qualité hormis dans le secteur de Châtro (590.9/120.3).

Formation des Arandellys (Trias moyen – tardif)
(EPARD 1990)

t_y Gypse

Gypse blanc. Il comprend fréquemment des niveaux dolomitiques beige clair et argileux parfois verdâtres, très fragmentés. Un affleurement (591.690/120.580) signalé sur l'extension sud de la feuille St-Léonard, au nord-ouest de la Muraz, n'a pas été retrouvé.

Le gypse a été autrefois exploité comme le montre le contour d'une carrière représentée sur la carte topographique Siegfried. La trace de cette exploitation a perduré dans la toponymie locale comme l'atteste le terme «plâtrière» figurant sur le cadastre valaisan au 1:10 000.

t_a Dolomies

Dolomie beige clair à pâte fine, à patine jaunâtre ou gris clair. C'est une roche assez massive en bancs de 20 cm à 1 m d'épaisseur.

Deux affleurements de «schistes» dolomitiques au contact avec les unités penniques peuvent être observés (592.330/120.480, 593.300/121.200).

r Argilites gréseuses («Rhétien» auct.)

Argilites gréseuses grises ou noires, épaisses de quelques mètres entre les dolomies et les roches attribuées au Lias. Quelques affleurements isolés, localisés dans le secteur de Châtro – Balletière.

Jurassique

L'extension sud de la feuille St-Léonard divise les formations du Lias en deux: d'une part le Lias calcaire («Lias inférieur») et, d'autre part, le Lias schisteux («Lias supérieur») incluant aussi l'Aalénien. Les subdivisions suivantes ont été introduites:

I₁ Formation des Tierces: marno-calcaire basal (Hettangien – Sinémurien)

Il s'agit d'un ensemble peu épais (10–20 m) formé d'une alternance de marnes noires et de calcaires gris à cassure noire en bancs de 20 cm environ. La base de la série est marquée par une zone marneuse noire plus épaisse. Cette série est identique à la Formation des Tierces définie par EPARD (1990) dans la nappe de Morcles en France où elle est datée de l'Hettangien – Sinémurien précoce. Elle passe graduellement à la formation suivante.

I₁₋₄ Calcaires gréseux, marno-calcaires (Sinémurien tardif – Pliensbachien)

Cette série fait suite à la Formation des Tierces et s'en distingue par une teneur plus importante en quartz détritique dans les niveaux marneux, accompagné de débris d'échinodermes dans les niveaux calcaires. Cette formation rappelle la Formation du Mont-Joly (Sinémurien tardif – Pliensbachien) de EPARD (1990) mais s'en distingue par un caractère globalement plus argileux. Il s'agit donc d'une alternance de calcaires gris légèrement gréseux à débris d'échinodermes et de marnes gréseuses brunâtres en bancs de 20 cm. Vers le haut de la série, les calcaires prédominent.

L'ensemble de cette série et la Formation des Tierces correspondent au «Lias calcaire» ou «Lias inférieur» des anciens.

I₅₋₆ Marnes et argilites gréseuses («Lias supérieur» auct.) (Toarcien)

Série marneuse et argileuse comprenant de nombreux niveaux gréseux fins rendus très discontinus et lenticulaires par la déformation. Cette formation fait suite au marno-calcaire Sinémurien – Pliensbachien et pourrait donc représenter le Toarcien. Elle est peu épaisse au nord-ouest du Château de la Soie mais elle semble se développer aux dépens des calcaires liasiques dans le flanc sud-est de l'anticlinal de Drôme. Ainsi, cette formation pourrait partiellement représenter un équivalent latéral marno-gréseux de la série de calcaires gréseux pliensbachiens. Cette formation pourrait donc être en partie plus ancienne que le Toarcien.

a Formation de Dugny: argilites noires (Aalénien)

Argilites noires non calcaires. Cette série passe graduellement à la formation suivante par augmentation de la charge en quartz détritique.

i₁ Schistes noirs finement gréseux («Schistes mordorés») (Bajocien)

Ce terme est employé par LUGEON (1916–1918) pour décrire une série de grès très fins (silts), argileux, attribuée au Bajocien. Les micas détritiques confèrent à la roche une patine parfois luisante. Cette série se caractérise par la fréquence des traces de bioturbation. Contrairement à la formation précédente, la stratification peut s'observer par endroits. Globalement, la série devient plus grossière et plus calcaire vers le haut et peut passer à de véritables grès ou à la calcarénite du Bathonien.

i₂ Marnes et calcaires grésos-argileux (Bathonien)

Les «Schistes mordorés» passent vers le haut (et latéralement?) à une série de calcaires à patine brune et cassure noire, parfois un peu gréseux, en bancs de 10 cm environ.

i_{2c} Calcarénite (Bathonien)

Calcarénite riche en bioclastes, patine grise un peu jaunâtre. Ce sont les calcaires à entroques de LUGEON (1918) qu'il attribue au Bathonien. Cette formation est absente du flanc inverse du synclinal du Prabé.

i₃₋₄ Schistes marneux beiges et gris sombre («Callovo-Oxfordien» auct.) (Callovien – Oxfordien)

Marnes noires à verdâtres, à patine jaune. Ce niveau très aminci tectoniquement n'affleure que sporadiquement au pied de quelques affleurements de calcaire massif du «Malm».

i₄₋₅ Formation du Schilt: alternance de calcaires argileux et de marnes («Argovien» auct.) (Oxfordien – Kimmeridgien)

Formation de transition entre les marnes «callovo-oxfordiennes» et les assises de calcaire massif du «Malm». Cette série, épaisse de moins de 10 m, passe graduellement au calcaire massif par disparition des interlits marneux. Du fait de sa faible épaisseur, cette formation n'a pas pu être distinguée partout.

i₆₋₈ Formation de Quinten: calcaire massif gris clair («Malm» auct.) (Oxfordien – Tithonien)

Calcaires à pâte fine, gris clair, formant des barres caractéristiques dans les vignobles entre Magnot, Vétroz et Erde.

Crétacé

c₁₋₂ Formation de Palfris: marnes et calcaires argileux («Valanginien schisteux» auct.) (Berriasien – Valanginien)

Marnes bioclastiques. Affleurements peu étendus.

c₂ Formation de l'Öhrli, Calcaire de Betlis: calcaires bioclastiques («Valanginien calcaire» auct.) (Valanginien)

Calcaires bioclastiques à patine claire, déformés, préservés très localement au cœur d'un synclinal au sud-ouest de Erde.

ULTRAHELVÉTIQUE

NAPPE DE LA PLAINE MORTE

fw Wildflysch de la Plaine Morte

C'est un ensemble chaotique formé de blocs métriques de nature variée (principalement d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur) compris dans une matrice désordonnée de type flyschöide (grès, marnes et argilites). Cette unité est traditionnellement rattachée à l'Ultrahelvétique et formerait une unité tectonique indépendante (feuilles Les Diablerets et St-Léonard). Elle peut être considérée aussi comme constituant le terme sommital de la série sédimentaire helvétique, nourrie en blocs par l'avancement des unités ultrahelvétiques. Elle serait alors tectoniquement rattachée à la nappe de Morcles. Cette unité n'affleure qu'en rive gauche de la Lizerne et se termine vers le sud au cœur du synclinal le plus interne de la nappe de Morcles.

PENNIQUE

(par Mario Sartori)

PENNIQUE INFÉRIEUR

ZONE DE SION-COURMAYEUR

La zone de Sion-Courmayeur s'étend de façon continue de la Tarentaise jusqu'à la région de Sion. Dans ce dernier secteur, elle a été décrite en détail par BURRI (1958) et BADOUX et al. (1959), mais l'attribution des terrains qu'elle com-

porte a été révisée (BADOUX et al. 1971, M. Burri in AUBERT et al. 1980, BURRI 1997, BAGNOUD et al. 1998). Elle n'est constituée ici que par l'unité de la Pierre Avoi et par une partie des terrains de l'unité du «Roignais-Versoyen». Ces unités occupent la rive gauche du Rhône en aval d'Aproz. Plus en amont, elles sont recoupées par les failles de la ligne du Rhône-Simplon. Elles forment enfin les collines de Sion en rive droite du Rhône.

Unité du «Roignais-Versoyen»

Sur le territoire de la feuille Sion, l'unité du Roignais-Versoyen au sens d'ANTOINE (1971) ne comporte à l'affleurement que les Couches de St-Christophe pour une raison tectonique. Dans la Fare en amont de Riddes, un pli dont l'axe plonge vers l'est ennoie sous le remplissage de la vallée un cœur anticlinal constitué par les Couches des Marmontains et les Couches de l'Aroley (BURRI 1968, M. Burri in BADOUX 1971, BURRI & JEMELIN 1983).

F₆ Couches de St-Christophe (Crétacé tardif?) (TRÜMPY 1952)

Il s'agit d'une alternance rythmée centimétrique de bancs résistants à patine brun jaunâtre et de schistes sombres, gris ou noirs. Les premiers forment tous les intermédiaires entre des marbres siliceux micacés à cassure gris bleuté et des métagrès calcaires micacés à cassure grise. Les affleurements présentent un aspect feuilleté assez homogène. L'épaisseur des bancs de métagrès et de marbres peut être localement plus importante et dépasser 10 cm.

La pétrographie des niveaux schisteux comporte du quartz, de la séricite, de la biotite chloritisée et de l'albite. Des oxydes en grains fins et des pigments carbonneux forment de très minces bandes dans la schistosité avec la séricite. Les niveaux compétents sont formés de calcite, de quartz, de phengite et d'albite.

Les schistes sombres ont fourni des radiolaires (BURRI 1958) ainsi que des débris de spongiaires (BAGNOUD 1997).

Les déformations et les recristallisations ont oblitéré les figures sédimentaires. Les Couches de St-Christophe sont néanmoins considérées comme des niveaux turbiditiques et sont désignées comme un flysch (TRÜMPY 1952), de caractère probablement distal.

f_{sn} Schistes noirs à nodules de manganèse

Dans la colline du Mont d'Orge (591.800/119.800, 705 m), le contact entre les Couches de St-Christophe et l'unité de la Pierre Avoi est souligné par des schistes formant un niveau de 10–20 m d'épaisseur. Ils ne sont que rarement présents ailleurs le long de ce contact.

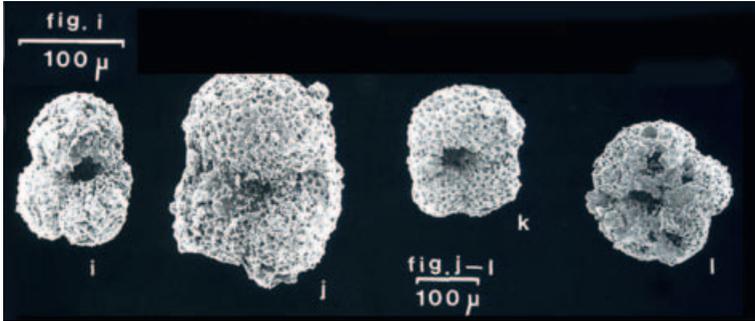


Fig. 2: Exemples de foraminifères planctoniques silicifiés en formes dégagées extraits de schistes noirs intercalés entre les niveaux conglomératiques de l'unité de la Pierre Avoi près du lac du Mont d'Orge (592.450/120.180, 645 m) (BAGNOUD et al. 1998): i) *Globigerina praebulloides*, vue ombilicale. j) *Subbotina cf. utilisindex*, vue ombilicale. k) *Globigerina* sp., proche de *G. ampliapertura*, forme juvénile, vue ombilicale. l) *Globorotaloides* ?, bulla absente, vue ombilicale.

Ce sont des schistes argileux gris à noirs presque purs, sériciteux et graphiteux, semblables à ceux qui sont intercalés entre les bancs de grès des Couches de St-Christophe. Ils contiennent des veines et des nodules d'oxydes de fer et de manganèse de couleur ocre-rouge.

Les schistes sont formés essentiellement de quartz et de séricite. La pétrographie des nodules n'est pas connue.

Ce niveau est riche en radiolaires partiellement pyritisés (BURRI 1958).

Unité de la Pierre Avoi

Un ensemble chaotique surmonte de manière continue les terrains de l'unité du «Roignais-Versoyen» et forme un coussin sous le chevauchement de la zone Houillère (M. Burri in AUBERT et al. 1980). Son épaisseur atteint 750 m en rive gauche du Rhône. Le contact basal de cet ensemble est franc, de nature probablement tectonique, et repose en discordance sur la «trilogie valaisanne». L'hétérogénéité de cet ensemble constitue son caractère le plus constant. Certaines unités à blocs peuvent être clairement identifiées comme des olistostromes.

f. Mélange de la Pierre Avoi (Eocène tardif – Oligocène précoce ?)

Une organisation verticale des lithologies semble exister en rive gauche du Rhône et dans les collines de Sion.

Dans la partie inférieure du mélange, des assises calcaires formant des versants raides sont constituées de marbres bréchiques et conglomératiques siliceux,

fins ou grossiers, polygéniques, organisés en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique. Les éléments de dolomies beiges, ocre et noires sont les moins déformés et les plus reconnaissables. Les galets sont supportés par la matrice. Certains éléments («blocs») atteignent une taille métrique à décamétrique. De rares niveaux de schistes sombres, parfois semblables à ceux de l'unité du «Roignais-Versoyen», parfois plus siliceux, sont intercalés entre ces bancs calcaires. La partie sommitale de la colline du Mont d'Orge forme un exemple très représentatif de ce faciès (591.880/119.850, 786 m).

Les niveaux calcaires sont constitués de calcite, quartz et séricite, les niveaux schisteux de quartz, séricite, biotite et albite.

Les schistes contiennent des radiolaires et des débris de spongiaires (BURRI 1958, BAGNOUD 1997). Un niveau de schistes noirs purs, épais de 20 cm, intercalé entre des niveaux calcaires conglomératiques (592.450/120.180, 645 m), a fourni des foraminifères planctoniques silicifiés en formes dégagées (fig. 2). Cette association de microfossiles en partie remaniés comprend des formes de l'Albien-Aptien jusqu'au Paléogène. Les espèces les plus jeunes couvrent l'intervalle allant de l'Eocène moyen (partie tardive) à l'Oligocène précoce (?) (BAGNOUD et al. 1998).

Cette partie inférieure de l'unité de la Pierre Avoi est interprétée comme un flysch très proximal à coulées de débris, principalement calcaires, et à olistolithes.

La partie supérieure de l'unité de la Pierre Avoi est dominée par des conglomérats gris à matrice très siliceuse. Les éléments remaniés sont principalement des métagrès et des schistes permo-carbonifères, ainsi que des dolomies, des calcaires et des quartzites. Dans les conglomérats et les microconglomérats de ce type, les éléments sont jointifs. Les bancs de grès calcaires sont plus rares. Les passées les plus schisteuses sont conglomératiques et contiennent souvent de grandes paillettes de mica blanc. Elles sont constituées de quartz, séricite, biotite, albite, calcite et chlorite.

De nombreux blocs de taille métrique à hectométrique sont emballés dans cette matrice (fig. 3).

Cette partie supérieure de l'unité de la Pierre Avoi est interprétée comme un olistostrome à blocs géants (M. Burri in AUBERT et al. 1980, BAGNOUD et al. 1998). Le matériel remanié semble provenir uniquement de la zone Houillère et de sa couverture sédimentaire. Aucun élément plus jeune que le Jurassique n'a été reconnu avec certitude.

On reconnaît les lithologies suivantes dans les blocs:

h *Schistes noirs graphiteux, métagrès (Carbonifère tardif-Permien)*. Une lentille de ces schistes est accolée à des quartzites dans la colline de Valère (594.705/120.370, 520 m).

t₁ *Quartzites blancs, quartzites sériciteux verts feuilletés, localement conglomératiques (Permien tardif-Trias précoce)*. Un bloc de cette nature est bien



Fig. 3: Mélange à blocs de la Pierre Avoi. Un bloc de dolomie veiné de blanc est inclus dans une brèche dont la matrice est formée d'éléments jointifs de métagrès, de schistes, de quartzites, de dolomies et de marbres provenant de la zone Houillère. Le bloc tabulaire de dolomie forme un pli dont la surface axiale est parallèle à la schistosité principale (S_2). Rue des Amandiers à Sion (592.935/120.065, 540 m). Le marteau (cercle) donne l'échelle. Photo M. Sartori 2006.

visible dans la paroi qui surmonte l'usine hydroélectrique de Bieudron (585.720/114.690, 600 m). La colline de Valère est constituée par un bloc (ou écaille) de quartzite en position renversée avec un fort pendage vers le nord. Des stratifications entrecroisées (394.350/120.250, 595 m) attestent de sa polarité. Des marbres et dolomies triasiques le complètent au pied sud de la colline, mais ils sont actuellement masqués par des constructions.

- t_{2-5} **Calcaires marmorisés et dolomies** (*Trias moyen-tardif*). Des dolomies orangées font partie d'un bloc composite dans le versant sud de la colline du Mont d'Orge (592.040/199.570, 540 m).
- t_y **Gypse** (*Trias*). Une lentille de gypse, probablement étirée le long d'une faille décrochante importante, a été exposée lors de la construction du tunnel de Platta (595.000/121.050, 495 m).
- I** **Marbre siliceux, alternances de marbres et schistes sombres** (*Lias?*). Un bloc hectométrique composite comporte à sa base des marbres et des schistes sombres évoquant des faciès marno-calcaires liasiques (592.550/119.780,

570 m). Des marbres siliceux gris compacts à cachet liasique forment la butte rocheuse du cimetière de Sion (594.935/120.900, 500 m).

- i** ***Brèche polygénique*** («*Brèche de la Pierre Avoi*», *Jurassique* ?). Ces brèches calcaro-dolomitiques massives forment plusieurs lentilles hectométriques du même type que celle qui forme le sommet de la Pierre Avoi (feuille Sembrancher). De patine blanche ou gris clair et de cassure grise, elles comportent des éléments jointifs de dolomies grises, beiges et noires ainsi que de calcaires gris. Dans la région de Sion, elles font parties de blocs composites et reposent sur des dolomies triasiques (Mont d'Orge, 592.030/119.570, 560 m) ou sur des calcaires et des schistes de cachet liasique (Gravelone, 592.550/119.780, 570 m; Potence, 592.318/119.410, 514 m). Ces brèches ne sont pas datées, mais elles ne comportent pas d'éléments identifiables plus jeunes que le Jurassique précoce et leur cachet est jurassique moyen.

Il existe une convergence de faciès entre les lentilles de brèche de la Pierre Avoi et les marbres conglomératiques de la partie inférieure du mélange. Les parois abruptes qui forment le rebord du plateau de Condémines entre les Eudrans et la Vouarde sont constituées de marbres bréchiques formant un corps très continu. Ils pourraient appartenir à un grand bloc de brèche de la Pierre Avoi ou représenter un corps de coulées de débris amalgamées appartenant à la matrice du mélange.

Certains «blocs» situés dans la partie supérieure de l'unité de la Pierre Avoi ont une taille kilométrique. Leur incorporation au mélange pourrait s'être faite de manière tectonique plutôt que par glissement sous-marin. Les blocs de grande taille emballés dans le mélange sont de nature simple ou composite. Pour ces derniers, le contact interne semble de nature stratigraphique, sauf pour le bloc de Valère dans lequel un contact entre schistes carbonifères et quartzites triasiques semble de nature tectonique (594.670/120.355, 520 m). Les blocs sont parfois replissés par les phases de déformations synschisteuses.

f_s **Schistes siliceux gris, quartzites, brèches («Série schisto-quartzitique»)** (Eocène tardif – Oligocène précoce ?)

En rive gauche du Rhône, sous la surface de chevauchement de la zone Houillère, l'unité de la Pierre Avoi comporte une série de schistes siliceux gris d'environ 300–500 m d'épaisseur. Faite d'alternance centimétrique de fins niveaux schisteux micacés et graphiteux et de niveaux siliceux gris foncé, elle forme néanmoins une assise résistante à l'érosion. Des niveaux discontinus de brèches à éléments carbonatés sont visibles dans la partie supérieure de la série (586.835/115.025, 785 m).

A proximité du contact avec la zone Houillère sus-jacente, la série évolue vers un métagrès gris verdâtre plus compact. L'existence en son sein de lentilles de métagrès et de schistes noirs ainsi que de rares éléments et blocs de marbre et de dolomie la font assimiler à un «Houiller régénéré».

Les parties fines de la «Série schisto-quartzitique» sont constituées de quartz, de séricite, de phengite, de biotite et de chlorite.

Cette partie de l'unité de la Pierre Avoi n'a pas fait l'objet de recherches micropaléontologiques. Son âge est considéré comme l'Eocène tardif-Oligocène précoce (?) sur la base de ses relations avec le reste de l'unité de la Pierre Avoi.

Cette série dérive d'un flysch relativement distal.

Elle a été souvent assimilée à la zone Houillère dans les rapports concernant les travaux souterrains en rive gauche du Rhône.

PENNIQUE MOYEN

ZONE HOUILLÈRE

Dans la région de Sion, la zone Houillère est divisée en deux unités tectoniques. Leur contenu stratigraphique est similaire et les descriptions lithologiques données ci-dessous sont valables pour l'ensemble de la zone Houillère.

h Métagrès, schistes noirs graphiteux, métaconglomérats, anthracite (Carbonifère tardif)

La masse principale de la zone Houillère est formée d'alternances de niveaux clastiques fins et grossiers. Les corps sédimentaires présentent une faible continuité latérale, ce qui suggère un environnement chenalisé.

Les métagrès et les métasiltites gris micacés constituent le faciès le plus abondant et leur aspect va de massif à schisteux. Leur couleur varie du gris au gris verdâtre. Ils sont formés de quartz, de séricite, de muscovite, d'albite, de biotite partiellement chloritisée. Des pigments charbonneux tapissent les lits sériciteux (VALLET 1950).

Les schistes noirs graphiteux présentent des aspects variés allant de schistes ardoisiers à des schistes charbonneux plastiques. Ils sont formés essentiellement de séricite, de quartz et de pigment charbonneux.

Les métaconglomérats sont principalement de deux types. Le premier consiste en métagrès grossiers à galets de quartz dispersés de taille centimétrique. Le second, plus rare, consiste en un conglomérat polygénique dont les éléments jointifs peuvent atteindre 10 cm de diamètre (par exemple dans le secteur Fey-La Moudonna, 587.920/115.385, 890 m). On reconnaît parmi les galets des gneiss micacés, des schistes sombres et du quartz blanc (VALLET 1950). Le quartz, la séricite, la muscovite et la chlorite sont les principaux constituants de la matrice.

Les niveaux de charbon sont constitués d'anthracite. Ils sont généralement associés à des schistes noirs graphiteux (fig. 4), mais l'anthracite a souvent été injectée tectoniquement dans l'encaissant et dans les fractures de manière plas-

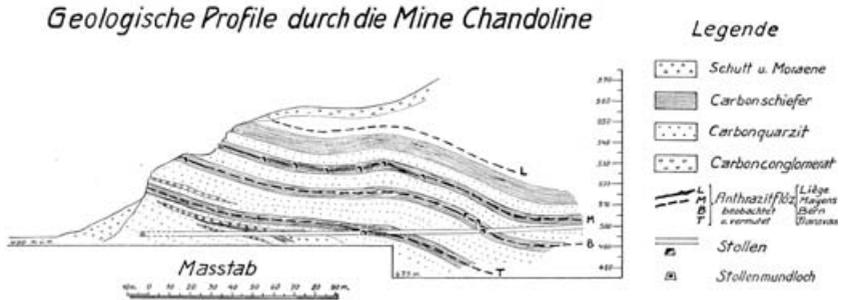


Fig. 4: Alternance de niveaux de métagrès («Carbonquarzit»), de schistes noirs («Carbon-schiefer») et d'anthracite («Anthrazitflöz») relevée dans une galerie de la mine de Chandoline par CHRIST (1925). Ces niveaux assez continus appartiennent à la zone Houillère interne.

tique. Les «filons» sont boudinés ou épaissis localement selon le contexte structural (LOMBARD 1949).

Quelques niveaux leucocrates résistants épais de 5 à 15 cm, riches en quartz et en albite, ont été observés en alternance avec des grès (586.535/113.860, 1250 m). Leur aspect rappelle celui d'ignimbrites.

Des restes de macroflore ont probablement été découverts durant les phases d'exploitation des mines d'anthracite de la région de Sion, mais ils n'ont pas été décrits. Seuls des spécimens provenant de la mine de Grône ont été déterminés et datés du Stéphanien A (et Stéphanien B ?) (GAGNEBIN & OULIANOFF 1942, RITTER 1960). La zone Houillère briançonnaise constitue le prolongement cartographique de cette unité en France. Les assises similaires de «Carbonifère productif» ont pu être datées du Namurien au Stéphanien après révision des macroflore (MERCIER & BAUDOIN 1987, BROUSMICHE DELCAMBRE et al. 1998). Il en a été de même pour le lambeau de houiller briançonnais emballé dans le mélange infra-Brèche à Tanninges (BROUSMICHE DELCAMBRE et al. 1998) daté actuellement du Namurien C au Westphalien A. Il est possible qu'une révision des spécimens de Grône apporterait une modification de l'âge publié antérieurement.

Le milieu de dépôt de ces assises carbonifères est continental. Il correspond à un environnement fluviatile et de plaine d'épandage (MERCIER & BAUDOIN 1987).

h-p Métaconglomérats, métagrès, anthracite, métarhyolites (Carbonifère tardif - Permien)

Dans la partie supérieure de la zone Houillère interne, les métagrès grossiers et les métaconglomérats dominent nettement et déterminent des pentes plus

raides et des parois. Ils forment une unité continue, épaisse de plus de 100 m, mais sa limite inférieure a parfois dû être placée assez arbitrairement lorsque les assises sous-jacentes comportent également des niveaux grossiers.

Les conglomérats gris à galets de quartz blancs ou noirs, supportés par la matrice, constituent le terme le plus courant. Des conglomérats polygéniques, à éléments jointifs pouvant atteindre 20 cm de diamètre ont aussi été observés (Le Favouet 586.640/113.780, 1330 m). Les grès schisteux et les schistes charbonneux à anthracite sont nettement subordonnés et forment des interlits de 2 à 3 m d'épaisseur. De minces niveaux leucocrates pourraient être de nature volcanique (métarhyolites?).

La minéralogie des niveaux fins et grossiers est semblable à celle décrite pour l'unité sous-jacente.

Un âge stéphanien moyen à tardif pourrait être avancé sur la base d'une comparaison avec la zone Houillère briançonnaise. Cette dernière se termine également par une séquence conglomératique, par ailleurs mal datée (MERCIER & BAUDOIN 1987). Ces sédiments se seraient déposés dans des cônes d'alluvions.

P_H Quartzites sériciteux verts, métapélites vertes, métarhyolites (Permien)

La présence de quartzites sériciteux verts régulièrement intercalés dans des métagrès gris à vert et de rares schistes charbonneux a permis de distinguer cette unité. Elle est complétée par des métapélites vertes sériciteuses présentant un toucher très savonneux et par des niveaux de métavolcanites claires. Son épaisseur ne semble pas dépasser 40–50 m environ. Des grès grossiers clairs à débris charbonneux centimétriques constituent un niveau caractéristique.

Les quartzites sériciteux sont formés de quartz, de séricite, d'albite et de microcline. Les niveaux pélitiques sont constitués essentiellement par la séricite et le quartz; ils dérivent probablement d'argilites et confèrent à cette série un cachet permien, sans preuves paléontologiques ou géochronologiques.

Les métavolcanites n'ont pas été étudiées et datées pour l'instant.

Formation du Bruneggjoch

Cette épaisse série quartzitique correspond aux assises typiques du «Verrucano briançonnais» (TRÜMPY 1966, SARTORI 1990, SARTORI et al. 2006). La Formation du Bruneggjoch a été définie dans la nappe de Siviez-Mischabel, mais elle peut être appliquée à la zone Houillère sans difficultés apparentes.

t₁ Quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose («Verrucano briançonnais»), quartzite blanc (Membre de Sous le Rocher)
(Permien tardif – Trias précoce)

Cette série d'une épaisseur de 200 à 250 m est bien marquée dans le paysage par des parois orange clair tachées de noir par les lichens. La roche est compacte, mais affectée par des diaclases très persistantes qui permettent le découpage de nombreux piliers aux arêtes très vives. Les gorges de la Borgne fournissent une coupe presque complète de la formation dans la région de l'ermitage de Longeborgne. Seul le contact basal est masqué. Trois lithologies se succèdent verticalement sans limites tranchées:

Des métagrès quartzitiques verts, alternant avec des quartz-séricitoschistes vert bouteille et de minces niveaux carbonatés boudinés de couleur rouille, forment la base de la formation sur environ 70 m d'épaisseur. Des niveaux à galets aplatis blancs (métarhyolites?) sont reconnaissables dans les métagrès (VALLET 1950). Quartz, séricite, albite, chlorite et carbonate sont les constituants en proportions variables des grès et des schistes (SAVARY 1974). Une dolomie riche en Fe forme les niveaux carbonatés (JÄCKLI 1950).

Des quartzites plus purs, verts à vert émeraude clair, dominent la partie centrale de la formation. Les bancs sont massifs, épais de plusieurs décimètres. Des passées conglomératiques comportent des galets de quartz, en général rose ou rouge, dispersés dans la matrice. VALLET (1950) a identifié également des galets de jaspe, de rhyolite et de grès séricitique. Ce faciès est désigné classiquement par le terme de «Verrucano briançonnais» (TRÜMPY 1966). Ces roches sont formées essentiellement de quartz mais comprennent également un faible pourcentage d'albite, de séricite, de muscovite, de microcline, de carbonate et de chlorite.

La partie sommitale de la Formation du Bruneggjoch est constituée par des quartzites blancs purs formant des bancs décimétriques massifs. Des stratifications entrecroisées en auge sont parfois conservées, elles sont bien visibles dans le lit de la Borgne juste en aval du pont de Riva (598.030/115.630, 650 m). Les surfaces de bancs sont parfois tapissées de séricite. La transition entre les quartzites verts conglomératiques et les quartzites blancs est généralement progressive et des récurrences de métagrès grossiers à dragées de quartz supportées par la matrice existent au sein des quartzites blancs. Ces derniers appartiennent au Membre de Sous le Rocher (WERNLI & BRÖNNIMANN 1973, SARTORI et al. 2006). L'épaisseur totale des faciès «Verrucano briançonnais» et quartzites blancs atteint environ 150 m dans la région de Longeborgne. Les quartzites blancs sont très purs et on ne trouve à côté du quartz qu'un peu de microcline, d'albite, de séricite et de carbonate.

Les contacts entre ces lithologies sont difficiles à définir strictement, particulièrement dans les parois subverticales formant les gorges de la Borgne. Le Membre de Sous le Rocher n'a pas été différencié cartographiquement.

Des niveaux de quartzite kakiritisés, concordants ou légèrement discordants à la stratification, ont été localement observés dans les quartzites blancs et décrits sous le terme de «Zuckerquarzit» (JÄCKLI 1950). La roche a été transformée en un agrégat de grains équants de diamètre millimétrique à centimétrique, sans cohésion. Ces niveaux ont également été rencontrés en galerie où ils peuvent générer des problèmes géotechniques majeurs. Si l'éclatement de la roche peut être imputé à un phénomène tectonique, la délimitation des niveaux concernés est probablement d'origine stratigraphique. Les plans de stratification des quartzites (JÄCKLI 1950), y compris les stratifications entrecroisées (Le Drotcher, 587.060/110.150, 1460 m), sont souvent préservés au sein des niveaux de kakirites, ce qui suggère que c'est un mécanisme de fracturation hydraulique plutôt que de cisaillement qui est à l'origine du phénomène. Les niveaux affectés semblent avoir été des grès quartzitiques à ciment carbonaté ou évaporitique dans lesquels une porosité importante a pu être générée par dissolution sélective. Ces faciès sont fréquents au sommet de la Formation du Bruneggjoch.

L'âge de la Formation du Bruneggjoch n'est contraint que par encadrement. Dans la nappe de Siviez-Mischabel, il est compris dans l'intervalle Permien tardif - Trias précoce (Induen - Olenekien) (p. 46). Un âge comparable est retenu pour la zone Houillère, mais un diachronisme de la formation est possible. A noter que la limite Permien-Trias pourrait être comprise dans cette formation malheureusement complètement dépourvue de fossiles.

Des grès-quartzites, des grès arkosiques, des conglomérats et des silts péliques constituent les protolithes des roches de cette formation. Les niveaux carbonatés pourraient dériver de calcrètes d'origine pédogénétique. Selon une étude menée dans la région de Briançon (GUILLOT et al. 1994), la base de la formation s'est déposée dans un milieu continental de type plaine alluviale, les quartzites blancs représentent des dépôts d'avant-plage associés à une transgression marine, et le sommet de la formation à un système fluvial développé à la faveur d'une régression.

