

# 1327 Evolène

## Notice explicative

MICHEL MARTHALER, MATTHIEU GIRARD, NICOLAS MEISSER,  
YVES GOUFFON et JEAN SAVARY

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)

2020

169

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

1: 25 000

# 1327 Evolène

Notice explicative

17 figures et 3 planches hors texte

par

MICHEL MARTHALER, MATTHIEU GIRARD, NICOLAS MEISSER,  
YVES GOUFFON et JEAN SAVARY

2020



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Office fédéral de topographie swisstopo**

### Recommandation pour la citation en bibliographie

#### *Carte*

MARTHALER, M., GIRARD, M. & GOUFFON, Y. (2020): Feuille 1327 Evolène. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 169.

#### *Notice explicative*

MARTHALER, M., GIRARD, M., MEISSER, N., GOUFFON, Y. & SAVARY, J. (2020): Feuille 1327 Evolène. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 169.

### Illustration de couverture

#### *Jaquette*

Orthogneiss rubané, nappe de la Dent Blanche. Pt 2026 m en aval du portail du glacier de Zinal. Largeur de la photo environ 1,5 m. Photo Y. Gouffon, 2019.

#### *Carte*

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

#### *Notice explicative*

Brèche calcaro-dolomitique, nappe du Sasseneire. 500 m au nord-ouest du Sasseneire. Largeur de la photo env. 85 cm. Photo Y. Gouffon, 2020.

### Éditeur

© 2020, 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 numérique), et qui ne sont pas d'un usage exclusivement privé, ne sont autorisées qu'avec l'accord de l'éditeur.

ISSN 1420-2913  
ISBN 978-3-302-40101-0



## TABLE DES MATIÈRES

Préface .....	4
Résumé, Zusammenfassung, Riassunto, Summary .....	5
Introduction .....	9
Stratigraphie et pétrographie .....	13
Pennique .....	13
Nappe de Siviez-Mischabel .....	13
Nappes du Mont Fort et du Sasseneire .....	18
Nappe du Frilihorn .....	23
Nappe du Tsaté .....	24
Salassique .....	32
Nappe de la Dent Blanche .....	32
Quaternaire .....	39
Pléistocène tardif .....	39
Holocène .....	44
Contexte et évolution géodynamiques .....	53
Tectonique .....	55
Description des unités tectoniques .....	55
Phases de déformation .....	60
Métamorphisme .....	67
Métamorphisme anté-alpin .....	67
Métamorphisme alpin .....	67
Matières premières minérales .....	71
Hydrogéologie .....	79
Bibliographie .....	81
Cartes géologiques publiées .....	90
Annexes .....	92

## PRÉFACE

Le levé de la feuille Evolène de l'Atlas géologique de la Suisse est le résultat d'une bonne collaboration entre le Service géologique national (SGN, swisstopo) et le Centre de recherche sur l'environnement alpin de Sion (CREALP). Le premier a mandaté le Pr Michel Marthaler pour le levé de la moitié nord-ouest (Pennique) de cette feuille, réalisé entre 2003 et 2010, alors que le second a chargé le Dr Matthieu Girard du levé de la moitié sud-est (Salassique) réalisé dans la même période, avec complément en 2019, sous mandat du SGN, autour des glaciers qui s'étaient beaucoup retirés entretemps.

La géologie des dépôts quaternaires de la feuille Evolène étant très complexe, M. Marthaler a pu bénéficier des conseils avisés de Jean-Marc Walther pour reconnaître les stades tardiglaciaires du val d'Hérens. Enfin, des travaux de diplôme des universités de Lausanne, Genève et Berne ainsi que de l'ETHZ ont également apporté leur lot de résultats intéressants.

Sur la base des orthophotos (SWISSIMAGE) et du modèle altimétrique numérique swissALTI<sup>3D</sup>, puis de vérifications sur le terrain, Yves Gouffon a révisé la cartographie de la couverture quaternaire.

M. Marthaler a écrit les chapitres concernant les unités du Pennique tandis que M. Girard a rédigé ceux concernant le Salassique. Grâce à ses excellentes connaissances des anciennes mines et des indices minéralisés de toute la région, le Dr Nicolas Meisser, conservateur au Musée cantonal de géologie de Lausanne, a écrit le chapitre Matières premières minérales. Jean Savary (BEG SA, Aproz) a écrit le chapitre Hydrogéologie, sur la base de données fournies par Anne-Marie Bruttin (Savièse) ou acquises par le BEG.

La relecture scientifique de la présente carte et de sa notice explicative a été coordonnée, au nom de la Commission géologique suisse, par le Dr Mario Sartori et réalisée par lui-même, le Pr Gérard M. Stampfli et les Dr Christophe Lambiel et Paola Manzotti.

Au sein du SGN, le Dr Yves Gouffon a effectué le travail éditorial de la carte et de sa notice explicative, de même que le graphisme des planches II et III. La carte doit sa mise en forme cartographique et sa version SIG à Andreas Baumeler (Digikarto, Zurich).

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

Décembre 2020

Office fédéral de topographie swisstopo  
Service géologique national

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Evolène se situe à cheval entre le val d'Hérens et le val d'Anniviers. Il est traversé, du sud-ouest au nord-est, par une limite tectonique importante qui sépare les domaines du Pennique et du Salassique.

À la bordure nord de la feuille, dans les parties basses des vals d'Hérens, de Moiry et de Zinal, affleure la nappe de Siviez-Mischabel composée de gneiss du Protérozoïque-Paléozoïque précoce, de quartzites et de cornieules du Trias. Au-dessus d'Evolène, des quartzites et marbres dolomitiques du Trias dessinent l'anticlinal frontal de la nappe du Mont Fort. Ces deux nappes font partie du Pennique moyen et leurs roches ont une origine continentale briançonnaise. Par-dessus, les ophiolites et métasédiments océaniques de la nappe du Tsaté, formés au Jurassique-Crétacé, constituent la majeure partie de la moitié nord-ouest de la feuille. À proximité de la base de cette unité s'intercalent les minces nappes du Sasseneire et du Frilihorn, composées de métasédiments issus de la marge briançonnaise. Ces trois unités sont regroupées dans le Pennique supérieur. Au sommet de l'édifice structural se trouvent les orthogneiss de la nappe de la Dent Blanche, occupant la moitié sud-est de la feuille. Ce sont d'anciennes roches magmatiques permienues, intrusives dans la croûte supérieure du microcontinent adriatique. Cette nappe appartient au Salassique et compose un paysage dominé par des glaciers et des sommets culminant à plus de 4000 m d'altitude.

La discordance stratigraphique entre le socle cristallin et la couverture sédimentaire de la nappe de Siviez-Mischabel est reprise tectoniquement par une importante zone de cisaillement post-nappe. La nappe du Tsaté est structuralement la plus élevée du domaine pennique, mais elle remplit également de profonds synclinaux qui séparent les nappes sous-jacentes les unes des autres. À son sommet, le contact avec la nappe de la Dent Blanche est fortement mylonitisé et replissé par endroits.

Les terrains quaternaires sont variés. Les pieds de parois sont souvent occupés par des éboulis et les fonds de vallée par des dépôts torrentiels. Les formations d'origine glaciaire et périglaciaire sont abondamment représentées, liées aux glaciers actuels, en retrait depuis l'apogée du Petit Âge Glaciaire au milieu du 19<sup>e</sup> siècle, ou à ceux de la Dernière Période glaciaire. Les glaciers rocheux trahissent la présence actuelle ou passée du permafrost. Certains montrent actuellement une vitesse de fluage anormalement rapide pouvant atteindre 15 m/an. Les instabilités de terrain, sous forme de masses en glissement ou en tassement, concernent tout particulièrement le versant occidental du val d'Hérens.

Des matières premières ont été exploitées sur le territoire de la feuille Evolène. Du cuivre a été extrait de la mine de la Lée en amont de Zinal, alors qu'un filon riche en fer et cuivre a été exploité en aval d'Evolène. L'asbeste et la pierre ollaire, liées à la serpentine, ont été extraits en de nombreux endroits.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Blatt Evolène erstreckt sich quer über das Val d'Hérens und das Val d'Anniviers. Es wird von Südwesten nach Nordosten von einer bedeutenden tektonischen Grenze durchquert, die das Penninikum vom Salassikum trennt.

Am Nordrand des Kartengebiets, im Talboden des Val d'Hérens, des Val de Moiry und des Val de Zinal, tritt die Siviez-Mischabel-Decke zutage, die aus proterozoischen bis frühpaläozoischen Gneisen sowie aus triassischem Quarzit und Rauwacke aufgebaut ist. Oberhalb von Evolène markieren triassischer Quarzit und Dolomitmarmor die frontale Antiklinale der Mont-Fort-Decke. Diese beiden Decken sind Teil des Mittelpenninikums; ihre Gesteine stammen aus der kontinentalen Briançonnais-Schwelle. Darüber folgen die jurassischen bis kretazischen Ophiolithe und ozeanischen Metasedimente der Tsaté-Decke, die einen grossen Teil der Nordwesthälfte des Kartengebiets einnimmt. Nahe der Basis der Tsaté-Decke sind die Sasseneire- und die Frilihorn-Decke eingeschaltet, beide geringmächtig und aus Metasedimenten vom Rand der Briançonnais-Schwelle bestehend. Diese drei Einheiten werden in das Oberpenninikum gestellt. Strukturell höchste Einheit ist die aus Orthogneisen aufgebaute Dent-Blanche-Decke in der Südosthälfte des Kartengebiets. Bei diesen Gneisen handelt sich um ehemalige Magmatite, die im Perm in die höhere Kruste des adriatischen Mikrokontinents intrudierten. Diese zum Salassikum gestellte Decke bildet auf über 4000 m ü.M. aufragende, vergletscherte Gipfel.

Die stratigraphische Diskordanz zwischen dem kristallinen Grundgebirge und der Sedimentbedeckung der Siviez-Mischabel-Decke wurde durch eine nach Platznahme der Decke aktive Scherzone überprägt. Die Tsaté-Decke ist die strukturell höchste penninische Decke, sie bildet jedoch auch die Kerne der tiefgreifenden Synklinalen, welche die tieferen Decken voneinander trennen. Am Kontakt zur darüberliegenden Dent-Blanche-Decke ist sie lokal stark mylonitisiert und verfaltet.

Die quartären Ablagerungen sind vielfältig. Am Fuss von Felswänden tritt oft Hangschutt auf, in Talböden Bachschutt. Weit verbreitet sind periglaziale und glaziale Bildungen der heutigen Gletscher – die sich seit dem Höhepunkt der Kleinen Eiszeit in der Mitte des 19. Jahrhunderts auf dem Rückzug befinden – wie auch der Gletscher der Letzten Eiszeit. Blockgletscher zeigen das aktuelle oder ehemalige Vorhandensein von Permafrost an. Einige von ihnen weisen zurzeit ungewöhnlich hohe Fliessgeschwindigkeiten von bis zu 15 m pro Jahr auf. Von Hanginstabilitäten in Form von Rutsch- und Sackungsmassen ist vor allem die Westflanke des Val d'Hérens betroffen.

Im Gebiet von Blatt Evolène wurden verschiedene mineralische Rohstoffe abgebaut, namentlich Kupfer in der Mine de la Lée oberhalb von Zinal sowie Eisen und Kupfer aus einem unterhalb von Evolène gelegenen Gang; auch wurden Asbest und Speckstein, beide an Serpentinivorkommen gebunden, an zahlreichen Stellen gewonnen.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Evolène si situa a cavallo tra la Val d'Hérens et la Val d'Anniviers. È attraversato, da sud-ovest a nord-est, da un importante limite tettonico che separa i domini del Pennidico e del Salassico.

Al margine settentrionale del foglio, nelle parti basse alle valli d'Hérens, di Moiry e di Zinal, affiora la falda di Siviez-Mischabel composta da gneiss del Proterozoico-Primo Paleozoico, quarziti e carnirole del Triassico. Sopra Evolène, delle quarziti e marmi dolomitici del Triassico formano l'anticlinale frontale della falda del Mont Fort. Queste due falde fanno parte del Pennidico medio e le loro rocce hanno un'origine continentale brianzonese. Al di sopra di queste, le ofioliti e metasedimenti oceanici della falda del Tsaté, formatisi durante il Giurassico-Cretaceo, costituiscono la maggior parte della metà nord-occidentale del foglio. Presso la base di questa unità si intercalano le sottili falde del Sasseneire e del Frilihorn, composte da metasedimenti del margine brianzonese. Queste tre unità sono raggruppate nel Pennidico superiore. Nella parte superiore dell'edificio strutturale si trova gli ortogneiss della falda della Dent Blanche, che occupa la metà sud-est del foglio. Si tratta di antiche rocce magmatiche permiane, intrusive nella crosta superiore del microcontinente adriatico. Questa falda appartiene al Salassico e definisce un paesaggio dominato da ghiacciai e cime che superano i 4000 metri di altitudine.

La discordanza stratigrafica tra il basamento cristallino e la copertura sedimentaria della falda di Siviez-Mischabel è ripresa tettonicamente da un'importante zona di taglio post-falda. La falda del Tsaté è strutturalmente la più elevata del dominio Pennidico, ma riempie anche dei profondi sinclinali che separano le falde sottostanti l'una dall'altra. Al suo apice, il contatto con la falda della Dent Blanche è fortemente milonitizzato e localmente ripiegato.

I terreni quaternari sono numerosi. I piedi delle pareti sono spesso occupati da detriti e i fondivalle da depositi torrenziali. Le formazioni d'origine glaciale e periglaciale sono abbondantemente rappresentate, legate ai ghiacciai attuali in ritirata dall'apogeo della Piccola Era Glaciale alla metà del XIX secolo, o a quelli dell'Ultimo Periodo glaciale. I ghiacciai rocciosi tradiscono la presenza attuale o passata del permafrost. Alcuni mostrano attualmente un tasso di scorrimento anormalmente rapido fino a raggiungere 15 m/anno. Le instabilità del terreno, visibili sotto forma di masse in scivolamento o di roccia dislocata per deformazione gravitativa profonda, interessano in particolare il versante occidentale della Val d'Hérens.

Delle materie prime sono state sfruttate sul territorio del foglio Evolène. Il rame è stato estratto dalla miniera di La Lée a monte di Zinal, mentre una vena ricca di ferro e rame è stata estratta a valle di Evolène. L'asbesto e la pietra ollare, legati alla serpentinite, sono stati estratti in varie località.



## SUMMARY

The area of Atlas sheet Evolène extends across the Val d'Hérens and the Val d'Anniviers. A significant tectonic boundary separating the Penninic from the Salassic traverses it from the southwest to the northeast.

At the northern edge of the map area, on the valley floor of the Val d'Hérens, the Val de Moiry and the Val de Zinal, the Siviez-Mischabel nappe outcrops, which comprises Proterozoic to Early Paleozoic gneisses as well as Triassic quartzite and rauwacke. Above Evolène, Triassic quartzite and dolomite marble mark the frontal anticline of the Mont Fort nappe. These two nappes are part of the Middle Penninic; their rocks are of continental Briançonnais origin. Above them, Jurassic to Cretaceous ophiolites and oceanic metasediments of the Tsaté nappe are observed and occupy a large portion of the northwestern half of the map area. Near the base of the Tsaté nappe, the Sasseneire and the Frilihorn nappes are intercalated, both of which are thin and comprise metasediments from the margin of the Briançonnais microcontinent. These three units belong to the Upper Penninic. Structurally, the highest unit is the Dent Blanche nappe, which is composed of orthogneisses and covers the southeastern half of the map area. These gneisses are former magmatites that intruded the upper crust of the Adriatic microcontinent during the Permian. The Dent Blanche nappe, which belongs to the Salassic, forms towering glaciated peaks exceeding 4000 m above sea level.

The stratigraphic unconformity between the crystalline basement and the sedimentary cover of the Siviez-Mischabel nappe was overprinted by a post-nappe shear zone. The Tsaté nappe is structurally the highest in the Penninic domain, but it also fills the deep synclines that separate the underlying nappes from each other. At its summit, the contact with the Dent Blanche nappe is strongly mylonitized and folded in places.

The Quaternary deposits are diverse. In many places, scree slopes are found along the foot of cliffs and torrential deposits along valley floors. Formations of glacial and periglacial origin are abundantly represented and are linked to the current glaciers, which have been retreating since the peak of the Little Ice Age in the middle of the 19th century, or to those of the last Ice Age. Rock glaciers indicate the current or former presence of permafrost. Some of them presently show unusually high flow rates of up to 15 m per year. Slope instabilities in the form of landslide and block slide mainly affect the western flank of the Val d'Hérens.

Mineral resources were mined in the area of Atlas sheet Evolène. Copper was extracted from the Mine de la Lée upstream from Zinal, while a vein rich in iron and copper was exploited downstream from Evolène. Asbestos and soapstone, both related to serpentinite, were mined in many places.

## INTRODUCTION

### Topographie

Le territoire de la feuille Evolène se situe au cœur du Valais central et comprend, d'ouest en est, une partie du haut val d'Hérens avec les vals d'Arolla et de Ferpècle, et du haut val d'Anniviers avec les vals de Moiry et de Zinal. L'altitude moyenne augmente du nord-ouest au sud-est, avec le point le plus bas (env. 1200 m) dans les gorges de la Borgne en aval d'Evolène, et le plus haut au sommet de la Dent Blanche (4357 m). Deux autres sommets dépassent l'altitude de 4000 m, le Zinalrothorn (4221 m) et l'Ober Gabelhorn (4064 m). Ces trois derniers sommets font partie de ce que l'on nomme en Valais la « couronne impériale », avec le Weisshorn, situé juste à l'est de la bordure de la feuille Evolène, et le Cervin, sur la feuille voisine au sud (1347 Matterhorn).

### Toponymie

La nouvelle carte nationale 1:25 000, qui sert de base topographique à la feuille Evolène, a adopté une toponymie relativement différente de celle utilisée auparavant, donnant plus d'importance au patois local. Il peut en résulter des confusions de certains lieudits. Pour cette raison, dans le texte de la présente notice explicative, nous indiquerons le nom actuel des lieux, figurant sur la carte, et entre parenthèses, lorsqu'ils s'en éloignent significativement, les noms qui apparaissaient sur l'ancienne carte nationale, souvent mieux connus.

### Historique de la recherche

Parmi les illustres pionniers de la géologie alpine, GERLACH (1869, 1871) a été le premier à cartographier et à décrire les grands traits géologiques du Valais méridional. ARGAND (1909, 1911) en a ensuite précisé la nature et surtout la structure. WEGMANN (1923), dans le cadre de son étude de la « nappe du St-Bernard » dans le val d'Hérens, a étudié en détail le secteur Evolène - Sasseneire - Tsaté. Les observations de E. Argand, M. Lugeon, E. Wegmann, F. W. Hermann et P. Christ ont permis de publier d'excellents profils géologiques des vals d'Anniviers (GÜNZLER-SEIFFERT & LIECHTI 1931) et d'Hérens (LEUPOLD 1932) qui n'ont pas grand-chose à envier aux coupes actuelles. ZIMMERMANN (1955) a fait une étude détaillée de la nappe du Tsaté dans les vals de Zinal et de Moiry. BEARTH (1963) puis ESCHER (1988) ont apporté une touche de modernité à la stratigraphie et à la tectonique de la « nappe du Grand-St-Bernard », que ESCHER et al. (1987, 1993, 1997) ont étendu à l'ensemble du Valais. ALLIMANN (1987, 1989, 1990) a contribué à débrouiller la lithologie et les structures complexes de la zone comprise entre les nappes de Siviez-Mischabel et du Tsaté dans la région d'Evolène.

Pour établir leurs levés, les auteurs de la présente carte ont en outre bénéficié des connaissances acquises lors du levé des feuilles voisines de l'Atlas géologique de la Suisse (p. 90), en particulier les trois plus récentes. Ils ont de plus consulté de très nombreux travaux de diplôme ou de master des universités de Lausanne et Genève, effectués dans cette région dès les années 1960, entre autres DE BOISSIEUX & BOTTÉRON (1962), BRUNNER & LAVANCHY (1983), BUSSARD & LADOR (1999), DECRAUSAZ (2018), DONINELLI (1991), FAVRE (2000), GLASSEY (2013), KRAMAR (1997), KUNZ (1985), MEISSER (1990a), PILLOUD & SARTORI (1981), PLEINES (1989), SALAMIN (1989), SAVARY (1982), SCHEDER (1997), SCHNEIDER (1982), comme de l'université de Berne (SCHÜRCH 1993) et de l'ETH de Zurich (D'ANDRÉS 2013).

## Géologie

Le territoire de la feuille Evolène présente un intérêt exceptionnel du point de vue des liens entre la topographie et la géologie, entre le paysage et l'histoire de la formation des Alpes (MARTHALER 2014). En effet, cette feuille est traversée, du sud-ouest au nord-est, par un grand contact chevauchant qui sépare des unités d'origine continentale européenne et océanique d'une unité d'origine continentale africaine (pl. I). On peut ainsi traverser en quelques kilomètres la bordure sud de l'ancien continent européen, représentée par la microplaque briançonnaise, les restes de l'océan piémontais (ou Téthys) puis, surmontant le tout dans un paysage glaciaire couronné par une pléiade de sommets culminant à plus de 4000 m d'altitude, la bordure nord-ouest du microcontinent nommé Adria (p.ex. STAMPFLI et al. 2002, HANDY et al. 2010), de lointaine origine africaine. Le guide d'une balade géologique pour tout public (MARTHALER 2019) permet de se familiariser avec cette géologie dans le val de Moiry.

À la bordure nord de la feuille, au fond des vals d'Hérens, de Moiry et de Zinal, affleurent des gneiss de la nappe de Siviez-Mischabel, ainsi que des métasédiments répartis entre cette nappe et celle du Mont Fort. Toutes ces roches ont une origine briançonnaise, donc continentale européenne s.l. Ces deux nappes appartiennent tectoniquement au *Pennique moyen*.

Par-dessus, formant la moitié nord-ouest de la feuille, viennent les métasédiments et ophiolites d'origine océanique de la nappe du Tsaté, dans laquelle s'intercalent les minces nappes du Sasseneire et du Frilihorn composées de métasédiments issus de la marge briançonnaise. Ces unités sont regroupées dans le *Pennique supérieur*. Leur morphologie est douce et propice à la randonnée, telle la Pointe du Tsaté, sommet éponyme situé 4 km à l'est du village d'Evolène.

Au sommet de l'édifice structural se trouvent les gneiss de la nappe de la Dent Blanche, occupant la moitié sud-est de la feuille. Leur origine serait l'ancien continent africain s.l., plus précisément le microcontinent adriatique. Tectoniquement cette nappe se rattache au domaine appelé *Salassique* (auparavant rattaché à l'Austroalpin inférieur, appelé aussi «système austroalpin des Alpes occidentales» -

p. 59). Le contact entre ces gneiss et les roches océaniques sous-jacentes peut facilement être observé le long de la petite route du val de Ferpècle, à l'entrée du tunnel de Renoillin, ou dans le val de Moiry (MARTHALER 2019). Du lac d'Arpilletta, 3 km au sud de Zinal, le contact océan-continent est très visible vers l'ouest, au col de la Lé, entre la Garda Bordon (Garde de Bordon; nappe du Tsaté) et le Pigne de la Lé (nappe de la Dent Blanche) (voir fig. 7 et 15).

La *nappe de Siviez-Mischabel* affleure dans la partie médiane des vals d'Hérens et d'Anniviers. Sur le territoire de la feuille Evolène, seule la partie supérieure du socle cristallin affleure, surmonté d'une couverture sédimentaire réduite. Dans le coin nord-ouest de la carte affleure le Complexe de l'Ergischhorn, comportant les roches les plus anciennes de cette nappe, datant probablement du Protérozoïque. À peine plus au sud, deux kilomètres avant le village d'Evolène, la Borgne s'est encaissée dans un imposant verrou glaciaire sculpté dans les gneiss amphibolitiques de la Formation de Lirec. À Moiry, le barrage s'appuie sur ces mêmes gneiss. À Zinal viennent s'ajouter sur cette formation les micachistes brunâtres de la Formation du Distulberg. Une discordance stratigraphique, reprise par la zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan, sépare le socle cristallin des quartzites permo-triasiques sus-jacents (SARTORI et al. 2006, MARTHALER et al. 2008a, b). Au-dessus des quartzites, la couverture briançonnaise se divise en deux groupes : à l'ouest, dans les vals d'Hérens et de Moiry, seul subsiste un niveau de gypse et cornieule triasique; il serait le tégument sous le plan de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides (SARTORI 1990). À l'est, dans le val de Zinal, affleure la série du Toûno (MARTHALER 1983, 1984), très lacunaire et réduite, se résumant ici à des marbres et dolomies du Trias et du Jurassique.

La *nappe du Mont Fort* n'affleure que dans un petit secteur au nord-est d'Evolène, où quartzites et marbres dolomitiques du Trias forment de hautes parois rocheuses qui dominent le village. C'est une structure anticlinale complexe dessinant le pli frontal de la nappe (ALLIMANN 1987, 1990). Plus à l'ouest, en rive gauche de la Borgne, cette nappe est presque entièrement recouverte par une grande masse tassée.

Considérée jusqu'à ce jour comme la partie occidentale de la nappe des Cimes Blanches, la nouvelle *nappe du Sasseneire* montre un développement important sur les deux rives du val d'Hérens. Près de la limite avec la feuille Rosablancche ainsi que sur cette dernière (KRAMAR 1997), on peut y observer une succession stratigraphique qui rappelle celle de la nappe de la Brèche dans les Préalpes (SARTORI et al. 2006). Comme la nappe du Mont Fort, elle s'amincit vers l'est, et semble se terminer par un pli frontal très effilé en rive droite du val de Moiry. Les relations structurales entre ces deux nappes ne sont pas claires; elles sont séparées par une mince bande de calcschistes de la nappe du Tsaté à l'est d'Evolène, qui semble disparaître vers l'ouest. Plus loin dans cette direction, hors de l'emprise de la feuille Evolène, les nappes du Mont Fort et du Sasseneire reposent l'une sur l'autre, donnant parfois l'impression d'une succession purement stratigraphique.

La *nappe du Frilithorn* forme une mince bande au sein de la nappe du Tsaté, dans le versant oriental du val de Zinal, et semble se terminer à la base du versant en rive gauche de la Navisence.

