

# 1288 Raron

## Notice explicative

MARIO SARTORI, MICHEL MARTHALER,  
YVES GOUFFON et NICOLAS MEISSER

Atlas géologique de la Suisse



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

153

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

1:25 000

# 1288 Raron

Notice explicative

14 figures et 4 planches

par

MARIO SARTORI, MICHEL MARTHALER, YVES GOUFFON et  
NICOLAS MEISSER

2017



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Office fédéral de topographie swisstopo

### **Recommandation pour la citation en bibliographie**

*Carte:*

MARTHALER, M., SARTORI, M., DOLIVO, E. & BUGNON, P.-C. (2017): Feuille 1288 Raron. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 153.

*Notice explicative:*

SARTORI, M., MARTHALER, M., GOUFFON, Y. & MEISSER, N. (2017): Feuille 1288 Raron. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 153.

### **Illustrations de couverture**

*Jaquette:*

Calcaire à bandes siliceuses très déformé (Formation du Hochstollen, Bajocien–Bathonien). Couverture du massif de l’Aar interne au sein de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel. Route de Ladu (2624.740/1130.503, 1295 m). La largeur de la photo couvre environ 20 cm. Photo M. Sartori, 2005.

*Carte:*

Drapage de l’esquisse tectonique simplifiée de la feuille Raron sur le modèle altimétrique numérique swissALTI<sup>3D</sup>.

*Notice explicative:*

Dalle karstifiée de calcaire du Malm (Formation de Quinten, Oxfordien tardif – Tithonien) dans le cœur du synclinal de Rarogne à la Leiggeralpa (2631.870/1132.030, 2145 m). La largeur de l’image est d’environ 20 cm. Photo M. Sartori, 2004.

### **Editeur**

© 2017, 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.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40078-5

## TABLE DES MATIÈRES

|  |     |
|--|-----|
| Préface .....  | 5   |
| Résumé / Zusammenfassung / Riassunto / Summary .....       | 6   |
| Introduction .....   | 12  |
| Stratigraphie et pétrographie .....                        | 16  |
| Helvétique inférieur .....                                 | 16  |
| Nappe du Doldenhorn et massif de l'Aar externe .....       | 16  |
| Socle cristallin .....                                     | 16  |
| Couverture sédimentaire .....                              | 26  |
| Nappe de Plammis et massif de l'Aar interne .....          | 31  |
| Socle cristallin .....                                     | 32  |
| Couverture sédimentaire .....                              | 35  |
| Nappe du Jägerchrüz .....                                  | 45  |
| Pennique inférieur .....                                   | 35  |
| Nappe du Monte Leone .....                                 | 48  |
| Socle cristallin .....                                     | 48  |
| Couverture sédimentaire .....                              | 48  |
| Nappe du Pizzo del Vallone .....                           | 49  |
| Zone de Sion-Courmayeur .....                              | 50  |
| Pennique moyen .....                                       | 61  |
| Zone Houillère .....                                       | 61  |
| Zone de Stalden inférieure et zone de Visperterminen ..... | 63  |
| Zone de Stalden supérieure .....                           | 64  |
| Nappe de Siviez-Mischabel .....                            | 65  |
| Socle cristallin .....                                     | 65  |
| Roches intrusives .....                                    | 69  |
| Couverture sédimentaire .....                              | 71  |
| Quaternaire .....  | 73  |
| Pléistocène tardif .....                                   | 73  |
| Holocène .....   | 77  |
| Tectonique et métamorphisme .....                          | 88  |
| Helvétique .....   | 88  |
| Évènements tectono-métamorphiques .....                    | 88  |
| Unités et structures tectoniques .....                     | 91  |
| Pennique .....   | 101 |
| Évènements tectono-métamorphiques .....                    | 101 |
| Unités et structures tectoniques .....                     | 104 |
| Sismicité .....  | 117 |
| Matières minérales exploitables .....                      | 120 |
| Hydrogéologie .....  | 124 |
| Tunnel de base du Lötschberg .....                         | 125 |
| Bibliographie .....  | 126 |
| Cartes géologiques publiées .....                          | 136 |



## PRÉFACE

Le levé de la feuille Raron de l'Atlas géologique de la Suisse est le résultat d'une fructueuse collaboration entre le Service géologique national (SGN, swisstopo) et le Centre de recherche sur l'environnement alpin de Sion (CREALP). Le SGN a mandaté le Pr Michel Marthaler pour le levé de la partie sud de la feuille, réalisé entre 1997 et 2002, avec des compléments et révisions entre 2009 et 2016 en fonction des nouvelles connaissances acquises sur place ou dans des régions voisines. Le Dr Mario Sartori s'est chargé entre 1999 et 2012 du levé de la partie nord sous mandat du CREALP, en utilisant les cartes originales de E. Dolivo et de P.-C. Bugnon pour les unités sédimentaires, avec pour résultat une première version de la carte utilisée pour le projet GeoCover (jeux de données géologiques vectorielles couvrant l'ensemble du territoire suisse au 1:25 000). Il a ensuite effectué des levés plus détaillés dans certains secteurs pour satisfaire aux critères de qualité de l'Atlas géologique.

La géologie du territoire de la feuille Raron étant très complexe, en particulier dans sa partie méridionale, M. Marthaler a pu bénéficier des conseils avisés de spécialistes de cette région et de certaines de ses roches, tels que les Prs R. Trümpy, M. Burri et P. Antoine, ainsi que des Drs M. Weidmann, P. Thélin et M. Sartori. De plus, les contacts avec les géologues C.-L. Joris (Odilo Schmid & Partner AG), J. Jacquod et F. J. Baillifard (Norbert SA) ont apporté des connaissances inédites acquises lors des travaux pour les tunnels de contournement de Viège. Enfin, les travaux de diplôme de F. Müller, S. Liaci et L. Langhi ont également apporté leur lot de résultats intéressants.

La lecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été coordonnée, au nom de la Commission géologique suisse, par son président le Pr A. Pfiffner, et réalisée par les Prs H. Masson et A. Steck, le PD Dr A. Berger et le Dr C. Lambiel.

Meinrad Thalmann a traduit en allemand le texte original français de la présente notice explicative; traduction soigneusement relue par le Dr Reto Burkhalter (SGN).

Le Dr Yves Gouffon a effectué le travail éditorial de la carte et de sa notice explicative au sein du SGN. La carte a été vectorisée par Mario Sartori. Sa mise en forme cartographique et sa version SIG finale sont l'œuvre d'Andreas Baumeler (Digikarto, Zurich), alors que les planches ont bénéficié des talents graphiques de Reto Casty (swisstopo) et Yves Gouffon.

Le SGN tient à remercier les auteurs et toutes les personnes, citées ou non, qui ont contribué à la réalisation de cette carte et de sa notice explicative, afin d'aboutir à un produit de qualité optimale.

Septembre 2017

Office fédéral de topographie  
Cartographie géologique

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Raron de l'Atlas géologique de la Suisse se situe dans un endroit clé pour la compréhension de la géologie alpine, à cheval entre les domaines helvétique et pennique. Il est traversé par l'important système de failles néogènes de la Ligne du Rhône-Simplon.

Au nord du Rhône affleurent les unités helvétiques principalement représentées par le massif de l'Aar et sa couverture sédimentaire mésozoïque. Ce massif est recoupé par la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel, qui délimite ainsi une partie externe et une partie interne. Le socle antévarisque de la partie externe est constitué de paragneiss ayant servi d'encaissant aux intrusions varisques de la Granodiorite de Baltschieder et du Granite central de l'Aar. Sa couverture sédimentaire mésozoïque n'est présente que dans le coin nord-ouest de la carte et passe en continuité à la nappe du Doldenhorn vers le nord-ouest. Le socle du massif de l'Aar interne ne contient ici que des roches antévarisques, principalement des orthogneiss œillés. Sa couverture sédimentaire, autochtone dans le synclinal de Rarogne, se poursuit vers l'WNW en constituant la nappe de Plammis, charriée sur la nappe du Doldenhorn et chevauchée par la nappe du Jägerchrüz.

Au sud du Rhône, les terrains appartiennent au domaine pennique. Le Pennique inférieur comprend les nappes du Pizzo del Vallone et du Monte Leone qui n'affleurent qu'au sud-est de Viège, ainsi que la zone de Sion-Courmayeur. Celle-ci forme surtout la base du versant en rive gauche du Rhône ainsi qu'une grande partie des flancs de la vallée de la Viège. Ses roches appartiennent principalement au Flysch valaisan et au Complexe de la Südegg, unité d'aspect chaotique très bien développée au sud de Viège. Par-dessus se trouvent les unités du Pennique moyen. Dans la moitié ouest de la feuille, elles débutent par la zone Houillère, très amincie par des failles, et plus à l'est par ses équivalents probables que sont les zones de Stalden inférieure et de Visperterminen. Elles sont constituées toutes trois de méta-sédiments détritiques présumés permo-carbonifères, avec quelques cornieules et gypses triasiques dans la zone Houillère. L'unité la plus élevée structuralement est la nappe de Siviez-Mischabel, qui occupe la plus grande partie du relief situé à l'ouest de la Viège. Elle comporte des métasédiments permien et un socle cristallin antévarisque, intrudés par des roches d'origine magmatique: les gneiss œillés de Randa et du Bonigersee. La structure de cette nappe est marquée par d'importantes zones de cisaillement post-nappe. En rive gauche de la Viège, la zone de Stalden supérieure, ici représentée par un gneiss fin probablement polymétamorphique, s'intercale entre la zone Houillère et la nappe de Siviez-Mischabel.

La ligne du Rhône-Simplon est une importante structure qui traverse tout le territoire de la feuille Raron; elle regroupe deux systèmes de failles distincts qui semblent se relayer. La ligne du Simplon est une faille normale qui borde le dôme

lépontin entre Domodossola et le col du Simplon; de là jusqu'à Viège elle se subdivise pour former un système de failles complexe. Des structures à rejet oblique, décrochant et normal, longent la vallée du Rhône de Viège à Sierre et composent le second système de failles.

Les formations quaternaires sont principalement représentées par les dépôts morainiques de la dernière période glaciaire, omniprésents, et par les dépôts gravitaires et torrentiels habituels du relief alpin. La vallée du Rhône est remplie d'une épaisse série alluviale, reposant probablement sur des sédiments lacustres. Les versants de la vallée principale et des vallées secondaires sont marqués par de nombreuses zones d'instabilité, parfois profondes et très étendues.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Raron beinhaltet eine Schlüsselstelle für das Verständnis der alpinen Geologie, nämlich die Kontaktzone zwischen Helvetikum und Penninikum, und wird von einem grossen neogenen Verwerfungssystem, der Rhone-Simplon-Linie, durchquert.

Im Gebiet nördlich der Rhone sind helvetische Einheiten aufgeschlossen, die hauptsächlich durch das Aar-Massiv und dessen mesozoische Sedimentbedeckung vertreten sind. Dieses Massiv wird durch die Roti-Chüe-Gampel-Scherzone durchzogen, die einen externen von einem internen Teil abgrenzt. Das prävariszische Grundgebirge des externen Teils besteht aus Paragneisen, die als Umgebungsgestein der variszischen Intrusionen des Baltschieder-Granodiorits und des Zentralen Aare-Granits dienen. Seine mesozoische Sedimentbedeckung ist nur in der nordwestlichen Ecke des Kartengebiets vorhanden und geht gegen Nordwesten kontinuierlich in die Doldenhorn-Decke über. Das Grundgebirge des internen Aar-Massivs weist hier nur prävariszische Gesteine auf, hauptsächlich augige Orthogneise. Seine Sedimentbedeckung, die in der Raron-Synklinale autochthon ist, lässt sich gegen WNW weiterverfolgen, wo sie die Plammis-Decke bildet, die auf die Doldenhorn-Decke überschoben und ihrerseits von der Jägerchrüz-Decke überschoben wurde.

Die Gesteine im Gebiet südlich der Rhone gehören zum Penninikum. Das Unterpenninikum umfasst die Pizzo-del-Vallone-Decke und die Monte-Leone-Decke, die nur südöstlich von Visp auftreten, sowie die Sion-Courmayeur-Zone. Diese bildet vor allem den Hangfuss auf der linken Seite der Rhone sowie einen Grossteil der Flanken des Vispertals. Ihre Gesteine gehören hauptsächlich zum Flysch valaisan und zum Südegg-Komplex, einem Komplex mit chaotischem Gefüge, der südlich von Visp gut ausgebildet ist. Darüber kommen die mittelpenninischen Einheiten zu

liegen. Im westlichen Hälfte des Kartengebiets beginnen sie mit der durch Verwerfungen stark ausgedünnten Zone Houillère, und weiter östlich mit ihren wahrscheinlichen Äquivalenten, der Unteren Stalden-Zone und der Visperterminen-Zone. Alle drei Zonen bestehen aus detritischen Metasedimenten mit mutmasslichem Karbon- bis Perm-Alter. In der Zone Houillère kommen triassische Rauwacke und Gips vor. Die Siviez-Mischabel-Decke ist die strukturell zuoberst liegende Einheit. Sie nimmt den grössten Teil des westlich der Vispa gelegenen Reliefs ein und beinhaltet prävariszisches kristallines Grundgebirge und permische Metasedimente, die beide von magmatischen Gesteinen intrudiert wurden, dem Randa- und dem Bonigersee-Augengneis. Die Struktur dieser Decke ist durch grosse Scherzonen gekennzeichnet, die nach der Deckenbildung entstanden. Auf der linken Seite der Vispa schaltet sich zwischen die Zone Houillère und die Siviez-Mischabel-Decke die Obere Stalden-Zone ein, die hier aus einem feinkörnigen und wahrscheinlich polymetamorphen Gneis besteht.

Die Rhone-Simplon-Linie ist eine wichtige Struktur, die das ganze Gebiet von Blatt Raron durchquert; sie umfasst zwei unterschiedliche Verwerfungssysteme, die sich abzulösen scheinen. Die Simplon-Linie ist eine Normalverwerfung am Rand des Iepontinischen Doms zwischen Domodossola und dem Simplonpass; von dort an bis Visp teilt sie sich auf und bildet ein komplexes Verwerfungssystem. Strukturen mit schrägem, dextralem und normalem Versatz finden sich entlang des Rhonetals zwischen Visp und Siders. Sie bilden das zweite Verwerfungssystem.

Quartäre Ablagerungen bestehen zur Hauptsache aus omnipräsentem letzteiszeitlichem Moränenmaterial und aus den im alpinen Relief üblichen gravitativen Ablagerungen sowie Schwemmmaterial. Das Rhonetal ist mit einer mächtigen alluvialen Abfolge verfüllt, die wahrscheinlich auf Seesedimenten liegt. Die Hänge des Haupttals und der Seitentäler sind durch zahlreiche, teils tiefgründige und weiträumige Hanginstabilitäten gekennzeichnet.

## RIASSUNTO

Il territorio rappresentato dal foglio Raron del Atlante geologico della Svizzera si trova in un luogo chiave per la comprensione della geologia alpina, a cavallo tra il Dominio Elvetico e quello Pennidico. Esso è attraversato dall'importante sistema di faglie della Linea del Rodano-Sempione risalenti al Neogene.

A nord del Rodano affiorano le unità Elvetiche, rappresentate soprattutto dal massivo dell'Aar e la sua copertura sedimentaria mesozoica. Questo massivo è attraversato dalla zona di taglio di Roti Chüe - Gampel, che ne delimita così una parte esterna e una parte interna. Il basamento ante-varisico della parte esterna è costituito da paragneiss, roccia nella quale sono incamerate le intrusioni varisiche della

Granodiorite di Baltschieder e del Granito centrale dell'Aar. La sua copertura sedimentaria mesozoica è presente unicamente nell'angolo nord-ovest della carta e si estende senza interruzione fino alla falda del Doldenhorn verso nord-ovest. Il basamento del massivo dell'Aar interno contiene unicamente delle rocce ante-varisiche, principalmente orthogneiss occhiadino. La sua copertura sedimentaria, autoctona nella sinclinale di Rarogna, si estende verso ovest-nord-ovest costituendo la falda di Plammis, trasportata sulla falda del Doldenhorn e sovrascorsa dalla falda del Jägerchrüz.

A sud del Rodano, le unità osservate appartengono al Dominio Pennidico. Il Pennidico Inferiore comprende le falde del Pizzo del Vallone e del Monte Leone, affioranti unicamente a sud-est di Visp, come anche la zona di Sion-Courmayeur. Quest'ultima forma soprattutto la base del versante in riva sinistra come anche una gran parte dei fianchi della valle della Vispa. Le sue rocce appartengono principalmente al Flysch vallesano e al Complesso della Südegg, unità dall'aspetto caotico molto ben sviluppata a sud di Visp. Al di sopra si trovano le unità del Pennidico Medio. Nella metà occidentale del foglio, esse cominciano con la zona Houillère, resa molto sottile dalle faglie, e più a est cominciano con i loro probabili equivalenti, ossia le zone di Stalden inferiore e di Visperterminen. Tutte e tre sono costituite da metasedimenti detritici presumibilmente risalenti al Permo-Carbonifero, con qualche corniola e gesso triassici nella zona Houillère. L'unità strutturalmente più elevata è la falda di Siviez-Mischabel, che occupa la maggior parte del rilievo situato a ovest di Visp. Essa presenta dei metasedimenti permiani e un basamento cristallino ante-varisico con intrusioni di rocce d'origine magmatica, ossia lo gneiss occhiadino di Randa e questo del Bonigersee. La struttura di questa falda è marcata da importanti zone di taglio post-falda. Sulla riva sinistra della Vispa si trova la zona di Stalden superiore, qui rappresentata da uno gneiss a tessitura molto fine, probabilmente polimetamorfo, che s'intercala tra la zona Houillère e la falda di Siviez-Mischabel.

La Linea del Rodano-Sempione è un'importante struttura che attraversa tutto il territorio rappresentato dal foglio Raron, e raggruppa due distinti sistemi di faglie che sembrano essere collegati. La Linea del Sempione è una faglia normale che costeggia il Duomo Lepontino tra Domodossola e il colle del Sempione, da cui fino a Visp si suddivide per formare un sistema di faglie complesso. Il secondo sistema di faglie è costituito da strutture a rigetto obliquo, con spostamento trascorrente e normale, che seguono la valle del Rodano da Visp fino a Sierre.

Le formazioni quaternarie sono soprattutto rappresentate dagli onnipresenti depositi morenici risalenti all'ultimo periodo glaciale e da depositi di gravitazione e torrenziali, tipici del rilievo alpino. La valle del Rodano è colmata da una spessa serie alluviale che probabilmente ha come base dei sedimenti lacustri. I versanti della valle principale e delle valli secondarie sono marcati da numerose zone di instabilità, talvolta profonde e molto estese.

## SUMMARY

The area of the Atlas sheet Raron includes a key element for the understanding of Alpine geology, namely the contact zone between the Helvetic and the Penninic nappes. It is traversed by the large Neogene fault system of the Rhone-Simplon line.

In the region north of the Rhone River, outcrops of Helvetic units are primarily represented by the Aar Massif and its Mesozoic sedimentary cover. This massif is intersected by the Roti Chüe - Gampel shear zone, which thus separates an external part from an internal one. The Pre-Variscan basement of the external part comprises paragneiss, which served as the host rock for the Variscan intrusions of the Baltschieder Granodiorite and the Central Aar Granite. Its Mesozoic sedimentary cover is present only in the northwestern corner of the map area and gives way to the Doldenhorn nappe uninterrupted towards the northwest. Here the basement of the internal Aar Massif contains only Pre-Variscan rocks, predominantly augen orthogneiss. Its sedimentary cover, which is autochthonous in the Raron syncline, can be traced back WNW, where it forms the Plammis nappe. This nappe overthrusts the Doldenhorn nappe and was in turn overthrust by the Jägerchrüz nappe.

The rocks in the region south of the Rhone River belong to the Penninic. The Lower Penninic comprises the Pizzo del Vallone nappe and the Monte Leone nappe, which outcrop only southeast of Visp, as well as the Sion-Courmayeur zone. This zone essentially forms the slope base on the left bank of the Rhone River, as well as a large part of the flanks of the Vispa Valley. Its rocks belong primarily to the Flysch valaisan and to the Südegg Complex, a structurally chaotic complex that is well-developed south of Visp. These are overlain by Middle Penninic units. In the western half of the map area, they begin with the zone Houillère, significantly thinned through faulting, and further east with its probable equivalents, the Lower Stalden zone and the Visperterminen zone. All three zones consist of detritic metasediments of probable Permo-Carboniferous age. In the zone Houillère, Triassic calcarenite and gypsum are present. The Siviez-Mischabel nappe is the structurally uppermost unit and occupies the majority of the relief west of the Vispa River. It contains Permian metasediments and the Pre-Variscan crystalline basement, both of which were intruded by magmatic rocks: the Randa and Bonigersee Augen Gneiss. Large shear zones developed after the nappe formation and characterize the structure of this nappe. On the left bank of the Vispa River, the Upper Stalden zone lies between the zone Houillère and the Siviez-Mischabel nappe and is represented here by fine-grained and probably polymetamorphic gneiss.

The Rhone-Simplon line is a major structure that traverses the entire Raron map area. It comprises two distinct fault systems that seem to alternate. The Simplon line is a normal fault at the edge of the Lepontine dome between Domodossola and the Simplon Pass. From there to Visp it subdivides itself and forms a complex fault system. Structures with oblique, dextral and normal fault displacements are

observed along the Rhone Valley between Visp and Sierre and constitute the second fault system.

Quaternary sediments mainly consist of wide-spread morainic material from the Last Glacial Maximum, as well as gravitational and flood deposits typical of Alpine regions. The Rhone Valley is filled with a thick alluvial series that probably overlies lacustrine sediments. The slopes of the main valley and the side valleys are characterized by numerous zones of instability, which are deep and extensive in some places.

## INTRODUCTION

La vallée du Rhône, entre Brigerbad et Tourtemagne, traverse le territoire de la feuille Raron d'est en ouest en son milieu, y montrant ainsi ses deux versants.

L'adret – occupé par les villages d'Eggberg, Ausserberg, St. German, Hoh-tenn, Jeizinen et Bratsch – est recoupé par les vallées Baltschiedertal, Bietschtal, Jolital et Lötschtal. Il est dominé par une série de sommets situés entre 2500 et 3000 m d'altitude, culminant au Wiwannahorn à 3001 m.

L'ubac va de la basse vallée de Tourtemagne à celle de la Viège. Entre les deux se trouve le plateau d'Ergisch–Eischoll–Unterbäch–Bürchen, dominé au sud-ouest par l'Ergischhorn et le Signalhorn (2911 m). La plus grande partie de la rive droite de la Viège se situe sur le territoire de la commune de Visperterminen, sur lequel poussent les vignes parmi les plus hautes d'Europe, qui atteignent l'altitude de 1150 m.

Le territoire de la feuille Raron est caractérisé par un très fort gradient de précipitations; celles-ci passent d'une moyenne annuelle de moins de 600 mm à Viège et au centre de la vallée du Rhône à près de 2400 mm à 3000 m d'altitude en rive droite.

## Cadre géologique

Le territoire de la feuille Raron se situe dans un endroit clé pour la compréhension de la géologie alpine, à cheval entre les domaines helvétique et pennique; il est traversé par l'important système de failles de la ligne du Rhône-Simplon.

### Nord du Rhône

Au nord du Rhône, le bâti alpin est exclusivement constitué par les unités helvétiques. Elles comprennent le socle cristallin du massif de l'Aar et les unités sédimentaires qui l'emballent au sein du domaine tectonique dénommé *Helvétique inférieure*. Du point de vue paléogéographique, ces unités constituaient au milieu du Crétacé la marge passive de la plaque européenne (voir p.ex. HANDY et al. 2010).

#### *Helvétique inférieure*

La caractéristique principale de l'adret de la vallée du Rhône est l'ennoiement du *massif de l'Aar* sous les unités mésozoïques et cénozoïques formant les Hautes-Alpes calcaires, sous l'effet d'un plongement axial de 15 à 25° vers le sud-ouest. Le massif de l'Aar est divisé longitudinalement par la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel (ZC RCG), qui est une structure alpine développée probablement à

la faveur d'une paléofaïlle jurassique. Bien que le terme historique de «massif» ait été conservé pour qualifier les socles cristallins de cette partie du domaine helvétique, ils sont considérés comme des éléments allochtones en regard des déformations et des translations alpines qu'ils ont subies. Le terme de couverture sédimentaire «autochtone» utilisé plus bas doit être compris comme «couverture pas ou peu déplacée par rapport au socle cristallin allochtone».

Au nord de la ZC RCG, c'est-à-dire au nord d'une ligne allant de Gampel au coin nord-est de la feuille, le *massif de l'Aar externe* est constitué de paragneiss et d'orthoigneiss d'âge protérozoïque à paléozoïque inférieur («Altkristallin») appartenant aux zones de Ferden-Guttannen et du Sustenhorn. Ces gneiss sont partiellement migmatisés et intrudés par la Granodiorite de Baltschieder (Mississippien moyen), ainsi que par le Granite central de l'Aar (Permien). Ce massif porte une couverture sédimentaire autochtone, qui n'affleure qu'à l'ouest du Lötschental et qui se limite ici aux terrains datant du Trias jusqu'à la partie précoce du Jurassique moyen. L'épaisse série d'âge jurassique à oligocène qui la surmontait a été décollée et constitue la *nappe du Doldenhorn* qui chevauche plus au nord le massif de Gastern. L'interface socle-couverture du massif de l'Aar externe est replissée de manière spectaculaire dans la région d'Engersch.

Au sud de la ZC RCG, le *massif de l'Aar interne* est constitué principalement d'orthoigneiss appartenant à la zone d'Ausserberg-Avat. Sa couverture sédimentaire autochtone est préservée dans le synclinal de Rarogne qui forme une zone triangulaire entre Steg, Rarogne (Raron) et la Wiwannahütte. Elle comporte des terrains d'âge triasique à jurassique tardif. L'interface socle-couverture du fond de ce synclinal est replissée de manière spectaculaire en rive droite du Baltschiederthal. À la faveur d'une épaisse série de schistes aaléniens, la partie supérieure de la série sédimentaire a été cisailée et devient progressivement allochtone en direction de l'WNW où elle constitue la *nappe de Plammis*. Cette nappe chevauche l'autochtone du massif de l'Aar externe, étant elle-même surmontée par la *nappe du Jägerchrüz* qui comporte ici des terrains datant de la base du Jurassique moyen jusqu'à l'Éocène. Ces trois unités tectoniques superposées sont replissées par le synclinal de la Feselalp dans la région d'Engersch.

### Sud du Rhône

Le territoire de la feuille Raron situé au sud du Rhône se divise en deux ensembles tectoniques: le *Pennique inférieur* et le *Pennique moyen*. Du point de vue paléogéographique, selon HANDY et al. (2010), les unités du Pennique inférieur constituaient, au milieu du Crétacé, les bordures conjointes de la plaque européenne et de la plaque Alcapia (en partie «bassin valaisan»). À la même époque, celles du Pennique moyen formaient le seuil briançonnais («briançonnais terrane») appartenant à la plaque Alcapia.

### *Pennique inférieur*

Les unités structurellement les plus basses du Pennique inférieur affleurent principalement sur les hauteurs situées au sud-est de Viège. La *nappe du Monte Leone* y dessine un grand pli déversé vers le nord (pli du Gebidum) qui s'enfoncé vers le sud-ouest sous la ligne du Rhône-Simplon. En dessous se trouvent la *nappe du Pizzo del Vallone* et la *zone de Sion-Courmayeur* représentée ici par le Flysch valaisan comprenant les roches particulières du secteur de Hotee.

La *zone de Sion-Courmayeur* traverse toute la feuille d'est en ouest mais ses trois composants principaux sont diversement répartis. Le plus répandu est le Flysch valaisan avec sa trilogie: Formations de l'Aroley, des Marmontains et de St-Christophe. Le Complexe de la Südegg n'affleure que dans la vallée de la Viège; il contient une grande diversité de roches: surtout métabasites et serpentinites («ophiolites»), schistes noirs, gneiss, marbres. L'unité de la Pierre Avoi, présente uniquement dans la partie ouest de la feuille, est formée d'un mélange chaotique à gros blocs de roches provenant de la zone Houillère, emballés dans une matrice de flysch fréquemment conglomératique.

### *Pennique moyen*

C'est dans la coupe naturelle de la vallée de la Viège que la succession des unités du Pennique moyen est la plus complète.

Tout au sud-est, la *zone de Visperterminen* (en rive droite) et la *zone de Stalden inférieure* (en rive gauche) sont constituées principalement de métasédiments d'âge présumé permo-carbonifère. Elles sont corrélables avec la zone Houillère. La *zone Houillère* proprement dite n'affleure qu'en une mince bande étirée entre deux failles, depuis la vallée de Tourtemagne à l'ouest jusqu'aux environs de Bürchen à l'est.

La *zone de Stalden supérieure* forme de hautes parois rocheuses qui dominent la Viège en rive gauche. C'est un ensemble de gneiss au moins en partie polycycliques, qui se développe vers le sud sur le territoire de la feuille St. Niklaus.

La *nappe de Siviez-Mischabel* occupe les 2/3 du territoire de la feuille Raron situé au sud du Rhône, en son centre et à l'ouest. Sa structure complexe permet de la diviser en quatre parties tectoniquement superposées et séparées par des zones de cisaillement post-nappe. Entre la zone de Stalden supérieure et les premières roches du socle de la nappe de Siviez-Mischabel s'étire la zone synclinale de St-Nicolas, principalement constituée de roches quartzitiques permo-triasiques. Au-dessus, une bande de socle polycyclique cisailé s'étire principalement de Moosalp à Bürchen. Elle contient un orthogneiss œillé d'âge paléozoïque précoce dans la région du Bonigersee. Puis vient une série détritique permienne contenant plusieurs bandes intrusives d'un métagranite lui aussi permien, le Gneiss œillé de Randa. Enfin, au-dessus de la zone de cisaillement post-nappe de la Brinta, vient un complexe fait de

gneiss polycycliques, amphibolites et gneiss leucocrates; ces roches forment des sommets peu escarpés, comme l'Ergischhorn qui a donné son nom à ce complexe.

### *Ligne du Rhône-Simplon*

Un réseau complexe de failles recoupe l'ensemble du territoire de la feuille Raron au sud du Rhône. Ces failles relient la faille du Simplon à celles qui suivent la vallée du Rhône, le tout formant la *ligne du Rhône-Simplon*. Elles découpent les unités du Pennique inférieur en trois compartiments principaux. Au nord-est, les unités du mur de ce système, exhumées par le rejet normal de la faille, sont les nappes du Monte Leone et du Pizzo del Vallone, ainsi qu'une partie de la zone de Sion-Courmayeur. La partie centrale est essentiellement occupée par la zone de Sion-Courmayeur qui montre de grands plis; en rive droite de la Viège la zone de Visperterminen est au cœur d'une structure symétrique synclinale, bordée de chaque côté par la zone de Sion-Courmayeur. Au toit de ce réseau de failles se trouve principalement la nappe de Siviez-Mischabel, avec à sa base, visibles seulement dans la vallée de la Viège, les zones de Stalden inférieure et supérieure.

# STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

## HELVÉTIQUE INFÉRIEUR

### NAPPE DU DOLDENHORN ET MASSIF DE L' AAR EXTERNE

Le socle du massif de l' Aar externe est constitué de cristallin antévarisque partiellement migmatitisé et intrudé par la Granodiorite de Baltschieder et par le Granite central de l' Aar. La couverture sédimentaire est adhérente à ce socle dans le synclinal de la Feselalp, puis progressivement cisailée et plissée de manière disharmonique en direction du nord-ouest (FURRER 1962), où elle forme la nappe du Doldenhorn.

#### Socle cristallin

#### Socle antévarisque

### ZONE DE FERDEN-GUTTANNEN ET ZONE DU SUSTENHORN

Ces deux zones ont été distinguées à grande échelle par BERGER et al. (2016). À l' échelle locale, dans le Lötschental, des subdivisions ont été proposées sur la base de coupes lithologiques et pétrographiques très détaillés et de relevés de galerie (SWIDERSKI 1919, LEDERMANN 1945; Tunnel de base du Lötschberg, ZIEGLER & ISLER 2013). Sur le terrain, ces subdivisions s' avèrent très difficiles à cartographier, les termes les plus typiques de chaque zone alternant avec ceux qui servent à caractériser les autres unités. En particulier les zones plus schisteuses et plus chloriteuses qui ont été distinguées semblent parfois provenir davantage de déformations (zones de cisaillement), au moins en partie alpines, que de nettes différences lithostratigraphiques. En l' absence de limites nettes et cohérentes cartographiables en surface, les «gneiss granitiques», «gneiss foncés», «gneiss rubanés» et les «gneiss massifs à schisteux» distingués dans le tunnel de base du Lötschberg (ZIEGLER & ISLER 2013) ont été regroupés dans une seule unité cartographique (GM<sub>Ae</sub>).

#### **GM<sub>Ae</sub> Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss sériciteux**

Cet ensemble de roche forme la partie du massif de l' Aar désignée classiquement sous le terme de «Altkristallin». Le terme le plus commun est un gneiss gris à

verdâtre folié ou rubané (fig. 1 a). Il est formé de quartz, de plagioclase saussurité et de biotite auxquels s'ajoutent du grenat, du feldspath potassique, de la chlorite, de la séricite, de l'épidote, de la hornblende et des minéraux accessoires. L'aspect rubané de la roche est marqué lorsque des niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique riches en hornblende et des veines leucocrates irrégulières à feldspath potassique s'intercalent dans le gneiss. Des gneiss migmatitiques, des gneiss granitiques, des gneiss œillés, ainsi que des gneiss à amphiboles et grenats sont par endroits intercalés dans les gneiss à biotite et plagioclase.

Les gneiss œillés forment des masses diffuses dans les gneiss à biotite partiellement migmatitisés. Les yeux sont formés de microcline perthitique et parfois d'albite en échiquier.

Des gneiss sériciteux ainsi que des gneiss chloriteux et des chloritoschistes forment des bandes épaisses de un à plusieurs dizaines de mètres et d'extension kilométrique parallèle à la structure générale du massif. Ces deux dernières variétés sont particulièrement bien exprimées à l'Oberer Fäsilalpu (p. ex. 2620.860/1133.740, 2590 m) et en rive gauche du Baltschieder tal dans le secteur Honalpa–Erl. Ce sont des schistes à chlorite, albite ocellaire, épidote, mica blanc, quartz et carbonate (fig. 1 b). Leur situation dans la zone axiale des plis principaux qui affectent le contact socle-couverture renforce l'hypothèse que ces roches dériveraient essentiellement des gneiss à biotite et plagioclase par déformation alpine dans des zones de cisaillement.

Des niveaux d'amphibolites trop minces ou trop peu étendus pour être cartographiés ont également été inclus dans cet ensemble lithologique.

### **GO<sub>Ae</sub> Gneiss porphyrique à biotite et feldspath potassique**

Un corps de gneiss leucocrate massif à gros cristaux de feldspath occupe le sommet et le versant oriental du Schwarzhorn (2622.220/1133.765, 2430 m). Les porphyroclastes subidiomorphes atteignent 4 cm de diamètre. Il s'agit d'un feldspath potassique très altéré, partiellement remplacé par de l'albite en échiquier. La matrice est grossière, comprenant du quartz et de la biotite partiellement chloritisée et de la séricite. Ce métagranite porphyrique pourrait être apparenté aux gneiss œillés qui sont prédominants dans la partie interne du massif de l'Aar.

### **A<sub>Ae</sub> Amphibolites rubanées ou migmatitiques (agmatite)**

Les niveaux d'amphibolites sont fréquents au sein des gneiss à biotite et plagioclase. On en trouve parfois de petites masses isolées dans la Granodiorite de Baltschieder. Seuls les niveaux d'amphibolites d'épaisseur décimétrique et d'extension hectométrique ont été cartographiés dans les zones accessibles. À l'échelle de la carte, deux corps d'amphibolites sont remarquables. Un niveau, d'environ

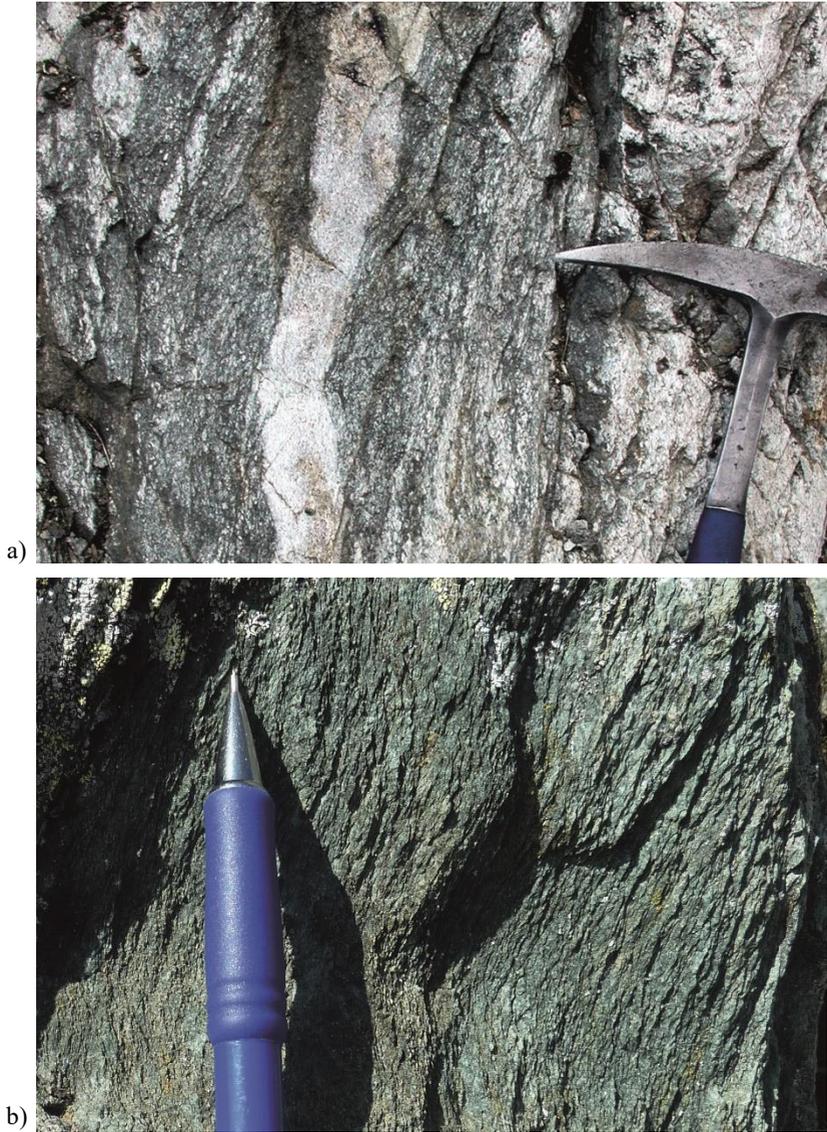


Fig. 1: Massif de l'Aar externe: a) gneiss à biotite et plagioclase (Chiemattbode, Jolital),  
b) gneiss chloriteux (Löichere, Nibu).

100 m d'épaisseur, plonge de la région de Fäsälpu (2622.410/1133.020, 2250 m) jusqu'à la Lonza et se prolonge en rive gauche du Lötschental jusqu'au Hogleifa. Le Mällischhorn (2627.275/1133.910, 2822 m) est constitué, à l'exception d'un petit chapeau sommital, d'une grande masse d'amphibolites et de gneiss amphibolitiques formant une structure plissée complexe. Certaines amphibolites du massif de l'Aar sont datées de l'Ordovicien (SCHALTEGGER et al. 2003).

Les amphibolites montrent selon les cas des contacts tranchés ou progressifs avec les gneiss encaissants. Les deux faciès principaux, décrits ci-dessous, n'ont pas été distingués cartographiquement, car les amphibolites agmatitiques («Schollen-amphibolit») peuvent passer latéralement aux amphibolites rubanées desquelles elles dérivent généralement par migmatisation.

Les amphibolites rubanées sont des roches massives, noires à vert foncé, comportant des rubans blancs millimétriques à décimétriques (fig. 2a). Elles sont essentiellement formées d'amphiboles (hornblende brune ou verte), très bien alignées et qui définissent la foliation de la roche, et de plagioclase saussuritisé qui définit les rubans clairs. Biotite, chlorite, stilpnomélane, muscovite, sphène, épidote, rutile et calcite figurent parmi les minéraux accessoires.

Comme les gneiss à biotite et plagioclase, les amphibolites migmatitiques («Schollenamphibolit») sont par endroits parcourues par des filons granitiques jusqu'à devenir des boules ou des blocs anguleux emballés dans une matrice granitique claire. Elles constituent alors des restites de diamètre décimétrique à plurimétrique. Ces roches affleurent de manière spectaculaire au pied du Mällischhorn (fig. 2b). Elles ont été recoupées en profondeur lors du percement du tunnel de base du Lötschberg (ZIEGLER & ISLER 2013).

## **S<sub>Ae</sub>      Serpentinite**

Des serpentinites ont été observées dans le flanc ouest du Mällischhorn (2627.185/1133.850, 2720 m). Elles forment deux fines bandes boudinées de quelques mètres d'épaisseur (fig. 3a), intercalées dans la grande masse d'amphibolites qui constitue ce sommet. Cette roche a été exploitée comme pierre ollaire (KISSLING et al. 2016). De nombreuses autres lentilles de roches ultrabasiques sont connues dans les massifs de l'Aar et du Gothard (BIINO et al. 1994). Leur mise en place est peut-être liée à un cycle orogénique ordovicien (SCHALTEGGER et al. 2003).



Fig. 2: Massif de l'Aar externe: a) amphibolite rubanée (Herubel, Feselalp),  
b) amphibolite migmatitique (Satz, Seetal).

## Roches intrusives

### $\gamma\delta_B$      **Granodiorite de Baltschieder**

La retombée sud-ouest du massif de l'Aar externe est caractérisée par la présence d'une bande continue d'un granitoïde gris clair à gris brunâtre formant des parois claires et compactes. Son épaisseur varie de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre. Déjà individualisé cartographiquement par STUDER & ESCHER en 1853, ce faciès a été désigné comme «Granite de Baltschieder» par SWIDERSKI en 1919 ou comme «Wivanni-Granit» par HUTTENLOCHER en 1921 et 1933. Nous le nommerons ici «Granodiorite de Baltschieder» (STECK 2011, ZIEGLER & ISLER 2013, HETTMANN et al. 2009).

Ce corps intrusif est encaissé dans les gneiss à biotite et plagioclase, mais ses limites sont floues et on observe un passage progressif entre les mobilisats des zones migmatitiques et les faciès granitiques (STECK 2011, ZIEGLER & ISLER 2013). Par endroits, à l'inverse, le granite relativement homogène contient des lentilles décimétriques à hectométriques de gneiss migmatitique ou d'amphibolite. Les contacts définis sur la carte sont donc souvent assez arbitraires, particulièrement dans le secteur Gampel–Niedergampel–Jeizinen et en rive gauche du Bietschtal.

La roche présente une texture variable. Selon les endroits elle montre un grain fin et un aspect aplitique, un grain moyen plutôt homogène, ou enfin une texture ceillée avec des yeux d'un diamètre moyen de 0,5 à 1 cm, ne dépassant guère 2 cm (fig. 3b). La composition modale est également variable et correspond selon les cas à un granite à biotite, à une granodiorite ou à une tonalite à biotite (STECK 2011).

Les yeux sont constitués de microcline pœcilitique à inclusion d'albite et de quartz, de plagioclase séricitisé (parfois albite en échiquier), de quartz polygonaux, de biotite souvent chloritisée, de mica blanc en petites paillettes dispersées, ainsi que de zircon, d'apatite et de magnétite. Selon HÜGI et al. (1988), la composition modale moyenne est de 30–36 % de quartz, 18–22 % de feldspath potassique, 39–41 % de plagioclase et 7 % de biotite et de minéraux accessoires. Du point de vue géochimique, il s'agit d'un granite à biotite alumineux et riche en potassium (HETTMANN et al. 2009).

Les déformations alpines affectent de manière très hétérogène la granodiorite. Au sein de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel qui forme sa limite méridionale, cette roche est tectonisée sur une épaisseur moyenne d'une centaine de mètres. Macroscopiquement, la roche est plus sombre et montre une texture plane. La séricite et la chlorite, développées aux dépens des feldspaths et de la chlorite, sont alignées dans la schistosité. Les cristaux de feldspaths et de quartz sont fracturés et étirés en amas lenticulaires, accompagnés par l'épidote. Les faciès sont localement mylonitiques, par exemple sur le Bratschweg (2622.385/1129.860, 1030 m ; voir fig. 14 d) et/ou bréchiques, par exemple à Arbol (2631.560/1132.230, 2305 m, DOLIVO 1982).