Formation de St-Triphon (partie inférieure)

La Formation de St-Triphon comprend un ensemble lité formé principalement de calcaires et de dolomies. Bien que la roche soit déformée et recristallisée, les structures sédimentaires et les fossiles sont identifiables localement. BAUD (1984, 1987) distingue trois membres: le Membre de Dorchaux, le Membre du Lesus et le Membre des Andonces. Seul le premier a pu être distingué sur la carte. Les autres membres de la formation ont été regroupés avec les formations sus-jacentes car les limites, intensément plissées et faillées, n'ont pas pu être suivies dans les parois subverticales formées par ces assises carbonatées.

t_{2r} Métapélites, dolomie plaquetée, cornieules, gypse (Membre de Dorchaux) (Anisien)

Une vire déterminée par un niveau schisteux sépare les assises triasiques quartzitiques et carbonatées. Elle est formée par un niveau tendre dont l'épaisseur est très variable (10 à 30 m), principalement pour des raisons tectoniques, car il a été aplati et cisailé entre deux unités plus compétentes. Son contenu montre aussi une forte variabilité latérale. Le terme de «Röt» a parfois été utilisé pour désigner cet intervalle schisteux qui est attribué ici au Membre de Dorchaux de la Formation de St-Triphon (BAUD 1984, 1987).

Des métapélites vertes alternant avec des quartzites sériciteux et des grès schisteux gris-vert à ciment carbonaté reposent généralement sur les quartzites de la Formation du Bruneggjoch. La série évolue plus haut vers une alternance de niveaux de dolomie siliceuse jaune, de métapélites vertes et de niveaux gréseux. Des marbres flammés gris et jaune forment la transition avec les assises calcaires et dolomitiques qui forment généralement le pied de paroi. On reconnaît parfois dans ces niveaux des calcaires vermiculés très aplatis.

Les premiers niveaux de métapélites ont été utilisés comme limite basale de ce membre alors que sa limite sommitale a été placée à la base des parois de calcaires et dolomies massives.

Des lentilles de gypse de taille métrique à décamétrique sont localement intercalées dans les métapélites de la base du Membre de Dorchaux. Seules les plus grandes de ces lentilles ont pu être individualisées cartographiquement.

Un âge anisien est supputé pour ce membre qui représente la base de la Formation de St-Triphon.

Les argilites, les grès, les évaporites, les dolomies et les calcaires qui constituent les protolithes des roches du Membre de Dorchaux ont été formés dans un milieu littoral enregistraant une transgression marine majeure.

t_{2y} Gypse (Anisien)

Plusieurs lentilles de gypse isolées peuvent être observées au sein du Membre de Dorchaux. Elles ont été représentées lorsque leur taille était suffisante. Le gypse rubané est localement remplacé par de la cornieule.

t₂₋₄ Formations de St-Triphon, de Champcella et de Clot la Cime (Anisien - Carnien)

Une puissante série carbonatée d'âge triasique est présente dans la couverture mésozoïque de la zone Houillère. Malgré la déformation et le métamorphisme, on y reconnaît la série triasique briançonnaise typique. Les formations décrites par BAUD (1984, 1987) dans les Préalpes médianes peuvent être identifiées localement. Néanmoins, les plis, la fracturation et l'inaccessibilité de la plupart des

parois empêchent de décrire de manière fiable les limites entre ces formations. Pour ces raisons, elles ont été regroupées cartographiquement.

La Formation de St-Triphon peut être localement reconnue à la base des barres calcaires. Ce sont les faciès vermiculés qui sont alors identifiables malgré leur aplatissement. Des marbres gris, des marbres blancs et quelques niveaux de dolomies alternent au sein de la formation. Des fantômes d'organismes, probablement des dasycladacées dolomitisées, ainsi que des gravelles dolomitiques font contraste dans les marbres gris. Le niveau à silex du Membre des Andonces a été identifié à de rares endroits. Dans la coupe du Rocher de Nax, la Formation de St-Triphon semble atteindre une épaisseur d'environ 90 m.

La Formation de Champcella est constituée par une puissante série de calcaires marmorisés gris ou blancs entrecoupés par des niveaux dolomitiques boudinés beiges. Le sommet de la série est dominé par des dolomies à patine crème. Dans la coupe du Rocher de Nax, l'épaisseur de la formation semble atteindre environ 100 m.

La Formation de Clot la Cime est constituée principalement de dolomies et n'offre pas une succession clairement reconnue (GABUS et al. 2008). Par endroits une épaisse série de brèches dolomitiques forme un horizon blanc d'aspect crayeux. Certaines de ces brèches sont pulvérulentes et vacuolaires, comportant des éléments anguleux dolomitiques emballés dans une matrice gypseuse. Elles sont souvent séparées du gypse et des cornieules sus-jacentes par un épais niveau de dolomies beige clair. L'épaisseur de la Formation de Clot la Cime semble très variable, mais peut atteindre 120 m dans les gorges de la Borgne.

Formation de Clos la Cime (partie supérieure) (*Niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes plastiques*)

t_{4y} **Gypse** (Carnien)

t_{4r} **Cornieules**

L'épais horizon de gypse et de cornieules qui coiffe la couverture triasique de la zone Houillère constitue un niveau de décollement majeur. Il a été très sollicité tectoniquement au cours de toutes les phases de déformation alpines. Son épaisseur varie entre 0 et 300 m (Crête des Lièvres, Nax). Aucune structure interne à grande échelle n'a été reconnue. Le gypse est rubané, blanc et gris, pur ou chargé d'éléments pélitiques et dolomitiques.

En surface il est fréquemment remplacé par la cornieule, particulièrement le long des failles importantes. Ces cornieules sont parfois fines et homogènes, aux teintes orangées (remplacement du gypse?) et parfois grossièrement bréchiques (remplissage et colmatage de dolines?). Des blocs de dolomies y sont emballés, particulièrement près de la base du niveau de décollement, et des blocs de quartzites ou de quartz-séricitoschistes le sont près du contact avec la nappe de Siviez-Mischabel. Au sein de la cornieule on reconnaît parfois d'anciens con-

duits karstiques remplis de sédiments fins granoclassés et à stratifications entrecroisées.

Cet important niveau évaporitique aurait un âge carnien. Des grès à *Equisetum* de cet âge sont en effet emballés dans le niveau de décollement basal de la nappe des Préalpes médianes plastiques (BADOUX 1962) qui est considérée comme la partie décollée de la couverture sédimentaire de la zone Houillère (TRÜMPY 1955).

Brèche tectonique à matrice gypseuse

Les failles décrochantes appartenant au système de failles Rhône-Simplon (p. 90) ont localement été lubrifiées par le gypse. Celui-ci a parfois été accumulé dans des zones de relais entre failles. L'exemple le plus spectaculaire est situé dans la région de Beuson (591.075/114.700, 980 m). Le gypse a été dilacéré tectoniquement et apparaît comme une brèche tectonique à matrice gypseuse. Les éléments sont de toutes tailles, du gravier au bloc métrique et aux écailles hectométriques. On reconnaît principalement des quartzites permien et triasiques, des métagrès carbonifères, des dolomies et des métapélites.

Roches intrusives

P_β Chloritoschistes (métabasaltes) (Carbonifère tardif?)

Deux niveaux lenticulaires de gneiss à chlorite d'environ 10 m d'épaisseur ont pu être suivis dans la partie centrale de la zone Houillère externe en amont de Fey (586.630/114.320, 1030 m). Leur position respective fait supposer qu'il pourrait s'agir d'un seul niveau boudiné. Il est entouré de métagrès et de schistes carbonifères.

Il s'agit d'une roche verte homogène et assez compacte, mais qui se débite facilement selon la schistosité. Elle est formée de chlorite, d'albite, de quartz, de calcite, de sphène et d'épidote. La phengite, l'actinote et les minéraux opaques sont accessoires. LANGHI (1999) a analysé la roche totale en fluorescence X. Le chimisme (43 % SiO₂) est celui d'un basalte tholéitique. Son âge n'est pas connu. Il s'agit vraisemblablement d'un filon ou d'un sill intrusif dans la série carbonifère.

NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort (ESCHER 1988) constituent l'ossature des unités du Pennique moyen en Valais. Elles forment ensemble une tranche de plus de 7 km d'épaisseur dans laquelle est taillé le versant sud de la vallée du Rhône entre le val de Bagnes et le Vispéral.

Sur le territoire de la feuille Sion, ces deux nappes sont formées par un socle gneissique antépermien et une couverture sédimentaire comprenant des terrains d'âge permien à triasique (BEARTH 1963, ESCHER 1988, SARTORI et al. 2006). Un niveau de décollement tronque à sa base la série mésozoïque et tertiaire.

Ensemble de l'Ergischhorn

G_E Paragneiss micacés à rubans de quartz, amphibolites, localement injectés de pegmatites (Protérozoïque?)

La roche la plus commune de cet ensemble est un gneiss micacé gris-vert à fins rubans de quartz (schistes et gneiss à muscovite et chlorite de BEARTH 1963). Tous les intermédiaires existent entre des gneiss massifs peu micacés et des niveaux schisteux riches en chlorite, mais aucun niveau marqueur ne peut être suivi et cartographié.

Quartz, albite et oligoclase, mica blanc, biotite, chlorite et grenat sont les constituants principaux de ce gneiss. La chlorite pseudomorphose partiellement ou complètement la biotite et le grenat. Apatite, zircon, épidote, sphène, tourmaline, rutile, calcite et opaques forment les minéraux accessoires.

Des niveaux discontinus d'amphibolite vert foncé à noire sont intercalés dans les gneiss. Leur épaisseur varie entre 1 et 20 m, en partie sous l'effet d'un boudinage prononcé. Il s'agit selon les cas d'amphibolites massives ou d'amphibolites rubanées, les premières étant plus fréquentes sur le territoire de la feuille Sion. La présence d'un couvert forestier dense limite la possibilité de suivre ces niveaux qui n'ont de ce fait pas été distingués sur la carte.

Ces amphibolites très compactes sont formées principalement de hornblende qui est accompagnée par le grenat, l'épidote, l'albite, le quartz, le sphène et la chlorite. Le mica blanc, la calcite, la biotite verte, le rutile et les opaques sont des minéraux accessoires (CARRUZZO 1997).

Localement les gneiss comprennent des filons hololeucocrates pegmatitiques, d'épaisseur centimétrique à métrique, concordants à la schistosité et parallèles entre eux. Dans une matrice quartzo-feldspathique massive on observe des amas de mica blanc centimétriques mal orientés. L'albite, le quartz et le mica blanc forment les constituants principaux de la roche, qui peut contenir en faibles proportions de la chlorite, de la biotite, de la calcite, du zircon et des opaques (CARRUZZO 1997).

Les âges les plus anciens obtenus sur les roches de l'Ensemble de l'Ergischhorn par la méthode Sm/Nd sur roche totale (ZINGG 1989a, b) avoisinent le milliard d'années (978 ± 59 Ma). Ces âges n'ont pas été étayés jusqu'ici par d'autres datations, par exemple U/Pb sur zircons.

Le statut métamorphique des roches de l'Ensemble de l'Ergischhorn semble polycyclique. La paragenèse alpine en faciès schiste vert oblitère des parage-

nèses éclogitiques et amphibolitiques présumées anté-alpines (THÉLIN & AYRTON 1983).

Les gneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn semblent dériver d'une série détritico-siliciclastique puissante comprenant principalement des grauwackes (THÉLIN et al. 1993). Les amphibolites ont une composition tholéitique à dacitique et les filons hololeucocrates sont assimilés à des pegmatites.

Formation de l'Adlerflüe

P_A Micaschistes oeilés à porphyroblastes d'albite, amphibolites à porphyroblastes d'albite (Protérozoïque?)

Cet excellent niveau marqueur au sein du socle de la nappe de Siviez-Mischabel a une épaisseur d'environ 250 m. Il est constitué de manière remarquablement homogène de micaschistes à porphyroblastes d'albite. La roche est gris verdâtre et montre des surfaces de schistosité gaufrées très micacées autour des porphyroblastes de taille centimétrique. La patine de la roche est brun ocre.

Le niveau d'amphibolites rubanées qui constitue la base de la formation dans certaines parties de la nappe (SARTORI & THÉLIN 1987) n'a pas été observé dans le val d'Hérens.

La minéralogie et la texture sont caractéristiques. La schistosité principale est formée par une alternance de lits micacés à phengite et biotite et de lits à quartz et albite. Les porphyroblastes d'albite comportent une schistosité interne rectiligne discordante marquée par des inclusions infra-millimétriques de grenat, de quartz, de phengite, de biotite, d'allanite, de sphène d'ilménite et de rutile. Les petits grenats (almandins zonés) sont subidiomorphes (SARTORI & THÉLIN 1987). Dans la schistosité externe, la biotite est souvent chloritisée, de même que les grenats au sein des porphyroblastes d'albite. Cette rétro-morphose est associée à des déformations qui détruisent la texture de la roche en fragmentant les porphyroblastes.

Des niveaux d'épaisseur décimétrique à métrique d'amphibolites sont concordants à la schistosité principale, et souvent boudinés. Elles sont de deux types. Les premières sont fines et massives, formées de hornblende, de grenat chloritisé, d'épidote, de séricite et d'albite. Les reliques d'éclogites qui ont été découvertes dans ce type de niveaux dans le val de Tourtemagne (Turtmanntal) n'ont pas été retrouvées ici. Les secondes sont massives mais mouchetées de blanc. Elles montrent des porphyroblastes d'albite à schistosité interne à hornblende, grenat, sphène, quartz, apatite, ilménite, moulés par une schistosité externe à hornblende, grenat, sphène et ilménite. La biotite verte, la chlorite, l'épidote et la séricite rétro-morphosent partiellement ou complètement amphiboles, grenat et feldspath (CARRUZZO 1997).

L'âge de la Formation de l'Adlerflüe est présumé précambrien, car elle sert de sous-bassement à des unités cambriennes datées. Les amphibolites pourraient provenir de deux générations de roches effusives d'âge différent.

Le protolithe des micaschistes serait pélimitique d'après la géochimie sur roche totale (SARTORI & THÉLIN 1987). Les amphibolites dériveraient de basaltes.

Formation de Lirec

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

Cette formation constitue des affleurements d'aspect massif, de couleur vert sombre. Son épaisseur varie entre 130 et 250 m. La roche caractéristique est un gneiss formé de rubans d'épaisseur décimétrique vert bouteille et de rubans centimétriques blancs (SARTORI et al. 2006). Les premiers sont constitués de biotite verte, chlorite, albite et grenat chloritisé, parfois à inclusions hélicitiques, les seconds d'albite, quartz, grenat, épidote et calcite. L'albite est parfois poeciloblastique et confère à la roche une texture d'ovardite. La pyrite et la magnétite sont des minéraux accessoires fréquents.

Des gneiss micacés à grenat alternent parfois avec les niveaux précédents. Ils comportent quartz, mica blanc, albite, chlorite, grenat et épidote. Dans cette partie de la nappe de Siviez-Mischabel, les amphibolites qui forment des niveaux boudinés d'épaisseur métrique au sein de la formation sont généralement rétro-morphosées en prasinites à albite, actinote, chlorite et épidote (CARRUZZO 1997).

La Formation de Lirec est intrudée par le granite de Thyon et par le granite du Rogneux. Les zircons de ce dernier ont fourni un âge U/Pb de 500+3-4 Ma (BUSSY et al. 1996a). L'âge minimum de la Formation de Lirec qui l'encaisse est donc cambrien.

La nature exacte des protolithes de ces roches n'est pas connue.

Formation du Distulberg

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

Une patine brun rouille caractérise ces assises assez schisteuses qui surmontent les niveaux verts et massifs de la Formation de Lirec. Les gneiss albitiques schisteux dominent sur le territoire de la feuille Sion. Ils sont relativement homogènes, de couleur gris foncé, et possèdent une schistosité serrée moulant des yeux d'albite millimétriques. L'albite et le quartz sont les constituants principaux de ces gneiss dans lesquels la schistosité est bien marquée par la biotite verte, la

chlorite et le mica blanc. L'albite forme des poeciloblastes à inclusions alignées de quartz, de mica blanc et de rutile. Calcite, zircon, sphène et opaques sont les minéraux accessoires.

Des micaschistes noirs à patine rouille sont également présents dans la formation. Ils sont riches en mica blanc chargé de pigments charbonneux, en quartz et en albite.

Des niveaux vert foncé d'épaisseur centimétrique à métrique sont intercalés dans les gneiss et les micaschistes. L'albite porphyroblastique à inclusions alignées d'épidote, de mica blanc et d'amphibole est associée à l'actinote ou à la chlorite dans des prasinites et des ovardites à texture mouchetée.

L'âge de la formation est présumé cambrien par encadrement, car des orthogneiss qui l'ont intrudée («gneiss oeilé de Liez») présentent une forte parenté avec les granites de Thyon et du Rogneux. Cette corrélation est basée sur la typologie des zircons (CARRUZZO 1997).

La nature des protolithes n'est pas clairement établie.

Formation du Métailler

P_M Gneiss chloriteux albitiques, prasinites (Ordovicien)

Les niveaux les plus jeunes du socle antépermien de la nappe de Siviez-Mischabel («gneiss porphyroblastiques avec roches vertes» de VALLET 1950) sont attribués ici à la Formation du Métailler (SARTORI et al. 2006) qui forme le corps principal de la nappe du Mont Fort. Cette corrélation se base sur le contenu lithologique et sur la position stratigraphique relativement aux micaschistes charbonneux et gneiss albitiques caractéristiques de la Formation du Distulberg.

Les gneiss gris à gris-vert, plus ou moins massifs ou schisteux, qui la composent présentent presque toujours une texture mouchetée marquée par des porphyroblastes d'albite de quelques millimètres de diamètre. Des inclusions de quartz et de mica blanc, mais aussi parfois de grenat, de sphène, d'apatite et de rutile, marquent une schistosité interne dans les porphyroblastes d'albite. Ceux-ci sont moulés par une schistosité externe formée de chlorite (parfois en remplacement de la biotite), de mica blanc, de quartz et d'albite ainsi que de calcite. VALLET (1950) donne une description très complète des variations minéralogiques au sein de ces gneiss albitiques. Des niveaux plus schisteux peuvent être observés localement, le plus souvent en relation avec des zones de cisaillement alpines. Il faut noter l'existence de micaschistes à mica blanc, chlorite, quartz, albite et chloritoïde découverts par VALLET (1950) dans la région de Riod (596.190/112.575, 1420 m).

La formation est riche en niveaux d'ovardites et de prasinites d'épaisseur métrique à décamétrique. Leur composition minéralogique respective comporte essentiellement l'albite et la chlorite pour les premiers, l'albite, l'épidote et l'actinote

pour les seconds. Le quartz, le sphène, la séricite, l'apatite et un carbonate peuvent compléter ces paragenèses typiques.

L'âge de la formation a été longtemps spéculatif. Les hypothèses formulées sont allées du Cambrien (par analogie au Complexe d'Ambin, BERTRAND et al. 2000) au Dévono-Dinantien (CHESSEX 1995), voire au Permo-Carbonifère. Des datations U/Pb sur zircon (GAUTHIEZ 2011, GAUTHIEZ et al. 2011) indiquent un âge ordovicien moyen, avec des zircons détritiques vieux de 475 Ma ou plus, et une intrusion de gabbro datée à 460 ± 5 Ma.

Les protolithes des gneiss seraient des grauwackes d'origine volcanodétritique. Les ovardites et les prasinites dérivent vraisemblablement de basaltes, de tufs et de brèches volcaniques. (SARTORI et al. 2006).

Formation du Col de Chassoure

La Formation du Col de Chassoure constitue le volume principal de la nappe de Siviez-Mischabel et de la nappe du Mont Fort dans le périmètre de la feuille Sion. Elle forme un épais «coussin» à la base topographique de chacune des nappes. Elle est constituée de sédiments détritiques continentaux et de roches volcaniques d'âge permien formant des corps sédimentaires imbriqués de manière complexe. Les déformations alpines ont rendu le déchiffrement de leur stratigraphie plus difficile. La Formation du Col de Chassoure ainsi que différents membres sédimentaires cartographiables ont été définis par SARTORI et al. (2006).

Les termes les plus communs de la formation sont décrits en premier. Leurs relations au sein de l'unité ne sont pas cartographiables et leurs contacts sont rarement exposés.

p Quartz-séricitoschistes vert bleuté, quartzschistes clairs, métaconglomérats, métapélites, chloritoschistes (Permien)

Le terme le plus commun au sein de la formation est un quartz-séricitoschiste vert à reflets bleutés. Les surfaces de schistosité qui assurent un débit facile à la roche sont tapissées de micas de petite taille qui leur donne un aspect satiné et un toucher savonneux. Ces schistes quartzeux alternent parfois avec des niveaux verts plus pélitiques et chloriteux ainsi qu'avec des niveaux gris plus gréseux («Permo-Carbonifère à faciès du Verrucano» de VALLET 1950). Les schistes sont riches en veines ou exsudats de quartz et de carbonates.

Les minéraux constitutifs sont en proportions variables le quartz, l'albite, la séricite et la chlorite, parfois développée aux dépens de la biotite. Des carbonates, de l'apatite, de la tourmaline, du rutile, du zircon, de l'épidote et des minéraux opaques complètent cette paragenèse.

On trouve par endroits des quartzschistes et des métagrès de couleur blanche à crème ou gris clair, tachés de rouille, qui sont constitués essentiellement de

quartz et d'albite. A l'opposé, des niveaux schisteux de couleur vert foncé sont formés de chloritoschistes dans lesquels la séricite et la chlorite dominent sur le quartz et l'albite. Certains de ces niveaux sont parfois clairement associés à des zones de cisaillement. Les conglomérats représentent le faciès sédimentaire le plus aisément reconnaissable au sein de la formation. Ce sont le plus souvent des métagrès grossiers à galets de quartz dispersés qui sont intercalés sans continuité dans les faciès précédemment décrits, suggérant un environnement chenalisé. Des corps sédimentaires plus importants, d'épaisseur décamétrique et d'extension hectométrique, peuvent également être observés. Les conglomérats y sont davantage polygéniques, des galets de grès fins gris et de rhyolites venant s'ajouter à ceux formés de quartz.

De rares niveaux clairs plus massifs, d'épaisseur décimétrique, sont formés de gneiss albitiques à grains fins qui semblent dériver de métarhyolites (595.550/117.575, 1175 m).

L'âge de la Formation du Col de Chassoure est contraint par des datations isotopiques qui concernent certaines roches volcaniques et intrusives ainsi que certaines minéralisations. Ces données proviennent du corps principal de la formation ou de certains de ses membres. L'intervalle Permien précoce à Permien tardif serait couvert par la formation (SARTORI et al. 2006).

Le milieu de dépôt des roches de la Formation du Col de Chassoure est continental. Les siltites et les sables fins sont les protolithes des quartz-séricitoschistes. Les arkoses et les conglomérats constituaient les dépôts clastiques grossiers généralement chenalisés dans un environnement fluvial.

p_{GA} Membre du Goli d'Aget: schistes à albite et chlorite, dolomies, métaconglomérats à galets dolomitiques (Permien précoce – moyen)

Un niveau marqueur d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur s'étend de la région de Saclentse dans le val de Nendaz à Verrey et aux Combes. Il est formé de schistes chloriteux vert sombre à séricite, chlorite, albite et quartz, dans lesquels sont intercalées de fines bandes de dolomie brun chocolat à cassure beige rosé, épaisses de quelques centimètres à 20 cm, souvent boudinées. Des méta-arkoses grises et des métaconglomérats polygéniques surmontent ces faciès particuliers. Les galets des conglomérats sont des métarhyolites, des méta-arkoses grises et des dolomies beige rosé à patine rouille, probablement remaniées des précédents niveaux. Si l'on utilise cette succession comme critère de polarité, les affleurements situés à l'embouchure du Doussin, à l'est de Saclentse, montrent une position globalement renversée de la série (591.375/113.650, 1170 m).

Cette succession lithologique est identique en tous points à la base du Membre du Goli d'Aget décrit dans le val de Bagnes (DERRON et al. 2006).

L'âge du Membre du Goli d'Aget est connu par la datation U/Pb sur zircon d'un niveau d'ignimbrite dans la localité-type: 267–282 Ma (BUSSY et al. 1996b).



Fig. 5: Formation du Col de Chassoure, Membre de la Matse. La roche la plus typique de ce membre est une métavolcanite noire dont les plagioclases sont pseudomorphosés par la calcite, l'albite, le quartz et la séricite. Les Mayens-de-Sion (595.050/116.440, 1480 m). Photo M. Sartori 2004.

Le protolithe des schistes chloriteux semble avoir été des siltites argileuses, alors que les niveaux dolomitiques pourraient dériver de caliches ou de l'assèchement de lacs temporaires en climat aride.

P_M Membre de la Matse: métavolcanites noires, séricitoschistes
(Permien)

Le versant en rive gauche du bas val d'Hérens montre au sein de la Formation du Col de Chassoure une bande cartographiable de métasédiments et de volcanites sombres épaisse de quelques centaines de mètres. Ces faciès forment le Membre de la Matse dont la localité-type se situe à 500 m au nord-est de Thyon (595.170/114.745, 2024 m).

Des séricitoschistes gris foncé à surfaces satinées forment la plus grande partie de l'unité. Ils sont formés de séricite, quartz, albite et chlorite. De rares niveaux dolomitiques brun chocolat d'épaisseur centimétrique sont localement intercalés dans les schistes. La roche qui constitue le marqueur univoque du Membre de la Matse (fig. 5) est un gneiss massif noir à grain fin, parfois moucheté ou veiné de blanc, qui forme des masses boudinées d'épaisseur décamétrique (VALLET 1950). Il s'agit d'une métavolcanite formée d'une matrice sombre cryptocristalline à séricite, biotite, chlorite et quartz. Les éléments blancs de forme prismatique mais généralement très aplatis sont constitués d'albite, de calcite, de quartz et de mica

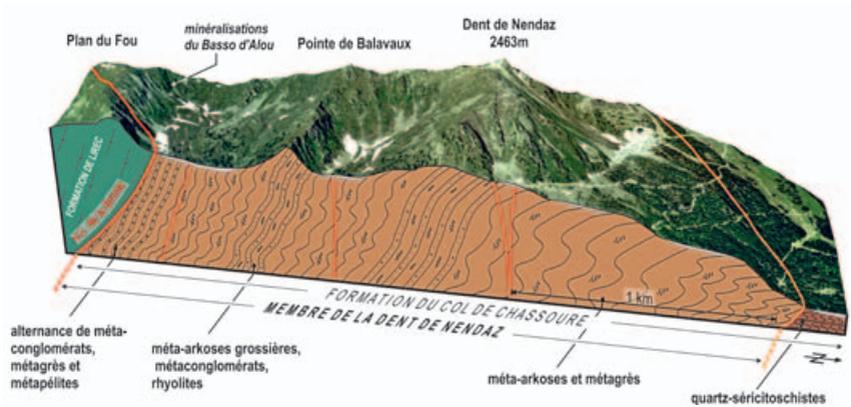


Fig. 6: Coupe-type du Membre de la Dent de Nendaz (Formation du Col de Chassoure). Rive gauche du val de Nendaz vu de l'est (SARTORI et al. 2006).

blanc. Ces minéraux ont probablement pseudomorphosé un plagioclase partiellement altéré. Lorsque la roche est très déformée, les «yeux» calcitiques contiennent des baguettes d'amphibole bleue.

Un gneiss vert très finement rubané de blanc apparaît localement en bandes peu épaisses discontinues. Malgré l'aplatissement très important, on reconnaît la nature bréchique de la roche.

L'âge précis du Membre de la Matse dans l'intervalle permien de la formation n'est pas connu pour l'instant.

Les séicitoschistes dériveraient de dépôts volcanoclastiques encadrant des laves de caractère dacitique ou andésitique. Le gneiss à éléments albitiques dérive probablement d'une brèche volcanique. Les arguments géochimiques manquent encore pour confirmer ou infirmer ces hypothèses.

P_{DN} Membre de la Dent de Nendaz: métaconglomérats, quartzites conglomératiques, métagrès, métarhyolites (Permien)

Les faciès schisteux de la Formation du Col de Chassoure sont remplacés entre les Crêtes de Thyon et le Col des Mines par des dépôts clastiques grossiers qui déterminent une morphologie plus escarpée. Ce corps conglomératique montre une épaisseur maximale d'environ 1500 m dans la région de la Dent de Nendaz (fig. 6) où se trouve la coupe-type du membre du même nom (SARTORI et al. 2006). La polarité de la série est considérée comme globalement renversée. Sa base stratigraphique est tronquée par le contact tectonique (zone de cisaillement post-nappe de la Brinta, cf. p. 85) avec le socle antépermien de la nappe de

Siviez-Mischabel. Ce contact est bien visible par exemple à proximité du Plan du Fou (589.085/110.155, 2410 m).

Le Membre de la Dent de Nendaz est constitué d'alternances de métagrès arkosiques gris-vert, de quartzites verdâtres à galets de quartz dispersés, et de conglomérats à galets de quartz, de rhyolite et de grès gris, intercalés dans une moindre mesure avec des quartzschistes blancs ou verts et des métapélites gris foncé. Des structures chenalisées sont clairement identifiables et expliquent la faible continuité latérale des faciès. Des niveaux d'épaisseur décimétrique de métarhyolite blanche ou rose (588.600/111.645, 2440 m) ne montrent également qu'une faible extension.

Les conglomérats, de couleur blanc-gris à vert clair, contiennent des galets de quartz blanc ou rose, d'aplite ou de rhyolite, de grès et de schistes à séricite ainsi que de tourmalinite noire (VALLET 1950).

Le contenu minéralogique de tous les faciès comprend quartz, albite, séricite et chlorite en proportions variables. L'apatite, le zircon, le sphène et la tourmaline constituent les minéraux accessoires.

L'âge du Membre de la Dent de Nendaz s'inscrit dans l'intervalle du Permien précoce au Permien tardif de la Formation du Col de Chassoure. Un élément de datation est fourni par la minéralisation en pechblende du Basso d'Alou située près de la base supposée du Membre de la Dent de Nendaz. L'âge U/Pb des pechblendes est de 257 ± 12 Ma (EIKENBERG et al. 1989). Il s'agit d'un âge minimum pour les sédiments encaissants.

Les protolithes de ces métasédiments clastiques grossiers sont facilement identifiables et correspondent à un environnement de dépôt de type cône alluvial grossier.

Formation du Bruneggjoch

Cette série quartzitique correspond aux assises typiques du «Verrucano briançonnais» (TRÜMPY 1966, SARTORI et al. 2006). Elle a été érigée en formation par SARTORI (1990). Elle est présente au sein de la nappe de Siviez-Mischabel dans trois positions structurales: sur le dos de la nappe, en synclinaux pincés dans le front de la nappe et en position renversée à sa base. Le contact stratigraphique entre la Formation du Col de Chassoure et la Formation du Bruneggjoch ne semble préservé que localement dans les deux derniers cas.

t₁ Métaconglomérats polygéniques, quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose («Verrucano briançonnais»), quartzite blanc (Membre de Sous le Rocher) (Permien tardif - Trias précoce)

L'épaisseur maximale de cette série, environ 600 m, est atteinte par redoublement tectonique dans la région de Daillet, au front de la nappe de Siviez-Mischa-

bel. Dans le flanc renversé, elle atteint en moyenne 200 à 300 m et ne dépasse pas 200 m dans le flanc normal où elle est tronquée tectoniquement. Les quartzites de cette formation forment des parois caractéristiques de couleur jaune orangé clair tachée de noir. Les affleurements sont découpés en dièdres à angles très vifs par des diaclases subverticales.

La base de la formation peut être observée dans l'arête des Planards à la limite des feuilles Vissoie et Sion. La Formation du Bruneggjoch forme ici un synclinal pincé dans les quartz-séricitoschistes de la Formation du Col de Chassoure. Le contact en position renversée est bien exposé dans le flanc sud-ouest du synclinal (602.520/117.330, 2300 m). Le sommet stratigraphique de la Formation du Col de Chassoure est constitué de quartz-séricitoschistes gris, localement interstratifiés avec des niveaux d'épaisseur centimétrique de dolomie à patine brun chocolat, de métagrès gris ainsi que de lentilles de conglomérat peu continues. La Formation du Bruneggjoch débute sur quelques mètres par une alternance de grès quartzitiques blancs à verdâtre, de niveaux de dolomie ocre d'épaisseur centimétrique à décimétrique et de conglomérats. Ces derniers prédominent dans la suite de la série qui forme une assise épaisse et massive entre le Chalet du Mont Noble et la Tête des Planards (feuille Vissoie). Les conglomérats sont polygéniques et montrent des éléments centimétriques à décimétriques d'aplite et de métarhyolite blanches, de grès gris et de quartz blanc ou rosé supportés par une matrice arkosique grossière. Certains bancs sont clairement granoclassés et alternent avec des métagrès arkosiques gris verdâtre ou avec des niveaux pelliculaires de métapélites vertes.