La *nappe du Tsaté* occupe une grande partie de la feuille Evolène. Une des plus belles coupes qui la traverse est celle de l'arête qui va du Sasseneire au col de Bréonna en passant par la Pointe du Tsaté. On peut y observer l'imbrication caractéristique de lambeaux d'ophiolites disséminés dans une masse de calcschistes, marbres gréseux et schistes noirs (regroupés sous le terme de «schistes lustrés»), avec cependant une augmentation des roches vertes à l'approche de la nappe de la Dent Blanche. Pour autant que les âges proposés soient confirmés, ces métasédiments montrent en grand une «stratigraphie» inverse : Crétacé tardif à la base de la nappe, Crétacé précoce et Jurassique au sommet. Ces observations ont amené MARTHALER & STAMPFLI (1989) à proposer l'hypothèse actualiste d'un prisme d'accrétion pour cet ensemble.

La *nappe de la Dent Blanche* occupe toute la moitié sud-est de la feuille Evolène. Elle vient chapeauter les unités sous-jacentes le long d'un contact fortement mylonitisé et replissé par endroits. Sur la feuille Evolène, elle n'est représentée que par l'unité d'Arolla, celle de Valpelline n'apparaissant que plus au sud. Le petit valon d'Arpilletta permet de se faire une idée des principales variations lithologiques de ce socle continental d'origine adriatique. L'unité d'Arolla est constituée d'une série magmatique permienne qui a subi un métamorphisme alpin en faciès schiste bleu puis schiste vert. On y reconnaît majoritairement d'anciens granites («Gneiss d'Arolla»), mais aussi des métagranodiorites, métadiorites quartziques, métadiorites et métagabbros.

Les formations *quaternaires* d'origine glaciaire et périglaciaire sont abondamment représentées sur le territoire de la feuille Evolène. La partie de moyenne montagne, entre 2000 et 3000 m d'altitude, montre de nombreux stades glaciaires s'étalant du Tardiglaciaire ancien au Petit Âge Glaciaire. Entre les deux, le stade de l'Egesen (MAISCH 1981) expose sa morphologie caractéristique de cordons morainiques emboîtés dans deux sites remarquables : la rive gauche du lac de Moiry et le petit lac d'Arpilletta en rive droite du haut val de Zinal. Les glaciers rocheux sont les formations les plus caractéristiques révélant la présence du permafrost actuel, avec les formes récentes, ou passé, avec les appareils fossiles. En rive droite du val de Zinal, la combe périglaciaire perchée du Torrent du Barmé nous montre plusieurs exemples pédagogiques de glaciers rocheux actifs aux formes ondulées, qui révèlent le fluage de la masse de pierres mêlées de glace. Certains montrent même une déstabilisation, par une vitesse de fluage anormalement rapide en ce début de 21<sup>e</sup> siècle, comme celui de Tsarmine en rive droite du val d'Arolla.

# STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

## PENNIQUE

### NAPPE DE SIVIEZ-MISCHABEL

#### **G<sub>E</sub>      Complexe de l'Ergischhorn**

Ces gneiss n'affleurent que dans le coin nord-ouest de la feuille, en limite nord du grand tassement de Masséré. À cet endroit, ils montrent une texture et un rubanement très fins, ils scintillent grâce à la présence de nombreux micas blancs (muscovite). Les minéraux principaux sont: quartz, albite, muscovite, phengite, biotite, chlorite et grenat. Plus au nord, sur les feuilles adjacentes Vissoie et Sion, les gneiss du Complexe de l'Ergischhorn affleurent bien entre Eison et le Pas de Lona. On trouvera une meilleure description de ces gneiss polycycliques probablement protérozoïques dans les notices explicatives de ces deux feuilles, ainsi que dans la synthèse de THÉLIN et al. (1993).

#### **Pg      Filon de pegmatite**

Une zone filonienne subverticale, intrusive dans les gneiss du Complexe de l'Ergischhorn, affleure au bord nord-ouest de la feuille. Elle semble se poursuivre vers le bas de la pente, comme l'atteste un gros affleurement tassé situé au bord de la route cantonale à l'altitude de 1300 m. Les minéraux principaux sont le mica blanc, en grands cristaux, le microcline et la tourmaline, accompagnés par le quartz et l'albite.

La muscovite de deux filons pegmatitiques insérés dans le Complexe de l'Ergischhorn à l'est de Chandolin (feuilles 1287 Sierre et 1307 Vissoie) montre des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  correspondant au métamorphisme varisque (298, 314 et 337 Ma, MARKLEY et al. 1998; 319,8 Ma, KRAMAR et al. 2001), attestant que des pegmatites antévarisques existent dans ce complexe.

#### **P<sub>A</sub>      Formation de l'Adlerflüe**

Des micaschistes œillés à porphyroblastes d'albite, que l'on pourrait aussi décrire comme des gneiss micro-œillés très micacés, n'affleurent que dans un petit secteur au nord du barrage de Moiry, dans le fond de la vallée de la Gougra. La matrice est quartzo-micacée, de patine brunâtre, contenant de très nombreux porphyroblastes d'albite moulés par la phengite et la biotite et donnant à la roche un aspect gaufré caractéristique. Au microscope, les albites contiennent une ancienne schis-

tosité sigmoïdale que soulignent de petits cristaux de grenat, quartz, phengite et biotite.

Les affleurements se poursuivent et s'agrandissent vers le nord sur le territoire de la feuille Vissoie. Là, particulièrement dans les régions de Barneuza (val de Zinal) et de l'Adlerflüe (haut val de Tourtemagne), ces schistes œillés albitiques ont été étudiés en détail par SARTORI & THÉLIN (1987). Des zircons détritiques ont fourni des âges U-Pb  $\geq 500$  Ma (SCHEIBER et al. 2014). D'autre part la Formation de Lirec, qui surmonte celle de l'Adlerflüe, est l'encaissant de deux corps granitiques vieux d'environ 500 Ma (voir ci-dessous). Les sédiments à l'origine des micaschistes œillés à porphyroblastes d'albite se seraient donc déposés au Cambrien tardif.

### **G<sub>L</sub> Formation de Lirec**

Des gneiss sombres et vert bouteille forment de puissantes assises sculptées en verrous glaciaires dans les vals d'Hérens et d'Anniviers. De part et d'autre de l'entrée du moyen val d'Hérens, ils dessinent une barre imposante inclinée vers le sud (Rocs de Volovron et l'Âla, 1 km avant Evolène) qui a été par la suite profondément entaillée par la Borgne. Ces gneiss ont été exploités dans la petite carrière de Martémo. Dans le val de Moiry, ils forment le verrou sur lequel s'appuie le barrage.

Il s'agit d'un gneiss à biotite verte, chlorite, épidote, calcite et grenat, dans lequel sont intercalés des rubans plus clairs riches en albite et parfois des niveaux amphibolitiques plus sombres. Ces alternances et cette variabilité lui ont valu le nom de « Complexe rubané » (SARTORI & THÉLIN 1987). Bien que la paragenèse alpine soit la plus évidente (albite, chlorite, épidote, actinote, quartz, mica blanc), la paragenèse anté-alpine se décèle grâce au grenat, allanite, plagioclase, hornblende, biotite. Il s'agirait d'un ancien complexe volcanique à prédominance basaltique (SCHAFFER 1994), accompagné par des dacites, rhyolites et tufs volcaniques.

Cette formation daterait du Cambrien tardif, âge déduit de l'intrusion, dans cette formation, des granites de Thyon et du Rogneux, datés par U-Pb sur zircons à  $505 \pm 4$  Ma (SCHEIBER et al. 2014) pour le premier et  $500 + 3/-4$  Ma (BUSSY et al. 1996a) pour le second.

### **P<sub>D</sub> Formation du Distulberg**

Cette formation affleure de façon discontinue sur le territoire de la feuille Evolène. On peut l'observer en trois endroits : dans les rochers sombres qui dominent, à 1800 m d'altitude, le petit hameau du Bërzo (Berso) au nord d'Evolène, 150 m au nord du parking du restaurant du barrage de Moiry, à la cabane-refuge, et enfin à l'entrée de Zinal, en rive gauche de la Navisence sous la ligne du téléphérique de Sorebois. Au nord du barrage de Moiry, la Formation du Distulberg occupe une position tectonique surprenante, au-dessus des quartzites permotriassiques et sous

les cornieules du Trias. Ceci est dû à un repli complexe de la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan (p. 61; MARTHALER et al. 2008a, b).

Ses roches sont des micaschistes quartzo-albitiques sombres, à patine brun rouille caractéristique, pouvant passer à des gneiss quartzitiques micacés relativement massifs, ankéritiques et graphiteux. En particulier aux environs de Zinal, ces schistes sombres alternent avec des prasinites et ovardites vert bouteille, couleur qui rappelle beaucoup la Formation de Lirec. C'est pourquoi la limite entre les deux formations n'est pas toujours évidente.

Sous le microscope, les micaschistes bruns montrent une fine alternance de niveaux de micas blancs chargés de pigments charbonneux et accompagnés de chlorite et d'opacités, avec des bandes quartzo-albitiques contenant des oxydes rougeâtres, tourmaline et zircon.

À cause de sa couleur souvent noirâtre, cette formation a été d'abord attribuée au Carbonifère (BEARTH 1964, SARTORI 1990). Les niveaux de méta-granite intrusifs datés par BUSSY et al. (1996b) à 500 Ma permettent d'attribuer à la Formation du Distulberg un âge beaucoup plus ancien (Cambrien probable, SARTORI et al. 2006). En conséquence, une importante lacune stratigraphique de plus de 200 Ma sépare le socle cristallin de sa couverture permo-triasique.

### **Formation du Bruneggjoch (Permien tardif?–Trias précoce)**

#### **t<sub>1</sub> *Quartzites grossiers à conglomératiques, quartzites micacés verts à galets de quartz rose***

En général, cette formation débute par un mince niveau de quartzites phylliteux brunâtres très écrasés qui soulignent la discordance tectonique de la limite socle-couverture, appelée zone de cisaillement de l'Ar du Tsan (SARTORI et al. 2006). On peut observer ce contact juste au nord du barrage de Moiry; la via ferrata le traverse à l'altitude de 2220 m.

La base stratigraphique de la Formation du Bruneggjoch peut s'observer plus facilement à l'extrémité occidentale du couronnement du barrage (fig. 1). Des structures sédimentaires (granoclasement, stratifications entrecroisées) y sont préservées, malgré la déformation et le métamorphisme. L'affleurement poli montre des alternances de quartzites grossiers et de conglomérats. Les clastes sont des quartz blancs parfois rosés, mais ici ce sont surtout des galets bruns riches en limonite et ankérite.

Au microscope, la texture est finement porphyroblastique, le quartz (jusqu'à 75%) en grains de taille très variable, accompagné de muscovite, albite, microcline altéré, calcite et ankérite; tourmaline, zircon, zoïsite et minéraux opaques sont accessoires.

Au-dessus viennent des quartzites verts à galets de quartz rose, typiques du faciès «Verrucano briançonnais» et qui forment la masse principale de cette forma-



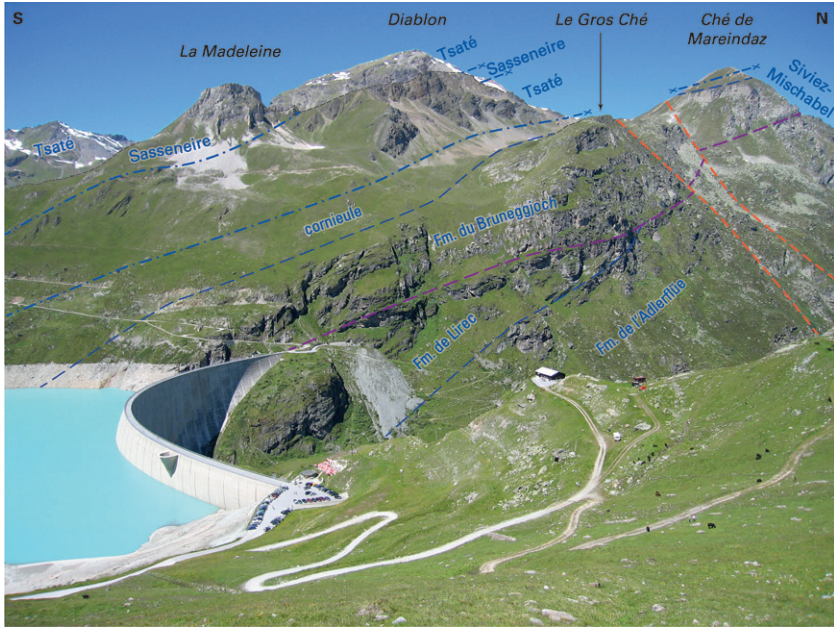


Fig. 1: Le barrage de Moiry vu de la rive droite, en direction de l'ouest. Le pendage général de la schistosité principale est de  $25^\circ$  vers le sud. La zone de cisaillement de l'Ar du Tsan (ligne violette) passe par l'extrémité ouest du couronnement du barrage. Elle marque une discordance, au sein de la nappe de Siviez-Mischabel, entre les quartzites clairs sus-jacents (Formation du Bruneggjoch) et les gneiss sombres (Formations de Lirec et de l'Adlerflüe) sur lesquels s'appuie le barrage. Cette nappe se termine par de la cornieule. Par-dessus, la nappe du Tsaté, dont la base coupe le sommet du Ché de Mareindaz et passe par le Basset de Lona (col derrière le Gros Ché), contient la mince nappe du Sasseneire (La Madeleine, anc. Motta Blantse). Photo M. Marthaler, 2007.

tion. La couleur de la matrice quartzeuse varie du vert pâle au vert émeraude, celle des éléments quartzeux de rose pâle à rouge. Les bancs sont décimétriques, bien lités, délimités par des surfaces sériciteuses.

Le quartz domine nettement, avec un peu d'albite, de microcline, de chlorite, de séricite et de carbonate. À l'origine, il s'agissait donc de grès arkosiques. Leur âge est le Trias précoce, débutant peut-être à la fin du Permien; mais aucun fossile n'a permis de le préciser.

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

Ces quartzites purs blancs, massifs et tabulaires se situent presque toujours au sommet de la formation, faisant parfois suite à un niveau tectonique de quartzites très écrasés, nommé «Zuckerquarzite» (JÄCKLI 1950). La roche massive, de patine très légèrement jaunâtre, se débite en plaques décimétriques selon des joints finement sériciteux.

**t<sub>r</sub>      *Cornieule (Trias moyen-tardif?)***

Roche carbonatée vacuolaire de couleur ocre, de structure granuleuse ou bréchique, à éléments dolomitiques et quartzitiques. On observe par places des poches avec des laminations parallèles et des blocs et fragments de calcschistes suggérant pour ces endroits un remplissage et une cimentation quaternaire de dolines de gypse préexistantes (JEANBOURQUIN 1986, SCHAAD 1995).

Relayant le gypse dans le même niveau stratigraphique (feuille Vissoie adjacente au nord), les cornieules affleurent au sommet de la nappe de Siviez-Mischabel, tout en marquant la base de la nappe du Tsaté. Elles soulignent donc un contact tectonique majeur qui serait le plan de décollement des Préalpes médianes rigides (TRÜMPY 1955).

**t<sub>y</sub>      *Gypse (Trias moyen-tardif?)***

Cette roche blanche, tendre et pulvérulente, affleure sous forme de petites lentilles disséminées au sein des cornieules, trop petites pour être cartographiées, à l'exception d'un petit affleurement au sein d'un repli dans les calcschistes de la nappe du Tsaté (coord.2613 620/1109 785). Par contre, le gypse affleure largement plus au nord, dans la partie sud-ouest de la feuille Vissoie, repérable grâce aux nombreuses dolines que crée sa dissolution.

Avec la cornieule, il est certainement à l'origine d'un grand tassement qui affecte la région de Masséré au nord de Volovron, dans l'angle nord-ouest de la carte.

**Série du Toûno**

Le val de Zinal montre une très mince série carbonatée mésozoïque restée attachée à son socle briançonnais, la *série du Toûno* (MARTHALER 1983, 1984). Elle surmonte les quartzites de la Formation du Bruneggjoch.

**t<sub>d</sub>      *Dolomies et marbres dolomitiques (Trias moyen-tardif?)***

**i<sub>T</sub>      *Marbre gris clair fétide (Jurassique)***

Cette série est très réduite pour deux raisons, stratigraphique (très lacunaire) et tectonique (amincissement). Elle est mieux exposée sur la feuille Vissoie (MAR-

THALER et al. 2008a). Cependant, ce mince ruban carbonaté, représentant deux courtes périodes du Trias et du Jurassique, se suit au sud et à l'ouest de Zinal, en rive gauche de la Navisence. 500 m au sud du centre du village (coord. 2614 420/1108 770), on peut observer le marbre gris clair fétide du Jurassique supérieur et les dolomies jaunes du Trias (épaisseur du tout, à peine 10 m) très replissés avec les quartzites sous-jacents.

Plus au nord et à l'ouest, cette série disparaît non seulement sous le Quaternaire, mais aussi tectoniquement: dès les contreforts de la Corne de Sorebois (feuille Vissoie), la cornieule, qui marque le plan de décollement de la nappe des Préalpes médianes rigides, est, avec la Formation du Bruneggjoch sous-jacente, le seul témoin « autochtone » de la couverture sédimentaire briançonnaise.

## NAPPES DU MONT FORT ET DU SASSENEIRE

Les nappes du Mont Fort et du Sasseneire sont ici décrites ensembles vu la similitude de leurs séries stratigraphiques et l'incertitude qui persiste sur leurs relations structurales (voir chap. tectonique). Dans son ensemble, la première est essentiellement constituée d'un socle cristallin et d'une couverture sédimentaire permienne. Sur l'emprise de la feuille Evolène, seule une série permo-triasique lui est attribuée – série d'Evolène d'ALLIMANN (1989, 1990) – formant la terminaison orientale anticlinale de cette nappe.

Une série comparable, se complétant ici vers le haut, affleure essentiellement dans les flancs du Sasseneire et formerait une unité tectonique indépendante, baptisée *nappe du Sasseneire*, structurellement séparée de la précédente par une bande de calcschistes attribués à la nappe du Tsaté (voir esquisse tectonique, en marge de la carte, et coupe 2, pl. II). Vu le manque de continuité des affleurements, l'interprétation n'est pas univoque. Certains auteurs (p.ex. ALLIMANN 1989, GLASSEY 2013, PANTET et al. 2020) ont privilégié une continuité de la nappe du Mont Fort pour toutes ces séries dans le secteur Evolène–Sasseneire, par l'intermédiaire de plis isoclinaux. D'autres auteurs ont attribué cette série à la nappe des Cimes Blanches (ESCHER et al. 1993, SARTORI & MARTHALER 1994), définie au sud du Cervin et décrite en détail par VANNAY & ALLEMANN (1990). Mais la difficulté de corrélation latérale de ces minces unités tectoniques discontinues, dans un contexte de déformation polyphasée, justifie la définition de cette nouvelle nappe du Sasseneire (p. 56). Malgré un métamorphisme et une déformation plus intenses, la stratigraphie de ces nappes comporte de grandes similitudes avec celle de la nappe de la Brèche dans les Préalpes (KRAMAR 1997, SARTORI et al. 2006).

## **Formation du Bruneggjoch (Permien tardif?–Trias précoce)**

### **t<sub>1</sub>      *Quartzites micacés verts, souvent conglomératiques***

Roche massive de patine gris-vert clair, souvent conglomératique ou parfois rubanée blanc et vert. Les galets lenticulaires de quartz blanchâtre ou rosé peuvent atteindre 2 à 3 cm de long; ils sont mis en évidence par l'altération de la roche qui contient parfois une fraction micacée importante. Ces quartzites déterminent les hautes parois abruptes qui dominent Evolène. La proportion de quartz, grains et galets (parfois polycristallins) confondus, avoisine 75%. Le reste est occupé par le mica blanc, les feldspaths (jusqu'à 10% d'albite et de microcline), carbonate, apatite, sphène et zircon.

Un autre affleurement, bien visible de loin, se situe dans le flanc ouest du Sasseneire (alt. 2900 m) et forme une longue barre verdâtre, surmontant tectoniquement les calcschistes de la nappe du Tsaté. Ce sont des quartzites finement sériciteux, plaquetés, rubanés verts et blanchâtres. Les bancs grossiers contiennent des clastes de quartz et de microcline, les niveaux plus fins sont chloriteux. Les rares clastes de dolomie brune pourraient représenter les restes boudinés des niveaux dolomitiques et ankéritiques parfois présents au sein de la Formation du Bruneggjoch (SARTORI et al. 2006).

Il n'est pas impossible que des quartzschistes de la Formation du Col de Chassoure (SARTORI et al. 2006), qui affleurent plus à l'ouest sur le territoire de la feuille Rosablanche, soient parfois inclus à la base de ces quartzites.

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

Quartzites blancs très massifs et homogènes, de texture fine, à patine brillante, très semblables à ceux de la nappe de Siviez-Mischabel. Ils se débitent en plaques décimétriques et peuvent contenir de fines passées rougeâtres ou verdâtres. Ils n'ont pas toujours été distingués des quartzites verts du reste de la Formation du Bruneggjoch, à cause de l'intense déformation qui les affecte ici. Les plaques de cette roche ont été très utilisées en Valais pour recouvrir les toits des chalets. Dans la nappe du Sasseneire, ce membre n'affleure qu'au pied sud du Diablon (coord. 2608 500/1109 400).

### **t<sub>r</sub>      *Cornicule (Trias moyen – tardif?)***

Cette roche carbonatée vacuolaire jaune ocre jalonne généralement le contact tectonique avec la «Série Rousse», lorsque la nappe du Tsaté a chevauché le Trias carbonaté des nappes du Mont Fort ou du Sasseneire. Elle contient par endroits des lentilles de gypse, trop petites pour être cartographiées. Dans l'emprise de la feuille Evolène, elle s'observe essentiellement où ce contact est renversé, en particulier dans le flanc est de la Madeleine (Motta Blantse; coord. 2609 500/1109 200) et au sud-ouest du Plan du Bertol, à l'ouest du Sasseneire.

**t<sub>y</sub> Gypse (Trias moyen – tardif?)**

Un seul et unique affleurement de gypse, situé près du plan de chevauchement de la nappe du Tsaté, se trouve au Plan du Bertol (coord. 2605 670/1109 220). Il y est bien stratifié, relativement massif et peu pulvérulent, passant à de la corneille sur sa bordure.

**t<sub>d</sub> Dolomies, marbres dolomitiques, marbre rubané gris-bleu**

**t<sub>b</sub> Brèche dolomitique, dolomie sombre**

(Trias moyen – tardif?)

Entre Bèplan et Plan du Bertol, ainsi que dans les flancs ouest et nord du Sasseneire affleurent des roches très diverses : des dolomies blondes, des marbres rubanés gris-bleu alternant avec des niveaux dolomitiques boudinés et contenant parfois des algues calcaires dasycladales, des dolomies jaunes et massives à fines laminations et niveaux siliceux (gros blocs de l'éboulement de Béplan), des dolomies grumeleuses orangées, des dolomies grises ou noires finement plaquetées à patine claire, des marbres sombres, des brèches dolomitiques, des marbres massifs verdâtres.

Entre Evolène et Plan du Bertol, au sein d'une structure anticlinale fort complexe, la *série* ou *unité d'Evolène* définie par ALLIMANN (1987, 1990) comprend principalement des dolomies massives jaunes et blondes (dans lesquelles cet auteur signale des formes qui ressemblent à des crinoïdes), des marbres gris-bleu et des dolomies grises. Une brèche dolomitique n'y a été observée qu'en un seul endroit (coord. 2605 250/1108 725).

L'intense déformation de ces roches ne permet pas de proposer une succession stratigraphique originelle ni d'y reconnaître les formations définies dans les Préalpes (BAUD et al. 2016) et retrouvées dans la zone Houillère, unité plus externe voisine (p.ex. GABUS et al. 2008a, b, SARTORI & EPARD 2011). On peut cependant supposer que cette série évaporitique et carbonatée regroupe les Formations de St-Triphon, du Wiriehorn et du Pralet (BAUD et al. 2016). Elle daterait alors du Trias moyen et peut-être tardif.

Signalons que les marbres et dolomies clairs de la Madeleine (Motta Blantse), à l'ouest du lac de Moiry, ont livré des fossiles d'algues calcaires dasycladales *Phy-soporella prealpina* (VIREDAZ 1978), typiques du Trias moyen briançonnais (fig. 2).



Fig. 2: Dolomie avec fossiles d'algues calcaires dasycladales *Physoporella prealpina*, typiques du Trias moyen briançonnais. Échantillon récolté par P. Viredaz dans le secteur de la Madeleine (Motta Blantse), à l'ouest du barrage de Moiry, et déposé au Musée de la nature du Valais. Photo N. Kramar, 2014.

- l<sub>c</sub> Calcschistes et marbres gréseux sombres**
- l<sub>m</sub> Marbre phylliteux à bandes siliceuses**
- l<sub>bi</sub> Brèche calcaro-dolomitique à matrice sombre**  
(Jurassique précoce – moyen)

Les calcschistes et marbres gréseux sombres, à patine gris plus clair souvent roussâtre, affleurent largement dans le moyen val d'Hérens, entre Evolène et le hameau de la Tour. Ils forment de belles parois rocheuses, en rive droite sous Villa et la Sage, en rive gauche celles-ci hébergent les niches d'arrachement du grand tassement d'Arbey.

À la cassure, la structure microbréchique devient visible : on y voit des petits gravillons dolomitiques et des galets calcaires noirâtres. Sous le microscope, le quartz et la calcite dominant, avec albite, micas blancs, actinote, chlorite, graphite, tourmaline, sphène et apatite. Ces calcschistes et marbres gréseux passent très souvent et insensiblement aux marbres à bandes siliceuses, massifs, à patine grise ou roussâtre, contenant de fines bandes siliceuses. Ces marbres sont très semblables

à ceux qui caractérisent le Lias prépiémontais (ELLENBERGER 1958). Ils ont été distingués sur la carte uniquement lorsqu'ils forment des bandes ou masses homogènes à caractère univoque. Des faciès bréchiques à matrice sombre, parfois granoclassés, sont fréquents, mais il est presque impossible de les identifier sur les surfaces altérées des affleurements. Seules des cassures fraîches ou des poliss glaciaires les mettent en évidence, comme entre Plan Tsardon et le pt 2016 m au-dessus de Lù Mayeinch dè la Niva (Mayens de la Niva; coord. 2603 900/1105 150), ou plus bas, au sud du hameau de la Tour (coord. 2605 300/1104 800). Les éléments, allongés, sont principalement des dolomies claires et des marbres calcaires gris fins.

Une bonne coupe à travers ces calcschistes et marbres siliceux s'observe le long du chemin qui part du petit hameau perché de l'Ata Gieute (la Giette; coord. 2604 500/1105 000). Au petit parking situé à la sortie du hameau, un affleurement poli montre un niveau vert de micaschiste quartzo-chloriteux intercalé dans le marbre. Il pourrait s'agir d'un faciès reconstitué à partir de la resédimentation d'une série telle que la Formation du Métailler (SARTORI et al. 2006), qui forme l'essentiel du socle de la nappe du Mont Fort. En poursuivant la coupe vers le nord-ouest en direction d'Arbey, on traverse une alternance de marbres gréseux et de calcschistes sombres, avec des passées siliceuses et microbréchiques.