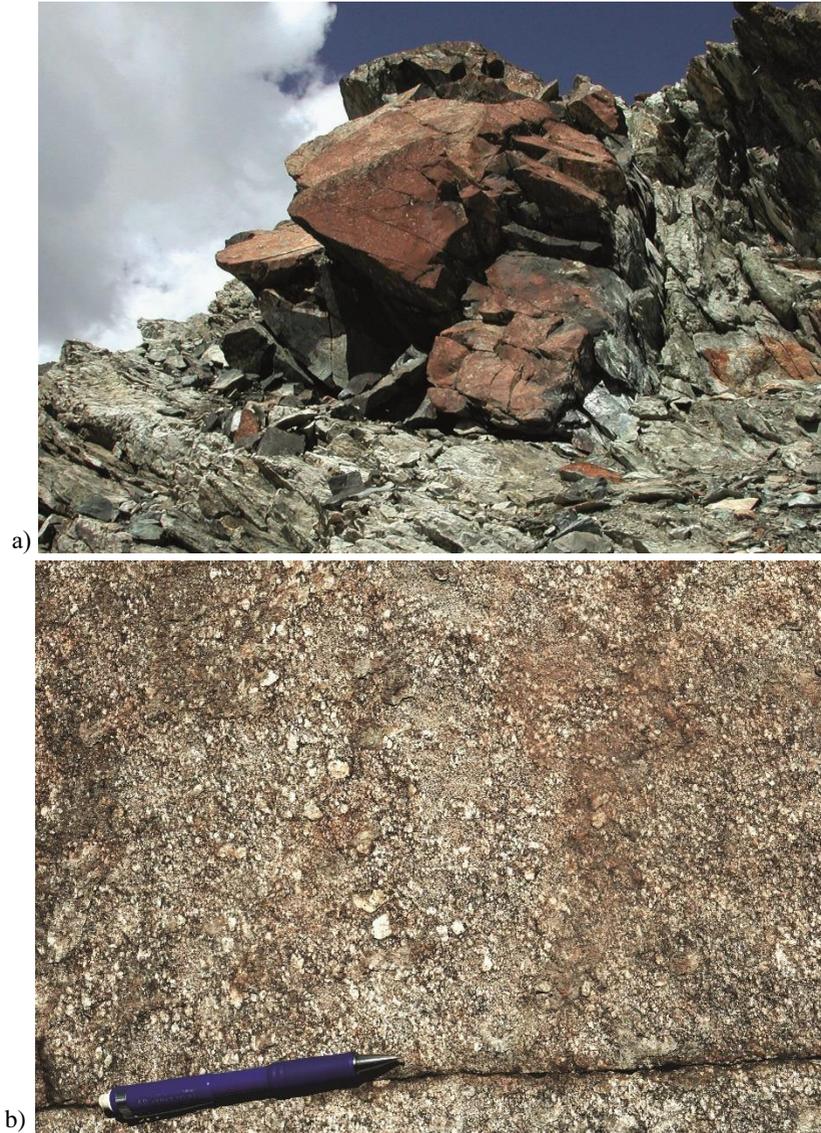


Fig. 3: Massif de l'Aar externe: a) boudin de serpentinite (Satz, Seetal),  
b) Granodiorite de Baltschieder (Eiiltini, Baltschiedertal).

La Granodiorite de Baltschieder a été datée à  $336,2 \pm 1,7$  Ma (U-Pb sur zircons) par HETTMANN et al. (2009) à partir d'échantillons prélevés dans le tunnel de base du Lötschberg.

#### $\gamma_A$ Granite central de l'Aar

Le Granite central de l'Aar forme l'ossature du massif cristallin. Il s'ennoie vers l'ouest avec le reste du massif et disparaît en rive droite du Jolital, à l'exception d'une bande pincée entre des failles dans le Seetal (2626.690/1133.145, 2620 m). La feuille Raron ne fait qu'affleurer le contact sud du corps principal de l'intrusion cristalline dans le Jolital et le Bietschtal. Cette partie du Granite central de l'Aar est désignée parfois sous le terme de «Granite du Bietschhorn» (HUTTENLOCHER 1921). En surface, l'encaissant est constitué de gneiss à biotite et plagioclase et d'amphibolites, alors qu'en profondeur, dans le tunnel de base du Lötschberg, le Granite central de l'Aar a été rencontré en contact direct avec la Granodiorite de Baltschieder (ZIEGLER & ISLER 2013). Cette partie cachée du corps granitique semble affleurer dans un petit pointement isolé du talweg du Jolital en amont de Joli (2628.175/1132.180, 1820 m). Elle pourrait aussi se prolonger et réapparaître, à la faveur de la culmination axiale, en rive droite du Gredetschtal pour former l'apophyse qui se prolonge du Griesighorn à l'Olmenhorn (ZIEGLER & ISLER 2013).

À l'affleurement et en échantillon, le Granite central de l'Aar apparaît très clair, presque blanc ou verdâtre, constellé de taches noir verdâtre formant une texture à grain moyen (fig. 4). Il est constitué de quartz (35–45%), de feldspath potassique (orthose, microcline; 15–30%), de plagioclase (25–50%) et de biotite (3–10%) (ZIEGLER & ISLER 2013). La magnétite, le zircon et l'apatite constituent les minéraux accessoires principaux. C'est un granite riche en  $\text{SiO}_2$  et en  $\text{K}_2\text{O}$  (HETTMANN et al. 2009). Un faciès de bordure plus fin, blanc, n'est développé que localement, par exemple dans le Jolital (2627.765/1133.810, 2285 m) où il pénètre également l'encaissant sous forme de filons d'épaisseur métrique. Il est principalement constitué de quartz, de feldspath potassique et de biotite chloritisée. Ce type de faciès aplitique a été recoupé sur une épaisseur d'environ 60 m dans le tunnel de base du Lötschberg et a montré un taux de radioactivité nettement supérieur à celui du granite (ZIEGLER & ISLER 2013).

Le Granite central de l'Aar est localement affecté par les déformations alpines, ce qui lui confère une teinte plus sombre et une schistosité plus ou moins développée soulignée par la chlorite.

L'âge du Granite central de l'Aar a été déterminé par la méthode U/Pb sur zircons par HETTMANN et al. (2009). L'échantillon prélevé dans la galerie du tunnel de base du Lötschberg a donné un âge de cristallisation de  $289 \pm 3$  Ma, significativement plus jeune que d'autres parties du Granite central de l'Aar (Haslital  $296,5 \pm 2,5$  Ma, Reusstal  $297 \pm 2$  Ma) datées par SCHALTEGGER & CORFU (1992).

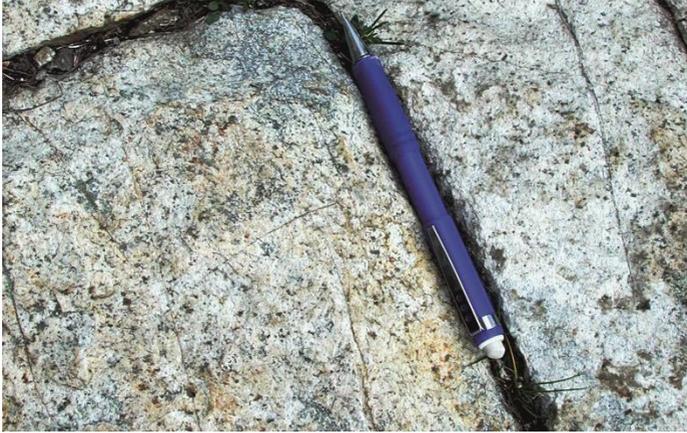


Fig. 4: Granite central de l'Aar (Chiemattbode, Jolital).

### **Roches filoniennes**

De nombreux filons felsiques clairs recoupent tous les types de gneiss du socle du massif de l'Aar ainsi que la Granodiorite de Baltschieder. Leur épaisseur est généralement décimétrique à métrique et il est impossible de les cartographier de manière homogène et de les identifier toujours de manière univoque. Seuls les filons les plus épais ont été distingués cartographiquement.

#### **Ba Veine de barytine**

Une veine de barytine grise, d'épaisseur décimétrique, recoupe le sentier Gampel–Bratsch (2622.155/1129.665, 910 m). L'encaissant est formé de gneiss sériciteux formant une masse diffuse incluse dans la Granodiorite de Baltschieder. La veine est comprise dans une zone cataclasée d'aspect bréchi que qui atteint plusieurs mètres d'épaisseur (BAER 1959, DOLIVO 1982).

#### **Ap Aplite**

Ce sont des filons blancs à grain homogènement fin, de composition granitique. Ils existent par exemple à proximité du contact intrusif du Granite central de l'Aar et en constituent les produits d'injection. Leur composition et leur texture sont proches du faciès fin de bordure. Leur épaisseur et leur extension sont généralement

faibles. Seul un de ces filons a été représenté (Bietschtal, 2630.600/1133.562, 1780 m).

Des aplites plus anciennes sont présentes sous forme de filons d'épaisseur centimétrique à métrique dans les gneiss ceillés associés aux gneiss à biotite et plagioclase mais n'ont pas été distingués cartographiquement.

### **$\pi\gamma$ Microgranite porphyrique**

Sous le terme de microgranite porphyrique sont regroupés un ensemble de filons leucocrates dont l'épaisseur peut atteindre plus de 20 m. Ils sont particulièrement bien visibles dans la Granodiorite de Baltschieder. Ils sont généralement parallèles entre eux et atteignent localement une forte densité. Ils sont plus massifs et résistants que leur encaissant et l'érosion glaciaire les a façonnés souvent en «dos de baleine». Leur orientation est NE–SW, subparallèle aux structures alpines. Dans la région de Jeizinen, ils semblent recouper le contact entre gneiss à biotite et plagioclase et Granodiorite de Baltschieder, mais ce contact est difficile à tracer.

Ces filons montrent une grande variabilité de texture macroscopique et microscopique qui est due en partie aux importantes déformations alpines qu'ils ont subies. Leur patine varie entre le blanc et un gris olivâtre (DOLIVO 1982). Des phénocristaux de quelques millimètres de quartz, généralement corrodé, d'albite et de feldspath potassique nagent dans une matrice très fine faite de quartz et de séricite accompagnés de biotite chloritisée et d'albite (fig. 5). Leur âge est considéré comme tardivarisque (STECK 2011) sur la base des critères de recoupement observés dans tout le massif, mais sans preuve radiochronologique.



Fig. 5: Massif de l'Aar externe: microgranite porphyrique (Schwarzhorn, Lötschental).

## Couverture sédimentaire

Dans sa partie interne, le flanc normal de la nappe du Doldenhorn repose sur le socle cristallin du massif de l'Aar externe sans décollement apparent. À cet endroit, cette série sédimentaire a donc généralement été désignée comme «couverture autochtone-parautochtone du massif de l'Aar» (p. ex. HEIM 1922). Celle-ci ne comprend que les terrains triasiques et liasiques ainsi que les schistes aaléniens (Formation de Dugny) dans le flanc sud du synclinal de la Feselalp. Ces derniers ont servi de niveau de décollement à la nappe de Plammis sus-jacente, probablement par mécanisme de cisaillement ductile (MASSON et al. 1989). Le contact tectonique entre ces deux unités forme une rampe qui laisse progressivement apparaître dans son mur des terrains du Jurassique moyen et supérieur en position autochtone et parautochtone vers l'ouest et le nord-ouest (BURKHARD 1988). La faible épaisseur de la série stratigraphique dans l'emprise de la feuille Raron est due à une augmentation de la déformation vers le sud-ouest, mais a également une cause stratigraphique. TRÜMPY (1949, 1971) a démontré l'existence, durant le Jurassique précoce à moyen, d'une «presqu'île du Bietschhorn» bordant au sud le «golf du Torrenthorn».

## Trias

### **t<sub>q</sub> Formation du Vieux Emosson (Olénékien? – Anisien?)** (EPARD 1990)

La base de la couverture sédimentaire du massif de l'Aar externe est constituée par un fin niveau d'arénites reconnaissable à sa patine de couleur brun roux («grès de base»). Son épaisseur varie entre 2 et 6 m. Des niveaux d'arkoses vert clair à blanchâtres, localement conglomératiques, et des quartzites prédominant dans la partie basale. Des grès friables rougeâtres à ciment calcaire occupent la partie sommitale (BUGNON 1986). Ils montrent parfois des stratifications entrecroisées. Ils peuvent contenir des bancs de dolomie gréseuse brune (LOUP 1992). L'âge de ce niveau qui marque la transgression marine sur le socle cristallin érodé serait le Trias précoce à moyen (CAVIN et al. 2012).

### **Formation des Arandellys (Anisien – Norien)** (EPARD 1990)

La Formation des Arandellys surmonte la Formation du Vieux Emosson. Son contenu varie latéralement, mais la présence de dolomies jaunes et de cornieule formant des reliefs ruiniiformes la rend facilement identifiable. L'épaisseur de la cornieule et du gypse situés à la base de la formation augmente graduellement vers le nord-ouest, ce qui explique le passage d'une série autochtone à une série décollée.

L'âge de la Formation des Arandellys serait le Trias tardif selon EPARD (1990). Suite à la révision de l'âge de la Formation du Vieux EMosson (CAVIN et al. 2012), on peut considérer qu'elle englobe aussi le Trias moyen.

#### **t<sub>r</sub>**      *Cornieule*

Autour du synclinal du Niwen en bordure ouest de la carte, la cornieule occupe une partie importante de la base de la Formation des Arandellys. Son épaisseur maximale atteint environ 60 m (BUGNON 1986). Elle forme des pitons ruiniformes jaune orangé. La matrice calcaire emballe généralement des plaquettes de schistes bariolés ainsi que des éléments anguleux de dolomie et plus rarement de gypse dont la dissolution procure à la roche son aspect vacuolaire. Parfois ces niveaux ont un aspect stratiforme, parfois ils bourrent la surface axiale d'un pli. Localement la cornieule peut contenir des calcaires, des schistes cristallins ou d'autres lithologies en rapport avec les affleurements contigus. Dans ce cas leur origine est probablement due au phénomène de cimentation de formations superficielles (SCHAAD 1995).

La cornieule perd progressivement de son importance dans le flanc nord-ouest du synclinal de la Feselalp et disparaît dans son flanc sud-est.

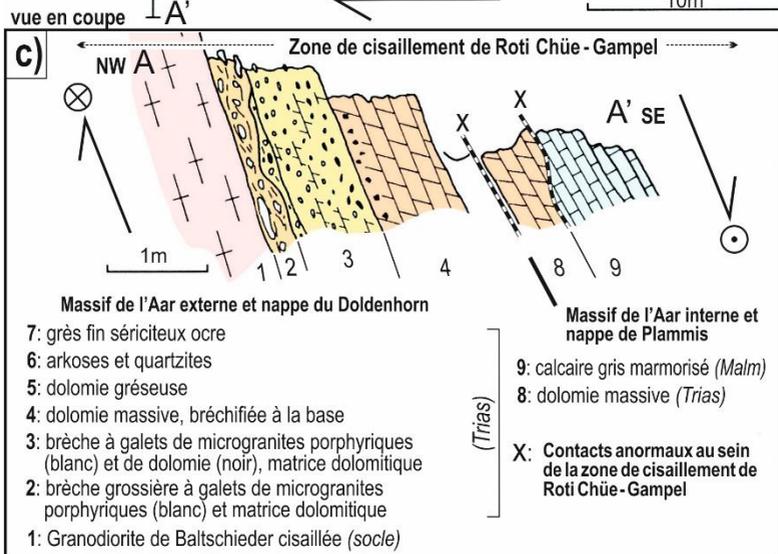
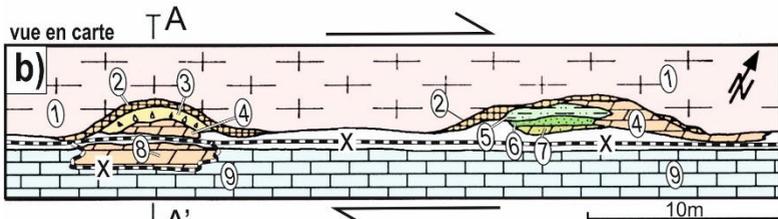
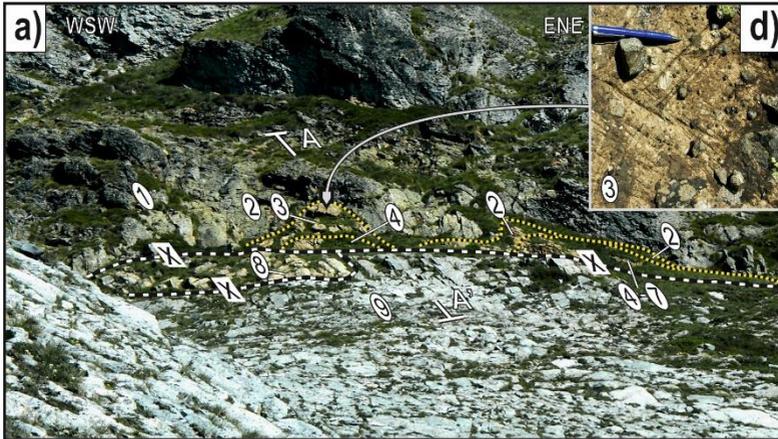
#### **t<sub>d</sub>**      *Dolomies, parfois bréchiques*

Des dolomies jaune clair à beiges, en banc d'épaisseur décimétrique à métrique, font directement suite à la cornieule. Le grain de ces dolomies est généralement fin (dolomicrites). Elles contiennent un peu de quartz détritique. De fin niveaux de marnes dolomitiques jaunâtres ou lie-de-vin séparent parfois les bancs dolomitiques (BUGNON 1986). Des brèches intraformationnelles sont localement présentes (BAER 1959). Souvent épaissie par plissement ou amincie par boudinage, cette série atteindrait environ 50 m d'épaisseur.

À Arbol (2631.800/1132.260, 2300 m), des brèches polymictes à matrice dolomitique fine reposent directement sur le socle du massif de l'Aar externe, formé ici par la Granodiorite de Baltschieder. Selon LOUP (1992) qui a décrit cet affleurement en détail, les éléments sont anguleux à subarondis, de taille millimétrique à pluricentimétrique. Ces clastes sont formés principalement de microgranite porphyrique et de dolomie (fig. 6).

---

Fig. 6: Illustration du contact stratigraphique socle-couverture à Arbol (2631.800/1132.260, 2300 m) à env. 1 km à l'ouest de la Cabane Wiwanni. a) Vue du contact entre la Granodiorite de Baltschieder et les roches sédimentaires depuis le sud. b) Carte détaillée du contact, modifiée d'après LOUP (1992). c) Coupe détaillée du contact, modifiée d'après LOUP (1992). d) Détail d'une brèche polymictique à matrice dolomitique.



Selon DOLIVO (1982), ces brèches seraient de nature tectonique, liées à l'existence de la paléofaille de Rote Kuh - Gampel (p. 94). LOUP (1992) les considère plutôt comme un conglomérat de base d'âge Trias terminal ou plus jeune. Dans cette interprétation, elles constitueraient les seuls vestiges de couverture sédimentaire du massif de l'Aar externe au contact avec le massif de l'Aar interne et sa couverture. C'est cette option qui a été choisie sur la carte.

### **r            Formation des Besoëns (Rhétien)**

(EPARD 1990)

Dans l'emprise de la feuille Raron, cette formation ne présente que quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur et elle est souvent masquée par les terrains superficiels. Elle ne comporte ici que des schistes noirs ou jaunâtres à patine rouille. Cette série est généralement attribuée au Rhétien, mais les preuves paléontologiques font défaut (EPARD 1990, LOUP 1992).

## **Jurassique**

### *Lias*

Les faciès du Lias de la nappe du Doldenhorn ont été très soigneusement distingués et décrits dans le massif du Torrenthorn (cf. revue dans LOUP 1992). Dans le synclinal de la Feselalp par contre, les terrains liasiques sont peu épais, très déformés, et ont dû être regroupés cartographiquement.

### **I<sub>1-6</sub>            Formations de la Bachalp (?) et du Torrenthorn (Hettangien–Toarcien)**

(HÜGI et al. 1988)

Dans le synclinal de la Feselalp, la série liasique est d'épaisseur très variable en raison des déformations (10 à 60 m selon LOUP 1992). Des calcaires à entroques à patine gris-beige reposent sur les niveaux triasiques avec une épaisseur de quelques mètres. Par endroits leur base est formée d'un conglomérat polygénique à éléments de dolomie, de gneiss et de calcaire biodétritique qui ne dépasse pas 1 m d'épaisseur (BUGNON 1986). La partie la plus importante de la série est constituée de grès assez grossiers à ciment calcaire et de calcaires gréseux localement spathiques qui montrent de fines bandes siliceuses (LOUP 1992). Ces roches, d'aspect massif et de patine grise à ocre, peuvent contenir des gravillons dolomitiques disséminés ou concentrés dans de fins niveaux microconglomératiques contenant parfois des fragments de bélemnites.

Ces terrains à cachet liasique peuvent être corrélés aux Formations de la Bachalp et du Torrenthorn, mais l'âge précis des différents faciès n'est pas clairement établi. Selon BAER (1959), repris par BUGNON (1986), les assises de l'Hettangien et

du Sinémurien seraient manquantes stratigraphiquement et le conglomérat de base marquerait la transgression pliensbachienne de la série. Dans ce cas, seule la Formation du Torrenthorn serait représentée ici.

Selon BUGNON (1986), la série liasique manquerait même complètement pour une raison stratigraphique dans les affleurements de Chalberfärich (2620.525/1131.950, 2070 m) où les schistes de la Formation de Dugny reposent directement sur les schistes et calcaires lumachelles de la Formation des Besoëns, ou même directement sur les dolomies triasiques. Le contexte tectonique complexe, la faible épaisseur des séries et une importante recristallisation des calcaires incitent à la prudence pour cette interprétation (LOUP 1992). Ces affleurements font par ailleurs partie d'une instabilité de versant.

### *Dogger*

Sur le territoire de la feuille Raron, les formations du Jurassique moyen présentent une épaisseur très réduite par rapport à celle qui est observée plus au nord dans la nappe du Doldenhorn. Néanmoins les faciès y sont très semblables.

#### **a Formation de Dugny (Aalénien)**

(EPARD 1990)

Ce niveau de schistes argilo-gréseux brun foncé à noir constitue un repère efficace dans la stratigraphie des séries helvétiques et a joué un rôle important dans sa structuration tectonique. La roche est très feuilletée, riche en sérécite et comprend des niveaux d'épaisseur millimétrique de siltites. Les surfaces de stratification et de schistosité comportent des taches rouille d'oxydation autour de pyrites.

Les zones de cisaillement et les veines d'extension donnent parfois aux schistes un aspect chaotique. Les veines, souvent lenticulaires, sont constituées de quartz et de calcite et font contraste avec les schistes sombres. La Formation de Dugny a servi de niveau de décollement. De ce fait, l'épaisseur des schistes ne dépasse pas quelques mètres à quelques dizaines de mètres autour du synclinal de la Feselalp et dans la région de Chalberfärich (BUGNON 1986). Cette formation est considérée comme aalénienne par comparaison avec les faciès analogues de la nappe de Morcles où ont été découvertes quelques ammonites (BADOUX 1971).

#### **Formations du Hochstollen et de l'Erzegg (Bajocien–Callovien)**

(PILLOUD 1990)

Dans le bassin helvétique, les dépôts du Jurassique moyen ont des épaisseurs très variables, mais montrent des faciès bien typés. Les assises de la nappe du Doldenhorn sont corrélées avec les formations définies dans la nappe du Wildhorn.

**i<sub>1</sub>**      ***Membre du Schwarzhorn (Bajocien)***  
(PILLOUD 1990)

Les «Schistes mordorés» et la «Série gréseuse inférieure», qui forment la base de la Formation de Hochstollen un peu plus à l'ouest dans la région de Feschel, font défaut dans cette partie de la nappe du Doldenhorn. Ce sont des calcaires gréseux à entroques qui succèdent directement aux schistes argileux de l'Aalénien sur une épaisseur maximale de 80 m. Ils correspondent à la «Série gréseuse supérieure» de BUGNON (1986). Des calcarénites à cassure gris foncé et patine ocre à rousse alternent avec des grès calcaires à patine plus grise contenant parfois des gravillons dolomitiques (BUGNON 1986). Leur âge est vraisemblablement le Bajocien sur la base des analogies de faciès.

**i<sub>10-3</sub>**      ***Calcaires spathiques, marnes (niveau marneux à oolites ferrugineuses inclus) (Bajocien–Callovien)***

Des calcaires spathiques peu siliceux, de plus en plus grossiers vers le sommet de la formation, alternent avec de minces lits marneux sur une épaisseur maximale de 20 m (BUGNON 1986).

Ils sont coiffés par une croûte ferrugineuse et par des marnes brun-rouge à oolites ferrugineuses. Les structures concentriques des oolites sont constituées de chamosite, de limonite et de calcite. La matrice est une micrite argileuse. Par analogie de faciès avec la Formation de l'Erzegg, ce niveau condensé couvrirait l'intervalle Bajocien tardif – Callovien précoce.

### ***Malm***

Dans l'emprise de la feuille Raron, les terrains du Jurassique tardif, qui forment le toit de la partie interne de la nappe du Doldenhorn dans la région de Feschel, ne sont représentés que par deux placages de marno-calcaire dans le secteur de Chalberfärich.

**i<sub>4-5</sub>**      ***Formation du Schilt (Oxfordien)***  
(KUGLER 1987)

Les calcaires marneux gris et les marnes qui forment cette unité sont semblables à ceux de la nappe de Plammis (voir description en p. 44).

## NAPPE DE PLAMMIS ET MASSIF DE L'AAR INTERNE

Le large synclinal de Rarogne est bordé dans son flanc NNW par la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel. Cette structure se prolonge à l'est sous le fond

du synclinal et délimite les parties interne et externe du massif de l'Aar. Le socle de la partie interne se distingue, dans l'emprise de la feuille Raron, par l'abondance des gneiss œillés. La couverture sédimentaire est relativement épaisse est bien préservée dans le synclinal de Rarogne. Sa partie supérieure est cisailée et se prolonge vers le nord-ouest dans la nappe de Plammis. Dans la partie plus interne du massif, la couverture sédimentaire n'apparaît plus qu'au cœur de synclinaux très pincés.

## **Socle cristallin**

### **Socle antévarisque**

#### ZONE D'AUSSERBERG-AVAT

Dans le socle du massif de l'Aar interne, les gneiss à biotite et plagioclase forment le soubassement de la plus grande partie du synclinal de Rarogne. Ils apparaissent sous la couverture sédimentaire en rive droite du Baltschiederthal. Plus au sud, ils sont remplacés par des gneiss œillés et par des gneiss leucocrates à séricite qui forment une bande continue le long de la bordure méridionale du massif de l'Aar.

#### **GM<sub>Ai</sub> Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss sériciteux**

Le cristallin antévarisque de cette partie du massif présente les mêmes caractéristiques que celui du massif de l'Aar externe (p. 16s). Il contient également des niveaux d'amphibolites peu épais et peu continus qui n'ont pas été discriminés cartographiquement.

#### **A<sub>Ai</sub> Amphibolites rubanées ou migmatitiques (agmatite)**

À proximité de l'alpage d'Erl, les gneiss à biotite-grenat alternent de manière très régulière avec des amphibolites et des veines blanches migmatitiques à quartz, albite et microcline. Un niveau d'amphibolite plus épais longe le sentier en aval. Il contient des niveaux massifs sombres à hornblende, mica blanc et albite ainsi que des niveaux mouchetés à hornblende et albite ocellaire (2634.510/1132.300, 1700 m).

Une masse de gneiss migmatitiques et d'amphibolites de forme irrégulière est incluse dans les gneiss œillés à proximité de Brischeru (2637.350/1131.060, 2170 m). Ici aussi les gneiss, parfois riches en biotite ou en hornblende, sont intertrifiés avec les amphibolites et les veines leucocrates (DOLIVO 1982).

## **GO<sub>Ai</sub> Gneiss œillés**

Les gneiss œillés constituent l'essentiel de la partie sud du massif, mais ils présentent des aspects variés selon les secteurs. Les termes les plus communs sont des gneiss finement œillés (yeux  $\leq 1$  cm) légèrement sériciteux, presque blancs (fig. 7a), et des gneiss œillés plus grossiers (jusqu'à 4 cm), à matrice plus schisteuse verdâtre (fig. 7b). Les deux faciès sont souvent intimement mêlés, en bandes parallèles sans contours nets.

Les gneiss œillés sont constitués de microcline perthitique, quartz, plagioclase saussuritisé, biotite, chlorite en proportions variables, ainsi que d'épidote, sphène, zircon, rutile et apatite.

Les faciès œillés font place par endroits à un gneiss fin, schisteux, verdâtre, d'apparence homogène. En lame mince, on y trouve néanmoins des reliques de feldspath potassique très déformées dans une matrice mylonitique, ce qui laisse à penser qu'il dérive des précédents par déformation. D'autres zones plus sombres et plus schisteuses, d'extension décamétrique, sont formées de gneiss à biotite, chlorite, plagioclase saussuritisé, amphibole et parfois grenat qui semblent constituer des xénolites de gneiss à biotite et plagioclase anciens au sein des métagranites. Quelques lentilles d'amphibolites isolées ont le même statut.

D'Ausserberg à la Schiltfurgga, les gneiss œillés sont séparés des gneiss à biotite et plagioclase qui les bordent au nord par le profond synclinal du Steinbruchgraben. Plus à l'est (Gredetschtal), ils sont directement en contact entre eux. Dans le Baltschiedertal, on retrouve une bande de gneiss œillés d'environ 200 m d'épaisseur intercalée au sein des gneiss à biotite et plagioclase.

L'âge de ces métagranitoïdes n'est pas connu. Une corrélation avec les granites ordoviciens bien répandus dans les massifs externes (VON RAUMER & BUSSY 2004) est plausible.

## **Roches filoniennes**

### **$\pi\gamma$ Microgranite porphyrique**

Comme dans la partie externe du massif de l'Aar, de nombreux filons de microgranite porphyrique recoupent les gneiss de la zone d'Ausserberg-Avat. Ils sont particulièrement abondants dans les environs d'Ausserberg comme l'avait déjà mis en évidence HUTTENLOCHER (1933). Leur description est donnée en page 25.



a)



b)

Fig. 7: Gneiss œillé du massif de l'Aar interne: a) faciès leucocrate (Mälchgrat, Gärsthorn),  
b) gneiss grossièrement œillé (Rämi, Baltschiedertal).

## Couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire, comprenant les terrains d'âge triasique à jurassique moyen basal, repose de manière autochtone sur les gneiss du massif de l'Aar interne. Les terrains sus-jacents du Jurassique moyen à supérieur reposent sur les précédents en continuité apparente. Ils sont cependant décollés à la faveur de l'épais horizon de schistes noirs de la Formation de Dugny (Aalénien) qui constitue un chevauchement «plat» divisant la couverture sédimentaire en deux niveaux structuraux (fig. 8, 13). Au nord-ouest de l'anticlinal de Jeizinen, la partie supérieure, décollée, chevauche en effet la série autochtone et parautochtone du massif de l'Aar externe. Elle est dès lors désignée comme écaille de Plammis (BUGNON 1986), nappe de Plammis-Gellihorn (ESCHER et al. 1987) ou nappe de Plammis (STECK et al. 1989).

L'épaisseur de la série stratigraphique complète augmente d'ouest en est et du nord au sud, à mesure que l'on s'éloigne du bord sud de la «presqu'île du Biet-schhorn» définie par TRÜMPY (1971) dans la paléogéographie liasique.

### Trias

**t<sub>q</sub>**      **Formation du Vieux Emosson** (Olénékien?–Anisien?)  
(EPARD 1990)

Les «grès de base» sont semblables à ceux qui reposent sur le massif de l'Aar externe (p. 26). Leur épaisseur varie de 0,1 à 2 m, mais peut atteindre localement 7 m (DOLIVO 1982).

**Formation des Arandellys** (Anisien–Norien)  
(EPARD 1990)

La Formation des Arandellys est principalement caractérisée par des dolomies jaunes. Comme dans la partie la plus méridionale de la couverture du massif de l'Aar externe, cette série ne comporte généralement pas de cornieule et de gypse à sa base. Son âge serait le Trias tardif selon EPARD (1990). Suite à la révision de l'âge de la Formation du Vieux Emosson (CAVIN et al. 2012, KLEIN et al. 2016), on peut considérer qu'elle englobe aussi le Trias moyen.

---

Fig. 8: Coupes stratigraphiques synthétiques des couvertures mésozoïques et paléogènes de l'Helvétique présentes dans l'emprise de la feuille Raron. Inspiré des coupes et des figures de synthèse de BUGNON (1986) ainsi que des travaux de DOLIVO (1982) et SCHENKER (1946).



**t<sub>d</sub>**      *Dolomies, parfois bréchiques*

Des dolomies jaune clair à beiges, en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique, font généralement directement suite aux «grès de base». Le passage est progressif, montrant des alternances grès-dolomies sur quelques mètres d'épaisseur. Le grain de ces dolomies est généralement fin (dolomicrites). Elles contiennent un peu de quartz détritique qui peut devenir dominant dans quelques niveaux gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique (DOLIVO 1982). Des brèches intraformationnelles sont localement présentes (BAER 1959). Souvent épaissie par plissement ou amincie par boudinage, cette série atteindrait 50 à 70 m d'épaisseur. Elle est particulièrement bien exposée dans les dalles en pente structurale formant le pied du versant entre St. German et Baltschieder.

**t<sub>r</sub>**      *Cornieule*

Les cornieules sont plus rares dans le synclinal de Rarogne que dans la couverture du massif de l'Aar externe. Elles n'occupent pas la base de la Formation des Arandellys, mais semblent plutôt être associées à un niveau évaporitique situé entre les dolomies et les marnes dolomitiques (SCHENKER 1946), dont elles contiennent presque toujours des éléments. Les cornieules sont particulièrement développées au cœur du synclinal de Rarogne, en rive droite du Baltschiedertal, et dans celui de Baltschieder-Brischeru.

**t<sub>y</sub>**      *Gypse*

Des éléments de gypse sont parfois reconnaissables dans la cornieule et de fins niveaux gypseux sont localement intercalés dans les dolomies. Deux seuls affleurements de taille suffisante ont été cartographiés (DOLIVO 1982). L'un se trouve dans le Teiffe Bach près de Sulzacher (2634.570/1129.490, 1170 m), l'autre contre les gneiss du socle dans l'anticlinal très serré de Chalchoffe (2630.030/1128.980, 800 m).

**t<sub>mb</sub>**      *Marnes bariolées*

La Formation des Arandellys se termine généralement par quelques décimètres à quelques mètres de marnes dolomitiques jaunâtres, verdâtres, lie-de-vin ou grisâtres (LOUP 1992). Ce niveau a été désigné sous le terme de «schistes bariolés» par BAER (1959) et de «Quartenschiefer» par SCHENKER (1946), DOLIVO (1982) et ZIEGLER & ISLER (2013) par exemple, mais ces termes ne sont pas utilisés ici car ils incluent souvent de manière implicite les assises de la Formation des Besoëns décrite ci-dessous. Un niveau d'épaisseur décimétrique de dolomie à gravillons siliceux arrondis couronne la série de marnes (DOLIVO 1982), du fond du synclinal de Rarogne jusqu'à Maachi, au nord-est de St. German.

## r **Formation des Besoëns (Rhétien)**

(EPARD 1990)

Cette formation n'est généralement épaisse que de quelques mètres, mais elle est composée de termes typiques. Des calcaires lumachelliques gris foncé, à patine ocre ou jaunâtre, sont surmontés par des schistes noirs alternant avec de fins niveaux quartzitiques. Des quartzites à patine rouille en bancs massifs les surmontent (LOUP 1992). Des calcaires bioclastiques lités terminent parfois la séquence. Cette série est généralement attribuée au Rhétien, mais les preuves paléontologiques font défaut (EPARD 1990, LOUP 1992).

## **Jurassique**

### *Lias*

Les assises liasiques de la couverture du massif de l'Aar interne ont été décrites en détail par LOUP (1992), complétant et affinant pour le secteur qui nous intéresse des travaux antérieurs (SCHENKER 1946, BAER 1959, DOLIVO 1982). Ces auteurs ont généralement attribué un âge aux différentes lithologies qui les constituent, par analogie de faciès avec les séries plus développées de la nappe du Dol-denhorn dans le massif du Torrenthorn et des Rothörner. Il est également possible de corrélér stratigraphiquement ces assises avec les Formations de la Bachalp et du Torrenthorn qui y ont été définies.

Entre Bietschtal et Baltschiedertal, dans le secteur Grieläger–Gräbu–Senn-tum, les formations liasiques montrent une diminution d'épaisseur et le passage à des faciès plus proximaux. Un anticlinal dont le cœur est occupé par la Formation des Besoëns (2632.610/1132.155, 2360 m) les sépare en deux séries distinctes. La «Südliche Liasserie» (SCHENKER 1946), «Série liasique méridionale de St. German» (DOLIVO 1982) ou «Série de St. German» (SCHENKER 1946, LOUP 1992), au sud, est relativement épaisse et comprend les termes usuels de la Formation du Torrenthorn. La «Nördliche Liasserie» (SCHENKER 1946), «Lias du Blaugraben»<sup>1)</sup> (DOLIVO 1982) ou «Série du Blaugraben» (LOUP 1992), au nord, comprend des niveaux plus grossiers et peu épais. Ces deux séries ne sont pas individualisées sur la carte pour les raisons invoquées par LOUP (1992, p. 104).

---

<sup>1)</sup> *Le Blaugraben est un ravin situé en rive droite du Baltschiedertal. Il s'étend de Roti Chüe au Baltschiederbach, qu'il rejoint environ 250 m au nord de Üssers Senn-tum.*

**I<sub>1-2</sub> Formation de la Bachalp** (Hettangien–Sinémurien)  
(SCHLÄPPI 1978)

LOUP (1992) individualise, au-dessus de la Formation des Besoëns, des alternances de calcaires et de marnes dont l'épaisseur est très variable (10–50 m) en raison des déformations. Ce sont des schistes calcaires noirs pyriteux, à surfaces parfois argentées, dans lesquelles viennent s'intercaler de fins niveaux de calcaires siliceux. Un passage progressif conduit à des calcaires sombres siliceux ou feuilletés, parfois spathiques, alternant ou non avec des marnes sombres et contenant de rares débris de bivalves. Ils sont assimilés aux calcaires à gryphées datés de l'Hettangien–Sinémurien dans la nappe du Doldenhorn (HÜGI et al. 1988).

Dans la série du Blaugraben, les schistes marneux ne se différencient pas de ceux décrits ci-dessus, mais leur épaisseur ne dépasse pas 10 m. Les calcaires à gryphées sont absents.

**Formation du Torrenthorn** (Sinémurien–Toarcien)  
(HÜGI et al. 1988)

**I<sub>3</sub> Quartzites lités**

Ce niveau repère est constitué, sur une épaisseur de 20 à 30 m, de quartzites lités passant à des grès siliceux à ciment calcaire. L'ensemble est reconnaissable à sa patine orange à brun rouille et sa cassure beige. Les bancs sont d'épaisseur décimétrique à métrique et montrent parfois des stratifications entrecroisées. Des lentilles de calcaires bioclastiques à bélemnites, entroques et bivalves y sont intercalées (LOUP 1992).

Ces quartzites manquent localement dans certains flancs de plis très serrés de la partie est du synclinal de Rarogne (Grielläger, Gräbu). Ce fait a été interprété comme indice de l'existence d'un biseau stratigraphique au sein de la série liasique (BAER 1959, DOLIVO 1982). LOUP (1992) a montré que leur absence est corrélée avec des zones montrant un fort cisaillement. Les quartzites, plus compétents que leur encaissant marno-calcaire, y sont vraisemblablement étirés et boudinés. Les quartzites font défaut dans la série du Blaugraben.

L'âge des quartzites lités est le Sinémurien tardif («Lotharingien»).

**I<sub>4-6</sub> Calcaires grésospathiques et siliceux, conglomérats**

**I<sub>pk</sub> Conglomérat polymicté**

Cette série calcaire forme une assise épaisse (environ 80 m) et d'apparence homogène. La base est formée d'une alternance de calcaires grésospathiques ou siliceux et de schistes calcaires. Des entroques, des bélemnites et des galets phosphatés millimétriques peuvent y être observés (LOUP 1992). Les calcaires sont prédominants dans le reste de la série. De patine gris ocre et de cassure gris bleuté, ils

sont constitués de fines alternances (mm–cm) de niveaux finement spathiques peu siliceux ou très siliceux. Ces derniers forment relief à la surface de la roche et dessinent des lamines sombres ou claires. La partie médiane contient des passées de 5 à 15 cm d'épaisseur de conglomérats à éléments dolomitiques arrondis et aplatis dans une matrice constituée de fragments d'échinodermes, de grains de quartz et de calcite microsparitique (LOUP 1992). La taille des éléments ne dépasse pas 4 cm. La série est couronnée par quelques mètres de calcaires plus grossièrement spathiques. L'âge de cet ensemble comprendrait le Pliensbachien et le Toarcien (SCHENKER 1946).

Dans la série du Blaugraben, les conglomérats, plus grossiers, reposent directement sur les marno-calcaires de l'Hettangien (Formation de la Bachalp). Ils ne sont pas individualisés sur la carte. Ils sont de nature polymicte et contiennent en plus des dolomies, des galets de cristallin (gneiss, schistes, amphibolites) et des calcaires bioclastiques. Ils sont surmontés par des calcaires grossièrement spathiques contenant localement des gravillons dolomitiques. Le tout ne dépasse pas 10 m d'épaisseur.

#### **I<sub>1-6</sub> Série liasique indifférenciée**

Dans le vaste secteur de la Leiggeralpa, les terrains liasiques du cœur du synclinal de Rarogne sont replissés isoclinalement, affleurent partiellement en pente structurale et sont largement recouverts de moraine. La délimitation des calcaires grésospathiques (I<sub>4-6</sub>), des quartzites lités (I<sub>3</sub>), voire même par endroits des calcaires et marnes de la Formation de la Bachalp (I<sub>1-2</sub>) n'a pas pu être effectuée. Ces terrains ont été regroupés dans une série liasique indifférenciée, dans laquelle les niveaux riches en conglomérats (I<sub>pk</sub>) ont été distingués dans la mesure du possible. Un contact arbitraire entre série différenciée et non différenciée a dû être introduit en rive droite du Maachi (2630.565/1130.220, 1380 m), parallèlement à la trace axiale supposée d'un synclinal isoclinal.

La série du Blaugraben, dans laquelle l'ensemble des terrains liasiques ne dépasse pas 30 m d'épaisseur, est également indiquée en série liasique indifférenciée.

#### ***Dogger***

Dans la série autochtone du synclinal de Rarogne, les formations du Jurassique moyen présentent des épaisseurs importantes et leurs subdivisions stratigraphiques sont bien établies. Dans la nappe de Plammis, décollée au niveau des schistes argileux de la Formation de Dugny, ces subdivisions sont en revanche difficiles à distinguer en raison de l'intensité de la déformation et de la monotonie des faciès.

**a**            **Formation de Dugny** (Aalénien)

(EPARD 1990)

Ces schistes argilo-gréseux brun foncé à noirs présentent les mêmes caractéristiques que celles décrites à la page 30. Dans le secteur du Blaugraben (Baltschiederteral), au fond du synclinal de Rarogne, SCHENKER (1946) mentionne l'existence en leur sein d'un banc de calcaire biodétritique grossier. Le sommet de la série devient peu à peu plus calcaire (ZIEGLER & ISLER 2013).

L'épaisseur originale de la série est très difficile à établir, 40–100 m pour DOLIVO (1982), 120–140 m pour BAER (1959).

Au gré des replis complexes, les schistes de la Formation de Dugny peuvent être confondus avec ceux de la Formation des Besoëns ou avec les schistes gréseux noirs sus-jacents.

Dans la nappe de Plammis, l'épaisseur des schistes aaléniens, réduite tectoniquement par cisaillement, ne dépasse pas 10–15 m (BUGNON 1986).

**Formation du Hochstollen** (Bajocien–Callovien?)

(PILLOUD 1990)

**i<sub>1B</sub>**        **Membre du Bietenhorn** (Bajocien)

Des schistes noirs finement gréseux, dont la patine verdâtre présente des reflets dorés, surmontent directement les schistes de la Formation de Dugny. Leur épaisseur très faible, environ 5–15 m (DOLIVO 1982), fait qu'ils n'ont été distingués cartographiquement que dans les charnières anticlinales dominant Ramerkumme (p.ex. 2628.070/1130.580, 500 m). Ils sont assimilés aux «Schistes mordorés» (LUGEON 1914-1918), attribués au Bajocien précoce par encadrement.

Dans la colline du Heidnischbiel, ces schistes sont présents au cœur de certains anticlinaux très pincés.

**i<sub>1</sub>**            **Membre du Schwarzhorn** (Bajocien)

Des calcaires gréseux et spathiques succèdent une fois encore aux schistes argileux, rappelant le motif du Jurassique précoce. Ce sont des calcarénites à cassure gris foncé et patine ocre à rousse, légèrement siliceuses, contenant parfois des gravillons dolomitiques et quelques bélemnites. De fins niveaux arénitiques peuvent y être intercalés. Elles passent progressivement vers le haut à des alternances marno-calcaires ou à des calcaires spathiques plus clairs, mais l'épaisseur de tous les faciès du Jurassique moyen varie latéralement et les limites sont difficiles à placer. DOLIVO (1982) estime à 20–100 m l'épaisseur des calcaires gréseux et spathiques. Elle semble ne pas dépasser les 20 m à l'entrée du Jolital où cette série a été recoupée par le tunnel de base du Lötschberg (ZIEGLER & ISLER 2013). Ce membre est daté du Bajocien dans la région du Schwarzhorn (BE).