Ailleurs dans la nappe de Siviez-Mischabel, le contact basal de la formation est cisailé et marqué par des quartzites sériciteux schisteux très riches en veines de quartz et de carbonate rouille. Il a servi de niveau de décollement.

La partie principale de la Formation du Bruneggjoch est formée de quartzites verts à vert émeraude en bancs d'épaisseur décimétrique à surfaces légèrement sériciteuses. Des passées conglomératiques comportent des galets de quartz, en général rose ou rouge, dispersés dans la matrice.

Ces roches sont formées essentiellement de quartz mais comprennent également un faible pourcentage d'albite, de séricite, de microcline, de carbonate et de chlorite.

La partie sommitale de la Formation du Bruneggjoch est constituée par des quartzites blancs purs formant des bancs décimétriques massifs. La transition entre les quartzites verts conglomératiques et les quartzites blancs est généralement progressive, et des récurrences de métagrès grossiers à dragées de quartz supportées par la matrice existent au sein des quartzites blancs. Ces derniers appartiennent au Membre de Sous le Rocher (WERNLI & BRÖNNIMANN 1973, SARTORI et al. 2006).

Les quartzites blancs sont très purs et on ne trouve à côté du quartz qu'un peu de microcline, d'albite, de séricite et de carbonate.

Les différents faciès composant la Formation du Bruneggjoch n'ont pas été distingués cartographiquement.

Comme dans la zone Houillère, des niveaux de quartzite kakiritisés («Zuckerquarzit») peuvent être localement observés dans les quartzites blancs. La discussion du phénomène à l'origine de la perte de cohésion de cette roche a été donnée en p. 32.

L'âge de la Formation du Bruneggjoch n'est contraint que par encadrement dans l'intervalle Permien tardif – Trias précoce (Induen – Olenekien).

Des grès-quartzites, des grès arkosiques, des conglomérats et des silts péliques constituent les protolithes des roches de cette formation. Une discussion sur leurs milieux de dépôt est donnée en p. 32.

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

(Nappe de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides)

Ce niveau évaporitique triasique constitue la semelle de décollement de la partie supérieure de la série mésozoïque briançonnaise. Les niveaux décollés ont été incorporés à une ceinture de chevauchement structurée à la fin de l'Eocène et forment la nappe des Préalpes médianes rigides (TRÜMPY 1955).

t_{2y} Gypse (Anisien)

Un niveau de gypse fait suite aux quartzites de la Formation du Bruneggjoch au toit de la nappe de Siviez-Mischabel. En surface, ce niveau a été remplacé par de la cornieule et seules subsistent quelques lentilles de gypse, de taille hectométrique pour la plus spectaculaire, visible dans le versant nord de l'arête Mont Rouge – Mont Carré. A cet endroit, le gypse est blanc, souvent rubané de gris. Il englobe parfois des éléments centimétriques à métriques de marbre dolomitique ou de dolomie. On peut observer dans cet affleurement de façon spectaculaire le processus de remplacement du gypse par la cornieule. Une fine pellicule aux contours dendritiques formée d'une pâte encore molle de carbonate de calcium recouvre le gypse et se développe à sa surface en remplacement du sulfate de calcium.

Ce niveau évaporitique appartient à la base de la Formation de St-Triphon. Il constitue un des faciès du Membre de Dorchaux. De minces niveaux dolomitiques et péliques étaient vraisemblablement associés au gypse. Il en reste des traces dans les cornieules formées aux dépens du gypse.

t_{2r} Cornieules

Les cornieules de couleur jaune orangé sont un élément marquant du paysage, par exemple de l'alpage d'Essertse dans le val d'Hérémente. Ces cornieules

remplacent en surface le gypse de l'horizon de décollement au toit de la nappe de Siviez-Mischabel.

Elles sont le plus souvent finement bréchiques et vacuolaires et comportent des éléments millimétriques à centimétriques de dolomie, de métapélites et de quartz. Localement les éléments sont plus grossiers (jusqu'au décimètre) et plus variés (gneiss albitiques, quartzites, quartzschistes, etc.). Il s'agit probablement, dans ce cas, de la cimentation par le carbonate de formations superficielles (éboulis, remplissage de dolines, SCHAAD 1995).

t₂₋₃ Formation de St-Triphon et de Champcella: dolomies, marbres (Trias moyen)

Des dolomies forment des boudins de diamètre métrique à hectométrique dans l'horizon de décollement formé de gypse et de cornieules. Ces roches sont généralement très fracturées. Il s'agit le plus souvent de dolomies jaunâtres, plaquetées, qui pourraient être assimilées à celles existantes à la base de la Formation de St-Triphon (Membre de Dorchaux: BAUD 1984, 1987). Dans de rares cas, des passées plus calcaires évoquent des calcaires vermiculés très déformés.

Ces lambeaux de la série triasique briançonnaise peuvent être interprétés comme des écailles pincées dans le niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides.

Roches intrusives

G_γ Métagranite gris-vert (métagranite de Thyon) (Cambrien?)

Un corps de métagranite lenticulaire d'environ 300 m d'épaisseur occupe la Crête de Thyon entre les altitudes 2250 et 2370 m et se prolonge à l'ouest jusque dans le secteur de Comberette. Il forme la limite nord du socle de la nappe de Siviez-Mischabel, en contact anormal, par l'intermédiaire de la zone de cisaillement de la Brinta (p. 85), avec les conglomérats permien de la Formation du Col de Chassoure. Cette proximité a entretenu une certaine confusion dans l'interprétation de la nature originelle magmatique ou sédimentaire de la roche (VALLET 1948, DERRON & JACQUOD 1994, BUSSY et al. 1996a). Il s'agit d'un granito-gneiss clair, gris-vert, homogène (fig. 7). La texture granolépidoblastique comprend du microcline, de l'albite, un feldspath perthitique, de la biotite verte, du mica blanc, du quartz, de l'épidote et de la chlorite. Les minéraux accessoires sont le rutile, le sphène, le stilpnomélane, le zircon et des opaques. Des analyses géochimiques détaillées et une datation radiométrique U/Pb (500 + 3-4 Ma) ont été effectuées sur un corps de granite alcalin situé dans le versant ouest du Mont Ro-neux, en rive gauche du val de Bagnes (BUSSY et al. 1996a). Son contexte litho-



Fig. 7: Métagranite de Thyon (594.370/113.560, 2250 m). Un corps granitique de même composition et en même position structurale (Mont Rogneux, val de Bagnes) a été daté à 500+3-4 Ma (Bussy et al. 1996). Photo M. Sartori 2004.

stratigraphique ainsi que sa position tectonique sont en tous points semblables à ceux du métagranite de Thyon qui est supposé d'âge identique.

G_{γp} Métagranitoïde granophyrique blanc («métagranophyre» de Thyon)
(Cambrien?)

Séparé du métagranite de Thyon par une bande de gneiss de la Formation de Lirec d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, cet autre corps magmatique affleure sur la Crête de Thyon au-dessus de 2380 m jusqu'à 50 m de l'arrivée du télésiège de la Tsermetta. D'une épaisseur variant entre 300 et 700 m, il est plus étendu que le métagranite et se prolonge vers l'ouest jusqu'au val de Nendaz. Il traverse en discordance la lame de socle limitée à sa base par la zone de cisaillement de la Brinta et à son toit par la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan. Il est en contact le long de sa limite nord avec la Formation de Lirec et le long de sa limite sud avec la Formation du Distulberg et la Formation du Métailler. Il forme les affleurements clairs à patine rouille caractéristiques du sommet de la Crête de Thyon. La roche est très fracturée et se débite en blocs polyédriques. Il s'agit d'un gneiss hololeucocrate fin à quartz, microcline, albite, ainsi que mica blanc, biotite verte et chlorite subordonnés (fig. 8). Des reliques de texture granophyrique sont visibles dans

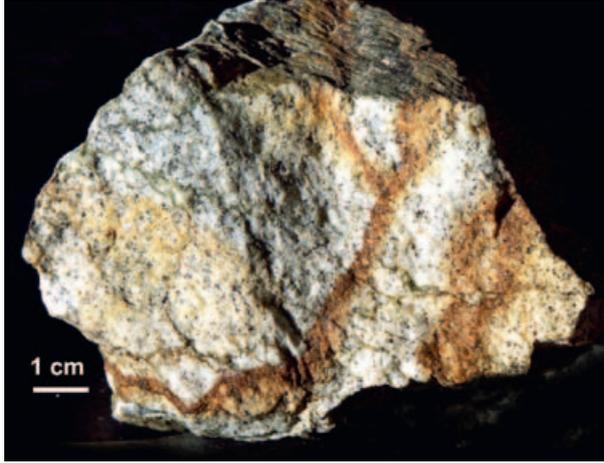


Fig. 8: Métagranitoïde granophyrique blanc. Crête de Thyon (594.500/112.965, 2400 m).
Photo M. Sartori 2004.

certaines feldspaths. Cette roche n'est pas datée, mais sa proximité avec le métagranite de Thyon et son analogie avec les granophyres cambriens du Mont Pourri (GUILLLOT et al. 1991) plaident pour un âge proche de 500 Ma.

G_{γa} Métagabbro (Cambrien?)

Deux petits corps lenticulaires de métagabbro ont été reconnus au sein de la Formation de Lirec dans la région de Trogne (601.100/113.650, 620 m) et à proximité de l'alpage de la Combire (592.400/112.630, 1890 m). Leur extension atteint 200 à 300 m et leur épaisseur ne dépasse pas 30 m. Quoique métamorphisée dans le faciès schiste vert, la roche massive vert foncé d'aspect gneissique, mouchetée de blanc, évoque encore fortement la texture gabbroïque. Les pyroxènes d'origine ont été entièrement remplacés par la chlorite et de rares reliques de hornblende, alors que les plagioclases ont été saussuritisés en albite et épidote (DALLA PIAZZA & DÉZES 1992). La calcite, le sphène et le rutile forment les minéraux accessoires. L'âge de ces gabbros n'est pas connu. Des lentilles semblables sont également connues au sein de l'Ensemble de l'Ergischhorn et des Formations de Barneuza, du Distulberg et du Métailler. Un de ces corps encaissé dans l'Ensemble de l'Ergischhorn dans le val de Tourtemagne a fourni un âge U/Pb sur zircon de 504 ± 2 Ma (SARTORI et al. 2006). On ne peut exclure cependant qu'il existe plusieurs générations de gabbros au sein de ce socle.

NAPPE DU MONT FORT

La nappe du Mont Fort est séparée de la nappe de Siviez-Mischabel par un synclinal isoclinal dont la trace s'étend du Mont Carré jusqu'au lac des Vaux. Ce synclinal désigné parfois de manière équivoque sous le terme de «synclinal des Chèques» (SCHAER 1959, VALLET 1950, CALAME 1954; cf. discussion p. 86) est nommé ici «synclinal des Dents Rousses». Le contenu lithostratigraphique de la nappe du Mont Fort est semblable à celui de la partie supérieure de la nappe de Siviez-Mischabel. Seuls les terrains du Permien et du Permo-Trias représentent la nappe du Mont Fort sur le territoire de la feuille Sion. Ils affleurent à sa limite sud, dans les deux versants du val d'Hérémece.

Formation du Col de Chassoure

Le coussin sédimentaire permien formant la base et le front de la nappe du Mont Fort se poursuit vers le sud-ouest en direction du col de Chassoure qui constitue la localité-type de la formation du même nom (SARTORI et al. 2006). Plusieurs membres ont été définis au sein de cette série. La complexité des déformations autour du synclinal du Montset (cf. p. 88), alliée à une importante couverture quaternaire, rendent délicate la délimitation cartographique exacte de ces membres sur le territoire de la feuille Sion. Il y a été choisi de ne pas subdiviser cartographiquement la Formation du Col de Chassoure dans ce secteur.

p Quartz-séricitoschistes vert bleuté, quartzschistes clairs, quartzschistes verts, métapélites, chloritoschistes (Permien)

Les descriptions des termes les plus courants de la formation ont été données en page 40. Les quartz-séricitoschistes vert bleuté constituent un faciès courant dans la nappe du Mont Fort, particulièrement dans la région du Sex Pey, située structuralement en dessus du synclinal du Montset.

La bande de terrains permien qui s'étend de l'alpage d'Essertse à celui de Combartseline possède un contenu plus varié. Elle constitue un anticlinal bordé dans ses deux flancs par la Formation du Bruneggjoch.

Dans la coupe-type de la Formation du Col de Chassoure (SARTORI et al. 2006), une épaisse série de quartzschistes homogènes, à patine vert foncé, formant des parois de roches d'aspect gneissique, constitue l'ossature de la série. Une séquence identique forme une arête massive entre Essertse et la Pointe de la Vatsé. Le vallon qui la borde a donné son nom au Membre de la Mondra.

Le quartz domine dans ces roches à côté de l'albite, de la chlorite et de la séricite. Des minces niveaux de chloritoschistes y sont intercalés par endroits. Des ovaridites vert sombre formant des bandes de 1 à 2 m d'épaisseur entre-

ludent la série dans le versant oriental de la Crête d'Essertse (593.620/110.840, 2560 m).

Des niveaux plus tendres et plus schisteux affleurent de part et d'autre de ce noyau d'aspect gneissique. Ils sont formés de quartzschistes blancs, intercalés entre des niveaux de métapélites vert foncé qui deviennent plus présents vers le haut présumé de la série. Ces métapélites deviennent finalement prédominantes et sont associées à des quartz-séricitoschistes vert-bleu. Elles définissent le Membre de la Gouille Verte (SARTORI et al. 2006) dans la partie sud de la Crête d'Essertse (593.415/110.410, 2649 m) au pied de l'arête nord du Greppon Blanc. Quartz, séricite, albite et chlorite sont les constituants principaux de ces schistes.

L'âge de la Formation du Col de Chassoure comprend l'intervalle du Permien précoce au Permien tardif (p. 41).

Les protolithes des roches du Membre de la Mondra seraient principalement des arkoses, des siltites et des pélites. Il est possible que les niveaux d'ovardites dérivent de filons mafiques. Le Membre de la Gouille Verte semble pour sa part avoir été composé essentiellement d'alternances d'argilites et de siltites.

Formation du Bruneggjoch

Les quartzites de la Formation du Bruneggjoch (SARTORI 1990) occupent la base topographique de la nappe du Mont Fort, en position renversée dans le flanc du synclinal triasique profond (synclinal des Dents Rousses) qui la sépare de la nappe de Siviez-Mischabel entre le val de Nendaz et celui d'Hérémece. Ce flanc est très cisailé plus à l'est, entre le val d'Hérémece et le val d'Hérens, et la formation est réduite tectoniquement et discontinue. Les quartzites forment également les deux flancs du synclinal du Montset dont le cœur est occupé par la nappe du Tsaté. Ce synclinal a été désigné parfois de manière équivoque sous le terme de «synclinal des Chèques» (WEGMANN 1923, Profil 4; ALLIMANN 1987). Dans ce synclinal post-nappe, la déformation est plus importante et les quartzites présentent un aspect plus schisteux.

t₁ Quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose, («Verrucano briançonnais»), quartzite blanc (Membre de Sous le Rocher) (Permien tardif – Trias précoce)

La base de la Formation du Bruneggjoch a été décrite par SARTORI et al. (2006) dans le versant est du Mont Loéré. Elle débute par des quartzites sériciteux vert émeraude clair à débit schisteux qui deviennent progressivement plus massifs et se chargent en galets dispersés de quartz blanc et rose. Des niveaux dolomitiques ocre à brun rouille dont l'épaisseur varie de 0,5 à 20 cm sont intercalés dans les quartzites sur une épaisseur d'environ 40 m. Ils sont semblables aux

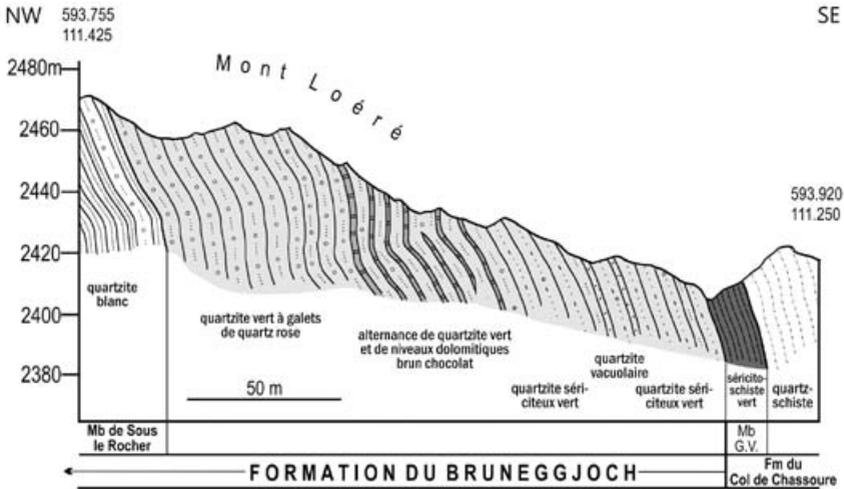


Fig. 9: Coupe-type de la base de la Formation du Bruneggjoch dans le versant oriental du Mont Loéré, val d'Hérémence (SARTORI et al. 2006). G.V.: Membre de la Gouille Verte.

«karbonatischen Zwischenlagen» décrits par JÄCKLI (1950) dans les quartzites du front de la nappe de Siviez-Mischabel. Les quartzites verdâtres sériciteux et conglomératiques typiques du «faciès Verrucano briançonnais» (TRÜMPY 1966) occupent le cœur de la formation et sont surmontés par des quartzites blancs plus purs. Ces derniers constituent le Membre de Sous le Rocher (SARTORI et al. 2006). L'épaisseur totale de la série atteint environ 350 m en position renversée à la base de la nappe du Mont Fort.

Le quartz, l'albite (parfois maclée en échiquier), le microcline perthitisé, la séricite, l'apatite, la tourmaline et le zircon sont les constituants minéralogiques des quartzites.

La base du Membre de Sous le Rocher peut localement être définie dans la coupe du Mont Loéré (fig. 9). Mais les déformations alpines ont été plus importantes à l'est de cette coupe et autour du synclinal du Montset, où cette limite ne peut plus être reconnue de façon fiable. De ce fait, la Formation du Bruneggjoch n'a pas été subdivisée sur la carte.

L'âge de la Formation du Bruneggjoch dans la nappe du Mont Fort n'est pas davantage étayé que dans les autres unités tectoniques. L'intervalle Permien tardif – Trias précoce reste posé à titre d'hypothèse.

La nature originelle des roches qui la composent a fait l'objet d'une discussion en pages 32 et 46.

PENNIQUE SUPÉRIEUR

NAPPE DU TSATÉ

La nappe du Tsaté n'est présente sur le territoire couvert par la feuille Sion qu'au coeur du synclinal du Montset qui la replisse au sein de la nappe du Mont Fort. Dans ce synclinal post-nappe les déformations sont importantes et les roches apparaissent plus schisteuses. On y reconnaît néanmoins un ensemble homogène dominé par des marbres siliceux et phylliteux désignés dans la nappe du Tsaté comme «Série Rousse» (MARTHALER 1984).

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

Ces marbres forment une barre rocheuse d'apparence massive, de patine brun roux à ocre caractéristique, se débitant en gros blocs anguleux. La cassure est grise et les surfaces de schistosité sont gris sombre, sériciteuses, parfois chargées en pigments charbonneux. De rares niveaux plus schisteux et micacés peuvent être intercalés dans la série.

Les minéraux constitutifs sont la calcite, le quartz, la séricite et l'albite.

Ces marbres sont à corrélés avec la «Série Rousse» décrite par MARTHALER (1984) dans le val d'Anniviers. Son âge présumé est le Crétacé tardif sur la base de fantômes de foraminifères planctoniques épigénétisés en ankérite (MARTHALER 1981).

Le protolithe de ces marbres est un flysch calcaire.

QUATERNAIRE

(par Mario Sartori)

Pléistocène

q_{4m} Moraine de la dernière glaciation

Les moraines «würmiennes» et tardiglaciaires couvrent environ 50% de la surface des versants. Des moraines très compactes («moraines de fond», «terres-béton») sont principalement visibles en rive droite du Rhône sur les plateaux de Vétroz, Savièse et Grimsuat. Elles comprennent plus de 50% de galets calcaires, souvent bien polis et striés, et comme éléments marqueurs des gneiss et granites de l'Aar. En rive gauche du Rhône dominent des moraines d'ablation plus hétérogènes comprenant des poches à remplissage fluvioglaciaire et glaciolacustre. Les galets et blocs d'origine pennique supérieure et austroalpine sont très visibles. Sur cette rive, il est difficile de distinguer les moraines du glacier du Rhône et les moraines des glaciers de vallées sur la base de leur composition. Les éclogites de la zone de Zermatt - Saas Fee forment néanmoins un marqueur fiable des premières.

Durant le dernier maximum glaciaire (LGM), la limite supérieure du glacier du Rhône et des glaciers de vallées a laissé des traces qui ont permis des reconstructions topographiques (KELLY et al. 2004, SCHLÜCHTER 2009). D'après ces reconstitutions, le toit de la glace se trouvait à 1900 m environ à la verticale de Sion. La surface du glacier du val d'Hérens descendait en pente douce de 2600 m à Arola jusqu'à 2000 m à sa jonction avec le glacier du Rhône.

Au sud du Rhône, des stades de retrait et de stagnation des glaciers de vallées sont documentés par des cordons et vallums morainiques là où les instabilités de versant ne les ont pas emportés.

Dans le bas val d'Hérens, les puissantes moraines latérales des Collons, étagées entre 1940 et 1800 m documentent le stade de retrait le plus ancien du grand glacier d'Hérens. Leurs équivalents en rive droite du val d'Hérens sont étagées entre 1900 et 1720 m mais ont été légèrement déplacés par des tassements. Vers le nord, ces cordons s'incurvent vers l'ouest et marquent la confluence avec le glacier du Rhône. En rive gauche de la vallée du Rhône, les cordons morainiques latéraux de Zerjona, étagés entre 1800 et 1700 m à l'extrémité du plateau de Nendaz, semblent être corrélés au même épisode.

Des moraines frontales, marquant le stationnement du glacier d'Hérens proche de son embouchure dans la vallée du Rhône, sont visibles à Erbio («stade des moraines basses» de WINISTORFER 1977). L'axe actuel du bas val d'Hérens est décalé vers l'ouest par rapport à l'axe de la vallée glaciaire en auge. C'est le torrent sous-glaciaire qui a surcreusé les gorges de la Borgne, comme le prouve la présence de graviers fluvioglaciaires plaqués contre les versants rocheux

(598.000/117.815, 690 m). De nombreuses terrasses de kame donnent son caractère à cette partie de la vallée. Sevanne, Gréferic, Ossona et Tsampé en sont les principaux exemples en rive droite. Celle du Château de Vex en est la plus caractéristique en rive gauche. Elle a été construite par l'accumulation de graviers en couches inclinées (foresets) dans un delta lacustre (FAUCHÈRE 1997). Ce petit lac allongé s'est formé entre le versant de la vallée et la moraine latérale gauche du glacier d'Hérens dont il reste un témoin à l'extrémité de la terrasse du Château (597.780/116.950, 845 m). L'érosion a depuis lors grignoté les dépôts lacustres et a profondément entamé le bord de la terrasse de kame. Les terrasses citées ci-dessus pourraient s'être formées alors que le front du glacier stationnait à Erbio. Une moraine latérale très compacte s'est accumulée à Euseigne, à la confluence du glacier des Dix et du glacier d'Hérens. Les «pyramides d'Euseigne» sont des cheminées de fées (ou demoiselles coiffées) créées par l'érosion aux dépens de cette moraine. Plus à l'intérieur de la vallée, de puissants vallums marquent un épisode de stationnement du glacier d'Hérens à la Lurette. La moraine frontale repose ici sur des dépôts glaciolacustres visibles au pied d'une gravière (600.585/111.865, 1020 m). Cette séquence de dépôts documente probablement une succession d'avancées et de retraits (FAUCHÈRE 1997). En rive gauche du val d'Hérens en amont de Praz-Jean, les moraines du glacier latéral provenant du cirque Artsinol-Mont Rouge (La Combetta) aboutissent au fond de la vallée, ce qui documente un épisode d'avancée importante des glaciers de cirques exposés au nord-est alors que le glacier principal avait déjà abandonné le fond de la vallée. Le même type de cordons morainiques est visible à Prolin dans le val d'Hérémente en aval du cirque de la Tsermetta.

Dans le bas val de Nendaz, les stades de retrait élevés ne sont pas préservés. Les moraines frontales à gros blocs de Brignon marquent le stationnement du front du glacier de Nendaz à proximité de l'embouchure dans la vallée du Rhône, et celles situées en amont de Saclentse un stade de retrait à l'intérieur de la vallée. Il faut remonter la vallée jusqu'à 3 km en amont du bord sud de la feuille pour trouver les belles moraines de Tortin qui datent du Dryas récent (BIÉLER 1978).

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

Dans les crêtes séparant les vallées latérales au sud du Rhône, les dépôts associés à la dernière avancée de petits glaciers de cirques peuvent être clairement délimités dans certains secteurs. Leurs fronts se situent entre 1800 et 2250 m d'altitude. Ils forment généralement des cordons et des vallums comprenant de très gros blocs. Une partie de ces dépôts pourraient représenter l'avancée glaciaire du Dryas récent (11 000 ans BP) et se corrélent au stade d'Egesen défini dans les Grisons (MAISCH 1981). Ces moraines ont souvent flué postérieurement sous l'action du pergélisol et peuvent former de véritables glaciers rocheux.

Glaciers rocheux fossiles

Les glaciers rocheux fossiles les plus clairement identifiables sont situés près des crêtes, en dessus de 2000 m et ont été alimentés par des moraines de cirques à gros blocs ou par des éboulis grossiers de quartzites (Lapié de Zerjona), de conglomérats (Petit Alou) ou de granitoïdes (Crêtes de Thyon). On peut supposer que ces glaciers rocheux à morphologie bien préservée datent de la fin du Dryas récent.

Quelques glaciers rocheux plus anciens sont encore identifiables en basse altitude en versant nord, sous le plateau de Nendaz.

Holocène

Glaciers rocheux récents

Les glaciers rocheux récents sont cantonnés aux pentes d'exposition nord situées au-dessus de 2300 m. Ce sont de petits appareils qui structurent les éboulis de schistes permien dans la région du Greppon Blanc, de la Dent de Nendaz et du versant ouest de la Crête de Thyon.

Zones de solifluxion (gélifluxion)

Les éboulis fins sont structurés par le pergélisol dans les pentes orientées au nord au-dessus de 2200 m et dans les pentes orientées au nord-ouest en dessus de 2300 m. La gélifluxion façonne des lobes très allongés dans la pente, mais de faible épaisseur. Le versant nord de la Dent de Nendaz et les versants nord et nord-ouest de la crête Mont Carré-Greppon Blanc sont affectés par ce phénomène.

Instabilités de versant

En rive droite du Rhône, environ 5% de la surface du versant est supposée affectée par un mécanisme d'instabilité de versant. En rive gauche du Rhône, environ 45% de la surface des versants est présumée instable.

La nature des phénomènes d'instabilité ainsi que leur degré d'activité sont très variables.

Les instabilités affectant profondément le substratum rocheux et les terrains superficiels sont généralement sujettes à des mouvements très lents. Elles sont décrites de façon générique par le terme «tassements rocheux». Elles forment la plus grande partie des surfaces désignées comme «instables».

Il est important de distinguer le phénomène d'instabilité, responsable des mouvements, des formations lithologiques qui sont affectées par ces phénomènes.

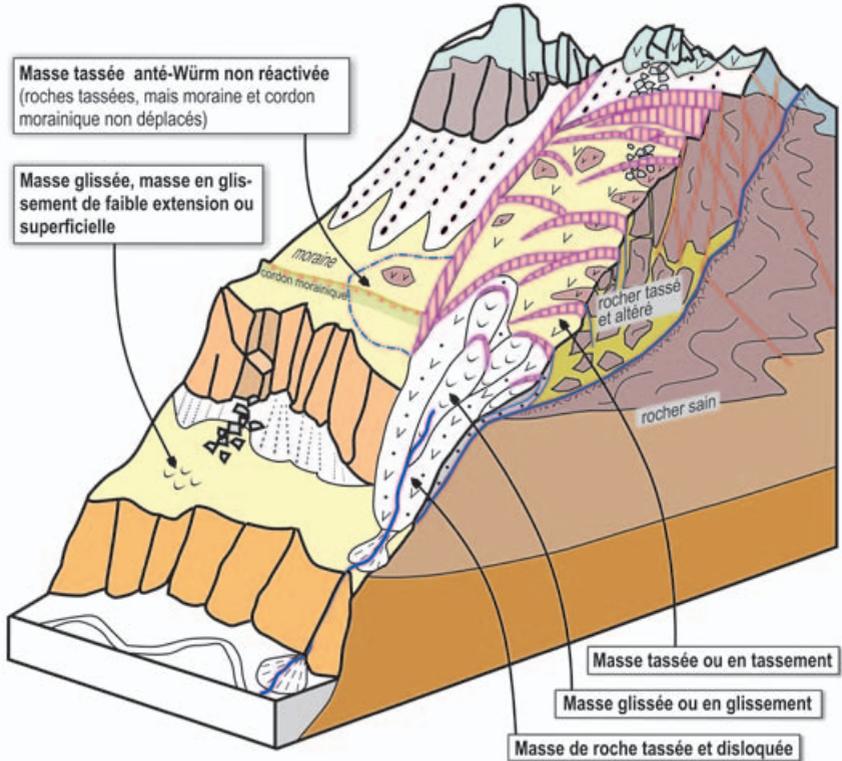


Fig. 10: Schéma illustrant la géométrie et la nomenclature des instabilités de versant représentées sur la feuille Sion.

Deux types de formations appartenant aux terrains superficiels dérivent de la désagrégation de roches ou de terrains quaternaires par l'action des phénomènes d'instabilité. Elles sont désignées par «masse de roche tassée et disloquée» ainsi que par «masse glissée ou en glissement». La nomenclature utilisée pour les différents phénomènes d'instabilité est illustrée dans la figure 10.

Masses tassées ou en tassement

C'est le *phénomène* d'instabilité qui est représenté avec ce figuré «masse tassée ou en tassement». Les roches ou les terrains superficiels affectés restent identifiés lithologiquement. Généralement seuls des déplacements de faible vitesse et associés à des instabilités rocheuses profondes ont de telles caractéristiques.

Selon les cas, l'activité principale a eu lieu avant le dernier maximum glaciaire (le rocher est profondément déstabilisé, mais la couverture morainique scelle ces mouvements) ou après le dernier maximum glaciaire (le rocher est profondément déstabilisé ainsi que la couverture morainique sus-jacente; cf. fig. 10).

Les critères d'identification sont l'observation, sur le terrain, de déchaussements par ouverture importante des diaclases, la rotation très marquée de blocs rocheux de grand volume les uns par rapport aux autres, la désagrégation de la masse rocheuse ainsi que les morphologies caractéristiques (niches d'arrachement, blocs basculés avec contrepenches). Les images ombrées du modèle numérique de terrain à maille de 2 m permettent une bonne détection des niches d'arrachement. Dans les mouvements gravitationnels de versant de grande ampleur, un «faciès» géomorphologique «mamelonné» est parfois observable sur les vues ombrées (MARTIN & BRUTSCH 2010). Il est défini par des compartiments rocheux d'échelle hectométrique déplacés et basculés indépendamment les uns des autres.

Sur la carte géologique, les «masses tassées ou en tassement» forment des polygones dont le figuré est constitué de «V» superposés aux lithologies du substratum rocheux et des terrains superficiels dans le cas de tassements actifs depuis la fin du dernier maximum glaciaire. Les «V» sont superposés aux lithologies du substratum dans les affleurements rocheux, mais pas aux terrains superficiels sus-jacents lorsque le mouvement gravitaire profond de versant est antérieur au dernier maximum glaciaire et qu'il n'a pas été réactivé de manière significative durant le tardi- et le postglaciaire.

Sur le territoire de la feuille Sion en rive gauche du Rhône, les *mouvements gravitationnels profonds de versant* sont omniprésents. La Formation du Col de Chassoure, qui forme une large bande continue à la base de la nappe de Siviez-Mischabel, comprend des lithologies très favorables à la déstabilisation du versant rocheux. Les quartz-séricitoschistes offrent une certaine plasticité, un angle de frottement très faible sur les surfaces de schistosité tapissées de séricite, et sont très diaclasés. Ces propriétés favorisent les mécanismes de «déformation lente de versant rocheux fauchage» («rock flow (Sackung)», Bisci et al. 1996), qui évoluent progressivement vers le bas du versant en «glissement rocheux» («rock slide», SORRISO-VALVO & GULLÀ 1996) et en «glissement de débris» («debris slide», COROMINAS 1996).