Dans les flancs nord et ouest du Sasseneire, à cheval sur la limite entre les feuilles Evolène et Vissoie, affleurent des brèches grossières. De beaux blocs éboulés sur la moraine peuvent être observés dans le pâturage de Bèplan. Le grand cône d'éboulis au pied de la paroi nord (feuille Vissoie) fournit également une grande variété de faciès. Dans une matrice gris bleuté s'observent de très nombreux éléments de dolomie blonde, beige, rosée, grise ou noire, de calcaire sombre et plus rarement de quartzite. Cette dernière observation pourrait signifier la présence de brèche polymictite dans ce secteur en partie inaccessible.

Par analogie avec la Brèche inférieure des Préalpes, ces brèches pourraient dater du Jurassique précoce à moyen.

- i<sub>bs</sub>**      **Brèche polymictite à matrice claire**
- i<sub>mb</sub>**      **Marbre blanc**
- i<sub>ms</sub>**      **Marbre à bandes et niveaux siliceux**  
(Jurassique tardif - Crétacé?)

Le meilleur endroit pour observer ces formations se situe au pied de la petite butte qui porte la chapelle St-Christophe à la Sage (coord. 2605 650/1105 100). On y voit des marbres presque purs, blancs, très légèrement siliceux. Les autres occurrences de ces marbres sur le territoire de la feuille Evolène se situent tous dans les environs de la Sage. Vers le haut de la butte de la chapelle, ces marbres deviennent plus gréseux, s'enrichissent progressivement en clastes de dolomie jaune, de marbre calcaire gris, de quartzite et l'on passe à une brèche polymictite à matrice claire. Cette même brèche affleure aussi sous Plan Tsardon (coord. 2603 400/

1105 650). Elle est comparable à la Brèche supérieure des Préalpes (KRAMAR 1997, SARTORI et al. 2006) et daterait alors du Jurassique tardif.

700 m à l'ouest de l'affleurement précédent, à la Vieille, au-dessus de la brèche polymictite affleurent des marbres clairs à bandes et niveaux très siliceux. Ils pourraient être un équivalent de la Formation de Bonave des Préalpes (DALL'AGNOLO 2000) et donc dater du Jurassique tardif – Crétacé précoce.

### **c<sub>sq</sub>      Alternance de schistes noirs et de quartzites (Crétacé)**

Le seul affleurement de cette formation reconnu dans l'emprise de la feuille Evolène se situe tout à l'ouest de la feuille, au-dessus de la Vieille (coord. 2602 725 / 1105 575), où elle surmonte stratigraphiquement les marbres siliceux clairs précédents. Vers l'est, cet ensemble est tronqué par le plan de chevauchement de la nappe du Tsaté. Les schistes noirs sont le plus souvent non carbonatés, très fins et siliceux, se débitant en minuscules feuillettes. Les quartzites, de couleur brun verdâtre caractéristique, forment de petits bancs de quelques centimètres d'épaisseur qui alternent avec les niveaux schisteux. Cette formation rappelle la Formation de la Joux Verte dans la nappe de la Brèche (DALL'AGNOLO 2000), tout comme l'alternance Tonschiefer/«Ölquarzit» dans les nappes du Schams (JÄCKLI 1941) ou, dans le bassin Valaisan voisin, la Formation des Marmontains (TRÜMPY 1955). Ces formations sont rapportées aux événements anoxiques du Crétacé, et peut-être plus précisément au premier qui daterait de la fin du Crétacé précoce (JENKYN 1980).

## NAPPE DU FRILIHORN

Cette nappe forme une mince bande replissée au sein des calcschistes de la nappe du Tsaté, en rive droite du val de Zinal au-dessus de cette station. L'affleurement situé 1 km au sud du village, au pied du versant en rive gauche de la Navisence, en face de la Tsoucanna, y est également attribué.

### **t<sub>1</sub>      Formation du Bruneggjoch (Permien tardif? – Trias précoce)**

Des quartzites fins blanc-vert, compacts et plaquetés, affleurent uniquement dans les replis à la base de la paroi rocheuse en face de la Tsoucanna, dans l'affleurement susmentionné.

### **t<sub>a</sub>      Dolomies, marbres, cornieule (Trias moyen-tardif?)**

Des marbres rubanés jaunâtres ou blanchâtres et des dolomies à patine jaune orangé, souvent boudinées, forment le Trias carbonaté. De la cornieule apparaît en bordure de ces roches ou les remplace complètement dans la succession stratigraphique.



### **i<sub>F</sub> Marbres indifférenciés (Jurassique–Crétacé?)**

Un marbre compact blanc, souvent très recristallisé, se distingue des roches carbonatées précédentes attribuées au Trias. Par endroits apparait un marbre à patine plus jaunâtre et cassure siliceuse. Ailleurs un rubanement gris/blanc peut évoquer une ancienne brèche très déformée.

## NAPPE DU TSATÉ

La nappe du Tsaté, avec ses turbidites, ses niveaux résédimentés, de brusques changements lithologiques, le manque de continuité stratigraphique à grande échelle, la présence de blocs et de lentilles, semble être caractérisée par une structuration précoce. Il est donc impossible d'y définir une succession stratigraphique. D'un point de vue lithostratigraphique, tout le contenu de cette nappe pourrait être assimilé à une vaste formation dissociée, un mélange formé dans un prisme d'accrétion (STAMPFLI & MARTHALER 1990).

Historiquement, les métasédiments de la nappe du Tsaté ont été appelés «schistes lustrés». Ce terme général regroupe principalement des calcschistes, des marbres gréseux, des schistes noirs et siliceux. Ils sont accompagnés au sein de la nappe par d'anciennes ophiolites (serpentinites, métagabbros, métabasaltes) attestant un environnement océanique.

### **O<sub>s</sub> Serpentinite**

Pouvant former de très grosses lentilles, comme celle de la Cherra Neire (à l'est des Haudères) qui s'étend sur plus de 5 km, cette roche est le plus souvent massive, très sombre mais souvent à patine brun rouille. Sa cassure est tachetée de noir, vert foncé, vert pâle. Les minéraux principaux sont l'antigorite (massive), le chrysotile (fibreuse) et la lizardite, issue de la pseudomorphose du clinopyroxène. À l'œil nu, on distingue parfois des reliques magmatiques d'olivine et de pyroxène, trahissant l'origine lherzolitique des serpentinites. Les bordures des lentilles sont souvent cisailées et plus schisteuses, on y trouve des minéraux particuliers dus au métasomatisme : talc, antigorite, magnésite (SAVARY 1982).

Il n'est pas clair si la grande masse de serpentinite du col de Milon est un repli de la nappe du Tsaté dans celle de la Dent Blanche ou si c'est une grosse lentille intercalée dans cette nappe (p.65). À l'ouest du col, D'ANDRÈS (2013) signale un contact dédoublé entre serpentinite et gneiss, interprété comme écaillage des nappes à leur contact. La composition géochimique déterminée par cette auteure est cependant beaucoup plus proche de celle des serpentinites de la nappe du Tsaté que de celle des ultramafites de la nappe de la Dent Blanche (p.32; MANZOTTI et al. 2017).

## **O<sub>r</sub> Filons rodingitiques**

De petits filons vert clair, à texture très fine, parcourent les serpentinites. Ce sont d'anciens basaltes ou dolérites métamorphisés, riches en chlorite magnésienne. Ils ne sont en général pas assez grands pour figurer sur la carte, à l'exception de deux d'entre eux : l'un se situe au NNW de la Remointse du Tsaté (coord. 2607 800/1105 275), l'autre sur le verrou de serpentinite juste en aval du glacier de Moiry (coord. 2611 500/1105 500). De près de 10 m d'extension et atteignant localement près de 30 cm d'épaisseur, ce dernier est compact, de teinte homogène vert grisâtre et constitué uniquement de diopside (ANSERMET & MEISSER 2012). D'ANDRÈS (2013) signale un filon inclus dans la serpentinite juste à l'ouest du col de Milon, à proximité des orthogneiss de la nappe de la Dent Blanche, montrant une paragenèse à diopside et grenat contenant trémolite, ferroactinote, calcite, allanite, sphène, apatite et zircon. ZIMMERMANN (1955) signalait cette roche comme formant des lentilles de taille allant jusqu'à 10 x 5 m.

## **Pierre ollaire, talcschiste**

Au contact de serpentinites avec des marbres ou des calcschistes, on peut trouver des lentilles de pierre ollaire, mélange de serpentine, talc, trémolite et calcite (PFEIFER & SERNEELS 1988). Cette pierre, tendre à cause de la présence du talc, a été exploitée en plusieurs endroits du val d'Hérens (p. 75s). Aux Chlistes, à l'ouest des Haudères (coord. 2604 115/1103 435), le seul affleurement de taille suffisante pour pouvoir être reporté sur la carte est lié à des métagabbros.

## **O<sub>γa</sub> Métagabbro**

Roche de couleur généralement vert pâle à vert bleuté, hétérogranulaire et mouchetée de taches sombres, mais de faciès très changeant en fonction de la déformation et du métamorphisme. Le faciès le plus proche du protolithe est un métagabbro à phénoblastes de pyroxène gris foncé à vert pouvant atteindre 2 à 3 cm de long dans une matrice claire de plagioclases saussuritisés. Les taches blanches se rejoignent parfois pour former un vague rubanement. Le pyroxène est généralement du diallage, en partie épigénisé par l'épidote avec de l'albite et quelques reliques d'andésine. SAVARY (1982) signale la présence de pigeonite, qui montre de nombreuses lamelles d'exsolution, et KUNZ (1988) celle d'augite. Les autres minéraux sont chlorite, clinozoïsite, actinote, mica blanc, sphène (parfois de grande taille), plus rarement pistachite, hornblende brune entourée par l'actinote bleu-vert, calcite, rutile et apatite.

Lorsque le métamorphisme ou la déformation ont effacé toute trace de pyroxène, les métagabbros deviennent *mylonitiques*, très clairs, vert pâle à blanchâtre, donc méconnaissables. ARGAND (1909) les appelle des euphotides. Le diallage a été complètement remplacé par l'actinote, le plagioclase par l'albite. Dans les zones

cataclasées, ils deviennent des actinoschistes pulvérulents, contenant alors fréquemment talc et serpentine.

Sur le territoire de la feuille voisine Rosablanche, D'ANDRÈS (2013) a daté le métagabbro des Aiguilles Rouges d'Arolla à  $153,41 \pm 0,30$  Ma et  $152,48 \pm 0,19$  Ma (U-Pb sur zircon, méthode CA-TIMS) et déterminé une composition géochimique de N-MORB. Ces caractéristiques ont été confirmées par DECRAUSAZ (2018, DECRAUSAZ et al. 2021) sur le même métagabbro, avec deux datations à  $154,9 \pm 2,6$  Ma et  $155,5 \pm 2,8$  Ma (U-Pb sur zircon, méthode LA-ICP-MS). Ce métagabbro serait donc plus jeune que ceux des Gets ( $166 \pm 1$  Ma, BILL et al. 1997) et de la nappe de Zermatt-Saas Fee (env.  $164 \pm 2,5$  Ma, RUBATTO et al. 1998), mais quasi contemporain des ophiolites de la zone d'Antrona ( $155,2 \pm 1,6$  à  $158 \pm 17$  Ma, LIATI et al. 2005).

## O<sub>p</sub> Prasinites, metabasaltes

Grand groupe de roches vertes qui contiennent, en proportion variable, albite, épidote, actinote, chlorite. Le terme le plus courant est une prasinite rubanée blanc (albite)/vert pistache (épidote)/vert sapin (chlorite). Au microscope, on distingue qu'un peu de calcite accompagne l'albite (30%). Les épidotes dominent (40%), surtout sous forme de grands poypyroblastes de pistachite. Les autres minéraux sont l'actinote (10%) à pléochroïsme bleu-vert, barroisite, clinozoïsite, quartz, sphène, apatite. D'autres prasinites sont d'un vert plus foncé avec des mouchetures blanches d'albite, leur composition se rapproche des ovardites : chlorite prédominante, albite, pistachite et calcite. SAVARY (1982) a découvert une amphibole bleue en inclusion dans une albite.

L'épaisseur des prasinites est aussi très variable. De quelques mètres, voire moins, le long de l'arête du Sasseneire, jusqu'à plus de 500 m entre la Gouille (val d'Arolla) et le Mont des Ritses. Dans cette grande masse, on observe des structures de laves en coussin, souvent très aplaties par la déformation alpine, mais attestées par des bordures variolitiques soulignées par l'épidote (KUNZ 1985, 1988).

Cependant, au vu de leur diversité et de leurs relations avec les métasédiments encaissants, les prasinites ont probablement plusieurs origines : les grandes masses (comme celle du Mont des Ritses dominant la Gouille) seraient des écailles basaltiques de plancher océanique. On y reconnaît de nombreuses formes de laves en coussins (KUNZ 1985, 1988, DECRAUSAZ 2018, DECRAUSAZ et al. 2021). Les plus petites masses, souvent fines et très allongées, pourraient-être des sills, des sables basaltiques ou des brèches d'éclatement de laves en coussins.

L'âge des metabasaltes est probablement contemporains de celui des métagabbros, datés du Jurassique tardif (voir ci-dessus). Par contre les fines bandes interstratifiées dans les métasédiments pourraient être plus jeunes, du même âge créacé que les sédiments. La nature des contacts entre prasinites et métasédiments océaniques pourrait être tectonique dans le cas des metabasaltes et stratigraphique dans celui de sills ou de dépôts volcano-sédimentaires.

*Schistes à chlorite et actinote, talcschistes*

Principalement à proximité du contact avec les gneiss de la nappe de la Dent Blanche, des roches vertes très schisteuses forment des bandes qui se confondent parfois avec les orthogneiss très mylonitiques de cette nappe. Sur la carte elles n'ont été distinguées que dans le versant ouest des Aiguilles de la Lé. Lorsque ces schistes sont associés à des serpentinites, ils peuvent contenir du talc, comme sous le pt 2488 m juste en aval de la langue du glacier de Moiry.

**i<sub>r</sub> Quartzites, gneiss quartzitiques (métaradiolarites)**

Les quartzites finement rubanés de l'arête sud-ouest de la Pointe du Bandon (coord. 2609 150/1105 550) sont très probablement des métaradiolarites. Ils sont de teinte bleu-vert avec des surfaces de schistosité brunes en raison probablement de la présence d'oxydes de manganèse. Ils alternent parfois avec des serpentinites qui les dominent. Le quartz prédominant est accompagné de mica blanc, chlorite, pistachite et albite; opaques, sphène et apatite sont en quantités accessoires.

Des quartzites à allure de gneiss, à cause d'un fin rubanement, affleurent ailleurs au sein des métasédiments de la nappe du Tsaté et sont souvent en contact avec des niveaux de prasinites parfois fins. L'affleurement le plus typique se situe dans la région de Tracuit, autour du pt 2596 m (coord. 2616 340/1108 000), non loin du chemin menant à la cabane homonyme et du chalet de Composana (Combau-tanna). PILLOUD & SARTORI (1981) les décrivent comme des quartzites à grain fin, à patine gris clair à bleu verdâtre, d'aspect gneissique et rubané. L'épaisseur des rubans clairs n'est que de 1 cm, où le quartz domine nettement. Les rubans sombres sont riches en micas blancs chloritisés, avec beaucoup de minéraux opaques en baguettes, probablement des oxydes de manganèse. Exemptes de carbonates, ces roches seraient également des métaradiolarites.

De telles métaradiolarites forment également une petite tête rocheuse sur la crête au sud-est du col de Torrent, entre les pts 2986 m et 2942 m. Elles se poursuivent en une mince bande sur plus de 1 km dans le flanc ouest, sous un épais niveau de marbres gréseux de la « Série Rousse ». Dans le flanc est, côté Moiry, au-dessus du petit lac situé entre la combe Duran et le lac des Autannes, la plupart des gros blocs de la masse tassée disloquée du bas de l'éboulis sont constitués de métaradiolarites et contiennent d'abondantes minéralisations en manganèse (p.74; D'ANDRÈS 2013).

Des métaradiolarites bien reconnaissables, où alternent des bancs durs quartzitiques et des bancs plus phylliteux sont peu fréquentes dans la nappe du Tsaté. Le plus bel affleurement se situe à 700 m au SSE de la cabane de Tracuit (coord. 2618 440/1108 100), vers 3000 m d'altitude. Ces roches forment une bande claire de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au sommet de la nappe du Tsaté, replissée



Fig. 3: Métaradiolarites au SSE de la cabane de Tracuit (coord. 2618 440/1108 100).  
Photo M. Sartori, 2010.

avec les gneiss gris plus ou moins sombres de la nappe de la Dent Blanche. Il s'agit ici d'une alternance de quartzites fins blancs à verdâtres (10–20 cm d'épaisseur) et de quartzites sériciteux verts (5–10 cm; fig. 3), parfois accompagnés de bancs, de 20–30 cm d'épaisseur, d'un marbre blanc à grisâtre à diopside et grenat (grossulaire), décrit et analysé par BUSSARD & LADOR (1999). La présence de diopside – indiquant un métamorphisme en faciès amphibolite – incite ces derniers auteurs à attribuer cette série particulière plutôt à la nappe de la Dent Blanche. Il faut également noter une grande similitude de cette série avec celles du Col de Chaleby et de la Becca di Salé dans la vallée d'Aoste, qui auraient subi un métamorphisme de faciès amphibolite varisque (MANZOTTI et al. 2012, MANZOTTI & BALLÈVRE 2017). Elle serait donc associée à la nappe de la Dent Blanche, comme écaille de sédiments antévarisques incorporée à la base de la nappe dans une phase précoce de l'orogénèse alpine.

Les métaradiolarites de la nappe du Tsaté n'ont pas encore été datées à ce jour. Dans le schéma classique des ophiolites, elles reposent directement sur les

roches magmatiques du plancher océanique, datant ici du Kimméridgien. Leur âge serait alors plus vieux que celui de la Formation de la Fête d'Août (Crétacé précocé), donc proche de la limite entre le Jurassique et le Crétacé.

À proximité du contact avec la nappe de la Dent Blanche, des gneiss quartzeux sont intercalés dans les calcschistes et prasinites. Ils se révèlent généralement être des replis ou de fines écailles de Gneiss d'Arolla mylonitique, comme la fine bande au sud-est du col de Bréonna ou celle, plus au sud, à la hauteur de la Remointse de Bréonna.

### **i<sub>m</sub> Marbres violacés, localement à débris de serpentinite**

Marbres fins et massifs colorés en rose, bleu violacé ou verdâtre. Un niveau de quelques mètres d'épaisseur peut être suivi sur plusieurs centaines de mètres à la base de l'arête SSW de la Pointe du Tsaté, surmontant des prasinites et métagabbros. Un autre niveau de cette ampleur se situe sous la Pointe du Prélet, en contact (stratigraphique inversé?) sous des serpentinites. Sa minéralogie est riche en épidote (parfois jusqu'à 50% de pistachite pour 40% de calcite), avec chlorite, actinote, sphène, mica blanc et quartz. Ces marbres contiennent fréquemment des débris de serpentinite et peuvent passer à des ophicalcites.

Les calcaires à l'origine de tels marbres sont intercalés ou succèdent classiquement aux radiolarites dans un contexte ophiolitique. Dans le cas présent, ils en occupent apparemment la même position en tant que premiers dépôts sur le plancher océanique; ils ont probablement aussi le même âge proche de la limite Jurassique/Crétacé.

### **c<sub>FA</sub> Formation de la Fête d'Août**

Bancs très nets, entre 5 et 50 cm d'épaisseur, de marbres fins ou calcarénitiques bleu sombre à patine brun roux, alternant avec de fins niveaux de schistes noirs siliceux légèrement calcaires (fig. 4). La transition entre marbres fins et marbres calcarénitiques est peut-être due à la granulométrie variable des turbidites. La surface des bancs calcaires est colorée par une trame siliceuse brunâtre, donnant des taches plus sombres d'aspect «léopard». Cet aspect bicolore bleu/roux se voit aussi bien sur la tranche des couches. Dans le massif de la Garda Bordon (Garde de Bordon), cette formation se distingue nettement de toute la masse des «schistes lustrés» par le fait qu'elle forme une barre rocheuse brune d'une centaine de mètres d'épaisseur, difficile à franchir le long de l'arête nord entre les pts 3046 m et 3139 m.

Cette formation très caractéristique, d'allure flyschöide, a été nommée par VIREDAZ (1979) d'après le lieudit Fête d'Août de Moiry en rive gauche du lac de Moiry (coord. 2609 500/1107 100). Elle rappelle beaucoup la Formation de la Replatte (LEMOINE & TRICART, 1986) des Alpes franco-italiennes, elle-même sem-



Fig. 4: Formation de la Fêta d'Août. Barre rocheuse dans le flanc ouest de la Garda Bordon (Garde de Bordon) à 2600 m. On distingue nettement l'allure flyschôïde de cette formation, due à l'alternance de bancs durs, calcaires et siliceux à patine rousse, avec des schistes plus sombres.  
Photo M. Marthaler, 2007.

blable aux «Argile a Palombini» des Apennins. Toutes ces similitudes de faciès militent en faveur du Crétacé précoce pour l'âge de cette formation.

### **c<sub>GB</sub> Formation de la Garda Bordon**

Les schistes noirs siliceux de cette unité sont généralement constitués d'une fine alternance de schistes sombres fins (appelés aussi «black shales» dans la littérature), de schistes finement gréseux et de quartzschistes. Les surfaces de schistosité sont luisantes, soyeuses et graphiteuses.

Les *quartzschistes* sont les niveaux les plus riches en quartz et sont probablement d'origine détritique plutôt que biogénique, mais le doute subsiste. Ils peuvent exceptionnellement former des bancs de plusieurs mètres, voire décamètres d'épaisseur qui ont alors été distingués sur la carte.

Les schistes noirs passent insensiblement à des calcschistes à dominante pélitique: le fond sédimentaire reste identique, mais les schistes sombres fins alternent avec des niveaux millimétriques plus calcaires (fines turbidites?). Cette alternance est souvent diffuse, mais elle peut devenir localement très contrastée et régulière, millimétrique à centimétrique, avec des niveaux clairement pélitiques tendres et d'autres calcaires nettement plus durs, d'où le nom informel de «*série feuilletée*».

C'est à ce groupe de roches que le terme de «schistes lustrés» est le mieux approprié. Toutefois, malgré leur nature essentiellement schisteuse, elles peuvent parfois former des reliefs comme la Pointe du Tsaté ou des pentes très raides et sombres, en rive droite de la Borgne d'Arolla sous la Petite Dent de Veisivi par exemple. Mais, en général, elles montrent une morphologie douce avec d'innombrables éboulis schisteux, luisants et glissants, plus faciles à parcourir à la descente qu'à la montée. Les arêtes sud-ouest et sud-est de la Garda Bordon (Garde de Bordon), jusqu'au col de la Lé, sont faites de ces roches. Par comparaison avec les formations des Apennins («Argile a Palombini» et «Scisti della val Lavagna»), l'âge de ce groupe de roches peut être attribué au Crétacé précoce à moyen.

### **c<sub>G</sub>** «Série Grise»

Épaisse alternance de calcschistes gréseux et phylliteux, à patine grise et luisante. Malgré une apparente monotonie, la succession rythmée des bancs fait penser à celle d'un flysch. Dans la masse des calcschistes (probablement le fond argilo-calcaire des sédiments océaniques) viennent s'intercaler beaucoup de roches différentes: marbres gréseux brun roux, grès à microbrèches brunâtres, marbres phylliteux orangés, quartzites micacés, schistes noirs pélitiques, schistes verts chloriteux, prasinites carbonatées, talcschistes. La composition minéralogique standard d'un calcschiste est: calcite, quartz, mica blanc, albite, tourmaline, pyrite, apatite, opaques, matière organique, carbonate brun. Ce carbonate ferreux (ankérite) a parfois épigénisé des restes de foraminifères planctoniques. À la suite de MARTHALER (1981), SAVARY (1982) et SCHNEIDER (1982) ont découvert, le long de l'arête qui va du col de Torrent au col du Tsaté, des formes rappelant les genres *Rotalipora* et *Marginotruncana*, ce qui indiquerait un âge Crétacé tardif pour la «Série Grise».

### **c<sub>R</sub>** «Série Rousse»

Cette série de marbres gréseux à patine ocre roux intercalés dans des calcschistes gréso-phylliteux forme souvent des parois ruiniformes. Il n'est pas toujours aisé de cartographier la limite entre «Série Rousse» et «Série Grise», du fait de la similitude de certains de leurs faciès. De loin cependant, la première apparaît comme plus massive. La «Série Rousse» se situe préférentiellement à la base de la



nappe du Tsaté. Elle forme par exemple les reliefs escarpés de la base du Sasse-neire, sur son flanc ouest, et la crête de la Tsa de Volovron. En rive droite du lac de Moiry, elle se remarque par plusieurs barres massives à pendage sud qui dominent la route et génèrent des chutes de pierres. À la cassure, le marbre roux est gris-bleu, à structure granuleuse (quartz) avec quelques petits gravillons dolomitiques. Le quartz se concentre aussi en lentilles centimétriques faisant penser à des galets. Sur la tranche des couches de patine rousse, des petits lits en relief de micas insolubles font ressortir la schistosité principale parfois replissée isoclinalement. Les surfaces de schistosité sont gris sombre, sériciteuses, parfois chargées de pigments charbonneux. Cette dernière caractéristique rappelle aussi le faciès des Calcschistes et marbres gréseux sombres d'âge Jurassique précoce à moyen de la nappe du Sasse-neire, rendant parfois difficile l'attribution stratigraphique de ces marbres. Au microscope, la calcite domine largement, suivie par le quartz et le mica blanc, avec albite, chlorite, stilpnomélane, dolomite, sphène, zircon. Par endroits, des niveaux de marbres phylliteux orangés sont criblés de petites taches rouilles qui ont révélé des formes de foraminifères planctoniques identiques à celles de la «Série Grise» (MARTHALER 1981), attestant un dépôt au Crétacé tardif.

## SALASSIQUE

Dans le cadre de l'harmonisation de la nomenclature géologique de la Suisse (stratigraphique et tectonique) menée par le Service géologique national ces dernières années, des discussions ont conduit à l'introduction d'un nouveau nom de domaine tectonique. De fait, les roches qui composent les nappes de la Dent Blanche, du Mont Mary et de Sesia sont issues de la plaque africaine, ou plutôt son prolongement nord dans la plaque adriatique-austroalpine (HANDY et al. 2010). Cependant, leur histoire paléogéographique et tectonique alpine diffère de celle des domaines austroalpins et sudalpins; ces unités tectoniques ne peuvent donc être attribuées à aucun de ces deux domaines. Elles ont donc été regroupées dans un nouveau domaine tectonique, dénommé *Salassique* (voir p. 59).