Dans la nappe de Plammis, des calcaires gréseux à patine brunâtre montrant de fines zones siliceuses en relief alternent avec des grès calcaires clairs et des calcaires spathiques brun rouille (BUGNON 1986). Les bancs sont d'épaisseur décimétrique. Leur épaisseur, difficile à estimer, atteint 50 à 70 m.

### **i<sub>10</sub>**      *Calcaires spathiques et siliceux, marnes*

Des schistes marneux, des calcaires marneux et de fins niveaux de calcaires siliceux à cassure claire alternent avec des calcaires spathiques. Ce faciès atteint une épaisseur d'environ 100 m dans le tunnel de base du Lötschberg, mais semble interdigité avec les calcaires gréseux et les calcaires spathiques généralement sous-jacents et être absents latéralement dans d'autres coupes (DOLIVO 1982).

#### **Formation de l'Erzegg (Callovien)**

(PILLOUD 1990)

Au sommet des alternances marno-calcaires décrites ci-dessus figure un niveau repère décrit par SCHENKER (1946). Il s'agit d'un calcaire à cassure sombre et patine rouille contenant des oolites ferrugineuse. Son épaisseur varie entre quelques centimètres et un mètre. Il est accompagné par des schistes marneux sombres et surmonté par des schistes gris clair à surfaces soyeuses. Les oolites, déformées et tronquées par dissolution sous pression le long des plans de schistosité, comportent un noyau de calcite et des couches concentriques de chlorite et de calcite. La matrice est constituée de calcite, de chlorite, d'opaques et de stilpnomélane (DOLIVO 1982). Ces niveaux oolitiques peuvent être observés par exemple sur le chemin en rive gauche du Bietschtal (2628.975/1130.460, 1015 m), au nord de Bräggi (2627.130/1129.770, 1060 m) et à proximité de Tatz (2627.070/1130.650, 1460 m) (DOLIVO 1982).

Localement, la série comprend vers son sommet des calcaires plus grossièrement spathiques, par exemple à Wasserleite (DOLIVO 1982) et à Chalberfärlich (BUGNON 1986), ou des calcaires clairs à grain fin ressemblant au Malm. L'âge callovien du sommet de la série peut être postulé par analogie avec la nappe de Morcles où des ammonites permettent de dater les schistes contenant les oolites ferrugineuses (BADOUX 1971).

Alors que SCHENKER (1946) a représenté cartographiquement un fin niveau oolitique quasiment continu permettant de discriminer les schistes et calcaires du Bathonien–Callovien au sein du synclinal de Rarogne, DOLIVO (1982) a souligné leur caractère très discontinu. En conséquence, sur la carte, la Formation de l'Erzegg n'a été délimitée qu'en quelques endroits.

Dans la nappe de Plammis, le sommet de la série du Jurassique moyen est plus riche en niveaux finement spathiques comportant souvent des gravillons dolomitiques (BUGNON 1986). La patine de la roche est brun rouille. La limite avec la

formation sous-jacente est difficile à tracer. Le niveau de calcaires et marnes oolitiques est généralement remplacé par une fine croute ferrugineuse suivie de quelques décimètres de pélites rosâtres ou verdâtres.

#### **i<sub>10-5</sub> Schistes marneux indifférenciés** (Bathonien–Oxfordien)

Dans la partie du synclinal de Rarogne située à l'ouest d'une ligne reliant Grossi Luka à Rarogne, les différents niveaux de schistes marneux qui séparent les calcaires spathiques et siliceux bathoniens des calcaires massifs de la Formation de Quinten dans les charnières des profonds plis anticlinaux et synclinaux n'ont pas pu être discriminés cartographiquement. Ils sont regroupés et seuls les niveaux oolitiques calloviens ont été individualisés lorsqu'ils étaient reconnaissables.

#### **i<sub>1-5</sub> Schistes et calcaires du «Dogger indifférencié»** (Bajocien–Oxfordien)

À l'ouest du village de Hohtenn (2624.000/1129.800, 810 m), des schistes et calcaires très déformés attribués au Dogger et/ou à l'Oxfordien sont pincés entre la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel et les calcaires du Malm. Ils n'ont pas pu être plus précisément identifiés. Une limite arbitraire résulte de ce regroupement en rive gauche du Bietschtal (Nasulecher, 2630.425/1131.185, 1840 m). Dans les terrains attribués au Dogger et à l'Oxfordien de la colline du Heidnischbiel près de Rarogne, GASSER & DOLIVO (1980) ont distingués presque tous les termes décrits plus haut, mais avec des épaisseurs allant de quelques décimètres à quelques mètres. Affectés de plis superposés dans un espace très restreint, ces terrains ont été regroupés sur la carte. Seuls les «Schistes mordorés» du Membre du Bietenhorn, facilement reconnaissables, y ont été distingués.

### ***Malm***

La barre de calcaires gris clair du Malm est bien individualisée morphologiquement et chromatiquement dans le paysage, par exemple dans les dalles très étendues de Hohtenn. Sa base est parfois difficile à définir lorsque le niveau oolitique callovien fait défaut.

Ces terrains du Jurassique tardif constituent également l'ossature de la nappe de Plammis. Les calcaires massifs sont plus déformés et recristallisés que ceux de l'autochtone. Ils occupent le cœur du synclinal de Feselap dans la région d'Engersch.

#### **i<sub>4.5</sub> Formation du Schilt (Oxfordien)**

(KUGLER 1987)

Caractérisée par l'alternance centimétrique de marnes grises et de calcaires marneux, cette formation («Argovien», SCHENKER 1946) se distingue également des calcaires massifs de la Formation de Quinten sus-jacents par sa patine beige jaunâtre. Les surfaces de stratification et de schistosité sont tapissées de séricite qui leur donne un aspect soyeux et montrent de petites pyrites parfois alignées en cha-pelets. De nombreuses veines et lentilles de calcite donnent à la série un aspect tourmenté (BAER 1959). Son épaisseur est difficile à estimer (5–20 m) car le pas-sage à la Formation de Quinten est progressif et parce que ce niveaux relativement plastique a été cisailé dans les flancs des plis ou épaissi dans leurs charnières. Selon DOLIVO (1982), les calcaires marneux gris passent latéralement à des marnes cal-caires gris sombre spathiques dans la région de Lügilchi. L'attribution à l'Oxfordien est donnée par analogie de faciès.

Dans la nappe de Plammis, la Formation du Schilt enveloppe les calcaires massifs de la Formation de Quinten autour d'Engersch et sert de marqueur de la déformation complexe. Elle est constituée de 10–15 m de calcaires marneux et de marnes à cassure gris-brun foncé et à patine grise (BUGNON 1986). Les surfaces de stratification et de schistosité sont légèrement sériciteuses. Dans les bancs calcaires, de fines laminations sont dues à la présence de granules dolomitiques. Ces roches sont très fortement déformées et recristallisées.

#### **i<sub>6.8</sub> Formation de Quinten (Kimméridgien–Tithonien)**

(MOHR & FUNK 1995)

Les calcaires massifs de la Formation de Quinten sont généralement recon-naissables dans le paysage, par exemple dans la partie ouest du synclinal de Rarogne où ils forment de vastes dalles gris clair en pente structurale déterminant un milieu aride pauvre en végétation. Leur composition est très homogène et leur épaisseur d'environ 80 à 100 m. Il s'agit de calcaire micritique à cassure gris foncé et à patine gris clair avec des nuances de bleu. Les bancs, d'épaisseur métrique, sont difficiles à individualiser à l'exception de quelques niveaux à patine rougeâtre signalés par SCHENKER (1946) et DOLIVO (1982). Le sommet de la formation comporte quelques niveaux dolomitisés très boudinés et fracturés. L'âge kimméridgien à tithonien n'est pas étayé ici par des fossiles.

Les calcaires de la Formation de Quinten dans la nappe de Plammis et ceux visibles dans la colline du Heidnischbiel ne diffèrent de ceux du synclinal de Ra-rogne que par leur déformation plus prononcée. Ils sont gris sombre à la cassure et montrent une patine gris clair bleuté. Ils sont fortement recristallisés et comportent de nombreuses veines et veinules de calcite replissées (BUGNON 1986, GASSER & DOLIVO 1980).

**t-i      Roches indifférenciées tectonisées le long de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel**

**$\gamma\delta_B$       Lambeaux de Granodiorite de Baltschieder**

Entre la Granodiorite de Baltschieder cisailée qui constitue le mur de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel et les calcaires marmorisés de la Formation de Quinten qui en constituent le plus souvent le toit, on observe de très nombreuses lentilles ou écailles de dimension décimétrique à hectométrique. Ces lentilles sont formées de granodiorite, de quartzites, dolomies et marnes triasiques, de schistes noirs aaléniens, de calcaires siliceux et spathiques du Jurassique moyen ainsi que de marno-calcaires de la Formation du Schilt (DOLIVO 1982). Les termes les plus anciens sont essentiellement représentés à l'est, entre le Bietschtal et le Baltschieder, alors que les éléments jurassiques le sont à l'ouest entre Niedergampel et le Bietschtal. Les terrains du Lias semblent absents, mais l'intensité de l'aplatissement et du cisaillement rend difficile l'identification des termes les plus ubiquistes de la série, les différents calcaires spathiques et les différents schistes argileux sombres par exemple. Les schistes de la Formation de Dugny sont fréquents et forment les lentilles les plus continues. Des fragments étirés des autres lithologies leur ont par endroits été incorporés tectoniquement. Lorsqu'une succession stratigraphique est préservée, elle montre une polarité de flanc normal qui est cohérente avec le flanc nord-ouest du synclinal de Rarogne (DOLIVO 1982). Les lentilles ont été cartographiées quand elles étaient suffisamment reconnaissables et de taille suffisante, tout comme des lambeaux de Granodiorite de Baltschieder.

Entre le Bietschtal et le Baltschieder, à proximité du fond de ce synclinal, les lentilles forment des assemblages plus chaotiques qui ont été cartographiés comme «roches indifférenciées tectonisées». La granodiorite mylonitique les emballe parfois (LOUP 1992), à proximité de la cabane Wiwanni par exemple (2632.585/1132.615/ 2450 m).

## NAPPE DU JÄGERCHRÜZ

À la faveur du synclinal de la Feselalp, la nappe du Jägerchrüz se ferme vers l'est en bordure occidentale de la feuille Raron. Alors que les grandes dalles grises de calcaires de la Formation de Quinten de Platten la caractérisent en rive droite du Rhône en amont de Loèche (feuille 1287 Sierre), le cœur du pli montre ici, sur une petite surface, des terrains datant du Jurassique moyen au Paléogène.

## Jurassique

### *Dogger*

#### **Formation du Hochstollen** (Bajocien–Callovien?)

(PILLOUD 1990)

#### **i<sub>1</sub>** *Membre du Schwarzhorn* (Bajocien)

La série est très semblable en faciès et en épaisseur à celle de la nappe de Plammis (p. 41). À la base, ce sont les termes siliceux qui dominent (calcaires gréseux, grès quartzitiques), alors que les calcaires gréseux à entroques deviennent prédominants vers le haut (BUGNON 1986). Ces derniers ont une patine gris bleuté et un aspect marmorisé.

#### **i<sub>10-3</sub>** *Calcaires spathiques fins* (Bajocien–Callovien?)

Comme dans les séries du Jurassique moyen des autres unités tectoniques, les calcaires deviennent plus purs vers le sommet. Ce sont ici des calcaires fins sombres contenant de petits entroques qui prédominent (BUGNON 1986). Le niveau marneux à oolites ferrugineuses n'a pas été observé. Encore une fois, c'est par analogies de faciès qu'un âge est proposé pour ces roches. La présence de niveaux d'âge callovien est incertaine.

### *Malm*

#### **i<sub>4-5</sub>** **Formation du Schilt** (Oxfordien)

(KUGLER 1987)

La Formation du Schilt est très intimement replissée avec les calcaires massifs de la Formation de Quintendans le flanc renversé du synclinal de la Feselalp. Les calcaires marneux et les marnes répondent à la même description que ceux de la nappe de Plammis (p. 44 et BUGNON 1986).

#### **i<sub>6-8</sub>** **Formation de Quinten** (Kimméridgien–Tithonien)

(MOHR & FUNK 1995)

Les calcaires gris de la Formation de Quinten ne forment plus qu'une mince bande au sein du synclinal de la Feselalp. Ils sont de plus masqués par les dépôts superficiels. Dans les dalles grises affleurant à l'ouest de la limite des cartes Raron et Sierre, les calcaires fins à patine gris clair bleuté et à cassure gris foncé ont le même faciès que ceux de la nappe de Plammis. Ils sont également caractérisés par

une déformation et une recristallisation très importante et par l'abondance des veines de calcite.

### Crétacé

Seule la base de la série crétacée apparaît au cœur du synclinal de la Feselalp. Ses relations avec les formations du Jurassique tardif et du Paléogène sont complexes.

#### c<sub>1</sub> **Formation de Palfris** (Berriasien)

(BURGER & STRASSER 1981)

Autrefois dénommée «Valanginien schisteux», une alternance de marnes, formant des schistes sombres, et de calcaires marneux noirs à patine gris-brun occupe les pentes d'Obri Zälg, entre Erschmatt et Engersch (BUGNON 1986). Ces roches sont très déformées et leur épaisseur ne peut pas être déterminée.

### Paléogène

Une bande de grès paléogènes marque la base de la nappe du Jägerchrüz. Sur le territoire de la feuille Raron, dans le flanc nord renversé du synclinal de la Feselalp, elle serait en contact stratigraphique avec la Formation de Palfris et tectonique avec les grès et calcaires du Jurassique moyen. La série se complète vers l'ouest (feuille Sierre), particulièrement à partir de Guttet. Dans le flanc sud du synclinal par contre, la série paléogène ne forme qu'une écaille pincée entre le plan de chevauchement de la nappe et la série du Jurassique moyen.

#### **Formation du Sanetsch** (Éocène tardif)

(MENKFELD-GFELLER 1994)

#### e<sub>6s</sub> **Membre de Tsanfleuron** (*Priabonien précoce–moyen*)

C'est la partie la plus massive de la Formation du Sanetsch qui apparaît dans cette position basale de la nappe. MASSON et al. (1989) en donnent une description détaillée. Elle est constituée principalement de grès micacés à patine claire et ciment calcaire, alternant en bancs décimétriques à métriques avec des calcaires gréseux. Les petites nummulites qui y ont été observées plus à l'ouest sur la carte Sierre ne sont pas visibles ici en raison de la déformation importante des grès.

## **PENNIQUE INFÉRIEUR**

### **NAPPE DU MONTE LEONE**

Les gneiss de la nappe du Monte Leone affleurent sur les hauteurs situées au sud-est de Viège. Avec une couverture sédimentaire réduite aux assises du Trias, ces roches forment l'élément structural du Pennique inférieur le plus profond. Ensemble, socle et couverture réduite dessinent un pli déversé vers le nord (pli du Gebidum), dont l'axe s'enfonce vers le sud-ouest sous la ligne du Rhône-Simplon.

### **Socle cristallin**

#### **GO<sub>ML</sub> Gneiss feldspathique micro-œillé à deux micas**

Gneiss rubanés mésocrates à petits yeux de microcline. Les rubans clairs contiennent du quartz, de l'albite ou de l'oligoclase, du feldspath alcalin. Les rubans sombres de la biotite, de la chlorite ou des micas blancs. En fonction de la proportion relative des minéraux phylliteux, leur teinte varie de gris clair à vert-gris foncé. Accessoires: carbonates rouillés, apatite, zircon, sphène, leucoxène. Le microcline se présente en porphyroblastes moulés par la schistosité principale et contient des inclusions de quartz, apatite et mica blanc peu ou pas orientées. Du microcline peut également se développer en bordure de l'albite.

Ces gneiss n'affleurent que sur 2 km<sup>2</sup> dans la partie sise tout au sud-est de la feuille. Ils ont été décrits avec plus de détails dans la notice explicative de la feuille adjacente 1289 Brig (BURRI et al. 1994).

### **Couverture sédimentaire**

Les gneiss de la nappe du Monte Leone sont entourés de sédiments triasiques; ils sont considérés ici comme autochtones et feraient donc partie de la série du Holzerspitz définie plus à l'est, où elle se complète vers le haut (CARRUPT 2003).

|                      |                                       |
|----------------------|---------------------------------------|
| <b>t<sub>d</sub></b> | <b>Dolomies, marbres dolomitiques</b> |
| <b>t<sub>y</sub></b> | <b>Gypse</b>                          |
| <b>t<sub>r</sub></b> | <b>Cornieule</b>                      |

La couverture triasique débute en général par des dolomies beige clair à cassure blanchâtre, finement cristallisées, qui passent vers le haut, mais aussi latéralement, à des marbres dolomitiques massifs. Leur épaisseur peut atteindre 100 m dans les parois qui dominent Eyholz, où les marbres dolomitiques arment le flanc inverse du pli du Gebidum (Gibidum sur la carte).

La charnière de ce pli est occupée par une grande masse de gypse dans la région de Nassi Bircha, en rive droite du Bächji. Le gypse peut être blanc, pur et pulvérulent, mais peut aussi contenir des grains de calcite, dolomie, quartz, chalcoppyrite et mica blanc; il se colore alors en jaune. Au contact entre les gypses et les dolomies, des cornieules apparaissent dans la zone intensément faillée qui suit approximativement le lit du Bächji.

#### NAPPE DU PIZZO DEL VALLONE

Dans le versant en rive gauche de la vallée du Rhône se trouvent des schistes sombres parfois calcaires, contenant des lentilles ou niveaux discontinus de roches vertes ainsi que de gypse et de dolomie triasiques. Ils forment deux bandes distinctes, l'une intercalée dans la zone de Sion-Courmayeur, l'autre entre celle-ci et la nappe du Monte Leone. Ces bandes sont rattachées à la nappe du Pizzo del Vallone – définie par CARRUPT (2003) qui a redéfini l'ancienne «zone de Fäldbach» – plus par continuité cartographique et structurale que par reconnaissance de faciès caractéristiques.

#### **S<sub>PV</sub>**      **Schistes pélitiques à gréseux, calcschistes, microbrèches**

Schistes et calcschistes de couleur sombre brune à noire, avec parfois des passées jaunâtres, en bancs centimétriques à décimétriques. Ils affleurent bien juste au-dessus de Viège, le long de la route en lacets qui monte à Zeneggen. Près du contact avec le Flysch valaisan, mais parfois aussi au sein des calcschistes, des niveaux de microbrèches apparaissent. Les éléments sont surtout dolomitiques et calcaires. Dans les parois de la forêt Ziguwald, au-dessus d'Eyholz, cette série prend l'aspect d'un flysch calcaréo-gréseux.

Ces roches ne sont pas datées, mais par analogie avec celles étudiées par CARRUPT (2003), leur âge pourrait s'étaler du Jurassique au Crétacé, voire au Paléogène.

**t<sub>d</sub> Dolomie**  
**t<sub>y</sub> Gypse**

Plusieurs petits affleurements de marbres dolomitiques apparaissent dans les schistes des deux bandes formées par la nappe au sud-est de Viège, alors que ceux de gypse ne se trouvent qu'à l'extrémité orientale de ces deux bandes, entre Eyholz et le Ziguwald. Ils prennent la forme de lentilles, sans que l'on puisse déterminer s'il s'agit de blocs isolés ou de niveaux boudinés et disloqués.

**P<sub>PV</sub> Prasinites**

En lentilles ou en niveaux (sills?) intercalés dans les schistes, on rencontre des prasinites s. s. vert pâle, à albite, épidote, actinote, calcite, ainsi que des ovaridites et des schistes chloriteux vert foncé, riches en chlorite. La texture némato-pœciloclastique des premières est soulignée par l'actinote idiomorphe et abondante, qui larde les blastes d'albite. Les autres minéraux sont la pistachite, la clinozoïsite, la phénigite et la chlorite qui remplace parfois l'actinote. Accessoires: sphène, rutile, ilménite, leucoxène. Leur origine est basaltique, mais leur âge inconnu.

Dans une prasinitite massive à amphibole, albite, chlorite et épidote affleurant juste au-dessus des terrains de tennis de la ville de Viège, en rive gauche de la Viège (2633.850/1126.250), WERENFELS (1924, p. 107) décrit des reliques de texture ophiitique dans une amphibolite à albite, attestant une origine magmatique.

Parmi ces roches vertes se rencontrent localement des métagabbros, comme sur le sentier qui recoupe la route Viège–Bürchen (2633.050/1126.950). H. Masson (comm. pers.) signale également une lentille de serpentinite plus bas sur ce même sentier, à la cote 780 m (coord. 2633.460/1126.850), de petite taille (1,3 x 0,2 m), qui affleure un peu au-dessus du calcaire de l'Aroley.

## ZONE DE SION-COURMAYEUR

La zone de Sion-Courmayeur se compose de trois entités: le *Complexe de la Südegg*, qui n'affleure que dans la vallée de la Viège, le *Flysch valaisan*, traversant d'est en ouest tout le territoire de la feuille Raron, et l'*unité de la Pierre Avoi*, présente uniquement dans la partie ouest de la feuille.

### Complexe de la Südegg

BURRI (1979) et BURRI et al. (1993) ont décrit ce complexe sous le terme de *Couches du Versoyen*; JEANBOURQUIN & BURRI (1991) ont repris ce terme en l'associant à l'*ensemble anté-flysch*, par analogie avec la «série du Versoyen» de cet

ensemble en Savoie (ANTOINE 1971, 1972). MASSON (2002) interprète ce complexe comme un wildflysch et le nomme *mélange de Viège* («*Visp-mélange*»); d'après cet auteur, il surmonterait stratigraphiquement la Formation de l'Aroley, considérant cette dernière formation comme la plus jeune du Flysch valaisan. Comme cette unité ne montre aucune caractéristique d'un mélange, nous préférons utiliser le terme plus neutre de «complexe», l'aspect chaotique pouvant résulter uniquement de la tectonisation – probablement polyphasée – de ce complexe. Il est donc très probable que le Complexe de la Südegg puisse être corrélé avec la «série du Versoyen» (ANTOINE 1971, 1972), voire même avec une grande partie de l'unité de la Punta Rossa (BELTRANDO et al. 2012) qui affleure dans la région franco-italienne du col du Petit St-Bernard.

Entre les différentes roches de ce complexe et le Flysch valaisan, débutant classiquement par la Formation de l'Aroley, se trouvent des schistes sombres argentés qui, dans la région de Viège, n'avaient jamais été distingués des schistes noirs intercalés dans le complexe. En Tarentaise, ANTOINE (1971, 1972) avait signalé la présence de tels schistes gris entre sa série du Versoyen et la Formation de l'Aroley, différents des schistes noirs alternant avec les sills basiques au sein de cette série. Cette présence et cette distinction ont été confirmées par des travaux plus récents (MASSON et al. 2008, LOPRIENO et al. 2011, BELTRANDO et al. 2012). Du fait de la concordance de ces schistes gris sombre argentés avec la Formation de l'Aroley et leur discordance avec les contacts lithologiques internes au Complexe de la Südegg, nous les avons considérés comme représentant la base du Flysch valaisan. Cette distinction entre deux types de schistes sombres n'est cependant pas toujours aisée sur le terrain, comme il n'est pas clair si le contact entre flysch et complexe est stratigraphique ou tectonique (p. 105)

Des gneiss albitiques et gneiss grossiers mêlés aux autres roches du Complexe de la Südegg sont très semblables aux gneiss de la zone de Visperterminen. Dans l'impossibilité de déterminer s'il s'agit de replis de cette zone avec le Complexe de la Südegg ou de lithologies propres à celui-ci, nous avons choisi cette seconde solution.

### **h<sub>5</sub> Schistes noirs, quartzschistes gris sombre**

Des schistes très sombres, noirs, affleurent au sein du Complexe de la Südegg, souvent en contact apparemment stratigraphique avec les prasinites (métabasaltes) ou interstratifiés avec ces dernières. Ils sont siliceux et très fins, ou prennent l'aspect de quartzschistes gris sombre; ils ne contiennent pas de carbonate. Au microscope, la matrice est finement quartzitique et feldspathique avec des lits de phengite et de graphite. Ce dernier minéral peut devenir abondant et ces roches ressemblent alors aux schistes graphiteux de la zone Houillère (p. 62).

Dans la région Viège–Simplon, BURRI (1979), JEANBOURQUIN & BURRI (1991) et BURRI et al. (1993, 1994) ont associé ces schistes aux *Couches du Versoyen*, mais sans les distinguer des schistes gris sombre à reflets argentés qui prennent place à la base du Flysch valaisan. MASSON (2002) distingue deux types de schistes noirs, l'un associé originellement aux roches vertes et l'autre comme matrice d'un wildflysch. Nous ne considérons que le premier type pour les raisons exprimées plus haut.

Ces schistes ne sont pas datés dans la région de Viège. Dans la région du col du Petit St-Bernard, l'âge de leurs équivalents probables est controversé: Crétacé précoce pour ANTOINE (1971, 1972) et LOPRIENO et al. (2011), Paléozoïque pour BELTRANDO et al. (2012, plus vieux que 272 Ma) et MASSON et al. (2008, Viséen).

### **P<sub>β</sub> Prasinites (métabasaltes), ovardités**

De puissants niveaux de prasinites atteignent plusieurs dizaines voire une centaine de mètres d'épaisseur. À plusieurs endroits, on peut observer des structures préservées de lave en coussins dans ces roches ophiolitiques, par exemple à l'est de Visperterminen (2636.560/1123.210) ou au sud de cette localité (2635.200/1122.100) (VUAGNAT 1947, DIETRICH & OBERHÄNSLI 1975). Dans une ancienne carrière-grovière en rive gauche de la Viège (environ 2634.000/1125.700), un gros bloc scié aujourd'hui disparu montrait une belle structure en coussins («pillows», fig. 9) à bordure variolitique, séparés par des bandes métahyaloclastitiques décimétriques (DIETRICH & OBERHÄNSLI 1975), attestant ainsi une origine effusive sous-marine. Ce bloc pourrait provenir de la grande barre prasinitique située un peu plus haut.

Dans les niveaux massifs de ces métabasaltes s'intercalent de très fines couches de quartzites micacés noirs qu'il n'a souvent pas été possible de distinguer cartographiquement. On y rencontre aussi des intercalations de quartzites gris mylonitiques très compacts.

À l'est de Visperterminen, le long d'une petite route (2636.120/1123.350), on peut observer plusieurs roches particulières, de texture très fine, intercalées dans des prasinites. La plus frappante est de couleur jaune sable, très dure et compacte. Elle contient jusqu'à 50 % d'épidote, du quartz (35 %) et de l'albite. Il s'agirait donc d'une «microprasinite quartzeuse» d'origine peut-être filonienne. LANGHI (1999) décrit en détail cette petite coupe particulière, où l'on peut observer les relations des roches basiques avec leur encaissant, les schistes siliceux noirs et les quartzites mylonitiques gris clair à sombre, ici particulièrement durs et compacts.



Fig. 9: Bloc scié – aujourd’hui disparu – montrant une structure de lave en coussins («pillows»). Ancienne carrière-gravière en rive gauche de la Viège (environ 2634.000/1125.700). Photo L. Jemelin, juin 1977.

D’un point de vue pétrographique, les prasinites contiennent de l’albite en pœciloclastes (avec de nombreuses inclusions d’épidote, d’amphibole et de sphène), de l’actinote, de la chlorite, de l’épidote (pistachite, zoïsité ou clinozoïsité), un peu de quartz (env. 5 %) et de calcite. Comme accessoires: tourmaline, sphène et leucocène, zircon et rares grenats. Des variations s’observent en direction des prasinites amphibolitiques (jusqu’à 35 % de blastes aciculaires d’actinote) et en direction des ovardites, où la chlorite et l’albite dominent.

Géochimiquement, COLOMBI (1989) et LANGHI (1999) ont montré qu’il s’agissait de basaltes tholéitiques, donc d’origine océanique, ayant subi une spilitisation, ce qui est le cas des laves en coussins, et finalement un métamorphisme alpin de faciès schiste vert élevé. COLOMBI (1989) signale également un métagabbro parmi ces roches. CANIC (1996) a montré la similitude géochimique des roches vertes de la région de Viège et de celles du Versoyen. L’âge de mise en place de ces roches magmatiques est controversé: LOPRIENO et al. (2011), entre autres, postulent le Jurassique à/ou Crétacé, alors que les seules datations radiométriques réalisées indiqueraient le Carbonifère (CANIC 1996, SCHÄRER et al. 2000, MASSON et al. 2008).

## **S<sub>RV</sub>      Serpentinites**

L'affleurement le plus imposant se situe en rive gauche de la Viège. C'est une très grosse lentille d'environ 2,5 km de longueur dont l'épaisseur atteint 300 m sous le village de Zeneggen (Riedbode). La roche est massive et luisante, à serpentine-antigorite, avec parfois des reliques d'olivine et de pyroxènes. Dans les fissures, la serpentinite est très fibreuse; il s'agit de chrysotile, dénommé aussi asbeste ou amiante. D'autres lentilles de serpentinites plus petites sont disséminées en rive droite (Stundhaus) où quelques rares niveaux de talcschistes ont été observés. En plus du talc (env. 50%), ces derniers contiennent de la trémolite, de l'enstatite serpentinisée, de la chlorite et de la serpentine. Relevons encore que les serpentinites sont le plus souvent en contact soit avec les prasinites, soit avec les gneiss albitiques.

## **G<sub>S</sub>      Gneiss albitiques, gneiss grossiers**

Les gneiss contenus dans le Complexe de la Südegg sont soit très albitiques et à grain plutôt fin, soit plus grossiers, parfois à petites lentilles de quartz pouvant mimer un faciès œillé. Ils sont souvent très cisailés, à patine brune à rouille. Ces roches pourraient rappeler certains gneiss de la zone de Visperterminen. Le second type peut aussi rappeler les métagranitoïdes de la Pointe Rousse (ou Punta Rossa, région du Petit St-Bernard), décrits entre autres par ELTER & ELTER (1965, gneiss leptynitiques) et plus récemment par BELTRANDO et al. (2012).

## **t<sub>q</sub>      Formation du Bruneggjoch**

Petites lentilles ou niveaux de quartzites verts, grisâtres ou blancs, souvent en association soit avec les gneiss albitiques, soit avec les marbres dolomitiques.

## **t<sub>d</sub>      Marbres, marbres et brèches dolomitiques**

Plusieurs grandes lentilles de marbres dolomitiques massifs affleurent sur les deux rives de la Viège. La patine est claire, beige à jaune (dolomies), avec des rubans gris bleuté (marbres). Les bancs dolomitiques sont très souvent boudinés. Dans la région du «Klettergarten» qui domine la rive gauche, la plus grosse des lentilles mesure près de 2 km de longueur et 120 m d'épaisseur. La structure est parfois bréchique, à éléments dolomitiques très anguleux. Les mêmes faciès sont plus accessibles et facilement observables en rive droite de la Viège, dans la région de Warthaus.

## **t<sub>y</sub> Gypse**

Du gypse affleure à deux endroits dans ce complexe, en rive droite de la Viège: à 500 m au sud-ouest d'Unter Stalden, vers 800 m d'altitude, ainsi qu'en rive droite du Riedbach (2636.300/1123.800, 1420 m).

## **i<sub>b</sub> Brèche et microbrèche calcaire**

Seuls trois petits niveaux lenticulaires, situés en bordure d'une grande écaille de dolomie, peuvent facilement être observés le long de la route Viège–Zeneggen, dont le plus intéressant à l'altitude de 1180 m. La matrice est calcaire et les éléments dolomitiques et calcaires. Dans une lame mince de microbrèche (2633.350/1126.005), MÜLLER (2001) a observé des restes de *Siphovalvulina* sp. et des Miliolidés et, dans une autre, des oogones (gyrogonites) de Charophytes (Porocharacées?). Les Siphovalvulines indiqueraient un environnement marin et un âge jurassique moyen voire crétacé précoce. Les Porocharacées témoigneraient soit d'un remaniement soit d'un apport de matériel continental du Jurassique moyen ou plus vieux. En conclusion, la brèche ne pourrait s'être formée qu'entre le Jurassique moyen et le Crétacé précoce.

## **Flysch valaisan («Trilogie valaisanne»)**

Le Flysch valaisan traverse l'ensemble du territoire de la feuille. Il est nommé aussi «Trilogie valaisanne» car il regroupe classiquement une succession de trois formations: la *Formation de l'Aroley* à la base (flysch calcaire), puis la *Formation des Marmontains* (flysch siliceux), et finalement la *Formation de St-Christophe* (flysch gréso-calcaire), de loin la plus épaisse. Ces formations ont été définies par TRÜMPY (1951, 1954) en termes de «couches», mais élevées au rang de formations dans le cadre du projet d'harmonisation des unités lithostratigraphiques en Suisse (STRASKY et al. 2016). Cette trilogie se complète vers le bas par un niveau de schistes sombres argentés, distingués des schistes noirs du «Versoyen» par BELTRANDO et al. (2012). MASSON et al. (2008) considèrent que la polarité de cette série va de la Formation de St-Christophe (base) à celle de l'Aroley (sommet).

Ce flysch se serait déposé au Crétacé (ELTER 1954, TRÜMPY 1954, BURRI 1958, ANTOINE 1971) dans un bassin profond (bassin valaisan) entre la bordure continentale européenne et le seuil briançonnais (p.ex. LOPRIENO et al. 2011).

Morphologiquement, le Flysch valaisan, surtout représenté par la Formation de St-Christophe, forme des parois jaunes à rousses qui dominent la vallée du Rhône (au sud) ainsi que la basse vallée de la Viège, à l'aplomb du petit village de Zeneggen. À noter que son contact tectonique supérieur – d'ouest en est sous l'unité de la Pierre Avoi, puis sous la zone Houillère et finalement sous les quartzites de la nappe de Siviez-Mischabel – est souligné par la présence des Formations des Marmontains

et de l'Aroley, ce qui confirmerait ici les observations de JEANBOURQUIN & BURRI (1989, 1991) que cette unité tectonique est presque systématiquement en position renversée sur le territoire de la feuille voisine Brig (BURRI et al. 1993, 1994).

### **F<sub>3</sub> Schistes gris sombre à reflets argentés, calcschistes**

Les schistes gris argenté, sombres et luisants (rappelant les schistes lustrés piémontais), parfois verdâtres (chloriteux), alternent souvent en minces lits avec des calcschistes gréseux en bancs très minces, faisant penser à de petites turbidites. On peut les observer à la base des parois formées par la Formation de l'Aroley qui dominent le lieu-dit Südegg (2633.970/1124.900).

Ils sont peu épais (une dizaine de mètres) et passent rapidement aux marbres plaquetés fins de la base de la Formation de l'Aroley. Le contact semble donc stratigraphique. Dans la région du col du Petit St-Bernard, BELTRANDO et al. (2012) les ont cartographiés sous le nom de «Grey micaschists», en contact stratigraphique avec la Formation de l'Aroley.

Ces schistes étaient jusqu'alors confondus avec les schistes noirs exempts de niveaux carbonatés du Complexe de la Südegg, qui affleurent juste en dessous dans la coupe citée. Il est vrai que le contact entre ces deux types de schistes est parfois très difficile à cartographier.

### **F<sub>4</sub> Formation de l'Aroley** (TRÜMPY 1954)

Formation caractérisée par des calcaires marmorisés bleutés, massifs, faiblement rubanés, formant un ou plusieurs bancs d'épaisseur comprise entre 2 et 20 m. La patine blanchâtre est plus claire que la cassure, cristalline et bleutée. À leur base, les calcaires de l'Aroley sont plus fins et plaquetés, en transition stratigraphique avec les schistes argentés et calcschistes sous-jacents. Dans ces faciès fins, souvent légèrement gréseux, viennent parfois s'intercaler des niveaux (micro)conglomératiques. La matrice est toujours calcaire, les éléments quartzeux ou dolomitiques. Une coupe peut être observée dans une petite carrière ouverte au nord de Visperterminen, en bordure du Riedbach (2636.100/1123.700), où la majorité des galets dolomitiques sont gris sombre à noirs.

Les calcaires de l'Aroley sont composés de 70–90 % de calcite, 10–25 % de quartz et feldspaths, et 2–5 % de mica blanc et d'opakes. Le graphite, la tourmaline et de rares épidotes constituent les principaux accessoires.

Les bancs de calcaires marmorisés sont souvent plus massifs au contact stratigraphique avec la Formation des Marmontains.

Grâce à une petite Orbitoline trouvée dans un calcaire bréchiq ue de cette formation, dans le haut val Ferret, TRÜMPY (1954) lui attribue un âge crétacé précoce (Barrémien–Aptien).

## **F<sub>5</sub>      Formation des Marmontains**

(TRÜMPY 1954)

Formation siliceuse, stratigraphiquement située entre les Formations de l'Aroley et de St-Christophe, composée de quartzites à patine brun roux et cassure verdâtre alternant avec des schistes noirs. Morphologiquement, cette formation est très caractéristique, malgré son épaisseur réduite (10 à 20 m en moyenne): les schistes noirs se signalent par une petite combe dans laquelle, par endroits, ressortent les petits bancs brun-vert quartzitiques couverts de lichens jaune citron de l'espèce *Rhizocarpon geographicum* («lichen géographique»).

Les quartzites sont le plus souvent en bancs massifs, finement gréseux, mais peuvent également former de petits niveaux feuilletés de quelques centimètres d'épaisseur. Le quartz représente 70 % de la roche, accompagné par 25 % de feldspath et de quelques micas blancs. La chlorite est disséminée le long des plans de schistosité frustes. La calcite, très peu abondante, semble jouer le rôle de ciment.

Au microscope, les schistes noirs montrent un feutrage de mica blanc, quartz et graphite intensément déformé, ainsi que des plans de cisaillement noirs riches en graphite.

À l'ouest de Viège, entre les lacets de la route de Zeneggen, cette formation est caractérisée par une alternance de métagrès quartzitiques blanchâtres à gris clair, très légèrement carbonatés, et de roches calcaires très semblables à celles de la Formation de l'Aroley (H. Masson, comm. pers.). Un plissement isoclinal est certainement en partie à l'origine de cette alternance qui rappelle les affleurements du secteur de Hotee (voir plus loin).

Ces roches peu ou pas carbonatées pourraient s'être déposées pendant le même événement anoxique que la Formation de Garschella dans l'Helvétique (Aptien–Albien). Sur le territoire de la feuille Brig, BURRI (1967) y a découvert des radio-laires pyritisés et la trace discutable d'une éventuelle *Praeglobotruncana* sp.

## **F<sub>6</sub>      Formation de St-Christophe**

(TRÜMPY 1954)

C'est la formation «valaisanne» qui a le plus typiquement l'allure d'un flysch. Sur environ 400–500 m d'épaisseur, des bancs de marbres gréseux beiges, de 20 à 50 cm d'épaisseur, alternent avec des schistes sombres légèrement calcaires. L'épaisseur initiale de cette formation devait être plus faible, car elle est intensément replissée. La patine brun roux des parois vues de loin est caractéristique. Sur

le territoire de la feuille Raron, la Formation de St-Christophe affleure d'une façon quasi ininterrompue en rive gauche du Rhône, dominant la plaine par des pentes très escarpées.

À la cassure, la roche est plus bleutée. Le grain est fin, à l'exception de quelques gros bancs métriques plus massifs et plus grossiers. Il est très difficile d'y déceler une polarité.

Les minéraux sont la calcite (80%), le quartz (10–15%), le mica blanc et quelques opaques. Au microscope, de petits niveaux graphiteux soulignent les limites irrégulières entre les grains de calcite: ce sont probablement des niveaux de compaction dus au mécanisme de pression-dissolution.

Dans la région de Sion, dans des roches attribuées à la Formation de St-Christophe (SARTORI et al. 2011), BURRI (1958) a découvert une faune de radiolaires qu'il assignait au Crétacé tardif. Signalons que MÜLLER (2001) a découvert de petites formes pyritisées de Miliolidae dans un banc de marbre légèrement gréseux, massif, qui borde la route Tourtemagne–Eischoll (2621.110/1127.450). Cependant, l'âge de ces miliolidés est difficile à déterminer de par leur petite taille; d'autre part, ils pourraient être remaniés.

Les roches semblables, situées sous la bande la plus basse de la nappe du Pizzo del Vallone à l'est comme à l'ouest de Viège, avaient été rassemblées sous le nom de «série de Rosswald» et attribuées à la couverture mésozoïque de la nappe du Monte Leone (p.ex. JEANBOURQUIN & BURRI 1989, STECK et al. 1999, 2001). La seule nuance observée, dans la région de Viège, est une épaisseur des bancs légèrement plus fine et une structure plus plaquetée que dans les autres parties de la formation. Plus à l'est, dans le secteur du Breithorn (coin commun des feuilles Brig, Aletschgletscher, Binntal et Helsenhorn), cette série est attribuée à la Formation de St-Christophe (STECK 2011), attribution que nous avons adoptée sur la feuille Raron.

### *Secteur de Hotee*

Au sud-est de Viège affleure une série un peu particulière. Elle semble s'insérer entre les deux branches de la nappe du Pizzo del Vallone. Sa lithologie est comparable à celle du Flysch valaisan, c'est pourquoi elle y a été rattachée.

### **F<sub>4H</sub>      Marbres, quartzites phylliteux**

Série très hétérogène et détritique, intensément replissée, dont il est très difficile de connaître la succession stratigraphique d'origine. On y rencontre des marbres grésophylliteux clairs à patine jaune, des marbres bleutés, des marbres gréseux et microbréchiques avec des traînées noires qui sont peut-être des galets très étirés, des quartzites phylliteux à lentilles calcaires. On peut observer ces faciès

en rive droite du Bächji, le long d'un sentier partant d'Ober Stalden à 1020 m d'altitude menant à Rotgstei, ou en rive droite du Riedbach, au nord-est de Visperterminen. BURRI (1979) attribue cette série à la Formation de l'Aroley.

**F<sub>5qH</sub> Métagrès siliceux, quartzites brunâtres**

**F<sub>5sH</sub> Métagrès calcaires à patine rousse**

Deux faciès gréseux s'alternent au-dessus des marbres précédents, en partie au moins en raison de l'intense replissement de la série. D'une part des métagrès calcaires et marbres gréseux en bancs massifs d'épaisseur métrique, à patine rousse caractéristique, constitués principalement de calcite (50 %), quartz (15–20 %), albite (10 %) et mica blanc (10 %). D'autre part des grès très siliceux ou des quartzites brunâtres très semblables voire identiques à ceux de la Formation des Marmontains. Les métagrès calcaires et marbres gréseux pourraient encore appartenir à la Formation de l'Aroley (BURRI 1979). Cette alternance affleure bien entre Rotgstei et Hotee.

**F<sub>5H</sub> Schistes noirs plaquetés**

Schistes noirs délités en plaquettes très fines, très peu ou non carbonatés, graphiteux. Ils contiennent de très minces bancs finement gréseux et roussâtres, et pourraient être un équivalent de la Formation des Marmontains (BURRI 1979, JEANBOURQUIN & BURRI 1989). Ils semblent montrer une continuité stratigraphique avec les schistes et marbres de la Formation de St-Christophe, qui les surmontent. Ils affleurent bien dans les vignes de Ribe, au-dessus de Staldbach, et jusqu'à Hotee.

UNITÉ DE LA PIERRE AVOI

L'unité de la Pierre Avoi n'apparaît que dans la partie occidentale de la feuille Raron, entre Tourtemagne et Eischoll. Elle y est en contact – probablement tectonique – avec la Formation de l'Aroley qu'elle surmonte toujours. Elle est ici entièrement constituée par le Mélange de la Pierre Avoi, qui contient de nombreux blocs issus de la zone Houillère.

**f<sub>c</sub> Mélange de la Pierre Avoi**

Alternance de schistes sombres, de calcschistes gréseux passant à des microbrèches ou à des conglomérats. Certaines parties peuvent être identifiées comme olistostromes: dans une série hémipélagique de schistes sombres viennent s'intercaler une série de turbidites, calcaires ou siliceuses, et des coulées de débris plus ou moins grossières. Dans la région de Sion, les schistes sombres ont fourni à

BAGNOUD et al. (1998) des microfossiles qui déterminent un âge allant de la fin de l'Éocène moyen à l'Oligocène précoce probable. Le mélange de la Pierre Avoi a été décrit en Valais central notamment par TRÜMPY (1954), BURRI & JEMELIN (1983, feuille Sembrancher), BURRI & MARRO (1993, feuille Orsières) – qui y distinguent une *série conglomératique* et une *série schisto-quartzitique* – et SARTORI et al. (2011, feuille Sion), et sur le territoire de la feuille Raron par STAUB (1934) et JÄCKLI (1950) au sein d'une zone d'écailles («Schuppenzone von Turtmann»), et plus récemment par LIACI (1999) et MÜLLER (2001).