La pente moyenne générée au sein de ces tassements rocheux de grande ampleur est proche de 24° (MARTIN & BRUTSCH 2010). Cet angle peut être assimilé à l'angle de frottement interne du matériel rocheux désagrégé. Dans la région de la Dent de Nendaz, les conglomérats deviennent prédominants au sein de la Formation du Col de Chassoure aux dépens des quartz-séricitoschistes. Les tassements de versant sont significativement plus rares dans ce contexte.

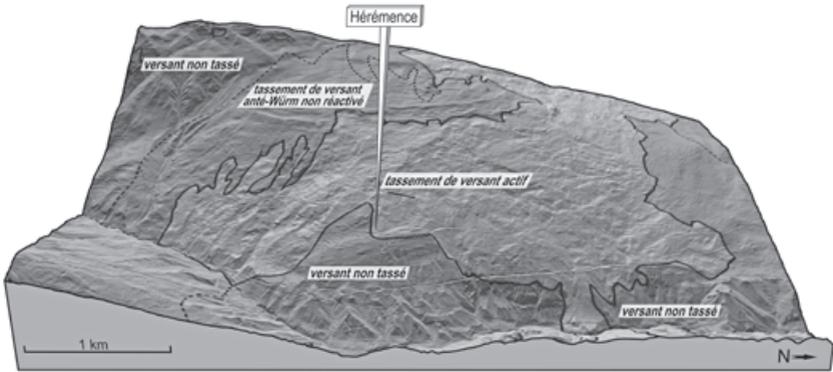


Fig. 11: Rive gauche du bas val d'Hérens vu de l'est sur une vue en relief ombrée du modèle d'altitude. La surface affectée par les tassements de versant de la région d'Hérémence a été rendue légèrement plus claire. Certaines zones d'instabilité sont scellées par la moraine «würmienne» non déstabilisée. Elles sont délimitées en tireté et désignées comme «tassements de versant anté-Würm».

Le volume, la profondeur et l'âge des mouvements gravitationnels profonds de versant sont très variables. Six cas d'instabilités constituent des exemples démonstratifs:

Tassement profond d'Hérémence

Cette instabilité de versant dépasse largement le cadre du village d'Hérémence puisqu'elle occupe près de 19 km² de versants donnant sur le val d'Hérémence, le bas val d'Hérens et la vallée du Rhône (DUTI 1984). Le relief qu'elle détermine pour la «crête» Les Agettes-Thyon est très arrondi, à tel point que ce secteur est souvent désigné par le terme de «cône de Thyon». Cette morphologie est due au fait que la limite de bassin versant entre le Rhône et la Borgne a été incorporée au tassement rocheux, qui couvre d'un seul tenant toute la zone de confluence entre ces deux vallées (fig. 11).

Les niches sommitales cernent la station touristique de Thyon 2000. Dans les pentes orientées au nord sous la station, les escarpements correspondant à des niches d'arrachement et les replats correspondant aux dos des compartiments rocheux abaissés se succèdent vers l'aval de manière régulière. Cette alternance de replats et de brusques ressauts rend le parcours à ski de la «piste de l'Ours» particulièrement attractif (C. Lengeler, comm. orale). La moraine est déstabilisée et très érodée, ce qui trahit une intense activité postglaciaire du tassement rocheux. Aux endroits où la moraine a été entièrement décapée, le sol est formé exclusive-

ment de fins débris provenant des formations rocheuses impliquées dans l'instabilité. Dans le passé, ces secteurs ont généralement été attribués à tort à la moraine en raison de l'absence de barres rocheuses et de la douceur du relief.

Dans les pentes orientées à l'est entre Thyon et les Collons au contraire, une épaisse couverture de moraine «würmienne» recouvre les formations rocheuses. Ces dernières présentent néanmoins une forte désagrégation lorsqu'elles sont visibles en affleurement. Les niches sommitales qui correspondent à cette partie de l'instabilité sont bien marquées morphologiquement. Cette contradiction est renforcée par le fait que les cordons morainiques latéraux des Collons sont continus sur une distance d'environ 2,5 km et ne paraissent pas avoir été déplacés. On en déduit que l'instabilité de versant est préexistante au dernier maximum glaciaire (DUTI 1984) et que certains secteurs ont été réactivés au cours du tardiglaciaire et du postglaciaire alors que d'autres sont restés stables. Les niches sommitales de réactivation du tassement rocheux sur le versant d'Hérémece entament la moraine «würmienne» en aval des Collons.

Le front de l'instabilité est déterminé par la présence d'un épais niveau de quartzites de la Formation du Bruneggjoch sous les schistes permien. La masse désagrégée flue par-dessus les barres rocheuses stables formées par ces roches plus résistantes.

L'épaisseur des terrains flués n'est pas connue avec certitude, elle atteindrait parfois plus de 120 m (DUTI 1984). Les vitesses moyennes de déplacement en surface sont généralement de moins de 1 cm par an, mais ils peuvent atteindre plus de 20 cm par an lorsqu'un glissement superficiel est très actif dans la partie supérieure de la masse tassée. Le volume total mobilisé dans l'ensemble de l'instabilité atteint plusieurs centaines de millions de mètres cubes.

Tassement profond de la Louère

Cette instabilité de versant de taille plus modeste est située en rive droite du val d'Hérens, en amont de Mase. Elle s'étend à cheval entre la feuille Sion et la feuille Vissoie (MARTHALER et al. 2008). Sa niche sommitale montre de manière spectaculaire l'épaisseur de la tranche de roches impliquée dans le processus de tassement profond. Par un mécanisme de glissement rocheux sur une fracture préexistante, la crête qui sépare le val d'Hérens du val de Réchy entre le Mont Gautier et la pointe de Masserey (feuille Vissoie) se déplace vers l'ouest. La tranche de roche affectée atteint une épaisseur maximale de 50 m. La surface basale de glissement forme une petite crête dans le versant Réchy (Brechette, 604.000/116.000, 2600 m). Le déplacement atteint environ 5 m. L'évolution de cette structure devrait aboutir à un classique «dédoulement de crête» (fig. 12). Le sommet du versant a été affecté par «déstabilisation régressive». Les schistes sériciteux permien de la Formation du Col de Chassoure sont une fois de plus à l'origine de l'instabilité. Leur mobilisation au pied du versant, dans l'entaille du torrent La Manna, a pro-



Fig. 12: Niche d'arrachement sommitale du tassement de versant de la Louère - Pravochin sur la crête entre le val de Réchy, à gauche, et le val d'Hérens, à droite, au lieu-dit «Brechette» (603.905/115.825, 2619 m). La crête rocheuse à droite de la niche d'arrachement (soulignée par l'ombre) s'affaisse dans le versant Hérens. Une double crête sera formée si le mouvement persiste. Photo M. Sartori 1997.

gressivement entraîné les quartzites et les marbres roux sus-jacents dans les mécanismes de glissement rocheux et de glissement de débris.

Tassement profond de Villetta

Entre Nax et Vernamiège en rive droite de la Borgne, le versant entier est sujet à des mouvements gravitationnels profonds. Depuis la crête rocheuse séparant les versants ouest et nord, dans la région du Clos du Guidon (600.760/118.470, 1825 m) jusque dans le lobe frontal de glissement d'Erbio (598.290/118.640, 810 m), on peut observer la désagrégation progressive du versant rocheux et l'évolution spatiale du mécanisme d'instabilité.

La crête rocheuse au Clos du Guidon est déterminée par les niches d'arrachement des instabilités du versant ouest et du versant nord. Les niches d'arrachement situées sous le lieu-dit «Pierre des Enfants» (599.390/119.000, 1400 m) découpe selon le réseau de diaclases de gros panneaux rocheux formés de méta-volcanites permienne appartenant à la Formation du Col de Chassoure. Plus bas dans le versant, des blocs de quartz-séricitoschistes permien de grande taille flottent dans une matrice formée d'un mélange de débris plus fin et de moraine remaniée (route de Nax, 599.160/118.700, 1240 m). La partie frontale de l'instabilité



Fig. 13: Masse rocheuse disloquée dans la partie avale du tassement profond de Villetta (Erbio 598.275/118.700, 835 m). Des blocs anguleux de quartzschistes de la Formation du Col de Chassoure sont pris dans une matrice limoneuse. Le marteau dans l'ellipse blanche donne l'échelle. Photo M. Sartori 2006.

forme une langue de glissement de débris sur la moraine et sur les calcaires et dolomies de la zone Houillère. Elle est formée d'une masse désagrégée de débris de quartz-séricitoschistes constituée de blocs décimétriques anguleux et d'une matrice limoneuse (fig. 13). Cette diamicte issue du démantèlement de la masse rocheuse dans l'instabilité de versant a précédemment été confondue avec la moraine. Une bonne coupe dans cette masse glissée est visible dans les vignes en amont d'Erbio (598.275/118.700, 835 m).

Tassement des Crêtaux

Les terrains carbonifères de la zone Houillère peuvent également être sujets aux tassements rocheux. L'alternance de schistes plastiques et de niveaux clastiques plus grossiers formant des assises très fracturées permet localement l'activation de «déformation lente de versant rocheux fauchage», d'«extension latérale des roches» ou de «glissement rocheux» (BISCI et al. 1996, PASUTO & SOLDATI 1996, SORRISO & GULLÀ 1996). En 1985, un événement catastrophique a attiré l'attention du public sur ces phénomènes. Il a eu lieu environ 1 km au NNE d'Isérables, dans la couronne d'un petit cirque d'érosion de versant situé sous le plateau des Crê-

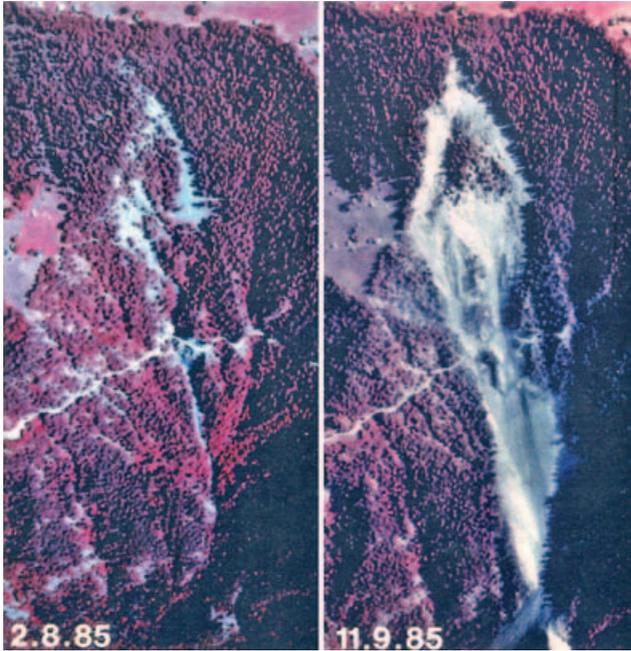


Fig. 14: Photos infrarouge de l'instabilité des Crêtaux avant (à gauche) et après (à droite) son activation catastrophique du 26 août 1985 (Photos EPFL, 1985).

taux et s'ouvrant sur la vallée du Rhône. Ce secteur sommital est constitué par la partie basale de la zone Houillère externe, sujette localement à un tassement lent de versant. Après une période de plusieurs années d'activation progressive, un volume d'environ 800 000 m³ de méta-grès et de schistes a subi le 26 août 1985 un glissement rocheux (fig. 14) dont le déplacement a atteint environ 50 m en un jour (ROUILLER 1990). La plus grande partie de la masse rocheuse a été démantelée et les blocs se sont éboulés dans un couloir débouchant sur le cône torrentiel d'Arbin.

Une partie de la masse mobilisée a freiné sa course contre un éperon rocheux partageant le sommet du couloir. Après plusieurs années de purge des parties latérales de cette masse rocheuse, la situation s'est stabilisée à nouveau. Des dégâts importants ont été occasionnés à la route Iséables-Condémines et aux cultures situées sur le cône d'Arbin (feuille Dt de Morcles). La construction d'une digue en aval du couloir et d'un tunnel pour la route interrompue ont été nécessaires.

Tassements dans les parois calcaires de Nax et de Bramois

Un autre type d'instabilité de versant concerne les parois rocheuses situées entre la plaine du Rhône et le plateau de Nax. Un phénomène d'extension latérale affecte les calcaires et les dolomies triasiques de la couverture de la zone Houillère qui reposent sur un horizon plastique formé par les schistes et les gypses du Membre de Dorchaux. Le réseau de grandes fractures qui découpe les assises calcaires a permis à des compartiments rocheux, épais de 200 à 300 m à la base, de s'affaisser en extrudant la couche plastique et de basculer vers l'arrière.

Tassement de Daillon

En rive droite du Rhône, les instabilités de versant occupent proportionnellement une surface bien plus restreinte qu'en rive gauche, en raison principalement de la nature des roches et de l'exposition du versant. La rive droite de la Morgé dans le secteur de Daillon abrite néanmoins un tassement rocheux de grande ampleur. Cette instabilité de versant occupe la bordure de la feuille Sion en amont de Erde et de Premploz. La région du Ban de Premploz est la plus perturbée. Il s'agit d'un amas de blocs de grande dimension (dépassant plusieurs dizaines de mètres cubes), principalement de Malm et de Dogger, emballés dans une matrice de nature morainique ou de dépôt fluvioglaciaire, parfois exploitée en gravière. Certains blocs de grande dimension restent cohérents.

Masses de roche tassée et disloquée

Au sein des mouvements gravitationnels profonds de versant, le lent fluage vers l'aval des compartiments rocheux conduit à la formation d'une masse de roche tassée et disloquée qui ne peut plus être assimilée à une formation rocheuse cohérente. Cette masse est dès lors cartographiée comme un dépôt appartenant aux formations des terrains superficiels. Elle peut être formée de débris provenant d'un seul type de roche, comme c'est souvent le cas avec les schistes permien de la Formation du Col de Chassoure, ou d'un mélange de diverses formations rocheuses auxquelles s'ajoutent parfois de la moraine remaniée.

Lorsqu'elles sont encore instables aujourd'hui, leur déformation répond au mécanisme de «glissement de débris» («Debris slide», COROMINAS 1996).

Certaines de ces masses de débris existaient probablement déjà durant le tardiglaciaire, car elles montrent en moyenne et basse altitude des morphologies qui pourraient être liées à la présence du pergélisol. C'est le cas par exemple de la masse de roche tassée et disloquée de la forêt des Eterpas située entre le Rhône et Haute-Nendaz (588.700/116.000, 774 m). La partie aval de la masse est très érodée, mais elle est bordée par des crêtes qui peuvent être interprétées comme des «levées latérales» témoignant du transit d'un bourrelet frontal de gros volume dans la pente. La forte viscosité du matériel que présuppose cet écoulement pourrait être dû à la présence de glace interstitielle. Il existe de nombreux «appareils»

similaires dans le pied des versants orientés au nord qui forment la rive gauche du Rhône. Ils présentent des caractères ambigus et ont été souvent considérés jusqu'ici comme des dépôts d'éboulement.

Masses glissées ou en glissement

Ce n'est pas directement le phénomène «glissement» qui est représenté sur la carte, mais les terrains meubles qui sont ou qui ont été sujets au glissement. Ces terrains sont définis comme formations lithologiques appartenant aux terrains superficiels. Ils dérivent parfois de la moraine ou d'autres formations lithologiques. Le plus souvent ils dérivent de roches du substratum rocheux dans un stade très évolué de désagrégation et d'altération par l'eau et par les déformations associées à l'instabilité. Il s'agit donc principalement de «glissement de terrain meuble» («Mudslide», BRUNSDEN & IBSEN 1996). La vitesse de déformation en surface et la profondeur des plans de glissement principaux sont très variables. En outre la première évolue au cours du temps, généralement en relation avec des paramètres météorologiques (intempéries p.ex.) ou anthropiques (entaille par une route p.ex.). Les critères d'identification sont la morphologie (niches d'arrachement, bourrelets de glissement, levées latérales de glissement, lobes d'accumulation), la lithologie (roches ou terrains meubles remaniés p.ex.), l'hydrogéologie (succession de zones d'infiltration et d'exfiltration p.ex.) et les dégâts aux ouvrages et à la forêt. L'attribution d'un secteur en masse glissée ou en glissement ne présume pas de l'activité actuelle de l'instabilité.

Les masses glissées ou en glissement sont nettement plus fréquentes en rive gauche qu'en rive droite du Rhône. Leur rareté en rive droite est partiellement due à l'orientation sud des terrains. Leur fréquence en rive gauche est bien corrélée avec la présence de mouvements gravitationnels de versant. Les formations superficielles issues de la désagrégation des formations rocheuses dans les processus de fluage du versant sont davantage propices au phénomène de glissement en terrain meuble que la moraine par exemple. La présence de langues de glissements, généralement en dessous d'une altitude de 1600 m, est aussi corrélée à l'existence de bisses dans les versants. Les fuites d'eau occasionnées pendant des siècles par ces ouvrages d'irrigation ont activé sélectivement des glissements au sein des masses de roches tassées et disloquées ainsi qu'au sein de la moraine.

Les glissements de terrain sont moins fréquents dans la partie sud-ouest de la feuille, comme les tassements rocheux de versant. La raison semble lithologique, les conglomérats du Membre de la Dent de Nendaz remplacent les quartz-séricitoschistes dans cette partie de la Formation du Col de Chassoure.

Dépôts d'écroulement, d'éboulement

Les dépôts d'éboulements de gros volume ou d'écroulement sont peu nombreux. L'un des principaux se situe dans la région de Mourifer (594.800/118.460,

700 m) où une langue formée de gros blocs de marbres et de dolomies semble provenir de l'éboulement d'un compartiment de parois tassé. Un autre se situe en bordure sud de la feuille, en rive droite du val d'Hérémente (596.520/110.100, 1417 m), où une masse éboulée formée de gros blocs de marbres roux provient de la barre de «schistes lustrés» de la nappe du Tsaté.

Des éboulements de faible volume ne sont pas rares dans les parois de quartzites, de calcaires, de dolomies et de gypse formant les deux rives des gorges de la Borgne dans le bas val d'Hérens. Un éboulement d'environ 15 000 m³ s'est par exemple produit en 1996 en rive droite de la Borgne près de Bella Cleiva (598.150/117.950, 700 m). Le cône de débris a barré la rivière en créant un lac en amont. La Borgne érode rapidement les dépôts accumulés par ce type d'événements.

Cônes et voiles d'éboulis

Les volumes d'éboulis les plus importants sont accumulés au pied des parois calcaires, que cela soit dans les deux flancs de la vallée de la Lizerne ou dans le pied de versant en rive gauche du Rhône, entre Pramagnon et Bramois. Dans ce dernier cas, un épais niveau de gypse surmonte les barres de marbres et de dolomies triasiques. Les éboulis sous-jacents comportent parfois des boules de gypses de taille décamétrique à métrique. Lorsqu'elles sont abondantes, elles peuvent être soudées par l'action des eaux météoriques et former une croûte d'une certaine épaisseur. Les eaux issues des sources au pied de ces cônes d'éboulis particuliers ont une dureté importante.

Moraines de névé

Dans le versant sud de la crête Mont Rouge – Mont Carré, deux cordons de longueur hectométrique émergent des voiles d'éboulis de quartzite qui dominent les Gouilles (594.110/111.860). Leur géométrie assez rectiligne et leur position suggèrent qu'elles dérivent d'accumulations de débris au pied d'anciens névés permanents («moraine de névé») plutôt que de structuration par le pergélisol.

Cônes mixtes: déjections et éboulis mêlés; dépôts d'avalanches

Les «dépôts d'avalanche» correspondent aux zones atteintes encore de nos jours par de grosses coulées de neige. Leur forme est généralement très allongée. Elle résulte du remplissage d'un couloir et de l'étalement de matériel à sa sortie. Ces cônes sont notamment reconnaissables au fait qu'ils sont parsemés de gros blocs rocheux provenant du versant, en partie éboulés et canalisés par le couloir, en partie transportés par les avalanches. Les cônes sur lesquels s'étaient les grosses avalanches du versant oriental de la Dent de Nendaz, en rive gauche du val de Nendaz (590.400/111.700, 1505 m), constituent un exemple typique.

Les «cônes mixtes» sont le plus souvent situés au sein de zones d'instabilités de versant ou à leur bordure. Ils sont, ou ont été, alimentés par des chutes de pierres provenant des petites parois rocheuses désagrégées, et par colluvionnement et coulées de débris provenant des zones en glissement périodiquement dégagées de leur couverture végétale. La zone d'épandage de débris située au cœur de la masse de roche tassée et disloquée de la forêt des Eterpas (588.850/116.300, 620 m), traversée par la route Aproz – Fey, est caractéristique de ce type de dépôts.

Cônes d'alluvions, de déjection

Le Rhône reçoit cinq affluents importants sur le territoire de la feuille Sion. De ce fait, les cônes d'alluvions occupent plus de 50% de la surface de la plaine du Rhône. Leur forme, leur pente et leur volume sont variés.

Le cône de la Borgne barre complètement la vallée et repousse le Rhône contre la rive droite. Sa forme est régulière, mais sa structure interne semble comporter un emboîtement au niveau de Grand Champ Sec. Sa pente moyenne est faible. Elle atteint 1,5% dans sa partie amont, et 1% dans sa partie aval.

Le cône de la Sionne est installé sur un relief de collines allongées prolongeant celles de Valère et de Tourbillon. Sa forme et son épaisseur sont de ce fait très irrégulières. Sa pente moyenne atteint 5%. Dans la partie centrale du cône en ville de Sion (Place de la Planta, 593.750/120.190, 510 m), les travaux archéologiques ont montré que les paléosols vieux de 7000 ans environ se trouvent à une profondeur de 5 m sous le sol actuel. Dans la partie ouest de son pied, le cône de la Sionne a été érodé par un ancien méandre du Rhône, ce qui se traduit par l'existence d'un talus.

Le cône de la Morge est également de forme complexe en raison du barrage formé par la Crête des Maladaires. Sa pente moyenne atteint 2%. Il est imbriqué à l'ouest avec des cônes provenant de l'activité torrentielle épisodique dans les sillons d'érosion du versant.

Le cône de la Lizerne est particulier par sa géométrie. Le conoïde est construit symétriquement autour du chenal actuel endigué. La pente moyenne varie de 1,5% à 2%. Cette structure allongée pourrait être due à la persistance d'un chenal rectiligne en prolongement de la profonde gorge taillée par le torrent sous-glaciaire au débouché de la vallée de la Lizerne.

Le cône de la Printse, au débouché du val de Nendaz, est de faible extension par rapport à la taille du bassin versant. Sa pente moyenne est par contre élevée. Elle atteint près de 6%.

Le grand cône de la Losentse occupe le bord ouest de la feuille. Dans sa partie aval, sa pente est encore de près de 6%.

De petits cônes d'alluvions sont présents dans le val de Nendaz au confluent de torrents débouchant de petits cirques d'érosion.

Dans l'ensemble de ces cônes, graviers, sables et limons prédominent.

Alluvions récentes

D'après l'interprétation de profils de sismique réflexion (PUGIN et al. 1997, profil Vétroz), les alluvions du Rhône constitueraient une couche de moins de 100 m d'épaisseur reposant sur des dépôts lacustres. Dans cette partie de la vallée du Rhône, les dépôts fluviatiles dateraient d'environ 10 000 ans BP à 27 m de profondeur dans la région de Riddes, et d'environ 3600 ans BP à 16 m de profondeur aux Iles près de Sion (FINGER & WEIDMANN 1987). Ces âges ^{14}C non calibrés ont été obtenus sur des troncs et des branches récoltés respectivement en forage et en gravière.

Des alternances de graviers, parfois grossiers, de sables et de silts constituent ces alluvions. La position des méandres du Rhône au cours des derniers siècles a influencé la composition des dépôts les plus proches de la surface. Le plan topographique de la plaine du Rhône dressé pour la construction du chemin de fer (1860) fournit une bonne description du milieu alluvial avant l'endiguement. Le Rhône formait des systèmes de chenaux anastomosés contre la rive gauche en amont du cône de la Borgne ainsi qu'en amont et en aval du cône de la Printse. Ces secteurs ont été le siège d'une sédimentation plutôt grossière (graviers, sables) durant les temps historiques.

Le bord d'érosion qui résulte de l'entaille du cône de la Sionne par un ancien méandre du Rhône est bien visible sur ce plan.

Alluvions avec prédominance de sables fins et de silts

Le plan topographique de 1860 montre bien les secteurs marécageux de la plaine du Rhône. Des limons fins silteux et argileux devaient s'y décanter lentement après les épisodes d'inondation de la plaine. Ces secteurs se situaient principalement loin du cours du Rhône, là où un cône d'alluvion faisait barrage. Les principaux sont Batassé en amont du cône de la Borgne, Potence - Châteauneuf en amont du cône de la Morge et Bresse (autrefois «Prés pourris») entre les cônes de la Morge et de la Lizerne. L'épaisseur de ces sédiments fins est faible.

Loess

Les dépôts de loess sont omniprésents dans la vallée du Rhône et dans les vallées latérales jusqu'à une altitude d'au moins 900 m. Ces silts éoliens très riches en quartz, de couleur orangée, ont occupé la plaine et tapissé les versants. On les observe couramment dans les talus frais, reposant directement sur la moraine ou le rocher, recouverts par des dépôts de pentes (éboulis, colluvions). Cette superposition peut être observée par exemple le long de la route de Nax (Creux de Nax, 598.070/119.550, 720 m). L'épaisseur des loess est extrêmement variable. Cette variabilité est partiellement due aux conditions de dépôts. A certains endroits bien exposés aux vents de vallée, plusieurs mètres d'épaisseur de loess ont été accu-

mulés dans des dépressions. C'est le cas par exemple à proximité du lac du Mont d'Orge où des sondages les ont mis en évidence (592.300/120.340, 650 m). Mais la variabilité d'épaisseur est surtout due à l'érosion qui a découpé et remanié de manière très inégale la couche de loess. Cette variabilité rend impossible la représentation cartographique du loess à l'échelle du 1:25 000. Comme élément de datation de la fin de la période de dépôt ces sédiments éoliens, notons qu'au sommet de la colline de la Soie, à Savièse (591.290/121.200, 860 m), un habitat néolithique s'est établi vers environ 6300 ans BP sur une couche de loess déjà recouverte de colluvions et de niveaux de sols (BAUDAIS 1994).

Colluvions

Au pied des pentes constituées de formations superficielles meubles, principalement de moraine, on trouve des dépôts fins qui se sont accumulés par ruissellement. Ces colluvions sont d'épaisseur très variable et sont situés dans les endroits fréquemment remaniés par les activités anthropiques, de sorte qu'il a fallu renoncer à les représenter sur la carte.

Dépôts lacustres du lac du Mont d'Orge

Le lac du Mont d'Orge a fait l'objet d'études palynologiques permettant la reconstitution de l'histoire de la végétation dans la plaine du Rhône durant l'Holocène. WELTEN (1982) et BIERI-STECK (1990) ont décrit plusieurs forages réalisés dans la partie orientale du lac. Le plus long de ces forages a atteint une profondeur de 15 m. Jusqu'à 14,7 m les dépôts sont constitués de boues argileuses riches en matières organiques et partiellement calcaires (gyttja) qui surmontent des argiles lacustres bleues.

Marais, marécages

Les zones marécageuses ont peu à peu disparu de la plaine du Rhône depuis l'endiguement du fleuve. La zone marécageuse de Poutafontana qui occupe un ancien bras du Rhône entre Bramois et Pramagnon a été maintenue comme réserve naturelle. Le climat très sec du Valais central ne favorise pas l'existence de marais dans les versants de la vallée principale ou des vallées secondaires. La région d'Es-sertse en rive gauche du val d'Hérémenche comporte néanmoins de nombreux petits lacs et marais installés sur la moraine locale tardiglaciaire et, pour certains, associés à des dolines liées à la présence d'un niveau de gypse. L'une de ces petites dépressions du secteur «Les Gouilles» abrite un marais qui a été restauré en lac par endiguement (Gouille Rion, 594.140/111.750, 2343 m). Des forages effectués dans ce marais ont permis à TINNER (1994) d'établir une séquence palynologique permettant de suivre l'évolution de la composition de la forêt et de la position de sa limite supérieure au cours de l'Holocène. Cette coupe palynologique de réfè-

rence complète celle décrite par BIÉLER (1978) pour la plaine de Tortin, dans le val de Nendaz, 3 km au sud de la limite de la feuille.

Tuf calcaire

Seuls les principaux gisements de tuf calcaire ont été individualisés. Ils sont pour la plupart situés au point d'émergence de systèmes karstiques développés dans les gypses triasiques. C'est donc au pied des trois niveaux de gypse principaux, c'est-à-dire au milieu et au toit de la zone Houillère ainsi qu'entre la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort, que se sont formés quelques grands volumes de tuf. Une langue de dépôt d'environ 250 m de longueur s'étend par exemple en aval de la source minérale des Boulets à Nendaz (589.980/114.470, 1270 m).

Terrain modelé artificiellement

Le paysage de buttes gazonnées du golf de Sion, sur le cône de la Borgne, est un exemple de terrain modelé artificiellement (595.600/120.800, 490 m).

Dépôts artificiels, remblais

Les remblais de grand volume jalonnent le tracé de l'autoroute A9 dans la plaine et constituent les digues du Rhône. Le stockage de grande quantité de déblais a aussi été entrepris lors du percement de galeries hydroélectriques et dans une moindre mesure lors de l'exploitation de galeries de mines de charbon.

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES

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

Métamorphisme anté-alpin

Des paragenèses relictuelles dues à des événements tectono-métamorphiques anté-alpins ont été reconnues dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel:

- **Paragenèse éclogitique:** Un assemblage de grenat, omphacite et rutile est parfois 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. L'âge de cet épisode de métamorphisme haute pression / basse température (HP/BT) n'est pas établi précisément. Ces niveaux à reliques éclogitiques présents au val de Tourtemagne et au val de Moiry n'ont pas été reconnus sur le périmètre de la feuille Sion.
- **Paragenèses amphibolitiques:** Elles sont documentées par des minéraux relictuels dans l'Ensemble de l'Ergischhorn et dans les Formation 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, la biotite, le grenat (almandin) et l'oligoclase pour les séquences pélitique et felsique. Ces paragenèses ont été notamment décrites par BEARTH (1963) et 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-Viséen, Carbonifère moyen), par la méthode K/Ar. Par comparaison, des roches de la zone du Ruitor 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. Dans les amphibolites de l'Ensemble de l'Ergischhorn et de la Formation de l'Adlerflüe, certaines foliations sont définies par les minéraux de la paragenèse amphibolitique qui constitue une schistosité relique anté-alpine. Ces foliations sont généralement transposées dans la schistosité alpine principale.

Déformations tertiaires et métamorphisme alpin

Les structures observées dans les unités penniques peuvent être décrites en quatre phases principales de déformation montrant une chronologie relative claire. Ces épisodes de déformation pourraient être hétérochrones à l'échelle régionale.

La **phase 1** est associée au 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 incrémentielles plus ou moins continue. De rares reliques d'amphibole bleue (cf. p. 43) témoignent d'un stade précoce de type HP/BT. Les stades de développement progressifs de la schistosité principale sont documentés par des inclusions dans les porphyroblastes d'albite des schistes oeilés de la Formation de l'Adlerflüe (SARTORI & THÉLIN 1987). Ce métamorphisme aurait eu lieu à l'Eocène tardif comme l'attesterait l'âge de refroidissement des micas blancs synschisteux entre 41 et 36 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, MARKLEY et al. 1998, 2002). Les paragenèses minérales correspondent à des températures de l'ordre de 400–450°C.

Les principales paragenèses associées à cette phase sont les suivantes:

- *Séquence arénacée des paragneiss et des quartzites*: albite, quartz, phengite, biotite, chlorite, épidote.
- *Séquence mafique du socle*: actinote prismatique, hornblende tschermakitique, petits grenats zonés de type almandin, albite, sphène.
- *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. Ces déformations affectent de manière relativement homogène la zone de Sion-Courmayeur et la zone Houillère. Elles sont inscrites dans la zone de cisaillement ductile dextre du Simplon de STECK (1990). Dans les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort, ces déformations sont plutôt concentrées dans des zones de cisaillement subhorizontales dont l'épaisseur varie entre une dizaine et plusieurs centaines de mètres. Le déplacement est concentré sur un contact tectonique discret appelé sur la carte *zone de cisaillement post-nappe*. Le rejet semble être de l'ordre de plusieurs kilomètres sur chacune de ces discontinuités, mais les marqueurs font généralement défaut. Les mouvements seraient longitudinaux par rapport à la chaîne, liés probablement aux stades précoces d'exhumation du dôme simplio-tessinois (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 des structures 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 (fig. 18). Le métamorphisme est nettement rétrograde (env. 300 °C): quartz, phengite, chlorite, albite et calcite sont les minéraux typiques définissant S_2 (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.

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 (p. 85).