### NAPPE DE LA DENT BLANCHE

#### **U Métapéridotite serpentinisée, serpentinite**

Décrites par BUSSARD & LADOR (1999), des lentilles de métapéridotite d'épaisseur plurimétrique apparaissent dans les métadiorites du fond du val d'Arpilletta (seule occurrence reportée sur la carte : coord. 2619 040/1104 700). Ces auteurs y décrivent des paragenèses presque exclusivement à serpentine et d'autres où ce miné-

ral est associé pour moitié à la trémolite. Il existe également des métapéridotites moins intensément serpentinisées, à serpentine, talc, chlorite, magnésite et anthophyllite, dans lesquelles se distinguent de nombreuses pseudomorphoses d'olivine et de pyroxène. Ces métapéridotites sont interprétées par ces auteurs comme des cumulats résultant de la cristallisation fractionnée des diorites.

Quelques petites lentilles de serpentinite affleurent près de la base de la nappe, notamment à l'ouest du col de la Lé et sur le sentier presque abandonné qui monte au col de la Couronne côté Moiry, juste au-dessus du pt 2808 m (coord. 2610 890/1104 210). Elles ressemblent à celles de la nappe du Tsaté, apparemment sans relique ou pseudomorphose métapéridotitique.

## **P Schistes et gneiss à épidote et chlorite (mylonites)**

Ces roches sont souvent d'aspect massif avec toutefois une forte schistosité marquée par l'alternance de bandes vertes phylliteuses et de bandes quartzo-feldspathiques avec de fines mouchetures millimétriques de feldspath. Bien qu'il soit difficile d'identifier leur protolithe, elles représentent sans doute un équivalent mylonitique de divers orthogneiss décrits ci-après. Ces gneiss forment des niveaux très discontinus et d'ampleur souvent trop petite pour être cartographiable, à l'exception de quelques lentilles plus importantes, notamment dans les environs de la Pointe d'Arpittaa. La patine verte est principalement due à la forte présence d'épidote en micrograins xénomorphes. Ils sont accompagnés de quartz recristallisé et de plagioclase. Les minéraux accessoires sont la calcite en altération de l'épidote, le mica blanc et la chlorite qui vient en altération de quelques reliques d'amphibole verte.

## **GO Orthogneiss indifférenciés mylonitiques**

À l'approche du contact tectonique entre la nappe de la Dent Blanche et la nappe du Tsaté sous-jacente, les orthogneiss deviennent presque systématiquement mylonitiques. La texture de gneiss granitique n'est plus reconnaissable et la granulométrie devient extrêmement fine. Le passage entre les gneiss et les mylonites est généralement progressif et l'on trouve parfois des enclaves métriques de métagranite ou de métagranodiorite reconnaissables, moins déformées, au sein des mylonites. De patine verte et d'aspect massif malgré une schistosité bien marquée, ces roches sont parfois difficiles à distinguer des prasinites sous-jacentes appartenant à la nappe du Tsaté, si bien que la limite entre les deux nappes n'est pas toujours évidente à déterminer. C'est notamment le cas dans la Couronne de Bréonna où le contact est replissé et où la nappe du Tsaté contient passablement de prasinites.

Des orthogneiss mylonitiques se trouvent également au sein de la nappe, plutôt sous forme de bandes; ils marquent probablement des zones de cisaillement.

La minéralogie des mylonites situées à la base de la nappe de la Dent Blanche a été étudiée en détail par ANGIBOUST et al. (2015) qui décrivent une texture faite de niveaux millimétriques quartzo-albitiques, alternant avec des niveaux schisteux à chlorite, phengite, épidote. Des reliques d'allanite, de biotite et de hornblende, d'origine probablement magmatique, sont partiellement remplacées respectivement par de l'épidote, de la chlorite et de la trémolite.

### **G<sub>r</sub> Orthogneiss rubanés**

Il arrive que les trois principales roches d'origine plutonique décrites ci-dessous, soit les gneiss granitiques, les métagranodiorites et les métadiorites quartziques, alternent de façon centimétrique à métrique au sein d'un affleurement. Comme il n'est alors plus possible de les cartographier séparément, elles ont été regroupées en une seule entité. Toutefois les différents faciès sont encore bien reconnaissables car il ne s'agit généralement pas des faciès les plus déformés de ces lithologies. La schistosité parvient néanmoins à s'y développer, soulignant l'alternance des lithologies. Le plus grand affleurement d'orthogneiss rubané se situe dans le Besso, où une lentille de métadiorites quartziques a toutefois pu être distinguée des alternances plus fines qui l'entourent.

### **G<sub>8</sub> Métadiorite, métagabbro à hornblende**

Ces roches basiques affleurent presque uniquement dans le haut val d'Anniviers. Un niveau d'épaisseur déca- à hectométrique affleure entre la Couronne de Bréonna et le flanc nord tassé du Pigne de la Lé. Un corps plus important occupe le fond du vallon d'Arpitetta, du pied du glacier de Moming à la face ouest du Weisshorn (au-delà du bord oriental de la carte). Au contact de ce corps, les Gneiss d'Arolla sont très mylonitiques, probablement en raison du contraste rhéologique entre les deux roches.

Ces métadiorites et métagabbros indifférenciés sont très inhomogènes, avec des variations de faciès à l'échelle centimétrique à métrique. Ces changements, dus à la variation de la proportion relative hornblende/feldspath et de la granulométrie, font varier la patine de mésocrate à mélanocrate vert foncé.

Les roches sont toutefois toujours massives et la schistosité ne peut s'y développer que très localement. Elles ont un aspect moucheté avec des petits grains verts de hornblende nageant dans une matrice blanchâtre feldspathique. La hornblende est généralement xénomorphe. Des reliques magmatiques de hornblende brune ou verte sont pseudomorphosées en bordure par une amphibole incolore. Le feldspath est souvent très altéré. Quelques macles polysynthétiques permettent d'identifier un plagioclase, mais sans elles il est difficile de le différencier du feldspath potassique. Dans les faciès plus déformés, le mica blanc peut être abondant, résultant de l'altération du plagioclase. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la chlorite en altération de l'amphibole, la fuchsite, le rutile et le sphène.



Fig. 5: Métadiorite quartzique du sommet du Besso, avec ses yeux translucides de quartz et ses grains noirs d'amphibole. Photo M. Girard, 2016.

### **G<sub>δq</sub> Métadiorite quartzique des Bouquetins**

La localité-type de cette métadiorite quartzique est le massif nommé Bouquetins dans le haut val d'Arolla (coord. 2608 275/1092 300), sur la feuille Matterhorn voisine au sud (BUCHER et al. 2003).

Cette roche montre une patine verdâtre à brunâtre, mésocrate, en général plus sombre et avec une granulométrie plus fine que les Gneiss d'Arolla. Elle est souvent assez massive, avec une schistosité qui peine à se développer. Les minéraux principaux sont le quartz, le feldspath et l'amphibole. Les plagioclases sont xénomorphes et fortement séricitisés. Ces fines aiguilles de séricite se mélangent alors à la chlorite pour former des lits phylliteux marquant la schistosité lorsqu'elle est présente. Le feldspath alcalin n'est présent qu'en accessoire. Des grains de quartz plurimillimétriques et limpides sont caractéristiques de ces roches (fig. 5). L'amphibole brun-vert est instable et montre des bordures incolores d'actinote. Ces amphiboles sont probablement des reliques magmatiques alors que l'actinote, l'épidote et

la calcite qui les pseudomorphosent résultent du métamorphisme alpin en faciès schiste vert. L'actinote est partiellement orientée dans la schistosité. La proportion d'amphibole et d'épidote peut être parfois plus importante, donnant à la roche une patine vert pistache. La biotite est présente en accessoire, formant alors des amas orientés dans la schistosité. Sphène, allanite, apatite, zircon et rutile ont aussi été observés accessoirement.

### **G<sub>γδ</sub> Métagranodiorite de la Pointe d'Otemma**

La localité-type de cette métagranodiorite se trouve au fond du val de Bagnes, sur la feuille Chanrion (BURRI et al. 1998).

Sur le terrain, elle se différencie des Gneiss d'Arolla grâce à sa teneur supérieure en minéraux ferromagnésiens donnant à la roche une patine verdâtre ou brunâtre plus sombre. Contrairement aux Gneiss d'Arolla, la schistosité y est pratiquement toujours bien marquée. Celle-ci est soulignée par une alternance millimétrique de lits clairs quartzo-feldspathiques avec des lits verdâtres à mica blanc et amphibole, parfois riches en épidote. Le faciès mylonitique de la métagranodiorite, finement laminé, est plus sombre que celui des Gneiss d'Arolla en raison d'une diminution de la taille des grains quartzo-feldspathiques.

Le plagioclase et le feldspath potassique microgranulaire sont, avec le quartz, les minéraux principaux mais souvent difficilement différenciables. Ils peuvent être respectivement fortement séricitisés ou kaolinisés. Le quartz est toujours recristallisé et peut former des yeux translucides dans la matrice quartzo-feldspathique. Les amphiboles sont des reliques instables, fortement zonées, passant d'une hornblende verte ou brune au cœur à une actinote incolore en bordure. La calcite et l'épidote semblent aussi provenir de l'altération de la hornblende. Divers minéraux accessoires ont aussi été observés, comme la chlorite, la biotite ou le rutile.

### **G<sub>γA</sub> Gneiss à phengite et biotite, métagranite (« Gneiss d'Arolla »)**

Ces orthogneiss ont communément été appelés « Gneiss d'Arolla » (GERLACH 1869, ARGAND 1908) en raison de leur abondance dans la région de cette localité du haut val d'Hérens. Ce sont des gneiss massifs avec parfois une schistosité bien marquée, pouvant même évoluer vers des mylonites très déformées. Ils sont principalement constitués de cristaux millimétriques de feldspath laiteux, mélangés à du quartz plus limpide. Ceux-ci sont enveloppés par une matrice phylliteuse verte caractéristique, marquant la schistosité quand elle est présente. Les minéraux principaux sont le quartz, le plagioclase et la phengite avec parfois passablement de phénoclastes xénomorphes de feldspath potassique pouvant atteindre quelques centimètres. Le feldspath est souvent séricitisé, formant des petites taches brunes. L'épidote et la chlorite peuvent également être présentes dans la schistosité, accen-



Fig. 6: Faciès œillé du Gneiss d'Arolla dans la région de la cabane du Mountet, avec des enclaves microgrenues. Photo M. Girard, 2005.

tuant la couleur verdâtre de la roche. Amphibole, biotite, calcite, sphène, pyrite et zircon ont été observés localement en quantités accessoires. La hornblende verte est généralement passablement pseudomorphosée par l'épidote et la chlorite. Des aiguilles d'actinote peuvent parfois former des rosaces dans des veines.

Un échantillon de gneiss équivalent dans la nappe du Mont Mary, provenant du pied sud du Cervin dans la région de Cervinia (Italie), a fourni un âge U-Pb sur zircon de  $289 \pm 2$  Ma (BUSSY et al. 1998). Le Granite du Mont Morion, un corps de métagranite à biotite peu déformé dans l'unité d'Arolla, situé dans le versant septentrional de la Valpelline, a livré un âge U-Pb sur zircon de  $290 \pm 3$  Ma et sur allanite de  $280 \pm 8$  Ma (MANZOTTI et al. 2018).

### *Métagranite porphyrique, gneiss œillé*

Dans la zone du Grand Cornier et de la cabane du Mountet, un faciès très peu déformé de ces gneiss se caractérise par la présence de phénoclastes subidiomorphes de feldspath potassique centimétriques à pluricentimétriques, de patine rose, montrant parfois une altération brunâtre. Ces phénoclastes sont parfois orientés dans la schistosité quand celle-ci est présente. Sinon les gneiss prennent un aspect granitique avec une patine rose due au feldspath. Des petits yeux de quartz globuleux translucides peuvent atteindre le centimètre. Quartz et feldspath sont moulés par une matrice micacée verdâtre faite de phengite, biotite, chlorite et plagioclase. Cette lithologie est relativement homogène, mais il est possible d'observer quelques rares niveaux discontinus contenant des hornblendes millimétriques prises dans une matrice quartzo-feldspathique gris-vert, ainsi que des enclaves mafiques, de 10 à 30 cm de long, mélanocrates et microgrenues (fig. 6).

## **Ac      Filons acides**

Des filons blancs, le plus souvent aplitiques, s'insèrent dans les roches de la nappe de la Dent Blanche, en particulier dans les plus acides. Ils sont le plus souvent de trop faible épaisseur et extension pour être représentés sur la carte. Ceux qui sont assez grands pour y avoir été reportés se trouvent au sommet de la Pointe d'Arpilletta, à l'ouest et au sud du Besso ainsi qu'au pt 3734 m entre le Grand Cornier et la Dent Blanche.

## QUATERNAIRE

### Pléistocène tardif

#### **q<sub>4m</sub> Moraine de la dernière glaciation**

Entre 20 000 et 17 000 ans BP, la fin de la Dernière Période Glaciaire (anc. «Würm») est marquée par une succession de stades de retrait mis en évidence par MAISCH (1981) dans les Grisons et qui servent de référence pour le domaine alpin. Sur le territoire de la feuille Evolène, il est impossible de délimiter ces différents stades, à l'exception de celui de l'Egesen, dernière récurrence du Tardiglaciaire (§ suivant).

Les formes les mieux préservées de cette fin de la dernière glaciation sont de longues terrasses ou crêtes morainiques longitudinales et parallèles à l'axe du val d'Hérens. Entre le Tsalè de Bréonna (2200 m) et celui du Tsaté (2160 m), un large replat avec des formes bien préservées de plusieurs cordons successifs marque un stade important de stagnation du glacier d'Hérens. On retrouve plus en aval une trace de ce stade aux Lachiores (2100 m), aussi sous forme d'un large replat. Il y avait donc à cette époque encore plus de 700 m de glace qui remplissait le moyen val d'Hérens. La surface du glacier venait s'appuyer contre les flancs de la vallée à l'altitude de 2200 m en dessus des Haudères et de 2100 m au-dessus d'Evolène. COUTTERAND et al. (in prep.) supposent que ce glacier d'Hérens descendait à ce stade jusque dans la vallée du Rhône alors que le glacier de cette vallée principale se cantonnait plus en amont. Ces auteurs corrélaient ce stade de récurrence, dit de Sion, avec celui de Gschnitz dans les Alpes orientales.

En rive droite du val de Zinal, les replats morainiques des alpages du Chiesso (coord. 2615 700/1108 350) et de Cottier (coord. 2615 600/1109 700), vers 2100 m d'altitude, pourraient se corréler avec celui des Lachiores dans le val d'Hérens. Ils témoignent d'une épaisseur d'au moins 500 m de glace au-dessus du village de Zinal.

Lors de leur retrait, les glaciers de la dernière glaciation ont déposé de nombreux blocs erratiques. Leur omniprésence fait qu'ils n'ont pas été indiqués sur la carte. Il est à noter que certains de ces blocs, parfois de taille modeste, sont creusés de cupules (MARIÉTAN 1939, SPAHNI 1949a, b, SCHWEGLER 1992, FUMEUX & REYNARD 2002).

#### **q<sub>1m</sub> Moraine locale (stade de l'Egesen?)**

Les moraines décrites ici sont celles de glaciers locaux, d'une extension plus grande et bien plus anciennes que celles du Petit Âge Glaciaire. Elles sont attribuées à la fin de la Dernière Période Glaciaire et représentent ici son dernier stade de retrait.



Ces moraines du Tardiglaciaire récent ont une morphologie bien nette dans les petits vallons latéraux aux deux vallées principales, où il est aisé d'imaginer la forme de ces petits glaciers locaux générés par des parois circulaires (glaciers de cirque), grâce au fait que leurs cordons latéraux se rejoignent parfois vers l'aval pour marquer un ou plusieurs vallums frontaux. Les deux plus beaux exemples d'appareils avec moraine frontale se trouvent à proximité de la Pointe du Tsaté, l'un à la Fête d'Août de Moiry, l'autre, plus petit, a fait barrage pour le lac de la Remointse du Tsaté (2502 m) côté val d'Hérens. D'autres petits glaciers latéraux rejoignaient le glacier principal et n'ont donc laissé que des vallums latéraux. Les meilleurs exemples en sont ceux d'Arpitetta et de la Lé (voir plus loin) qui se font face dans le haut val de Zinal, ainsi que celui de l'Alpage de Torrent – le Lauché en rive gauche du lac de Moiry.

Il est par contre plus délicat, faute de preuves indubitables sur le terrain, de situer la position des glaciers des vals de Ferpècle, d'Arolla et de Zinal à ce stade tardiglaciaire. Des indices très clairs montrent que le glacier d'Arolla s'étalait au moins jusqu'à la Gouille, sa moraine latérale gauche étant bien visible à Pragrachet (2240 m) au-dessus de Pramouïss. Ce glacier était probablement en confluence avec celui qui descendait des Aiguilles Rouges d'Arolla et qui nous a laissé plusieurs petites crêtes de moraines latérales dans la charmante région du lac Bleu, au-dessus de la Gouille.

Dans le val de Ferpècle, une petite terrasse sous les Mayens de Bréonna, à 1830 m d'altitude, pourrait représenter la limite supérieure de ce dernier stade à cet endroit, comme la rupture de pente sous la Forclaz, entre la Tènda et le pt 1609 m, pouvant trahir un vallum latéral. Ceci indiquerait que le glacier de Ferpècle descendait alors en direction d'Evolène au-delà des Haudères.

Le val de Moiry, quant à lui, montre de nombreux témoins de l'époque du Tardiglaciaire récent (GOLAZ 1995). Dans la zone qui domine d'une centaine de mètres le couronnement du barrage, soit vers 2330 m, sur les deux rives, des amoncèlements de gros blocs de gneiss de la nappe de la Dent Blanche marquent la cote de stagnation du glacier de Moiry pendant le dernier stade tardiglaciaire. Plus en amont en rive gauche, dominant le lac vers 2400 m, trois cordons morainiques sont allongés parallèlement à l'axe de la vallée. Le plus externe a fait barrage au petit lac du Lauché. Encore plus en amont, dominant les moraines du Petit Âge Glaciaire de 150 m, ce même groupe de cordons fait barrage au petit lac de la Bayenna.

Dominant le haut val de Zinal, en rive droite, au débouché du vallon d'Arpitetta, les trois cordons morainiques très rapprochés de la région du lac d'Arpitetta, vers 2230 m d'altitude, sont un autre exemple de Tardiglaciaire récent (fig. 7). Ici aussi, les trois crêtes latérales ont créé chacune un lac. Le plus élevé est aujourd'hui comblé et forme un marécage, celui du milieu est mieux préservé grâce à une petite digue artificielle et le plus bas, marqué par la crête morainique la plus interne, est minuscule. Ces cordons sont le résultat de la confluence entre les anciens glaciers de Zinal et d'Arpitetta.



Fig. 7: Trois vallum morainiques tardiglaciaires probablement du stade de l'Egesen (Dryas récent), au lac d'Arpilletta (haut val de Zinal). C'est la crête médiane qui fait barrage au petit lac. Au deuxième plan, la crête de la Garda Bordon (Garde de Bordon) taillée dans les schistes de la nappe du Tsaté, puis, plus à gauche (au sud), les gneiss de la nappe de la Dent Blanche. La faille qui marque le contact entre ces deux nappes passe par le col de la Lé et le couloir incliné souligné par la neige. Photo M. Marthaler, 2009.

Une autre confluence glaciaire de la même époque est bien visible en face, en rive gauche du vallon de Zinal : c'est la longue crête arquée de l'alpage de la Lé. Elle marque le bord gauche du glacier qui occupait toute la face nord du Pigne de la Lé, puis disparaît peu au-dessous de 2300 m où ce glacier devait rejoindre l'ancien glacier de Zinal.

Plus en aval, ce glacier n'a pas laissé de traces nettes. Peut-être que les replats de Verletta, Défichia et Parlonzett, dans les hauts de Zinal, représentent les restes d'une terrasse de kame du dernier stade tardiglaciaire, même si la moraine n'y a pas été attribuée comme telle sur la carte. Le glacier devait donc s'arrêter en aval de ce village.

Toutes ces moraines tardiglaciaires sont très certainement corrélables au stade de Tortin dans le haut val de Nendaz (KÜTTEL 1979), ainsi qu'à celui de l'Egesen, étudié par MAISCH (1981) dans les Grisons et daté du Dryas récent par IVY-OCHS et al. (2008, 12 700–10 800 ans cal. BP). Il correspond au refroidissement important entre la période tempérée Bølling–Allerød et le réchauffement holocène.

### **q<sub>fig</sub> Dépôts fluvioglaciaires ou torrentiels tardiglaciaires, en partie sous forme de cônes**

La moraine du Tardiglaciaire a par endroits été remaniée par l'eau de fonte des glaciers et déposée sous diverses expressions morphologiques : anciens lacs proglaciaires comblés, cônes d'épandages, sandurs, terrasses de kame, anciens cônes d'alluvions perchés au-dessus du niveau de base actuel.

Certains cônes recoupés par l'érosion des torrents holocène sont attribués à ces dépôts anciens, comme ceux d'Evolène, de Lanna juste en face, et du Sepèc (Seppec) dans le vallon de Ferpècle.

En aval d'Evolène, les gneiss du socle cristallin de la nappe de Siviez-Mischabel, relativement durs, ont formé le verrou de l'Âla-Volovron alors que, derrière, le glacier a creusé un vaste ombilic dans les schistes de la nappe du Tsaté plus tendres. En rive gauche de la Borgne, en aval de ce verrou et sur plus de 1 km, un bord d'érosion marque le niveau d'un ancien remplissage sédimentaire, épais d'une centaine de mètres. Sa pente régulière laisse supposer un dépôt fluvioglaciaire lorsque le glacier s'arrêtait à proximité du verrou. D'après COUTTERAND et al. (en prép.), l'ombilic est limité en aval par une moraine latéro-frontale. Par la suite, d'importants apports de matériel torrentiel se sont accumulés sur cette moraine derrière le verrou, formant les anciens cônes de déjection d'Evolène et de Lanna susmentionnés. En amont un lac s'est formé, comme en témoignent les sédiments mis au jour dans une excavation à l'extrémité amont du village d'Evolène (fig. 8, M. Sartori, comm. pers.). Ce lac a ensuite été comblé par les abondants sédiments issus de la fonte du glacier d'Hérens. Le niveau de ces dépôts fluvioglaciaires est attesté par le bord de terrasse situé entre 1370 et 1375 m d'altitude que suit la route entre la sortie amont du centre d'Evolène et la Fauchère.

De par sa morphologie, la région de Zinal pourrait présenter une situation assez similaire à celle d'Evolène, bien que non documentée. On n'y observe ni moraine latérale ou frontale ni dépôts fluvioglaciaires, voire glaciolacustres, mais ces anciens sédiments pourraient fort bien exister sous les cônes de déjection de Zinal et les alluvions des Plats de la Lé. Cette plaine est donc probablement un ancien sandur tardiglaciaire, actuellement recouvert par les alluvions holocènes.

La zone plate du Lauché, au sud de l'Alpage de Torrent en rive gauche du lac de Moiry, est un ancien petit sandur des glaciers locaux ayant rempli la combe du lac des Autannes. Cette zone d'épandage a comblé le lac qui s'était créé derrière le barrage longitudinal des moraines de l'Egesen construites par le glacier de Moiry. Quelques autres petits lacs subsistent encore aujourd'hui, d'où le lieudit Lauché.

### **Glaciers rocheux fossiles**

Des corps présentant toutes les caractéristiques des glaciers rocheux sont actuellement couverts de végétation et ne présentent aucun signe de mouvement. Ce sont des glaciers rocheux fossiles, probablement formés vers la fin du Tardigla-

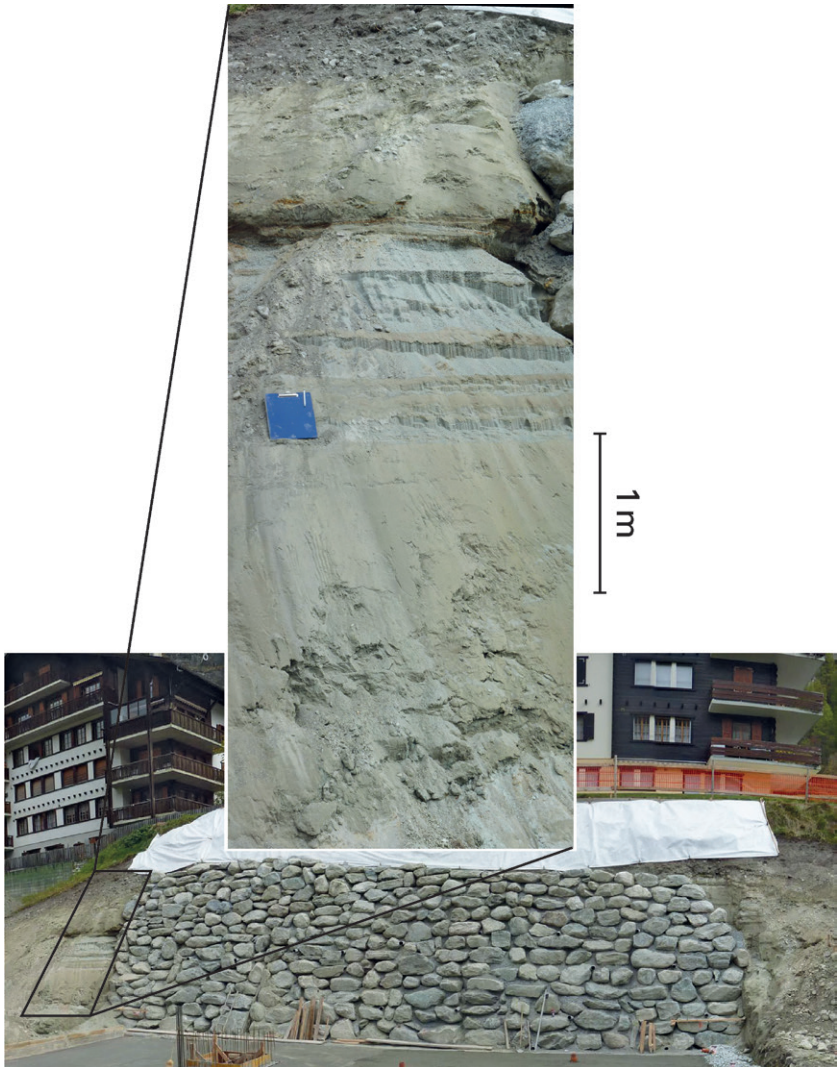


Fig. 8: Sédiments glaciolacustres: alternance de niveaux argileux et silteux. Excavation lors de la construction d'un bâtiment à Evolène (coord. 2604 740/1106330). Photos M. Sartori, 2010.

ciaire et contemporains des glaciers de son dernier stade (Egesen). Ils se trouvent parfois associés à des glaciers rocheux récents et se situent alors juste en dessous d'eux (p.ex. au nord du Pigne de la Lé, à l'ouest de la Pointe d'Arpitetta, au sud-ouest du col de Tracuit). Ils se sont développés soit à partir de grands éboulis, souvent grossiers, soit de moraines locales tardiglaciaires auxquelles se superposent parfois des lobes composés surtout de blocs éboulés, comme entre le lac des Auttannes et le petit sommet de la Madeleine (Motta Blantse) en rive gauche du lac de Moiry. L'alpage de la Lé, en rive gauche du haut val de Zinal (coord. 26140/11050), présente des formes équivoques, qui sont soit des glaciers rocheux fossiles soit des moraines tardiglaciaires latéro-frontales allongées et étroites remplies de matériel fluvioglaciaire.