La *série conglomératique* affleure au nord-est d'Ergisch, par exemple le long de la route Tourtemagne–Eischoll, entre 900 et 950 m d'altitude. Elle se situe plutôt à la base de l'unité de la Pierre Avoi, près du contact avec la Formation de l'Aroley, où les bancs conglomératiques alternent avec des calcschistes. Dans une matrice calcaréo-gréseuse abondante s'égrènent quelques galets lenticulaires de calcaires clairs, spathiques et de dolomies. On observe aussi plusieurs petits blocs lenticulaires de calcaires clairs, spathiques et siliceux (Lias?) qui n'ont pas pu être cartographiés à cause de leur petite taille (environ 1 m de diamètre).

La *série schisto-quartzitique* affleure peu. Ce sont des schistes gris foncé à noirs se débitant en plaquettes très fines, essentiellement siliceux, mais pouvant devenir carbonatés; on est alors en présence de calcschistes atypiques pouvant être confondu, notamment avec les schistes gris sombre à reflets argentés ( $F_3$ ) de la base du Flysch valaisan. Au microscope, la texture montre une fine matrice quartzitique, micacée (phengite, chlorite) et graphiteuse, contenant des galets de quartz et de nombreux blastes brisés d'albite et de feldspath à inclusions de graphite. Les accessoires sont la tourmaline, la calcite et le rutile. Comme l'ont déjà souligné plusieurs auteurs, dont BURRI & JEMELIN (1983), la *série schisto-quartzitique* peut être confondue avec les schistes de la zone Houillère, probablement parce que les sédiments qui la composent en sont essentiellement issus.

La plupart des blocs du mélange de la Pierre Avoi sont concentrés ici dans un secteur à cheval sur les feuilles Sierre (GABUS et al. 2008a) et Raron, pour cette dernière entre les villages de Tourtemagne et d'Ergisch. Dans le contexte très riche en failles de ce secteur et du fait que les blocs sont (presque?) tous issus de la zone Houillère voisine, il est quasiment impossible de déterminer s'il s'agit d'olistolites ou d'écailles tectoniques.

La lithologie des blocs est la suivante:

#### **h** *Schistes noirs graphiteux, métagrés*

Alternance de grès quartzitiques gris foncés et de schistes charbonneux noirs.

**t<sub>q</sub>**      *Quartzites*

Des blocs de quartzites de très grande taille (jusqu'à 2 km de long au sud et à l'est de Tourtemagne) jalonnent l'unité de la Pierre Avoi. On retrouve les deux faciès typiques de la Formation du Bruneggjoch («Verrucano briançonnais»): quartzites arkosiques et conglomératiques verts à éléments de quartz rose et quartzite blanc à beige, fin et massif (Membre de Sous-le-Rocher).

**t<sub>d</sub>**      *Marbres et dolomies***t<sub>y</sub>**      *Gypse***t<sub>r</sub>**      *Cornieule*

Les blocs les plus imposants et massifs sont en marbre calcitique ou dolomitique, probablement du Trias moyen–tardif. Quelques niveaux de brèches dolomitiques pourraient dater du Trias tardif. On rencontre aussi des blocs de gypse. Dans les zones très faillées, la cornieule semble avoir pris la place du gypse.

**l**      *Marbre siliceux*

Calcaire marmorisé massif, à patine beige, à cassure gris clair, gréseux, contenant environ 10 % de quartz parfois sous forme de fines bandes siliceuses. Son attribution au Lias est probable, mais non certaine.

**i**      *Brèche polymictite («Brèche de la Pierre Avoi»)*

C'est une brèche à ciment calcaire dont les éléments sont surtout dolomitiques. La matrice est claire et les éléments sombres. Leur taille varie entre 1 et 20 cm. Ces blocs de brèche sont très semblables à ceux qui affleurent sur la feuille Sierre que GABUS et al. (2008a, b) assimilent à la Brèche de la Pierre Avoi. On l'attribue sans preuve au Jurassique ou éventuellement au Crétacé. Le seul affleurement de taille suffisante pour figurer sur la carte se situe au sud-ouest d'Ergisch (par erreur représenté en cornieule).

## PENNIQUE MOYEN

### ZONE HOUILLÈRE

La zone Houillère n'affleure que dans la moitié occidentale de la feuille. Elle disparaît vers l'est en dessous du village de Bürchen, où elle n'est plus qu'un mince niveau découpé par les nombreuses failles affectant ce secteur.

## **h<sub>H</sub> Schistes graphiteux noirs, métagrès gris foncé, métaconglomérats**

Les roches de la zone Houillère présentent deux faciès principaux, mais qu'il est difficile voire impossible de distinguer cartographiquement. Où ces assises sont bien développées, la flore fossile les date du Carbonifère tardif (réf. dans SARTORI & EPARD 2011).

Le premier faciès est représenté par des schistes gris à noirs, fins, graphiteux et siliceux. Les surfaces sont soyeuses et salissantes au toucher. Un léger rubanement centimétrique est dû à de fins niveaux plus quartzeux. Quartz, feldspaths, micas blancs (séricite et muscovite) et graphite sont les principaux minéraux, accompagnés d'un peu de chlorite.

Des métagrès arkosiques massifs forment le second faciès typique de la zone Houillère. Le village d'Ergisch est construit sur l'une de ces grosses écailles qui caractérisent la zone Houillère dans cette région occidentale de la feuille. C'est une roche compacte, grenue et massive, gris foncé à verdâtre. La granulométrie varie de fine à grossière, avec des niveaux conglomératiques quartzeux, en particulier au NNE d'Unterbäch. Le microscope révèle des blastes de feldspaths (surtout d'albite) riches en inclusions de graphite. La matrice est quartzo-feldspathique avec de fins rubans de muscovite, de graphite et de séricite.

Des lentilles de *roches vertes*, trop petites pour être représentées sur la carte, ont été observées à divers endroits dans ces roches, notamment sous Eischoll (2626.100/1127.500 et 2627.275/1127.100). Elles sont légèrement jaunâtres, à petits cristaux d'albite bien visibles. Ces derniers forment jusqu'à 60 % de la roche. Chlorite (20 %) et quartz (10 %) sont les deux autres minéraux principaux. Les accessoires sont: épidote, mica blanc (phengite) et rutile. Les analyses géochimiques faites par LANGHI (1999) d'un échantillon provenant de la rive droite du Milibach (2627.310/1127.090) montrent une composition andésitique.

## **p<sub>H</sub> Quartzschistes clairs, marbres phylliteux**

Sur la petite colline du Schitzuhubel, au nord-est d'Ergisch, affleurent des schistes quartzeux montrant une patine nacrée aux tons pastel (blanchâtre, jaune paille, verdâtre), dans lesquels s'intercalent des petits bancs de marbres finement micacés (mica blanc et chlorite). Les surfaces sont piquetées de nombreuses taches rouille.

L'âge de ces schistes et marbres n'est pas connu. La proximité des schistes graphiteux et métagrès carbonifères fait supposer un âge permien.

**t<sub>y</sub> Gypse**

Du gypse est associé à deux affleurements de cornieule, l'un vers le réservoir juste à l'est d'Ergisch et l'autre sous la route entre ce village et Tuminen.

**t<sub>r</sub> Cornieule**

Quelques affleurements de cornieule sont présents le long du contact entre la zone Houillère et la nappe de Siviez-Mischabel, aux environs d'Ergisch.

**ZONE DE STALDEN INFÉRIEURE ET ZONE DE VISPERTERMINEN**

Ces deux zones, visibles dans le coin sud-est de la carte, présentent les mêmes paragneiss, dans lesquels s'intercalent par endroits des schistes graphiteux et des métagrès sombres. Elles sont corrélables avec la zone Houillère. La zone de Stalden inférieure affleure seulement tout au sud de la carte, en rive gauche de la Viège, sous les gneiss de la zone de Stalden supérieure, au sud de la grande masse tassée d'Eschwald; elle se poursuit ensuite jusqu'à Stalden sur le territoire de la feuille St. Niklaus (BEARTH 1978). En rive droite, la zone de Visperterminen occupe un large secteur aux environs du village éponyme, enserrée entre deux bandes de la zone de Sion-Courmayeur. Zone de Stalden inférieure et zone de Visperterminen ne semblent pas se poursuivre au nord des deux grandes failles de Trolera et de Wildi (voir p. 107).

**h<sub>sv</sub> Schistes graphiteux noirs, métagrès gris foncé**

Des schistes graphiteux noirs alternent avec de minces bancs de métagrès quartzitiques gris foncé. Ces niveaux de type «zone Houillère» sont peu abondants et relativement minces dans cette région orientale de la feuille Raron. Le niveau le plus important dans la zone de Stalden inférieure (env. 60 m d'épaisseur) affleure au-dessus du hameau d'Unnerflie, où les grès quartzitiques gris sont plus épais et massifs. Quelques niveaux de ces schistes graphiteux sont intercalés dans les paragneiss de la zone de Visperterminen; certains sont trop minces pour être représentés sur la carte.

**G<sub>sv</sub> Paragneiss micacé et plaqueté gris-vert**

Ce sont des gneiss plaquetés, micacés, de couleur gris-vert due à la présence de chlorite. Ils sont mouchetés de taches carbonatées brun rouille et riches en galets lenticulaires de quartz. Le microscope révèle, en plus du quartz, une grande quantité

d'albite (jusqu'à 40 %), le mica blanc, l'épidote, la chlorite et l'oxychlorite, la calcite et l'ankérite, quelques rares clinozoïsites. Une granulométrie plus fine, mais aussi parfois une augmentation de la déformation donnent à ces gneiss un aspect de schistes quartzo-albitiques à séricite et chlorite. Dans la zone de Visperterminen, ces roches montrent de grandes variations, tantôt vers un pôle plus quartzitique, tantôt vers un pôle plus phylliteux, ou alors vers un pôle plus basique, avec un passage progressif à des prasinites, sous forme de schistes chloriteux à épidote contenant encore env. 10 % de quartz. L'albite est partout abondante (40 %), vue au microscope, elle montre presque toujours une schistosité interne à inclusions de quartz, épidote, micas blancs et graphite.

Par analogie avec les métagrès et autres paragneiss de la zone Houillère, affleurant plus à l'ouest (feuille Sierre, GABUS et al. 2008a; feuille Sion, SARTORI et al. 2011), ces gneiss sont interprétés comme métasédiments du Permo-Carbonifère.

## ZONE DE STALDEN SUPÉRIEURE

Cette unité de socle polycyclique n'affleure qu'en rive gauche de la Viège, sur une surface limitée au sud du village de Zeneggen. Plus au sud, GENIER et al. (2008) décrivent dans cette zone des quartzites et métagrauwackes graphiteux qui n'ont pas été observés sur le territoire de la feuille Raron.

### **G<sub>St</sub> Gneiss fin**

De grands escarpements de gneiss massifs dominent la Viège en rive gauche, bien au-dessus de Riti-Neubrück, en dessinant la niche d'arrachement d'un ancien tassement ou glissement rocheux postglaciaire. De patine grise à verdâtre, ces gneiss homogènes font penser à d'anciens grès feldspathiques micacés. Les minéraux principaux sont le quartz, l'albite séricitisée à inclusions de chlorite et calcite (anciens grenats?), le mica blanc (phengite et séricite) et la chlorite. Les minéraux secondaires révèlent une paragenèse ancienne à grenat, muscovite, biotite brune, plagioclase saussuritisé, avec comme accessoires tourmaline, sphène, zircon, apatite. Ces gneiss se poursuivent en prenant de l'importance, sous forme de faciès plus variés et différenciés, en direction du sud, sur le territoire de la feuille St. Niklaus (BEARTH 1978, GENIER et al. 2008).

## NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

### Socle cristallin

Cette grande masse de gneiss et d'amphibolites a d'abord été étudiée et décrite en détail par BEARTH (1963, 1964, 1980) sous le nom de «Gneiss des Mischabel». THÉLIN & AYRTON (1983), puis SARTORI & THÉLIN (1987), THÉLIN (1989) et THÉLIN et al. (1993) ont subdivisé ce vieux socle en deux ensembles superposés, celui de l'Ergischhorn et celui de Barneuza. Enfin, SARTORI et al. (2006) ont pu distinguer plusieurs formations stratiformes et cartographiables au sein de l'ensemble de Barneuza: les Formations de l'Adlerflüe, de Lirec et du Distulberg.

Dans le sud-est du territoire de la feuille Raron, près de la limite avec la feuille St. Niklaus, un ensemble de gneiss polycycliques a d'abord été décrit sous le nom d'«ensemble de Bielen» (SARTORI & THÉLIN 1987, THÉLIN et al. 1993). Les travaux de cartographie les plus récents (2012) ont permis d'y distinguer, malgré l'intense déformation de la base de la nappe, les gneiss et amphibolites du Complexe de l'Ergischhorn et les micaschistes œillés de la Formation de l'Adlerflüe.

### Complexe de l'Ergischhorn

(THÉLIN et al. 1993, SARTORI et al. 2006)

Ce complexe forme une très grande masse de gneiss polycycliques non stratiformes, dans lesquels sont intercalés d'épais niveaux d'amphibolites et de minces rubans de gneiss aplitiques et parfois leucocrates. Du fond du val de Tourtemagne au sommet du Signalhorn, ils affleurent sur 1400 m d'épaisseur apparente.

La localité-type se situe sur le territoire de la feuille Raron, en rive droite du val de Tourtemagne (2622.875/1124.750).

### **G<sub>E</sub>** *Gneiss chloriteux à rubans de quartz, gneiss à deux micas, minces niveaux d'amphibolite*

Les roches les plus typiques de ce complexe sont des paragneiss micacés gris-vert à vert clair, à fins rubans de quartz souvent boudinés et plissés. Ces gneiss occupent les plus hauts sommets de la partie sud-ouest de la feuille et affleurent en général bien, même en dessous de la limite des forêts. Leur patine est brunâtre, ils sont parfois piqués de rouille et parsemés de carbonates vacuolaires. Leurs surfaces de schistosité sont satinées, argentées ou verdâtres. Ils peuvent prendre l'allure de micaschistes lorsque le mica blanc et la chlorite abondent.

Leur composition minéralogique moyenne est la suivante: quartz, albite, micas blancs (muscovite et phengite), chlorite, grenat (en partie pseudomorphosé par la

biotite verte ou la chlorite), plagioclase albitisé, séricitisé ou saussuritisé, tourmaline souvent verte et zonée, pistachite, clinozoisite; comme accessoires: ankérite, hématite, rutile (parfois relativement abondant), apatite, sphène, zircon.

Certains niveaux présentent une minéralogie beaucoup plus sommaire (quartz, micas blancs, chlorite) et ne contiennent aucun minéral anté-alpin. Ils ont probablement une origine argilo-siliceuse.

Dans d'autres niveaux sont conservés des minéraux anté-alpins comme la hornblende, partiellement transformée en actinote, la biotite brune, la muscovite, le grenat et un plagioclase proche de l'andésine, saussuritisé en séricite-épidote.

Dispersés dans ces gneiss, on rencontre des *niveaux d'amphibolites* sombres et plus massifs, associés à de fins niveaux de gneiss leucocrates. Seuls ceux dont l'épaisseur dépasse 1–2 m ont été distingués sur la carte.

À la base de la nappe, plus particulièrement dans la région de Moosalp, voisine de la limite avec la feuille St. Niklaus, les gneiss de l'Ergischhorn sont reconnaissables grâce aux lentilles de quartz abondantes et au grenat visible à la loupe et parfois même à l'œil nu. Le terme le plus typique est un gneiss quartzo-micacé, albitique, à patine grise, verdâtre ou bleutée. Les surfaces de schistosité principale sont tapissées de grandes plages de muscovite. Les affleurements qui recoupent la schistosité montrent un léger rubanement gris clair - gris foncé, ces derniers rubans étant dus à un léger feutrage de chlorite; on observe fréquemment des niveaux de quartz très allongés de couleur gris violacé. Ces paragneiss sont localement lardés de filons acides concordants et de filons albitiques discordants.

Ces gneiss recèlent une paragenèse relictée anté-alpine indubitable, à grenat globuleux à inclusions hélicitiques (diamètre max: 0,6 cm), muscovite, biotite brun-rouge et plagioclase saussuritisé. Sans limite cartographique nette, des albites en petits yeux peuvent apparaître dans ces gneiss; elles contiennent souvent des inclusions de petits grenats, biotite brune et mica blanc. Il s'agit peut-être d'un faciès de transition avec la formation voisine de l'Adlerflüe.

Près de la limite avec la zone synclinale de St-Nicolas, les gneiss peuvent passer progressivement à un micaschiste argenté contenant toujours des lentilles très allongées de quartz mauve sombre. Muscovite, séricite, quartz et chlorite sont les minéraux principaux, accompagnés par de grandes tourmalines, des opaques, quelques grains de zircon et de rutile et aussi parfois par des grenats altérés souvent reconnaissables au microscope seulement. Ces niveaux peuvent parfois être confondus avec des paragneiss monocycliques d'âge permien, voire avec des quartzites tectonisés. Ces gneiss se poursuivent peut-être à l'ouest d'Unterbach, entre 1150 et 1300 m d'altitude, confondus avec les gneiss albitiques micro-œillés de la Formation de l'Adlerflüe, desquels ils ne se distinguent plus lorsqu'ils sont très tectonisés.

### **A<sub>E</sub>**      *Amphibolites*

Roche très dure et massive, à patine vert sombre. De petits grenats roses ou rouillés sont parfois visibles. D'épaisseur variant entre 10 et 100 m, les amphibolites s'intercalent en strates ou en lentilles dans les gneiss; seules les plus importantes ont été distinguées sur la carte. Plusieurs types de structures s'y rencontrent: homogène, mouchetée ou finement rubanée.

Ces amphibolites sont composées de hornblende, actinote, plagioclase, grenat, clinozoïsite, chlorite, rutile, sphène. Les grenats présentent des bordures de réactions soit en hornblende, soit en épidote (clinozoïsite), ou encore en plagioclase saussuritisé et contiennent des inclusions (épidote, micas, quartz) qui soulignent une ancienne schistosité.

Dans la région de l'Ergischhorn–Ergischalphorn, elles présentent de belles structures rubanées: les amphibolites sombres alternent avec des niveaux feldspatiques leucocrates à grenat. L'épaisseur des rubans varie de 2 à 20 cm.

Dans la partie plus basse située au nord et au nord-est de l'Ergischhorn, des prasinites et des ovaridites se substituent aux amphibolites: la paragenèse alpine de rétro-morphose en faciès schiste vert a complètement oblitéré l'ancienne paragenèse amphibolitique d'âge paléozoïque ou plus ancien.

Les âges les plus anciens obtenus sur ces roches par la méthode Sm/Nd sur roche totale avoisinent le milliard d'années ( $978 \pm 59$  Ma, ZINGG 1989). L'âge de leur protolite magmatique pourrait donc être protérozoïque.

### **GO<sub>E</sub>**      *Gneiss micro-œillé à microcline*

C'est un faciès particulier du Complexe de l'Ergischhorn, qui affleure bien dans la région du Distelhorn (LIACI 1999). De patine sombre, ces gneiss montrent de petits yeux blancs centimétriques de microcline (macle polysynthétique albite/péricline). La matrice se compose de quartz, feldspaths, séricite, biotite, tourmaline et nombreux opaques. BEARTH (1980) a décrit ces roches sous l'appellation de «Orthogneis des oberen Ginalstales» et le considérait comme un métagranite; THÉLIN & AYRTON (1983) signalent le «Gneiss hololeucocrate de Ginals».

### **G<sub>IE</sub>**      *Gneiss aplitique leucocrate*

Gneiss clairs, massifs et finement grenus, riches en feldspaths. Dans le massif de l'Ergischhorn, ils forment de petites parois blanches bien visibles de loin et qui se détachent nettement de la masse gris sombre des autres gneiss et amphibolites. L'épaisseur de ces gneiss clairs peut varier entre 1 et 20 m, pouvant même atteindre 40 m, en particulier à l'alpage de Chummetjistafel à l'ouest du Signalhorn. Seules les bandes les plus importantes ont été distinguées sur la carte. Ces gneiss leucocrates sont presque toujours étroitement liés aux amphibolites, formant un complexe

rubané bimodal. Les feldspaths (albite et microcline), en grands cristaux automorphes, constituent jusqu'à 70 % de la roche. Suivent le quartz et le mica blanc, puis comme accessoires l'épidote, la biotite, la chlorite, la calcite et le rutile. De petits grenats n'apparaissent que dans les fines bandes leucocrates alternant avec les amphibolites.

### **Formation de l'Adlerflüe**

(SARTORI et al. 2006)

#### **G<sub>A</sub>** *Gneiss albitique micro-œillé*

Gneiss albitiques quartzo-micacés, à patine grise ou brunâtre. L'albite forme bien souvent de petits porphyroblastes, conférant à la roche sa texture micro-œillée caractéristique. Les autres minéraux sont la chlorite, des carbonates, de rares microclines altérés. Ces gneiss sont en général massifs, mais des niveaux schisteux plus chloriteux et carbonatés peuvent s'y intercaler.

Ce faciès micro-œillé se développe et s'épaissit en direction de l'ouest, particulièrement dans les gorges qui forment l'entrée du val de Tourtemagne et se poursuit au-dessus d'Oberems (feuille Sierre, GABUS et al. 2008a). Dans cette région escarpée du bas val de Tourtemagne, ils sont très intriqués et plissés avec des gneiss œillés probablement de type Bonigersee.

Attribuant ces gneiss œillés au Gneiss œillé de Randa, GABUS et al. (2008a, b) avaient considéré les gneiss micro-œillés comme des roches rhyolitiques hypovolcaniques permienne de type «Roffna Rhyolite» (MARQUER et al. 1998), liées à l'intrusion du granite protolite de ce gneiss œillé. Dans la région d'Ergisch, MÜLLER (2001) décrit plutôt ces roches comme des micaschistes œillés à porphyroblastes d'albite particulièrement déformés, tout comme SCHEIBER et al. (2014).

Il n'est toutefois pas exclu que les faciès schisteux à chlorite et carbonate, ainsi que des faciès riches en quartz et/ou mica blanc appartiennent à la Formation du Col de Chassoure. Cette dernière pourrait être replissée avec la Formation de l'Adlerflüe.

Entre Unterbäch et le grand tassement du Täholz – entre Eischoll et Ergisch – la bande de gneiss située vers 1200–1300 m d'altitude est très tectonisée; elle pourrait aussi bien être la continuation des gneiss du Complexe de l'Ergischhorn qui se trouvent sur la grande masse de quartzites plus à l'est.

#### **P<sub>A</sub>** *Micaschistes œillés à porphyroblastes d'albite*

Micaschistes à patine brunâtre, dont les surfaces de schistosité argentées (micas blancs) moulent de nombreux porphyroblastes d'albite. La matrice est faite de quartz, phengite, biotite et petits grenats. Les albites sont riches en petites inclusions de grenat, biotite verte, phengite, quartz, épidote et opaques, qui s'arrangent selon

une texture hélicitique bien visible au microscope, montrant ainsi que les porphyroblastes ont subi une rotation lors de leur croissance. Localement, ces roches sont associées à de petits niveaux centimétriques à décimétriques d'amphibolites grenatifères.

Ces micaschistes, très caractéristiques, ont été appelés «Knotenschiefer» par BEARTH (1978, 1980), puis surnommés «SOPA» (acronyme de schistes œillés à porphyroblastes d'albite) par SARTORI & THÉLIN (1987) qui les ont étudiés dans les régions de Barneuza (feuille 1307 Vissoie, MARTHALER et al. 2008a, b) et de Moolsalp. Dans ce dernier secteur, ces roches sont encore bien reconnaissables, mais plus au nord il devient difficile de les distinguer des gneiss micacés du Complexe de l'Ergischhorn, tant la déformation est intense près du contact cisailant avec la zone synclinale de St-Nicolas.

SCHIEBER et al. (2014) ont montré que les zircons de ces micaschistes sont d'origine sédimentaire et ont un âge minimum d'environ 500 Ma. D'autre part la Formation de Lirec, qui surmonte celle de l'Adlerflüe, est l'encaissant d'un granite daté lui aussi à environ 500 Ma (réf. dans SARTORI et al. 2006). Les sédiments à l'origine des micaschistes œillés à porphyroblastes d'albite se seraient donc déposés au Cambrien tardif.

#### **G<sub>1A</sub>**      *Gneiss leucocrate, souvent rubané*

Un épais niveau de gneiss leucocrate, légèrement rubané, riche en microcline et en albite, apparaît sporadiquement dans la partie supérieure de la masse des gneiss micro-œillés qui forme la base des flancs nord et ouest de l'Ergischhorn. Il a été décrit et cartographié par LIACI (1999) et MÜLLER (2001, série de Meetu).

## **Roches intrusives**

#### **GO<sub>B</sub>**      **Gneiss œillé du Bonigersee, souvent mirco-œillé**

Des gneiss œillés délimitent une lentille arquée du Bonigersee jusqu'à Bürchen, d'environ 50–80 m d'épaisseur. Il s'agit de gneiss œillés massifs, à fin rubanement compositionnel quartzo-micacé. Les yeux, de forme elliptique et souvent dispersés dans la masse, ont une composition polycristalline à quartz, albite, microcline, mica blanc et carbonate. Les gneiss où les yeux sont absents sont massifs, quartzo-feldspathiques, à petites granules d'albite leur conférant une texture micro-œillée, intercalés de niveaux clairs de type «porphyre quartzifère».

En rive droite de la Turtmänna, au sud d'Ergisch, des gneiss œillés forment plusieurs bandes intrusives dans la Formation de l'Adlerflüe; ils ont été assimilés au Gneiss œillé du Bonigersee.

Une incertitude demeure quant à l'origine de ce gneiss. Mais sa massivité, dureté et homogénéité nous font pencher pour un ancien métagranite qui pourrait s'être mis en place au Paléozoïque précoce. THÉLIN & AYRTON (1983) l'interprétaient comme métaconglomérat, mais SCHEIBER et al. (2014) ont daté un gneiss œillé sur la feuille Sierre à  $482 \pm 7$  Ma (âge U/Pb sur zircon), soit à la limite Cambrien-Ordovicien. GABUS et al. (2008a) l'avaient attribué au Gneiss œillé de Randa, mais l'âge mesuré l'en écarte, d'où une attribution à celui du Bonigersee, comme pour les bandes liés à la Formation de l'Adlerflüe au sud d'Ergisch.

### **GO<sub>R</sub> Gneiss œillé de Randa**

Généralement, le Gneiss œillé de Randa se présente comme une roche massive, gris foncé, à grands yeux porphyroblastiques moulés par une matrice quartzomiacacée, dans laquelle de nombreux petits yeux sont également visibles. La proportion des yeux est variable, entre 10 et 50 % de l'ensemble de la roche. Localement, la déformation intense tend à faire disparaître le caractère macro-œillé. Les yeux sont un mélange de microcline perthitique et d'albite. Ces deux feldspaths se retrouvent en petits cristaux dans la matrice, avec quartz, micas blancs, de nombreux opaques, des reliques de biotite brune, de rares épidotes et des apatites.

Entre Moosalp et Ergisch, ce gneiss forme deux bandes bien distinctes, séparées par des roches de la Formation du Col de Chassoure. Ces bandes sont des apophyses qui prolongent le corps principal du Gneiss œillé de Randa, situé plus au sud. D'abord décrites par BEARTH (1964, 1980), ces roches ont été étudiées en détail par THÉLIN (1983, 1987, voir aussi THÉLIN et al. 1993, 2001) qui décrit ces deux apophyses:

- L'apophyse inférieure (Randa 1) a une puissance maximale d'environ 100 m. Elle est apparemment concordante à la lithostratigraphie, avec à son mur les gneiss micro-œillés et les micaschistes œillés albitiques de la Formation de l'Adlerflüe et à son toit les schistes et gneiss quartzeux de la Formation du Col de Chassoure. Le gneiss œillé est ici blastomylonitique, à rubanement compositionnel très fin; les yeux sont dispersées, de taille moyenne (long. env. 0,5–2,5 cm), à cœur monocristallin subidiomorphe. Localement des filons aplitiques y sont associés de manière soit concordante, soit discordante. Cette apophyse se poursuit vers l'ouest sur environ 20 km jusque dans la région de l'Illhorn (feuille Sierre, GABUS et al. 2008a).
- L'apophyse supérieure (Randa 2) constitue une bande d'une puissance maximale d'environ 140 m, concordante à la lithostratigraphie, avec à son mur la Formation du Col de Chassoure et à son toit le Complexe de l'Ergisshorn. Elle se poursuit loin vers l'ouest sur plus de 30 km jusque dans le val d'Anni-viers (feuille Vissoie, MARTHALER et al. 2008a). Son faciès pétrographique

dominant se caractérise par la présence de mégaclastes feldspathiques (long. max. observée 6,5 cm; moyenne 3 cm).

Ce corps de gneiss œillé résulte, suite à la déformation alpine et au métamorphisme en faciès schiste vert élevé, de l'intrusion d'un granite subalcalin à tendance porphyrique d'âge permien inférieur (âge U/Pb sur zircon de  $269 \pm 2$  Ma, BUSSY et al. 1996). La paragenèse métamorphique est à l'évidence monocyclique et les mégaclastes (anciens phénocristaux) sont constitués de feldspaths, soit microcline, soit albite en échiquier. La biotite brune, la muscovite, le quartz bipyramidé sont également des reliques magmatiques. Une étude récente sur la typologie du zircon montre une morphologie hybride, de type alcalin ou subalcalin (GENIER et al. 2008).

## Couverture sédimentaire

### Formation du Col de Chassoure

(SARTORI et al. 2006)

Cette formation, essentiellement détritique, est attribuée au Permien par datation des roches magmatiques qu'elle contient (SARTORI et al. 2006).

#### **p** *Schistes quartzo-sériciteux, gneiss quartzitiques*

Les *gneiss quartzitiques*, albitiques et micacés, sont vert clair à bleutés, se débitent en plaques d'épaisseur irrégulière et contiennent souvent des galets de quartz blanc pouvant atteindre 5 cm. La granulométrie varie en montrant une alternance de niveaux fins et phylliteux avec les niveaux plus grossiers. Des myriades de petits grains de carbonates rouillés (calcite et ankérite) sont aussi caractéristiques de ces paragneiss. Leur minéralogie est simple, quartz dominant sur l'albite aux contours dentelés et altérée en séricite. Les autres constituants sont le mica blanc (phengite), la chlorite, l'épidote et la calcite. Les accessoires fréquents sont la tourmaline, l'apatite et des opaques.

Ces gneiss sont particulièrement bien représentés dans le secteur de Moosalp; ils y ont été désignés comme «série de Moosalp» (THÉLIN 1983, 1987) ou «Formation de Moosalp» (GENIER et al. 2008). Dans la partie sud-ouest de la feuille Raron, ils peuvent localement passer à des niveaux quartzitiques verdâtres, avec ou sans quartz rose, montrant le passage progressif aux quartzites et méta-arkoses de la Formation du Bruneggjoch.

Des *schistes quartzo-sériciteux*, plus ou moins riches en chlorite, verdâtres, luisants à reflets bleutés, sont bien développés sur le territoire de la feuille Sierre (GABUS et al. 2008a, b) et n'affleurent que tout à l'ouest de la feuille, en rive gauche de la Turtmänna en dessous du village d'Oberems, dans le secteur de Prupräsu. Vers

l'est (au-dessus d'Ergisch, dans le Chummugrabe), ces roches deviennent plus quartzieuses et massives et ressemblent alors aux gneiss décrits précédemment.

Dans la zone synclinale de St-Nicolas, la base de la nappe de Siviez-Mischabel est formée par des schistes quartzitiques brunâtres, riches en séricite et fortement crénelés. Ils passent graduellement à des méta-arkoses sériciteuses à grain fin, contenant quelques galets de quartz blanc à rose, marquant le passage à la Formation du Bruneggjoch. Il n'est pas exclu que ces schistes quartzitiques brunâtres soient plutôt le résultat de la déformation intense de cette dernière formation.

### **ρ** *Métarhyolite*

Des pointements de «porphyres quartzifères» affleurent au sud-est d'Ergisch, le long de la route montant à Obermatten (2622.400/1126.680 et 2622.100/1126.760). Ils se présentent sous la forme d'un gneiss fin, massif, à patine rousse, intrusif dans les gneiss quartzo-albitiques de la Formation du Col de Chassoure. Au microscope, MÜLLER (2001) décrit une texture porphyrique remarquablement bien préservée: phénocristaux idiomorphes de quartz et feldspaths (alcalins et plagioclases) nageant dans une pâte microlitique fluidale micacée et quartzo-feldspathique.

### **Formation du Bruneggjoch**

(SARTORI 1990)

Cette formation n'est datée que par encadrement entre la précédente et la base de la Formation de St-Triphon, donc entre le Permien tardif et la fin du Trias précoce (SARTORI et al. 2006).

### **t<sub>1</sub>** *Méta-arkoses et quartzites sériciteux verts à galets de quartz rose*

Métagrès arkosiques vert clair, massifs, contenant de nombreux galets de quartz rose dans une matrice microconglomératique, caractéristiques du faciès «Verrucano» briançonnais. Sous le microscope, de grands clastes de microcline perthitique altéré et de quartz arrondis sont supportés par une matrice constituée de quartz, albite, microcline et micas blancs (phengite, séricite) en proportions variables, allant d'un pôle arkosique à un pôle quartzitique. Les accessoires sont la tourmaline, l'épidote et la calcite. Certaines lames minces montrent des éclats de quartz anguleux et limpides, faisant penser à une ancienne roche volcanique, rhyolite ou coulée pyroclastique. L'ensemble de ces roches a été défini comme Membre d'Embd par GENIER et al. (2008).

Sous la route Unterbäch-Eischoll, au nord d'In der Bächli (2627.250/1126.500), en raison de l'intense déformation et mylonitisation, les quartzites de la Formation du Bruneggjoch peuvent prendre l'aspect de gneiss quartzo-micacés verdâtres.

**t<sub>1s</sub>      *Membre de Sous le Rocher***

Vers le haut stratigraphique, les méta-arkoses et quartzites verts passent à un quartzite blanc, parfois à patine légèrement verdâtre ou jaunâtre; la transition avec les quartzites verts peut être progressive ou brusque. C'est une roche à la fois très massive et plaquetée, facilement fracturée, à structure grenue plus ou moins fine. Un œil attentif peut y distinguer parfois des stratifications entrecroisées.

**Formations de St-Triphon et de Champcella**

(BAUD & MÉGARD-GALLI 1975, BAUD 1987)

**t<sub>y</sub>      *Gypse*****t<sub>r</sub>      *Cornieule*****t<sub>d</sub>      *Marbres dolomitiques***

Au cœur de la zone synclinale de St-Nicolas, dans le virage coté 1751 m sur la route Egga (Bürchen) – Moosalp, on peut observer un marbre blanc massif associé à des dolomies blondes, dans le virage même, du gypse avec des impuretés dolomitiques et siliceuses, ainsi que des cornieules en contrebas de la route. Ces dernières sont probablement issues de la dissolution du gypse, puis de la réprécipitation de carbonates (SCHAAD 1995). Ces faciès affleurent aussi au nord et à l'est du hameau d'Obere Hellela, entre Zeneggen et Bürchen, et au nord-ouest de Mauracker, où de nombreuses dolines marquent la dissolution du gypse dans le paysage.

À noter qu'en l'absence de critères déterminants, il est impossible d'attribuer ces roches avec certitude à l'une ou l'autre formation. De plus, BAUD et al. (2016) ont affiné la stratigraphie du Trias dans les Préalpes, où il n'est plus question de la Formation de Champcella mais de celle du Wiriehorn, ce qui vaudrait également pour les unités du Pennique moyen de notre région (A. Baud, comm. pers.).

**QUATERNAIRE****Pléistocène tardif****q<sub>4m</sub>      *Moraine de la dernière glaciation***

Durant le dernier maximum glaciaire (LGM, Last Glacial Maximum), il y a environ 20 000 ans, le glacier du Rhône atteignait une altitude d'environ 2200 à 2400 m sur la plus grande partie du territoire couvert par la feuille Raron (SCHLÜCHTER 2009). Le matériel morainique que le glacier du Rhône et les glaciers

des grandes vallées latérales ont abandonné au cours des phases de déglaciation tapisse les versants jusqu'à ces altitudes. En rive droite du Rhône, il est surtout préservé en amont d'Ausserberg et d'eggerberg et englobe principalement des blocs de cristallin du massif de l'Aar. Néanmoins les moraines latérales du glacier du Rhône n'ont été que rarement préservées (Abi, 2636.730/1129.890, 1645 m).

Au sud du Rhône, dans le secteur d'Eischmatte, au sud-est de Bürchen, la morphologie montre très bien la confluence des glaciers du Rhône et des Vièges (fig. 10). Des stries glaciaires sont observables à Moosalp (2629.70/1122.00/2100 m). Ces glaciers ont laissé d'épais dépôts morainiques dans toute la région des villages de Bürchen, Unterbäch et Eischoll, balcon presque plat dénommé «l'envers de Rarogne». WINISTÖRFER (1977, p. 35 s) y décrit quelques coupes dans lesquelles il identifie parfois du matériel fluvioglaciaire, qui n'a pas été distingué sur la carte.

Certains stades de retrait des glaciers des vallées latérales sont soulignés par des systèmes de vallums morainiques encore préservés. En particulier le Jolital montre des accumulations morainiques et des vallums situés à proximité du fond actuel de la vallée du Rhône. Ces dépôts correspondent au «stade des moraines basses» décrit par AUBERT (1980). Leur chronologie absolue n'est pas clairement établie.

Dans la basse vallée de la Viège, le vallum frontal d'un stade de retrait forme la colline de Hubel juste au sud de la ville de Viège. Ce serait le stade de Viège (Visp) de BIRCHER (1982), qu'il corrélait au stade de Gschnitz (environ 14–15 ka BP), sauf que cet auteur voyait la moraine frontale seulement entre cette colline et Staldbach, passant par le pt 776 m. Les moraines du bas val de Tourtemagne appartiennent probablement au même stade.

### **q<sub>lm</sub> Moraine locale (stade de l'Egesen?)**

Seuls les dépôts morainiques tardiglaciaires dont les limites sont clairement identifiables ont été distingués du reste de la moraine de la dernière glaciation. Des moraines latérales et frontales très riches en gros blocs ont été individualisées au nord du Rhône dans le Seetal, le Jolital et dans le petit cirque glaciaire du Wiwanihorn, au sud du Rhône surtout sur les flancs du massif Ergischhorn–Signalhorn.

Ils pourraient correspondre au stade de l'Egesen (env. 13 000–11 600 a BP) défini en Autriche et bien individualisé dans les Grisons (MAISCH 1981). Ces accumulations ont parfois évolué en glaciers rocheux ou ont été recouvertes par des glaciers rocheux pour la plupart aujourd'hui relictés (ou fossiles, voir ci-dessous).

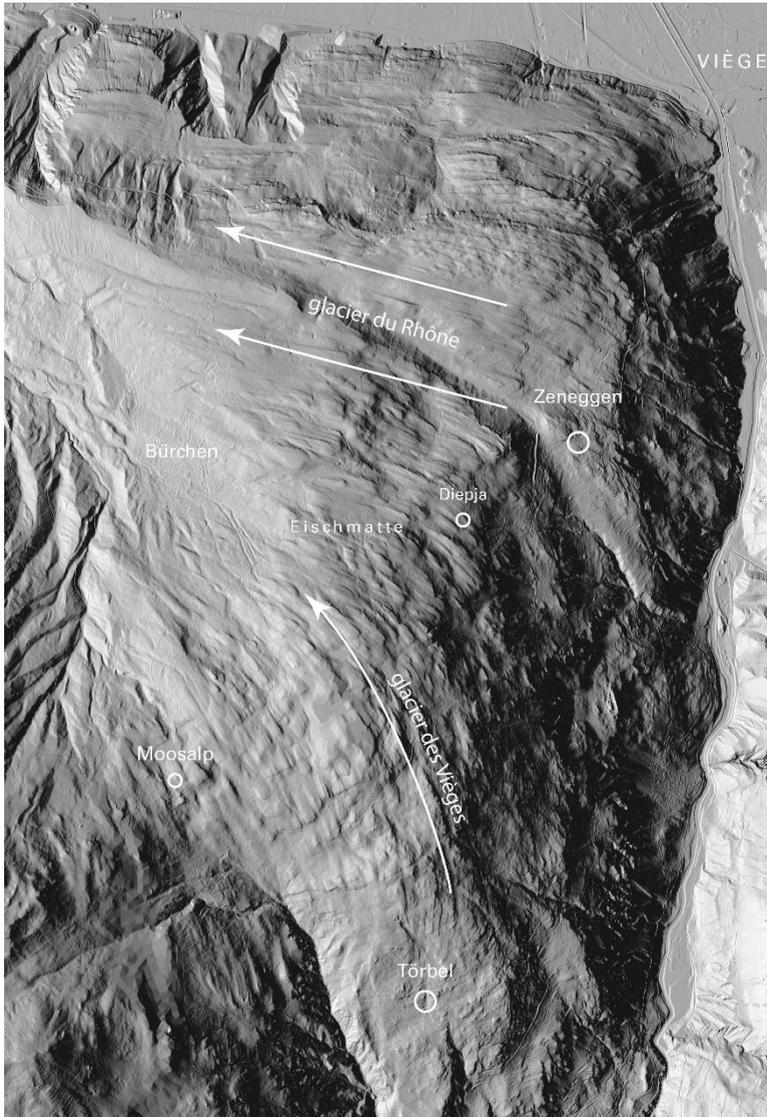


Fig. 10: En rive gauche de la Viège dans le secteur d'Eischmatte, entre Bürchen-Egga et Diepja, la morphologie des roches moutonnées montre très bien la confluence des glaciers du Rhône et des Vièges par la rotation de la direction de flux (flèches). Extrait du modèle numérique de terrain swissALTI<sup>3D</sup>.

### **Cônes de déjections, dépôts fluvioglaciaires (tardiglaciaire)**

En dessus d'Ergisch, trois cônes de déjections s'étalent au bas du flanc nord de l'Ergischhorn, entre 1850 et 1550 m d'altitude. Ils ne semblent plus alimentés depuis longtemps, sauf une partie de celui d'Obermatten. Ils pourraient s'être formés à la fin de la dernière période glaciaire, lorsque des langues de glaciers recouvraient encore ce flanc de montagne. Le cône le plus à l'est (2623.7/1125.9) pourrait être constitué de dépôts fluvioglaciaires, liés à la moraine occupant le fond du Sängtelli, comme ceux situés dans le secteur du bord sud de la carte sur le versant gauche du vallon de Ginals.

WINISTÖRFER (1977) signale du matériel fluvioglaciaire sur le balcon où sont construits les villages de Bürchen, Unterbäch, Eischoll et Ergisch. Comme il n'est bien souvent identifiable que dans des coupes fraîches, il se confond ailleurs avec la moraine dont il n'est pas différencié sur la carte.

### **Ancien lit de la Turtmänna**

Un vallon sec, bien identifiable morphologiquement au sud du village de Tourtemagne et 250 m à l'est de la rivière Turtmänna, marque l'emplacement d'un ancien cours de cette dernière. Il se perd à mi-distance entre Tourtemagne et Ergisch. L'étude géophysique menée par MÜLLER (2001) montre que l'ancien lit de la rivière se poursuit probablement sous le secteur de la route Tourtemagne–Unterems, et rejoindrait la rivière actuelle entre Chumme et Tuminen.

### **Glaciers rocheux fossiles**

Dépourvu de glace en profondeur, aux formes souvent affaissées, les glaciers rocheux fossiles sont aussi reconnaissables à la végétation qui les a très souvent colonisés. Leur activité a dû cesser il y a environ 10 ka.

L'adret de la vallée du Rhône compte peu de glaciers rocheux de grande extension sur la feuille Raron. Certains sont clairement fossiles et recoupés par des failles ou des niches d'arrachement, par exemple de part et d'autre du Schwarzhorn (2622.200/1133.900, 2511 m) et dans le flanc sud du Gästhorn. C'est également le cas de ceux du secteur nord-ouest de l'Oberi Fäsilalpu (2621.1/1133.7) mais, contrairement aux précédents qui sont constitués de matériel éboulé, ceux-ci se sont développés à partir des moraines locales tardiglaciaires. Il en est de même pour le glacier rocheux de Färricha sous la cabane Wiwanni.

La plupart des glaciers rocheux fossiles situés au sud du Rhône se trouvent sur les flancs de la crête Signalhorn–Ergischhorn, très riches en éboulis. Comme plus au nord, certains se sont développés à partir de matériel éboulé (Chummetji, Altstafeltelli, Rinderalp), d'autre sont plutôt issus de matériel morainique tardiglaciaire (Sängtelli, Gorpat, Scheni Chumma).

## Holocène

### **q<sub>rm</sub> Moraine néoglaciale**

Durant le Petit Âge Glaciaire, le Joligletscher atteignait le secteur de Chiemattbode. En se retirant il y a laissé, un peu en amont de ses traces d'extension maximale, une moraine latéro-frontale qui devrait dater d'environ 1850 selon la carte Dufour. De petites accumulations morainiques de cette époque sont également visibles dans les petits cirques du Seetal et de Wiwanni.