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) plongeant généralement de 30 à 60° vers le NNW (fig. 18). Les plis sont plus ouverts que ceux des phases précédentes. Leur direction axiale est plus constante, en moyenne N060°. A grande échelle des plis en retour déterminent le fort plongement vers le sud des unités penniques dans la partie moyenne des val d'Hérens et d'Hérémece, ainsi que le redressement et le renversement de ces mêmes unités dans les crêtes séparant le val d'Hérens, le val d'Hérémece et le val de Nendaz. Ce vaste pli s'accroît vers l'ouest dans la grande structure rétrodéversée de l'«éventail de Bagnes» (WEGMANN 1923). Les phases de déformation 2 et 3 sont en partie contemporaines car des plis en retour déforment certaines zones de cisaillement post-nappe alors que d'autres zones de cisaillement tronquent des plis en retour. Les paragenèses minérales associées à la formation du clivage de crénulation de la phase 3 sont identiques à celle de la phase 2. Les plis en retour accompagnent la surrection oligo-miocène de la chaîne devant la butée lithosphérique de la plaque adriatique. Ces déformations sont actives depuis l'Oligocène (STECK 2008).

La **phase 4** est caractérisée par des déformations discontinues. La vallée du Rhône, entre Viège et Martigny, a suivi une importante zone de fractures décrochantes dextres appartenant au système de failles Rhône-Simplon (STECK 1990, HUBBARD & MANCKTELOW 1992, SARTORI 1993). Cet accident est lié aux mouvements tardifs de la faille du Simplon (MANCKTELOW 1990). Plusieurs familles de diaclases, constituant localement une forte densité de fractures, ont été développées lors de l'exhumation des unités. L'étude des traces de fission du zircon et de l'apatite (SOOM 1990) montre que les unités penniques, dans le périmètre de la feuille Sion, ont été refroidies en dessous de 220 °C il y a 23 Ma et en dessous de 120 °C il y a 11 Ma. L'histoire de la déformation tardi-alpine de ces unités et donc largement inscrite dans le domaine des déformations fragiles.

DESCRIPTION DES UNITÉS ET STRUCTURES TECTONIQUES

NAPPES HELVÉTIQUES

(par Jean-Luc Epard)

INTRODUCTION

L'angle nord-ouest de la feuille Sion voit affleurer sur un territoire retreint la superposition de cinq nappes helvétiques. La superposition d'un si grand nombre de nappes sur quelques kilomètres est due à deux facteurs principaux:

1. Le plongement axial: Un très fort plongement axial des structures peut être observé dans la vallée de la Lizerne où les plis de la nappe de Morcles plongent d'environ 35° en direction du nord-est et disparaissent rapidement en profondeur sous les unités supérieures. Ce plongement diminue rapidement vers le nord-est et devient modéré dans le secteur de la Sionne.
2. L'amincissement tectonique des unités dans leurs parties radicales: Cet effet est particulièrement sensible pour les nappes des Diablerets et du Mont Gond.

Les nappes sont décrites dans l'ordre de leur empilement actuel, en partant des unités les plus profondes.

NAPPE DE MORCLES

La nappe de Morcles est formée d'un grand pli couché, chevauchant le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture. Seule la partie la plus interne et supérieure de son flanc normal affleure sur la feuille Sion dans la profonde vallée de la Lizerne. On y rencontre principalement trois structures:

- le flanc normal de l'anticlinal de Tsanperron dont le Crétacé forme les dalles en dip-slope en rive droite de la vallée;
- un synclinal complexe à cœur de Tertiaire;
- l'anticlinal de Montau, lui aussi complexe. Notons que LUGEON (1916) avait donné le nom d'«anticlinal d'Izigière» à une structure qu'il rattachait à la nappe de Morcles, mais qui correspond en partie à la nappe d'Ardon; ce nom doit donc être abandonné.

L'anticlinal de Montau présente une structure complexe qui ne peut s'expliquer qu'en faisant intervenir plusieurs phases de plissement. Il s'agit vraisemblablement

blement d'un anticlinal couché, en partie chevauchant, replissé par des plis à surface axiale à fort pendage vers le sud-est. Le détail de la structure de pli est encore en partie énigmatique.

La nappe de Morcles a pour patrie la partie externe du massif du Mont Blanc.

NAPPE D'ARDON

La nappe d'Ardon est constituée exclusivement de terrains du Crétacé. Les roches y sont particulièrement déformées. Elles ont subi plusieurs phases de plissement rendant ainsi la structure interne de la nappe particulièrement complexe. Dans le secteur de la chapelle St-Bernard, son chevauchement basal est replissé. Le contact avec la nappe des Diablerets est par contre régulier.

La nappe d'Ardon chevauche le Crétacé de la nappe de Morcles dans sa partie la plus interne, puis chevauche des terrains de plus en plus jeunes en direction du nord (calcaires du Tertiaire, flysch puis wildflysch de la nappe de la Plaine Morte). Son contact avec les unités sus-jacentes est direct. Elle est incorporée à la zone de cisaillement ductile accompagnant la mise en place de la nappe du Wildhorn (STECK et al. 2001). Il n'y a pas de flysch, de wildflysch ou d'unités ultrahelvétiques qui la séparent de cette dernière.

La patrie de la nappe d'Ardon est à rechercher sur le seuil médio-helvétique représenté par la partie interne du massif du Mont Blanc. Elle représente donc le complément stratigraphique des sédiments du Trias et du Jurassique restés adhérents au socle paléozoïque.

ENSEMBLE DES NAPPEs DIABLERETS-WILDHORN

La façon de séparer ou de regrouper les trois nappes des Diablerets, du Mont Gond et du Sublage, rassemblées parfois dans leur ensemble, ou partiellement, dans une nappe du Wildhorn, a donné lieu à de multiples interprétations (par ex. STECK et al. 2001, OFEG 2005). Dans l'état actuel, nous avons opté de parler d'un ensemble des nappes Diablerets-Wildhorn.

NAPPE DES DIABLERETS

Cette unité peut se suivre des parties externes (feuille St-Léonard) vers les parties internes. Elle est représentée par une série qui, en première approximation, est en position normale. Elle est limitée à la base par un plan de chevauchement net. Cette nappe est décollée sur les argilites noires de l'Aalénien (Formation de Dugny). Sur la feuille Sion, les calcaires massifs du «Malm» sont plusieurs fois replissés sur eux-mêmes, si bien qu'ils constituent une barre rocheuse de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur malgré l'importance de leur étirement. Le Crétacé,

relativement épais et enveloppant des terminaisons anticlinales près de la bordure nord de la feuille, s'amincit fortement vers le sud pour constituer une bande d'une dizaine de mètres environ au niveau de la plaine du Rhône.

La nappe des Diablerets est continue en rive gauche de la Lizerne; elle forme deux klippes limitées par des décrochements tardifs en rive droite de cette vallée.

NAPPE DU MONT GOND

Au nord du domaine couvert par la feuille Sion, la nappe des Diablerets et la nappe du Mont Gond sont reliées par un synclinal connu dans la littérature sous le nom de «Synclinal de raccord». Plus au sud, dans les parties internes, ce raccord synclinal est remplacé par un contact chevauchant.

Sur la feuille Sion, les calcaires massifs du «Malm» de la nappe du Mont Gond peuvent être corrélés avec les masses en partie tassées du secteur de Vatsret et les dalles dominant le village d'Aven. De là, cette nappe peut se suivre en direction du sud-ouest pour atteindre le niveau de la plaine du Rhône, peu à l'ouest du village de Magnot. Elle ne fait plus qu'une vingtaine de mètres d'épaisseur à cet endroit. Près d'Ardon, 100 m au sud de l'usine électrique, un affleurement isolé de Dogger et de calcaires massifs du «Malm» est le seul qui puisse être rattaché à la nappe du Mont Gond en rive droite de la Lizerne.

NAPPE DU SUBLAGE

La nappe du Sublage s'étend du secteur Magnot-Aven au contact avec les unités penniques. Elle chevauche la nappe du Mont Gond par un Dogger épais. Deux structures de premier ordre peuvent être observées:

- *le synclinal du Prabé*: cette structure est définie sur la feuille St-Léonard et sa signification a été révélée par BADOUX (1946). Il s'agit d'un synclinal complexe comprenant plusieurs branches. C'est une structure précoce qui replisse en son cœur de l'Ultrasubalpin. Sur la feuille Sion, dans le secteur Magnot-Vétroz-Erde-Jaminta, les barres de calcaire massif du «Malm» et les affleurements de Crétacé marquent le prolongement vers le sud-ouest de cette importante structure.
- *l'anticlinal de Drône*: c'est un anticlinal complexe de phase 1, ramifié, dont le cœur triasique affleure bien dans la vallée de la Sionne, près du village de Drône. Sur le territoire de la feuille Sion, la position du cœur de cet anticlinal est principalement marquée par les affleurements de gypses et de dolomies de Balletière. Comme à Drône, cet anticlinal est asymétrique: les calcaires liasiques, bien développés dans le flanc inverse, sont absents du flanc

normal. La dispersion des affleurements du secteur d'Ormône-La Crêta rend difficile l'interprétation détaillée de la structure de la partie la plus interne de la nappe du Sublage.

NAPPE DE LA PLAINE MORTE

Le statut de véritable nappe pour cette unité formée d'un wildflysch est discutable. Vraisemblablement elle doit être rattachée à la nappe de Morcles dont elle constitue l'unité stratigraphique sommitale. Les blocs contenus dans le wildflysch sont «exotiques» et trouvent leur origine dans les nappes ultrahelvétiques.

NAPPES PENNIQUES

(par Mario Sartori)

Contact entre l'Helvétique et le Pennique

Le contact entre les unités helvétiques et la zone de Sion-Courmayeur traverse la feuille Sion dans sa diagonale. Il est haché par les failles tardives de la ligne du Rhône-Simplon et masqué par les alluvions de la vallée du Rhône sur la plus grande partie de son tracé. Il affleure néanmoins en rive droite du Rhône entre Sion et Savièse dans de courts segments décalés par plusieurs décrochements dextres.

Ce contact sépare les cœurs anticlinaux triasiques et liasiques de la nappe du Sublage, du flysch de la zone de Sion-Courmayeur. Du côté helvétique, il apparaît concordant à l'échelle régionale. Il s'appuie sur les unités liasiques du flanc normal de l'anticlinal le plus interne, mais un fin niveau discontinu de schistes et de gypse triasiques helvétiques lui sert de coussin tectonique (pl. I, coupe 4).

Le contact proprement dit n'est exposé qu'en de rares endroits. Le meilleur affleurement se situe sur la route de Lentine, à la verticale du lac du Mont d'Orge (592.338/120.460, 680 m). La partie supérieure de la nappe du Sublage est formée de schistes noirs aaléniens surmontés par des schistes dolomitiques orangés et des pélites vertes triasiques formant une zone cisailée d'environ 1 m d'épaisseur. Un contact franc les sépare des Couches de St-Christophe formées de fines alternances de marbres siliceux et de schistes noirs siliceux. De nombreuses veines de calcite et de quartz injectent les schistes de part et d'autre. La schistosité principale, très pénétrative, est parallèle à ce contact majeur. L'observation en lames minces montre que cette schistosité très serrée crénule néanmoins une schistosité antérieure (BAGNOUD 1997).

Zone de Sion-Courmayeur

La zone de Sion-Courmayeur longe la rive gauche du Rhône en aval de Fey. Ses contacts plongent d'environ 30° vers l'ESE. On la retrouve en rive droite, de Sion à Sierre. Sur ce tronçon, elle semble parallèle au versant. Les pendages en direction de l'est ou de l'ESE sont pourtant complètement obliques à la vallée. Ce sont les nombreux décrochements dextres d'orientation E-W, disposés en échelon, qui étirent l'unité parallèlement à la vallée.

Unité du «Roignais-Versoyen»

La structure interne de la zone de Sion-Courmayeur ne peut pas être déchiffrée uniquement sur la base des affleurements de la feuille Sion. Elle n'y montre qu'une structure apparemment simple comprenant un coussin de Couches de St-Christophe à la base, surmonté par l'unité chaotique de la Pierre Avoi. Cette configuration, exposée de part et d'autre de la vallée du Rhône, est complétée en rive gauche par le chevauchement de la zone Houillère sur l'unité de la Pierre Avoi.

Les affleurements de la rive gauche du Rhône au niveau de la gorge de la Fare (BURRI 1968) révèlent la structure interne d'anticlinal couché de l'unité du «Roignais-Versoyen» (584.030/112.775, 600 m). L'axe de cet anticlinal déversé vers le nord-ouest plonge vers le nord-est. Le pli ferme les Couches de l'Aroley et celles des Marmontains vers le nord, et les ennoie vers le sud-est (BURRI 1968, fig. 8). Seule l'enveloppe des Couches de St-Christophe est visible en rive droite du Rhône dans la région de Sion. La trace axiale de cet anticlinal majeur devrait diviser les Couches de St-Christophe théoriquement dédoublées isoclinalement (pl. I, coupes 1-5).

A petite échelle, les minces bancs de marbre siliceux du flysch marquent de façon spectaculaire les plis isoclinaux centimétriques à décamétriques, extrêmement pincés, associés à la première schistosité et les plis similaires légèrement plus ouverts associés à la seconde (BAGNOUD 1997). C'est cette deuxième schistosité qui semble constituer la structure de plan axial du pli de la Fare (MONNET 1994).

Contact entre l'unité du «Roignais-Versoyen» et l'unité de la Pierre Avoi

L'unité de la Pierre Avoi surmonte les Couches de St-Christophe par un contact franc qui peut être observé dans le versant sud de la colline du Mont d'Orge, à proximité du bisse supérieur (591.820/119.800, 705 m). Le mélange de la Pierre Avoi y est formé de puissantes coulées de débris à matrice calcaire formant la paroi sommitale de la colline et reposant par l'intermédiaire d'un contact franc sur un niveau de schistes noirs qui couronnent localement les Couches de

St-Christophe. Ce contact est parallèle à la schistosité principale, ici S_2 . A l'échelle régionale, ce contact est discordant sur les structures de déformation interne de l'unité du «Roignais-Versoyen» (BURRI & JEMELIN 1983, pl. I) et semble de nature tectonique.

Unité de la Pierre Avoi

La nature chaotique du mélange ne favorise pas la mise en évidence de structures internes claires. Les trois unités lithologiques principales qui la constituent et qui se succèdent verticalement (coulées de débris à matrice calcaire, coulée de débris à matrice «claste-supportée» et flysch siliceux fin) ne montrent pas de limites très claires et semblent plutôt imbriquées que séparées par des contacts tectoniques francs. Les déformations à petite échelle sont semblables à celles que l'on peut observer au sein des Couches de St-Christophe, mais sont moins bien exprimées, faute de marqueurs continus. Les deux schistosités sont également visibles et les galets des conglomérats montrent une linéation d'étirement finie d'orientation WSW-ENE, longitudinale à la chaîne, développée selon STECK (1990) dans une zone de cisaillement dextre. Les olistolithes qui sont inclus entre les coulées de débris sont affectés par ces déformations. On peut observer par exemple un bloc plissé de manière spectaculaire dans une entaille rocheuse réalisée pour la construction d'un bâtiment locatif dans le quartier de Gravelone qui domine Sion (592.545/119.790, 570 m). Ce bloc composite de taille hectométrique est formé d'un marno-calcaire métamorphisé plissé au cœur d'un niveau de brèche calcaire.

Des lentilles de taille kilométrique de quartzites, de grès houillers, de dolomies et de gypse occupent la partie supérieure de l'unité de la Pierre Avoi entre Sion, St-Léonard et Turtmann. L'une d'entre elles forme la colline de Valère par exemple (fig. 19; pl. I, coupe 4). Il est nettement plus difficile de démontrer leur statut d'olistolithe dans le mélange, principalement parce que les décrochements de la ligne du Rhône-Simplon, et le remplissage quaternaire de la vallée, masquent leurs contacts. Il pourrait s'agir également d'écailles mises en place tectoniquement au mur du chevauchement de la zone Houillère («écailles briançonnaises», BURRI 1958). Ces grandes lentilles sont lithologiquement composites (grès permocarbonifères, quartzites et marbres triasiques pour les écailles de Valère, de St-Léonard et de Turtmann par exemple).

Contact entre la zone de Sion-Courmayeur et la zone Houillère

Les niveaux qui forment le sommet de l'unité de la Pierre Avoi peuvent être décrits comme «Houiller régénéré». Le contact tectonique avec les terrains paléozoïques de la zone Houillère est peu apparent et mal exposé. Lorsqu'il n'est pas couvert, ce contact est franc et cartographiable. Il n'est exposé qu'en rive gauche

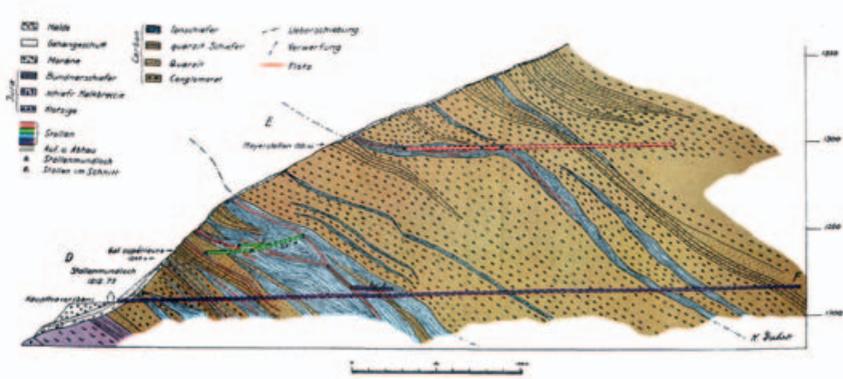


Fig. 15: Coupe géologique de la partie basale de la zone Houillère externe selon les relevés des galeries d'exploitation du charbon dans la mine d'Iséables (CHRIST 1925). Les métagrès («Quarzit», «quarzit Schiefer»), les métaconglomérats (Conglomerat) et les schistes noirs («Tonschiefer») du Carbonifère supérieur sont très cisaillés et imbriqués. Ils reposent sur le sommet de l'unité de la Pierre Avoi (Eocène moyen - Oligocène précoce (?)) qui est représentée à gauche de la coupe en violet.

du Rhône entre Fey et Iséables. Il semble correspondre au chevauchement original de la zone Houillère sur le mélange sédimentaire syntectonique de front de nappe et met en contact des schistes, des métagrès fins et des conglomérats sur un mélange à blocs comprenant une matrice conglomératique schisteuse sombre.

Zone Houillère

La zone Houillère briançonnaise des Alpes occidentales se prolonge vers le nord-est jusqu'en Valais central. Dans la région de Sion, elle peut être divisée en deux unités tectoniques superposées à contenu stratigraphique identique (BURRI 1983). La *zone Houillère externe* montre une forte imbrication tectonique, y compris des terrains triasiques de sa couverture sédimentaire («Trias médian», CALAME 1954). La *zone Houillère interne* est formée par une série carbonifère et permienne d'apparence continue, portant une couverture sédimentaire triasique non décollée («Trias bordier»). Cette dernière a parfois été intégrée à la «nappe des Pontis» (ESCHER 1988).

Zone Houillère externe

La zone Houillère externe forme entre Fey et Iséables une bande de plus de 1000 m d'épaisseur, plongeant d'environ 25° vers le SSE. Sa polarité à grande

échelle semble grossièrement normale, mais la cartographie révèle une structure imbriquée très complexe. Les relevés de galeries d'exploitation de l'anthracite (CHRIST 1925, LOMBARD 1949) illustrent bien l'intensité des déformations internes ductiles et cassantes subies par cette unité (fig. 15). Les filons productifs constituent généralement des niveaux de décollement associés à des zones de cisaillement.

La moitié inférieure de la zone Houillère externe est principalement constituée de métagrès et de schistes du Carbonifère tardif, comprenant des zones productives. La moitié supérieure est dominée par les termes permien et triasiques de la série, mais elle est clairement constituée d'écaillés tectoniques imbriqués.

L'accident de la conduite forcée Cleuson-Dixence en 2000 a exposé temporairement à l'affleurement dans la région du Favouet (586.455/113.910, 1190 m) la base d'une de ces écaillés, formée principalement de gypse. On pouvait y voir des blocs tectoniques de toutes tailles et de toutes natures (quartzites, schistes quartzitiques, dolomies, gypse) emballés dans une matrice de schistes houillers mylonitisés et de gypse (fig. 16). La densité de ces écaillés tectoniques augmente vers le sommet de l'unité. Des quartzites de la Formation du Bruneggjoch, des dolomies et des marbres du Trias moyen, ainsi que des gypses forment deux bandes séparées par des schistes et des grès houillers. Les unités lithologiques sont déconnectées et forment des lentilles aplaties de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres d'extension. L'écaille la plus continue est formée de gypse et constitue l'essentiel du «Trias médian». Ce gypse est vraisemblablement d'âge carnien et constitue le terrain le plus jeune observé. Il représente la partie frontale du niveau de décollement des Préalpes médianes plastiques, ce qui implique que la partie de la couverture plus jeune que le Carnien a été complètement décollée avant la structuration de la zone Houillère externe. Le niveau de gypse est surmonté localement dans la région de Nendaz par des écaillés de grès et de quartzites permien. C'est le sommet des dernières écaillés reconnaissables qui a été choisi comme contact entre la zone Houillère externe et la zone Houillère interne (pl. I, coupe 1).

A petite échelle, la schistosité alpine est ubiquiste dans les différentes lithologies (phase 1). Dans les niveaux carbonifères et permien elle réaligne souvent de grandes muscovites probablement détritiques. Les plis qui admettent cette schistosité comme plan axial ont une direction moyenne N 060° (591.525/116.345, 985 m) mais avec une très forte dispersion axiale allant de N 040° à N 140°. Une seconde schistosité crénule fréquemment la première mais sa répartition est diffuse (phase 2). Les plis auxquels elle est associée n'ont pas pu être clairement distingués des précédents. La déformation finie des conglomérats révèle un étirement longitudinal WSW-ENE conforme à la définition de la zone de cisaillement ductile du Simplon de STECK (1990). Des plis rétrodivergés associés à un clivage de crénulation plus espacé et à pendage vers le nord-est présentent des axes d'orientation moyenne E-W.



Fig. 16 : Bloc de dolomie (au centre), et blocs de gypse (en haut à gauche) emballés tectoniquement dans une zone de cisaillement au sein de la zone Houillère externe. La matrice est constituée de schistes noirs carbonifères cisailés et métasomatisés (zone rouille). Le Favouet (586.455/113.910, 1190 m). La carte au format A4 donne l'échelle. Photo M. Sartori 2002.

Zone Houillère interne

Une continuité apparente de la série carbonifère tardive et permienne semble préservée au sein de cette unité. Les déformations internes restent néanmoins fortes et les structures locales révélées par l'exploitation du charbon sont comparables à celles de la zone Houillère externe (LOMBARD 1949). Dans la région de Nendaz, le contact avec les unités permienues et triasiques est souvent recoupé par des décrochements tardifs mais ne semble pas être affecté par un écaillage antérieur. Les structures au sein des unités triasiques peuvent être bien observées dans les gorges de la Borgne. La série est globalement normale. Le mince horizon pélitique de la base de la Formation de St-Triphon ne semble pas avoir servi de niveau de décollement important. Le gypse n'y est présent qu'en lentilles isolées et une cohérence dans la succession lithologique est généralement respectée.

La puissante série de calcaires et de dolomies du Trias moyen de la Borgne est encadrée par les quartzites de la nappe de Siviez-Mischabel à son toit, et celles

de la zone Houillère interne à sa base. S'inspirant de cette symétrie, GERLACH (1883) a dessiné un vaste synclinal couché au débouché du val d'Hérens. ARGAND (1911, 1934), WEGMANN (1923) et VALLET (1950) l'ont interprété également comme synclinal de Trias. Toutefois, même s'il n'a pas été possible d'en cartographier tous les détails, la structure interne de cette zone triasique ne montre pas de symétrie correspondant à un synclinal couché. Sa structure générale correspond à une série normale, localement écaillée et replissée (pl. I, coupes 4-6). La charnière spectaculaire d'un pli couché de direction axiale N125°, fermé vers le sud est pourtant visible dans les parois de la rive droite de la Borgne en face du Château de Vex (598.240/116.730, 700 m). Ce pli est situé près du sommet de l'unité calcaro-dolomitique triasique et replisse des brèches pulvérulentes à patine blanche (Formation de Clot la Cime?) dans une série de marbres et de dolomies (Formation de Champcella?). Ces attributions hypothétiques, non vérifiées dans la paroi, feraient de ce pli un anticlinal couché à vergence sud. D'autres plis pluridécamétriques sont également visibles dans les parois de Nax et des Paujes. Il est probable que la série soit partiellement redoublée par écaillage dans le même secteur, ainsi que dans les affleurements les plus méridionaux de la série triasique. Ainsi à Combioula, un forage à but géothermique a recoupé une série de plus de 400 m de dolomie, de marbre et d'anhydrite (BEG 1987). Plutôt qu'un profond synclinal couché, la série des calcaires triasiques de la Borgne présente la structure d'une série globalement normale, surmontant sans décollement majeur les assises carbonifères et permienes de la zone Houillère interne. Des replis et des chevauchements internes semblent affecter surtout sa partie supérieure, sous la semelle de gypse du Trias tardif, qui marque le contact avec la nappe de Siviez-Mischabel.

Cette semelle de gypse est considérée comme étant le niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes plastiques (TRÜMPY 1955). Aucune écaille de terrain mésozoïque plus jeune que le Carnien n'a été observée en son sein.

Les microstructures observées et mesurées dans la zone Houillère interne sont comparables à celles décrites pour la zone Houillère externe (p. 81).

Contact entre la zone Houillère et la nappe de Siviez-Mischabel

Dans la partie ouest de la carte, le contact tectonique entre ces deux unités est pratiquement toujours masqué par les nombreux décrochements tardifs. Dans le bas val d'Hérens, ces relations sont mieux exprimées. Les quartzites du flanc renversé de la nappe de Siviez-Mischabel, globalement renversés sous les assises permienes, reposent généralement sur les gypses carnien qui couronnent la série triasique de la zone Houillère. Ces quartzites changent toutefois d'épaisseur (1 à 250 m) sur de très faibles distances et sont parfois absents. Lorsque c'est le cas, les quartz-sélicitoschistes permien en contact avec le gypse montrent parfois une schistosité de crénulation perpendiculaire au contact et injectée par le gypse sur

plusieurs mètres de distance (Les Charbonnières, 598.365/116.695, 830 m). La limite de nappe a, dans ce cas, clairement le statut d'un contact tardif. Les quartzites ont le même genre de relations discordantes avec le contact, en rive droite de la Borgne sous Ossona par exemple (594.410/114.550, 720 m). Le contact chevauchant original du flanc renversé de la nappe de Siviez-Mischabel sur le niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes plastiques a été réactivé dans les déformations post-nappes (pl. I, coupes 5 a, 5 b).

Nappe de Siviez-Mischabel

Cette unité, qui forme le coeur de la nappe du Grand St-Bernard d'ARGAND (1911), a été partiellement individualisée par BEARTH (1963), puis définie par ESCHER (1988). Elle constitue, en première approximation, une nappe-pli de grande extension formée d'un noyau de gneiss prépermien et d'une enveloppe détritique permo-triasique. La partie supérieure de la couverture mésozoïque à cénozoïque est manquante suite à son décollement sur les évaporites de la base de la Formation de St-Triphon (Trias moyen). La partie de la nappe située à l'est du val d'Anniviers fait exception car on y reconnaît des séries équivalentes à celles des Préalpes médianes rigides (TRÜMPY 1955, SARTORI 1990).

Dans le périmètre de la feuille Sion (fig. 17), le noyau gneissique de la nappe forme une bande de 1 à 3 km d'épaisseur qui traverse la partie centrale des vals d'Hérens, d'Hérémente et de Nendaz en se pinçant progressivement vers l'ouest. Il repose sur un épais coussin de roches siliciclastiques, d'âge permien et triasique précoce, dont la structure interne est complexe mais la polarité globalement renversée. Ce fait est attesté par le contact renversé d'apparence stratigraphique de la Formation du Col de Chassoure sur les quartzites de la Formation du Bruneggjoch. Ce contact peut être observé par exemple à proximité de Veysonnaz (entre 591.940/115.640, 1245 m et 591.720/115.615, 1090 m) ou sous la route Les Bocs-Inson, en bordure orientale de la feuille dans la région de Nax (602.140/120.100, 1520 m), où la polarité renversée est démontrée par des stratifications entrecroisées dans les quartzites. Dans le flanc normal de la nappe, les gneiss antépermien sont surmontés directement par les quartzites de la Formation du Bruneggjoch.

Par rapport à cette géométrie de la nappe synthétisée par ESCHER (1988) et ESCHER et al. 1987, 1997), la cartographie détaillée de la feuille Sion apporte quelques détails significatifs. Elle révèle une structure plus complexe pour l'ensemble de la nappe, structure marquée par des discordances cartographiques importantes au mur et au toit des contacts entre socle gneissique et couverture permo-triasique, aussi bien dans le flanc normal que dans le flanc inverse. Ces discordances pourraient éventuellement être tenues pour stratigraphiques si ces contacts ne tranchaient pas également la schistosité alpine principale.

Deux zones de cisaillement post-nappe (phase 2) peuvent être suivies dans toute la nappe de Siviez-Mischabel (SARTORI et al. 2006). Elles déterminent des contacts anormaux francs qui décalent les structures de nappes préexistantes. Ce sont ces contacts qui sont exprimés sur les cartes et qui portent le nom des zones de cisaillement auxquelles ils sont associés. Les déformations qui caractérisent ces dernières affectent des tranches de roches d'épaisseur variable dans leurs murs et dans leurs toits (schistosité S_2). Les microstructures qui leur sont associées sont décrites ci-dessous.

Zone de cisaillement post-nappe de la Brinta

Le contact entre le noyau prépermien et les unités permo-triasiques globalement renversées à la base de la nappe est discordant et constitue la zone de cisaillement post-nappe de la Brinta (SARTORI et al. 2006). Dans son toit, les formations d'âge protérozoïque et paléozoïque inférieur forment un anticlinal et un synclinal à plans axiaux subverticaux tranchés par le contact (fig. 17; pl. I, coupes 2-3; pl. III). La schistosité de surface axiale de ces structures est classiquement considérée comme schistosité principale alpine (phase 1) (SARTORI & THÉLIN 1987). Dans le mur de la zone de cisaillement, les niveaux marqueurs font généralement défaut, à l'exception du Membre de la Matse qui vient buter en discordance prononcée sur son contact (pl. I, coupe 4). Un synclinal isoclinal de quartzites de la Formation du Bruneggjoch replissé au sein de la Formation du Col de Chassoure souligne également cette discordance post-nappe entre les Mayens de Nax et les Planards (pl. I, coupe 6). Sa trace axiale vient buter contre la zone de cisaillement de la Brinta (phase 2) (MARTHALER et al. 2008). Dans cette région, le contact cisailé post-nappe de la Brinta est lui-même affecté par des plis post-schisteux en pénétrant la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan, plus jeune mais également de phase 2.

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

Le contact «socle/couverture» dans le flanc normal de la nappe est également marqué par des discordances majeures. Ce contact constitue la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan (SARTORI et al. 2006). A la limite des feuilles Sion et Rosablanche dans le val d'Hérens, dans le mur de la zone de cisaillement, les plis à plans axiaux subverticaux qui affectent les gneiss sont tronqués à angle droit (fig. 17). Dans son toit, les quartzites de la Formation du Bruneggjoch sont localement concordants mais la base de la formation est tronquée et cisailée. Cette structure se poursuit de part et d'autre du val d'Hérérence, mais elle est elle-même replissée et coupée dans le secteur du Pra d'Essertse (595.560/110.400, 1825 m) par une discontinuité plus jeune à l'approche du pli rétrodéversé de «Termeno Ro» (594.610/112.425, 2345 m) près du Mont Carré.

Microstructures dans les zones de cisaillement

Un clivage de crénulation de deuxième phase (S_2) d'aspect caractéristique est associé à ces zones de cisaillement et leur est parallèle (fig. 18). Il devient plus pénétratif à l'approche du contact anormal et peut oblitérer complètement la schistosité antérieure. Celle-ci est flambée et intensément microplissée, souvent sur une tranche de plusieurs dizaines de mètres à plus de 100 mètres de part et d'autre du contact. L'aplatissement est très important. Les axes de pli associés à ces déformations plongent vers le sud-ouest ou le sud. Les linéations d'intersection sont ubiquistes et rendent la détermination de linéations d'étirement minérales hasardeuse. Le caractère nettement rétrograde des recristallisations-déformations ainsi que le fort taux d'aplatissement font également obstacle à la reconnaissance de critères cinématiques fiables. Dans les conglomérats déformés par cette phase, l'étirement fini des galets montre une direction moyenne WSW-ENE, en accord avec les quelques linéations d'étirement minérales mesurées. Le sens de cisaillement n'a pas été établi de manière fiable dans ces différentes structures. De grandes quantités de veines de carbonate de couleur rouille et de quartz sont injectées à proximité des contacts anormaux associés à ces zones de cisaillement. Ces carbonates se trouvent également sous une forme disséminée dans les quartzites, très déformés à proximité de ces contacts, et leur confère une patine rouille.