## Holocène

### **q<sub>rm</sub> Moraine néoglaciale** **Matériel morainique sur glacier; glaciers couverts**

Les moraines récentes marquent essentiellement l'avancée des glaciers au Petit Âge Glaciaire (PAG; 1400–1850 apr. J.-C.), mais leur matériel a pu se déposer tout au long de l'Holocène. Elles montrent également l'ampleur du retrait des glaciers depuis le milieu du 19<sup>e</sup> siècle, bien visible dans cette région.

Le glacier de Moiry a construit une série de cordons morainiques accrétés les uns contre les autres. En rive gauche, GOLAZ (1995) en a fait une cartographie détaillée et en a recensé une dizaine, datés par lichénométrie de 1850 pour les mieux marqués, de 1410, 1500, 1680, 1700 et 1870 pour les plus petits (avec une marge d'erreur de quelques dizaines d'années). Des datations au Schmidt-Hammer donnent des âges beaucoup plus vieux, entre 4000 et 11 000 ans BP (comm. pers. C. Lambiel).

Le glacier de Zinal, actuellement couvert de cailloux dans sa partie inférieure (entre 2100 et 2500 m d'alt.), a déposé en rive gauche une longue moraine latérale fort bien marquée, sur laquelle a été construite la cabane du Petit Mountet (fig. 9). Comme le plus fréquemment dans les Alpes, elle date de 1850, mais a dû se construire par accrétions successives. Selon FUMEAUX & REYNARD (2002), ce glacier aurait atteint son maximum vers 1820, puis à nouveau vers 1850. À cette époque, le glacier avait une épaisseur d'environ 200 m au droit de son front actuel, situé 2,7 km plus en amont qu'il y a un siècle et demi.

Le retrait important des glaciers du Mont Miné et de Ferpècle, qui confluaient au PAG, de Moiry et de Zinal fait qu'aujourd'hui les pentes internes de leurs moraines se déstabilisent, s'éboulent et recouvrent parfois le bas de la langue glaciaire (fig. 9).



Fig. 9: La cabane du Petit Mountet est construite sur la moraine latérale gauche du glacier de Zinal. En face, on voit bien les éraillures dans la moraine de la rive droite, dont la plus profonde se situe dans le prolongement d'une fracture dans les gneiss de la nappe de la Dent Blanche.  
Photo M. Marthaler, 2009.

Un petit glacier entièrement couvert donne quelques soucis aux habitants du village de Zinal. Il s'agit du «glacier Bonnard», situé dans la combe à l'ouest de la crête Les Diablons-Diablons des Dames. Sa partie haute, qui s'étend entre deux vallums morainiques, a conservé de la glace sous sa carapace de cailloux. La partie basse de cet appareil ne serait composée que de blocs et de moraine, mais sa partie centrale posséderait de la glace interstitielle et formerait donc un glacier rocheux, où des mouvements se traduisent par la présence de bourrelets. Le front de sa moraine, très raide, se déstabilise lors de gros orages et fait affleurer des parcelles de glace. Un risque de débâcle et de propagation de laves torrentielles dans les torrents du Pétérey et de Tracuit a été pris très au sérieux et des travaux ont été réalisés pour sécuriser le village et surveiller les mouvements de ce petit glacier caché sous un amas de pierres.

Quasiment tout le glacier de Tsarmine, dans le versant droit du val d'Arolla, est couvert de matériel morainique. Sur son flanc nord s'est même développé un petit glacier rocheux.

### Dépôts fluvioglaciaires néoglaciers

Tout comme celle du Tardiglaciaire, la moraine du Petit Âge Glaciaire a par endroits été – et est encore – remaniée par l'eau de fonte des glaciers et déposée sous forme de sandurs, parfois parsemés de lacs proglaciaires rapidement comblés, en aval des glaciers de fond de vallée (Ferpècle, Moiry, Zinal), et en cônes d'épanchages en aval des moraines frontales des plus petits glaciers de cirque ou de pente. Un sandur se trouve également dans la partie basse du vallon d'Arpitetta, dans une petite plaine barrée par la moraine du glacier de Zinal.

### Glaciers rocheux

Au-dessus de 2500 m, voire 2700 m d'altitude, les éboulis peuvent générer des glaciers rocheux. Ils sont plus nombreux dans les pentes d'orientation plutôt nord. La plupart sont actifs et montrent même des vitesses de déplacement plus rapides ces dernières années en raison de la fonte importante du pergélisol.

Le glacier rocheux de Tsarmine, dans le val d'Arolla (coord. 2605 350/1099 400) est très actif, actuellement en pleine phase de déstabilisation (LAMBIEL et al. 2004). De son front se détachent continuellement des blocs qui s'éboulent dans le couloir sous-jacent. Sa vitesse de fluage, d'environ 2 m/an entre 2004 et 2012 s'accélère régulièrement depuis 2013, ayant atteint 15 m/an en 2019 (UNIV. FRIBOURG 2020b).

D'autres glaciers rocheux, relativement petits et nettement moins actifs, se situent dans le même versant, à l'ouest et au sud de la Dent du Perroc.

Le grand glacier rocheux du Liapay d'Infè (Liapay d'Enfer), au pied de la Cherra Neire (Serra Neire) au sud du Tsaté, est constitué uniquement de blocs de serpentinite. Sa morphologie montre un écoulement complexe, d'une part vers le sud-ouest et d'autre part vers le nord-ouest. Il n'est pas exclu qu'une partie de ce complexe se soit déjà formée au Tardiglaciaire. Ce glacier rocheux est aujourd'hui une énorme réserve d'eau potable et plusieurs captages le bordent vers 2300 m d'altitude.

Les éboulis de tout le flanc nord-est de la Pointe du Tsaté montrent des phénomènes de fluage. Leur partie occidentale, avec de petites langues peu épaisses, est soumise à la solifluxion, alors que les deux langues orientales volumineuses sont de véritables glaciers rocheux. Ils ont eu une période d'activité intense en 2005–2010, due à une déstabilisation; leur vitesse de fluage a parfois dépassé 12 m/an (LAMBIEL 2011, SCAPOZZA 2012, SCAPOZZA & LAMBIEL 2012).

Toute une série de glaciers rocheux actifs, plus pédagogiques les uns que les autres, s'étendent à l'ouest de la Pointe d'Arpitetta et à la base de sa longue paroi nord (fig. 10). De loin ils rappellent la morphologie de coulées de lave, mais de près apparaît l'énorme amonçèlement chaotique de blocs de gneiss, mêlés de blocs de serpentinite pour celui qui descend au nord du col de Milon. Ce dernier est le plus rapide, avec une vitesse de fluage de l'ordre du mètre par an.



Fig. 10: Glaciers rocheux actifs au pied du flanc nord de la Pointe d'Arpitetta, s'écoulant jusqu'au fond du vallon du torrent du Barmé tapissé de moraine du Tardiglaciaire récent.  
Photo Y. Gouffon, 2010.

De belles formes se développent également de part et d'autre du Mammouth, petite crête au nord de la cabane du Mountet dont le chemin d'accès traverse l'une d'elles.

Les moraines néoglaciales peuvent également engendrer des glaciers rocheux. C'est le cas en particulier à l'est du Sasseneire en bordure nord de la feuille Evolène, ainsi qu'au sud-ouest des Pointes du Mourti et au nord-ouest du Besso.

### **Masses tassées**

#### **Masses tassées disloquées**

Dans certains versants, de grands volumes de roches sont déstabilisés et entraînent parfois la couverture quaternaire vers le bas de manière passive. La structuration des roches (pendage de la schistosité, fractures) combinée au retrait glaciaire des vallées principales à la fin du Pléistocène a provoqué et provoque toujours de grands tassements rocheux profonds.



### *Val d'Hérens*

Le bas val d'Arolla et le haut val d'Hérens, entre la Gouille et Evolène, présentent la particularité d'être très asymétriques du point de vue des instabilités : le versant gauche est beaucoup plus instable que le versant droit; on y dénombre trois grandes masses tassées :

- *Tassement du Mont des Ritses* : entièrement dans des prasinites, il affecte tout le versant entre Satarma et les galeries de la route d'Arolla en face de Lù Vei-juvi (les mayens de Veisivi), où l'on peut compter pas moins de huit niches d'arrachement superposées. Une zone de blocs – masse tassée disloquée – forme le secteur situé surtout au nord la chapelle de St-Barthélémy. Plus au nord, au-delà du tunnel de la route cantonale, se développe une vaste zone de glissement de terrain favorisée par la présence des calcschistes de la nappe du Tsaté. La région des Chlistes est la plus dangereuse, car le glissement entraîne de grosses lentilles de métagabbro très fracturées.
- *Tassement d'Arbey* : au nord et nord-ouest de l'Ata Gieute (la Giette) se situe la niche d'arrachement du grand tassement qui affecte tout le versant de la rive gauche de la Borgne entre la Tour et Lanna, jusqu'au sommet du Mel de la Niva (feuille Rosablanché). Malgré sa grande taille, l'activité de cette instabilité semble aujourd'hui relativement faible.
- *Tassement de Masséré* : en rive droite de la Borgne, la grande masse tassée, en bonne partie disloquée, qui affecte la région de Masséré au nord de Volovron, dans l'angle nord-ouest de la carte, est certainement due à la présence de gypse et de cornieule dans sa partie supérieure.

Il faut encore signaler les deux longues masses tassées disloquées en rive droite du bas val d'Arolla, dans le flanc de la Dent du Perroc. Celle du nord glisse actuellement d'environ 15 cm/an (UNIV. FRIBOURG 2020a).

### *Val de Zinal*

À la hauteur du village de Zinal, deux zones instables se font face de chaque côté de la vallée, mais ne descendent pas jusqu'à la rivière :

- *Tassement de Singline* : en rive gauche de la Navisence, il débute à 3000 m d'altitude juste sous l'Arête de Sorebois au nord de la Garda Bordon (Garde de Bordon) et emmène de gros panneaux de calcschistes et de prasinites. Sa limite sud coïncide avec une grande faille E-W qui traverse tout le massif de la Garda Bordon. Vers 2200 m, à la hauteur des alpages de Fêta d'Août et de la Latta, sa largeur diminue et seule une langue de matériaux glissés se poursuit plus bas dans un couloir sur le tracé de la faille.
- *Tassement du torrent de Pétérey* : plus menaçant pour le village, il est limité au nord et au sud par deux autres torrents, ceux des Bondes et de Tracuit. La niche d'arrachement de cette masse rocheuse instable recoupe la limite entre

la nappe de la Dent Blanche et celle du Tsaté, mais l'instabilité ne concerne que cette dernière. La limite inférieure du tassement n'atteint pas le village; vers 1800 m la pente se radouci et la moraine tardiglaciaire (Défichia, Verletta) semble stable.

### **Masses glissées**

Les glissements de terrain sont nombreux en rive gauche du val d'Hérens, favorisés par l'abondance des calcschistes et un pendage proche du dip-slope. Un des glissements les plus actifs est celui qui démarre au-dessus de la Remointse de la Cretta et qui descend jusqu'à la Borgne. Il traverse la route d'Arolla sous lù Mayein de la Coutha (la Coutaz), route qui se déforme continuellement.

Au sud-ouest de Zinal, comme signalé plus haut, le grand tassement rocheux de Singline évolue vers le bas en glissement de terrain. D'autres petits glissements superficiels affectent le haut val de Zinal, par exemple à l'alpage de la Tsjère de la Vatsé. La direction d'écoulement de ce dernier suit le contact entre les nappes du Tsaté et de la Dent Blanche.

### **Zones de solifluxion**

Certaines pentes, principalement celles couvertes d'éboulis de calcschistes, présentent des loupes de solifluxion. Selon SCAPOZZA & LAMBIEL (2012), cette morphologie serait due à un fluage provoqué par la saturation en eau du terrain, favorisée par l'abondance de matériel fin produit par l'altération des calcschistes. Cette situation pourrait être favorisée au moment du dégel printanier plus rapide en surface qu'en profondeur, favorisant les glissements très superficiels.

### **Dépôts d'éboulement, d'écroulement**

Un gros éboulement, probablement très ancien (fin du Pléistocène?), s'est détaché de la paroi ouest du Sasseneire. Il est marqué par une grande dispersion de très gros blocs de dolomie et de brèche, disséminés sur les moraines pléistocènes, en dessus et en dessous de Béplan entre 2500 et 2000 m d'altitude. L'absence de blocs de taille modeste et d'éboulis grossiers peut faire penser à un écroulement sur la glace, le matériel moins gros que les blocs ayant été ensuite lessivé par les eaux de fonte du glacier.

Un autre éboulement, plus petit mais beaucoup plus récent, avec un risque de nouvel évènement, menace la route d'Arolla à 1700 m d'altitude, juste après le Farquess. La niche d'arrachement d'où il est parti est très instable, faisant partie d'une grande zone en tassement (voir ci-avant).

Dans le haut val de Moiry, en rive droite 500 m au sud de l'extrémité du lac, la route traverse une zone de gros blocs, constitués principalement de marbres phyl-



Fig. 11: Zone d'éboulement du flanc est de la Garda Bordon (Garde de Bordon) au-dessus des Plats de la Lé (val de Zinal). Photo M. Marthaler, 2009.

liteux et calcschistes, sur un demi-kilomètre juste avant d'arriver au parking. Il s'agit d'un ancien écroulement du pilier sud-ouest de la Garda Bordon (Garde de Bordon), dont le dépôt semble remonter d'une centaine de mètres sur la rive gauche de la Gougra. Ceci pourrait s'expliquer par un écroulement, au Tardiglaciaire, sur de la glace morte qui occupait le fond de la vallée. Par contre, le haut de ce dépôt en rive gauche est très probablement dû à un éboulement issu des parois rocheuses le dominant.

Sur le flanc côté Zinal de la même Garda Bordon, ou plus exactement du sommet au sud-est coté 3274 m, une zone d'éboulement avec chute de gros blocs s'est réactivée et menace tout le versant jusqu'au milieu des Plats de la Lé, terrain de football compris (fig. 11). Le chemin de randonnée entre Sorebois et la Lé a dû être fermé et cette zone est sous surveillance.

## Éboulis

Avec les moraines, les éboulis sont les dépôts quaternaires les plus répandus dans les environnements de montagne escarpés comme les Alpes. Dans les secteurs occupés par les roches compactes de la nappe de la Dent Blanche (p.ex. Petite Dent du Veisivi, Pointe de Moiry) et des ophiolites de celle du Tsaté (p.ex. sud des Haudères, Cherra Neire), ces dépôts gravitaires s'accumulent sous forme de voiles au pied des parois rocheuses et sous forme de cônes au débouché des couloirs entaillant ces parois.

Ils occupent une vaste portion des pentes de part et d'autre des arêtes sculptées dans les métasédiments plus friables du Pennique, comme celle allant du Sasseneire à la Pointe du Bandon. Générés par la désagrégation, en partie in situ, des «schistes lustrés», ils forment des pentes lisses et savonneuses, propices en hiver et au printemps au déclenchement de grosses avalanches. Les crêtes de la Garda Bordon (Garde de Bordon) génèrent une très grande quantité d'éboulis de schistes et calcschistes. La Comba Rossa, au sud de ce sommet, en est entièrement remplie.

Au bas ou au sein de certains éboulis se forment des bourrelets transversaux à la pente. Il s'agit de *protalus remparts*, liés au pergélisol et représentant des glaciers rocheux embryonnaires, comme définis par BARSCH (1996) et confirmés par SCAPOZZA (2015).

## Cônes mixtes

Cônes mi-secs à la base de couloir, ou en aval des éboulis lorsque la pente se réduit. En fonction de la météo et de la saison s'y déposent soit des cailloux se détachant des parois et dévalant les couloirs, soit des laves torrentielles purgeant ces couloirs.

Le val d'Hérens en possède de beaux exemples au Plan du Bertol à l'ouest du Sasseneire, au pied occidental de la Pointe de Moiry et de la Blanche de Perroc, ainsi qu'au-dessus du vallum morainique tardiglaciaire du Fountany dans le versant occidental du haut val de Ferpècle. Dans le val de Zinal il faut citer ceux du pied occidental du Roc de la Vache et du Besso, et en face de ce dernier au pied des Bouquetins dans le petit cirque du Plan des Lettres.

## Cônes d'alluvions, de déjection

$q_b$       **Dépôts torrentiels**

$q_a$       **Alluvions récentes**

Les dépôts torrentiels s'accumulent la plupart du temps sous forme de cônes, à la base ou à la rupture de pente d'un torrent, en général juste avant la confluence avec une rivière plus importante. Cette rupture de pente freine la vitesse de l'eau qui se décharge de ses alluvions. On y observe souvent des levées, bourrelets longilignes d'alluvions déposées par les laves torrentielles.

La plupart des cônes d'alluvions du haut val d'Hérens sont entaillés et limités par des bords d'érosion, ce qui montre que la Borgne entaille et érode ce que les torrents déposent.

Le village actuel de Zinal s'étale sur quatre cônes de déjection de torrents qui dévalent du haut du massif des Diablons. Ces grands cônes qui s'interpénètrent ont été construits principalement par le dépôt de laves torrentielles. Depuis 1950, de grands travaux ont été entrepris pour calmer la fureur de ces torrents : digues, murs de brisure du courant et bassins de rétention protègent désormais le village de ce danger naturel.

Les chenaux des petits cours d'eau peuvent parfois se remplir d'une quantité significative de dépôts torrentiels souvent grossiers, alors que des alluvions en partie plus fines remplissent les fonds de vallée peu pentus voire plats, comme le secteur du val d'Hérens entre Evolène et les Haudères ou les Plats de la Lé en amont de Zinal.

### **Marais**

Seuls quelques petits marais sont présents dans l'emprise de la feuille Evolène. Certains sont dus au comblement partiel (lac du Tsaté) ou complet (Plan des Lettres, lac d'Arpitetta) de petits lacs morainiques. D'autres couvrent des fonds alluviaux (nord du terrain de football de Zinal, replat du torrent de Barmé au sud de Tracuit). La zone humide située sous le vallum morainique du Tsalè du Tsaté est inscrite à l'Inventaire des bas-marais d'importance régionale.

### **Dépôts artificiels, remblais**

Les dépôts anthropiques les plus fréquents sont des digues de protection contre les avalanches et chutes de pierres (au-dessus d'Evolène) et les laves torrentielles (au-dessus de Zinal et le long du torrent de Martemo au nord-ouest d'Evolène). Deux zones de remblai artificiel sont liées à la construction du barrage de Moiry, l'une s'étend au pied de ce mur de béton, l'autre 1 km au sud du lac sert de parking et barre le petit lac de Châteaupré.

## CONTEXTE ET ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUES

Les métasédiments présents sur le territoire de la feuille Evolène se sont déposés dans un contexte de rifting, d'expansion puis de fermeture océanique, le long d'une transversale allant, au Jurassique-Crétacé, de la bordure continentale européenne à celle adriatique en passant par l'océan piémontais ou Téthys. Pour un schéma général de ce contexte géodynamique on pourra se référer par exemple aux synthèses de STAMPFLI et al. (2002) et de HANDY et al. (2010), ou de MARTHALER (2014) pour une version tout public.

À la transition Paléozoïque/Mésozoïque, des sédiments se déposaient dans une pénéplaine de la Pangée alors que la chaîne hercynienne se trouvait en fin d'érosion; ils se transformeront en quartzites, nombreux en dessus d'Evolène. Au cours du Trias, un rift traverse ce supercontinent, la mer envahit peu à peu les fossés d'effondrement, des évaporites et des boues calcaires et dolomitiques s'y déposent; elles formeront les gypses du Plan du Bertol ou les dolomies de la Madeleine. Le soubassement de ces sédiments est composé de gneiss d'origine sédimentaire dont l'âge est au plus jeune cambro-ordovicien pour le domaine briançonnais. Le socle du domaine adriatique est par contre très riche en intrusions magmatiques varisques: les Gneiss d'Arolla sont des métagranites vieux de 290 Ma environ (p.38).

Au Jurassique précoce à moyen, la Téthys sépare désormais l'Eurasie du Gondwana. Les deux marges continentales sont en extension. Sur la plateforme continentale se déposent des sédiments calcaires influencés par un détritisme continental, qui donneront naissance à des marbres à composante siliceuse. Puis des blocs basculés provoquent l'éboulement de falaises dans la mer qui s'approfondit. Des brèches (Plan Tsardon, Sasseneire) se déposent au pied d'escarpements en bordure interne de la marge européenne, représentée ici par le domaine briançonnais; leurs éléments témoignent de l'érosion des calcaires et dolomies du Trias puis des quartzites du Permo-Trias qui devaient affleurer sur l'épaulement du rift.

Au Jurassique moyen à tardif, les continents s'éloignent l'un de l'autre, le manteau lithosphérique est mis à nu (serpentinites, Cherra Neire et Sepèc) et une croûte océanique commence à se former dans la Téthys, comme en témoignent les nombreuses prasinites et les gabbros (Pragra, la Forclaz, Tracuit) formés à partir de lave basaltique, en coulées sous-marines pour les premières, au sein de la croûte pour les seconds. Sur cette croûte se déposent les premiers sédiments, radiolarites (Tracuit) et calcaires (marbres sous la Pointe du Tsaté), alors que des calcaires fins recouvrent la plateforme briançonnaise. Ces derniers, corrélés avec le Malm de la série du Barrhorn (feuille voisine St.Niklaus) et des Préalpes, n'apparaissent que dans le secteur de la Sage.

Au Crétacé, dans le domaine pélagique, suivront des dépôts flyschoides (Formation de la Fête d'Août) ou argileux (futurs schistes noirs de la Formation de la

Garda Bordon), et finalement des sédiments détritiques et calcaires qui formeront les calcschistes de la « Série Grise » et de la « Série Rousse ». À cette époque, le Briançonnais forme une microplaque séparée de l'Europe par le bassin valaisan. De l'autre côté de la Téthys, le fragment continental de Cervinia (PLEUGER et al. 2007) s'est détaché de la plaque adriatique. L'expansion de la Téthys s'arrête, le mouvement s'inverse, la marge continentale adriatique passive devient active. C'est tout d'abord le fragment de Cervinia qui passe en subduction sous cette marge et formera plus tard les nappes de la Dent Blanche, du Mont Mary et de Sesia. C'est ensuite à la plaque océanique téthysienne d'entamer sa subduction. Contre la marge adriatique se construit alors un prisme d'accrétion : des fragments de croûte océanique et des paquets de sédiments en position normale vont s'encaster les uns sous les autres au cours du temps, les plus jeunes se retrouvant ainsi sous les plus vieux. C'est exactement ce qu'on observe sur le territoire de la feuille Evolène, les sédiments les plus jeunes (Crétacé tardif) se trouvent surtout à la base de la nappe du Tsaté et les plus vieux (Jurassique - Crétacé précoce) plutôt dans sa partie supérieure avec la plupart des ophiolites.

Au début du Cénozoïque, la fermeture de la Téthys est achevée avec la subduction de la microplaque briançonnaise. Sa bordure interne donne naissance aux nappes du Frilhorn, du Sasseneire et du Mont Fort pour le secteur concerné par la feuille Evolène, sa partie centrale à la nappe de Siviez-Mischabel.

## TECTONIQUE

### DESCRIPTION DES UNITÉS TECTONIQUES

#### Nappe de Siviez-Mischabel

La nappe de Siviez-Mischabel est structurellement la plus basse. On le remarque dans le paysage, en observant le verrou de l'Âla-Volovron, 1 km au nord d'Evolène : les couches de gneiss rubanés verts de la Formation de Lirec, grâce à un pendage de 30° à 40° vers le sud souligné par la morphologie (dip-slope), s'enfoncent sous les quartzites de la Formation du Bruneggjoch et les cornieules, ces dernières dessinant deux dépressions (torrent de Martémo et combe de Lanna-les Flanmayens) qui se rejoignent au niveau de la Borgne.

Ces cornieules marquent un important contact tectonique, car au sud de cette limite majeure, déjà remarquée par ARGAND (1911) entre «nappe du Grand-St Bernard» et «zone du Combin», la succession des nappes est compliquée par de grands plis. Ainsi, les cornieules de Lanna et de Martémo sont en contact anormal avec la nappe du Tsaté, plissée dans le synclinal du Montset (SARTORI & EPARD 2011), correspondant à une partie de l'ancien «synclinal des Chèques» (WEGMANN 1923) qui comprenait toutes les roches permo-mésozoïques comprises entre les socles des actuelles nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort.

Seule la partie supérieure (flanc normal) de la nappe de Siviez-Mischabel est visible, dans la partie nord de la feuille Evolène, grâce aux entailles des vals d'Hérens, de Moiry et de Zinal. Pour une meilleure image et compréhension de la tectonique de cette grande nappe, on se reportera à la feuille adjacente au nord (1307 Vissoie, MARTHALER et al. 2008a, b) et à sa voisine occidentale (1306 Sion, SARTORI et al. 2011). Ce flanc normal est marqué par *la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan* (SARTORI et al. 2006), discordance tectonique post-nappe située le long de la discordance stratigraphique qui sépare le socle cristallin protérozoïque à cambro-ordovicien de sa couverture permo-triasique (p. 61).