### **Dépôts fluvioglaciaires néoglaciaux**

Dans le Jolital, la plaine de Chiemattbode a principalement été formée durant le Petit Âge Glaciaire par l'accumulation des dépôts fluvioglaciaires entre le front du Joligletscher et un vallum frontal de la moraine locale tardiglaciaire.

### **Glaciers rocheux**

Le glacier rocheux situé dans le cirque de Wiwanni, bien protégé mais également alimenté par l'arrêt des Ögutschummuhörner, est clairement actif.

De manière plus surprenante, un petit glacier rocheux montrant une grande fraîcheur (pas de végétation) peut être observé au pied du flanc ouest du Schwarzhorn (Oberer Fäsälalp, 2621.860/1133.650, 2390 m). Il doit son existence à l'orientation particulière de son petit bassin d'alimentation, fait qui est bien illustré par la carte indicative du pergélisol (BAFU 2005).

Vu les conditions d'altitude et d'exposition des pentes au sud du Rhône, les glaciers rocheux récents voire actuels y sont concentrés autour du Signalhorn.

### **Masses tassées**

Au sud du Rhône, de nombreux phénomènes d'instabilité affectent les flancs rocheux raides de la vallée du Rhône et des vallées latérales.

En rive droite de la vallée du Rhône, les instabilités concernent principalement le socle cristallin. Les tassements et glissements rocheux profonds sont situés dans des versants orientés vers le sud et le sud-est. Plusieurs structures de grande ampleur répondent à la définition des déformations de versant gravitaires profondes (deep seated gravitational slope deformation, DSGSD, TERZAGHI 1962). Les instabilités de versant d'eggerberg, de Gärsthalte, et de Horitz présentent des morphologies classiques comprenant une niche d'arrachement sommitale de forme ogivale bien marquée ainsi que de nombreuses niches imbriquées. La délimitation exacte des

zones mobilisées reste néanmoins un exercice difficile, ainsi que l'estimation des vitesses de déplacement actuelles.

Les instabilités profondes d'Oberi Fäsälpu et de Meiggu sont plus complexes et semblent résulter d'une succession d'évènements. Elles présentent les caractéristiques morphologiques de DSGSD mobilisant un secteur de la rive droite du Lötschental (Meiggu) et de l'adret de la vallée du Rhône (Oberi Fäsälpu – Engersch). Les distances de déplacement totales des masses tassées ne semblent pas très importantes. Les deux instabilités sont séparées par la crête Schwarzhorn–Heruhubel qui se prolonge dans l'éperon sur lequel est construit le village de Jeizinen. Cette partie du versant semble stable puisque les très belles morphologies de polis glaciaires et de «dos de baleines» y sont parfaitement préservées. La genèse de l'instabilité d'Oberi Fäsälpu semble plus ancienne que le dernier maximum glaciaire, car elle est profondément entaillée par le petit cirque glaciaire du versant sud des Einigs Alichji.

Deux familles de failles à rejet postglaciaire, déterminant des escarpements à «regard amont» (fig. 11 a), recoupent de manière très spectaculaire les tassements rocheux d'Oberi Fäsälpu et de Meiggu, ainsi que la crête qui les sépare. Elles sont clairement marquées sur le modèle numérique de terrain (fig. 12). Ces failles, presque rectilignes, ont une extension individuelle qui atteint 100 à 500 m environ. Elles recoupent et décalent les dépôts morainiques et les glaciers rocheux fossiles. La famille principale montre une direction préférentielle (N045). Elle réactive des surfaces de schistosité dont le pendage est supérieur à 60° (fig. 11 b). La distance entre deux escarpements varie entre 10 et 200 m, le rejet apparent vertical varie entre 0,5 et 15 m. Dans le tassement de Meiggu, ces escarpements sont orientés à 45° de la ligne de pente, mais parallèles à la ligne de crête. La direction de la deuxième famille est oblique (N090–110). Les escarpements sont plus discontinus et semblent réactiver une famille de fractures. Les deux grandes failles qui bordent le tassement rocheux de Meiggu montrent aussi un décalage postglaciaire. Comme elles traversent le Niwungrat (feuille Lötschental) et se poursuivent dans les vallons du flanc sud du Faldum-Rothorn, leur rejet vertical récent ne semble donc pas concerner que le périmètre des instabilités de versant.

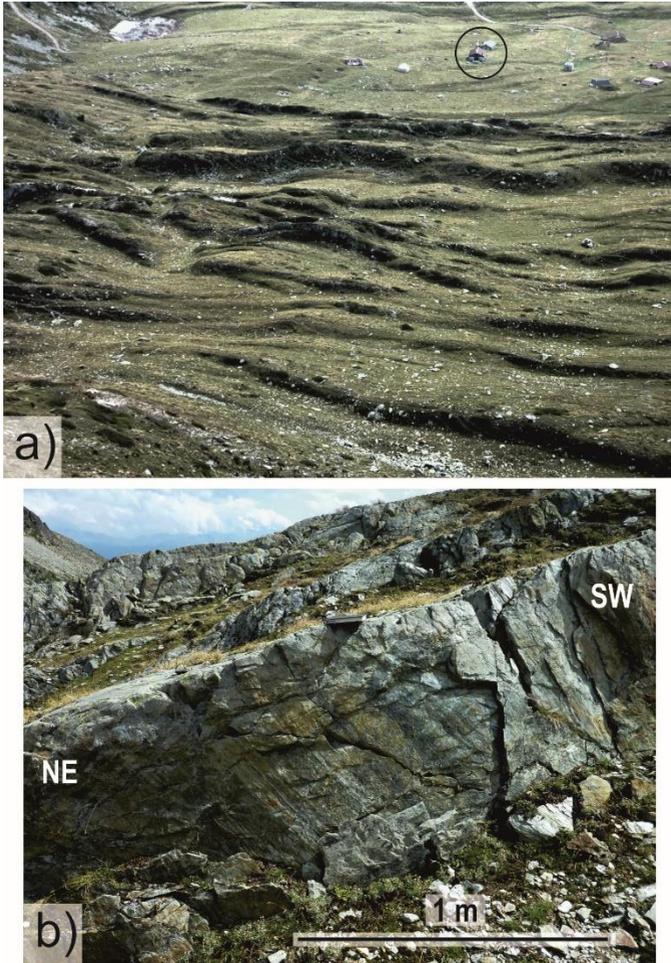


Fig. 11: Faisceau de failles postglaciaires dominant l'alpage de Stafel (Feselalp). a) Vue prise de l'amont en direction du SSE, une partie des chalets d'alpage est visible dans le bord supérieur droit de la photo (grande loge encerclée pour l'échelle). Les escarpements dus aux failles sont à regard amont. Le rejet vertical des principaux atteint 15 m. b) Détail d'un escarpement subvertical (2621.630/ 1133.805, 2450 m) dont la trace est subparallèle à la schistosité des gneiss.

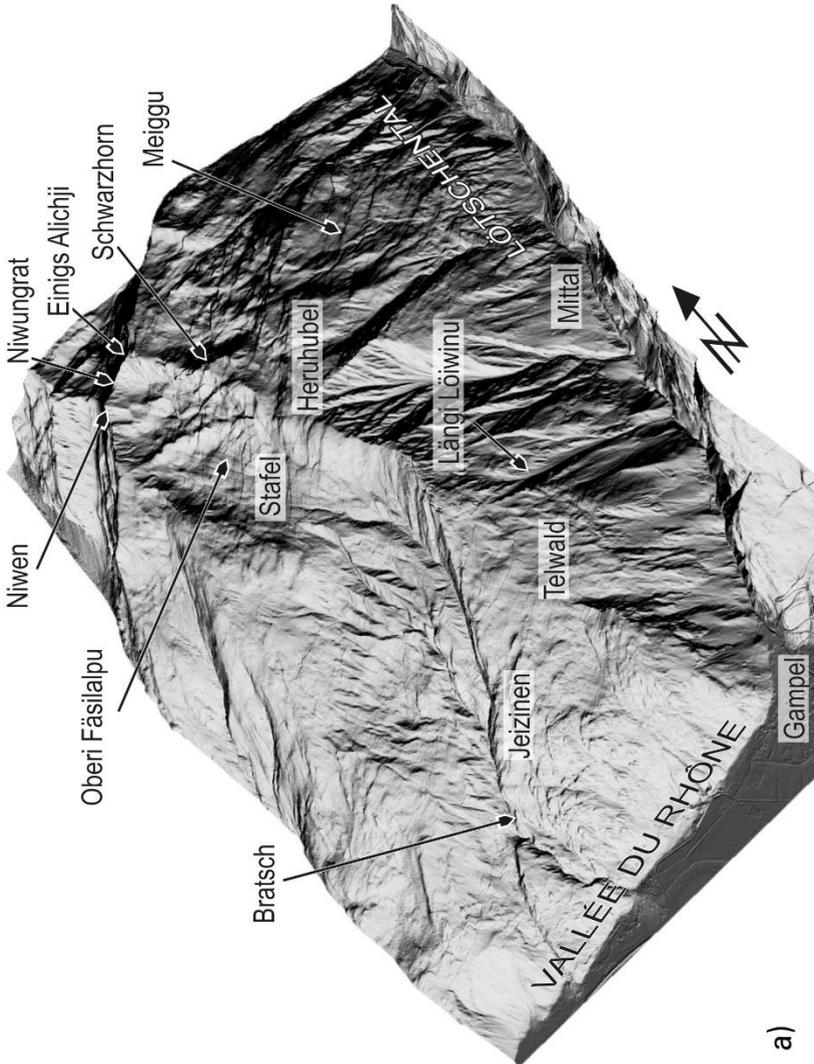
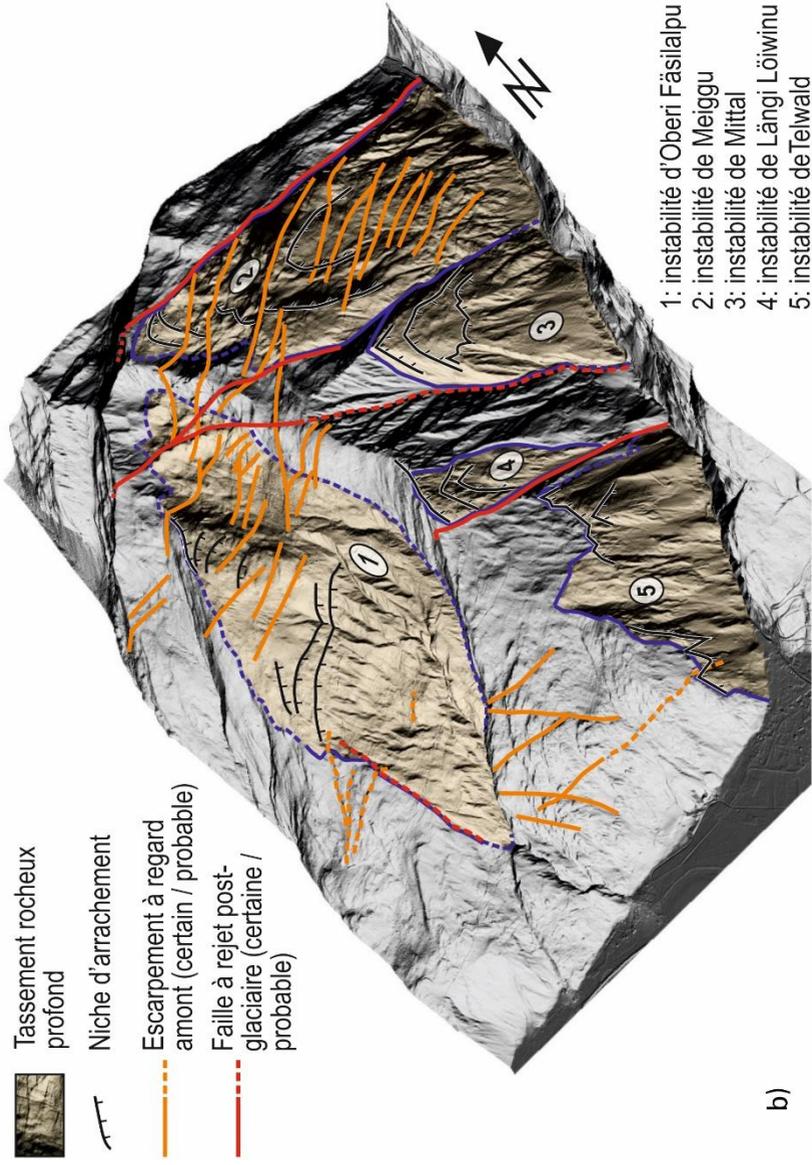


Fig. 12: Instabilités de versant et failles à rejet postglaciaire entre le Lötschental et la vallée du Rhône près de Gampel. a) Relief ombré du modèle d'altitude swissALTI<sup>3D</sup> révélant une morphologie d'instabilités et de linéaments caractérisée par des escarpements qui recoupent les terrains superficiels. b) Interprétation de ce secteur révélant une histoire complexe d'instabilités de versant et de «failles composites» accommodant un rééquilibrage postglaciaire.



Le réseau de failles postglaciaires, qui est très développé dans les pentes marquant le passage du Lötschental à la vallée du Rhône, ne résulte pas simplement d'un système de basculement en «failles antithétiques» des instabilités de versant. Il correspond plutôt à des discontinuités persistantes (schistosité, failles, joints) accommodant un soulèvement différentiel postglaciaire (USTASZEWSKI et al. 2008). L'ampleur de ces mouvements néotectoniques pourrait avoir été favorisée ici par: 1) la pression plus importante de la glace à la confluence des deux glaciers; 2) l'orientation et le pendage de la foliation des gneiss; 3) l'existence d'anciens tassements rocheux profonds que leurs propriétés mécaniques auraient rendus plus sensibles à la surcharge par la glace et à son délestage.

L'instabilité de versant de Meiggu ne semble plus être active, alors que la rive droite de la Lonza comporte des tassements de versant actifs plus conventionnels (Mittal, Längi Lőiwinu, Telwald). En ce qui concerne l'instabilité d'Oberi Fäsilalpu, ce qu'il en reste dans le cirque des Einigs Alichji ne semble plus être actif. Le secteur Z'Opmisch Hubil – Engersch, par contre, montre des morphologies de tassement et de glissement plus actives, avec une érosion accélérée du placage morainique.

### **Masses tassées disloquées**

Au sein des instabilités rocheuses de versant décrites ci-dessus, de vastes secteurs présentent un aspect chaotique. Ils consistent en un mélange d'affleurements rocheux disloqués et d'amas de très gros blocs. Ces masses instables prennent parfois l'aspect de masses glissées, comme celles du vallon de Ginals formant des langues bombées. Elles peuvent être encore en mouvement: au sud de Gampel-Steg, la route Tourtemagne–Eischoll qui traverse la masse tassée du Tähholz est lentement mais perpétuellement déformée. Le creusement du tunnel de l'A9 au sud de Gampel a rencontré de grosses difficultés car son tracé traverse le pied non stabilisé de cette grande masse tassée. La largeur de la masse la plus active est d'environ 1,5 km, entre le Tännbach et le hameau de Niederried. MÜLLER (2001) a fait une étude géophysique détaillée de ce grand glissement.

L'accumulation de blocs sur laquelle est construit le village de St. German a généralement été considérée comme résultant d'un phénomène d'éboulement (SCHENKER 1946). De fait, les dalles de la St. Germanerflüe sont surmontées par une belle niche d'arrachement et représentent la cicatrice d'un glissement rocheux. Il n'est pas sûr néanmoins que les débris de cet éboulement soient encore présents dans la partie du versant située en dessus du niveau actuel de la plaine du Rhône. Les niches d'arrachement d'une instabilité plus étendue, et probablement plus récente, de type tassement de versant lent et glissement de débris sont également visibles dans le Strahlwald et jusqu'au pt 1965 m de la crête dans le secteur de Gärste. Le dépôt chaotique sur lequel est bâti le village de St. German est confiné au pied d'une niche plus restreinte (Sefistei, pied du Strahlwald) d'où il semble s'être écoulé

de manière lente. Cela plaide plutôt en faveur d'un phénomène de tassement de versant ayant abouti à la dislocation progressive de la masse rocheuse. Celle-ci serait d'ailleurs encore en déplacement lent (ZIEGLER & ISLER 2013). Le replat qui porte le village a permis l'accumulation d'éboulis et de colluvions contenant des lentilles de tourbe. Ces dernières ont généré des affaissements par tassement différentiel lorsque le percement des galeries du tunnel de base du Lötschberg a drainé l'aquifère qui les gardait saturées en eau (ZIEGLER & ISLER 2013).

### **Masses glissées**

Les glissements de terrain sont très souvent attenants ou internes aux grands tassements. La partie haute, rocheuse, est tassée; la partie basse, plus riche en matériel meuble (moraine, éboulis, roche altérée et broyée), montre une morphologie typique de glissement: loupes, contre-pentes, replats humides. Bien qu'aucune activité n'y ait été signalée, le village de Visperterminen semble construit sur une grande masse glissée, du moins peut-on le supposer d'après sa morphologie.

En raison de son exposition et du manque de matériel favorable, l'adret de la vallée du Rhône comporte peu de glissements de terrain. Seul le secteur de la Nienwalp fait exception. Des glissements superficiels affectant principalement la moraine sont développés ici à la faveur de l'instabilité rocheuse profonde de versant décrite plus haut (Oberer Fäsälpu).

### **Éboulis déplacés par solifluxion**

Des petites loupes de glissement affectent la partie très superficielle de la couverture quaternaire, en particulier dans les pentes d'éboulis au-dessus de 2400 m. Ce phénomène est dû au dégel printanier de la partie superficielle du sol entraînant sa sursaturation en eau qui facilite son glissement vers l'aval.

### **Dépôts d'éboulements, de blocs éboulés**

Le hameau de Gstei, au sud de Zeneggen, est en partie construit sur un gros dépôt d'éboulement ancien. Comme sur le territoire de la feuille adjacente 1308 St. Niklaus (BEARTH 1978), les quartzites massifs mais diaclasés de la zone synclinale de St-Nicolas sont la source de nombreux éboulements et chutes de gros blocs isolés. Ils représentent un réel danger pour les zones habitées. D'autres dépôts d'éboulement, pas distingués sur la carte, proviennent des niches d'arrachement des zones tassées. C'est le cas de la région de Bärugruebe, au nord d'Albe, d'Eschwald et d'Eyholz.

En rive droite du Rhône, on ne trouve pas non plus de dépôts d'éboulements de très gros volume dans l'emprise de la feuille Raron. Dans le Baltschiederthal

(Klettersteig, 2633.445/1133.075, 1706 m), les énormes blocs de granodiorite éboulés d'un dièdre rocheux sont partiellement recouverts par les dépôts d'un cône d'avalanche. Une accumulation de très gros blocs de calcaires spathiques est visible à environ 500 m au nord-ouest de St. German, au lieu-dit Riedgarto (2628.918/1129.410, 1010 m). Elle résulte du glissement de la dalle rocheuse, sapée à sa base par une carrière exploitée lors de la construction de la ligne du Lötschberg. Cet accident, qui a causé la mort de 9 ouvriers, s'est produit le 7 août 1915 (SCHENKER 1946).

### **Protalus ramparts**

Ce sont des bourrelets d'éboulis légèrement arqués et transversaux à la pente, qui s'enchaînent parfois sous forme de guirlande, fréquents à partir de 2400 m. d'altitude. Il s'agit de formes dues au flux du pergélisol et sont l'amorce du processus animant les glaciers rocheux. Deux protalus ramparts ont été distingués dans la combe à l'ouest du Gärsthorn, l'un sous le pt 2602 m et l'autre, sorte de mini glacier rocheux, plus bas, en dessus du pt 2238 m. En rive gauche de la vallée du Rhône, ils se concentrent dans les pentes du massif Ergischhorn–Signalhorn.

### **Cônes d'éboulis, voiles d'éboulis, éboulis**

En rive droite du Rhône, les éboulis sont particulièrement développés au pied des hautes parois de gneiss et de granite des vallées latérales. Dans la série sédimentaire du synclinal de Rarogne, ce sont les calcaires spathiques du Lias et du Dogger qui génèrent des accumulations importantes d'éboulis au pied des dalles exposées en pente structurale.

Au sud du Rhône, la zone générant de nombreux éboulis est clairement l'arête Ergischhorn–Signalhorn. L'altitude voisine de 2700 m, propice à de fréquentes alternances gel-dégel, la grande proportion de failles et diaclases, ainsi que les nombreuses niches d'arrachements dues aux tassements et glissements sont des facteurs très propices à la genèse d'éboulis.

### **Dépôts d'avalanches, cônes mixtes**

Les cônes d'avalanches et les cônes mixtes sont développés au pied des couloirs principaux, principalement dans les vallées latérales. Suivant la saison et la situation météorologique alternent des chutes de blocs, des coulées de lave torrentielles et des avalanches. Un exemple typique est le grand cône d'Obermatten, au pied du couloir Bänzigrabe, en face nord de l'Ergischhorn. Les avalanches sont en

particulier très fréquentes dans les profonds couloirs de la rive droite du Lötschental. On estime que, dans ces «Löiwinu», la neige joue un rôle de transport de débris plus important que la gravité et l'eau.

### **Cônes d'alluvions, de déjections**

Dans la vallée du Rhône, les affluents latéraux ont développé des cônes d'alluvions de taille très variable. Ceux de la rive droite, dont le matériel est principalement gneissique et granitique, présentent des pentes moyennes très faibles (p. ex. Lonza < 2 %), et sont très peu volumineux lorsqu'ils débouchent dans la vallée du Rhône à travers une gorge (p. ex. Jolital, Bietschtal, Baltschiederthal). Les cônes des petits torrents de la rive gauche dont le bassin versant est cantonné aux calcschistes valaisans présentent des pentes moyennes plus élevées (p. ex. Milibach et Löübbach < 4 %). À l'extrême, la pente moyenne du cône de déjections formé par le torrent bordant à l'ouest l'instabilité du Riedbärgwald dépasse les 20 %. Les cours d'eau des vallées latérales principales de la rive gauche, qui drainent toutes les unités penniques, forment quant à eux des cônes de taille moyenne à pente plutôt faible, comme la Turtmänna et la Viège ( $\leq 2\%$ ). Cette dernière forme un cône de surface limitée car elle fait barrage au Rhône qui semble lui faire concurrence en termes de vitesse d'aggradation des sédiments. Les alluvions du Rhône ennoient en effet la partie orientale du cône d'alluvions de la Viège et ont repoussé le cours du torrent vers l'ouest.

Dans les vallées latérales de la rive droite, les cônes mixtes sont plus fréquents que les vrais cônes de déjections. En bordure nord de la feuille toutefois, des cônes de déjections ont été cartographiés dans le Jolital, le Bietschtal et le Baltschiederthal. Dans ces secteurs, le phénomène de dépôt par laves torrentielles domine nettement sur celui des dépôts associés aux avalanches ou aux éboulis. En rive droite du Baltschiederthal, le cône du torrent issu du Risigrabo (sur la feuille Lötschental) présente une activité de laves torrentielles spectaculaire (2633.8/ 1134.0).

Dans les vallées latérales de la rive gauche, des petits cônes de déjections se développent au débouché de torrents latéraux. En cas de très fortes pluies continues, mêmes des petits cônes, comme celui de Neubrück (4 km au nord de Viège), peuvent soudain alluvionner voire éroder de façon catastrophique suite au débordement de la rivière en crue.

### **Tuf calcaire**

Quatre gisements ont été distingués sur la carte. L'un dans la masse tassée disloquée sous St. German, les trois autres liés à des failles: à l'est et à l'ouest de Staldbach dans la vallée de la Viège, et au sud de Niedergesteln en rive gauche du Rhône.

## **Marais**

Il ne reste presque plus de zones humides marécageuses dans la vallée du Rhône à part le marais de Mutt, en amont de Turtig, qui a été réaménagé artificiellement. Il est inscrit à l'Inventaire fédéral des bas-marais d'importance nationale (KLAUS 2007).

Au sud du Rhône, de petits marais apparaissent ici ou là. Ils sont particulièrement nombreux sur le replat de Moosalp, dont deux sont inscrits à l'Inventaire fédéral des hauts-marais d'importance nationale (KLAUS 2007).

## **Alluvions récentes**

La vallée du Rhône forme un palier entre Chippis et Agarn en raison de l'effet de barrage produit par les dépôts de l'éboulement de Sierre et ceux du cône de déjections de l'Illgraben. La pente moyenne du talweg du tronçon Agarn–Viège, situé en amont de ce barrage, est de 1,7 ‰. La forme et la profondeur de l'auge glaciaire dans ce secteur peuvent être approximées à partir de données de sismique réflexion (FINCKH & FREI 1991, profils Agarn et Tourtemagne), de gravimétrie (ROSSELLI & OLIVIER 2003) et de forages. L'épaisseur du remplissage sédimentaire dans l'axe de la vallée serait d'environ 400 m en bordure ouest de la carte (Tourtemagne) et de 100 m en bordure est (Brigerbad).

Les alluvions du Rhône qui remplissent la vallée principale n'ont pas été subdivisées. De manière générale, la partie superficielle est constituée de limons gris à noirs, plus ou moins chargés de sables fins («limons supérieurs» – «obere Silte»), épais de 0–15 m (KANTON WALLIS 2005). Ils surmontent des sables et des graviers gris dominants sur une épaisseur de 5–15 m («graviers supérieurs» – «obere Schotter»). Plus bas, une nouvelle succession de limons («limons inférieurs» – «untere Silte») et de sables et graviers («graviers inférieurs» / «untere Schotter») est souvent présente, avec des épaisseurs comparables aux niveaux supérieurs. À partir de 35–50 m de profondeur, les dépôts fins dominant et constituent probablement une séquence lacustre ou deltaïque. Des sédiments glaciaires plus compactés et grossiers peuvent tapisser le fond de l'auge.

## **Dépôts artificiels, remblais**

Les remblais et les dépôts artificiels sont très nombreux dans l'emprise de la feuille Raron. Ils résultent principalement des grands chantiers ferroviaires et routiers, échelonnés dans le temps depuis le début du 20<sup>e</sup> siècle. La réalisation de la ligne de chemin de fer dans la «rampe du Lötschberg» (1906–1912) a nécessité la mise en talus d'une grande quantité de matériaux entre Brigerbad et Hohtenn, ainsi que dans le fond du Lötschental. Plus récemment, le percement du tunnel de base

du Lötschberg (2000–2005) a nécessité la mise en dépôt de près de 4 millions de m<sup>3</sup> de matériaux rocheux du côté valaisan (BASLER + PARTNER 2012), en particulier dans les décharges de Riedertal (2631.0/1127.5) et de Goler (2629.4/ 1127.5), en rive gauche du Rhône. Entre 2009 et 2016, le percement des galeries du contournement autoroutier de Viège a également nécessité la mise en décharge de grands volumes de matériaux dans ces décharges.

# TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

## HELVÉTIQUE

### Évènements tectono-métamorphiques

#### Phases anté-alpines

Le massif de l'Aar est divisé en unités parallèles de 5 à 10 km d'épaisseur par des contacts structuraux subverticaux, d'orientation NE–SW (LABHART 1999, BERGER et al. 2016). Ces contacts résultent partiellement de déformations varisques et sont en partie oblitérés par les roches plutoniques appartenant à deux cycles d'intrusion varisque et tardivarisque. Dans l'emprise de la feuille Raron, deux unités structurales principales constituent le cristallin antévarisque du massif. Au nord-ouest, les zones de Ferden-Guttannen et du Sustenhorn (BERGER et al. 2016) contiennent principalement des gneiss à biotite, des amphibolites partiellement migmatitisées ainsi que des gneiss porphyriques à biotite et feldspath potassique. Au sud-est, la zone d'Ausserberg-Avat est constituée principalement de gneiss ocellés plus anciens que l'épisode métamorphique varisque de haut grade et de gneiss à biotite. La définition de ces ensembles tient souvent davantage de leur contenu lithostratigraphique que sur l'identification de structures tectoniques clairement anté-alpines.

Dans les gneiss migmatitiques, la foliation est clairement anté-alpine, marquée par l'orientation de la paragenèse de faciès amphibolite. Toutefois cette structure est souvent transposée dans des zones de cisaillement alpines aux limites peu tranchées, qui lui sont subparallèles, et dans lesquelles la schistosité est marquée principalement par la séricite et la chlorite.

#### *Phase jurassique*

Sur la base d'observations sédimentologiques et tectoniques, BAER (1959) a postulé l'existence de paléofailles affectant le socle du massif de l'Aar et une partie de la couverture sédimentaire. DOLIVO (1982) a précisé ce concept en décrivant de façon détaillée le contact entre les sédiments du flanc nord du synclinal de Rarogne et la Granodiorite de Baltschieder et en le désignant comme «faille de Rote Kuh - Gampel». Cette structure aurait fonctionné comme faille normale durant le Lias, du Sinémurien au Pliensbachien, voire jusqu'au Jurassique tardif, avec un rejet vertical d'environ 1 km. Des brèches à éléments cristallins observées localement le long de cette structure à Arbol (2631.800/1132.260, 2300 m, cf. p. 27) et dans le haut du

Lüegilchi (2636.560/1131.100, 1640 m) marqueraient l'activité de cette faille durant le dépôt de la série liasique du Blaugraben. Une autre paléofaille de même âge a été postulée par DOLIVO (1982) dans la région de Gräbu (2633.300/1131.935, 1800 m ; voir fig. 13). Elle marquerait la limite avec le bassin dans lequel se serait déposée la Série de St. German. Cette faille serait oblitérée par un anticlinal très pincé. La paléofaille de Rote Kuh - Gampel aurait subi durant l'orogénèse alpine une réactivation en zone de cisaillement à vergence nord-ouest, puis un rejeu en faille normale.

Reprenant l'étude sédimentaire détaillée des niveaux liasiques de cette série du Blaugraben, LOUP (1992) a montré que les niveaux de brèches d'Arbol (fig. 6) s'apparentent plus à des conglomérats post- à fini-triasiques déposés sur une surface de socle érodé (p. 29). Ce contact transgressif formant le bord du massif de l'Aar externe se trouverait maintenant juxtaposé tectoniquement avec la couverture sédimentaire du massif de l'Aar interne au sein de la zone de cisaillement alpine de Roti Chüe - Gampel (p. 94). Sur la base d'autres critères sédimentologiques, il a postulé que ces paléofailles normales liasiques n'étaient pas nécessaires pour expliquer le caractère distinct des séries du Blaugraben et de St. German.

### Phases alpines

STECK (1984) puis BURKHARD (1988, 1999) ont synthétisé un siècle de recherches sur la retombée occidentale du massif de l'Aar et sur les unités de couverture sédimentaire qui le surmontent dans un modèle géométrique et cinématique qui sert encore de référence (cf. aussi PFIFFNER 2011). Sur la base des relations géométriques et des microstructures associées, ce modèle distingue six phases de déformation. Quatre d'entre elles seraient documentées dans la partie interne du massif de l'Aar dans l'emprise de la feuille Raron.

La *phase Trubelstock* (BURKHARD 1988) définit la déformation du plan de chevauchement basal de la nappe du Wildhorn dans cette localité (LUGEON 1918), ainsi que la structuration interne et la superposition des nappes du Jägerchrüz et de Plammis. Dans ces deux dernières unités, cette déformation est liée à la genèse de la schistosité principale portant une linéation d'étirement minérale d'orientation NNW-SSE, réalisée dans des conditions de métamorphisme en faciès schiste vert faible. Selon BAMBAUER & BERNOTAT (1982), l'isograde microcline-sanidine (env. 450 °C) aurait été atteinte dans la partie interne du socle du massif de l'Aar interne, en bordure sud de la feuille Raron (Eggen). La limite d'apparition du chloritoïde dans les métapélites n'est pas très précisément définie. La présence de ce minéral dans la Formation de Dugny de la nappe du Doldenhorn – dans la vallée de la Dala (MASSON et al. 1989) ainsi qu'au débouché de la gorge du Bietschbach (FREY & WIELAND 1975) – laisse à penser que la limite passe au nord de la feuille Raron. La

limite d'apparition du stilpnomélane se trouverait quant à elle en bordure sud du synclinal de Rarogne (FREY & FERRERO MÄHLHMANN 1999). La phase Trubelstock se serait déroulée entre le Rupélien et le Burdigalien (CHALLANDES et al. 2008, PFIFFNER 2011b).

À la *phase Kiental* (GÜNZLER-SEIFFERT 1941, BURKHARD 1988) sont attribuées les structures les plus spectaculaires dans la retombée sud-ouest du massif de l'Aar. Les plis d'échelle kilométrique, qui affectent l'interface socle/couverture sédimentaire, replissent également les contacts de base des nappes de Plammis et du Jägerchrüz. La schistosité associée à ces plis correspond à la schistosité alpine développée dans les gneiss du massif de l'Aar. Dans le synclinal de la Feselalp (BUGNON 1981, DOLIVO 1982), cette schistosité est orientée dans les plans axiaux des plis de second ordre développés dans les différentes unités sédimentaires. Elle y recoupe une première schistosité qui peut être attribuée à la phase Trubelstock, ce qui détermine une linéation d'intersection subparallèle à la linéation d'étirement. Ces déformations se sont également déroulées dans les conditions métamorphiques du faciès schiste vert faible (BURKHARD 1988), dans la continuité de celles de la phase Trubelstock. La phase Kiental correspondrait au pic métamorphique daté à 20–17 Ma (Burdigalien) par CHALLANDES et al. (2008).

La *phase Grindelwald* (GÜNZLER-SEIFFERT 1941, BURKHARD 1988) correspond à l'exhumation du massif de l'Aar et à sa structuration en dôme. Dans les parties internes du massif, elle consiste en un redressement des structures antérieures, très marqué à proximité de la vallée du Rhône. Les plans axiaux des plis ont acquis un pendage apparent vers le SSE de 40° pour le synclinal de la Feselalp et de 65° pour l'anticlinal d'Ausserberg. L'ensellement vers le sud-ouest des structures, dicté par le plongement axial général des plis antérieurs, est également lié à cette phase de déformation. Un clivage de crénulation, accompagné parfois par des plis en chevrons, pourrait être lié à cette déformation. Il a été décrit dans les parties phylliteuses de la couverture sédimentaire (DOLIVO 1982) et serait associé à la formation de stilpnomélane. Selon PFIFFNER (2011), cette structuration et exhumation du massif de l'Aar se serait déroulée entre le Burdigalien et le Messinien. Une accélération du taux d'exhumation ce serait produite à la fin de cette période selon les études thermochronologiques (ARAMOWICZ 2008, GLOTZBACH et al. 2010, VALLA et al. 2012).

La *phase Simplon-Rhône* (BURKHARD 1988), englobant les mouvements le long de la faille du Simplon (BEARTH 1956, STECK 1984, MANCKTELOW 1985), est également responsable de déformations touchant les retombées sud et sud-ouest du massif de l'Aar. Elles s'inscrivent dans la prolongation vers l'ouest de la faille du Simplon depuis Viège le long de la vallée du Rhône. Les failles principales sont

cachées sous le remplissage quaternaire, sauf celle qui sépare la colline du Heidnischbiel du versant à l'est de Rarogne. Dans le mur du système de failles du Rhône, une déformation ductile correspondant à l'activité précoce de ces mouvements longitudinaux à la chaîne peut être mise en évidence (STECK 1984). Il s'agit de plis en chevrons d'échelle décimétrique à métrique dont les axes plongent vers le sud-ouest ainsi que d'une linéation d'étirement plongeant vers le SSW et associée à un cisaillement dextre. Cette phase de déformation aurait débuté il y a 18 Ma (STECK & HUNZIKER 1994, CAMPANI 2009, STECK et al. 2013) et serait superposée aux déformations de la phase Grindelwald aux abords de la vallée du Rhône.

Les nombreuses failles du secteur Stafel – Oberer Fäsälalp – Schwarzhorn (2621.700/1133.560, 2340 m) recoupent clairement les terrains superficiels (dépôts morainiques et glaciers rocheux) et décalent les pols glaciaires. Leur rejet semble uniquement vertical. Leur activité s'étend du Postglaciaire à l'Holocène. Ces *structures néotectoniques* sont décrites en détail dans le chapitre «masses tassées» (p. 77 s), car elles semblent relever de mouvements de rebond postglaciaire en lien avec des instabilités de versant plutôt qu'avec des déformations induites par les contraintes alpines régionales.

## Unités et structures tectoniques

En rive droite du Rhône, le trait tectonique dominant est le plongement axial généralisé des unités helvétiques vers l'ouest. Il atteint en moyenne 25–30°. Cette géométrie permet d'observer le contact entre le socle antétriasique du massif de l'Aar et les différentes unités de couverture sédimentaire à travers son intersection avec la topographie. Les limites d'unités dessinent une structure d'interférence de plis impliquant plusieurs phases de déformation (STECK 1984, BURKHARD 1988).

Cette particularité a suscité de nombreuses études structurales qui ont peu à peu nourri un modèle géométrique et cinématique qui est maintenant bien abouti (LUGEON 1914–1918, HEIM 1922, SCHENKER 1946, DOLIVO 1982, STECK 1984, BUGNON 1986, BURKHARD 1988, PFIFFNER 2011).

Dans l'emprise de la feuille Raron, il implique trois unités structurales principales superposées : le massif cristallin de l'Aar externe et sa couverture autochtone-parautochtone (nappe du Doldenhorn plus au nord-ouest); le massif cristallin de l'Aar interne, sa couverture autochtone et sa couverture décollée se prolongeant vers l'ouest dans la nappe de Plammis; la nappe du Jägerchrüz (fig. 13).

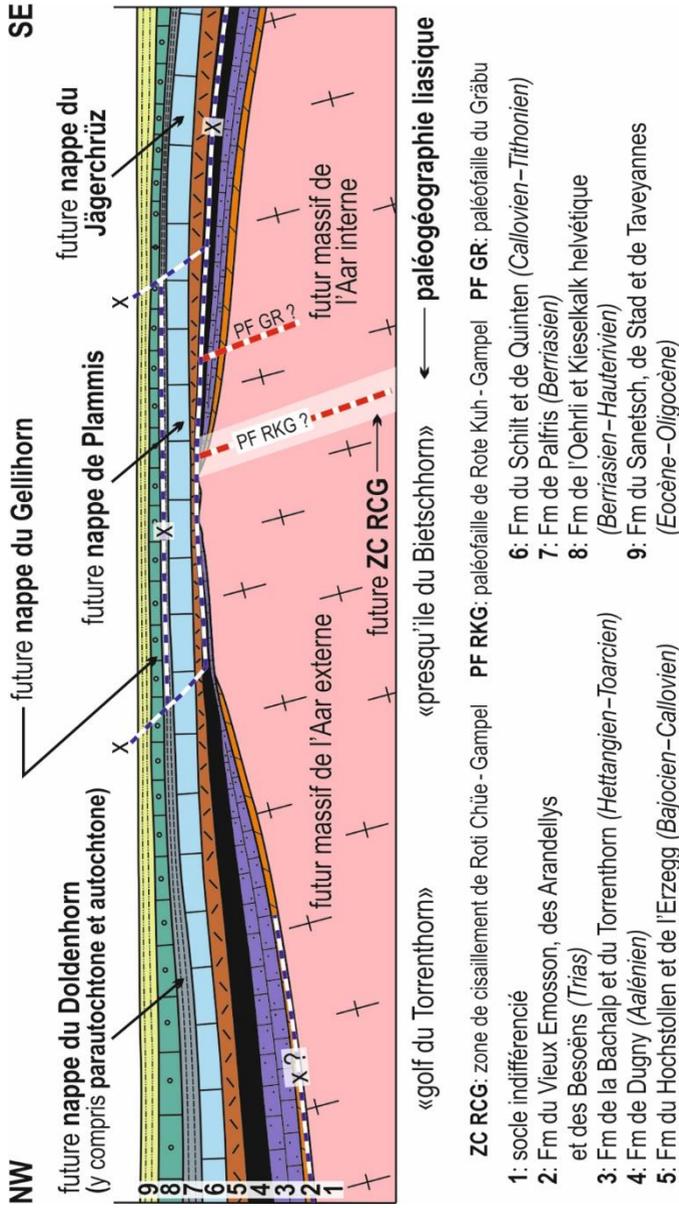


Fig. 13: Reconstitution palinostatique du massif de l'Aar et des différentes unités de couverture sédimentaire en relation avec la feuille Raron, modifié d'après BUGNON (1986). Le schéma est sans échelle (exagération verticale: environ 2x), mais son extension horizontale atteindrait environ 15–20 km selon STECK (1984).

### **Massif de l'Aar externe et nappe du Doldenhorn**

Les plis spectaculaires de la phase Kiental déforment l'interface socle-couverture du massif de l'Aar externe. Dans l'ouest du territoire de la feuille Raron (Bratsch, Jeizinen), la couverture sédimentaire très amincie tectoniquement (et probablement stratigraphiquement) est collée de manière autochtone sur le socle. En direction du nord, un niveau d'évaporites (gypse et cornieule associée), situé à la base de la Formation des Arandellys, apparaît et gagne progressivement en épaisseur. On ne peut pas chiffrer ici l'importance du décollement qu'il a induit dans la couverture qu'on peut alors qualifier de «parautochtone». Le caractère allochtone de cette même série sédimentaire (nappe du Doldenhorn) n'est finalement démontré que 5 km au nord du secteur de la feuille Raron, là où elle chevauche la couverture sédimentaire du massif de Gastern. Cette allochtonie est due largement aux cisaillements induits dans les schistes argileux de la Formation de Dugny (FURRER 1962, MASSON et al. 1989).

L'interface socle-couverture du massif de l'Aar externe dessine deux anticlinaux et deux synclinaux principaux sur la feuille Raron, du nord-ouest au SE:

#### *Synclinal du Faldumrothorn*

Ce profond synclinal à cœur liasique frôle le coin nord-ouest de la feuille Raron. Selon BURKHARD (1988), une importante faille décrochante dextre, passant par ce coin, le séparerait du l'anticlinal du Niwen.

#### *Anticlinal du Niwen*

Ce large anticlinal à cœur de socle cristallin, dont l'axe plonge de 15 à 20° vers le sud-ouest, comprend plusieurs plis secondaires qui permettent aux formations triasiques d'affleurer de manière pelliculaire dans les pentes de Nibu. Dans un petit synclinal pincé qui s'étend à travers la Niwenalp et le secteur de Chalberfärich, la partie post-triasique de la couverture sédimentaire est préservée et montrerait une lacune stratigraphique des terrains liasiques (BUGNON 1986).

Au cœur de l'anticlinal, les gneiss du massif de l'Aar sont très cisailés et chloritisés sous l'effet de différentes zones de cisaillement dont les limites sont difficiles à cartographier.

#### *Synclinal de la Feselalp*

Ce synclinal complexe, désigné comme «synclinal de Loèche-Ville» par LUGEON (1914), a été étudié en grand détail par BUGNON (1981, 1986) et son interprétation joue un rôle clé dans l'élaboration d'un modèle structural (BURKHARD

1988). Ces auteurs ont démontré que la schistosité alpine principale, généralement subparallèle à la stratification, est replissée par ce synclinal. Une schistosité espacée de 2<sup>ème</sup> phase (phase Kiental) s'est développée selon la surface axiale du pli.

Dans le secteur du bord ouest de la feuille Raron, le synclinal de la Feselalp est divisé en deux par un petit anticlinal très ouvert formant un pli en genou. Le sillon nord-ouest du synclinal ne montre plus que des dolomies et des cornieules triasiques. La partie sud-est par contre est plus profonde et laisse apparaître des terrains allant du Trias à l'Éocène. Même si globalement la série montre un rajeunissement depuis les flancs du synclinal en direction de son cœur, BUGNON (1981, 1986) a montré que cet empilement comporte deux contacts anormaux majeurs, qui séparent la série autochtone de la nappe de Plammis, puis cette dernière de la nappe du Jägerchrüz. La série triasique et liasique autochtone est affectée par de nombreuses charnières disharmoniques par rapport à l'interface socle-couverture. Le plongement axial est compris entre 20 et 26° vers le SSW.

#### *Anticlinal de Jeizinen*

L'anticlinal de socle cristallin de Jeizinen, ou de «Jeiziberg» selon BUGNON (1986), s'envoie sous le remplissage quaternaire de la vallée du Rhône entre Niedergampel et Getwing. Son plan axial est légèrement déversé vers le nord-ouest et son axe plonge de 20–25° vers le sud-ouest. Dans son flanc nord-ouest, la couverture sédimentaire du massif de l'Aar externe est très mince (moins de 100 m), amputée des terrains plus jeunes que les schistes argileux de la Formation de Dugny. Elle est surmontée par la nappe de Plammis (BUGNON 1986) qui débute avec les mêmes schistes aaléniens.

Dans son flanc sud-est, le socle cristallin du massif de l'Aar externe est en contact avec la couverture autochtone-parautochtone du massif de l'Aar interne par l'intermédiaire de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel.