Contact entre la nappe de Siviez-Mischabel et la nappe du Mont Fort

Le contact original synschisteux entre ces deux nappes est préservé entre le lac des Vaux et le Mont Gond (fig. 17), sur la feuille Rosablanche, ainsi qu'entre le Pra d'Essertse (595.560/110.400, 1825 m) dans le val d'Héremence et les Mayens Neufs (599.515/110.747, 1859 m) dans le val d'Hérens sur la feuille Sion. Entre ces segments, il est coupé par le contact associé à la zone de cisaillement post-nappe du Mont Carré. Le contact de nappe synschisteux est compris dans une bande de terrains permo-triasiques et triasiques qui a été désignée de manière ambiguë sous le terme de «synclinal des Chèques» (VALLET 1950, CALAME 1954, SCHAEER 1959). Les coupes géologiques de WEGMANN (1923) associent pourtant clairement le toponyme «Les Chèques», en rive gauche du val d'Héremence, au synclinal de schistes lustrés qui se ferme à proximité du Greppon Blanc, et qui est distinct de la bande triasique précitée. Pour éviter cette ambiguïté, cette zone triasique est désignée ici sous le terme de «synclinal des Dents Rousses». Ce toponyme désigne le sommet (2619 m) situé au cœur de la structure à l'ouest de Tortin, en rive droite du val de Nendaz (feuille Rosablanche). Le synclinal est symétrique, comprenant une mince bande de gypse et de cornieules entre deux flancs de quartzites de la Formation du Bruneggjoch dont la polarité renversée et normale peut être observée localement. Aucun argument définitif ne permet d'attribuer la bande axiale de gypse et de cornieules (assimilable à la base du Membre de Dorchaux) à une nappe plutôt qu'à une autre, ou aux deux. Sur la carte, le contact de nappe a été

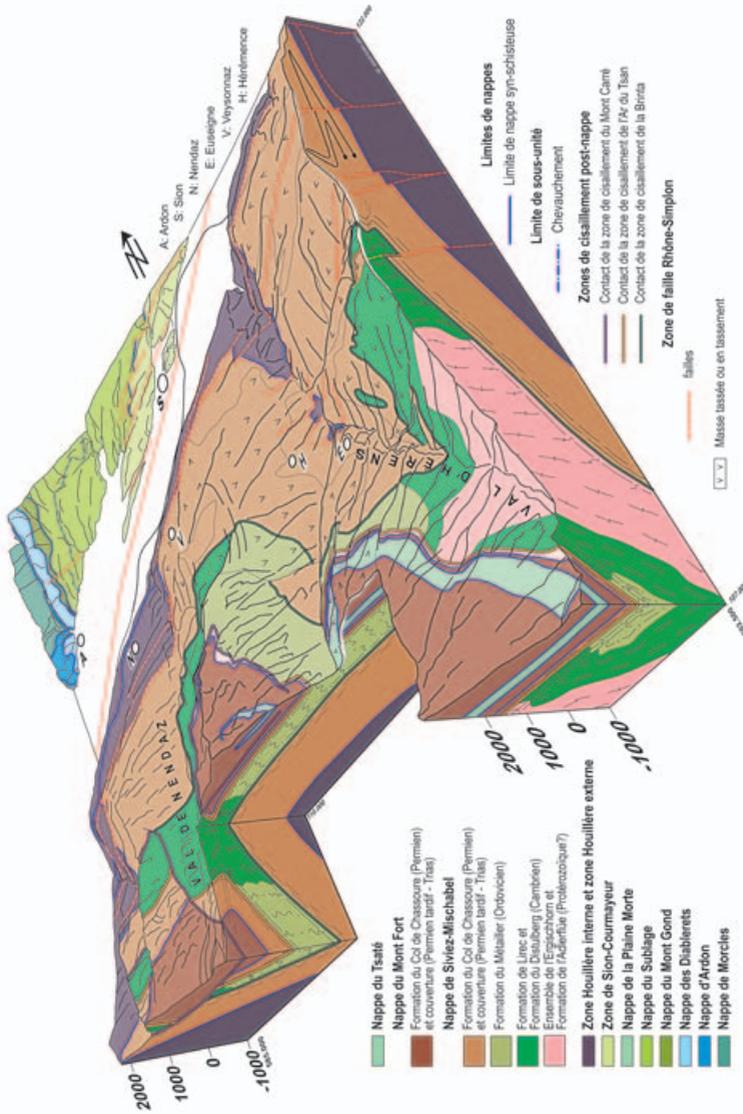


Fig. 17: Bloc-diagramme du territoire de la feuille Sion et du nord de la feuille Rosablanc (2 appendices) illustrant les relations structurales à grande échelle. Les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort sont coupées par des contacts anormaux associés à des zones de cisaillement post-nappes. Ces contacts sont antérieurs et contemporains au développement de plus rétro-déversés.

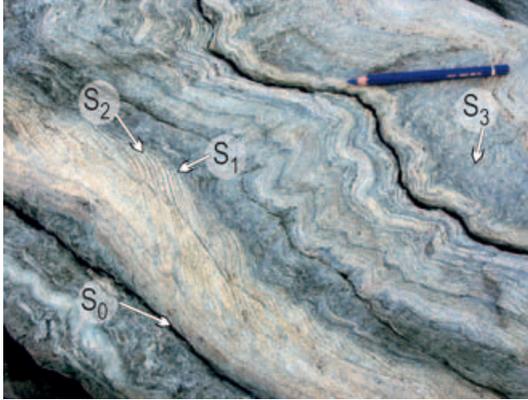


Fig. 18: Structures planaires superposées dans une alternance de niveaux clastiques et volcaniques (S_0) appartenant au Membre du Goli d'Aget (Formation du Col de Chassoure, Permien) sur l'arête de Chassoure. La schistosité principale alpine (S_1) est visible dans les microlithons découpés par le clivage de crénulation (S_2) associé à la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan. Un clivage de crénulation fruste (S_3) accompagne le plissement induit par les plis rétrodéversés. Photo M. Sartori 2004.

placé arbitrairement au toit des cornieules et des gypses. Ce «synclinal de raccord» entre les deux nappes semble être associé à la schistosité principale alpine (S_1). Le long du tronçon Pra d'Essertse (val d'Hérémente) – Mayens Neufs (val d'Hérens), le synclinal des Dents Rousses est extrêmement aminci et cisailé dans le toit de la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan (fig. 17).

Nappe du Mont Fort

La nappe du Mont Fort comporte un socle gneissique et un coussin basal formé par les séries détritiques permienne et permo-triasiques (ESCHER et al. 1997). Une série carbonatée triasique n'est attachée à cette nappe que localement. Dans le périmètre de la feuille Sion, cette nappe n'est représentée que par les formations du Col de Chassoure et du Bruneggjoch. La structure à grande échelle est déterminée par le flanc renversé du synclinal des Dents Rousses formant le contact avec la nappe de Siviez-Mischabel et par le profond synclinal de nappe du Tsaté («synclinal des Chèques» au sens de WEGMANN 1923) baptisé ici «synclinal du Montset» du nom du petit sommet (594.020/110.260, 2622 m) qui abrite les charnières du pli (pl. I, coupes 2-3). Un anticlinal sépare les deux synclinaux. Son cœur est occupé par les quartzschistes verts d'aspect gneissique du Membre de la Mondra. On peut le désigner comme «anticlinal de la Pointe de la Vatsse» car ce sommet est proche

de la trace axiale probable du pli. Ces structures replissent et transposent la schistosité principale dans une schistosité de phase 2 plus pénétrative que les clivages de crénulation généralement développés dans les zones de cisaillement post-nappe décrites plus haut.

L'axe du pli du Montset peut être estimé comme horizontal et de direction N 080° à l'aide des nombreuses petites charnières de 2^{ème} ordre qui accompagnent la charnière principale. Cet axe est ici parallélisé avec celui du pli rétrodéversé de Termeno Ro qui redresse et déverse sa surface axiale.

Zone de cisaillement post-nappe du Mont Carré

La zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan et le synclinal des Dents Rousses définissant la limite entre la nappe de Siviez-Mischabel et celle du Mont Fort sont eux-mêmes recoupés et décalés entre Siviez (val de Nendaz, feuille Rosablanche) et Pra d'Essertse (val d'Hérémente) par une zone de cisaillement plus jeune, à déformation de caractère rétrograde plus prononcée (fig. 17). Cette «zone de cisaillement du Mont Carré» constitue une structure de phase 2 tardive. Son existence a été démontrée lors du creusement de la galerie hydroélectrique Cleuson-Dixence dans le secteur des Dents Rousses en dessus de Siviez. Dans cette région, de part et d'autre du haut val de Nendaz, la nappe du Mont Fort et le sommet de la nappe de Siviez-Mischabel sont verticalisés au toit du contact anormal. Le socle gneissique de la nappe de Siviez-Mischabel forme le mur de la structure et dessine une demi-fenêtre dont l'existence est présumée sous le remplissage sédimentaire de la vallée. Entre Siviez et le Mont Carré, le contact anormal est lui-même redressé par un pli rétrodéversé qui forme une charnière aiguë près de Termeno Ro (594.610/112.425, 2345 m). Dans la région d'Essertse, les contacts lithologiques au sein de la nappe du Mont Fort approchent avec un fort angle le contact anormal et sont rebroussés et étirés vers le sud au sein de la zone de cisaillement (pl. I, coupe 3).

Contact entre la nappe du Mont Fort et la nappe du Tsaté

Le contact entre ces nappes apparaît sur la feuille Sion à la faveur du synclinal du Montset («synclinal des Chèques» au sens de WEGMANN 1923). Il juxtapose les quartzites de la Formation du Bruneggjoch appartenant à la nappe du Mont Fort et les marbres siliceux et sériciteux roux appartenant à la nappe du Tsaté. Les déformations ont été très intenses et les roches ont acquis un aspect plus schisteux pour les quartzites et un aspect plus recristallisé pour les marbres. Ce sont les faciès de quartzites verts à galets de quartz roses qui entourent le cœur du pli dans la région du Montset et sa trace axiale vers l'ouest au pied du Greppon Blanc. Les quartzites blancs du Membre de Sous le Rocher n'apparaissent que plus bas dans le versant du val d'Hérémente, à la limite de la feuille Rosablanche, en lentilles boudinées dans les quartzites verts aplatis du flanc normal.

Nappe du Tsaté

La bande de marbres à patine rousse formant le cœur isoclinal du synclinal du Montset atteint une épaisseur d'environ 100 m en rive gauche du val d'Hérémenche et 250 m sous le Sex Pey. Les marbres siliceux montrent parfois de belles structures d'interférences de plis, mais les axes sont difficilement mesurables. La schistosité alpine principale (S_1) semble directement transposée dans la schistosité de surface axiale du pli (S_2).

Plis rétrodéversés

Des plis rétrodéversés affectent les nappes tectoniques et replissent leurs contacts à toutes échelles (phase 3). Ces plis montrent une relation complexe avec les zones de cisaillement de phase 2 décrites plus haut. Ils redressent ces structures qui sont ensuite coupées des zones de cisaillement plus jeunes, elles-mêmes replissées finalement par les plis rétrodéversés. Zones de cisaillement (phase 2) et plis rétrodéversés (phase 3) montrent des clivages de crénulation de même style (S_2 et S_3) (fig. 18). Ces déformations semblent partiellement contemporaines et montrent les mêmes types de relations que celles décrites par MANCKTELOW (1992) entre les plis rétrodéversés et la faille du Simplon.

Deux plis rétrodéversés à très grande échelle affectent tout le bâti des nappes sur la feuille Sion. Leurs surfaces axiales plongent d'environ 20 à 40° vers le NNW. Leurs axes ont une direction grossièrement WSW-ENE. Le plus élevé structurellement est un synclinal rétrodéversé. La charnière se ferme vers le nord et verticalise les unités dans les crêtes à la limite sud de la feuille Sion (fig. 17). La charnière de Termeno Ro (594.610/112.425, 2345 m) en fait partie. Ce pli s'accroît vers l'ouest et se prolonge dans l'«éventail de Bagnes» (WEGMANN 1923). Le second est un anticlinal rétrodéversé qui fait plonger les nappes vers le sud et détermine à grande échelle le rebord nord-ouest de la cuvette occupée par les nappes de la Dent Blanche et du Tsaté. Son influence se fait ressentir dans le bord sud de la feuille, du val d'Hérémenche au val d'Hérens. A plus petite échelle, les plis et microplis rétrodéversés ont une direction N 060° à N 090°.

DÉCROCHEMENTS DE LA LIGNE DU RHÔNE-SIMPLON

La ligne du Rhône-Simplon est une zone de failles majeure associée à une déformation de type transtension (MANCKTELOW 1990, STECK 2008). Il s'agit d'un couloir de failles d'une largeur de plusieurs kilomètres qui s'étend de la région du Simplon jusqu'à l'ouest de Martigny en passant par la vallée du Rhône dont elle

détermine probablement la position (REINECKER et al. 2008). Les failles les plus importantes sont masquées par le remplissage sédimentaire quaternaire de la vallée du Rhône (fig. 19). Le tracé de la ligne du Rhône-Simplon représenté sur l'esquisse tectonique de la carte est symbolique, il ne correspond pas à une faille majeure reconnue, mais à l'axe présumé du couloir de déformation principal.

Ces structures fragiles constituent l'expression de surfaces de mouvements post-nappes parallèles à la chaîne, accommodés en profondeur par des zones de cisaillement ductile actives depuis 32 Ma environ (STECK 2008, SARTORI et al. 2006). Ces structures sont maintenant exhumées. Les failles de la ligne du Rhône-Simplon expriment ce type de mouvements dans la croûte supérieure depuis 18 Ma environ. Le segment oriental de cette ligne, de la région du Simplon jusqu'à Viège, est une faille normale dont le rejet total serait d'environ 15 km (GRASEMANN & MANCKTELOW 1993). Le segment suivi par la vallée du Rhône est décrochant dextre avec une composante normale variable selon l'orientation.

Dans le cadre de la feuille Sion, la ligne du Rhône-Simplon forme un couloir décrochant dont l'axe central est formé par la vallée du Rhône. Son orientation est N 065–245°. La largeur de ce couloir, dans lequel un réseau de failles d'extension kilométrique est bien exprimé, atteint environ 6 km. Le style structural est différent de part et d'autre de la vallée (SARTORI 1993).

En rive droite du Rhône, dans la région de Sion, les failles ont une orientation N 070° à N 090°, sont disposées en échelon le long de l'axe de la vallée et montrent un rejet décrochant apparent dextre (fig. 19). Leur pendage est en moyenne de 75° vers le sud et leur géométrie relativement plane. Le rejet décrochant apparent supposé pour les failles d'extension kilométrique atteint quelque centaines de mètres. De nombreux décrochements dextres, d'orientation E–W, recoupent les unités helvétiques. Le morcellement des affleurements ne permet pas toujours une cartographie très précise de ces structures. Cependant l'existence de marqueurs stratigraphiques (par ex. les calcaires massifs du «Malm»), et structuraux (par ex. le contact helvétique/pennique), mettent en évidence des rejets d'ordre hectométrique, voire kilométrique pour le décrochement du lac du Mont d'Orge. L'effet cumulé des décrochements mineurs non représentés à l'échelle de la carte est une rotation horaire apparente des principales limites.

La structure principale en rive droite du Rhône est le «système de failles de Platta», qui borde au nord le lac du Mont d'Orge et qui semble se prolonger en rive gauche de la Sionne parallèlement au versant dans le quartier de Platta, au nord de la colline de Tourbillon (fig. 20). Il montre un rejet apparent décrochant dextre de plus de 2 km. Un important volume de gypse tectoniquement entrainé dans la zone de faille a été temporairement mis au jour par les travaux d'excavation du portail du tunnel de Platta (595.000/121.080, 500 m). Les failles de plus faible extension montrent fréquemment de beaux miroirs avec des fibres de calcite plongeant de 20° en moyenne vers l'ouest. Cette direction de mouvement est assez constante et le sens de mouvement est en décrochement dextre avec une

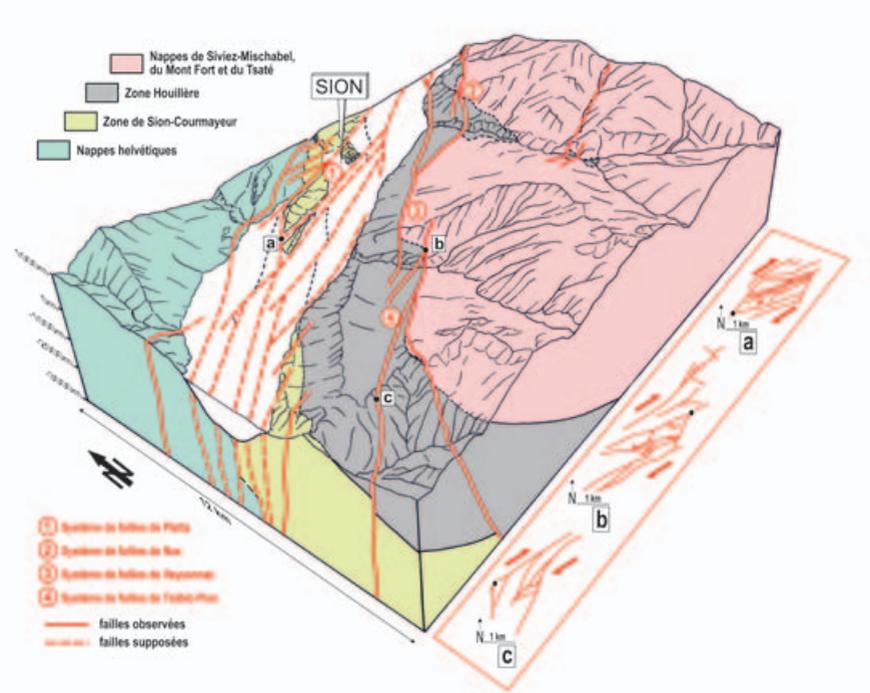


Fig. 19: Réseaux de failles principales de la feuille Sion vues dans un bloc-diagramme. L'axe de la ligne du Rhône-Simplon correspond à la vallée du Rhône. Le système est décrochant dextre, avec une composante d'abaissement relatif des compartiments sud. Les failles principales s'étendent sur une dizaine de kilomètres et sont disposées en échelon. Certaines zones de relai sont détaillées à droite du bloc. Elles montrent une combinaison de failles principales et de failles de type Riedel (a, b). Les relais compressifs correspondent aux changements de direction à grande échelle de la ligne du Rhône-Simplon (c).

faible composante normale. Les failles montrant un mouvement décrochant sénestre, avec une faible composante normale vers le sud, sont plus rares. Elles ont une orientation moyenne N 130–310°. Ces deux familles de structures conjuguées peuvent être interprétées comme des fractures de Riedel de type «R» et «R'» par rapport à l'axe central du couloir décrochant principal. La morphologie de la région de Sion est fortement marquée par ces failles. Le glacier du Rhône a façonné des collines allongées (par exemple les collines de Maladaires, du Mont d'Orge, de Valère et de Tourbillon) séparées par des entailles profondes correspondant aux couloirs de failles plus facilement érodables (fig. 20). Les contacts lithologiques et la schistosité principale sont obliques par rapport à la direction d'allongement de ces reliefs.

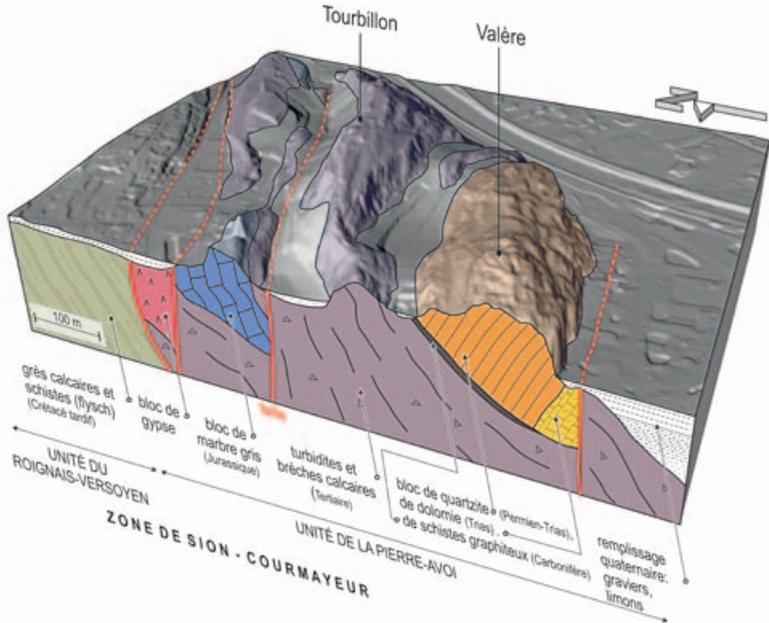


Fig. 20: Bloc-diagramme simplifié des collines de Valère et de Tourbillon à Sion. La morphologie en crêtes allongées parallèles à la vallée du Rhône est le résultat de l'érosion glaciaire préférentielle le long des failles décrochantes. Les quartzites de Valère font partie d'une écaille au sein du mélange «chaotique» de la Pierre Avoi.

Une ou plusieurs failles majeures à rejet décrochant et normal de valeur kilométrique sont probablement cachées sous le remplissage quaternaire de la vallée du Rhône. L'une d'entre elles est certainement celle qui longe le versant sud de la colline de Maladaires et détermine sa morphologie. Un rejet décrochant dextre apparent d'environ 7 km au total pourrait être cumulé par ces failles cachées.

En rive gauche du Rhône, le style du système Rhône-Simplon est différent. Les grandes failles d'extension kilométrique sont parallèles à l'axe de la vallée du Rhône. Leur géométrie est plus complexe. Elles sont subverticales et souvent courbes et sont disposées en relais. Les miroirs de failles correspondant à ces grandes structures sont rarement exposés et leur cinématique est mal définie. L'importante couverture quaternaire ainsi que les tassements et les glissements de versant rendent également plus délicate l'interprétation de leur trace sous les terrains superficiels. En partant de l'est, la structure majeure de ce versant est le «système de failles de Nax». Ce système s'étend de la région d'Itravers jusqu'à la

région de Vex. Il est particulièrement bien exposé dans le Rocher de Nax 598.615/119.375, 1224 m). La face sud de ce pilier de carbonates triasiques représente le miroir de faille d'une branche importante de ce système. Il met en contact la couverture mésozoïque de la zone Houillère au nord avec les schistes permien de la nappe de Siviez-Mischabel dans le compartiment abaissé au sud. Les cannelures sur ce miroir ainsi que des fibres sur de petits miroirs annexes plaident pour un mouvement décrochant oblique avec un plongement de 20° vers l'ouest. Le rejet apparent normal atteint environ 500 m. La valeur du rejet décrochant, estimé sur la base des indices cinématiques, atteint environ 1,5 km. A l'ouest des Agettes, le «système de failles de Nax» se branche sur le «système de failles de Veysonnaz», plus proche de la vallée. Entre la Borgne et Crête à l'Oeil, ce dernier met en contact anormal les schistes et grès de la zone Houillère avec les marbres triasiques de sa couverture mésozoïque. Cette grande discontinuité explique la disparition des veines d'anhracite vers le sud constatée dans l'exploitation de la mine de Bramois (CHRIST 1925). Le rejet apparent normal avec abaissement du compartiment sud pourrait atteindre 700 m et le rejet horizontal 2 km. Ce couloir décrochant forme un relais à l'ouest de Veysonnaz avec le «système de failles de Tsáblo Plan» dont l'axe passe moins d'un kilomètre plus au sud. Un grand volume de gypse est accumulé dans la zone de relais compressif entre les deux systèmes (Beuson, 591.075/114.700, 980 m). Ce gypse a été dilacéré tectoniquement et apparait comme une brèche tectonique à matrice gypseuse (p.35). Il comprend des écailles hectométriques qui ont été distinguées sur la carte. Le rejet vertical apparent du «système de failles de Tsáblo Plan» atteint 350 m dans sa partie centrale. Sa composante horizontale ne peut pas être quantifiée. A son extrémité ouest, une autre zone de relais compressif est développée dans la région de la Croix de Jean-Pierre à proximité de Tracouet. Une structure en duplex décrochant compressif (WOODCOCK & FISCHER 1986, MANN 2007) est mise en évidence par les niveaux marqueurs de la couverture mésozoïque de la zone Houillère.

Ces couloirs décrochants en relais, en rive gauche du Rhône, sont recouverts par des failles verticales d'orientation N 150–330° et N 020–200° montrant de faibles rejets, mais avec une très nette expression géomorphologique. Le rejet vrai de ces failles n'est pas connu, mais la composante verticale semble importante.

Plus au sud de la feuille, à l'écart du couloir décrochant de la ligne du Rhône-Simplon, le manque de niveaux marqueurs et surtout l'abondance des instabilités de versant rendent la détection des failles très difficile. Le prolongement sur la feuille Sion de la trace des failles observées sur les crêtes entre le val d'Hérens et le val de Réchy (MARTHALER et al. 2008) est délicate. Seuls les niveaux lithologiques contrastés de la couverture mésozoïque de la zone Houillère formant une fenêtre tectonique au fond du val d'Hérens mettent en évidence un réseau serré de failles d'orientation moyenne N 070–250°, à pendages raides. Les rejets verticaux apparents de ces failles ne dépassent guère la centaine de mètres et les rejets vrais ne sont pas connus. En coupe NW–SE (pl. I, coupe 5a), la fenêtre de Com-

bioula (598.350/114.800, 690 m) apparait comme une structure en fleur positive, formant un anticlinal peu prononcé d'axe parallèle à la direction des failles. Les sources chaudes de Combioula font émergence dans la Borgne dans l'axe de cette structure (p. 104).

Une analyse des couples failles/stries de l'ensemble du Valais méridional (CHAMPAGNAC et al. 2003) a mis en évidence que les failles au sud du Rhône ont généré un allongement parallèle à la chaîne de direction moyenne N 240° dans un régime d'extension radiale et de transtension.

SISMICITÉ

Le Valais constitue la région soumise à l'aléa sismique le plus élevé en Suisse. Pour la région de Sion, 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 danger est augmenté dans la vallée du Rhône par les effets de site liés au remplissage par les terrains sédimentaires non consolidés (WAGNER et al. 2000, FRICKNECHT 2000, FRITSCHÉ & FÄH 2009).

Pour ces raisons, la loi cantonale valaisanne sur les constructions exige depuis 2004 un strict respect des normes parasismiques.

Le catalogue des tremblements de terre en Suisse (FÄH et al. 2003, ECOS-02 2002) répertorie 92 séismes historiques dont les épicentres sont situés dans le cadre de la feuille jusqu'en 1975, date de la mise en service du réseau sismologique suisse. L'incertitude sur leur localisation est grande. Le plus puissant de ces séismes serait celui survenu le 25 septembre 1885. Sa magnitude estimée est de 4,3 (ECOS-02 2002). Selon le même catalogue, sept séismes historiques de magnitude présumée égale ou supérieure à 6 ont affecté le Valais depuis 500 ans. Aucun de ces séismes n'a son épicentre directement sur le territoire de la feuille, mais certains sont localisés à sa périphérie. Comme l'incertitude de localisation peut atteindre jusqu'à 20 km, ces séismes concernent la feuille Sion.

Séisme «d'Ardon» (1524, $M = 6,4$)

Il n'y a que très peu de données concernant le séisme d'avril 1524 répertorié par le catalogue ECOS-02. Son épicentre se situerait dans la région du Mont Gond, avec une incertitude de localisation inférieure à 20 km.

Séisme «de Sierre» (1946, $M = 6,1$)

Ce tremblement de terre constitue le dernier séisme très destructeur subi en Suisse, le plus violent du 20^{ème} siècle. Il a considérablement choqué la population dans la zone épicentrale et a été ressenti dans toute la Suisse (MARIÉTAN 1946, MONTANDON 1946, FRITSCHÉ & FÄH 2009).

Un séisme précurseur (?) a eu lieu le 10 novembre 1945 ($M = 3,5$) dans la région du Rawil. Le tremblement de terre principal a eu lieu le 25 janvier 1946 à 18 h 32 (heure locale). Sa magnitude de moment a été estimée à 6,1 (ECOS-02, 2002). L'épicentre du séisme principal se trouvait dans la région du Rawil. L'hypocentre n'est pas connu avec précision, ni le mécanisme au foyer. Les dommages principaux ont été observés à Sierre, Chippis, Chalais et Sion, en partie dans des zones où les effets de site ont probablement amplifié la secousse. A part certaines granges d'altitude de la région épicentrale d'Ayent, aucun effondrement total

de bâtiment n'a été rapporté, mais des dégâts structuraux importants ont été occasionnés. Près de 3500 bâtiments ont été endommagés. Deux personnes sont mortes dans la zone épicerale du choc émotionnel causé par le séisme; de nombreuses personnes ont été blessées. Ce bilan constitue une issue plutôt heureuse en regard du nombre de cheminées (plus de 400 à Sierre) et de débris tombés dans les rues. Officiellement, le montant total des dégâts a dépassé les cinq millions de francs de l'époque (FRITSCHÉ & FÄH 2009). Pour les districts de Sion, Conthey et Hérens, ils se sont élevés à environ 1,2 millions de francs.

De nombreux glissements de terrain ont été découverts à la fonte des neiges, principalement dans la vallée de la Liène.

Plus de 600 répliques ont été enregistrées jusqu'en 1949 (WANNER & GRÜTER 1950), mettant parfois en émoi la population.

Séisme «d'Ayent» (1946, $M = 6,0$)

Survenu le 30 mai 1946, près de quatre mois après le séisme de Sierre, et de magnitude estimée à 6,0 (FÄH et al. 2003), ce tremblement de terre est généralement considéré comme une réplique du séisme de Sierre, mais pourrait aussi être vu comme un événement indépendant, stimulé par le premier. Son épicerentre se situerait dans la région d'Ayent, mais, comme pour le séisme de Sierre, l'incertitude de la localisation est importante. L'écroulement d'une partie de la paroi sud du Six des Eaux Froides (Rawilhorn) constitue une conséquence de ce séisme (GAGNEBIN 1946, MARIÉTAN 1946).

Les failles à l'origine de ces séismes majeurs ne sont pas connues. Aucune rupture en surface d'origine tectonique n'a pu leur être clairement attribuée. Les interprétations sismotectoniques sont encore conjecturales (PAVONI 1980, WAGNER et al. 2000, ROSSET 2001).

Depuis 1975, le réseau du Service sismologique suisse enregistre les séismes dans tout le pays. Le catalogue ECOS-02 (FÄH et al. 2003) recense 54 séismes de magnitude égale ou supérieure à $M = 1$ ayant pour épicerentre le territoire de la feuille Sion depuis cette date. A l'exception d'un seul, tous les épicerentres de ces séismes sont compris entre 10 km de profondeur et la surface, ce qui témoigne des conditions de déformation ductile régnant en profondeur dans la croûte continentale épaissie des Alpes. Le plus puissant de ces séismes instrumentaux a eu lieu le 1^{er} octobre 2000. Son épicerentre se situait près de Mâche dans le val d'Hérémente. Dix. Sa magnitude a été mesurée à 2,9 sur l'échelle de Richter.

Il n'est pour l'instant pas possible de mettre en relation de façon univoque certains séismes avec des failles connues en surface. Tout au plus peut-on constater qu'une activité sismique régulière a lieu en Valais central, à cheval sur la ligne du Rhône-Simplon.

STRUCTURES NÉOTECTONIQUES

Les indices de mouvements néotectoniques indiscutables en surface dans la région de Sion sont très ténus (WAGNER et al. 2000, CHAMPAGNAC et al. 2003).

Dans les gorges de la Borgne, (598.000/118.500, 710 m) une petite faille normale verticale d'orientation WNW-ENE, recoupant la zone très fracturée constituant la zone de dégâts de la faille de Nax, décale un joint rempli de limons glaciaires sur environ 20 cm. Ce remplissage aurait été réalisé lors du dernier maximum glaciaire grâce à l'ouverture d'un joint préexistant par surpression hydraulique dans l'entaille torrentielle sous-glaciaire (WAGNER et al. 2000).

Certains miroirs de failles de la région de Sion portent un enduit gris fibreux, montrant des mouvements de faille normale, superposé aux fibres obliques à forte composante décrochante. Il est à redouter que les mouvements verticaux sur les failles associés à la surcharge glaciaire puis au rebond postglaciaire, ainsi que les instabilités de versant, masquent en grande partie la composante néotectonique de leur déplacement en surface, si elle existe (USTASZEWSKI & PFIFFNER 2008).