#### Écaille du Col de Tsan

Une série renversée, comprenant du gypse et de la cornieule triasiques ainsi que des calcschistes à bandes siliceuses et marbres sombres rubanés attribués aux formations des Calcaires inférieurs et des Schistes inférieurs du Jurassique précoce, apparaît à quelques endroits de la région concernée ici. Cette écaille est définie sur le territoire de la feuille Vissoie, adjacente à la feuille Evolène au nord, où elle est particulièrement bien développée au col éponyme, situé entre le Roc d'Orzival et le Roc de la Tsa au-dessus de Grimentz. Elle ne peut être distinguée des cornieules et gypses de la nappe de Siviez-Mischabel que lorsqu'elle s'y superpose



à l'envers avec ses calcschistes et marbres. On la distingue dans le coin sud-ouest de la feuille Vissoie, à sa limite sud, au nord-est de la grande masse tassée disloquée de Masséré au nord d'Evolène. Elle se poursuit certainement sur le territoire de la feuille Evolène sous cette masse instable, mais pas plus loin vers le sud.

### **Nappe du Mont Fort**

Dans l'emprise de la feuille Evolène, la nappe du Mont Fort est constituée uniquement de métasédiments surtout triasiques. Entourée par la nappe du Tsaté, elle occupe le cœur du grand anticlinal d'Evolène qui se ferme vers l'est au-dessus de cette localité. Plus à l'ouest, dans les vals de Bagnes et de Nendaz, la nappe du Mont Fort repose sur la nappe de Siviez-Mischabel à la faveur du synclinal des Dents Rousses de phase 1 (SARTORI & EPARD 2011). Ce contact est recoupé par le contact basal de la nappe du Tsaté, lui-même plissé dans le synclinal du Montset, de phase 2, qui se ferme vers l'ouest dans le val d'Hérémenche (feuille Sion, SARTORI et al. 2011, SARTORI & EPARD 2011). Au Plan du Bertol et à la Tsa de Volovron, au nord d'Evolène, la nappe du Tsaté sépare donc les nappes du Mont Fort et de Siviez-Mischabel à la faveur de ce synclinal.

L'anticlinal d'Evolène est constitué de plis isoclinaux très complexes, principalement entre des dolomies massives et des quartzites, replissés par cet anticlinal. Une mince bande de marbre siliceux attribué au Lias s'intercale dans les quartzites de la Formation du Bruneggjoch à proximité de la limite supérieure de l'anticlinal.

Le grand tassement d'Arbey, à l'ouest d'Evolène, cache les structures certainement fort complexes qui relient cette tête anticlinale au corps de la nappe qui se développe vers l'ouest, composé d'un socle cristallin et d'une couverture permienne.

### **Nappe du Sasseneire**

Au-dessus de l'anticlinal d'Evolène décrit ci-dessus, plusieurs bandes de diverses roches (quartzites, dolomies, marbres, brèches) s'insèrent dans les calcschistes de la nappe du Tsaté. Elles sont de composition et d'épaisseur très hétérogènes, et leurs relations cartographiques et structurales sont rendues incertaines par l'importante couverture quaternaire qui les recouvre. Elles avaient été attribuées aux nappes des Cimes Blanches, pour les plus externes, et du Frilhorn, pour la plus interne (p.ex. ESCHER et al. 1993, SARTORI & MARTHALER 1994). Le levé de la feuille Evolène montre que la mince nappe du Frilhorn ne semble pas exister à l'ouest du val de Zinal. La nappe des Cimes Blanches a été définie dans la vallée d'Aoste (VANNAY & ALLEMANN 1990; Unità Pancherot-Cime Bianche, DAL PIAZ 1988, 1999, DAL PIAZ et al. 2015), dans un contexte structural légèrement différent de celui de la région concernée ici (proche ou au contact avec la nappe de Zermatt-Saas Fee) et sans continuité cartographique avec les bandes concernées ici. Ceci

justifie de faire de cette unité flottant dans les calcschistes de la nappe du Tsaté une unité indépendante, définie ici sous le nom de nappe du Sasseneire.

Les différentes bandes qui la composent formeraient des plis anticlinaux. La plus interne rassemble une série d'affleurements discontinus, mais apparemment alignés : au nord de Molignon dans le fond du val d'Hérens, dans les hauts de la Sage avec de multiples replis, sous le Tsalè du Prêlèt et, après une longue interruption, à l'est du col de Torrent. En rive gauche du val d'Hérens, cette bande passerait au sud de l'Ata Gieute (la Giette) pour se relier à la grande masse de calcschistes et marbres siliceux qui forme la barre rocheuse qui, du nord de ce hameau, monte en direction de l'WNW.

L'épaisse série bréchique du Sasseneire se termine sous le glacier rocheux morainique du versant nord entre ce sommet et le Diablon, mais elle pourrait se relier tectoniquement avec la fine bande de quartzite de la Formation du Bruneggjoch du flanc oriental du Diablon. En dessous, le pli qui se ferme vers le nord dans le flanc ouest du Sasseneire réapparaît dans son flanc nord, en partie sur la feuille Vissoie, forme les grands affleurements de la Madeleine (Motta Blantse) en rive gauche du lac de Moiry, et se terminerait de manière discontinue en rive droite, sous l'Arête de Sorebois juste au nord de la limite avec la feuille Vissoie. Seuls 3,5 km séparent cette terminaison vers l'est de la nappe du Sasseneire de celle, vers l'ouest, de la nappe du Frilihorn, au sud de Zinal, par ailleurs dans une position structurale identique (coupes 3 et 4, pl. II).

Cette nappe du Sasseneire se retrouve plus au nord, sur la feuille Vissoie, en klippes (Becs de Bosson, Pointe de Masserey) ou en replis (Roc de la Tsa).

Certains auteurs (p.ex. ALLIMANN 1987, 1990, GLASSEY 2013, PANTET et al. 2020) considèrent que cette nappe du Sasseneire n'est que le prolongement de la nappe du Mont Fort au travers de plis isoclinaux. Cette «grande» nappe du Mont Fort se composerait alors d'un socle cristallin et d'une couverture sédimentaire débutant par la série permienne de la Formation du Col de Chassoure (présente plus à l'ouest sur la feuille Rosablanchette) et se poursuivant par un Trias quartzitique puis calcaro-dolomitique et un Jurassique à dominance bréchique. Les relations d'apparence parfois tectonique au sein de cette succession pourraient être dues à des failles normales synsédimentaires (PANTET et al. 2020). Ces complications, de même que les relations difficiles à établir entre nappe du Mont Fort et nappe du Sasseneire, voire même avec les nappes du Frilihorn et des Cimes Blanches pourraient également être expliquées par une préstructuration en différents blocs basculés lors du rifting téthysien (p. 53; comm. pers. G. Stampfli).

### **Nappe du Frilihorn**

La nappe du Frilihorn a été définie d'après la série affleurant au sommet éponyme situé quelques kilomètres au nord du périmètre de la feuille Evolène, sur la crête entre les vals d'Anniviers et de Tourtemagne. Elle forme une mince bande

plissée au sein des calcschistes de la nappe du Tsaté dans le versant à l'est de Zinal, ainsi que les replis en rive gauche de la Navisence au sud de cette station, en face de la Tsoucdana (coord. 2614 400/1108 400). Là, vers le bas du torrent de Laulosses ainsi qu'au pied d'une cascade du torrent voisin au sud, on peut observer l'intrication entre les marbres blancs ou jaunes, dolomies et quartzites de la nappe du Frilihorn et les calcschistes de celle du Tsaté. Ces structures n'apparaissent pas sur l'autre versant (à cause de l'axe des plis très oblique par rapport à la vallée?), mais se retrouvent plus au nord-est dans le torrent de Perrec à 1860 m d'altitude (PILLOUD & SARTORI 1981).

### Nappe du Tsaté

La nappe du Tsaté occupe une grande partie de la moitié nord-ouest de la feuille Evolène. Son nom est tiré de l'alpage et de la pointe éponymes situés entre les Haudères et le lac de Moiry. Elle est constituée uniquement de métasédiments océaniques et de lambeaux d'ophiolites. Suivant une série de plis isoclinaux plurikilométriques, son chevauchement basal est discordant sur plusieurs nappes: Siviez-Mischabel, Mont Fort et Sasseneire. Ces deux dernières nappes se ferment vers le nord et l'est en anticlinaux dans la nappe du Tsaté sur le territoire de la feuille Evolène (voir ci-dessus).

La nappe du Tsaté ne présente pas de structures internes bien définies, mais il semble qu'elle soit constituée d'une superposition, voire imbrication de grands «paquets» de métasédiments monotones, dans ou entre lesquels se trouvent des lambeaux ophiolitiques de tailles et de formes très diverses. Pour autant que les âges proposés soient confirmés, les métasédiments montrent un empilement allant des plus jeunes («Série Rousse», Crétacé tardif) à la base de la nappe au plus vieux (Formations de la Garda Bordon et de la Fêta d'Août, Crétacé précoce à moyen) au sommet. Les roches ophiolitiques se trouvent également majoritairement dans la partie supérieure de la nappe. La nappe de la Dent Blanche chevauche indistinctement des métasédiments et des ophiolites. Ce contact est décrit plus en détails dans le sous-chapitre suivant.

Cette structure plutôt chaotique, le contenu lithologique de cette unité tectonique et sa position structurale entre deux unités d'origine continentale (européenne pour la nappe de Siviez-Mischabel, adriatique pour celle de la Dent Blanche) ont amené MARTHALER & STAMPFLI (1989, voir aussi STAMPFLI & MARTHALER 1990, STAMPFLI et al. 2002) à proposer l'hypothèse actualiste d'un prisme d'accrétion pour cet ensemble, et donc une première structuration au Crétacé tardif (p. 54).

Une structuration postérieure, synschisteuse, n'est pas décelable à grande échelle, mais la subdivision de la nappe du Tsaté en plusieurs écailles pourrait être attestée par la variation des températures maximales atteintes par les roches lors du métamorphisme (p. 70, fig. 16).

### Nappe de la Dent Blanche

La nappe de la Dent Blanche est classiquement divisée en unité de Valpelline et unité d'Arolla, dénommées «séries» par ARGAND (1909). Sur le territoire de la feuille Evolène, seule la seconde est présente. Cette nappe occupe ici la partie la plus externe d'un vaste complexe tectonique polyphasé comprenant des unités de croûte continentale supérieure, type Arolla, et des unités de croûte inférieure, type Valpelline, ces dernières situées structuralement au-dessus des premières. Ce complexe, parfois appelé «système de nappes Sesia-Dent Blanche», englobe les nappes de la Dent Blanche, du Mont Mary et de Sesia. Il était attribué au domaine Austroalpin, plus précisément au *système austroalpin des Alpes occidentales* (DAL PIAZ et al. 1977, BIGI et al. 1990). Il a cependant une histoire paléogéographique et orogénique particulière (MANZOTTI et al. 2014) : peu après l'ouverture de la Téthys, un fragment de la marge sud s'est détaché du reste de la plaque adriatique (fragment de Margna-Sesia – SCHMID et al. 2004 – ou de Cervinia – PLEUGER et al. 2007). Il a ensuite subi l'orogénèse éoalpine au Crétacé, tout comme l'Austroalpin, mais a été pris dans une zone de subduction sous les unités austroalpines, induisant un métamorphisme de haute pression (FROITZHEIM et al. 1996, HANDY et al. 2010). C'est lors de cette phase orogénique qu'une partie de la croûte continentale inférieure («éonappe» de Valpelline) a chevauché une partie de la croûte supérieure («éonappe» d'Arolla). Lors de la collision continentale paléogène, cet ensemble a été redécoupé en plusieurs unités tectoniques, les actuelles nappes de la Dent Blanche, du Mont Mary et de Sesia. Cette histoire singulière a conduit à regrouper ces unités au sein d'un nouveau domaine tectonique, le *Salassique* (SWISSTOPO en prép.).

Sur la feuille Evolène, l'unité d'Arolla chevauche la nappe du Tsaté le long d'un contact tectonique majeur. Le chevauchement a créé une déformation très intense le long du contact, dans la nappe de la Dent Blanche, engendrant une épaisse zone mylonitique sur pratiquement toute la base de la nappe. De ce fait, le contact est parfois difficile à déterminer avec précision, tant des roches de chacune des nappes peuvent se confondre avec celles de l'autre une fois mylonitisées : métagranites avec métaradiolarites, métadiorites avec prasinites. Il se peut également que les deux nappes soient écaillées à leur contact, et que l'épaisse zone mylonitique contienne une alternance de roches de chacune d'elles. Le chevauchement basal plonge globalement vers le sud-est, replissé par au moins deux phases de déformation successives (p. 60ss). Dans les parties plus internes de la nappe, la déformation est nettement plus hétérogène. La schistosité principale est généralement moins raide au nord, à proximité du contact basal, qu'au sud de la carte où elle se verticalise. La structure alpine de la nappe est compliquée par les formes originellement irrégulières des divers corps de roches plutoniques. Les orthogneiss rubanés sont probablement les meilleurs témoins de la superposition des structures due à la succession des processus (imbrication magmatique, déformation et métamorphisme; p. 34).

Vu le manque de niveau repère au sein de cet ensemble d'anciennes roches plutoniques, il n'est pas possible de repérer des structures mégascopiques. Comme il sera décrit dans le chapitre suivant, des plis D2 et D3 plurihectométriques s'observent de manière isolée dans les parois rocheuses, sans qu'il soit possible de suivre des surfaces axiales. Des zones de cisaillement se matérialisent au sein de ces métamagmatites par la formation d'orthogneiss mylonitiques (GO), et de schistes (P) lorsque la déformation se concentre dans une bande relativement étroite. Ces bandes traversent les arêtes, mais sans continuité de l'une à l'autre (p.ex. au col de la Couronne, au sud de la Grande Dent de Veisivi et du Grand Cornier). En dehors de la zone proche du contact basal et de ces zones de cisaillement, où la déformation est relativement intense, les roches sont généralement peu ou pas marquées par la schistosité et la texture magmatique peut souvent y être encore reconnue.

## PHASES DE DÉFORMATION

Les différentes structures identifiées dans la région de la feuille Evolène montrent une succession de quatre phases de déformation.

### **D1: mise en place des nappes**

La première phase de déformation est classiquement attribuée à l'empilement des nappes, effectué par sous-charriage progressif débutant probablement par les unités structurellement les plus élevées. Ces mouvements ont généré une première schistosité S1, formant le plus souvent la schistosité principale visible sur le terrain. Les conditions métamorphiques étaient alors celles des faciès schiste vert élevé à schiste bleu pour les nappes de la Dent Blanche et du Tsaté, schiste vert pour les autres unités (p. 67ss).

Les plis isoclinaux synschisteux qui affectent la nappe du Tsaté, observables surtout dans les calcschistes à l'échelle de l'affleurement, peuvent être attribués à cette phase D1, mais peut-être en partie aussi à la phase suivante D2, liée aux plans de cisaillement et mieux marquée (SAVARY & SCHNEIDER 1983). Les plis les plus anciens visibles au sein de l'anticlinal D2 d'Evolène se sont peut-être formés lors de cette première phase de déformation.

### **D2: zones de cisaillement post-nappe et plissements précoces**

De façon générale, la deuxième phase de déformation est associée à de grands plis isoclinaux et à des zones de cisaillement post-nappe épaisses de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres, dont le déplacement est concentré sur les discontinuités tectoniques subhorizontales marquées sur la carte. La schistosité S2 peut être très pénétrative jusqu'à transposer presque totalement S1, ou ne former

qu'un clivage de crénulation. Les conditions métamorphiques sont celles du faciès schiste vert.

Au sein de la nappe de Siviez-Mischabel, la couverture briançonnaise, débutant ici par les quartzites de la Formation du Bruneggjoch, repose sur le socle anté-carbonifère par l'intermédiaire de la *zone de cisaillement post-nappe de l'Ar du Tsan* (SARTORI et al. 2006; voir coupes 2-4, pl. II). Dans la région dominant le hameau du Bêrzo (Berso, Volovron) au NNW d'Evolène, les micaschistes quartzo-albitiques sombres de la Formation du Distulberg dessinent une sorte de demi synclinal pincé sous les quartzites, structure attribuée à cette phase D2 et projetée sur la coupe 2 (pl. II).

Dans la région juste au nord du barrage de Moiry, en rive droite, la zone de cisaillement de l'Ar du Tsan est répétée tectoniquement trois fois par des plis «post-cisaillement» de phase D2 (coupe 3, pl. II; MARTHALER et al. 2008b, pl. II). Ceci explique le fait que les quartzites affleurant du pied du barrage jusqu'à son extrémité orientale soient pincés en synclinal entre la Formation de Lirec à leur base et celle du Distulberg à leur sommet. Il y a donc discordance – ici tectonique, marquée par le cisaillement D2 – sous ces quartzites. La Formation du Distulberg, en position inverse sur les quartzites, affleure bien autour de la cabane du barrage (coord. 2610 465/1109 815, arrivée de la via ferrata). Elle doit se refermer sur elle-même pour former un anticlinal, car elle est surmontée par une couverture triasique ici représentée uniquement par de la cornieule; leur contact est visible 1 km plus au nord, proche du chemin du col de Sorebois (feuille Vissoie, au-dessus du pt 2611 m – 2612 m sur l'ancienne topographie).

Les grands plis isoclinaux qui déforment le contact entre la nappe du Mont Fort et celle du Tsaté sont à rattacher à cette phase D2. Le meilleur exemple en est le synclinal du Montset<sup>1</sup> (SARTORI & EPARD 2011), représenté sur la feuille Evolène par la bande de calcschistes de la nappe du Tsaté coincée entre les nappes de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans son angle nord-ouest. Dans l'anticlinal d'Evolène, pli frontal D2 de la nappe du Mont Fort, des figures d'interférence entre quartzites et dolomies montrent des plis isoclinaux (D1?) repris par des plis D2.

Les plis spectaculaires au pied de la face ouest du Sasseneire, qui replissent le contact entre les nappes du Sasseneire et du Tsaté, pourraient également être attribués à cette phase D2.

Une zone de replis complexes observée dans le torrent de la Sage a été projetée sur la coupe 2 (pl. II), sous la Pointe du Tsaté. Un synclinal hypothétique relie cette bande de roches à celle des alentours de la chapelle St-Christophe, composée des mêmes roches mais séparées d'elles par la «Série Grise» de la nappe du Tsaté (coupe 2, pl. II). ALLIMANN (1990) ne reliait pas ces deux bandes entre elles; si la

---

<sup>1</sup> Cette structure a longtemps été nommée «synclinal des Chèques» dans la littérature, mais les auteurs y regroupaient deux plis de phases successives en les confondant (SARTORI & EPARD 2011).

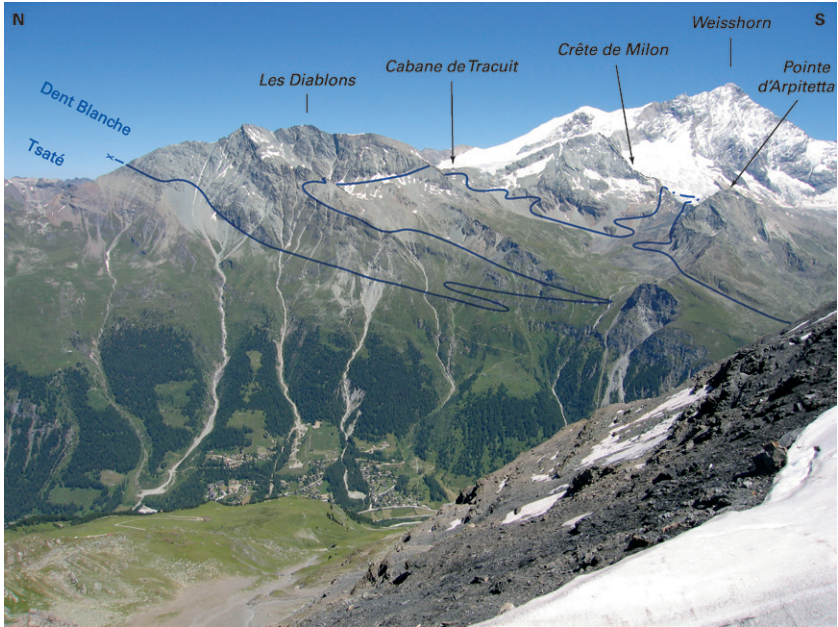


Fig. 12: Les Diablons et le Weisshorn, vus de la Garda Bordon (Garde de Bordon), avec le village de Zinal dans la vallée. Les plis du secteur des Diablons–Tracuit sont mis en évidence par le contact entre les nappes du Tsaté et de la Dent Blanche. Photo M. Marthaler, 2008.

plus basse appartenait pour lui à notre nappe du Sasseneire, il faisait de la plus haute un équivalent de la nappe du Frilihorn, en position structurale plus élevée. Cette bande interne pourrait toutefois être un dernier repli de la nappe du Sasseneire dans celle du Tsaté. À noter que la rive gauche du val d'Hérens, en dessus de l'Ata Gieute (la Giette), montre un raccord en antiforme de ces deux digitations (coupe 1 pl. II), peut-être dû à un repli postérieur.

Une structure majeure affecte le contact entre la nappe du Tsaté et celle de la Dent Blanche dans la région des Diablons–Tracuit (fig. 12). Ce grand pli kilométrique a déjà été cartographié et étudié par PILLOUD & SARTORI (1981). Son axe plonge légèrement vers le sud-est ( $140^\circ$  N). Ce pli attribué à la phase D2 montre un déversement général vers le nord. KIRST (2017) le considère comme P1, repris par des cisaillements D2, deux phases regroupées ici en une seule. L'anticlinal de la nappe du Tsaté, bien visible morphologiquement, est rempli surtout d'une grosse masse de métagabbro. La charnière est relativement arrondie. Le synclinal de

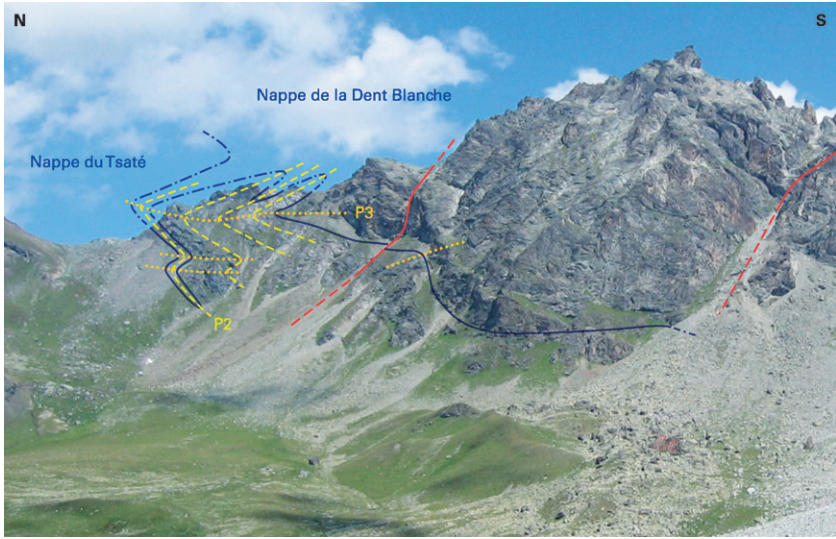


Fig. 13: Versant ouest entre le col et la Couronne de Bréonna. Le chevauchement basal de la nappe de la Dent Blanche est replissé par les phases D2 et D3. Photo M. Girard, 2005.

gneiss sous-jacent, par contre, est de style beaucoup plus serré, avec de nombreux replis filiformes de gneiss de la nappe de la Dent Blanche (ne mesurant plus que quelques mètres d'épaisseur) dans les schistes et prasinites de celle du Tsaté.

Ces plis P2 se retrouvent également plus haut structurellement, dans la nappe de la Dent Blanche. Sous la Pointe d'Arpitetta, un pointement de métadiorite et une bande de métadiorite quartzique sont pris dans une antiforme parfaitement isoclinale, dont le flanc supérieur forme le dip-slope du versant sud de la Pointe d'Arpitetta (coupe 4, pl. II). L'axe de ce pli est plus E-W que celui des plis sous-jacents observés sous les Diablons, avec un plongement de  $10^\circ$  vers  $280^\circ$  N.

Dans la Couronne de Bréonna, le contact entre les nappes du Tsaté et de la Dent Blanche est interprété comme étant replissé par plusieurs plis isoclinaux de phase D2, eux-mêmes repris par des plis P3 (fig. 13; coupe 2, pl. II). Toutefois il se pourrait aussi que le contact soit ici représenté par un réseau complexe de multiples chevauchements en éventail, comme déjà suggéré par WUST & SILVERBERG (1989).

Cette phase de déformation est encore responsable des plis isoclinaux observables dans le Pigne de la Lé (coupe 3, pl. II). Ces derniers replissent le contact entre des Gneiss d'Arolla et une lentille de métagranodiorite. Une zone mylonitique discontinue dans les Gneiss d'Arolla est aussi reprise dans ces plis.





Fig. 14: Les plis P3 sont bien visibles dans le flanc sud-est de l'Arête des Quatre Ânes (moitié gauche de l'image) ainsi qu'au pied de la face nord de la Dent Blanche (à droite). Photo M. Girard, 2008.

### D3: phase de rétroplissement

Cette phase est bien repérable car elle replisse toutes les unités avec un déversement des plis vers le sud-est, à plan axial incliné vers le nord-ouest, d'où le terme de «plis en retour». Les axes des plis sont relativement constants, avec un faible plongement, en moyenne de  $10^\circ$  vers  $70-90^\circ$  N.

Ces plis sont particulièrement bien visibles lorsqu'ils déforment les contacts entre «schistes lustrés» et prasinites de la nappe du Tsaté. De beaux exemples sont observables juste sous le sommet de la Pointe du Bandon ou, plus accessibles, à l'entrée du village de la Forclaz, juste au-dessus de la route.

Le contraste morphologique qui révèle le contact entre les nappes du Tsaté et de la Dent Blanche montre aussi, à la base de la paroi nord-ouest du Tsa de l'Ano, une belle structure plissée qui se remarque de loin, du hameau de l'Ata Gieute (la Giette) par exemple.

Dans le secteur du col de Milon, au sud du grand pli P2 des Diablons-Tracuit décrit au paragraphe précédent, une grande masse de serpentinite associée à quelques bandes de prasinite forme une structure énigmatique, due au moins partiellement au comportement rhéologique particulier de cette roche : elle est intercalée dans le Gneiss d'Arolla et le tout est déversé vers l'est; de plus elle semble relativement isolée du reste de la nappe du Tsaté, bien que très proche du contact entre celle-ci et la nappe de la Dent Blanche. Cette structure particulière pourrait être due au pli P3 très ouvert qui s'observe à la base nord-ouest de la Crête de Milon, sous le pt 2968 m (coord. 2618 325/1107 110; fig. 12) replissant un pli P2 du contact entre ces nappes (coupe 4, pl. II). Une autre hypothèse serait que ces serpentinites soient entièrement insérées dans les gneiss de la nappe de la Dent Blanche, soit comme écaille de la nappe du Tsaté à la base de celle de la Dent Blanche, soit comme lentille appartenant à cette dernière nappe, ce qui serait le moins probable au vu de leur géochimie (p. 24).