#### **Zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel**

Ce terme est introduit ici pour distinguer le contact observé entre le socle du massif de l'Aar externe et la couverture sédimentaire du massif de l'Aar interne entre Niedergampel et le Baltschiederthal, indépendamment de son interprétation en paléofaille (BAER 1959, DOLIVO 1982, STECK 1984, BUGNON 1986, «faille de Rote Kuh - Gampel»). Sur le terrain, ce contact n'apparaît pas comme une structure cassante discrète, mais comme une zone de cisaillement de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Elle plonge vers le sud avec un pendage qui augmente de l'ouest (Gampel: 30–40°) vers l'est (Baltschiederthal: 70–80°).

Elle montre un gradient de déformation aussi bien dans les granodiorites qui en forment le mur, que dans les sédiments qui en forment le toit. Sur environ 50 m

d'épaisseur, la Granodiorite de Baltschieder passe d'une texture granoblastique (fig. 14a–c) peu déformée à celle de cataclasite et de mylonite (fig. 14d–f). La schistosité bien développée est définie par le quartz, l'albite, la séricite et la chlorite. Elle porte une linéation d'étirement plongeant vers le sud-ouest. Les critères de cisaillement indiquent un mouvement du toit de la structure vers le sud-ouest. Ce sont les calcaires marmorisés gris de la Formation de Quinten qui forment le plus souvent le toit de la zone de cisaillement. Une schistosité très pénétrative, portant une linéation d'étirement SW–NE, leur donne un aspect de calcaires plaquetés. Localement, des lambeaux d'autres lithologies sont étirés et aplatis, et mélangés dans ce contact (p. 45). En rive droite du Baltschieder, le toit de la zone de cisaillement comporte la charnière du synclinal de Rarogne au niveau du contact socle-couverture. Plus à l'est, la zone de cisaillement met en contact la Granodiorite de Baltschieder avec les gneiss à biotite et plagioclase de la zone d'Ausserberg-Avat.

DOLIVO (1982) a montré que la schistosité qui accompagne cette zone de cisaillement est associée aux plis et microplis qui affectent les lentilles de gneiss et de calcaires incorporées dans la Formation de Dugny, par exemple en haut du Lüogilchi (2626.560/1131.100, 1640 m). Ces déformations appartiendraient à la phase Kiental, comme le plissement principal de l'interface socle-couverture, et seraient contemporaines des mouvements précoces de la zone de cisaillement dextre du Simplon (STECK 1990). La zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel marquerait aussi le fonctionnement en cisaillement dextre du flanc nord du synclinal de Rarogne durant sa verticalisation due à la phase Grindelwald. Une partie au moins du rejet normal apparent sur cette structure serait dû à cette déformation ductile alpine.

Des miroirs de faille ne sont observés que très localement aux abords du contact entre la Granodiorite de Baltschieder et les roches sédimentaires du synclinal de Rarogne. Ils recoupent clairement les structures de la zone de cisaillement. Les fibres en escaliers qu'ils portent montrent des mouvements dextres typiques du fonctionnement de la zone de faille du Rhône-Simplon (p. 112 ss).

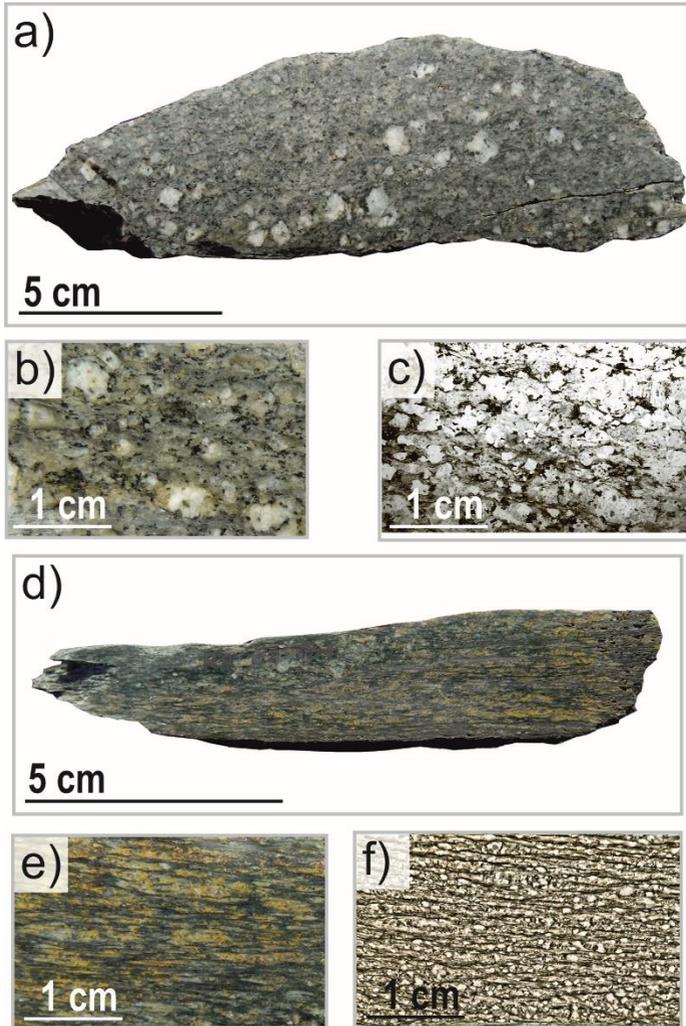


Fig. 14: Déformation ductile du socle du massif de l'Aar externe au sein de la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel (ZC RCG). a) Granodiorite de Baltschieder peu déformée (Chiemattu, Baltschidertal, 2633.525/1134.230, 1680 m), éloignée d'environ 1,2 km perpendiculairement au contact entre massifs de l'Aar externe et interne; b) section sciée, c) lame mince en lumière naturelle. d) Granodiorite mylonitisée au contact avec les calcaires de la Formation de Quinten marmorisés au sein de la ZC RCG (Jeizibärg, Gampel, 2622.385/1129.880, 1040 m); e) section sciée, f) lame mince en lumière naturelle.

## Massif de l'Aar interne et sa couverture sédimentaire

### *Synclinal de Rarogne*

En exposant de grandes dalles de calcaires et de schistes en pentes structurales, le synclinal de Rarogne (BURKHARD 1988) détermine tout le caractère du milieu naturel de la «rampe sud du Lötschberg». Cette structure marquante de la géologie du massif de l'Aar avait déjà été esquissée par STUDER & ESCHER (1853) et VON FELLEBERG & MÖSCH (1893). SWIDERSKI (1919) en a représenté parfaitement l'extension cartographique et la géométrie en coupe. Elle a ensuite été décrite de manière très détaillée par SCHENKER (1946) et DOLIVO (1982).

Le large et profond synclinal doit sa forme caractéristique à son flanc nord très tranché, déterminé par la zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel, et à l'existence de deux synclinaux pincés séparés par un large anticlinal ouvert, lui-même ourlé par un synclinal moins profond. En rive droite du Baltschiedertal à la hauteur de Ze Steinu, la géométrie des plis à l'interface socle-couverture est particulièrement spectaculaire (fig. 15). Elle avait déjà été bien illustrée par SCHENKER (1946). Le plongement axial des structures y atteint 20 à 25° vers le sud-ouest. Il permet au fond de l'étroit *synclinal du Steinbruchgraben* de raser vers l'est le versant de la rive gauche du Baltschiedertal jusqu'à la Schiltfurgga et à celui *synclinal du Blaugrabe* d'intercepter le sommet du Schilthorn. Vers l'ouest, les traces axiales peuvent être suivies globalement à travers la série autochtone, mais des disharmonies importantes et des plans de chevauchements découlent du comportement très plastique des schistes marneux hettangiens et des schistes argilo-gréseux de la Formation de Dugny. Les plis deviennent isoclinaux et se ramifient en montant dans la série stratigraphique et engendrent des intersections très complexes avec la topographie. La couverture morainique et forestière ne permet plus d'identifier de manière univoque chaque trace axiale (DOLIVO 1982). On trouve encore au niveau de la vallée du Rhône la trace des principaux plis qui sont marqués par la base des calcaires de la Formation de Quinten. Ce sont le synclinal du Blaugrabu sous Hohtenn, le large anticlinal intermédiaire entre Hohtenn et Rarogne et le synclinal du Steinbruchgraben caché par le cône torrentiel du Bietschbach à Rarogne. Le plongement axial utilisé pour obtenir des coupes cohérentes est de 21° (DOLIVO 1982).

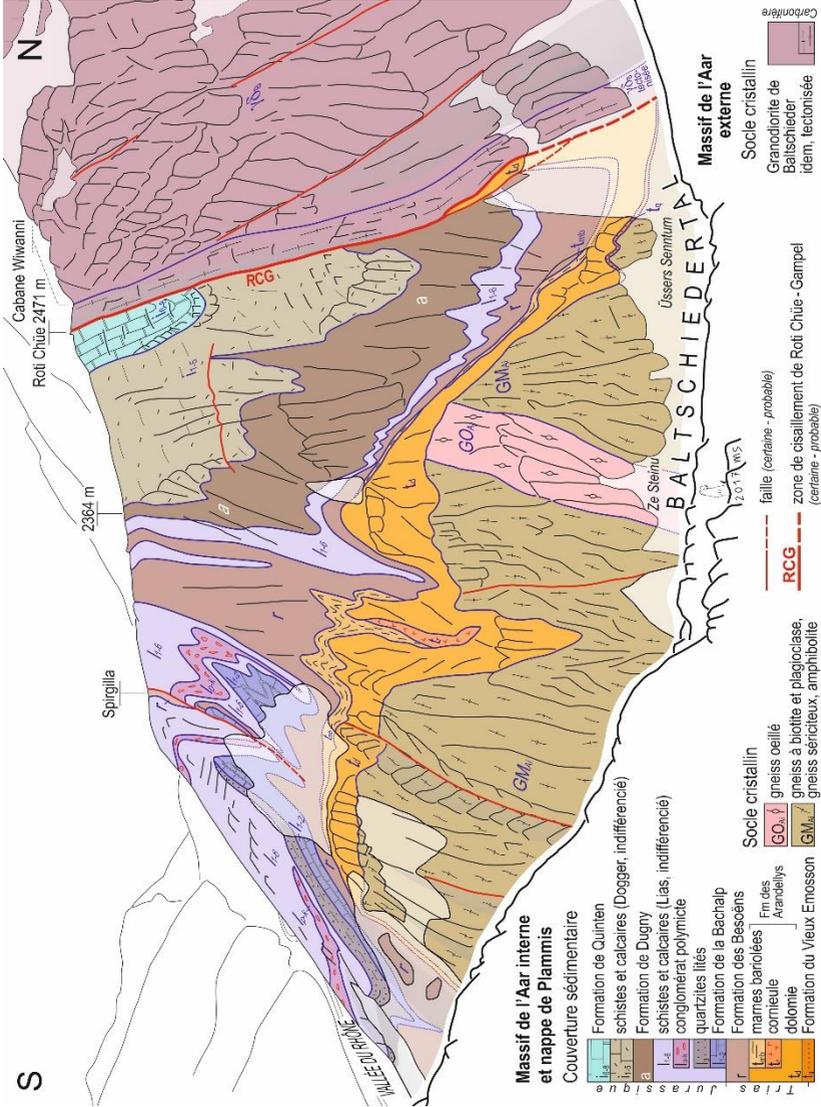


Fig. 15: Panorama interprétatif de la rive droite du Baltschiederthal montrant le fond du synclinal de Rarogne et le contact entre les parties externe et interne du massif de l'Aar. Les secteurs couverts par des dépôts superficiels épais apparaissent en teintes plus claires.

### *Anticlinal d'Ausserberg*

Cet anticlinal, aussi nommé «Ausserberg-Honalpen» (DOLIVO 1982), offre la particularité que seule l'enveloppe de la série triasique autochtone autour du socle cristallin a été préservée de l'érosion, permettant aux dolomies de former des dalles jaunes caractéristiques entre le Rhône et Ausserberg. Avec un plongement axial estimé à 22° vers le sud-ouest, l'anticlinal à cœur de gneiss apparaît similaire et très aplati. Il comporte un long flanc renversé et sa zone charnière comporte plusieurs plis de second ordre.

### *Synclinal de Baltschieder-Brischeru*

Le synclinal de Baltschieder-Brischeru (DOLIVO 1982) est profond, étroit, et comporte de nombreux affleurements de cornieule. Comme le synclinal du Steinbruchgraben-Schiltfurrga, son fond rase le versant et la charnière quitte la topographie à la limite entre les feuilles Raron et Brig. Les contacts sont mal exposés, mais les quartzites de la Formation du Vieux Emosson semblent absents, ce qui a conduit SCHENKER (1946) et DOLIVO (1982) à interpréter cette structure comme un coin de socle chevauchant plutôt que comme un synclinal symétrique.

### *Heidnischbiel*

La colline du Heidnischbiel près de Rarogne est séparée morphologiquement du versant formé par les dalles de calcaires liasiques du flanc sud du synclinal de Rarogne. GASSER & DOLIVO (1980) et BUGNON & DOLIVO (1980) ont décrit en détail les plis superposés qui forment une structure complexe dans toute la colline. Les Formations de Quinten, du Schilt et du Hochstollen (Membre du Bietenhorn) y sont représentées. En raison de leur état de déformation et de recristallisation, ces séries ne peuvent pas être clairement discriminées des terrains de même âge affleurant dans le synclinal de Rarogne (GASSER & DOLIVO 1980). Ces terrains sont affectés de plis décimétriques à hectométriques appartenant à trois phases distinctes. La dernière de ces phases présente des axes de plis plongeant de 20 à 40° vers le sud-est et s'apparente aux plis associés à la zone de failles du Rhône-Simplon.

L'accident tectonique qui sépare les roches du Heidnischbiel de la couverture autochtone-parautochtone du massif de l'Aar interne plonge d'environ 35° vers le sud. Il est entièrement caché par la couverture morainique. Il a été interprété comme un plan de chevauchement associé aux phases principales de déformation alpine (PFIFFNER et al. 2010) ou comme une faille normale et décrochante associée aux mouvements le long de la ligne du Rhône-Simplon (GASSER & DOLIVO 1980). C'est

cette dernière interprétation qui a été choisie ici (p. 114). L'appartenance tectonique des assises du Heidnischbiel n'est pas clairement établie. Elles pourraient appartenir à la nappe du Jägerchrüz (DOLIVO 1982, STECK et al. 1999, 2015) ou plus simplement à la couverture décollée du massif de l'Aar interne, comme suggéré ici (pl. IV; coupe 9, pl. II).

### Nappe de Plammis

Dans l'emprise de la feuille Raron, la nappe de Plammis («écaille de Plammis» de BUGNON 1981, 1986) proprement dite n'est visible que dans le synclinal de la Feselalp. Elle est constituée ici par une série d'âge jurassique moyen à tardif en contact anormal sur la série autochtone. Le plan de chevauchement basal consiste en un décollement dans les niveaux argileux de la Formation de Dugny. BUGNON (1986) a souligné la difficulté d'interprétation de la géométrie interne de la nappe de Plammis, replissée par le synclinal de deuxième phase (phase Kiental) de la Feselalp. Il a montré également que les microstructures illustrent clairement l'interférence de cette deuxième phase avec une première phase de plis (phase Trubelstock) et une schistosité associées au charriage de la nappe de Plammis. Dans les coupes 1–4 (pl. I), l'interprétation choisie assigne le synclinal isoclinal de calcaires de la Formation de Quinten, formant les dalles à l'ouest de Roti Chummu (2620.070/1130.780, 1595 m), à la première phase de déformation. La trace axiale de ce pli serait replissée dans la charnière de deuxième phase de Z'Opmisch Hubil (2621.650/1131.470, 1530 m). La nappe de Plammis se complète vers l'ouest (feuille Sierre) par des terrains crétacés. Le contact entre les calcaires de la Formation de Quinten au mur et au toit du plan de chevauchement de la nappe de Plammis définit un déplacement fini vers l'ouest (BURKHARD 1988).

### Nappe du Jägerchrüz

À l'ouest de la feuille Raron, les dalles de calcaires de la nappe du Jägerchrüz («écaille de Jägerchrüz» de BUGNON 1981, 1986), qui montent du Rhône jusqu'à Erschmatt, contiennent trois anticlinaux et deux synclinaux isoclinaux (BUGNON 1986) de première phase (Trubelstock). Ces plis sont replissés par le synclinal de deuxième phase (Kiental) de la Feselalp, dont la nappe du Jägerchrüz occupe le cœur. La localisation de la surface axiale de ce pli n'est pas univoque, en raison de l'existence de la faille tardive de Bratsch-Engersch (BUGNON 1986) et par le fait que toutes les structures affleurent en pente structurale dans le versant. La géométrie interne de la nappe du Jägerchrüz n'est pas cylindrique. Au cœur du synclinal de la Feselalp, les terrains du Jurassique moyen reposent sur le plan de chevauchement basal ou sur les grès éocènes de la Formation du Sanetsch qui, selon MASSON et al. (1989), représentent le flanc renversé très étiré de la nappe (p.ex. à l'ouest de

Bratsch, 2620.240/1129.835, 1130 m). Dans la région d'Obri Zälg (2620.315/1130.600, 1515 m), ces mêmes calcaires gréseux et spathiques du Dogger sont surmontés directement par les marnes berriasiennes de la Formation de Palfris, mais ils disparaissent vers le nord-ouest à la faveur de contacts tectoniques discordants dont la géométrie n'est pas complètement élucidée.

## **PENNIQUE**

### **Évènements tectono-métamorphiques**

#### **Phases anté-alpines**

Des structures anté-alpines existent certainement dans les socles polycycliques de la nappe de Siviez-Mischabel et de la zone de Stalden supérieure, mais, sauf à de rares exceptions, elles n'ont pas été observées dans le secteur de la carte. Dans certaines régions où la déformation alpine n'a pas complètement oblitéré ces structures, la schistosité principale pourrait être anté-alpine (SCHEIBER et al. 2013).

Des paragenèses relictées anté-alpines ont été reconnues dans le socle polycyclique de la nappe de Siviez-Mischabel, notamment dans le Complexe de l'Ergischhorn et la Formation de l'Adlerflüe, ainsi que dans la zone de Stalden supérieure. Parmi les minéraux reliques les plus typiques, citons le grenat, la hornblende et le plagioclase (env. An 20 %) pour la séquence mafique, de grandes muscovites, biotite brun-rouge, grenat (almandin zoné) et oligoclase pour les séquences péliitique et felsique. Ce seraient des paragenèses du métamorphisme varisque en faciès amphibolite, décrites notamment par BEARTH (1963), THÉLIN et al. (1993) et GIORGIS et al. (1999). Les conditions PT pourraient avoir été de l'ordre de 0,6 GPa / 600 °C et l'âge du pic de la phase métamorphique d'environ 330 Ma (MARKLEY et al. 1998).

Aucun assemblage anté-alpin de haute pression n'a pu être mis en évidence dans les roches mafiques du socle antépermien affleurant dans l'emprise de la feuille Raron, contrairement à celles situées structurellement plus haut dans la nappe de Siviez-Mischabel (p.ex. THÉLIN 1989, THÉLIN et al. 1990, MARTHALER et al. 2008b), qui ont livré des paragenèses éclogitiques.

#### **Phases alpines**

Les auteurs des feuilles voisines (GABUS et al. 2008b, MARTHALER et al. 2008b, SARTORI & EPARD 2011) ont distingué quatre phases de déformation alpine,

que nous reprenons ici. Elles forment plutôt un continuum de déformation que des phases très distinctes, et s'intègrent en partie dans les schémas de MILNES et al. (1981) et SCHEIBER et al. (2013).

La *phase D1* est caractérisée par une première schistosité pénétrative, formant la schistosité principale si celle-ci n'est pas anté-alpine. Elle correspond au procharriage qui a conduit à la formation et à la superposition des nappes penniques. Le contexte, compressif, est celui de la subduction, à la suite de l'océan piémontais, du microcontinent briançonnais et de la marge continentale helvétique sous la marge active apulienne, associée à un métamorphisme prograde. C'est la construction du prisme orogénique (HANDY et al. 2010, MARTHALER 2014).

L'empreinte métamorphique alpine dominante date de cette première phase; ses conditions sont celles du faciès schiste vert élevé. Les paragenèses caractéristiques sont:

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

Des micas blancs de la couverture permo-triasique de la nappe de Siviez-Mischabel, de cristallisation syncinématique aux mouvements chevauchants «top vers le N», ont été datés par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  à 41–36 Ma (MARKLEY et al. 1998, 2002), soit de l'Éocène terminal.

De nombreuses études réalisées sur les roches du domaine valaisan ont montré qu'une partie au moins de ces roches, depuis la Savoie jusque dans les Grisons, ont subi des conditions métamorphiques de haute pression (p. ex: BOUSQUET et al. 2002, LOPRIENO et al. 2011, BELTRANDO et al. 2012 pour les plus récentes). R. Bousquet (comm. orale) aurait découvert de la Fe-Mg-carpholite dans les schistes noirs du Complexe de la Südegg, confirmant des conditions en faciès schiste bleu pour notre région.

La *phase D2* se caractérise par une deuxième schistosité, de type clivage de crénulation. Elle affecte de manière relativement homogène la zone de Sion-Courmayeur et la zone Houillère. Dans la nappe de Siviez-Mischabel, 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 y est concentré sur un contact tectonique appelé sur la carte *zone de cisaillement post-nappe*. Aux abords de ces discontinuités, la schistosité S2 peut oblitérer la schistosité principale qui se retrouve parfois dans des microlithons. 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), inscrits dans la zone de cisaillement ductile dextre du Simplon de (STECK 1990).

De grands plis couchés isoclinaux admettant cette schistosité S2 comme surface axiale sont bien développés. On compte parmi eux les deux antiformes de la rive gauche de la basse vallée de la Viège, de vergence nord. Les plis de la région de Visperterminen, qui affectent la zone du même nom et la zone de Sion-Courmayeur, ainsi que le pli du Gebidum (JEANBOURQUIN & BURRI 1989), qui implique la nappe du Monte Leone et la zone de Sion-Courmayeur, en sont également de bons exemples.

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.

Cette phase correspond à la phase de Ragno-Randa (D2) de MILNES et al. (1981), et potentiellement à celle d'Anniviers (D2 + ? D3) de SCHEIBER et al. (2013), bien que ces auteurs y voient un mouvement «*top vers le N*».

La *phase D3* est marquée par des plis ouverts, à toutes échelles, à vergence sud (plis «*en retour*») et à plans axiaux inclinés d'environ 45° vers le nord. La schistosité liée à ces structures est un clivage de crénulation associé à des conditions de métamorphisme rétrograde.

Ces structures sont associées à l'exhumation des unités tectoniques par soulèvement au nord de la ligne insubrienne. Leur âge s'étend sur une longue période: le pli des Mischabel s'est formé postérieurement à la mise en place de la nappe de Siviez-Mischabel (41–36 Ma, voir ci-dessus) et antérieurement au grand rétroplissement de Vanzone et la verticalisation de la racine des nappes penniques, daté à environ 30 Ma (STECK & HUNZIKER 1994). Les rétroplis du Glishorn et de Berisal, dont les charnières sont visibles sur la feuille adjacente 1289 Brig, affectent la géométrie des nappes situées sous la faille du Simplon et sont datés à environ 10 Ma (STECK 1984, STECK & HUNZIKER 1994). On peut inclure dans cette phase la formation du dôme Aar-Toce (STECK et al. 2001), responsable du plongement axial généralisé vers l'ouest des structures dans le périmètre de la feuille Raron. MILNES et al. (1981) et SCHEIBER et al. (2013) subdivisent cette phase en deux, STECK et al. (2015) en trois phases distinctes de rétroplissement.

La *phase D4* regroupe les déformations en régime fragile. Un faisceau de failles normales et décrochantes, à pendage sud-ouest, constituent au sud de Viège la jonction entre la *ligne du Rhône* à caractère de faille décrochante dextre et la *ligne du Simplon* à caractère de faille normale. Un saut de métamorphisme, mis en évidence par BEARTH (1956; HUNZIKER & BEARTH 1969), est associé à cette dernière.

## Unités et structures tectoniques

### Nappe du Monte Leone

Cette vaste nappe, qui affleure en continu depuis le dôme simplon-tessinois jusqu'au sud-est de Viège, est interrompue dans cette région par la faille du Simplon.

La charnière d'un grand pli déversé vers le nord (pli du Gebidum, JEANBOURQUIN & BURRI 1989) est visible à l'est d'Ara (2636.70/1125.65). Malgré son apparence, il ne s'agit pas du pli frontal de la nappe, mais d'un pli isoclinal D2 («post nappe folding», MILNES et al. 1981). Les dolomies triasiques s'enroulent autour des gneiss qui s'enfoncent avec un plongement axial de 20° vers le sud-ouest. Dans les gneiss, on observe parfois des plis serrés pygmatiques, en «M», dans les veines de quartz. Ces microplis plongent de 15° vers l'WSW (N230–240).

Dans la région du Riedbach, près du contact avec la faille du Simplon, les petits yeux des gneiss montrent systématiquement un sens de cisaillement «top vers l'W–SW».

### Nappe du Pizzo del Vallone

À l'est du territoire de la feuille Raron, la nappe du Pizzo del Vallone – définie par CARRUPT (2003) dans la région du haut val Formazza (Italie) – est en contact tectonique sous la nappe du Monte Leone. Sur la feuille voisine Brig (BURRI et al. 1993, 1994), cette unité a été appelée *zone de Fäldbach* au sens de LEU (1986).

Sur le territoire de la feuille Raron, cette nappe se dédouble au sud-est de Viège et enserme entre ses deux branches les roches du secteur de Hotee attribuées au Flysch valaisan (zone de Sion-Courmayeur). Au sud-ouest de Viège, elle forme une bande au sein de ce Flysch valaisan, peut-être au cœur d'un grand pli isoclinal. Sur le sentier qui quitte la route de Zeneggen vers l'WNW à la cote 755 m (2633.560/1126.800), les roches de cette bande sont séparées des calcschistes de la Formation de St-Christophe sous-jacente par des marbres attribués à la Formation de l'Aroley et des métagrès attribués à la Formation des Marmontains (H. Masson, comm. pers.). Contrairement à l'interprétation choisie ici, MASSON (2002) attribue cette bande au «mélange de Viège», donc à la zone de Sion-Courmayeur.

### **Zone de Sion-Courmayeur**

La continuité cartographique de la «Trilogie valaisanne» en fait un extraordinaire marqueur – en particulier le couple composé des Formations de l’Aroley et des Marmontains – de la déformation à grande échelle. Dans la grande coupe naturelle de la rive gauche de la basse vallée de la Viège, ces deux niveaux repères font ressortir la grande et double structure antiforme plurikilométrique déversée vers le nord. Le cœur de chaque antiforme est occupé par les diverses roches du Complexe de la Südegg (coupes 11 et 13, pl. III). Cette structure ductile est l’expression de la phase D2 de cisaillement ductile du Simplon (STECK 1990, 2008, STECK et al. 2001). Le plongement des axes de cette grande structure varient entre 5–10° vers l’ouest (Zeneggen) et 10–40° vers l’WSW (80 m au nord de l’Eggerkapälli). Cet enfoncement vers l’ouest de la structure antiforme et le fait que le Complexe de la Südegg affleure sous l’une des branches de la faille du Simplon expliquent pourquoi cette unité ne réapparaît pas en Valais central. La continuation de ces grands plis se marque dans la Formation de St-Christophe par un intense plissement isoclinal sur plus de 10 km de distance en direction de Tourtemagne.

Les deux antiformes susmentionnées sont séparées par une synforme occupée par le Flysch valaisan. Une telle synforme à grande échelle doit également se trouver dans la partie supérieure de la zone de Sion-Courmayeur, puisque celle-ci se termine vers le haut par la Formation de l’Aroley, de Zeneggen à la vallée de Tourtemagne.

Dans l’hypothèse retenue ici, le Flysch valaisan repose sur le Complexe de la Südegg, comme en Tarentaise où ce flysch repose sur la série ophiolitique du Versoyen (ANTOINE 1971). La série aurait été renversée lors des déformations de phase D1 sous le chevauchement de la zone Houillère, et les antiformes de phase D2 seraient des synclinaux. Le Flysch valaisan se terminerait vers le haut par un anticlinal tronqué. Le basculement de la surface axiale de ces plis serait dû à l’exhumation du massif de l’Aar. Dans l’hypothèse où le flysch serait au contraire surmonté stratigraphiquement par le Complexe de la Südegg – «mélange de Viège» de MASSON (2002) – c’est à partir d’une série normale (voir aussi MASSON et al. 2008) que ces synclinaux antiformes de phase D2 se seraient développés.

Il est à noter que, dans la région de Viège, le Complexe de la Südegg contient des schistes et des gneiss très semblables à ceux de la zone de Vispertermenin, parfois situés près du cœur des antiformes. Même si nous avons choisi de les inclure dans le complexe, il n’est pas exclu qu’il s’agisse de replis de ladite zone avec le Complexe de la Südegg.

Si les relevés géologiques de surface et les premières versions des coupes 13 et 15 (pl. III) ont permis de faire des prévisions pour les tunnels de l’A9 (fig. 16), les relevés lors de leur creusement ont permis de préciser certaines limites sur la version actuelle de ces coupes.

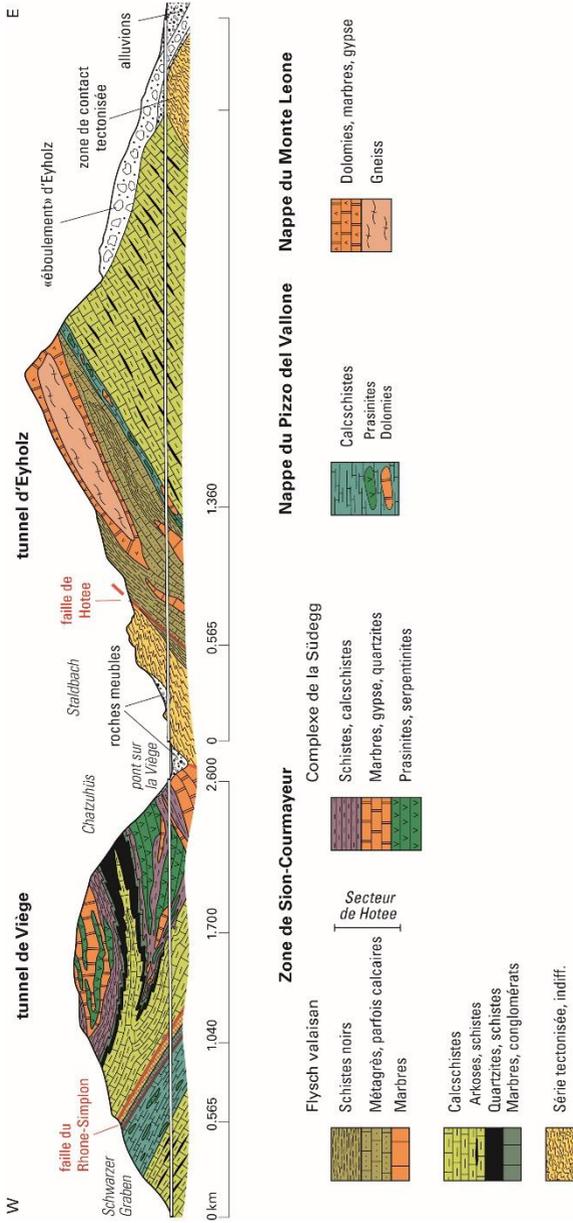


Fig. 16: Coupe géologique le long du tracé des deux tunnels de l'A9 au sud de Viège.  
Source: Bureau Norbert SA, Martigny.

La région du Riedbach, au nord de Visperterminen, montre aussi une grande profusion de plis et de microplis. Certains plis isoclinaux intrafoliaux pourraient dater de la première phase, mais la plupart sont des plis de phase D2. À cause du plongement axial général vers le sud-ouest, les structures de la rive droite de la Viège – rendues peu lisibles par l'intersection rasante avec la pente topographique – viennent se projeter à la base des pentes de la rive gauche, qui offrent une vision plus lisible en coupe naturelle. Les directions et plongements axiaux mesurés dans le Riedbach sont plus variables: entre N180 et N240 comme azimut avec un pendage de l'axe des plis d'environ 10°. Les zones de cisaillement montrent un sens «top vers le SW».

Sur la feuille voisine Brig (BURRI et al. 1993, 1994), la «série de Rosswald» a été individualisée mais, comme cela a été fait sur la feuille Aletschgletscher (STECK 2011), cette série est ici attribuée à la Formation de St-Christophe. Elle représenterait le flanc normal d'un grand anticlinal couché de première phase qui aurait pour cœur les Formations de l'Aroley et des Marmontains qui plongent sous les sédiments du Rhône à la limite entre les feuilles Raron et Brig (pl. IV; coupe 16, pl. III).

Dans la région de Rotgstei, au sud de Hotee (voir coupe 15, pl. III), les couches de métagrès sont subverticales, de direction SW–NE, avec des cascades de plis (D2?) dont l'axe plonge de 15° vers le sud-ouest.

Dans la partie ouest de la feuille Raron (entre Tourtemagne et Eischoll), l'unité de la Pierre Avoi surmonte toujours la Formation de l'Aroley du Flysch valaisan. Considérant que cette formation est la plus ancienne de la trilogie, son contact avec l'unité de la Pierre Avoi ne peut être que tectonique.

### **Zones de Stalden inférieure et de Visperterminen**

La zone de Stalden inférieure et celle de Visperterminen n'apparaissent que dans la partie sud-est du territoire de la feuille Raron. Elles contiennent des roches très semblables à celles de la zone Houillère, avec laquelle elles semblent partager la même position structurale, entre les unités du Pennique inférieur (zone de Sion-Courmayeur) et celles du Pennique moyen (zone de Stalden supérieure respectivement nappe de Sivez-Mischabel). La faille de Trolera, qui passe au sud du village de Zeneggen, interrompt brusquement la zone de Stalden inférieure, alors que la faille de Wildi, au nord de Visperterminen, fait de même avec la zone de Visperterminen, interrompant ainsi l'éventuelle continuité avec la zone Houillère.

Sur la feuille Simplon, BEARTH (1972, 1973) raccorde cartographiquement la zone de Stalden inférieure et celle de Visperterminen dans la charnière d'une synforme isoclinale. Une autre interprétation est qu'une faille appartenant à la ligne du Simplon les sépare (STECK et al. 1999, 2015, fig. 1, 4), qui suivrait le contact entre la zone de Sion-Courmayeur et la zone de Stalden inférieure (p. 113; pl. IV).

De rares charnières de plis isoclinaux intrafoliaux sont marqueurs de la phase D1.

Comme dans la zone de Sion-Courmayeur, ce sont les structures de la phase D2 qui dominent largement. Les microstructures observées dans les zones de Stalden inférieure et de Visperterminen montrent des plis post-schisteux dont les axes plongent de 15–25° vers N240. Le seul pli à grande échelle se trouve dans le versant en rive droite de la Viège, au sud de la faille de Wildi (fig. 17); il est déduit de la symétrie que montre la zone de Sion-Courmayeur située de part et d'autre de celle de Visperterminen.

La phase D3 est peu marquée. Elle est visible, tout au sud de la feuille, dans la zone de Stalden inférieure, sous forme d'ondulation et de plissotements en kink-band, à plans axiaux conjugués d'orientation E–W.

### **Zone de Stalden supérieure**

La zone de Stalden supérieure, définie par BEARTH (1963), avait été rattachée à la nappe des Pontis par ESCHER (1988). Elle est à nouveau traitée en tant qu'unité indépendante en raison de l'attribution des calcaires des Pontis à la zone Houillère (SARTORI & EPARD 2011). Ses roches polycycliques s'apparentent toutefois à celles de la zone du Rutor plus à l'ouest et à celle de la zone de Berisal à l'est, également rattachées à la nappe des Pontis par ESCHER (1988). GENIER et al. (2008) en font par contre un équivalent du socle de la nappe de Siviez-Mischabel par l'intermédiaire du synclinal de St-Nicolas.

D'accès difficile, cette zone a été peu étudiée d'un point de vue structural. Elle montre par endroits un intense microplissement (structures anté-alpines ou zones de cisaillement ductile alpines de la phase D2), complètement discordant contre les quartzites de la zone synclinale de St-Nicolas sus-jacents.

D'autres axes de plis mesurés dans la région de Zeneggen montrent un plongement de 10° vers l'est, avec un plan axial plongeant de 60° vers le nord. Il s'agit donc de plis à vergence sud à rattacher probablement à la phase D3.

### **Nappe de Siviez-Mischabel**

Des zones de cisaillement post-nappe intenses, subhorizontales partagent la nappe de Siviez-Mischabel en divers compartiments, dont quatre affleurent sur le territoire de la feuille Raron (de bas en haut):

- la zone synclinale de St-Nicolas, principalement constituée de roches quartzitiques permo-triasiques,
- une bande de socle polycyclique contenant le Gneiss œillé du Bonigersee,



- une série détritique permienne associée au Gneiss œillé de Randa, lui aussi permien,
- un ensemble polycyclique, fait de divers gneiss et d’amphibolites.

À la base de la nappe, une série de roches permo-triasiques dessinent une structure synclinale: la *zone synclinale de St-Nicolas*, déjà reconnu sur la feuille adjacente St. Niklaus (BEARTH 1978: «Mulde von St. Niklaus»). Cette série serait en contact tectonique tant avec la zone de Stalden supérieure (chevauchement D1) qu’avec le socle de la nappe de Siviez-Mischabel sus-jacent (zone de cisaillement post-nappe D2). GENIER et al. (2008) interprètent les contacts comme stratigraphiques et cette structure comme un synclinal de raccord entre les deux unités de socle mentionnées.

Dans la région d’Obere Hellela, entre Zeneggen et Bürchen, les niveaux triasiques de gypse, marbres et dolomies, entourés par des quartzites de la Formation du Bruneggjoch, marqueraient la trace axiale synclinale de cette grande structure. Plus au sud, les quartzites sont bordés de part et d’autre par des métasédiments supposés permien, symétrie qui conforterait l’hypothèse d’une grande structure synclinale. Les petites structures observables dans cette zone semblent appartenir aux phases D2 (?) et D3; les axes y plongent faiblement vers l’WSW et des plis ouverts ont des plans axiaux subverticaux.

La zone synclinale de St-Nicolas vient buter vers le nord contre la faille de Trolera (fig. 17, 18), mais ses roches se poursuivent vers l’ouest en une étroite bande de quartzites qui se termine à l’ouest d’Eischoll contre le grand glissement du Tähholz. Au-delà, dans la même position structurale, la Formation du Col de Chassoure prend le relai sur quelques kilomètres avant de céder à nouveau la place à une énorme masse de quartzites de la Formation du Bruneggjoch (feuille 1287 Sierre, GABUS et al. 2008a).

Une zone de cisaillement post-nappe sépare la zone synclinale de St-Nicolas du socle polycyclique sus-jacent. Ce dernier contient le Gneiss œillé du Bonigersee et a été décrit sous le nom d’«ensemble de Bielen» (SARTORI & THÉLIN 1987, THÉLIN 1987, 1989) ou d’«unité de Bielen» (GENIER et al. 2008). Les roches sont intensément déformées de part et d’autre du contact entre zone de St-Nicolas et socle polycyclique, jusqu’à plusieurs centaines de mètres de ce plan de cisaillement.

Au-dessus, l’ensemble permien composé du Gneiss œillé de Randa et de la Formation du Col de Chassoure occuperait le cœur d’un grand synclinal D2 (SARTORI et al. 2006), puisqu’on retrouve des gneiss et amphibolites polycycliques du Complexe de l’Ergischhorn par-dessus. C’est la zone de cisaillement post-nappe de la Brinta (SARTORI et al. 2006, GABUS et al. 2008b, MARTHALER et al. 2008b), la plus élevée sur le territoire de la feuille Raron, qui constitue la limite de cet ensemble permien avec le socle plus ancien situé au-dessous et au-dessus.

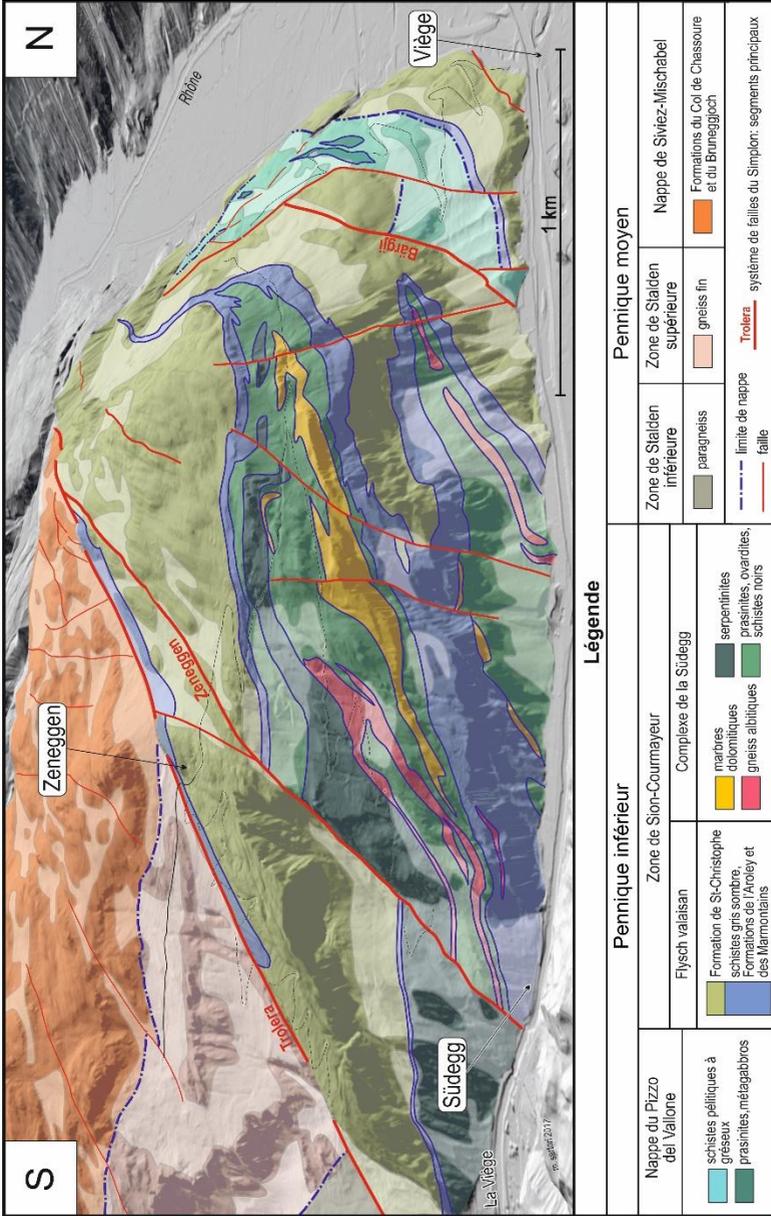


Fig. 18: Panorama interprétatif de la rive gauche de la Viège près de son débouché dans la vallée du Rhône. Les secteurs couverts par des dépôts superficiels épais apparaissent en teintes plus claires. Les trois branches principales supposées de la ligne du Simplon sont individualisées.

Les quelques rares plis observés dans la nappe de Siviez-Mischabel, probablement synschisteux, ont une direction axiale de  $10^\circ$  vers N280–300. La schistosité principale est subhorizontale. On y observe parfois une linéation d'étirement précoce vers le nord-ouest plus ou moins courbe.

La phase D2 est bien marquée sur les surfaces micacées du Gneiss œillé du Bonigersee par une linéation d'étirement plongeant faiblement vers N260. Les yeux du Gneiss œillé de Randa indiquent un sens de cisaillement «top vers l'W». Tout l'ensemble montre aussi des microplis post-schisteux déversés vers le nord, avec un faible plongement axial vers l'ouest.

Dans la grande masse des gneiss de l'Ergischhorn, les directions axiales changent. Les plis attribuables à la phase D1 sont difficiles à distinguer. Ils sont peut-être partiellement la cause des dédoublements des nombreux niveaux d'amphibolites au sein des gneiss. Les axes de plis de la phase D2 y sont orientés vers le nord-ouest. On assiste ainsi à une rotation des axes de plis D2, plongeant vers le sud-ouest à la base de la nappe, puis vers l'ouest et enfin vers le nord-ouest à son sommet.

Les plis en retour D3 n'apparaissent que localement; ce sont des plis ouverts et de grandes ondulations à grand rayon de courbure.

Un système de failles E–W tardi-alpines subverticales, en «touches de piano», découpe la nappe entre Unterbäch et l'Ergischhorn.

### **Ligne du Rhône-Simplon**

La ligne du Rhône-Simplon (STECK et al. 1989) désigne le regroupement de la ligne du Simplon – une faille normale dont la trace borde le dôme lépontin entre Viège et Domodossola – avec les structures principalement décrochantes qui longent la vallée du Rhône de Viège à Martigny.