MATIÈRES MINÉRALES EXPLOITABLES

Le territoire de la feuille Sion recèle les traces de nombreuses exploitations minières. Cette activité s'est étendue de l'époque romaine jusqu'au milieu du 20^{ème} siècle. Il est possible que certains gisements aient été exploités déjà pendant l'âge du Bronze, mais les preuves n'ont pas encore été apportées. Les sites exploités sont recensés dans la feuille «Valais-Oberland bernois» de la carte des matières premières minérales de la Suisse au 1:200 000 (CAVALLI et al. 1998). L'exploitation du charbon a été particulièrement intense dans cette région entre le 18^{ème} siècle et 1946.

Soufre

La pyrite (sulfure de fer) a été exploitée dans la mine d'**Aproz** conjointement au charbon dans des galeries situées en rive droite de la Printse, à proximité de sa confluence avec la vallée du Rhône. La pyrite forme des imprégnations au toit des filons d'anthracite de la zone Houillère externe. Environ 2000 t de minerai ont été extraites entre 1856 et 1946 avec des teneurs moyennes en soufre d'environ 20% (SCHMIDT 1920, FEHLMANN 1947).

Plomb, zinc, argent

La région de Siviez (limite des feuilles Sion et Rosablanche, val de Nendaz) comporte des minéralisations en plomb, zinc et argent qui ont été exploitées au moins depuis l'époque romaine (GUÉNETTE-BECK 2006). Les exploitations ont été réalisées dans la crête d'orientation SW-NE qui s'étend du Plan du Fou (feuille Rosablanche, 588.770/109.820, 2436 m) vers le val de Nendaz (pt 2390 m - pt 2251 m). Le filon principal de la mine de **Siviez** est formé de barytine et de quartz. Il est minéralisé en galène, avec chalcopryrite, cuivre gris et sphalérite subordonnés. L'encaissant est formé de gneiss chloriteux et albitiques de la Formation de Lirec contenant plusieurs niveaux de gneiss leucocrates oeilés d'épaisseur décimétrique à métrique interprétés comme des filons granitiques (MANGE 1988). Les teneurs maximales enregistrées lors de la phase principale d'exploitation en 1851 étaient de 25% de Pb et de 450 g/t d'Ag.

Au pied de cette arête, dans son versant nord, une minéralisation de même type est encaissée dans les métagrès et métaconglomérats de la Formation du Col de Chassoure. La mine du «**Torrent à l'eau**» l'a brièvement exploitée à la même époque que la mine de Siviez.

La mine **Comtesse** à Praz-Jean constitue la principale exploitation de ce type de minerai au sein des unités penniques en Valais. Elle est située à 1515 m d'altitude, en rive gauche du val d'Hérens, au sud-ouest du village de Praz-Jean. Elle est encaissée dans des schistes oeilés à porphyroblastes d'albite de la Formation de l'Adlerflüe. La schistosité est verticalisée en relation avec la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan dont le contact tectonique est situé environ 400 m plus haut en dénivellation. Les filons de quartz minéralisés en galène et en sphalérite recoupent la schistosité principale. Les teneurs moyennes du minerai après triage à la main seraient de 35% de Pb, de 25% de Zn et de 1,71 kg/t d'Ag (SCHMIDT et al. 1990).

Sur l'autre versant du val d'Hérens, entre Praz-Jean et Eison, se trouve la mine de la **Barma**. Les galeries sont étagées entre 1285 et 1330 m d'altitude. Elles exploitaient de la galène et de la sphalérite dans une gangue de quartz. Les filons sont encaissés dans les gneiss chloriteux et albitiques de la Formation de Lirec dont la foliation est redressée.

Cuivre et bismuth

Situé au sein des paragneiss de l'Ensemble de l'Ergischhorn, au sud de la mine Comtesse en rive gauche du val d'Hérens, la mine de la **Braillette** a exploité un filon de quartz à chalcopryrite et cuivre gris au début du 19^{ème} siècle (GERLACH 1873).

En rive droite du val d'Hérens, des imprégnations en malachite au sein des quartz-séricitoschistes de la Formation du Col de Chassoure ont été exploitées au début du 20^{ème} siècle à l'altitude 1325 m, sous le village de Suen. Des

grattages sont aussi visibles en aval de ce point dans une paroi située au niveau de la Borgne.

Charbon

Les assises carbonifères de la zone Houillère comprennent des niveaux d'anhracite. Ce combustible a été exploité au moins depuis le 16^{ème} siècle, notamment pour alimenter des fours à chaux (DUBOIS 1965). Les exploitations ont cessé à la fin de la Seconde guerre mondiale, vers 1946. Des données précises sur les travaux miniers du 20^{ème} siècle, ainsi que des statistiques de production, se trouvent dans les monographies de FEHLMANN (1919, 1947), WEHRLI (1925), CHRIST (1925) et RITTER (1960).

La région de Sion–Nendaz–Isérables se situait au cœur de cette activité minière. Seules les exploitations principales situées dans le périmètre de la feuille Sion sont décrites ici.

Région d'Isérables

Le charbon de la zone Houillère externe a été exploité en plusieurs points autour du village d'Isérables (CHRIST 1925). La mine des **Moullins** était située à la confluence des deux branches de la Fare et exploitait principalement un niveau d'anhracite pouvant atteindre 80 cm d'épaisseur situé au cœur de l'unité. Les galeries Tell et Felix ont exploité des niveaux plus minces situés plus haut dans la zone Houillère externe, à proximité d'une importante faille. La mine d'**Isérables** est située au nord du village. Elle exploitait des niveaux d'anhracite de faible épaisseur encaissés dans des niveaux de schistes, de métagrès et de conglomérats très cisailés situés dans les premiers 100 m au-dessus du contact basal de la zone Houillère sur l'unité de la Pierre Avoi.

Région de Nendaz

Des exploitations d'anhracite initiées au 19^{ème} siècle sont situées sous le rebord du plateau qui porte l'agglomération de Haute-Nendaz. Ce groupe de galeries du «**Mauvais Four**» a permis d'exploiter plusieurs niveaux parallèles d'anhracite, d'épaisseur décimétrique à métrique, interstratifiés dans des schistes ardoisiers et des métagrès (WEHRLI 1925, CHRIST 1925). L'ensemble fait partie d'une éaille carbonifère intercalée près du sommet de la zone Houillère externe entre des assises permienues et triasiques. Des exploitations ont également eu lieu au niveau de la Printse, en aval de Brignon, ainsi que près d'**Aproz** où le charbon a été extrait comme produit secondaire dans la mine de pyrite. Dans les deux cas, les assises carbonifères très cisillées sont recoupées par d'importantes failles décrochantes (LOMBARD 1942, 1949) appartenant au système Rhône-Simplon.

Région de Salins

A **Pravidondaz**, des niveaux d'anhracite situés dans la partie supérieure de la zone Houillère interne ont fait l'objet d'une exploitation durant la première guerre mondiale (CHRIST 1925).

Région de Sion

La zone Houillère interne ne présente pas une structure aussi imbriquée que la partie externe. Les niveaux stratigraphiques sont plus continus et moins tectonisés. La mine de **Chandoline**, située au sud de Sion au pied de l'ubac, a exploité quatre niveaux d'anhracite qui sont interstratifiés entre des schistes noirs graphiteux et des métagrès (CHRIST 1925; LOMBARD 1942, 1949). Le secteur correspond à une zone relativement peu fracturée intercalée entre deux grandes failles décrochantes parallèles à la vallée du Rhône. Des plis affectent les niveaux d'anhracite qui répondent aux noms de «filons Transvaal, Berne, Mayens et Liège». Leur épaisseur moyenne est de 0,4 à 1 m, avec des zones très épaissies en charnières de pli. L'injection d'anhracite dans des zones de cisaillement et des fractures a également été fréquemment observée et contribue à rendre l'épaisseur des niveaux exploités imprévisible. Du début du 18^{ème} siècle jusqu'en 1946, ce sont plus de 250 000 t de charbon qui ont été abattues. En 1942, un bloc de plusieurs tonnes d'anhracite (le «géant du Valais») a été extrait de la mine de Chandoline et transporté à travers la Suisse sur le pont d'un camion pour servir de propagande.

Région de Bramois

La mine de **Bramois** située au débouché de la Borgne a pour cadre la partie centrale de la zone Houillère interne. Cinq niveaux d'anhracite ont été exploités, partiellement sous le niveau de la vallée du Rhône, du 19^{ème} siècle à 1946. Ici encore, l'épaisseur des niveaux de charbon varie considérablement, de quelques centimètres à quelques mètres. Dans tous les niveaux d'exploitation, les galeries ont perdu les horizons d'anhracite en allant vers le sud (WEHRLI 1925). Des indices de déplacement (miroirs de failles, «murs» de quartz, schistes cisailés) ont été observés. Sans le savoir, les mineurs ont buté contre la zone de dégâts associée à la faille décrochante principale du «système de failles de Veysonnaz» (p. 94). La composante de rejet vertical de cette faille oblique atteint plusieurs centaines de mètres et cette structure limite l'exploitation vers le sud. Au moins 50 000 t d'anhracite ont été extraites durant la première moitié du 20^{ème} siècle.

Avec environ 30 à 40 % de teneur en cendres, le charbon produit dans les différentes mines du Valais central était de qualité médiocre. L'inconstance d'épaisseur et de continuité des bancs productifs a rendu d'autre part l'exploitation très difficile, particulièrement dans la partie externe de la zone Houillère, plus écaillée

et plus cisaillée. L'omniprésence de failles subverticales à rejet oblique, ainsi que les phénomènes de tassement rocheux qui sont fréquents dans les assises carbonifères décomprimées, ont dû très fortement compliquer la tâche des mineurs.

Ayant été excavées dans des versants pentus, les galeries de ces mines présentent un recouvrement important. Les effondrements auxquels elles sont sujettes avec le temps ne se répercutent généralement pas par des tassements en surface.

Par contre, les anciens travaux miniers, en fonctionnant comme des drainages profonds, peuvent encore jouer un certain rôle dans le comportement des eaux souterraines.

Gravières

Dans la région d'Aproz, en rive droite du Rhône, de grands volumes de graviers ont été extraits durant la deuxième partie du 20^{ème} siècle. La construction de l'autoroute A1 correspond à un pic dans l'exploitation de ce matériel dès 1970. Le gravier est extrait par dragage dans la nappe phréatique, jusqu'à plus de 40 m de profondeur. Certaines excavations ont été remblayées à la fin des travaux d'extraction. Les principales sont restées de petits lacs après leur exploitation, certaines aménagées en zone de détente.

Des gravières ont également été ouvertes dans la moraine. Certaines d'entre elles sont encore en activité, à la Luette par exemple.

Carrières

Les schistes ardoisiers de la zone Houillère ont été exploités dans une carrière située en amont d'Iséables. Les calcaires ont été exploités dans de petites carrières près d'Ardon («Valanginien calcaire»), à Sion (bloc de calcaires liasiques dans l'unité de la Pierre Avoi) et le long de la route de Vex (Calcaires triasiques de la zone Houillère). Une importante carrière en activité exploite les calcaires et dolomies appartenant à la couverture de la zone Houillère interne à l'est de Bramois. Elle a la particularité de se situer dans le pied d'un compartiment rocheux qui a subi un phénomène d'extension latérale (cf. p. 64).

INDICES DE MINÉRALISATIONS

Or et Uranium

A proximité de la mine de Siviez, sur la crête séparant le val d'Iséables du val de Nendaz, la région du Grand Alou recèle des indices de minéralisation en Cu, Fe, Au et U. La minéralisation s'étend de part et d'autre de la crête sur plusieurs kilomètres et semble avant tout stratiforme. Ce sont des bancs de métagrès appartenant au Membre de la Dent de Nendaz (Formation du Col de Chassoure), d'âge permien, qui sont imprégnés de dolomie ferrugineuse et contiennent une paragenèse métallique très riche. On y trouve notamment la chalcopyrite, la pyrite, la pechblende, la galène, la sphalérite ainsi que l'or et l'argent natifs (HÜGI et al. 1967, DELLA VALLE 1991, RUCHAT 1999). Ces minéralisations sont également remobilisées au sein de veines de quartz et carbonates qui sont, selon les cas, antérieures, contemporaines ou postérieures aux déformations alpines principales. La teneur en Au peut atteindre exceptionnellement près de 12 g/t, mais ces enrichissements, comme ceux en U au sein de la Pechblende, sont très erratiques. L'âge de la minéralisation serait permien (257 ± 12 Ma) sur la base des rapports isotopiques U/Pb sur pechblende (EIKENBERG et al. 1989). Des anomalies en U ont également été observées dans les gneiss de la Formation de Lirec, de l'autre côté du contact «socle/couverture» passant par le Plan du Fou. Ce contact est associé à la zone de cisaillement post-nappe de la Brinta au sein de laquelle la minéralisation en U semble avoir été remobilisée.

HYDROGÉOLOGIE

A l'instar des grandes vallées alpines, la vallée du Rhône abrite un important aquifère poreux constitué pour l'essentiel de sables, de graviers et de limons qui alternent sur une épaisseur de 40 à 50 m environ. L'aquifère est limité à sa base par un épais complexe de dépôts lacustres argileux et limoneux très peu perméables (PUGIN et al. 1997; BESSON et al. 1991, 1993). Cette importante réserve d'eau souterraine est largement exploitée pour l'alimentation en eau potable ainsi que pour les besoins de l'agriculture (irrigation, lutte contre le gel), de l'industrie et plus récemment comme source d'énergie via l'utilisation de son potentiel thermique (installations géothermiques).

La nappe alluviale de la plaine du Rhône est alimentée par les eaux météoriques, soit directement par l'infiltration d'une partie des précipitations (pluie,

neige), soit indirectement par les pertes des cours d'eau, principalement le Rhône et ses affluents qui drainent ces eaux jusqu'en plaine. En Valais central, la nappe phréatique présente un régime de type nivoglacière analogue à celui du Rhône. Celui-ci est caractérisé par un maximum unique (hautes eaux) en juin-juillet et un étiage (basses eaux) apparaissant en hiver (février-mars). A la fonte du manteau neigeux, fin avril-début mai, succède progressivement la fonte glaciaire qui atteint son maximum en juin-juillet.

A l'écart des cônes d'alluvions, les fluctuations saisonnières du niveau de la nappe phréatique sont en moyenne de l'ordre de 0,10 m à 1,30 m selon les régions pour une profondeur moyenne au sol de la nappe libre en hautes eaux variant localement de 1,30 m à 1,80 m. Au droit des cônes de déjection, l'épaisseur de la zone non saturée excède généralement 5 m et peut atteindre localement près de 20 m.

La carte fournit les isohypses du niveau piézométrique moyen de basses eaux, calculé sur la période 1994-2003. Cette surface isopièze a été estimée par krigeage à partir des valeurs de la base de données hydrogéologique cantonale REGIS (2003). La vitesse moyenne d'écoulement de la nappe au centre de la vallée atteint environ 0,50 m/jour pour un gradient hydraulique moyen de l'ordre de 1,5 à 2 ‰.

Dans les flancs de la vallée du Rhône et dans les vallées latérales, les aquifères sont associés aux circulations d'eau s'effectuant d'une part dans les terrains superficiels (aquifères poreux), d'autre part dans les formations rocheuses carbonatées et cristallines (aquifères karstiques et fissurés). La situation hydrogéologique entre les deux rives du Rhône est contrastée.

En rive droite, les circulations d'eaux souterraines se développent principalement au sein de formations calcaires qui individualisent des aquifères plus ou moins étendus séparés par des niveaux argileux peu à très peu perméables. Aucune source à très fort débit n'est recensée dans ce versant sur la feuille Sion.

En rive gauche du Rhône et dans les vallées latérales sises au sud, de très nombreuses sources sont exploitées pour les besoins communaux et privés. Une grande partie de ces sources est liée à des circulations superficielles dans les terrains meubles (moraine, masses glissées, etc.). Les sources issues de circulations d'eau dans les formations rocheuses sont principalement associées aux zones de discontinuités (fissures ou failles) importantes, ou aux compartiments rocheux sujets aux tassements de versant et plus ou moins disloqués.

Les *sources thermales de Combioula* ont leur exutoire naturel dans les berges et le lit de la Borgne (598.260/115.070, 665 m), environ 850 m en aval de sa confluence avec la Dixence. Sur 200 m de distance, environ 80 sources déchargent plusieurs milliers de litres/minute d'eaux subthermales et thermales dont la température va de 14° à 28° (VUATAZ 1982, FLÜCK 1984, BIANCHETTI 1993, LADNER 2005, SOHRABI 2007). Une galerie de captage excavée au début du 19^{ème} siècle et trois forages réalisés en 1986 (BEG 1987) captent des eaux à un maximum de 29°.

Les eaux de Combioula sont très minéralisées (environ 3000–6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), de type sulfaté calcique et chloruré sodique (VUATAZ 1982). Les exutoires se situent dans des marbres et des dolomies triasiques de la couverture de la zone Houillère, qui sont intercalés entre d'épais niveaux de gypse et d'anhydrite. Les fractures qui drainent l'eau en surface font partie d'un couloir de failles d'extension kilométrique. La prolongation de cette structure dans les deux versants du val d'Hérens est masquée par des instabilités de versant, mais la morphologie marquée en rive droite par le vallon de la Manna suggère un lien avec le système de failles du Col de Cou qui se prolonge à travers le val de Réchy. L'hypothèse la plus souvent évoquée sur le fonctionnement du système thermal postule une infiltration de l'eau dans le haut val de Réchy, une circulation descendante dans le système fissural puis une circulation karstique dans les niveaux évaporitiques triasiques jusqu'aux exutoires.

Certaines sources de la région de Nendaz sont minéralisées suite à leur circulation dans les évaporites triasiques au sein de la zone Houillère externe et au sommet de la zone Houillère interne, ou encore dans les zones de dégâts des failles décrochantes, souvent injectées par le gypse. Les exutoires de ces sources ont souvent permis le dépôt de volumes importants de tuf calcaire (sources incrustantes). Plusieurs d'entre elles sont exploitées sous le label «sources minérales naturelles d'Aproz».

ARCHÉOLOGIE

La région de Sion recèle de très grandes richesses archéologiques. Des traces d'activité et des habitats du Mésolithique, du Néolithique et des Ages des Métaux sont connus dans le cône de la Sionne et dans les collines qui l'entourent. Tourbillon, Valère, Champlan et la Soie montrent par exemple des traces d'habitation d'autant de ces périodes. Les fouilles réalisées près du sommet de la colline de la Soie (591.175/121.140) ont mis au jour des vestiges néolithiques (4350–4250 av. J.-C.) qui postdatent les dépôts de loess pur au sommet de cette colline (BAUDAIS 1994). Dans la région de Bramois et dans le val d'Hérens, en rive gauche du Rhône, des sites d'habitat du Néolithique et du Bronze ancien ont également été découverts, par exemple sur la terrasse de kame du Château de Vex (597.740/116.950) et sur celle d'Ossona-Gréferic (598.910/115.080).

La nécropole du Petit-Chasseur, située 1 km à l'ouest du centre de Sion (592.930/119.900), est un site d'importance européenne. Découverte et fouillée dès 1961 (BOCKSBERGER & BURRI 1963; BOCKSBERGER 1964, 1966; GALLAY 1972; FAVRE & MOTTET 1990), elle est célèbre pour ses grands dolmens à soubassement

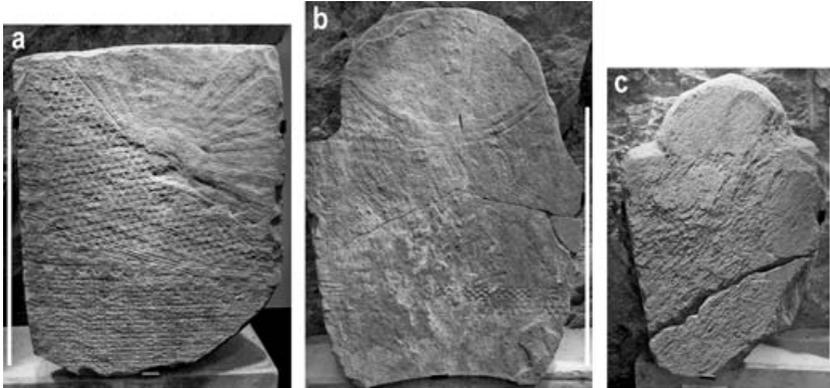


Fig. 21: Illustration de 3 types pétrographiques utilisés pour la réalisation des stèles de la nécropole du Petit-Chasseur à Sion (Néolithique final): a) marbre pur gris. b) marbre sériciteux et siliceux gris-jaune. c) quartzite schisteux. – La barre blanche représente 1 m.
Photos M. Sartori 2006.

triangulaire regroupant de nombreuses stèles gravées à motifs anthropomorphes. Le fonctionnement de la nécropole est attesté du Néolithique final à l'âge du Bronze ancien (environ 3000 à 1600 av. J.-C.). Les dolmens à soubassement triangulaire sont situés en bordure ouest du cône d'alluvion de la Sionne. Ils étaient enfouis sous environ 2 à 3 m d'alluvions et, pour ceux situés contre le versant rocheux, sous plusieurs mètres de dépôts torrentiels locaux et de colluvions. Les stèles gravées ont souvent été réemployées. Elles présentent d'abord un style simple et dépouillé attribué au Néolithique final, puis un style riche en décors géométriques attribué à la culture campaniforme. Les roches utilisées pour façonner ces stèles sont de provenance locale (SARTORI et al. 2007). Des marbres purs et des marbres sériciteux provenant de la zone de Sion-Courmayeur forment les pièces les mieux travaillées, des quartzites très schisteux des pièces plus frustes (fig. 21). Certaines stèles mesurent jusqu'à 3,5 m de hauteur pour seulement 12 cm d'épaisseur.

De nombreux autres sites contenant du matériel funéraire de période néolithique ont été découverts dans le cône de la Sionne. Les plus spectaculaires se trouvent sous l'espace des Remparts à Sion (593.860/120.085), où de nombreuses tombes de type Chamblandes datant de plus de 4500 av. J.-C. étaient enfouies sous environ 4,5 m de graviers et de limons (MARIÉTHOZ 2009). Dans le quartier de Sous-le-Scex (594.160/120.150), des tombes du même type étaient enfouies sous environ 5 m d'alluvions de la Sionne (GALLAY 1984). A la rue des Collines (593.455/120.125), de nombreuses tombes ont été exhumées ainsi qu'un

alignement de menhirs vraisemblablement contemporain à environ 4,5 m de profondeur. Le taux de sédimentation important sur le cône de la Sionne a permis l'enfouissement et la conservation de ces vestiges (BAUDAIS et al. 1990). Les dalles qui forment les coffres des tombes sont le plus souvent constituées de marbres séréciteux ocre provenant de la zone de Sion-Courmayeur. A Bramois dans le quartier de Pranoé, une tombe du même âge a également été découverte contre le pied du versant (597.525/120.030), sur des graviers du cône de la Borgne et sous des niveaux de colluvions (MOTTET 2007). Les dalles de pierre utilisées pour la confection des coffres funéraires sont ici des métagrès de la zone Houillère.

Le cône de la Sionne recèle également de nombreux vestiges de l'âge du Bronze final et de l'âge du Fer. Des tombes ont par exemple été exhumées dans le quartier de Sous-le-Scex et sur le site du Petit-Chasseur. Le site le plus spectaculaire se trouve dans la partie amont du cône, au nord de la ville de Sion (Don Bosco, 594.070/120.725). Les restes d'une grande nécropole qui s'étendait sur une terrasse alluviale ont été découverts à moins d'un mètre de la surface sous des colluvions (MOTTET 1999). La nécropole comprend de nombreux tumuli contenant les tombes de notables richement parés. Avec les autres tombes observées à Sion, elle constitue un témoignage important des rites d'inhumation des populations celtiques de l'âge du Fer (1^{er} millénaire av. J.-C.) dans les Alpes.

Les vestiges d'occupation romaine sur le cône de la Sionne sont nombreux mais ont été beaucoup plus sujets aux remaniements ultérieurs. C'est par exemple le cas des thermes romains situés sous l'église de Saint-Théodule. Le sous-sol de Sion a aussi livré à plusieurs emplacements des cimetières avec en particulier des stèles funéraires de personnages importants retrouvées en réemploi dans l'église médiévale de Sous-le-Scex. Des traces de constructions romaines sont également disséminées un peu partout sur le cône (rue du Scex, Platta, etc.). Par ailleurs les restes d'un établissement romain situé dans l'adret de la vallée du Rhône à Plan-Conthey (589.400/119.880) ont été découverts en 1900. Le bâtiment abritait un mausolée contenant des cercueils en plomb et un lot de récipients en verre datés du 4^{ème} siècle de notre ère (WIBLÉ 1998).

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).
- ANTOINE, P. (1971): La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Trav. Lab. Géol. Grenoble 9.
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 166, 217–276.
- (1911): Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes occidentales. – *Ecolgae geol. Helv.* 11, 747–751.
- (1934): La zone Pennique. In: Guide géologique de la Suisse, fasc. III (p. 149–189). – Wepf, Basel.
- AUBERT, D., AYRTON, S., BEARTH, P., BURRI, M., CARON, C., ESCHER, A., SCHAER, J.-P. & WEIDMANN, M. (1980): Geotraverse of Western Switzerland (Excursion N° II). In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological Excursions (p. 155–181). – Wepf, Basel.
- BADOUX, E. (1946): L'Ultra-helvétique au Nord de Rhône valaisan. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 85.
- (1962): Géologie des Préalpes valaisannes. – Matér. Carte géol. Suisse [n. s.] 113.
- (1971): Feuille 1305 Dt de Morcles. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 58.
- BADOUX, E., BONNARD, E. G. & BURRI, M. (1959): Feuille 1286 St-Léonard. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 35.
- BADOUX, H., BURRI, M., GABUS, J. H., KRUMMENACHER, D., LOUP, G. & SUBLET, P. (1971): Feuille 1305 Dt de Morcles. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 58.
- BADOUX, H. & GABUS, J. H. (1991): Feuille 1285 Les Diablerets. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 88.
- BAGNOUD, A. (1997): Etude géologique de la Zone Sion-Courmayeur (Pennique inférieur) dans la région sédunoise (Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- BAGNOUD, A., WERNLI, R. & SARTORI, M. (1998): Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion-Courmayeur à Sion (Valais, Suisse). – *Ecolgae geol. Helv.* 91/3, 421–429.
- BAUD, A. (1984): Histoire naturelle des Calcaires de Saint-Triphon. – Thèse Univ. Lausanne.
- (1987): Stratigraphie et sédimentologie des Calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 1.
- BAUDAIS, D. (1994): Savièse, distr. de Sion, Granois, colline du Château de la Soie. In: Chronique des découvertes archéologiques dans le canton du Valais en 1993. – *Vallesia (Sion)* 49, 305–307.
- BAUDAIS, D., BRUNIER, C., CURDY, P., DAVID-ELBIALI, M., FAVRE, S., GALLAY, A., MOINAT, P., MOTTET, M., VORUZ, J.-L. & WINIGER, A. (1990): Le Néolithique de la région de Sion (Valais): un bilan. – Bull. Centre genevois Anthropologie 2, 5–56.
- BEARTH, P. (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* 11, 407–418 (1960–1963).
- (1978): Feuille 1308 St-Niklaus. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 71.
- BEG (1987): Eaux thermales de Combioula (Val d'Hérens, Valais). – Bureau d'études géologiques SA (BEG), Aproz (rapport inédit).

- BERTRAND, J. M., PIDGEON, R. T., LETERRIER, J., GUILLOT, F., GASQUET, D. & GATTIGLIO, M. (2000): SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the Internal Western Alps (Savoy and Piemont). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 80/3, 225–248.
- BESSON, O., MARCHAND, R., PUGIN, A. & ROUILLER, J.-D. (1993): Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône entre Sion et Martigny: perspectives d'exploitation géothermique des dépôts torrentiels sous-glaciaires. – *Bull. Centre hydrogéol. Neuchâtel* 12, 39–58.
- BESSON, O., ROUILLER, J.-D., FREI, W. & MASSON, H. (1991): Campagne de sismique-réflexion dans la vallée du Rhône (entre Sion et Martigny, Suisse). – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 109, 45–63.
- BIANCHETTI, G. (1993): Circulations profondes dans les Alpes: Hydrogéologie, géochimie et géothermie des sources thermales du Valais (Suisse) et régions limitrophes. – Rapport CHYN-CRSFA (inédit).
- BIÉLER, P.-L. (1978): Le paléoclimat de la région de Nendaz. Nouvelles interprétations au sujet du réchauffement post-Würmien. – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 95, 9–20.
- BIERI-STECK, K. (1990): Spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Lac du Mont d'Orge im Wallis. – *Diplomarb. Univ. Bern.*
- BISCI, C., DRAMIS, F. & SORRISO-VALVO, M. (1996): Rock flow (Sackung). In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. Report No. 1 of the European Commission Environment Programme* (p. 150–160). – Wiley, London.
- BOCKSBERGER, O.-J. (1964): Site préhistorique avec dalles à gravures anthropomorphes et cistes du Petit-Chasseur à Sion. – *Annu. Soc. suisse Préhistoire Archéol.* 51, 29–46.
- (1966): Le site préhistorique du Petit-Chasseur, à Sion, 1962–1964. – *Vallesia (Sion)* 21, 1–28.
- BOCKSBERGER, O. & BURRI, M. (1963): Fouilles archéologiques du Petit-Chasseur à Sion: étude lithologique d'une coupe de 1962. – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 80, 1–15 (aussi: *Bull. Lab. Géol. etc. Musée géol. Univ. Lausanne* 146).
- BROUSMICHE DELCAMBRE, C., COQUEL, R., MERCIER D. & SARTORI, M. (1998): Révision du Carbonifère de Taninges (Préalpes du Chablais) – Paléobotanique – Palynologie. – *Revue Paléobiol. (Genève)* 17/2 (1998), 549–563.
- BRUNSDEN, D. & IBSEN, M.-L. (1996): Mudslide. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. Report No. 1 of the European Commission Environment Programme* (p. 103–119). – Wiley, London.
- BURRI, M. (1958). La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 105.
- (1968): Etudes géologiques des coupes de la nouvelle route des Mayens de Riddes. – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 85, (aussi: *Bull. Lab. Géol. etc. Musée géol. Univ. Lausanne* 176).
- (1983): Le front du Grand St-Bernard du val d'Hérens au val d'Aoste. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 469–490.
- (1997): Les unités de la zone de Sion-Courmayeur entre Sion et Sierre. Description et interprétation basées sur les données nouvelles. – *Centre info. géol. (swisstopo). InfoGeol* 39930 (inédit).
- BURRI, M. & JEMELIN, L. (1983): Feuille 1325 Sembrancher. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 77.
- BUSSY, F., DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996a): The 500Ma-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. & EPARD, J.-L. (1984): Essai de zonéographie métamorphique entre les Diablerets et le massif de l'Aar (Suisse occidentale), basée sur l'étude des Grès de Taveyanne. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 64, 131–150.
- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996 b): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 76/1, 81–84.
- CALAME, J.-J. (1954): Etude géologique de la région de Nendaz (Valais). – Thèse Univ. Genève.
- CARRUZZO, S. (1997): Les gneiss ocellés de Liez (Nappe de Siviez-Mischabel, Val d'Hérens, Valais, Suisse): minéralogie et pétrographie. – Diplôme Univ. Lausanne (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.
- CHESSEX, R. (1995): Tectonomagmatic setting of the Mont Fort nappe basement, Penninic domain, Western Alps, Switzerland. – Proceedings of the international earth sciences colloquium on the Aegean region, Izmir, V. 1, 19–35.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. 2. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 11/2.
- COROMINAS, J. (1996): Debris Slide. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.): Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. Report No. 1 of the European Commission Environment Programme (p. 97–102). – Wiley, London.
- 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).
- DELLA VALLE, G. (1991): Métallogénie de l'or en Suisse. Rapport final: Valais. – Fond National Recherche Scientifique, Projet 2000.5.628.
- DERRON, M.-H. & JACQUOD, J. (1994): Etude géologique et minéralogique de la région du Mont Rognieux, rive gauche du Val de Bagnes (VS). – 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.
- DÉTRAZ, H. (1989): Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys entre Chartreuse et Morcles (Alpes occidentales franco-suissees et Jura méridional) du Tithonique au Valanginien: tectonique synsédimentaire et eustatisme. – Publ. Dép. Géol. Paléontol. Univ. Genève, 7.
- DIAS, A. (1920): Contribution à l'étude pétrographique des schistes de Casanna du Val d'Hérens (Valais). – Thèse Univ. Lausanne (inédite).
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (1996): Landslide Recognition. – Wiley, London.
- DUBOIS, A. (1965): Die Salzversorgung des Wallis 1500–1610, Wirtschaft und Politik. – Keller, Winterthur
- DUTI (1984): Détection et utilisation des terrains instables, projet d'école. Les glissements de terrain de la région d'Hérémence. Rapport final. – EPF Lausanne.
- ECOS-02 (2002): Earthquake Catalogue of Switzerland. – Service Sismologique Suisse (SED). <http://www.seismo.ethz.ch>.
- EIKENBERG, J., KÖPPEL, V., LABHART, T. & SIGNER, P. (1989): U-Pb, U-Xe and U-Kr systematics of a greenschist facies metamorphic uranium mineralization of the Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/3, 331–344.