Au sein même de la nappe de la Dent Blanche, de magnifiques exemples de plis P3 sont visibles sous l'arête est de la Dent Blanche (Arête des Quatre Ânes, fig. 14) ou dans la face ouest du Trifthorn. Ces plis sont souvent responsables d'une ondulation à grande échelle et de la verticalisation de la schistosité principale vers le sud.

### **Failles, décrochements**

Quelques failles quasi verticales, de direction ENE-WSW ou ESE-WNW, recoupent les unités. Un système de failles traversant la région du Sasseneire complique les relations entre les différentes bandes de roches triasico-jurassiques insérées dans la «Série Rousse».

De part et d'autre du col de la Lé, une faille subverticale normale, à fort pendage vers le SSE, affecte de façon spectaculaire le chevauchement de base de la nappe de la Dent Blanche, lequel montre un faible pendage vers le SE (fig. 15; coupe 3a, pl. II).

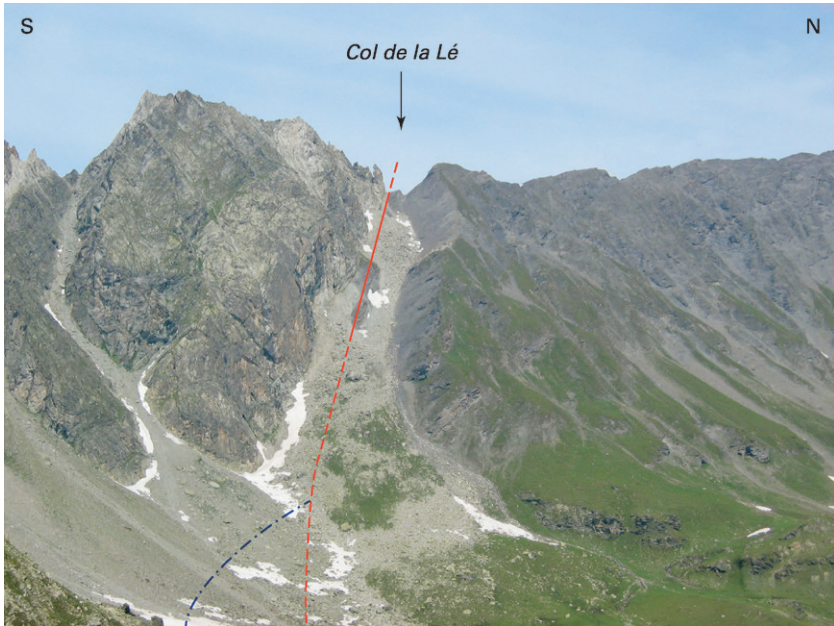


Fig. 15: Le couloir qui mène au col de la Lé suit la faille raide qui recoupe et décale le contact chevauchant des gneiss de la nappe de la Dent Blanche (à gauche) sur les calcschistes de la nappe du Tsaté (à droite). Photo M. Girard, 2005.

## MÉTAMORPHISME

### MÉTAMORPHISME ANTÉ-ALPIN

Le socle de la nappe de Siviez-Mischabel a subi un, voire deux cycles métamorphiques anté-alpins. Hors de l'emprise de la feuille Evolène, le Complexe de l'Ergischhorn et la Formation de l'Adlerflüe ont montré la présence d'une paragneèse de faciès éclogite (RAHN 1991), datée à  $346,58 \pm 0,97$  Ma (NORMAND 2014), reprise en faciès amphibolite d'âge estimé entre 324 et 337 Ma (SOOM 1990).

Dans la nappe de la Dent Blanche, un métamorphisme de faciès amphibolite à granulite, datant du Permien, est classiquement décrit dans l'unité de Valpelline (GARDIEN et al. 1994, ZUCALI et al. 2011, VON NIEDERHÄUSERN et al. 2012, MANZOTTI et al. 2012, MANZOTTI & ZUCALI 2013, KUNZ et al. 2018). Comme l'unité d'Arolla est presque entièrement constituée de roches magmatiques permienues, cet épisode anté-alpin n'y est que très peu documenté. Seule une écaïlle de gneiss migmatitique au contact avec le Granite du Mont Morion, en versant septentrional de la Valpelline, en a gardé les traces (MANZOTTI et al. 2018) : il montre une fusion partielle dans des conditions du faciès amphibolite ( $670-740^{\circ}\text{C}$ ), datée par U-Pb sur zircon à  $280-290$  Ma, donc contemporaine de l'intrusion du Mont Morion (p. 38). Dans le périmètre de la feuille Evolène, ANGIBOUST et al. (2014) ont observé des porphyroblastes de grenat riche en pyrope dans une mylonite de Gneiss d'Arolla au sud-est du col de Milon. Ce grenat attesterait un métamorphisme ayant atteint une température bien supérieure à  $500^{\circ}\text{C}$ , non atteinte à l'alpin, et interprété comme une éventuelle relique d'un métamorphisme anté-alpin. Il faut cependant noter que cette roche se trouve à proximité du contact avec la grosse masse de serpentinite du col de Milon.

### MÉTAMORPHISME ALPIN

#### Phase de haute pression

Seules les nappes du Tsaté et de la Dent Blanche montrent des traces d'un métamorphisme de relativement haute pression et basse température, témoignant de l'enfouissement rapide dans une zone de subduction. L'âge de ces transformations serait différent dans chacune de ces unités, voire même en leur sein. Cette première phase du métamorphisme alpin est difficile à mettre en évidence, par manque de minéraux marqueurs. Seules de l'amphibole sodique, quelques cristaux d'augite aegyrinique et des reliques de phengite riche en silice en témoignent (AYRTON et al. 1982, DE LEO et al. 1987).

L'âge et le degré du métamorphisme lié à la subduction de la nappe de la Dent Blanche sous la plaque supérieure – représentée par l'Austroalpin ou le Sudalpin – ont été étudiés en détail par ANGIBOUST et al. (2014). Un métamorphisme de haute pression – en faciès schiste bleu à schiste vert élevé avec  $P \approx 12$  kbar/ $T \approx 450^\circ\text{C}$ , conditions réévaluées à  $P \approx 8 \pm 1$  kbar et  $T \approx 400\text{--}450^\circ\text{C}$  par MANZOTTI et al. (2020) – y a été daté par la méthode Rb-Sr à 58 Ma au sommet de la nappe (unité de Valpelline) et 48–43 Ma à sa basse (unité d'Arolla). Ces auteurs considèrent donc que la nappe de la Dent Blanche est restée dans la zone de subduction durant 15 Ma à une même profondeur, bloquée sous la plaque supérieure. On peut aussi y voir deux phases successives : la première étant la superposition des unités d'Arolla et de Valpelline, la seconde la subduction des roches océaniques sous l'empilement des unités précédentes (p. 59; MANZOTTI et al. 2014).

Les ophiolites de la nappe du Tsaté montrent des témoins d'un métamorphisme en faciès schiste vert élevé à schiste bleu. Dans les prasinites du val de Moiry, l'association minérale correspondante est actinote, crossite, barroisite (amphibole bleu-vert), pistachite, albite, mica blanc, rares petits grenats (PLEINES 1989). Dans les prasinites situées au-dessus de la route entre les Haudères et Arolla (Mont des Ritses, hors feuille Evolène), ainsi qu'au sud-est de Zinal, des reliques d'amphiboles bleues (Mg-riebeckite) sont un des rares témoins de la phase de haute pression précoce ayant affecté cette nappe (ANGIBOUST et al. 2014). Dans la serpentinite du col de Milon, au contact d'un filon rodingitique, la magnétite recèle des myriades de cristaux de zircon qui ont été datés avec grande précision par radiométrie U-Pb à  $41,898 \pm 0,079$  Ma (D'ANDRÈS 2013). Cet âge peut être mis en relation soit avec l'évènement métamorphique de haute pression bien reconnu dans la nappe de Zermatt-Saas Fee et daté à  $44,1 \pm 0,7$  Ma (RUBATTO et al. 1998), ayant provoqué une recristallisation complète des zircons, soit avec l'évènement hydrothermal ayant présidé à la formation des filons de rodingite. Une pression d'environ 12 kbar et une température autour de  $450^\circ\text{C}$  ont été calculées pour la première phase alpine dans le faciès schiste bleu dans la nappe du Tsaté (CARTWRIGHT & BARNICOAT 2002).

Près du lac d'Arpilletta, dans des métaradiolarites de la nappe du Tsaté, de trop faible extension pour être reportées sur la carte, une petite lentille manganésifère montre comme minéraux dominants la rhodonite, la téphroïte (Mn-olivine) et la spessartine, avec des rétro-morphoses en rhodochrosite dans les fractures (p. 74; ANSERMET & MEISSER 2012), paragenèse index du faciès schiste vert élevé (DE CAPITANI & PETERS 1981).

### **Phase rétrograde principale**

Toutes les roches des nappes présentes dans le périmètre de la feuille Evolène montrent essentiellement des paragenèses du faciès schiste vert. Les minéraux index des quartzites, dolomies, marbres et calcschistes des nappes du Mont Fort et

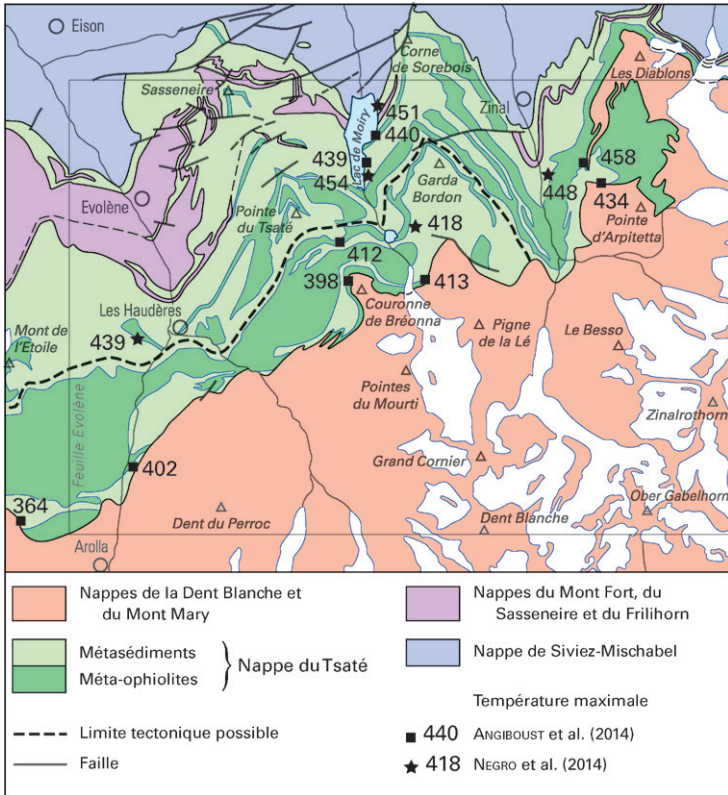


Fig. 16: Températures maximales atteintes lors du métamorphisme alpin dans la nappe du Tsaté, dans la région de la feuille Evolène (spectroscopie Raman [RSCM], étoiles: NEGRO et al. 2013, carrés: ANGIBOUST et al. 2014), et limite tectonique possible entre deux écailles n'ayant pas subi exactement les mêmes conditions métamorphiques.

du Sasseneire sont séricite, chlorite, albite et quartz néoformé. Dans la nappe du Tsaté, les calcschistes possèdent en plus du stilpnomélane ainsi que de la tourmaline relativement abondante. Certains de ses marbres contiennent aussi de l'albite noire, de l'actinote et de la barroisite. Des âges Rb-Sr de 37–41 Ma ont été obtenus, sur des phengites dans les calcschistes du Tsaté, pour cette phase de rétro-morphose en faciès schiste vert (ANGIBOUST et al. 2014), avec une progression des plus vieux au sommet de la nappe jusqu'aux plus jeunes à sa base.

ANGIBOUST et al. (2014) ont calculé, par spectroscopie Raman, la température maximale atteinte à divers endroits de la nappe du Tsaté (fig. 16). Ils obtiennent une vaste fourchette entre 364°C et 458°C dans la région de la feuille Evolène, valeurs qui se répartissent en deux zones distinctes, l'une de températures relativement basses (364–413°C), dans la zone interne, se terminant vers l'est à la Lé, et l'autre de températures plus élevées (434–458°C), dans la partie externe à l'ouest et dans l'entier de la nappe à l'est de la Navisence. Ceci pourrait attester d'une subdivision de la nappe du Tsaté en plusieurs écailles qui n'auraient pas subi exactement les mêmes conditions métamorphiques lors des phases de subduction puis de rétrogression. Ces auteurs ont déterminé une troisième zone à températures encore plus hautes (460–490°C) dans la partie externe de la nappe plus à l'ouest. Les valeurs mesurées par NEGRO et al. (2013) confirment les zones définies par les auteurs précédents.

Dans la nappe de la Dent Blanche, la rétro-morphose dans le faciès schiste vert se marque sur toutes les lithologies de l'unité d'Arolla. Dans les Gneiss d'Arolla, la paragenèse est caractérisée par l'albite, le mica blanc, l'épidote, la chlorite et parfois l'actinote et la biotite verte. Dans les métadiorites quartziques ou les métagranodiorites, l'amphibole est souvent zonée, avec un cœur de hornblende verte et une bordure incolore d'actinote. Dans les faciès les plus déformés, les feldspaths potassiques d'origine magmatique disparaissent au profit d'une matrice phylliteuse et microgranulaire devenant de plus en plus importante avec l'augmentation de la déformation.

### **Phase de rétro-morphose tardive**

De discrètes paragenèses rétro-métamorphiques tardi-alpines à prehnite, pumpellyite et zéolites se confinent localement dans des veines ou de minces fractures (ANSERMET & MEISSER 2012). C'est le cas d'un bloc erratique de Gneiss d'Arolla, trouvé dans la moraine frontale du glacier de Zinal, qui a montré une association à prehnite, épidote et adulaire (orthose hydrothermale). Dans le même site, un autre bloc erratique de metabasite a présenté des veinules avec de la stellerite, une zéolite. Une autre association zéolitique à stellerite, heulandite-Ca et chabasite-Ca constitue le remplissage de veines lardant des blocs de gneiss leucocrate microgrenu un peu au-dessus du lac d'Arpitteta. Une association zéolitique de fractures tardives, abondante et tout à fait similaire, se rencontre dans les éboulis d'orthogneiss issus du Serre de Vuibé, dans le haut val d'Arolla (feuille Matterhorn; N. Meisser, comm. pers.). Une paragenèse identique, formée vers 90–150°C, est signalée dans les fractures tardives affectant les amphibolites du Complexe de l'Ergischhorn non loin d'Ayer dans le val d'Anniviers (MEISSER 1990a) sur la feuille adjacente Vissoie. Enfin, des fragments de filons décimétriques, comprenant l'assemblage unique de pumpellyite-(Mg) et de calcite, se rencontrent dans les éboulis de mafites et d'ultra-mafites situés entre le col du Tsaté et le glacier de Moiry. Cette association rétro-métamorphique est indicatrice d'une température de l'ordre de 250 à 350°C.

## MATIÈRES PREMIÈRES MINÉRALES

### Cuivre et fer

#### *Minéralisations dans la nappe de Siviez-Mischabel*

Trahis par leur altération en malachite verte, les indices minéralisés en cuivre sont nombreux dans pratiquement toutes les lithologies de cette nappe, avec une prédominance toutefois dans les passées amphibolitiques au sein des gneiss du Complexe de l'Ergischhorn, affleurant de façon réduite dans le coin nord-ouest de la carte. Dans la plupart des cas, il s'agit de veines alpines de quelques centimètres d'épaisseur, quartzo-calcitiques et recoupant perpendiculairement les lithologies.

La minéralisation filonienne de Lanna (coord. 2603 070/1108 060) est localisée en rive gauche du val d'Hérens, à environ 400 m au nord de ce hameau. La minéralisation est formée par un filon principal de 0,4 à 1,5 m d'épaisseur auquel est ramifié un filon adjacent de 0,15 à 0,20 m d'épaisseur. Ces filons recoupent transversalement les gneiss de la Formation de Lirec. Le minerai est constitué d'hématite lamellaire, de la variété spécularite, dans une gangue de quartz avec un peu de chalcopryrite et de malachite accessoires. Le filon principal a peut-être même été exploité au moyen d'une galerie de 27 m de long mais dont l'âge ne nous est pas connu. Le volume du filon abattu est estimé à 675 m<sup>3</sup> (OULIANOFF 1942a, BUGNON 1983, WOODTLI et al. 1987).

Toujours dans les gneiss de la Formation de Lirec, au-dessus du gisement de Lanna, la pente rocheuse méridionale de l'Âla, sise entre les Flanmayens et Lanna, recèle des indices de cuivre sous la forme de placages de malachite (coord. 2602 900/1108 000; OULIANOFF 1944). Il en va de même aux Rocs de Volovron, de l'autre côté de la vallée, non loin d'Evolène et vis-à-vis du gisement de Lanna, où une minéralisation qui aurait été exploitée au 19<sup>e</sup> siècle affleure à 1550 m d'altitude (OULIANOFF 1942b, 1944; coord. 2603 660/1108 185). Le filon-couche, qui est constitué essentiellement de quartz et de sidérite, est large de 80 à 100 cm et recèle de la chalcopryrite granulaire pouvant constituer près de 20% du remplissage.

#### *Minéralisations dans la nappe du Tsaté*

De nombreux indices de cuivre sont connus dans la nappe du Tsaté. Ils se localisent au contact des prasinites ( $\pm$  ovaridites) avec les «schistes lustrés» et sont visibles, souvent sous la forme de placages vert intense de malachite, tout au long de ces contacts sur l'ensemble de la feuille Evolène. Seuls les plus importants sont sommairement décrits ci-dessous.

Selon la tradition orale, l'exploitation du gisement de Satarma (coord. 2603 210/1098 980) dans le val d'Arolla semble être effective dès la fin du Néolithique, mais à ce jour les recherches historiques antérieures au 20<sup>e</sup> siècle et les fouilles archéolo-



giques manquent. Moins d'une centaine de mètres de galeries auraient été percés au début du 20<sup>e</sup> siècle (FAUCHÈRE 2014). Discontinu, le principal niveau minéralisé se suit sur une longueur de 25 m avec une épaisseur maximale de 20 cm. Il est constitué d'un assemblage monotone, mais formant localement des masses décimétriques, de chalcopryrite, de pyrite et de mackinavite [(Fe,Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>] microscopique. Dans le cadre du projet Uromine (WOODTLI et al. 1985), le site de Satarma a fait l'objet de prospections géophysiques et géochimiques. Les analyses de cinq échantillons minéralisés montrent les teneurs minimales et maximales suivantes : Cu 3,2 à 21,1%, Zn 304 à 1559 ppm, Co 191 à 440 ppm.

Une minéralisation de cuivre, dont l'emplacement exact est perdu à ce jour, est signalée à l'aplomb du Ché Viol (Roc Vieux) au sud des Haudères (FAUCHÈRE 2014). Ce secteur se distingue par les anomalies géochimiques suivantes : Cu ≤ 68 ppm, Zn ≤ 161 ppm, Co ≤ 42 ppm et Bi ≤ 30 ppm dans les alluvions prasinitiques du torrent de Zau Rionda (WOODTLI et al. 1987).

Surplombant l'alpage du Cotter, l'indice du col de Torrent (coord. 2607 450/1107925) a été découvert lors du projet Uromine (WOODTLI et al. 1985). D'extension métrique, il est constitué de veinules centimétriques de chalcopryrite au sein d'une ovardite sise à 3 m du contact avec les «schistes lustrés».

Bien plus important en extension, l'indice de Moiry (coord. 2610 200/1106 150), dans le val homonyme et situé 1 km à l'est de la Pointe du Bandon, a également été découvert en 1981 lors du projet Uromine (WOODTLI et al. 1985). Localisée au sein des prasinites, la minéralisation est constituée par un niveau discontinu d'un assemblage massif de chalcopryrite et de pyrite, pouvant atteindre localement 50 cm d'épaisseur dans les charnières de plis. Le chapelet d'affleurements minéralisés se suit sur près de 500 m le long du contact prasinite-«schistes lustrés». La teneur moyenne indicative est selon WOODTLI et al. (1987) : Cu 1,65%, Zn 0,1% et Au 1,28 g/t. Les prospections géophysiques et géochimiques laissent entrevoir une minéralisation s'étendant sur 600 m pour une profondeur d'au moins 20 m (WOODTLI et al. 1985).

L'indice de Zattelet Praz dans le val de Moiry, qui selon HALM (1945) consiste en des blocs éboulés dans un pâturage, a certainement disparu sous le niveau du lac artificiel de Moiry lors de sa mise en eau en 1958. Les nombreux échantillons conservés dans les musées de Berne, Sion et Lausanne attestent de l'existence de ce gîte sous la forme de grandes masses de chalcopryrite, en partie altérée en malachite, dans une matrice de quartz (ANSERMET & MEISSER 2012). Selon SCHMIDT (1920), il s'agirait d'un type de gisement analogue à la mine de la Lée près de Zinal.

Située dans le val de Zinal, sur le flanc oriental de la Garda Bordon (Garde de Bordon), une série d'indices cuprifères affleurant sur près de 1500 m a également été découverte lors du projet Uromine (WOODTLI et al. 1985). L'affleurement le plus important est celui de Laulosses (coord. 2612 600/1108 380), où la minéralisation affleure sur près de 40 m avec une épaisseur moyenne de 87 cm (WOODTLI et

al. 1987, DELLA VALLE 1988). La minéralisation, sise dans les prasinites enrichies en quartz, constitue un niveau concordant sulfuré, plus ou moins massif, à pyrite et chalcopryrite granulaires. Les ordres de grandeur des réserves géologiques, avancées par WOODTLI et al. (1987), sont de 100 000 à 1 000 000 t de minerai à des teneurs moyennes de : Cu 0,8 %, Zn 0,4 %, Ag 21 g/t et Au 0,4 g/t, ce qui ferait de ce site le plus grand gisement de cuivre de Suisse connu à ce jour.

Toujours dans le val de Zinal, en continuation de l'indice de Laulosses, la mine de la Lée (coord. 2614 788/1106 130) se situe à 3,5 km au sud de Zinal. La minéralisation est constituée d'un filon-couche de quartz minéralisé, à calcite et chlorite accessoires, orienté dans un plan subparallèle à la schistosité principale des prasinites. Le filon, d'une extension d'une centaine de mètres, voit son épaisseur varier de 5 à 50 cm et plonger de 20° vers le SSW. Les minéraux métalliques sont représentés par la chalcopryrite et la pyrite. Explorée dès 1857, la minéralisation a été exploitée de 1901 à 1903 par un réseau de galeries totalisant 530 m de long. La teneur du minerai extrait était d'environ 2% de Cu, mais la production totale de la mine n'est pas connue (SCHMIDT 1920, BOISSIEU & BOTTERON 1962, WOODTLI et al. 1987, DELLA VALLE 1988, ANSERMET & MEISSER 2012). Depuis août 1998, remise en état, la mine est devenue une attraction touristique avec des visites guidées sous les auspices de l'office du tourisme local.

### *Minéralisations dans la nappe de la Dent Blanche*

De nombreux galets erratiques de Gabbro du Mont Collon, facilement reconnaissables à leur intense rubéfaction et récoltés dans la moraine du glacier du Mont Miné, présentent à la cassure des minéralisations de cuivre, nickel et zirconium. Leur étude pétrographique indique une association singulière de sulfures et d'oxydes : pyrrhotite, cubanite [CuFe<sub>2</sub>S<sub>3</sub>], chalcopryrite, pentlandite, ilménite et baddeleyite [ZrO<sub>2</sub>]. Il pourrait s'agir de cumulats magmatiques partiellement remobilisés à l'alpin.

### **Nickel et chrome**

Dans les serpentinites de la nappe du Tsaté, des minéralisations de ces deux éléments, très diffuses et souvent indiscernables à l'affleurement, sont clairement mises en évidence par la géochimie des alluvions (WOODTLI et al. 1985). Dans l'emprise de la feuille Evolène, le nickel et le chrome se rencontrent surtout dans le verrou de serpentinite situé au bas du glacier de Moiry (coord. 2611 245/1105 620). Il s'agit de mobilisations métamorphiques locales de grains infra-millimétriques de pyrite, pentlandite [(Fe,Ni)<sub>9</sub>S<sub>8</sub>] et des spinelles magnésiochromite [MgCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>], chromite [FeCr<sub>2</sub>O<sub>4</sub>] et hercynite [FeAl<sub>2</sub>O<sub>4</sub>] (ANSERMET & MEISSER 2012). Par altération de la pentlandite, les affleurements minéralisés, légèrement en surplomb et donc protégés des intempéries, se tapissent d'efflorescences solubles et fugaces d'hexa-

hydrite, un sulfate de magnésium nickélique [(Mg,Ni)SO<sub>4</sub>·6H<sub>2</sub>O], de teinte vert d'eau très caractéristique. De telles minéralisations, particulièrement spectaculaires à l'affleurement, sont connues de longue date dans les serpentinites du secteur de Riffelberg (Zermatt) situé dans les ophiolites de la nappe de Zermatt-Saas Fee (ASTON & BONNEY 1896, PISANI 1892, MEISSER 1990b).

### Manganèse

Cet élément accompagne quasi systématiquement les métaradiolarites de la nappe du Tsaté sous la forme de concrétions polymétalliques, rarement centimétriques, très intensément laminées et métamorphosées. Sur la crête de partage des vals d'Hérens et de Moiry, les métaradiolarites affleurent un peu à l'ouest du col du Tsaté (coord. 2609 135/1105 540), mais elles sont pauvres en manganèse. Un autre affleurement, bien plus riche, se situe plus au nord, à cheval sur la crête 500 m au sud-est du col de Torrent, entre les pts 2986 m et 2942 m (coord. 2607 585/1108 285). La métaradiolarite atteint quelques mètres d'épaisseur et de nombreux blocs minéralisés en manganèse se rencontrent dans une masse tassée, du côté du val de Moiry, glissant jusqu'à proximité d'un petit lac sans nom et situé à 400 m au sud de celui des Autannes. Le grenat manganésifère spessartine jaune beurre à rose saumon, patiné de noir par des oxydes de manganèse néoformés, est le principal minéral porteur de manganèse (D'ANDRÈS 2013).