La ligne du Simplon ou «zone de failles du Simplon» («Simplon Fault Zone») est une structure alpine extensive, transversale à la chaîne, qui marque les derniers mouvements, en conditions cassantes, le long d'une zone de cisaillement tardi-alpine majeure. Elle a été décrite par AMSTUTZ (1954) et BEARTH (1956) («Simplon-Centovalli Störung»). La ligne du Simplon est bien localisée de la vallée de Bognanco jusqu'au col du Simplon. Elle marque un saut de métamorphisme (MANCKTELOW 1990) et l'importance de son rejet confine certaines unités tectoniques dans son mur, en particulier la nappe du Monte Leone. Son tracé, du col du Simplon jusque dans la région de Viège est moins évident et a été interprété de diverses manières (MANCKTELOW 1990, CAMPANI et al. 2010, 2014, STECK et al. 2013, 2015). Dans les deux versants de la vallée de la Viège, la cartographie détaillée de la feuille Raron a mis en évidence un réseau complexe de failles à faible pendage, subparallèles entre elles, et de failles à pendage plus élevé recoupant les

précédentes. BOLOGNESI & BISTACCHI (2016) ont déjà relevé que la ligne du Simplon est recoupée par des failles plus jeunes d'orientation E–W à proximité même du col du Simplon (Straffulgrat).

Le modèle géométrique et cinématique simplifié donné en figure 17 constitue une tentative de hiérarchisation des failles de persistance kilométrique décelées dans ce secteur. Cinq groupes de failles sont distingués. Les trois premiers sont constitués de failles principales subparallèles qui semblent former une terminaison en «queue de cheval» de la faille du Simplon vers le nord-ouest. Leurs traces sont d'orientation E–W à ESE–WNW et s'étendent à travers la vallée de la Viège. Elles sont recoupées et décalées par différents accidents d'orientation NNW–SSE à NW–SE, ainsi que N–S, qui forment les deux derniers groupes.

La plus septentrionale des trois branches de la zone de failles du Simplon semble la plus importante, la plus ancienne et la plus fragmentée. On peut la considérer comme la trace principale de la ligne du Simplon. Elle confine dans son mur la nappe du Monte Leone, la nappe du Pizzo del Vallone et les faciès particuliers du Flysch valaisan du secteur de Hotee. Les différents segments qui semblent la composer (fig. 17, failles de Stafelti, Bodma, Bärnji, Strichuwald et Heidnischbiel) ont des orientations dispersées. Ceci pourrait résulter de l'importance des déformations que cette faille a subies à proximité de la vallée du Rhône, mais pourrait aussi indiquer que les corrélations tentées ne sont pas toutes pertinentes.

La branche la plus méridionale du système (faille de Trolera) est bien visible en rive gauche de la Viège, au sud de Zeneggen (fig. 18). Dans l'hypothèse où elle serait recoupée et décalée par une faille plus récente qui suit la vallée de la Viège, la faille de Trolera pourrait se prolonger en rive droite à l'interface entre la zone de Sion-Courmayeur et la zone de Stalden inférieure (Rohrbach). Dans ce cas elle ne rejoindrait la ligne du Simplon que dans la région de Chlusmatte (STECK et al. 2015) en passant par le Magehorn (fig. 17, pl. IV).

La faille de Zeneggen forme la branche centrale du système. Elle semble rejoindre la ligne du Simplon décrite précédemment près de la bordure est de la feuille Raron par l'intermédiaire de celle de Wildi. Elle serait fragmentée par une faille parallèle à la vallée de la Viège et par une autre faille subverticale à Niggibode.

D'après le modèle géométrique choisi (fig. 17), les trois rameaux de la faille du Simplon sont recoupés dans la région de Viège par des failles de plus faible extension, mieux alignées dans la direction de la vallée du Rhône (failles de Niggibode, Staldbach, Gugla et du Haslischleif). Cette géométrie semble indiquer que les mouvements de la ligne du Rhône semblent prendre le pas sur ceux de la ligne du Simplon à proximité de la vallée du Rhône. Il est à noter que selon cette interprétation, les failles du Haslischleif et de Staldbach montrent une composante de rejet sénestre, ce que semblent confirmer des observations de terrain sur des miroirs secondaires (Klettergarten, 2633.550/1125.695, 1020 m).

Des failles orientées parallèlement au cours de la Viège et à celui de la Viège de Saas recouperaient également les systèmes principaux (Vispa, Salabode, cette dernière au sud de la limite de la feuille Raron). Il faut cependant noter que ces structures sont uniquement déduites de la carte.

Lors du percement des tunnels de contournement autoroutier de Viège (A9), plusieurs failles importantes ont été recoupées. Dans les galeries du tunnel de Viège (ouest de la Viège), à environ 1 km du portail nord (fig. 16), une zone très intensément fracturée s'étend sur environ 150 m de largeur (2633.035/1126.470, 665 m). Elle se trouverait dans le prolongement de la faille du Haslischleif (fig. 17).

Dans les galeries du tunnel d'Eyholz (est de la Viège), à environ 550 m de l'entrée ouest (2634.810/1125.130, 685 m), une zone complexe affectée par plusieurs failles du système Rhône-Simplon a été recoupée. D'importantes venues d'eau très sulfatée se sont produites lorsque la galerie de reconnaissance a recoupé ce secteur, avec des débits atteignant temporairement jusqu'à 200 l/sec pour la faille principale (C. Joris, com. orale). Ces eaux très minéralisées ont probablement circulé dans la couverture triasique de la nappe du Monte Leone. Le secteur très perturbé semble se trouver à l'intersection entre la faille du Staldbach et une faille secondaire («faille de Hotee», fig. 16) qui s'étend en direction de Hotee. En se basant sur une étude géophysique, BAUMANN et al. (2013) ont postulé que la zone très fracturée recoupée dans ces galeries appartiendrait à une faille de direction NNW–SSE s'étendant de Hotee à Unter Stalden et rejoignant la vallée de la Viège à Hohfluh. Ces auteurs considèrent que cette faille pourrait être la structure responsable du séisme de Viège en 1855. Il faut noter toutefois que la géologie de surface ne montre pas d'indices clairs d'existence d'une faille importante dans la région d'Unter Stalden le long du tracé supposé de cette structure. Dans ce même secteur, la trace de la faille supposée implique un changement de direction d'environ 25° par rapport à son tronçon Staldbach–Hotee, et ceci sur une courte distance. Ce type de géométrie serait inhabituel pour une faille activée sismiquement lors d'un seul évènement.

Le système de failles de la vallée du Rhône («décrochements de la vallée du Rhône», MASSON 1988) est largement masqué par l'épais remplissage quaternaire de la vallée. Dans l'hypothèse où ce système se poursuivrait dans le système de failles du Simplon, au moins une faille serait nécessaire pour permettre d'établir la connexion entre la faille du Heidnischbiel et les segments les plus septentrionaux de la ligne du Simplon. Un déplacement dextre doit être postulé pour cette faille hypothétique qui longerait la vallée du Rhône en aval de Viège (fig. 17, Turtig). Plusieurs structures cassantes longent par ailleurs la vallée du Rhône dans son versant de la rive gauche, entre Mauracker et la vallée de Tourtemagne. Ce sont des failles inclinées d'environ 50–80° vers le sud. Leur direction montre une faible obliquité avec celle des contacts tectoniques synschisteux qui séparent les unités

tectoniques ainsi qu'avec celle des zones de cisaillement ductiles post-nappes qui recoupent les premières. Leur rejet est probablement oblique, dextre avec une composante normale importante. À noter que, dans le même secteur, la limite entre la zone Houillère et la zone de Sion-Courmayeur est interprétée comme faille, car elle recoupe de manière cassante les contacts plus anciens, même si c'est avec un angle très faible.

Entre Termen et Viège, les unités tectoniques se redressent progressivement et sont affectées par le pli rétrodéversé du Glishorn (STECK 1984, LEU 1986, STECK et al. 2015). Aucune structure majeure cassante n'a pour l'instant été décrite ou interprétée le long de la vallée du Rhône dans ce secteur. Néanmoins des indices permettent de postuler l'existence de failles le long de ce tronçon très étroit. Dans la région de Gamsen–Brigerbad, il existe une différence d'orientation très marquée entre la schistosité alpine de la retombée sud du massif de l'Aar (env. 135/55) et les contacts lithologiques de la zone de Sion Courmayeur (env. 200/25) ainsi que le toit de la zone de Termen (env. 180/25–60) en rive gauche du Rhône. Cette discordance peut expliquer le pincement spectaculaire de la zone d'Urseren, de la zone de Termen et de la base de la zone de Sion-Courmayeur entre Brigue et Viège. À moins que le contact sommital de la zone de Termen ne s'infléchisse sous les alluvions du Rhône, ce que ne montrent pas les structures dans la zone de Sion-Courmayeur sus-jacente, la zone de Termen devrait venir se biseauter contre le socle du massif de l'Aar à la hauteur de Brigerbad. Un rétrochevauchement du massif de l'Aar interne, dont la trace serait cachée sous les alluvions du Rhône, expliquerait aisément cette disparition (fig. 17; coupes 14 et 16, pl. II).

L'interprétation classique de ce secteur postule plutôt un pincement progressif et ductile des unités helvétiques et penniques inférieures entre la nappe du Monte Leone et le massif de l'Aar interne (STECK et al. 1989, 2015). À Brigerbad, seule une distance horizontale de 550 m sépare encore le gneiss du massif de l'Aar des premiers affleurements de la zone de Sion-Courmayeur. Un forage de 110,6 m de profondeur, réalisé dans la berge du Rhône (TB2, 2637.080/1127.497, 650 m), a atteint le rocher à 100,8 m (CLAVIEN 1988). Des calcaires siliceux et micacés à chloritoïde, parfois riches en pigments graphiteux, ainsi que des grès calcaires micacés et chloriteux, tous recristallisés, schisteux, de couleur gris sombre, y ont été observés. Les calcaires sont riches en cristaux de calcite qui pourraient évoquer des fantômes de crinoïdes. Selon H. Masson (comm. orale), ce faciès présenterait une forte affinité avec les assises liasiques de la zone de Termen. Dans ce cas, ce forage constituerait un jalon entre les racines des nappes helvétiques supérieures, visible en amont de Gamsen, et la nappe du Sublage (partie interne de la nappe du Wildhorn) visible au nord du Rhône en aval de Sierre. Cette observation favoriserait l'hypothèse de la continuité des unités tectoniques helvétiques très pincées le long du bord sud du massif de l'Aar.

On ne peut toutefois pas exclure que les roches échantillonnées dans le forage TB2 proviennent de niveaux liasiques rattachés plutôt à la couverture du massif de l'Aar interne, ou même de niveaux de calcschistes et de calcaires gréseux recristallisés des Formations de St-Christophe et de l'Aroley qui peuvent présenter des faciès comparables avec ce degré de déformation et de métamorphisme. Dans ce dernier cas, c'est au contraire l'hypothèse d'un rétrochevauchement du massif de l'Aar qui serait à favoriser.

La roche rencontrée au fond de ce forage pourrait également représenter une masse tassée et disloquée plutôt que le toit du rocher en place. Plusieurs intercalations limoneuses y ont été rencontrées et une forte variabilité de pendage des intervalles rocheux constatée (H. Masson com. orale). Comme le forage se situe dans le prolongement direct, et à très faible distance, de la partie visible en surface du grand tassement de versant d'Eyholz, la probabilité est grande que les marbres siliceux dont il est question ici en fassent partie. C'est cette interprétation qui a été retenue pour ce forage TB2 qui n'aurait ainsi pas touché la roche en place.

Le remplissage sédimentaire de la vallée du Rhône dans le secteur Baltschieder–Viège–Lalden masque donc la jonction entre deux grands systèmes de failles (ou trois s'il en existe bien un entre Termen et Viège). Les modalités de leur jonction au droit d'une des régions les plus actives sismiquement de Suisse n'ont pas été clairement explicitées jusqu'ici.

## SISMICITÉ

Le Valais constitue la région soumise à l'aléa sismique le plus élevé en Suisse. À l'échelle européenne, il s'agit néanmoins d'un aléa modéré. Pour la région de Viège, le séisme majeur attendu avec un temps de retour de 500 ans produirait une accélération horizontale d'environ  $2 \text{ m/s}^2$  pour une fréquence de 5 Hz (SED 2015), 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 (KANTON WALLIS 2005). 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, ECOS-09 (FÄH et al. 2011), répertorie 237 séismes historiques dont les épicentres sont situés dans le secteur de la feuille Raron jusqu'en 1975, date de la mise en service du réseau sismologique suisse. L'incertitude sur leur localisation peut atteindre 20 km. Le plus puissant de ces séismes serait celui survenu le 28 juillet 1855 à l'ouest de Viège. Son intensité était de VII et sa magnitude est estimée à 5,1. Il s'agit d'une des répliques du tremblement de terre de Stalden-Viège de 1855 dont l'épicentre serait situé 2 km au sud de la bordure de la feuille.

En 1933, deux séismes de magnitude ( $M_w$ ) 4,5 et 4,6 ont été localisés sous la plaine du Rhône à Viège.

Depuis 1975, le réseau du Service sismologique suisse enregistre les séismes dans tout le pays. Le catalogue ECOS-09 recense depuis cette date 21 séismes de magnitude  $M_w \geq 1$  ayant eu pour épicentre le territoire de la feuille Raron. À l'exception d'un seul, tous les foyers de ces séismes seraient compris entre 10 km de profondeur et la surface. Le plus puissant de ces séismes instrumentaux a eu lieu le 4 mai 1985. Son épicentre se situait entre Tourtemagne et Gampel. Sa magnitude ( $M_w$ ) a été mesurée à 3,1.

Selon le catalogue ECOS-09, les épicentres des séismes majeurs qui ont secoué la région depuis le 18<sup>e</sup> siècle n'étaient pas situés dans l'emprise de la feuille Raron. Ils ont néanmoins provoqué des dégâts dans la région de Viège et sont décrits de manière plus détaillée ci-dessous.

- Le *séisme de Brigue* ( $M_w = 5,7$ ) s'est produit le 9 décembre 1755 à 13h45. Il a été ressenti dans toute la Suisse et au-delà. Il a causé beaucoup d'émoi car il a suivi d'un peu plus d'un mois celui de Lisbonne qui a tué des dizaines de milliers de personnes et qui avait lui-même été perçu en Suisse. À Brigue et à Glis, presque tous les bâtiments ont subi des dommages, y compris des effondrements partiels (MONTANDON 1946, GISLER et al. 2004, FRITSCHÉ et al. 2012), ce qui correspond à une intensité VIII. Il ne semble pas y avoir eu de

- victimes. Le village de Viège a aussi été touché, mais dans une moindre mesure, et l'épicentre du séisme se situerait entre Brigue et Naters selon ECOS-09.
- Le *séisme près de Birgisch* ( $M_w = 5,4$ ), d'intensité VII, est moins bien documenté. Il a eu lieu le 24 janvier 1837 à 01h. Son épicentre se trouverait quelques kilomètres à l'ouest de celui du séisme de Brigue.
  - Le *séisme de Stalden-Viège* ( $M_w = 6,2$ ) a été ressenti à une distance de plus de 200 km (MONTANDON 1946). Il est le plus destructeur qu'ait connu la Suisse depuis 300 ans (FRITSCHÉ et al. 2012). Il s'est produit le 25 juillet 1855 à 11h05. Il est beaucoup mieux connu que les précédents, car plusieurs témoins et voyageurs ont consigné leurs observations par écrit. Un inventaire des dégâts a aussi été tenu après la catastrophe et conservé jusqu'à nos jours (FRITSCHÉ et al. 2006). La ville de Viège a été sévèrement touchée, mais également certains villages de la vallée de la Viège, comme St-Nicolas et Stalden. Une seule victime aurait été déplorée. Une intensité VIII a été atteinte dans un rayon d'environ 15 km autour de l'épicentre, qui se situerait dans la région de Törbel. Presque tous les bâtiments ont subi des dégâts structuraux et certains d'entre eux se sont partiellement effondrés. Les effets secondaires, particulièrement les éboulements et les chutes de blocs, ont été très nombreux.
  - Le *séisme près de Gamsen* ( $M_w = 5,2$ ) est survenu le 15 avril 1924 à 12h50. D'intensité VII, il est peu documenté. Son épicentre se trouverait à proximité de Gamsen.

D'après MAURER et al. (1997), des failles subverticales tardi-alpines, d'orientation ENE–WSW à ESE–WNW causeraient la plupart des séismes au nord du Rhône. Le mécanisme au foyer serait décrochant avec une composante normale; les contraintes montrent une extension NE–SW. Au sud du Rhône, les séismes montrent le même mécanisme mais leurs foyers sont par contre dispersés et l'extension y est de direction N–S.

Il n'est pour l'instant pas possible de mettre en relation de façon univoque ces séismes avec des failles connues en surface. Dans le cas du séisme de Stalden-Viège, la répartition des dégâts le long de la vallée de la Viège rend plausible le lien avec une des structures de la zone de failles du Simplon (PAVONI 1977, WAGNER et al. 2000, FRITSCHÉ et al. 2006). Cette structure plonge sous la vallée de la Viège et s'enfonce à plusieurs kilomètres de profondeur sous l'épicentre supposé. BAUMANN et al. (2013) ont mis en évidence une faille située en rive droite de la Viège, parallèle au versant, qui porterait des indices d'activité néotectonique (cf. p. 114). Cette interprétation doit toutefois être prise avec prudence car les mouvements gravitaires de versant sont largement répartis dans cette région, y compris ceux qui auraient pu être générés par le tremblement de terre lui-même. Selon GROSJEAN et al. (2004),

l'orientation des contraintes actuelles dans le massif, révélée par les séismes instrumentaux récents, ne serait par ailleurs pas compatible avec une activité néotectonique et sismique des différentes branches de la faille du Simplon dans la vallée de la Viège.

Les épicentres de tous les séismes historiques de magnitude supérieure à  $M_w = 5,0$  forment grossièrement un alignement parallèle à la bordure sud du massif de l'Aar interne. Un rétrochevauchement de ce dernier (voir fig. 17, p. 115 s, coupes 14 et 16 de la pl. II), qui s'étendrait en profondeur sous le système de faille du Simplon au droit de Zeneggen et de Moosalp, constituerait aussi une source possible pour tous les séismes de la région Brigue–Viège, y compris celui de Stalden-Viège de 1855 (WAGNER et al. 2000).

## MATIÈRES MINÉRALES EXPLOITABLES

### Anthracite

Une ancienne mine d'anthracite se situe 700 m à l'est du village de Tourtemagne (2621.150/1127.850), dans une grande lentille de schistes du Carbonifère incluse dans l'unité de la Pierre Avoi (CHRIST 1925, FEHLMANN 1919). En 1917–1918, près de 360 t d'anthracite y ont été extraites. Au sein de la même lentille, d'autres petites couches d'anthracite ont fait l'objet de grattages au sud du village, à proximité de la cascade de Tourtemagne.

CHRIST (1925) signale aussi une toute petite exploitation dans la zone Houillère, située à environ 200 m au SSW de l'église d'Ergisch (GERLACH 1873), ainsi que dans la gorge du Tämbach, à 980 m d'altitude.

### Asbeste

Entre 1917 et 1918, près de 513 t d'asbeste ont été extraites des fissures qui recoupent les serpentinites, dans une quinzaine de petites mines qui s'étagent entre Sevenett et Helbrigacher, sous le village de Zeneggen (de 2633.70/1123.90 à 2633.35/1125.90) (FEHLMANN 1919). Seule les plus importantes ont été reportées sur la carte.

Une autre petite exploitation à ciel ouvert, à Zum Chrizji au nord-est de Bitzinen (2635.500/1124.000), a produit 8 t d'asbeste en 1918.

### Talc et pierre ollaire

Quelques lentilles de talc chloriteux existent dans le secteur de Zum Chrizji, au nord-est de Bitzinen, de même que sous le village de Zeneggen, en association avec les serpentinites à asbeste. Cette pierre ollaire a été exploitée artisanalement de longue date. Dans le secteur de Zeneggen, quelques rares veines ont livré du talc pur avec des cubes de pyrite parfois centimétriques.

### Cuivre, plomb et cobalt

D'anciens déblais, recelant des fragments de minerai cuprifère, sont signalés par SCHMIDT (1920) dans le vallon de Ginal à 3,5 km au sud d'Eischoll. Ils n'ont pas été retrouvés à ce jour, par contre des blocs isolés de chalcopyrite et de pyrite se rencontrent sporadiquement dans le secteur Borteralpji–Meiggerwald. Les chroniques signalent dès 1548 la présence d'une mine dont l'exploitation semble avoir cessé au 17<sup>e</sup> siècle.

Quelques mouchetures de malachite s'observent dans les quartzites du Trias affleurant le long du chemin reliant Schätze à Breitmatte, 3 km au sud-ouest de Zeneggen.

La lentille de serpentinite au sud de Warthaus (2634.100/1124.080) recèle un peu de chalcopryrite altérée en malachite et associée à des veinules de magnésite riches en magnétite.

GERLACH (1873) signale une concession pour le plomb abandonnée à Eischollalpengrath. Ce site correspond peut-être au lieu-dit «Erez» (Erz = minerai en allemand) situé au-dessus d'Obri Eischollalp (2624.40/1124.40).

WOODTLI et al. (1987) signalent des teneurs anormales en cobalt (61 et 56 ppm) et en plomb (53 ppm) dans les alluvions du Milibach au fond du vallon de Ginals, indications probables de minéralisations cachées.

### **Uranium, vanadium et terres rares**

Les quartzites permo-triasiques de la zone synclinale de St-Nicolas recèlent de nombreux indices uranifères stratiformes dont certains ont fait l'objet de rainurages pour analyses dans les années 1960. Seul le plus important a été reporté sur la carte; il se situe non loin de Chrizsteck (2632.220/1122.600) à 3 km au sud de Zeneggen. L'horizon minéralisé, centimétrique, est encaissé dans un niveau métrique de quartzite pur et compact, intercalé entre un niveau de chloritoschiste au sommet et un niveau de quartzite micacé à la base. La minéralisation se caractérise par une association à uranium, vanadium, terres rares lourdes (Y, Dy, Gd, Sm), arsenic et cobalt. Finement grenus, les principaux minéraux sont l'uraninite, la roscoélite (mica blanc à vanadium) et le xénotime. Plus rarement, de l'arsénopyrite cobaltifère ± glaucodot s'observe également (LEU 1962, HÜGI 1963, FELDMANN 1986).

Dans leur carte de répartition des minéralisations uranifères en Valais, HÜGI et al. (1967) signalent un indice dans le Carbonifère au sud du village de Tourtemagne.

### **Tungstène**

Des blocs d'amphibolite recelant de la scheelite ont été découverts dans le Tännbach entre 1670 et 1870 m d'altitude, dans le flanc nord de l'Ergischhorn (WOODTLI et al. 1987). L'étude géochimique des terres rares contenues dans la scheelite du Tännbach a été réalisée par USPENSKY et al. (1998).

Ce minéral est également présent dans le cortège de minéraux lourds des alluvions de la Viège et du Ronbach en dessous de Gärlich (Bürchen).

### **Or et autres minéraux métalliques alluvionnaires**

De l'or natif a été signalé dans les alluvions de la Viège (MEISSER & ANSERMET 1993). WÜLSER (2003) a étudié les minéraux lourds issus de la gravière de Sefinot (2633.93/1123.70). L'examen de la fraction < 2 mm issue de 100 m<sup>3</sup> d'alluvions a montré de nombreux grains d'or natif jusqu'à 2 mm; les paillettes étant plus rares. Environ 90 % de l'or natif est très pur alors que les 10 % restant sont constitués par son alliage avec l'argent (électrum). Quelques rares grains d'argent et de platine natifs ont été analysés, de même qu'un cristal cubique d'isoferroplatine. L'alliage naturel fer–nickel (awaruite), caractéristique des serpentinites, ainsi qu'un peu de cinabre et de scheelite ont également été observés.

### **Minéraux singuliers**

KENNGOTT (1888) signale de la pyrophyllite lamelloradiée, vert pâle et associée à du quartz, au lieu-dit «Hamy Alp» dans la région de Zeneggen. Il s'agit de la première mention de cette espèce en Suisse. Ce gisement n'a pas été retrouvé à ce jour.

De la magnésite en rhomboèdres parfois centimétriques se récolte dans les lentilles de schistes chlorito-talqueux de Zum Chrizji près de Bitzinen, au nord-ouest de Visperterminen. Des placages vert pomme d'un phyllosilicate nickélicifère indéterminé s'y associent.

WERENFELS (1924) signale de la magnétite en octaèdres atteignant 1 cm dans les schistes chloriteux au sud de Warthaus, de même qu'au-dessus de Bitzinen.

Selon GUEYMARD (1814), de beaux cristaux d'apatite auraient été trouvés dans les environs de la cascade de Tourtemagne au sud du village.

### **Sables et graviers**

Les sables et les graviers ne sont plus extraits que sporadiquement dans le Rhône (Gampel, Zum Stei, Batschieder, Viège) et dans le Baltschiederbach. Des gravières abandonnées sont encore visibles près de Steg et au Steineji See.

500 m à l'est d'Unterbäch, une grande gravière été ouverte dans une imposante accumulation morainique. À l'ouest d'Ergisch, des dépôts fluvioglaciaires ont permis l'exploitation d'une gravière aujourd'hui abandonnée.

Une grosse exploitation est la gravière Ruppen AG, à la hauteur de Sefinot, dans les alluvions de la basse vallée de la Viège (2633.93/1123.70).

### **Calcaires**

En rive droite du Rhône, l'opportunité d'exploiter des calcaires purs ou siliceux au pied des dalles en pente structurale formant la base du versant a été largement saisie par le passé. Cette activité s'est nettement amoindrie ces dernières décennies et seules deux carrières (Steg, Rarogne) sont encore exploitées entre Niedergampel et Brigerbad. Elles extraient les calcaires du Malm.

## HYDROGÉOLOGIE

La région de Viège est connue pour être la plus sèche de Suisse. La hauteur annuelle moyenne des précipitations a été de 562 mm pour la période 1951–1980 à Ackersand (ATLAS HYDROLOGIQUE DE LA SUISSE 1992). Elle se caractérise également par un très fort gradient avec l'altitude, particulièrement en rive droite du Rhône, puisqu'en moyenne environ 2400 mm d'eau arrosent annuellement les crêtes à la cote 3000 m.

En rive droite du Rhône, les synclinaux de couverture sédimentaire plongeant vers le sud-ouest favorisent le drainage du versant dans des systèmes karstiques. Les galeries du tunnel de base du Löttschberg ne drainent pas d'eau dans le cristallin du massif de l'Aar externe dans son tracé en rive gauche du Löttschental, alors qu'il reçoit plus de 80 l/s dans son tracé à travers le synclinal de Rarogne (ZIEGLER & ISLER 2013). Cet effet de drainage a eu pour conséquence l'assèchement de certaines sources de St. German. Une partie de l'eau drainée par les galeries, qui atteint 19°C au portail sud, est utilisée pour la pisciculture.

En surface, dans le socle cristallin, les sources sont réparties de manière très irrégulière. Le pied des instabilités de versant principales sert souvent d'exutoire, par exemple à Staffel (2621.525/1132.880, 2200 m) et à Ladu (2625.315/ 1130.880, 1495 m). Dans le fond des vallées latérales, les épais dépôts quaternaires récents contiennent des réserves d'eau importantes, par exemple les graviers proglaciaires du Jolital (2628.236/1133.235, 2077 m) et les grands cônes torrentiels du Baltschiederl (2633.910/ 1133.289, 1423 m).

L'aquifère poreux de la vallée du Rhône joue un rôle majeur dans l'approvisionnement en eau potable des agglomérations de plaine, ainsi que pour couvrir les besoins de l'agriculture et de l'industrie. La nappe alluviale est alimentée principalement par le Rhône et par ses affluents, ce qui se traduit par un régime hydrique de type nivoglacière. Les isohypses du niveau piézométrique moyen des basses eaux sont représentées sur la carte. Elles se fondent sur les valeurs de la base de données hydrogéologiques cantonale REGIS (2009) pour la période 1994–2003.

Dans la partie ouest du territoire de la feuille Raron, au centre de la plaine à la hauteur de Niedergampel par exemple, le battement moyen de la nappe entre hautes eaux (juin-juillet) et basses eaux (février-mars) est inférieur à 50 cm. Dans ce secteur, la surface piézométrique moyenne des hautes eaux est située environ 50 cm sous la surface topographique. Au centre de la carte, en amont de Turtig, le battement moyen atteint 50 cm et la profondeur de la nappe en hautes eaux est d'environ 1 m. À l'est de la carte, en amont de Viège, le battement moyen de la nappe varie entre 1 et 1,5 m et sa profondeur moyenne en hautes eaux varie entre environ 1 m (Brigerbad) et 3 m (Lalden).

Au centre de Viège (2633.900/1127.160, 648 m), les isohypses du niveau piézométrique de la nappe montrent un très fort rabattement dû à des puits de pompage.

De nombreuses sources sont alimentées par des circulations relativement superficielles au sein de la couverture meubles quaternaire. On les trouve souvent au pied des éboulis, des glaciers rocheux et des masses glissées, au contact avec la moraine plus imperméable.

Les nombreuses failles et décrochements qui découpent et broient les roches du substratum sont également des zones riches en sources et en captages. Un exemple en est donné par les sources du Tännbach, à l'ouest de l'alpage de Tschorr.

## **TUNNEL DE BASE DU LÖTSCHBERG**

La construction du tunnel ferroviaire de base du Lötschberg a permis de réunir de nombreuses données sur le sous-sol. Pour la feuille Raron, ce sont les tronçons aboutissant aux deux portails sud de l'ouvrage qui sont concernés (Rarogne, Steg).

Les études géologiques, hydrogéologiques et géotechniques prévisionnelles ont été réalisées entre 1990 et 1997. Elles ont été synthétisées par KELLERHALS & ISLER (1998) dans un rapport qui comprend également les profils des 24 forages de reconnaissance profonds réalisés. Sept d'entre eux sont situés dans l'emprise de la feuille Raron. Le plus long (632,5 m, inclinaison moyenne 27°) a été réalisé à Niwärsch (Ausserberg, 2631.906/1113.083, 1258 m) et donne une très bonne information sur la position de l'interface socle-couverture en bordure du synclinal de Rarogne. Sur la carte, la couleur dans le symbole du forage représente, en fonction de l'intérêt de l'information, soit la première lithologie du substratum rocheux, soit le contact de la roche la plus intéressante rencontrée dans son tracé.

D'autres contributions ont aussi été éditées, en commun avec celles concernant le tunnel de base du Gothard, par LÖW & WYSS (1999).

Les données récoltées lors du percement des galeries (2000–2005) et les interprétations qui en ont découlé ont été synthétisées par ZIEGLER & ISLER (2013). Il a été tenu compte de la coupe géologique «après exécution» présentée dans cet ouvrage pour établir les coupes géologiques 9 et 10 (pl. II), dont les tracés sont les plus proches de celui du tunnel.

## BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. (1954): Pennides dans l'Ossola et problème des racines. – Arch. Sci., Genève 7/6, 411–462.
- ANTOINE, P. (1971): La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, Mém 9.
- (1972): Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). – Geol. Alp. (Grenoble) 48, 5–40.
- ARAMOWICZ, A. (2008): Application of low temperature thermochronology to understanding cooling and exhumation in the Central Swiss Alps. – Thèse Univ. Lausanne.
- ATLAS HYDROLOGIQUE DE LA SUISSE (2007): Planche 2.2 : Hauteurs annuelles moyennes corrigées des précipitations 1951–1980. – Serv. géol. hydrol. natl., Berne.
- AUBERT, D. (1980): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. – Bull. Murith. 97, 101–169.
- BADOUX H. (1971): Feuille 1305 Dt de Morcles (2<sup>ème</sup> éd.). – Atlas géol. Suisse 1.25'000, Notice expl. 58.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 82, 1–160.
- BAFU (2005): Ereignisanalyse Hochwasser 2015. Teil I: Prozesse, Schäden und erste Einordnung. – Bundesamt für Umwelt BAFU / Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL.
- BAGNOUD, A., WERNLI, R. & SARTORI, M. (1998): Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion-Courmayeur à Sion (Valais, Suisse). – Eclogae geol. Helv. 91/3, 421–429.
- BAMBAUER, H. U. & BERNOTAT, W. H. (1982): The Microcline/Sanidine Transformation Isograd in Metamorphic Regions. I. Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of two N-S traverses across the Aar Massif and Gotthard "Massif", Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/2, 185–230.
- BASLER + PARTNER (2012): Verkehrliche und räumliche Auswirkungen des Lötschberg-Basistunnels. – Bundesamt für Raumentwicklung.
- BAUD, A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). – Mém. Géol. (Lausanne) 1.
- BAUD, A. & MÉGARD-GALLI, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. – 9ème Congrès International de Sédimentologie (Nice), 5/1, 45–50.
- BAUD, A., PLASENCIA, P., HIRSCH, F. & RICHOSZ S. (2016): Revised middle Triassic stratigraphy of the Swiss Prealps based on conodonts and correlation to the Briançonnais (Western Alps). – Swiss J. Geosci. 109/3, 365–377. DOI: 10.1007/s00015-016-0226-3
- BAUMANN, C., BURJANEK, J., MICHEL, C., FÄH, D. & DALGUER, L. A. (2013): Fault zone signatures from ambient vibration measurements: a case study in the region of Visp (Valais, Switzerland). – Swiss J. Geosci. 106/3, 529–541.
- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 279–290.
- (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 Pr Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. – Mém. h. s. Soc. géol. France, t. II, 407–418 (1960–1963).

- BEARTH, P. (1964): Blatt 1328 Randa. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut. 43.
- (1972): Blatt 1309 Simplon. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 61.
- (1973): Blatt 1309 Simplon. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 61.
- (1978): Blatt 1308 St-Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 71.
- (1980): Blatt 1308 St. Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 71.
- BELTRANDO, M., FRASCA, G., COMPAGNONI, R. & VITALE-BROVARONE A. (2012): The Valaisan controversy revisited: Multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps). – *Tectonophysics* 579, 17–36.
- BERGER, A., MERCOLLI, I., HERWEGH, M. & GNOS, E. (2016): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes, 1:100 000. – *Geological Special Map 129*, swisstopo.
- BIINO, G. G., & MEISEL, T. (1994): Major, trace, noble and rare earth element distribution in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar massif, Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 69–86.
- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Glatzialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. – *Physische Geographie* 9 (Geogr. Inst. Univ. Zürich).
- BOLOGNESI, F. & BISTACCHI, A. (2016): Weakness and mechanical anisotropy of phyllosilicate-rich cataclases developed after mylonites of a low-angle normal fault (Simplon Line, Western Alps). – *J. struct. Geol.* 83, 1–12 DOI: 10.1016/j.jsg.2015.11.009
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R., PATRIAT, M. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. – *Geol. Soc. Amer. Bull.* 114/2, 207–225.
- BUGNON, P.-C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. Nat.* (359) 75, 201–206.
- (1986): Géologie de l’Helvétique à l’extrémité Sud-Ouest du Massif de l’Aar (Loèche, Valais). – Thèse Univ. Lausanne.
- BUGNON, P.-C. & DOLIVO, E. (1980): Sion – Leuk (or Loèche) – Raron – Brig. In: MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Excursion No 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R. HOMEWOOD, P. W. & AYRTON S. (ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological excursions* (p. 132–137). – *Schweiz. geol. Komm. / Wepf*, Basel.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURKHARD, M. (1988): L’Helvétique de la bordure occidentale du massif de l’Aar (évolution tectonique et métamorphique). – *Eclogae geol. Helv.*, 81/1, 63–114.
- (1999): Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: LÖW, S. & WYSS, R. (ed.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 45–56). – Balkema, Rotterdam.
- BURRI, M. (1958) La zone de Sion – Courmayeur au Nord du Rhône. – *Mat. Carte géol. Suisse* [n. s.] 105.
- (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789–802.
- (1967): Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 614–617.
- BURRI, M. & JEMELIN, L. (1983): Feuille 1325 Sembrancher. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 77.
- BURRI, M., FRANK, E., JEANBOURQUIN, P., LABHART, T., LISZKAY, M. & STRECKEISEN, A. (1993): Blatt 1289 Brig. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 93.

- BURRI, M., JEMELIN, L. & JEANBOURQUIN, P. (1994): Blatt 1289 Brig. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 93.
- BURRI, M. & MARRO, C. (1993): Feuille 1345 Orsières. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 91.
- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/1, 81–84.
- CAMPANI, M. (2009): Temporal and spatial evolution of a syn-orogenic extensional system: the Simplon Fault Zone (Central Alps). – Thèse ETH Zürich N° 18461.
- CAMPANI, M., MANCKTELOW, N., SEWARD, D., ROLLAND, Y. & MÜLLER, W. (2010): Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile-brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault (Simplon Fault Zone, central Alps). – *Tectonics* 29, TC3002. DOI:10.1029/2009TC002582.
- CAMPANI, M., MANCKTELOW, N. & COURRIOUX, G. (2014): The 3D interplay between folding and faulting in a syn-orogenic extensional system: the Simplon Fault Zone in the Central Alps (Switzerland and Italy). – *Swiss J. Geosci.* 107/2-3, 251–271.
- CANIC, S. (1996): L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales): implications dans l'histoire alpine. – Thèse Univ. Grenoble et Lausanne.
- CARRUPT, E. (2003): New stratigraphic, structural and geochemical data from the Val Formazza - Binnental area (Central Alps). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 41.
- CAVIN, L., AVANZINI, M., BERNARDI, M., PIUZ, A., PROZ, P.-A., MEISTER, C., BOISSONNAS, J. & MEYER, C. A. (2012): New vertebrate trackways from the autochthonous cover of the Aiguilles Rouges Massif and reevaluation of the dinosaur record in the Valais, SW Switzerland. – *Swiss J. Palaeontol.* 131/2, 317–324.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I. M. (2008): P-T-t modelling fluid circulation and <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 269–288.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. II Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 11.
- CLAVIEN, F. (1988): RN9 St-Maurice – Brig, secteur Viège Est – Brigerbad, Rapport du forage profond de Brigerbad. – Rapport à l'att. du Service des Routes Nationales (inédit).
- COLOMBI, A. (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège-Domodossola-Locarno). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 4.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Laven des Vispertales. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 79–87.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 157.
- ELTER, G. & ELTER, P. (1965): Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo. Con note illustrative. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 25.
- ELTER P. (1954) : Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Pt. St. Bernard). – Thèse Univ. de Genève.
- 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. hydro. géol. natl. (Berne)* 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydro. géol. natl. (Berne)* 2 (aussi *Mém. Géol., Lausanne* 2 [1988]).

- FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., DEICHMANN, N., GISLER, M., SCHWARZ-ZANETTI, G., ALVAREZ-RUBIO, S., SELLAMI, S., EDWARDS, B., ALLMANN, B., BETHMANN, F., WÖSSNER, J., GASSNER-STAMM, G., FRITSCH, S., EBERHARD, D. (2011): ECOS-09 Earthquake Catalogue of Switzerland Release 2011 Report and Database. – Public catalogue, 17. 4. 2011. Swiss Seismological Service ETH Zurich, Rapport SED/RISK/R/001/20110417. <http://hitseddb.ethz.ch:8080/ecos09/index.html>
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Kümmerly & Frey, Bern.
- FELDMANN, M. (1986): Uran und seltene Erden Mineralisationen im Raum Emmb-Törbel, Mulde vom St. Niklaus, Mattertal, Wallis. – Diplomarbeit ETH Zürich (unpubl.).
- FINCKH, P. & FREI, W. (1991): Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone Valley. Part 1, Seismic reflection field work, seismic processing and seismic results of the Roche-Vouvry and Turtmann and Agarn Lines. – *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 345–357.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 135–154.
- FREY, M. & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aar-massivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/3, 407–418.
- FRITSCH, S., FÄH, D., GISLER, M. & GIARDINI, D. (2006): Reconstructing the damage field of the 1855 earthquake in Switzerland: historical investigations on a well-documented event. – *Geophys. J. Int.* 166/2, 719–731.
- FRITSCH, S., FÄH, D. & SCHWARZ-ZANETTI, G. (2012): Historical intensity VIII earthquakes along the Rhone valley (Valais, Switzerland): primary and secondary effects. – *Swiss J. Geosci.* 105/1, 1–18.
- FURRER, H. (1962): Blatt 1267 Gemmi. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 32.
- GABUS, J., WEIDMANN, M., BUGNON, P., BURRI, M., SARTORI, M. & MARTHALER, M. (2008a): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 111.
- GABUS, J., WEIDMANN, M., BURRI, M. & SARTORI, M. (2008b): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 111.
- GASSER U., & DOLIVO, E. (1980): Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, VS). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75 (357), 9–22 (aussi: *Bull. Labo. Géol. Univ. Lausanne* 247).
- GENIER, F. EPARD, J.-L., BUSSY, F. & MAGNA, T. (2008): Lithostratigraphy and U-Pb zircon dating in the overturned limb of the Siviez-Mischabel nappe: a new key for Middle Penninic nappe geometry. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 431–452.
- GERLACH, H. (1873): Die Bergwerke des Kantons Wallis: nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. – Galerini, Sitten (aussi: *Beitr. geol. Karte Schweiz* 27/3, 1983).
- GIORGIS, D., THÉLIN, P., STAMPFLI, G. & BUSSY, F. (1999): The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/3, 381–398.
- GISLER M., FÄH, D. & DEICHMANN, N. (2004): The Valais earthquake of December 9, 1755. – *Eclogae geol. Helv.* 97/3, 411–422.
- GLOTZBACH, C., REINECKER, J., DANISIK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: Evidence for steady state, long-term exhumation. – *J. geophys. Res.* 115, F03017.
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. (2004): Late Neogene extension in the vicinity of the Simplon Fault Zone (central Alps, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 33–46.
- GUEYMARD, M. (1814): Sur la géologie et la minéralogie du Simplon. – *J. Mines (Paris)* 205, 10.

- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): Die Unterfläche des Helvetikums zwischen Kien und Aare. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 172–176.
- HANDY, M. R., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological – geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Science Reviews* 102/3-4, 121–158. DOI:10.1016/j.earscirev.2010.06.002
- HEIM, A. (1922): *Geologie der Schweiz. Bd II: Die Schweizer Alpen. 2. Hälfte.* – Tauchnitz, Leipzig.
- HETTMANN, K., SIEBEL, W., SPIEGEL, C. & REINECKER, J. (2009): Granite genesis and migmatization in the western Aar Massif, Switzerland. – *N. Jb. Miner., Abh.* 186/3, 309–320.
- HÜGLI, T. (1963): Uranvorkommen in der Schweiz. – *Atomwirtschaft (Düsseldorf)* 8/10, 524–529.
- HÜGLI, T., KÖPPEL, V., DE QUERVAIN, F. & RICKENBACH, E. (1967): Die Uranvererzungen bei Iséables (Wallis). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 42.
- HÜGLI, T., LEDERMANN, H. & SCHLÄPPI, E. (1988): Feuille 1268 Lötschental. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 82.
- HUNZIKER, J. C. & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 12/1, 205–222.
- HUTTENLOCHER, H. (1921): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 1, 43–51.
- (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13/2, 281–291.
- JÄCKLI, R., (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d’Anniviers und Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 43/1, 31–93.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. (1989): La zone de Sion – Courmayeur dans la région du Simplon. – *Rapp. géol., Serv. hydrol. géol. natl.* 11.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. (1991): Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue-Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan. – *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 463–481.
- KANTON WALLIS 2005: Spektrale seismische Mikrozonierung der Region Brig-Visp. Technischer Bericht. – Dienststelle für Ramplanung, Kantonsgeologe.
- KELLERHALS, P. & ISLER, A. (1998): Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose. – *Rap. géol., Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 22.
- KENNGOTT, A. (1888): Orthoklaszwillinge von Baveno; Pyrophyllit von Zen-Eggen bei Visp; Gypskristalle auf Coak. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. I/II*, 210–212.
- KLAUS, G. (éd.) (2007): État et évolution des marais en Suisse. Résultats du suivi de la protection des marais. – État de l’environnement n° 0730, Office fédéral de l’environnement, Berne.
- KLEIN, H., WIZEVICH, M. C., THÜRING, B., MARTY, D., THÜRING, S., FALKINGHAM, P. & MEYER, C. A. (2016): Triassic chirotheriid footprints from the Swiss Alps: ichnotaxonomy and depositional environment (Cantons Wallis & Glarus). – *Swiss J. Palaeontol.* 135, 295–314. DOI 10.1007/s13358-016-0119-0
- KUGLER, C. (1987): Die Wildegg-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich. [N.F.]* 259.
- LABHART, T. (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: LÖW, S. & WYSS, R. (ed.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 31–43.). – Balkema, Rotterdam.
- LANGHI, L. (1999): Minéralogie et géochimie des prasinites de la zone de Sion-Courmayeur au sud de Viège (VS). – *Diplôme Univ. Lausanne (inédit)*

- LEDERMANN, H. (1945): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aargranits im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 25/2, 383–530.
- LEU, H. (1962): Bericht über die Uranvorkommen im Mattertal VS. Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und Seltene Elemente. – Rapport inédit OFEN, Berne.
- LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto – Baceno – Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 769–824.
- LIACI, S. (1999): Etude géologique de la région d’Eischoll. – Diplôme Univ. Lausanne (inédit).
- LOPRIENO, A., BOUSQUET, R., BUCHER, S., CERIANI, S., DALLA TORRE, F. H., FUEGENSCHUH, B. & SCHMID, S. M. (2011): The Valais units in Savoy (France); a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps. – *Int. J. Earth Sci.* 100, 963–992.
- LOUP, B. (1992): Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variation du niveau marin. – *Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève* 12.
- LUGEON, M. (1914–1918): Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 30/I (1914), II (1916), III (1918).
- MAISCH, M. (1981): Glatzialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3 (Geogr. Inst. Univ. Zürich).
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- (1990): The Simplon Fault Zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 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. DOI:10.1016/0040-1951(92)90358-D
- 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.
- 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.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N., & SCHALTEGGER, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78, 397–414.
- MARTHALER, M. (2014): Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète (4<sup>e</sup> édition). – LEP (Loisirs et Pédagogie), Le Mont-sur-Lausanne.
- MARTHALER, M., SARTORI, M. & ESCHER, A. (2008a): Feuille 1307 Vissoie. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 122.
- MARTHALER, M., SARTORI, M., ESCHER, A., & MEISSER, N. (2008b): Feuille 1307 Vissoie. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 122.
- MASSON, H. (1988): Les décrochements de la vallée du Rhône. – *PNR 20 Bulletin* 6, 40–41.
- (2002): Ophiolites and other (ultra)basic rocks from the West-Central Alps: new data for a puzzle. – *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.* 88/2, 263–276 (aussi: *Bull. Géol. Lausanne* 356). DOI: 10.5169/seals-281429

- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Excursion No 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R., HOMEWOOD, P. W. & AYRTON S. (eds.): *Geology of Switzerland, a guide-book*. Part B: Geological Excursions (p. 110–153). – Schweiz. geol. Kom. / Wepf, Basel.
- MASSON, H., FREY, M. & BUGNON, P.-C. (1989): Géologie et métamorphisme de l'Helvétique au SW du massif de l'Aar (région de Loèche, VS). In: SARTORI, M., BUGNON, P. C., FREY, M., GANGUIN, J., MASSON, H., STECK, A. & THÉLIN, P. (1989): *Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS: le profil Rawil-Zermatt 9/10/11 octobre 1988* (p. 262–268). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 69/2.
- MASSON, H., BUSSY, F., EICHENBERGER, M., GIROUD, N., MEILHAC, C. & PRESNIAKOV, S. (2008): Early Carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences: non-existence of a “Valais ocean” (Lower Penninic, western Alps). – *Bull. Soc. géol. France* 179/4, 337–355.
- MAURER, H., BURKHARDT, M., DEICHMANN, N., GREEN, A. G. (1997): Active tectonism in the Central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. – *Terra Nova* 9/2, 91–94.
- MEISSER, N. & ANSERMET, S. (1993): Topographie minéralogique de la Suisse et des pays voisins: description de minéraux rares ou inédits récemment découverts - Partie 1. – *Le Cristallier Suisse*, 9/12, 573–608.
- 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.
- MILNES, A. G., GRELLER, M., MÜLLER, M. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon – Pennine Alps. – *J. Stuct. Geol.* 3/4, 411–420.
- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian-Berriasian): eine sequenzstratigraphische Annäherung. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 281–320.
- MONTANDON, F. (1946): Les trois récents séismes du Valais central (10 novembre 1945, 25 janvier et 30 mai 1946). – *Revue pour l'étude des calamités* 9, 50–66.
- MÜLLER, F. (2001): La région d'Ergisch (Turtmanntal, Valais). Etude géologique générale. – *Diplôme Univ. Lausanne* (inédit).
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/2, 351–370
- PILLOUD, A. (1990): Bau und jurassische präorogene Tektonik der helvetischen Hauptschubmasse im Berner Oberland. – *Diss. Univ. Bern*.
- PIFFNER, O. A. (2011): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France). – *Geological Special Map 128*, explanatory notes (swisstopo, Wabern).
- PIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France). – *Geological Special Map 128* (swisstopo, Wabern.)
- REGIS (2009): Regional Geohydrological Information system. – Département de la mobilité, du territoire et de l'environnement du canton du Valais (DMTE), Service de protection de l'environnement.  
<https://www.crealp.ch/fr/accueil/outils-services/portails-de-donnees/portail-web-hydro.html>
- ROSSELLI, 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.
- 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.

- SARTORI, M., BURRI, M., EPARD, J.-L., MASSON, H. & PASQUIER, J.-B. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 130.
- SARTORI, M. & EPARD, J.-L. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 130.
- 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 ceillés albitiques de Barneua (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – *Bull. suisse Minéral. Pétr. 67/3*, 229–256.
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauwacken durch die Verkarstung von Gips. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 59–90.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source for late Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – *Contr. Mineral. Petrol.* 111, 329–344.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83/2, p. 183–195.
- SCHÄRER, U., CANNIC, S. & LAPIERRE, H. (2000): Preliminary evidence for a Hercynian age of the Versoyen complex, western Alps. – *C.R. Acad. Sci., Paris, Sci. Terre Planètes* 330, 325–332.
- SCHIEBER, T., BERNDT, J., MEZGER, K. & PFIFFNER, O. A. (2014): Precambrian to Paleozoic zircon record in the Siviez-Mischabel basement (western Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 107/1, 49–64. DOI: 10.1007/s00015-013-0156-2
- SCHIEBER, T., PFIFFNER, O. A. & SCHREURS, G. (2013): Upper crustal deformation in continent-continent collision: A case study from the Bernard nappe complex (Valais, Switzerland). – *Tectonics* 32, 1320–1342. DOI: 10.1002/tect.20080
- SCHENKER, M. (1946): Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 86.
- SCHLÄPPI, E. (1978): Geologie des Torrenthorns (E Leukerbad). – *Liz. Arbeit Univ. Bern* (unpubl.).
- SCHLÜCHTER, C. (compil.) (2009): La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM), 1:500 000. – *GéoCartes500*, Office fédéral de topographie swisstopo.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500 000. – *Matér. Géol. Suisse*.
- SED 2015: Aléa sismique suisse 2015. – Schweizerische Erdbebendienst (SED), ETH Zürich. <http://www.seismo.ethz.ch/de/knowledge/seismic-hazard-switzerland/maps/hazard/>
- STAUB, W. (1934): Gebirgsbau zwischen Vispताल und Turtmannal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* (1933), 189–198. DOI: 10.5169/seals-319372
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (1990): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603–627. DOI: 10.5169/seals-166604
- (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.
- (2011): Blatt 1269 Aletschgletscher. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 131.

- STECK, A. & HUNZIKER, J.C. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H. & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 5.
- STECK, A., BIGIÖGGERO, B., DAL PIAZ, G. V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H. (1999): Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100 000. Carte géologique spéciale N° 123. – Serv. hydrol. géol. natl (actuel. swisstopo, Wabern).
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. (2001): Notice explicative de la Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100 000. Carte géologique spéciale N° 123. – Office féd. Eaux Géologie (actuel. swisstopo, Wabern).
- STECK, A., DELLA TORRE, F., KELLER, F., PFEIFER, H.-R., HUNZIKER, J. & MASSON H. (2013): Tectonics of the Lepontine Alps: ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. – *Swiss J. Geosci.* 106/3, 427–450. DOI: 10.1007/s00015-013-0135-7.
- STECK, A., MASSON, H. & ROBYR, M. (2015): Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. – *Swiss J. Geosci.* 108/1, 3–34. DOI: 10.1007/s00015-015-0188-x
- STRASKY, S., MORARD, A. & MÖRI, A. (2016): Harmonising the lithostratigraphic nomenclature: towards a uniform geological dataset of Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 123–136. DOI: 10.1007/s00015-016-0221-8
- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1853) : Geologische Karte der Schweiz 1:380'000. – Wurster, Winterthur.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 47/1.
- TERZAGHI, K. (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. – *Géotechnique* 12/4, 251–270.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand St. Bernard: essai d'évaluation des critères susceptibles d'en préciser l'héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- (1987): Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). – *Mém. Soc. vaud. Sci. nat.* N° 104 / Vol. 18/1 (aussi : *Bull. Lab. Géol. etc. Lausanne* 290).
- (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repères. – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 69/2, 193–204.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmato-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 63/2-3, 393–420.
- THÉLIN, P., SARTORI M., LENGELER R. & SCHAEERER J.-P. (1990): Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. – *Lithos* 25, 71–88.
- THÉLIN, P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. & CHESSEX R. (1993): The Pre-Alpine Basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 297–315). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- THÉLIN, P., ESCHER, A. & MARTHALER, M. (2001): The Internides: Field trip 5. In STAMPFLI, G. (ed.) : *Geology of the western Swiss Alps, a guide-book*. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 36, 129–146.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarneralpen. – *Denksch. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1951): 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 (1951), 338–347.

- TRÜMPY, R. (1954): La zone de SiopóCourmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. – *Eclogae geol. Helv.* 47/2, 315–359.
- (1971): Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. In: VEGH-NEUBRANDT, E. (ed.): Colloque du Jurassique Méditerranéen, Budapest, sept. 1969. – *Ann. Inst. geol. publ. hung.* 54/2, 369–382.
- USPENSKY, E., BRUGGER, J. & GRAESER, S. (1998): REE geochemistry systematics of scheelite from the Alps using luminescence spectroscopy: from global regularities to local control. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 78/1, 31–54.
- USTASZEWSKI, M.E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, O.A. (2008): Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – *Swiss J. Geosci.* 101/1, 223–235.
- VALLA, P.G., VAN DER BEEK, P.A., SHUSTER, D.L., BRAUN, J., HERMANN, F. TASSAN-GOT, L. & GAUTHERON, C. (2012): Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and  $^4\text{He}/^3\text{He}$  thermochronometry. – *J. geophys. Res.* 117, F01004.
- VON FELLEBERG, E. & MÖSCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des Westlichen Theils des Aarmassivs. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 21.
- VON RAUMER, J.F. & BUSSY, F. (2004): Mont Blanc and Aiguilles Rouges; Geology of their poly-metamorphic basement (External massifs, Western Alps, France-Switzerland). – *Mém. Géologie (Lausanne)*, 42.
- VUAGNAT, M. (1947): Sur la variolite de Spiss près de Viège (Valais). – *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 64/2, 45–47.
- WAGNER, J.-J., FRICKNECHT, 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 Brigue. – *Rap. géol., Serv. hydrol. géol. natl. (Berne)* 25.
- WEIDMANN, M. (2003): Tremblements de terre en Suisse. – *Desertina*, Coire.
- WERENFELS, A. (1924): Geologische und Petrographische Untersuchung des Vispirtales. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26/3.
- WINSTÖRFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. – *Bull. Murith (Sion)* 94, 3–66.
- WOODTLI, R., JAFFE, F., VON RAUMER, J., ESCHER, A. & DELLA VALLE, G. (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine. – *Mat. Géol. Suisse, Sér. géotech.* 72.
- WÜLSER, P.-A. (2003): Prospection alluvionnaire dans le Rhône, La Broye et la Viège. – *Rapport interne Musée cantonal de Géologie (Lausanne, inédit)*.
- ZIEGLER, H.-J. & ISLER, A. (2013): Lötschberg-Basistunnel – zusammenfassender geologischer Schlussbericht. – *Ber. Landesgeologie* 4.
- ZINGG, M.A. (1989): Die Siviez-Mischabel Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 130.

## CARTES GÉOLOGIQUES PUBLIÉES

### **Carte géologique de la Suisse 1:500 000**

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

### **Carte tectonique de la Suisse 1:500 000**

Office fédéral des eaux et de la géologie, 2005.

### **La Suisse durant le dernier maximum glaciaire (LGM) 1:500 000**

Office fédéral de topographie swisstopo, 2009.

### **Carte géologique de la Suisse 1:200 000**

Fle 6 Sion, par P. CHRIST, 1942.

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

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

### **Carte géologique de la Suisse 1:100 000**

Fle XVII Vevey–Sion, par E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER & H. GERLACH, 1883.  
Fle XVIII Brieg –Airolo, par E. V. FELLENBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

### **Atlas géologique de la Suisse 1:25 000**

N° 32 Gemmi (CN 1267), par H. FURRER, H. BADOUX, K. HUBER & H. VON TAVEL, 1962.  
N° 61 Simplon (CN 1309), par P. BEARTH, 1972.  
N° 71 St. Niklaus (CN 1308), par P. BEARTH, 1978.  
N° 82 Lötschental (CN 1268), par T. HÜGI, H. LEDERMANN, E. SCHLÄPPI, L.-W. COLLET, M. FREY & E. PARÉJAS, 1985.  
N° 93 Brig (CN 1289), par M. BURRI, E. FRANK, P. JEANBOURQUIN, T. LABHART, M. LISZKAY & A. STRECKEISEN, 1993.  
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.  
N° 131 Aletschgletscher (CN 1269), par A. STECK, 2011.

### **Cartes géologiques spéciales**

N° 48 Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50 000, par C. SCHMIDT & H. PREISWERK, 1908.  
N° 60 Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, 1:50 000, par M. LUGEON, 1910.  
N° 89 Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1:50 000, par B. SWIDERSKI, 1919.  
N° 106 Geologische Karte des Vispertaes, 1:25 000, par A. WERENFELS, 1924.  
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.

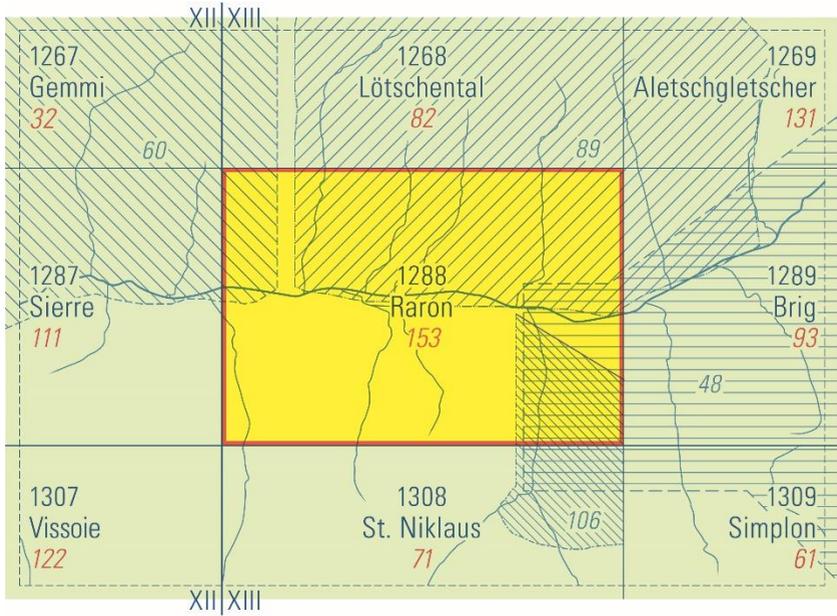


Fig. 19: Répartition des cartes géologiques publiées avec fond topographique.

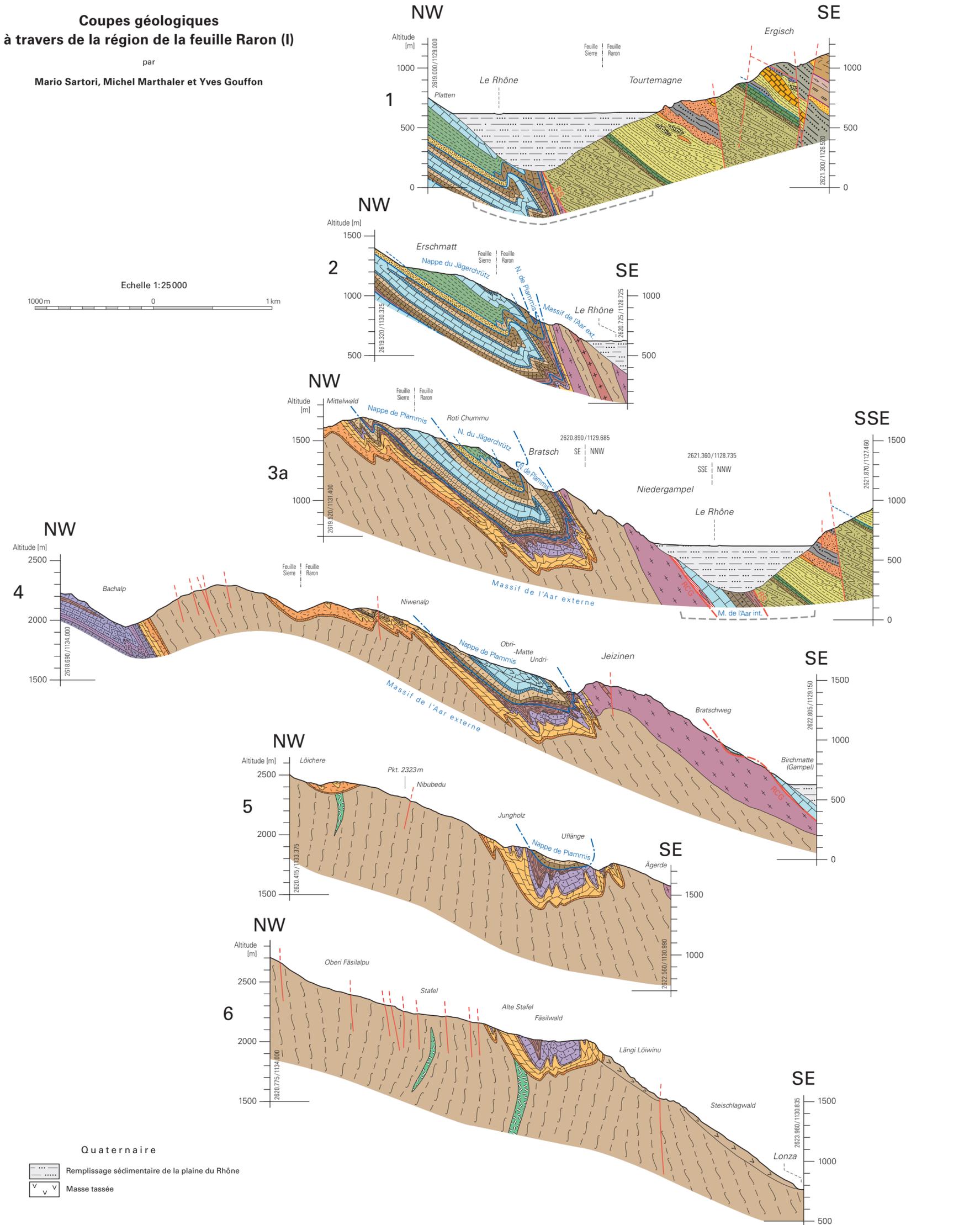
ANNEXES

- Planche I: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Raron (I)
- Planche II: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Raron (II)
- Planche III: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Raron (III)
- Planche IV: Carte tectoniques de la région de la feuille Raron et environs

# Coupes géologiques à travers de la région de la feuille Raron (I)

par  
**Mario Sartori, Michel Marthaler et Yves Gouffon**

Echelle 1:25 000  
 1000m 0 1km



**Quaternaire**  
 Remplissage sédimentaire de la plaine du Rhône  
 Masse tassée

## Helvétique

**Pennique moyen**  
**Nappe de Siviez-Mischabel**  
 Perm. Formation du Col de Chassoure  
 Cambrien Formation de Lirec  
 Formation de l'Adlerflüe  
**Zone Houillère**  
 Trias Gypse, cornieule  
 Perm. Schistes noirs, métagrès gris foncé, métagglomérats

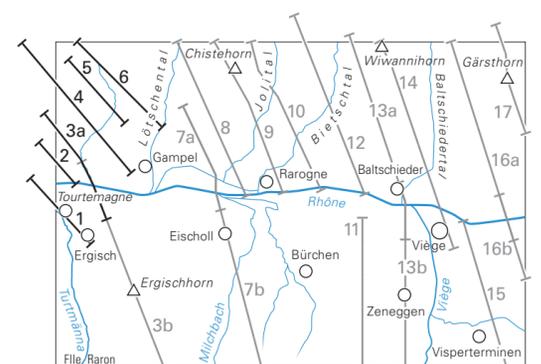
**Pennique inférieur**  
**Zone de Sion-Courmayeur**  
 Paléogène Mélange de la Pierre Avoi: schistes, calcschistes et brèches, avec blocs et mégablocs de:  
 Brèche polymictique (Jurassique?)  
 Marbre siliceux (Jurassique précoce?)  
 Cornieule et gypse (Trias moyen-tardif)  
 Marbres et dolomies (Trias moyen-tardif)  
 Quartzites (Trias précoce)  
 Schistes graphiteux, métagrès (Carbonifère-Permien)  
 Crétacé-Paléogène Formation de St-Christophe  
 Formation des Marmontains  
 Formation de l'Aroley

## Nappes du Jägerchrüz, de Plammis et du Doldenhorn, massifs de l'Aar externe et interne

**Couverture sédimentaire**  
 Pelliculaire Roches tectonisées le long de la zone de cisaillement de Roti Chüe-Gampel, indifférenciées  
 Membre de Tsanfleuron  
 Formation de Palfris  
 Formation de Quinten  
 Formation du Schilt  
 Calcaires spathiques et siliceux, marnes  
 Membres du Schwarzhorn  
 Formation de Dugny  
 Calcaires grésospathiques et siliceux, conglomérats  
 Quartzites lités  
 Formation de la Bachalp  
 Formation des Besoëns  
 Dolomies  
 Gypse, cornieule  
 Formation du Vieux Emsoson  
**Socle cristallin**  
 Carb. Perm.? Microgranite porphyrique  
 Granodiorite de Baltschieder  
 Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss sériciteux  
 Amphibolites

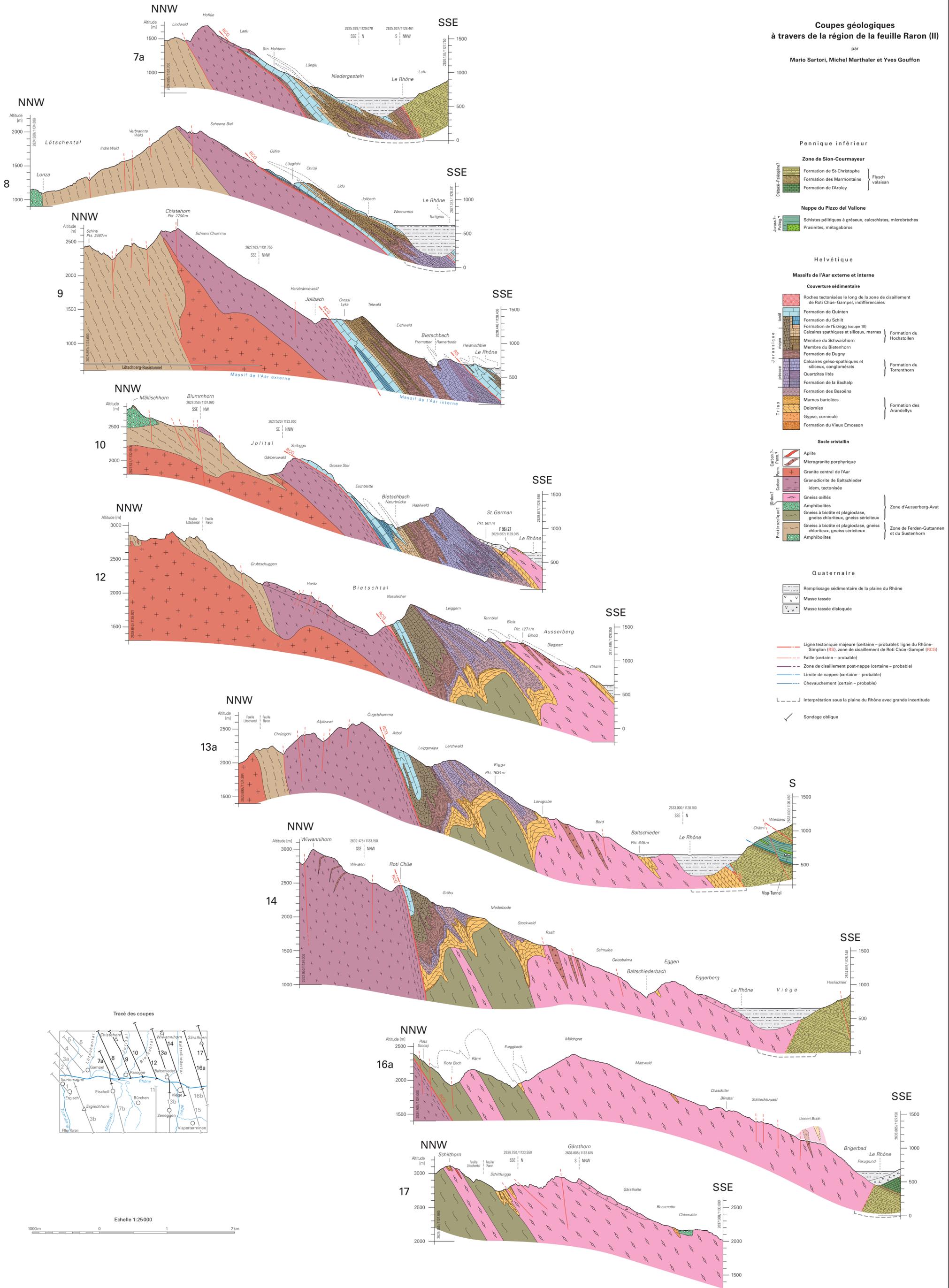
--- Ligne tectonique majeure (certaine – probable): ligne du Rhône-Simplon (RS), zone de cisaillement de Roti Chüe-Gampel (RCG)  
 - - - Faille (certaine – probable)  
 --- Zone de cisaillement post-nappe (certaine – probable)  
 - - - Limite de nappes (certaine – probable)  
 --- Chevauchement (certain – probable)  
 - - - - - Interprétation sous la plaine du Rhône avec grande incertitude

## Tracé des coupes



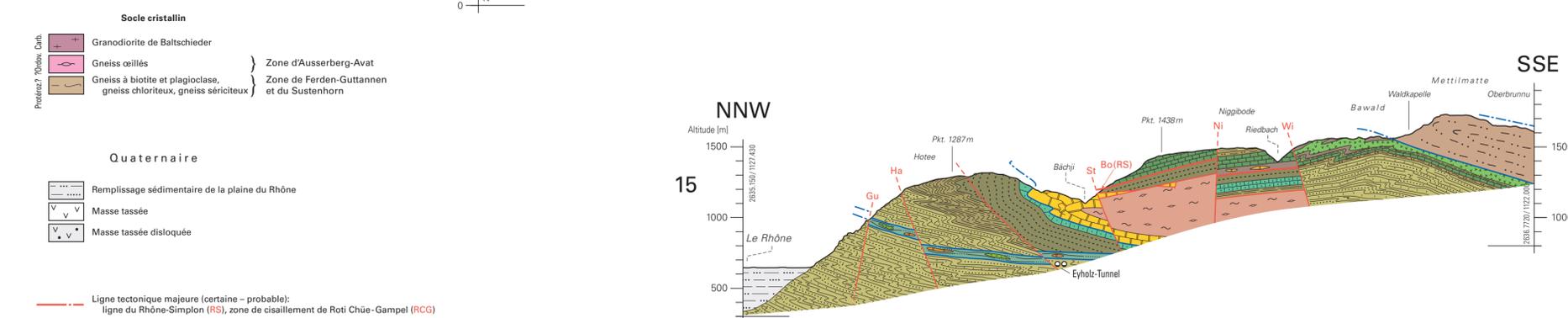
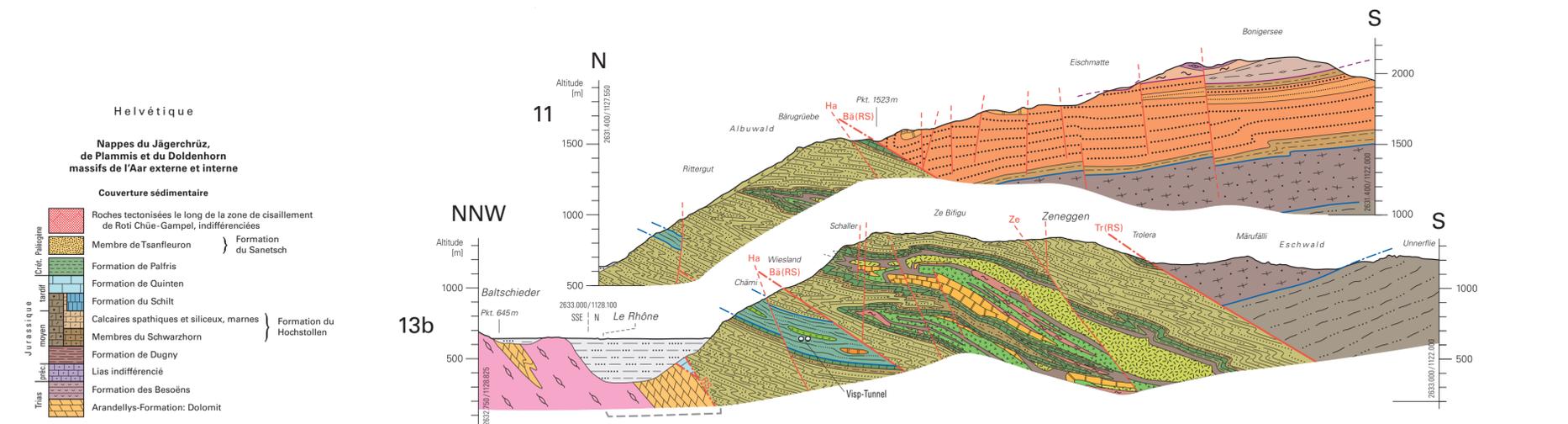
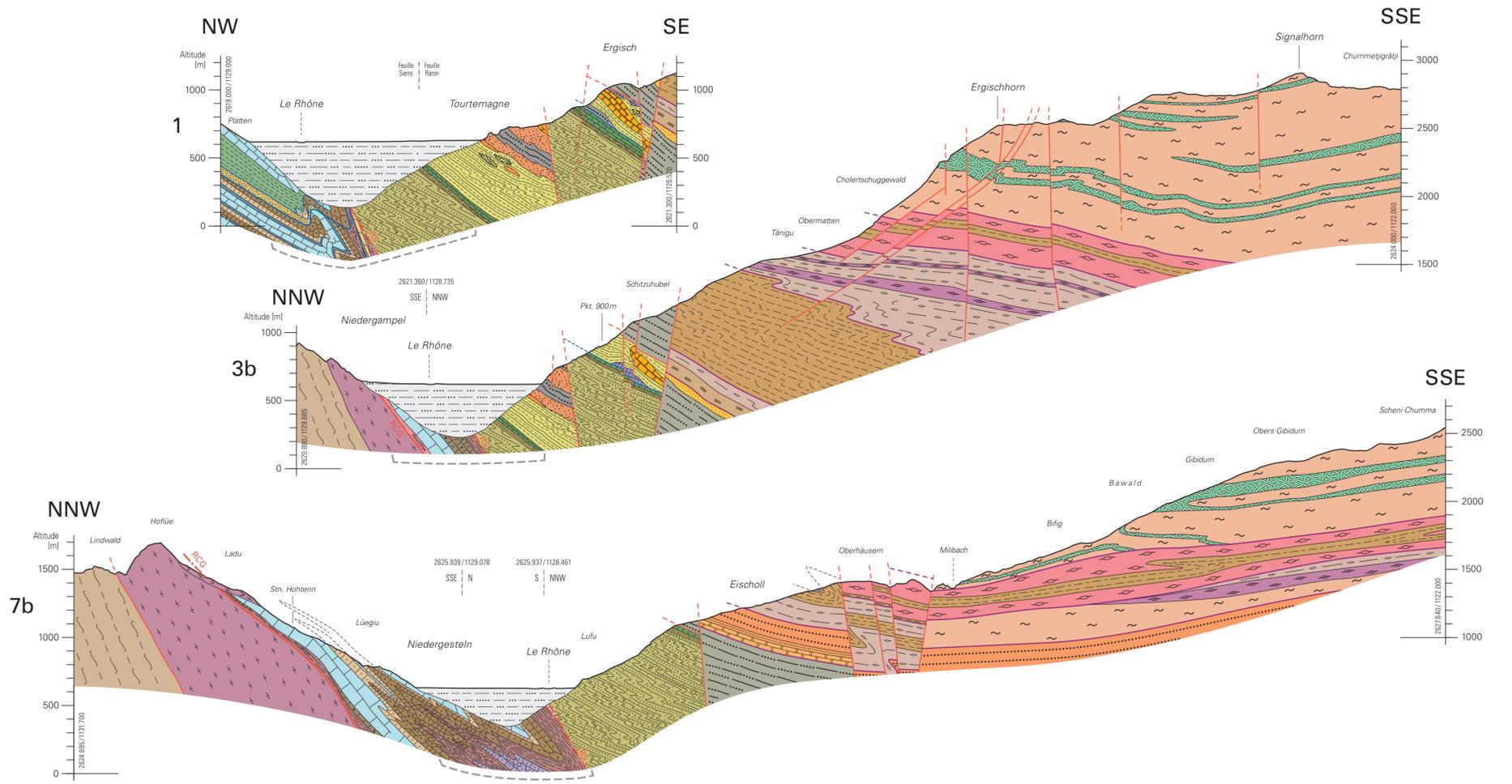
### Coupes géologiques à travers de la région de la feuille Raron (II)

par Mario Sartori, Michel Marthaler et Yves Gouffon



### Coupes géologiques à travers de la région de la feuille Raron (III)

par  
Michel Marthaler, Mario Sartori et Yves Gouffon

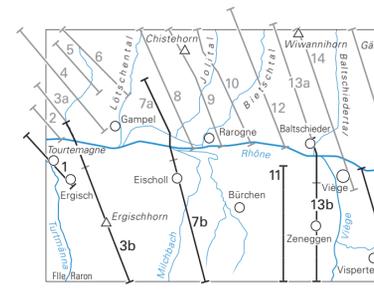


- Pennique moyen**
- Nappe de Siviez-Mischabel**
- Trias: Marbres dolomitiques, cornieule, gypse
  - Membre de Sous le Rocher
  - Formation du Bruneggjoch
  - Formation du Col de Chassoure
  - Permien: Gneiss ocellé de Randa
  - Ordovicien: Gneiss ocellé du Bonigersee
  - Carbonifère: Formation de Lirec
  - Formation de l'Adlerflüe
  - Ensemble de l'Ergischhorn
  - Amphibolites
- Zone de Stalden supérieure**
- Prépaléozoïque: Gneiss fin
- Zone de Stalden inférieure**
- Carbonifère: Paragneiss micacé et plaqueté gris-vert
- Zone de Visperterminen**
- Carbonifère: Paragneiss micacé et plaqueté gris-vert
- Zone Houillère**
- Trias: Gypse, cornieule
  - Permien: Schistes noirs, métagrès gris foncé, métagéomérats

- Pennique inférieur**
- Zone de Sion-Courmayeur**
- Prépaléozoïque: Mélange de la Pierre Avoi: schistes, calcschistes et brèches; avec blocs et mégablocs de: Brèche polymictique (Jurassique?), Marbre siliceux (Jurassique précoce?), Cornieule et gypse (Trias moyen-tardif), Marbres et dolomies (Trias moyen-tardif), Quartzites (Trias précoce), Schistes graphiteux, métagrès (Carbonifère-Permien)
  - Paléozoïque: Schistes noirs plaquetés, Métagrès calcaire à patine rouge, Métagrès siliceux, quartzites brunâtres, Marbres, quartzites phylliteux
  - Cénozoïque: Formation de St-Christophe, Formation des Marmontains, Formation de l'Aroley, Schistes gris sombre à reflets argentés, calcschistes
  - Trias: Marbres, marbres et brèches dolomitiques, Gneiss albitiques, gneiss grossiers, Serpentinites, Prasinites (métabasaltes), métagabbros, Schistes noirs, quartzschistes gris sombre
- Unité de la Pierre Avoi**
- Secteur de Hotee**
- Flysch valaisan**
- Complexe de la Südegg**

- Nappe du Pizzo del Vallone**
- Jurassique: Schistes pélitiques à gréseux, calcschistes, microbrèches
  - Trias: Prasinites, métagabbros
  - Paléozoïque: Dolomies
- Nappe du Monte Leone**
- Trias: Dolomies, marbres dolomitiques, gypse
  - Paléozoïque: Gneiss feldspathique micro-ocellé à deux micas

#### Tracé des coupes



#### Helvétique

##### Nappes de Jägerchrüz, de Plammis et du Doldenhorn massifs de l'Ar externe et interne

- Couverture sédimentaire**
- Paléozoïque: Roches tectonisées le long de la zone de cisaillement de Roti Chüe-Gampel, indifférenciées
  - Trias: Membre de Tsanfleuron } Formation du Sanetsch
  - Permien: Formation de Palfris
  - Carbonifère: Formation de Quinten
  - Carbonifère: Formation du Schilt
  - Jurassique: Calcaires spathiques et siliceux, marnes } Formation du Hochstollen
  - Jurassique: Membres du Schwarzhorn
  - Jurassique: Formation de Dugny
  - Trias: Lias indifférencié
  - Trias: Formation des Besoëns
  - Trias: Arandellys-Formation: Dolomit
- Soce cristallin**
- Prépaléozoïque: Granodiorite de Baltschieder
  - Prépaléozoïque: Gneiss ocellés } Zone d'Ausserberg-Avat
  - Prépaléozoïque: Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss séricitieux } Zone de Ferden-Guttannen et du Sustenhorn

#### Quaternaire

- Quaternaire: Remplissage sédimentaire de la plaine du Rhône
  - Quaternaire: Masse tassée
  - Quaternaire: Masse tassée disloquée
- Ligne tectonique majeure (certaine – probable):**
- ligne du Rhône-Simplon (RS), zone de cisaillement de Roti Chüe-Gampel (RCG)
  - Faïlle (certaine – probable)
  - Zone de cisaillement post-nappe (certaine – probable)
  - Limite de nappes (certaine – probable)
  - Chevauchement (certaine – probable)
- Interprétation sous la plaine du Rhône avec grande incertitude

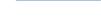
- Bä Faïlle de Bärjli
- Bo Faïlle de Bodma
- Gu Faïlle de Gugli
- Ha Faïlle du Haslischleif
- Ni Faïlle de Niggibode
- St Faïlle de Staldbach
- Tr Faïlle de Trolera
- Wi Faïlle de Wildi
- Ze Faïlle de Zeneggen

Echelle 1:25000

# Carte tectonique de la région de la feuille Raron et environs

par

Mario Sartori, Michel Marthaler et Yves Gouffon

-  Faille (certaine / probable)
-  Ligne tectonique majeure (certaine / probable): ligne du Rhône-Simplon (RS), zone de cisaillement de Roti Chüe - Gampel (RCG)
-  Zone de cisaillement post-nappe
-  Limite de nappes
-  Chevauchement (certain - probable)

## Quaternaire

-  Remplissage sédimentaire de la plaine du Rhône

## Pennique moyen

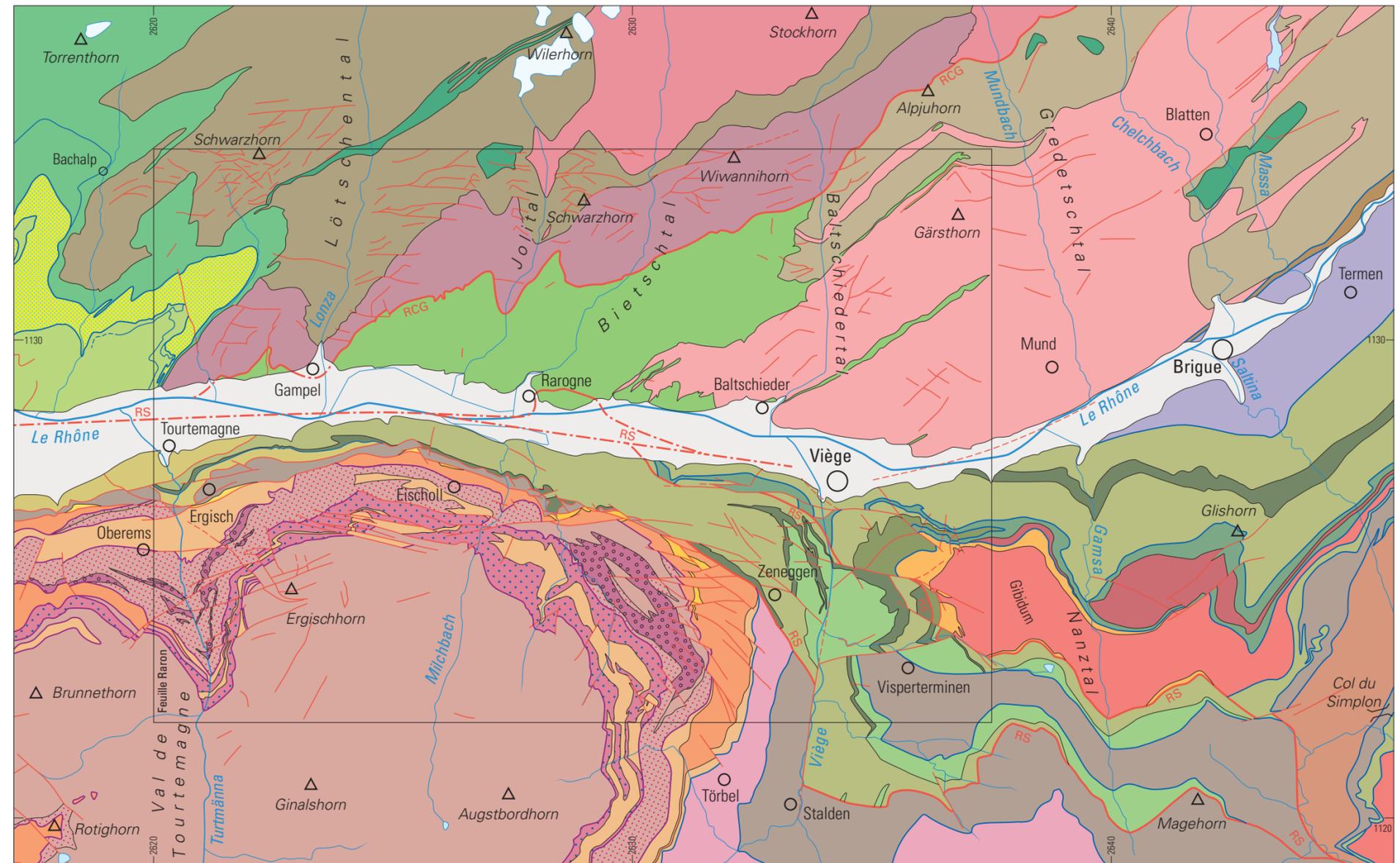
- |   |   |  |
|---|---|--|
|    | Formations de St-Triphon et de Champcella | } Nappe de Siviez-Mischabel  |
|   | Formation du Bruneggjoch                  |  |
|  | Formation du Col de Chassoure             |  |
|  | Gneiss oëillé de Randa                    |  |
|  | Gneiss oëillé du Bonigersee               |  |
|  | Formation de Lirec                        |  |
|  | Formation de l'Adlerflüe                  |  |
|  | Complexe de l'Ergischhorn                 | } Zone de Stalden supérieure   |
|  | Gneiss fin                                |  |
|  | Paragneiss, gneiss oëillés, amphibolites  | } Zone de Berisal  |
|  | Gypse, cornieule                          | } Zone Houillère, zone de Stalden inférieure, zone de Visperterminen |
|  | Schistes noirs, métagrès                  |  |

## Pennique inférieur

- |   |   |                              |
|---|---|------------------------------|
|  | Unité de la Pierre Avoi   | } Zone de Sion-Courmayeur    |
|  | Flysch valaisan indifférencié resp. Formation de St-Christophe  |                              |
|  | Schistes gris sombre, Formations de l'Aroley et des Marmontains |                              |
|  | Faciès du secteur de Hotee                                      |                              |
|  | Complexe de la Südegg   | } Nappe du Pizzo del Vallone |
|  | Couverture sédimentaire   |                              |
|  | Socle cristallin  | } Nappe du Monte Leone       |
|  | Couverture sédimentaire   |                              |
|  | Socle cristallin  |                              |

## Helvétique

- |   |   |  |
|---|---|--|
|  | Zone de Termen-Nufenen  | } Couverture sédimentaire de la nappe du Gothard |
|  | Zone d'Urseren-Garvera  |  |
|  | Nappe du Jägerchrüz   | } Massif de l'Aar interne                        |
|  | Nappe de Plammis  |  |
|  | Couverture sédimentaire mésozoïque autochtone                         | } Zone d'Ausserberg-Avat                         |
|  | Gneiss oëillés  |  |
|  | Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss sériciteux |  |
|  | Amphibolites  | } Massif de l'Aar externe                        |
|  | Couverture sédimentaire mésozoïque autochtone et nappe du Doldenhorn  |  |
|  | Granite central de l'Aar  |  |
|  | Granodiorite de Baltschieder  | } Zone de Ferden-Guttannen et zone du Sustenhorn |
|  | Gneiss à biotite et plagioclase, gneiss chloriteux, gneiss sériciteux |  |
|  | Amphibolites  |  |



Echelle 1:100 000