- EPARD, J.-L. (1990): La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. – Mém. Géol. (Lausanne) 8.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – Rapp. géol. Serv. hydrod. 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. hydrod. géol. natl. (Berne) 2 [aussi: Mém. Géol. (Lausanne) 2, (1988)].
- 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., SCHWARTZ-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.
- FAUCHÈRE, R. (1997): Cartographie des dépôts quaternaires dans la partie moyenne du Val d'Hérens. – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- FAVRE, S. & MOTTET, M. (1990): Le site du Petit-Chasseur III à Sion: M XII, un dolmen à soubassement triangulaire du début du III^{ème} millénaire. – *Archéol. suisse* 13/3, 114–123.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Schweiz. Volkswirtschaftsdept., Abt. für industrielle Kriegswirtsch.; Kümmerly & Frey, Bern.
- (1947): Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges. – Bureau für Bergbau, Eidg. Kriegsindustrie- u. Arbeitsamt.
- FINGER, W. & WEIDMANN, M. (1987): Quelques données nouvelles sur la vallée du Rhône entre Sierre et le Léman. – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 105, 27–40.
- FLÜCK, J. (1984): Etude hydrogéologique et géothermique des sources de la Combioula, Val d'Hérens (Valais). – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- FRICKNECHT, C. (2000): Seismic Soil Amplification in Alpine Valleys. A Case Study: the Rhône Valley, Valais, Switzerland. – Thèse Univ. Genève, Collection Terre & Environnement 21.
- FRITSCHÉ, S. & FÄH, D. (2009): The 1946 magnitude 6.1 earthquake in the Valais: site effects as contributor to damage. – *Swiss J. Geosc.* 102, 423–439.
- GABUS, J. H., WEIDMANN, M., BURRI, M. & SARTORI, M. (2008): Feuille 1287 Sierre. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Notice expl. III.
- GAGNEBIN, E. (1946): Notes du 6 juin 1946 sur l'éboulement du Rawylhorn. – Musée de géologie, Lausanne (inédit).
- GAGNEBIN, E. & OULIANOFF, N. (1942): Découverte de plantes carbonifères dans la zone pennique du Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 109–110.
- GALLAY, A. (1972): Recherches préhistoriques au Petit-Chasseur à Sion. – *Helvetia Archaeologica* 51, 29–46.
- (1984): Rapport préliminaire sur la séquence préhistorique de Sion, Sous-le-Scex. – *Archéol. suisse* 7/4, 144–146.
- GAUTHIEZ, L. (2011): Le magmatisme basique dans la formation du Métailler, Alpes valaisannes: géochronologie, géochimie et implications géodynamiques. – Master Géol. Univ. Lausanne (inédit).
- GAUTHIEZ, L., BUSSY, F., ULIANOV, A., GOUFFON, Y. & SARTORI, M. (2011): Ordovician mafic magmatism in the Métailler Formation of the Mont-Fort nappe (Middle Penninic domain, western Alps) – geodynamic implications. – Abstract of the 9th Swiss Geoscience Meeting, Zürich.

- GERLACH, H. (1869): Die penninischen Alpen. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.
 – (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).
 – (1883): Die penninischen Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz 27/2.
- GIARDINI, D., WIEMER, S., FÄH, D. & DEICHMANN, N. (2004): Seismic Hazard Assessment of Switzerland, 2004. – Swiss Seismological Service, Report.
- GRAF, E. (1993): Géologie et pétrographie de la région du Mont Noble (vallon de Réchy, Valais, Suisse). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- GRASEMANN, B. & MANCKTELOW, N. (1993): Two-dimensional thermal modelling of normal faulting: the Simplon Fault Zone, Central alps, Switzerland. – *Tectonophysics* 225, 155–165.
- GUÉNETTE-BECK, B. (2006): The production of the lead mines in the Wallis area (Switzerland) during Roman times. In: Institute of Geological Sciences (Ed.): 4th Swiss Geoscience Meeting, Bern 2006, Abstract (p. 87). – sc nat, GEOforumCH., Bern.
- GUILLOT, F., CIBAJ, I., DELVAL, T. (1994): Milieux de dépôt des quartzites infra-triasiques Briançonnais. Seuils des Rochilles, Hautes-Alpes, France. – *Annales Soc. géol. Nord (Lille) T. 3 (2^{ème} série)*, 97–107.
- GUILLOT, F., LIEGOIS, J. P. & FABRE J. (1991): Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zone briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises. – *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, 239–244.
- HUBBARD, M. & MANCKTELOW, N. S. (1992): Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps. – *Geology* 20, 943–946.
- HÜGLI, T., KÖPPEL, V., DE QUERVAIN, F. & RICKENBACH, E. (1967): Die Uranvererzungen bei Iserables (Wallis). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser.* 42.
- 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.
- JONGMANS, W. J.: Die Karbonflora der Schweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 108.
- 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.
- LADNER, F. (2005): Hydrogéologie, hydrochimie et conditions d'exploitation du système hydrothermal de Combioula, Val d'Hérens (Valais). – Diplôme postgrade Univ. Neuchâtel (inédit).
- LANGHI, L. (1999): Minéralogie et géochimie des prasinites de la Zone de Sion-Courmayeur au sud de Viège (VS). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- LOMBARD, A. (1942): Compte rendu des Excursions de la Société géologique suisse dans le Valais du 30 août au 3 septembre 1942. II. La mine de Chandoline près de Sion. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 158–159.
 – (1949): La formation et la mise en place des anthracites du Valais. – *Ann. Mines* 138, 3–16.
- LUGEON, M. (1914): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). Explication de la Carte spéciale N° 60, Fasc. 1 (p. 1–94). – *Matér. Carte géol. Suisse [n. s.]* 30/1.
 – (1916): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). Explication de la Carte spéciale N° 60, Fasc. 2 (p. 95–206). – *Matér. Carte géol. Suisse [n. s.]* 30/2.
 – (1918): Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). Explication de la Carte spéciale N° 60, Fasc. 3 (p. 207–360). – *Matér. Carte géol. Suisse [n. s.]* 30/3.

- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – Phys. Geogr. (Geogr. Inst. Univ. Zürich) 3.
- MANGE, P. (1998): Minéralisation Pb-Zn-Ag-(Ba) de Siviez (Pennique valaisan, Suisse). – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- MANN, P. (2007): Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. In: CUMMINGHAM, W.D. & MANN, P. (Eds.): Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends. – Geological Society Sp. Publ. 290, 13–142.
- 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.
- MARIÉTAN, I. (1946): Le tremblement de terre du 25 janvier 1946. – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 63, 70–87.
- MARIÉTHOZ, F. (éd.) (2009): Les saisons du Petit-Chasseur. – Sedunum Nostrum 14.
- 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).
- MARTHALER, M. (1984): Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – Eclogae geol. Helv. 77/2, 395–448.
- MARTHALER, M., SARTORI, M. & ESCHER, A. (2008): Feuille 1307 Vissoie. – Atlas géol. Suisse 1: 25 000, Carte 122.
- MARTIN, F. & BRUTSCH, N. (2010): Définition de faciès géomorphologiques sur la base du modèle numérique de terrain MNT-MO. – Diplôme Univ. Genève (inédit).
- MASSON, H. (1980): Tectonique de l'Helvétique dans la vallée de la Lizerne. In: MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. & MARTHALER, M.: Compte rendu de l'excursion de la Société géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes–Helvétique–Pennique en Suisse occidentale (p. 340–343). – Eclogae geol. Helv. 73/1, 331–349.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 87/3, 789–809.
- MERCIER, D. & BAUDOIN, B. (1987): Révision du Carbonifère brianchonnais: Stratigraphie et évolution du bassin. – Géol. alp. (Grenoble), Mém. h.s. 13, 25–31.
- MONNET, R. (1994): Etude géologique de la région d'Isérables (VS). – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- MONTANDON, F. (1946): Les trois récents séismes du Valais central. – Revue pour l'étude des calamités 10/24, 50–66.
- MOTTET, M. (1999): Sion, Platta, Institut Don Bosco. In: Chronique des découvertes archéologiques dans le canton du Valais en 1999. – Vallesia (Sion) 55 (2000), 625–626.
– (2007): Sion, Bramois, Pranoé, Villa Chamartin. In: Chronique des découvertes archéologiques dans le canton du Valais en 2007. – Vallesia (Sion) 62 (2008), 413–414.

- OFEG (2005): Carte tectonique de la Suisse 1: 500 000 (Off. féd. Eaux Géol.). – Office fédéral de topographie swisstopo, Wabern.
- PASUTO, A. & SOLDATI, M. (1996): Rock spreading. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Report No. 1 of the European Commission Environment Programme (p. 122–136). – Wiley, London.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 551–558.
- PUGIN, A., MARCHANT, R., BESSON, O. & STAMPFLI, G. (1997): Seismic modeling of lines Martigny and Vetroz. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Eds.): *Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20* (p. 272–276). – Birkhäuser, Basel.
- REGIS (2003): Regional Geohydrological Information System, Canton du Valais. – DTEE-SPE, <http://www.crealp.ch/fr/portail-hydro.html>.
- REINECKER, J., DANIŠÍK, M., SCHMID, C., GLOTZBACH, C., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2008): Tectonic control on the late stage exhumation of the Aar Massif (Switzerland): Constraints from apatite fission track and (U-Th)/He data. – *Tectonics* 27, TC6009.
- RITTER, E. (1960): Geologische Übersicht über die Karbonvorkommen der Schweiz. In: JONGMANS, W. J.: *Die Karbonflora der Schweiz* (S. 1–21). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 108.
- ROSELLI, A. & OLIVIER, R. (2003): Modélisation gravimétrique 2.5D et carte des isohypses au 1: 100 000 du substratum rocheux de la vallée du Rhône entre Villeneuve et Brig (Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 399–423.
- ROSSET, P. (2001): Evaluation de l'aléa sismique dans les vallées alpines par des méthodes déterministes. – Thèse Univ. Genève.
- ROUILLER, J.-D. (1990): L'éboulement des Crétaux–Isérables–Riddes (Valais). – *Publ. Soc. suisse Méc. Sols Roches* 121, 15–17.
- RUCHAT, A. (1999): Minéralisations U-Cu-Au du Grand Alou (Pennique valaisan, Suisse). – *Diplôme Univ. Genève* (inédit).
- SARTORI, M. (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse), un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 6.
- (1993): Une carte des décrochements dans la vallée du Rhône. In: MANCKTELOW, N. (Ed.): *Schweizer Tektoniker Treffen, Zürich, Lecture Abstracts*.
- SARTORI, M., BURRI, M., FIERZ-DAYER, E. & CURDY, P. (2007): Caractérisation pétrographique des éléments de construction de la nécropole du Petit-Chasseur et d'autres sites néolithiques de la région de Sion. – *Bull. études préhist. archéol. alpines* 18, 19–32.
- 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. & THÉLIN, P. (1987): Les schistes ocellés albitiques de Barneuzza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67, 229–256.
- SAVARY, B. (1974): Géologie du front de la nappe du Gd.-St.-Bernard entre Bramois et Pramnagnon. – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauhacken durch die Verkarstung von Gips. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 59–90.
- SCHAER, J.-P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes (entre le Val d'Hérémence et le Val de Bagnes, Valais, Suisse). – *Arch. Sci. (Genève)* 12/4, 473–620.
- SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire 1: 500 000. – Office fédéral de topographie swisstopo, Wabern.

- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la Carte des Gisements des matières premières minérales de la Suisse 1: 500 000 (1917). Edition française. – Matér. Géol. Suisse.
- SCHMIDT, E., JAFFÉ, F. & BURRI, G. (1990): La freibergite du gisement de plomb-zinc de Praz-Jean (Valais, Suisse). – *Mineral. Deposita* 25, 198–204.
- SOHRABI, R. (2007): Modèles thermo-hydraulique et géochimique du système hydrothermal de Combioula, Val d'Hérens (VS). – Diplôme postgrade Univ. Neuchâtel (inédit).
- 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.
- SORRISO-VALVO, M. & GULLÀ, G. (1996): Rock slide. In: DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.): *Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes*. Report No. 1 of the European Commission Environment Programme (p. 85–96). – Wiley, London.
- STECK, A. (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., EPARD, J.-L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. (2001): Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale 1: 100 000. Carte géologique spéciale 123, notice explicative. – Office fédéral de topographie swisstopo, Wabern.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H. & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 5.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 63/2-3, 393–420.
- 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.
- 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.
- TINNER, W. (1994): Quartärbotanische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der Alpe d'Essertses (Hérémence, Wallis). – *Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.)* 112, 79–96.
- TRÜMPY, R. (1952): Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 338–347.
- (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. – *Bull. Soc. géol. France* (6), 5, 217–231.
- (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes suisses. – *Atti Symp. Verrucano*, Pisa. Soc. tosc. Sci. nat., 212–232.
- USTASZEWSKI, M., HERWEGH, M., MCCLYMONT, A. F., PFIFFNER, O. A., PICKERING, R. & PREUSSER, F. (2007): Unravelling the evolution of an Alpine to post-glacially active fault in the Swiss Alps. – *J. struct. Geol.* 29, 1943–1959.
- USTASZEWSKI, M. & PFIFFNER, O. A. (2008): neotectonic faulting, uplift and seismicity in the central and western Swiss Alps. – In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): *Tectonics Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System* (p. 231–249). – Geol. Soc. London, Sp. Publ. 298.

- VALLET, R. (1948): Sur la nature des «Orthogneiss» de Thion (Val d'Hérens, Valais). – Arch. Sci. (Genève) 1/2, 409–412.
- (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémente (Valais). – Thèse Univ. Genève.
- VUATAZ, F.D. (1982): Hydrogéologie, géochimie et géothermie des eaux thermales de Suisse et des régions alpines limitrophes. – Matér. Géol. Suisse, Hydrol. 29.
- WAGNER J.-J., FRICHKNECHT C., ROSSET P., SARTORI M., SCHINDLER C., BEER C., MAYER-ROSA D., RÜTTENER E. & SMIT, P. (2000): Contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône entre Sion et Brig, canton du Valais, Suisse. Projet SISVAL-IDNDR. – Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl. (Berne) 25.
- WANNER, E. & GRÜTTER, M. (1950): Etude sur les répliques du tremblement de terre du Valais, de 1946 à 1950. – Bull. Murithienne (Soc. valais. Sci. nat.) 67, 25–42.
- WEHRLI, L. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. 1. Teil: Übersicht und Geschichte des Bergbaues von seinen Anfängen bis Mitte 1917 mit besonderer Berücksichtigung der Anthrazite des Wallis. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. III/1.
- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 47 (1922), 3–63.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 95.
- WERNLI, R. & BRÖNNIMANN, P. (1973): Le Verrucano et le Trias de Taninges (Haute-Savoie, France). Lithologie et micropaléontologie. – Arch. Sci. (Genève) 26/1, 79–96.
- WIBLÉ, J. (1998): Vallis Poenina: le Valais à l'époque romaine, 1^{er} siècle – V^e siècle après J.-C. Catalogue de l'exposition. – Musées cantonaux du Valais, Sion.
- 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.
- WOODCOCK, N. H. & FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. – Journal of Structural Geology 8/7, 725–735.
- ZINGG, M.A. (1989a): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins. – Schweiz. mineral. petrogr. 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

File 6 Sion, par P. CHRIST, 1942.

Carte géologique de la Suisse 1:100 000

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

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

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° 58 Dt de Morcles (CN 1305), par H. BADOUX, M. BURRI, J. H. GABUS, D. KRUMMENACHER, G. LOUP & P. SUBLET, 1971.

N° 77 Sembrancher (CN 1325), par M. BURRI, L. JEMELIN, N. OULIANOFF, S. AYRTON, P. BLANC, K. GRASMÜCK, D. KRUMMENACHER, J.-F. VON RAUMER, P. STALDER, R. TRÜMPY & B. WUTZLER, 1983.

N° 88 Les Diablerets (CN 1285), par H. BADOUX, J. H. GABUS & C. H. MERCANTON, 1990.

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

N° 122 Vissoie (CN 1307), par M. MARTHALER, M. SARTORI & A. ESCHER, 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° 112 Carte géologique du massif du Haut de Cry, 1: 25 000, par E. G. BONNARD, 1926.

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.
123NW: File 41 Col du Pillon; 123SW: File 46 Val de Bagnes.

Carte géologique de la France 1: 250 000

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

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

File 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.
- S* SANDBERG, C. G. S. (1905): Esquisse géologique du Massif de la Pierre-à-Voir (Bas-Valais), 1: 50 000. In: SANDBERG, C. G. S.: Etudes géologiques sur le Massif de la Pierre à Voir (Bas-Valais) – Diss. Univ. Paris, 1905.

Bases topographiques

- 1285–1287)
 1305–1307) Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1: 25 000
 1325–1327)

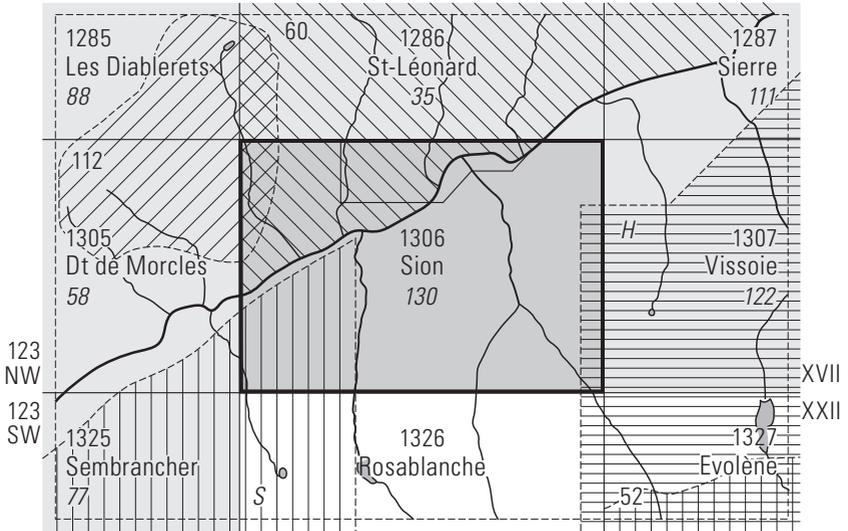


Fig. 22: Répartition des cartes géologiques publiées avec fond topographique.

ANNEXES

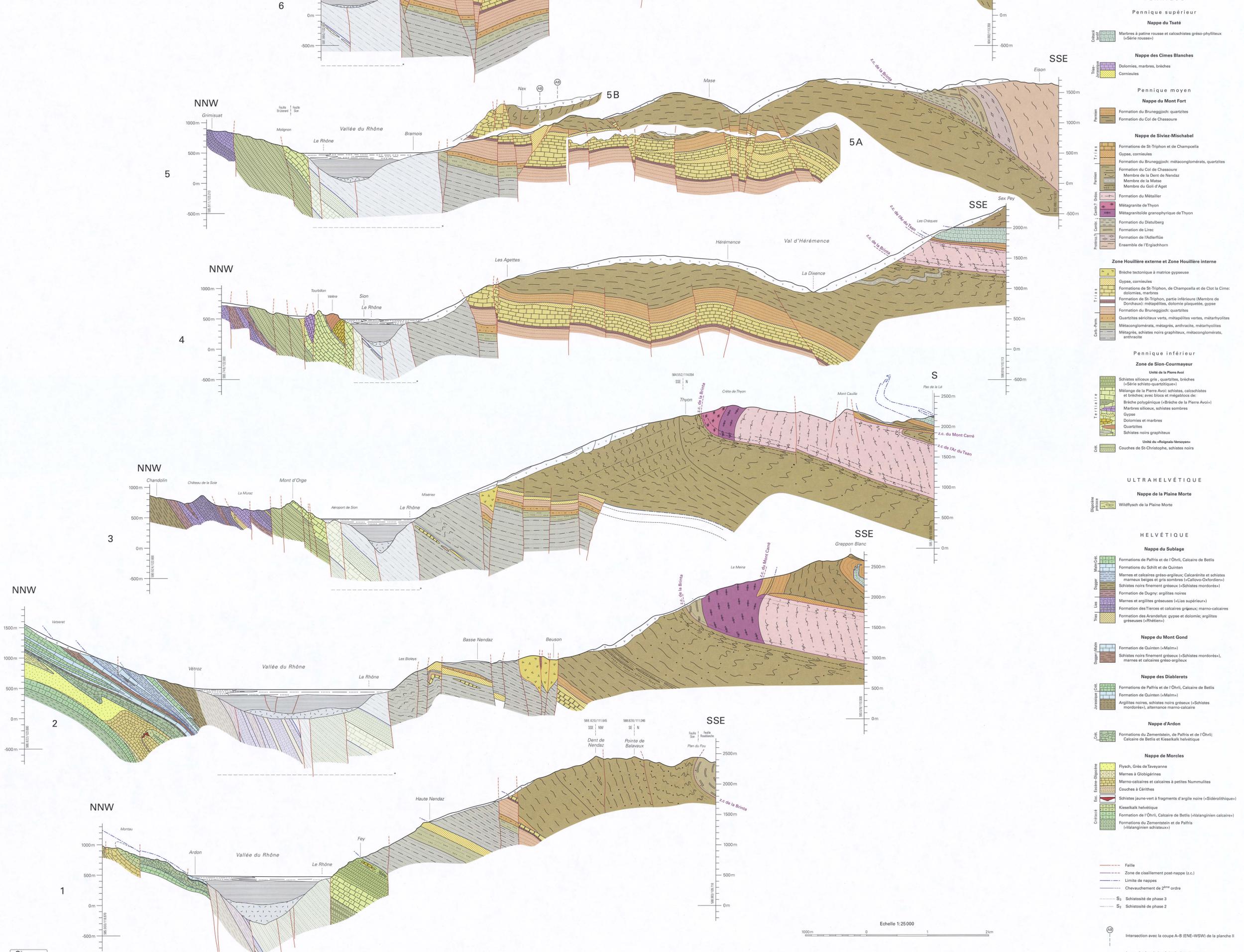
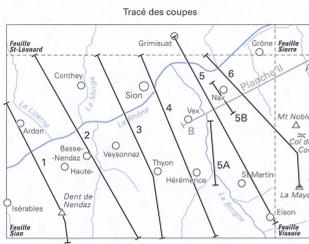
Planche I: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Sion

Planche II: Coupe géologique à travers la région des feuilles Sion, Vissoie et Sierre

Planche III: Esquisse tectonique de la région des feuilles Sion, Vissoie et Sierre

Coupes géologiques à travers la région de la feuille Sion

par Mario Sartori et Jean-Luc Epard



QUATÉNAIRE

- Dépôts de versant, indifférenciés
- Masse tassée ou en tassement
- Dépôts de cône alluvial
- Alluvions récentes
- Dépôts lacustres tardi- à postglaciaires
- Dépôts de moraine de fond, graviers sous-glaciaires

Vallée du Rhône

PENNIQUE

Pennique supérieur

Nappe du Tsaté

- Marbres à patine rouge et calcachistes grés-phylliteux («Série rouge»)

Nappe des Cimes Blanches

- Dolomies, marbres, brèches
- Cornéules

Pennique moyen

Nappe du Mont Fort

- Formation du Bruneggjoch: quartzites
- Formation du Col de Chassour

Nappe de Siviez-Mischabel

- Formations de St-Triphon et de Champella: gypses, cornéules
- Formation du Bruneggjoch: métaconglomérats, quartzites
- Formation du Col de Chassour
- Membre de la Dent de Nendaz
- Membre de la Mase
- Membre du Golli d'Agat
- Formation du Métailler
- Métagrénite de Thyon
- Métagrénitoïde granophyrique de Thyon
- Formation du Distulberg
- Formation de Lirec
- Formation de Ruchertis
- Ensemble de l'Engischhorn

Zone Houillère externe et Zone Houillère interne

- Brèche tectonique à matrice gypseuse
- Gypses, cornéules
- Formations de St-Triphon, de Champella et de Clot la Cime: dolomies, marbres
- Formation de St-Triphon, partie inférieure (Membre de Dorchaux): métapélites, dolomie plaquée, gypse
- Formation du Bruneggjoch: quartzites
- Quartzites ériciteux verts, métapélites vertes, métaarhyolites
- Misaconglomérats, métagrès, anthracite, métaarhyolites
- Métagrès, schistes noirs graphiteux, métaconglomérats, anthracite

Pennique inférieur

Zone de Sion-Courmayeur

- Unité de la Pierre Avoi
- Schistes siliceux gris, quartzites, brèches («Série schisto-quartzitique»)
- Mélange de la Pierre Avoi: schistes, calcachistes et brèches, avec blocs et métapélites de: Brèche polygénique («Brèche de la Pierre Avoi»)
- Marbres siliceux, schistes sombres
- Gypse
- Dolomies et marbres
- Quartzites
- Schistes noirs graphiteux
- Unité de «Rognais-Versoyen»
- Couches de St-Christophe, schistes noirs

Zone de la Ferrière

- Schistes noirs graphiteux

ULTRAHELVÉTIQUE

Nappe de la Plaine Morte

- Wildflysch de la Plaine Morte

HELVÉTIQUE

Nappe du Sublage

- Formations de Palfris et de l'Ôhrli, Calcaire de Bettis
- Formations du Schilt et de Quinten
- Marnes et calcaires grés-argileux; Calcaire et schistes marnes beige et gris sombres («Callovo-Oxfordien»)
- Schistes noirs finement gréseux («Schistes mordorés»)
- Formation de Dugny: argillites noirs
- Marnes et argillites gréseuses («Lias supérieur»)
- Formation des Tierces et calcaires gréseux; marmo-calcaires
- Formation des Arandilly: gypse et dolomie; argillites gréseuses («Rhétien»)

Nappe du Mont Gond

- Formation de Quinten («Malm») Schistes noirs finement gréseux («Schistes mordorés»), marnes et calcaires grés-argileux

Nappe des Diablerets

- Formations de Palfris et de l'Ôhrli, Calcaire de Bettis
- Formation de Quinten («Malm») Argillites noires, schistes noirs gréseux («Schistes mordorés»), alternance marmo-calcaire

Nappe d'Ardon

- Formations du Zementstein, de Palfris et de l'Ôhrli; Calcaire de Bettis et Kesselkalk helvétique

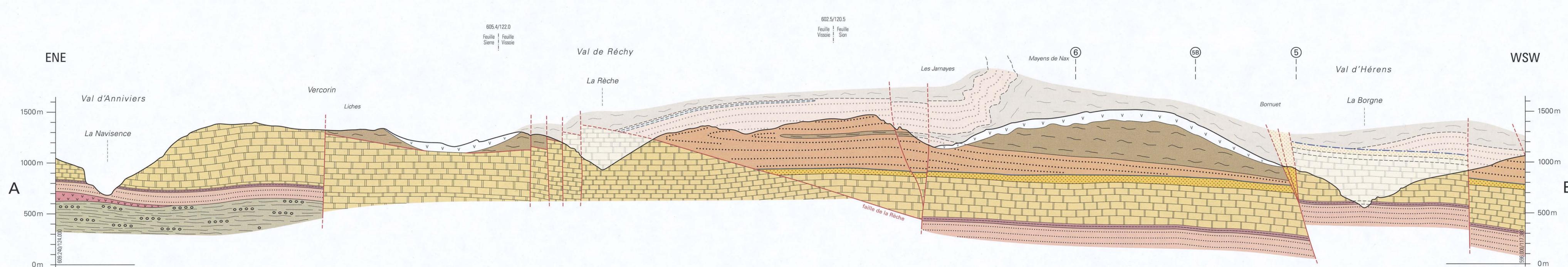
Nappe de Morcles

- Flysch, Grès de Tavayanna
- Marnes à Globigérines
- Marmo-calcaires et calcaires à petites Nummulites
- Couches à Cérithes
- Schistes jaune-vert à fragments d'argile noire («Siderolithique»)
- Kesselkalk helvétique
- Formation de l'Ôhrli, Calcaire de Bettis («Valanginien calcaire»)
- Formations du Zementstein et de Palfris («Valanginien schisteux»)

— Faïlle
 - - - Zone de cisaillement post-nappe (z.c.)
 - - - Limite de nappes
 - - - Chevauchement de 2^{ème} ordre
 - - - S₃ Schistosité de phase 3
 - - - S₂ Schistosité de phase 2

1000m 0 2km
Echelle 1:25000

Intersection avec la coupe A-B (ENE-WSW) de la planche II
 - - - Interprétation de la géologie du substratum entachée d'une très forte incertitude



Coupe géologique à travers la région des feuilles Sion, Vissoie et Siere

par

Mario Sartori

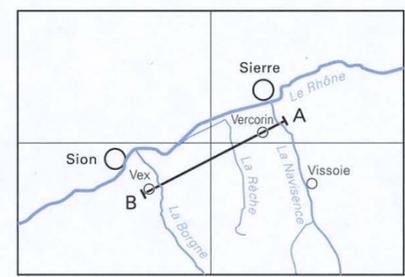
Echelle 1:25000

<p>Pennique moyen</p> <p>Perm., Trias-Juras.</p> <ul style="list-style-type: none"> Marbres, dolomies, cornieules Formation du Bruneggjoch: quartzites Formation du Col de Chassoure 		<p>Zone Houillère interne</p> <p>Trias.</p> <ul style="list-style-type: none"> Gypse, cornieules Formations de St-Triphon, de Champcella et de Clot la Cime: dolomies, marbres Formation de St-Triphon, partie inférieure (Membre de Dorchaux): métapélites, dolomie plaquetée, gypse Formation du Bruneggjoch: quartzites Métarhyolite Paragneiss quartzeux, micaschistes, quartzites chloriteux, métaconglomérats 		<p>v v Masse tassée ou en tassement</p> <p>--- Faïlle</p> <p>--- Limite de nappes</p>	
--	--	--	--	---	--



○ Intersection avec une autre coupe (voir planche I)

Tracé de la coupe



Esquisse tectonique de la région des feuilles Sion, Vissoie et Siere

compilée par

Stephan Dall'Agnolo, Yves Gouffon, Michel Marthaler et Mario Sartori

Echelle 1:100 000



- Glacier
- Plaine alluviale
- Eboulement tardiglaciaire de Siere
- Feuilles Sion, Vissoie, Siere
- Masse tassée, glissée

Austroalpin

- Nappe de la Dent Blanche
- Pennique supérieur**
- Métabasales, métagabbros et serpentinites
- Nappe du Tsaté
- Nappe du Frilhorn
- Nappe des Cimes Blanches

Pennique moyen

- Trias moyen-tardif
- Formation du Bruneggjoch
- Formation du Col de Chassoure
- Formation du Métailler
- Séries carbonatées du Toüno et du Barrhorn
 - × Niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides
 - Base de la Formation de St-Triphon (Membre de Dorchaux)
- Formation du Bruneggjoch
- Gneiss ocellé de Randa (métagrinite) et métarhyolites
- Formation du Col de Chassoure
- Formation du Métailler
- Métagrinite de Thyon
- Métagranoïde granophyrique de Thyon
- Formations de Lirec et du Distulberg
- Formation de l'Adlerflüe
- Ensemble de l'Ergischhorn
 - × Niveau de décollement de la nappe des Préalpes médianes plastiques
 - Formations de St-Triphon, de Champcella et de Clot la Cime
- Formation du Bruneggjoch
- Métarhyolite
- Quartzites sériciteux, métapélites, métaconglomérats (Permien)
- Schistes noirs, métagrès, anthracite (Carbonifère; Zone Houillère externe – Zone Houillère interne)
- Zone du Ruitor: socle cristallin

Pennique inférieur

- Unité de la Pierre-Avoi
- Unités du «Roignais-Versoyen» et de Ferret

Ultrahelvétique

- Nappe de Bex-Laubhorn
- Nappe de la Plaine Morte
- Nappe d'Anzeinde
- Nappe de la Plaine Morte

Helvétique

- Nappe du Sublage
- Nappe du Mont Gond
- Nappe des Diablerets
- Ensemble des nappes Diablerets-Wildhorn**
- Ouest du Rawil**
- Nappe de Jägerchrüz
- Nappe de Gellhorn
- Nappe de Plammis
- Nappe du Doldenhorn
- Nappe de Morcles
- Massif de l'Aar

- Ligne du Rhône-Simplon (probable)
- Faille, décrochement (certain – probable)
- Limite de nappes (certain – probable)
- Chevauchement, limite d'écaille (certain – probable)
- Zone de cisaillement post-nappe (certain – probable)