Sur le flanc droit du val de Zinal, les métaradiolarites affleurent à Tracuit (coord. 2616 280/1107 985), mais les niveaux manganésifères y sont rares et ténus (PILLOUD & SARTORI 1981). Ils sont constitués de magnétite, de grenat spessartine, de calcite ± rhodochrosite, de pyrophanite [MnTiO<sub>3</sub>] microscopique, le tout altéré en birnessite noire [(Na,Ca)<sub>0,5</sub>Mn<sub>2</sub>O<sub>4</sub>·1,5H<sub>2</sub>O] (ANSERMET & MEISSER 2012). Un peu plus au sud, dans la continuité intermittente de l'affleurement précédent, près du lac d'Arpilletta, une petite lentille manganésifère découverte en 2003 a livré une minéralogie index du faciès métamorphique schiste vert élevé (DE CAPITANI & PETERS 1981). Les minéraux dominants sont le pyroxénoïde rhodonite [CaMn<sub>4</sub>Si<sub>5</sub>O<sub>15</sub>], l'olivine manganésifère téphroïte [Mn<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>] et le grenat manganésifère spessartine, avec des rétro-morphoses en rhodochrosite dans les fractures. On note également la présence de linnaeïte [Co<sub>3</sub>S<sub>4</sub>], un thiospinelle de cobalt; la présence de cet élément caractérise l'origine pélagique sédimentaire du protolithe (ANSERMET & MEISSER 2012).

### Or

Dans le secteur des Haudères, les sables alluvionnaires de la Borgne et de ses affluents, les torrents de la Sage et du Breque, sont aurifères. L'or natif se présente en rares paillettes, généralement infra-millimétriques, dans les sables noirs, riches en magnétite, des fonds de battée (MEISSER 2013).

### Asbeste

Tous situés dans les serpentinites de la nappe du Tsaté, les petits gisements d'amiante présents sur le territoire de la feuille Evolène on fait pour la plupart l'objet de prospections ou d'exploitations lors des deux conflits mondiaux (FEHLMANN 1919, 1947, ANSERMET & MEISSER 2012). Il s'agit de veines ou placages de failles constitués de chrysotile en fibres radiées ou palissadées, ne dépassant pas 30 cm, au sein de la serpentinite, elle-même essentiellement constituée d'antigorite. Les indices ou petits gisements de valeur historique sont les suivants :

- Cols du Tsaté et de Bréonna où plusieurs grattages situés entre ces deux cols (coord. 2609 540/1105 240), réalisés par la société Eternit en 1917–1918, ont produit 550 kg de chrysotile (analysée par XRD et spectroscopie Raman) à fibres courtes et 450 kg de fibres longues.
- La Bayenna, à proximité du lac du même nom dans le val de Moiry, où FEHLMANN (1919), sous la toponymie ancienne « Sombanya », cite des indices prospectés et pouvant correspondre aux grands blocs éboulés de serpentinite à asbeste issus du secteur du col de Bréonna.
- Verrou de serpentinite au pied du glacier de Moiry (coord. 2611 245/1105 620).
- Secteur du col de la Lé, où les indices d'asbeste dans la serpentinite affleurent en chapelet entre la moraine latérale orientale du glacier de Moiry et le col de la Lé. Ils ont été évalués ou exploités lors de la Seconde Guerre mondiale par la société Eternit. En 1943, près de 1300 kg d'asbeste de qualité médiocre ont été extraits au pied du col des Aiguilles (coord. 2612 150/1105 365). Plus important de par ses réserves estimées à 20 000 m<sup>3</sup>, l'indice du col de la Lé (coord. 2612 580/1105 825) a fourni, après raffinage d'une prise de 50 kg, près de 10% de fibres très pures et de bonne qualité. Toutefois, l'altitude entre 2700 et 3061 m ainsi que la forte déclivité des affleurements n'ont pas permis la mise en exploitation ultérieure de ces indices.
- À environ 1,5 km au sud-ouest du sommet de la Garda Bordon, au lieudit Fêta d'Août de Châteaupré, un peu au-dessus d'un sentier pédestre, affleure une importante masse de serpentinite à passées d'asbeste (coord. 2611 060/1106 770) qui aurait fait l'objet de recherches (FEHLMANN 1919).
- Au col de Milon, la serpentinite est localement lardée de veines spectaculaires d'asbeste formant des fibres souvent décimétriques et dont 450 kg furent exploitées en été 1918 pendant deux mois.

### Talc et pierre ollaire

Issus de la métasomatose des serpentinites au contact des sédiments carbonatés, le talc et surtout la pierre ollaire de la nappe du Tsaté constituent des gisements exploités artisanalement pour des utilisations locales, en particulier la con-

fection de poêles, de lampes ou d'éléments architecturaux (PAUNIER 1983, PFEIFER et al. 2011). Les gisements de pierre ollaire ayant fait l'objet d'exploitations sont si nombreux que, dans les environs d'Evolène et des Haudères, c'est une véritable tradition artisanale de l'extraction et du travail de cette roche qui a existé. Ainsi, dans le haut val d'Hérens, PFEIFER et al. (2011) recensent près d'une vingtaine de gisements notables dont voici les plus importants :

- Située à l'extrême limite occidentale de la feuille Evolène, à 2740 m d'altitude, la carrière inférieure de la Palantse de la Cretta (coord. 2602 500/1104 755) a été exploitée épisodiquement de 1925 à 1991 avec une production estimée à environ 70 m<sup>3</sup> et des réserves du même ordre (KISSLING et al. 2016).
- À 1,5 km à l'ouest des Haudères, entre les Chlistes et le Tsalè de la Cretta, dans une zone de tassement où se mêlent prasinite, serpentinite et métagabbro, la pierre ollaire a été extraite en petite carrière de 1912 à 1919 (coord. 2604 120/1103 530; KISSLING et al. 2016).
- À proximité immédiate de la via ferrata d'Evolène, une série de lentilles de pierre ollaire ont fait l'objet d'exploitations souterraines (« Barme des Italiens », coord. 2605 080/1106 500; PFEIFER et al. 2011).
- À 500 m au SSE de la Forclaz s'ouvre la carrière souterraine des Bagnards, au cœur d'une lentille de pierre ollaire très riche en talc et pincée entre la prasinite et le métagabbro (coord. 2606 350/1103 300). Les galeries et chambres d'exploitation s'étendent sur une longueur de 50 m et une épaisseur de 3 m. L'exploitation aurait débuté au 18<sup>e</sup> siècle (AMOUDRUZ 1942, KISSLING et al. 2016).

Dans le haut val de Moiry, le gisement dit de la Fête d'Août (coord. 2612 020/1104 910), exploité surtout pour la pierre ollaire, se situe en bordure de la moraine latérale orientale du glacier de Moiry non loin du sentier menant à la cabane du même nom (ANSERMET & MEISSER 2012). L'exploitation y a été menée en carrière et en galeries de 1880 à 1925 environ (AMOUDRUZ 1942). Localement, la pierre ollaire passe à du talc assez pur, en masses blanches, lenticulaires et métriques.

Dans le val de Zinal, les indices de pierre ollaire exploités sont restreints et d'un accès peu aisé. AMOUDRUZ (1942) en signale brièvement deux : au Vichiesso, certainement lié à une passée de serpentinite (coord. 2614 430/1106 030) située juste au-dessus de la mine de cuivre de la Lée, et à Tracuit, non loin du chalet de Composana (Combautanna).

### **Roches ornementales**

La pierre ollaire, déjà citée plus haut, et dans une moindre mesure la serpentinite, furent fréquemment utilisées dans le val d'Hérens comme éléments architecturaux dans les anciennes constructions, comme encadrements de portes ou de fenêtres, voûtes, etc. (PFEIFER et al. 2011). Toutefois, la roche ornementale la plus réputée est sans conteste le gneiss vert (G<sub>L</sub>) de Martémo, connu surtout par les

dénominations «Vert d'Evolène» ou «Pierre d'Evolène» par les marbriers. Située à 1,2 km au NNW du centre d'Evolène, vis-à-vis du hameau de Lanna, la carrière de Martémo est exploitée industriellement depuis 1961. Mis à part les roches meubles, c'est la seule ressource minérale extraite de nos jours sur le territoire couvert par la feuille Evolène. De 1961 à 2006, l'entreprise Albert Nichini & Fils a extrait annuellement près de 240 m<sup>3</sup> de roche (KISSLING et al. 2016). Depuis 2007, l'exploitation, intermittente selon la demande, est réalisée par l'entreprise Capinat SA.

Ce gneiss vert se rattache à la Formation de Lirec (p. 14). Dans la carrière, le front de taille permet de bien observer les différentes nuances de vert selon la teneur en chlorite (vert sapin) ou en épidote (vert pistache). Les passées blanches, parfois nébuleuses, correspondent à des cristaux d'albite et les veines tardives sont remplies de calcite. Ces particularités esthétiques font que ce matériau est essentiellement utilisé sous la forme d'éléments décoratifs en placage de façades extérieures ou intérieures, comme plan de travail intérieur, ou même en sculpture. Parmi les nombreuses réalisations faites avec cette roche, citons les façades du tribunal cantonal vaudois à Lausanne et celles de la banque Raiffeisen de Vex. La seule restriction de son utilisation réside dans la présence sporadique de pyrite qui s'oxyde en laissant des vides cariés et des auréoles rubéfiées. En fonction de son utilisation finale, le choix du matériau en carrière demeure primordial.

### **Jade-néphrite**

Le jade-néphrite est connu dans le secteur des Haudères où, selon PREISWERK (1926), il se rencontre dans deux exploitations de pierre ollaire : à «Grande Combe», entre les Chlistes et Lù Mayein de la Coutha (la Coutaz; coord. 2604 035/1103 365) et en rive gauche de la Borgne de Ferpècle, au sud des chalets de Sepéc au lieudit Zable (coord. 2606 800/1102 270). Dans les deux cas, la néphrite apparaît en lentilles noduleuses décimétriques, aplaties et compactes qui se sont formées au contact entre la prasinite riche en chlorite et la pierre ollaire, à proximité immédiate des calcschistes. La dureté, de même que la ténacité, permettent un bon polissage et, fortement éclairés, les minces fragments montrent une belle teinte verte avec des nuances bleutées. L'analyse chimique correspond à un mélange intime d'amphiboles de la série trémolite-actinolite et d'un minéral du groupe de la serpentine (PREISWERK 1926). Selon PÉTREQUIN et al. (2012), la néphrite de la région des Haudères aurait pu servir à la confection d'outils néolithiques largement diffusés en Europe centrale.

### **Diopsidite-rodingite**

Un filon de diopsidite d'origine rodingitique, de près de 10 m d'extension et atteignant localement près de 30 cm d'épaisseur, larde le verrou de serpentinite juste en aval du glacier de Moiry (coord. 2611 245/1105 620). Monominéral, com-

pact et de teinte homogène vert glauque grisâtre, ce jade-diopside se polit aisément (ANSERMET & MEISSER 2012).

Les filons de rodingite au sein de la serpentinite du col de Milon offrent une palette de minéraux en cristaux libres parfois centimétriques: allanite-(Ce), analcime, clinzoïsite, diopside, fluorapatite, grossulaire, hydroxylapatite, magnétite, titanite et vésuvianite (ANSERMET & MEISSER 2012). La magnétite de la serpentinite au contact de la rodingite du col de Milon recèle des myriades de cristaux de zircon qui ont été datés avec grande précision par radiométrie U-Pb à environ 42 Ma par D'ANDRÈS (2013; p. 68).

### Lazulite

Conservé au Musée cantonal de géologie à Lausanne, un unique bloc décimétrique de quartz à passées spectaculaires de lazulite  $[\text{MgAl}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2]$  bleu céleste intense a été récolté non loin de Lanna, dans une masse morainique tassée. Le quartz en éléments centimétriques et les passées de mica vert céladon rapprochent cette roche d'un quartzite de la Formation du Bruneggjoch ( $t_1$ ). À Lanna, en plus de la lazulite, on note à l'analyse la présence de deux phosphates de strontium: goyazite  $[\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6]$  et svanbergite  $[\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6]$ , qui s'associent à un minéral du groupe de la kaolinite et qui témoignent d'une rétrogenèse partielle de l'assemblage primaire.

La présence de lazulite dans des quartzites résulte du métamorphisme de niveaux phosphatés. Dans le Pennique moyen, ce minéral se trouve sporadiquement dans les quartzites de la Formation du Bruneggjoch à Triftchumme au nord-ouest de Zermatt (PARKER 1973), ainsi que dans les quartzites de la nappe de Suretta, stratigraphiquement équivalents mais plus orientaux, que l'on rencontre notamment à Lära près de Soglio, dans le val Bregaglia, et à l'Alpe Groppera près de Madesimo, dans la valle Spluga (BEDOGNÉ et al. 1995).

### Graviers, sables et limons

Des matériaux meubles de diverses granulométries sont exploités de longue date, sporadiquement selon les besoins, dans les grands cours d'eau ou dans les dépôts morainiques, comme c'est le cas à Zinal, le long de la Navisence près du terrain de football. D'importantes mais éphémères exploitations eurent lieu lors de la construction des réseaux hydroélectriques de la Dixence et de la Gougra. De nos jours, des sables fins et des limons sont extraits lors du curage d'entretien des ouvrages hydroélectriques (barrages, galeries) dans le secteur de Ferpècle et le haut val de Moiry.

## HYDROGÉOLOGIE

### Milieux hydrogéologiques

Les trois principaux types de milieux hydrogéologiques sont présents sur le territoire de la feuille Evolène. L'environnement le plus important en terme de surface est le milieu fissuré (roches fracturées). Dans le nord de ce territoire, des formations sédimentaires (dolomies, calcaires) sont probablement le siège d'écoulements karstiques.

Mais le milieu à l'origine de la plupart des sources est le milieu poreux lié aux formations du Quaternaire. Il s'agit surtout des dépôts de versants (moraines, cônes de déjection, glaciers rocheux).

### Nappes alluviales

Les principaux cours d'eau (la Borgne d'Arolla, la Borgne de Ferpècle, la Borgne, la Gougra et la Navisence) sont localement accompagnés de nappes alluviales dont aucune n'est exploitée. La nappe la plus importante se situe sous les terrasses alluviales d'Evolène. Son aquifère est complexe car il est stratifié et latéralement mal connecté puisqu'il est entrecoupé d'horizons et de lentilles peu perméables. En janvier 2009, un forage de 134m dans des graviers (coord. 2604 865/1105 965) a permis d'atteindre l'eau à 35 m de profondeur, un niveau qui correspond plus ou moins à celui de la Borgne. L'eau de cette nappe a une température de l'ordre de 5°C et une conductivité électrique d'environ 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Elle est principalement alimentée par la Borgne, mais aussi par des apports de versant telle la source de l'Evolène (2604 645/1106 820).

### Sources

Il existe un grand nombre d'apports de versant plus ou moins isolés, liés à des éboulis, des thalwegs ou des glaciers rocheux, pouvant parfois constituer des zones sourcières, voire des petites nappes de pente.

À l'exception de la source de St-Barthélémy (2604 150/1100 870), qui est prélevée en galerie, toutes les sources sont plutôt d'origine superficielle avec des apports variables provenant de moraines, d'éboulis et de glacier rocheux, parfois alimentés en profondeur par un système fissural en rocher.

### Débits

Les débits les plus importants de ces sources proviennent du captage en galerie de St-Barthélémy (500–1700 l/min) et de la source de l'Evolène (3600–5400 l/min). Cette dernière est liée à une nappe de pente contenue dans les éboulis et alimentée par un système fissural. Elle a un gradient hydraulique de 15%, avec des vi-



tesses de transit de l'ordre de 120 m/h. Les autres sources exploitées ont des débits estivaux maximaux moins importants, entre 100 et 700 l/min.

Toutes les sources présentent un débit très variable avec des différences notables entre les hautes eaux et l'étiage dont le rapport  $Q_{\max}/Q_{\min}$  varie généralement de 2 à 6 ce qui est caractéristique de ce type de sources. Ce rapport est nettement plus élevé pour les sources se trouvant au pied d'éboulis, de cônes de déjection et surtout de glaciers rocheux. Dans ce dernier cas, l'exemple des sources de Bréonna (coord. 2608 300/1103 800) est parlant avec un débit maximal (600 l/min) représentant jusqu'à 40 fois le débit d'étiage (15 l/min).

### *Chimisme*

Les sources ont été classées en fonction de la nature de leur soubassement rocheux constitué essentiellement par quatre grands groupes, à savoir, du sud au nord : gneiss (nappe de la Dent Blanche), ophiolites et calcschistes (nappe du Tsaté) et séries triasiques comprenant des dolomies (nappes du Mont Fort et du Sasse-neire). Pour certaines sources, les limites entre ces lithologies ne sont pas situées très loin et peuvent conjointement influencer la composition de l'eau.

Vu la complexité des structures, des sources sont influencées par plusieurs de ces groupes lithologiques. Par exemple, certaines sources situées dans les zones de calcschistes sont proches d'ophiolites ou de dolomies. Comme en outre elles traversent des dépôts quaternaires, le contenu de ces derniers influe également sur le chimisme de l'eau. Ceci rend le rapprochement entre les caractéristiques des eaux et la nature du soubassement rocheux délicat à établir.

À partir des paramètres physico-chimiques, on constate que les deux sources situées à Evolène en rive droite de la Borgne (Rigente – coord. 2604 490/1107 480 – et de l'Evolène), situées au pied de roches triasiques, ont une conductivité qui dépasse largement 1000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Les sources de la Villette, plus en aval (hors carte), situées quelques centaines de mètres au-dessous des mêmes roches triasiques, présentent également une conductivité élevée par rapport à la plupart des autres sources, supérieure à 600  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ainsi que de hautes teneurs en sulfates. Dans le cas de ces deux groupes de sources, il est probable que l'influence de ces roches triasiques, en particulier du gypse, soit à l'origine de ces valeurs. La source de l'Evolène est notamment très riche en sulfates (850–1000 mg/l) et en strontium (6,8 mg/l), tout comme une source également située sous des roches triasiques, ici surtout de la cornieule (700–800 resp. 1,2–6,4 mg/l), à l'ouest de Lanna (coord. 2602 825/1107 700, SCHEDER 1997).

La conductivité de toutes les autres sources se situe dans une fourchette de 100 à moins de 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Cette variation dépend de la teneur en carbonates et en sulfates, mais également de la période de prélèvement, avec ou sans apports d'eau de fonte ou de fortes précipitations.

Sans surprise, les sources se trouvant dans les calcschistes présentent une dureté carbonatée 2 à 3 fois plus élevée que celle des autres sources.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLIMANN, M. (1987): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 78/4, 431–444 (aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 295).
- (1989): Les brèches de la région d'Evolène (nappe du Mont Fort, Valais, Suisse). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2, 237–250.
- (1990): La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens (zone Pennique, Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne (Original de la carte géologique 1:25 000 déposé au Service géologique national – N° 331).
- AMOUDRUZ, G. (1942): Levés d'abris militaires de la région géographique E2 par la Brigade d'infanterie de montagne 10 (anciennes carrières souterraines de la région d'Evolène). – Fond Amoudruz, Musée d'ethnographie de Genève.
- ANGIBOUST, S., GLODNY, J., ONCKEN, O. & CHOPIN, C. (2014): In search of transient subduction interfaces in the Dent Blanche–Sesia Tectonic System (W. Alps). – *Lithos* 205, 298–321.
- ANGIBOUST, S., KIRSCH, J., ONCKEN, O., GLODNY, J., MONIÉ, P. & RYBACKI, E. (2015): Probing the transition between seismically coupled and decoupled segments along an ancient subduction interface. – *Geochem. Geophys. Geosyst.* 16/6, 1905–1922.  
DOI: 10.1002/2015GC005776.
- ANSERMET, S. & MEISSER, N. (2012): Mines et minéraux du Valais. II. Anniviers et Tourtemagne. – Musée de la nature (Sion), Musée cantonal de géologie (Lausanne) et Éd. Porte-Plumes (Ayer).
- ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1:50 000. – Carte géol. Spéc. 52. Comm. géol. suisse.
- (1909): L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 45 (166), 217–276 (aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne 14).
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. – *Matér. Carte géol. Suisse [n.s.]* 3/1, 1–26.
- ASTON, E. & BONNEY, T. G. (1896): On an Alpine nickel-bearing serpentine with fulgurites. – *Quart. J. Geol. Soc. (London)* 52, 452–460.
- AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINTNER, T., WEIDMANN, M. & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 269–286.
- BARSCH, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the present and the former geoecology in high mountain environments. – Springer, Berlin.
- 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.
- BEARTH, P. (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). In: DURAND-DELGA, M. (Comp.): Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe (p. 407–418). – *Mém. h.s. Soc. géol. France*, t. II (1960–1963).
- (1964): Feuille 1328 Randa. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte et Notice expl. 43.
- BEDOGNÉ, F., MAURIZIO, R., MONTRASIO, A. & SCIESA, E. (1995): I Minerali della Provincia di Sondrio e della Bregaglia Grigionese: Val Bregaglia, Val Masino, Val Codera e Valle Spluga. – Bettini, Sondrio.

- BIGI, G., CASTELLARIN, A., COLI, M., DAL PIAZ, G. V., SARTORI, R., SCANDONE, P. & VAI, G. B. (Ed.) (1990): Structural model of Italy, scale 1:500 000, sheet 1. – C.N.R., Progetto finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- BOISSIEUX, P. DE & BOTTÉRON, G. (1962): Etude pétrographique et minière de la région sud de Zinal. – Dipl. Géol. Univ. Lausanne (inéd.).
- BRUNNER, C. & LAVANCHY, J.-M. (1983): Etude géologique, minéralogique et pétrographique de la région de la Corne de Sorebois (Val de Moiry, val de Zinal, Valais). – Dipl. Géol. Univ. Lausanne (inéd.).
- BUCHER, K., DAL PIAZ, G. V., OBERHÄNSLI, R., GOUFFON, Y., MARTINOTTI, G. & POLINO, R. (2003): Blatt 1347 Matterhorn. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 107.
- BUGNON, C. (1983): Fiches descriptives des anciennes mines du Massif des Aiguilles Rouges, du Lötschental et du Pennique dans la région du Val Ferret au Val d'Hérens. Projet Uromine. – Univ. Lausanne. Archives du Musée cantonal de géologie, Lausanne (inéd.).
- BURRI, M., ALLIMANN, M., CHESSEX, R., DAL PIAZ, G. V., DELLA VALLE, G., DU BOIS, L., GOUFFON, Y., GUERMANI, A., HAGEN, T., KRUMMENACHER, D. & LOOSER, M.-O. (1998): feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vêlan. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 101.
- BUSSARD, T. & LADOR, S. (1999): Etude géologique dans le haut Val d'Anniviers (Valais, Suisse). – Dipl. Géol. Univ. Lausanne (inéd.).
- BUSSY, F., DERRON, M.-H., JACQUOD, J., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996a): The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Wallis, Switzerland). – Eur. J. Mineral. 8/3, 565–575.
- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996b): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 76/1, 81–84.
- BUSSY, F., VENTURINI, G., HUNZIKER, J. & MARTINOTTI, G. (1998): U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 78/1, 163–168.
- CAPITANI, C. DE & PETERS, T. (1981): The solvus in the system  $MnCO_3$ - $CaCO_3$ . – Contrib. Mineral. Petrol. 76, 394–400.
- CARTWRIGHT, I. & BARNICOAT, A. C. (2002): Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt–Saas and Combin zones of the Western Alps. – J. metam. Geol. 20/2, 263–281. DOI: 10.1046/j.0263-4929.2001.00366.x.
- COUTTERAND, S., REYNARD, E. & NICLOUD, G. (in prep.): Lateglacial glacial history in the Hérens valley (Western Switzerland).
- D'ANDRÈS, J. (2013): Geology, geochemistry and geochronology on the ophiolites of the Tsaté Nappe in the Val d'Anniviers (Western Alps). An ancient accretionary prism? – Master Thesis Inst. Geochem. Petrol., ETH Zürich (unpubl.).
- DALL'AGNOLO S. (2000): Le Crétacé de la Nappe de la Brèche (Préalpes franco-suissees). Données nouvelles et essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. – Eclogae geol. Helv. 93/2, 157–174.
- DAL PIAZ, G. V. (1988): Revised setting of the Piedmont zone in the northern Aosta valley, Western Alps. – Ofioliti 13/2–3, 157–162.
- (1999): The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. In: GOSSO G., JADOUL, F., SELLA, M., & SPALLA, M. I. (Ed.): Proceedings of 3<sup>rd</sup> Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, Italy, September 29<sup>th</sup>–October 1<sup>st</sup> 1997. – Mem. Sci. geol. (Padova) 51/1, 155–176.

- DAL PIAZ, G. V., BISTACCHI, A., GIANOTTI, F., MONOPOLI, B. & PASSERI, L. (2015): Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50 000, Foglio 070 Monte Cervino. – Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, Servizio geologico d'Italia.
- DAL PIAZ, G. V., DE VECCHI, G. & HUNZIKER, J. C. (1977): The Austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt. Collon – Dents de Bertol. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 57/1, 59–88.
- DECRAUSAZ, T. (2018): A fossil oceanic core complex in the Valais? The Aiguilles Rouges ophiolite (Val d'Hérens-Arolla-Evolène). – Trav. Master Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne (inééd.).
- DECRAUSAZ, T., MÜNTENER, O., MANZOTTI, P., LAFAY, R. & SPANDLER, C. (2021): Fossil oceanic core complexes in the Alps. New field, geochemical and isotopic constraints from the Tethyan Aiguilles Rouges Ophiolite (Val d'Hérens, Western Alps, Switzerland). – Swiss J. Geosci. 114, online article 3. DOI: 10.1186/s00015-020-00380-4.
- DE LEO, S., BIINO, G. & COMPAGNONI, R. (1987): Riequilibrazioni metamorfiche alpine nelle serie di Valpelline di Arolla a Nord di Bionaz (Valpelline-Aosta). – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrogr. 42, 181–182.
- DELLA VALLE, G. (1988): Contribution à l'interprétation métallogénique des fahlbandes et des veines polymétalliques du Val d'Anniviers et du Val de Tourtemagne (Valais). – Thèse Univ. Lausanne.
- DONINELLI, D. (1991): Géologie de la nappe du Tsaté dans le sud du Val de Moiry (Valais, Suisse). – Dipl. Géol. Univ. Genève et Lausanne (inééd.).
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du pays de la Vanoise (Savoie). – Mém. Serv. Carte géol. France.
- ESCHER, A. (1988): Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – Rapp. géol. Serv. hydrog. géol. natl. (Berne) 7.
- ESCHER, A., HUNZIKER, J., MARTHALER, M., MASSON, H., SARTORI, M. & STECK, A. (1997): Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps. In: PFIFFNER, O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20 (p.205–221). – Birkhäuser, Basel.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – Rapp. géol. Serv. hydrog. géol. natl. (Berne) 2 (aussi: Mém. Géol. (Lausanne) 2, 1988).
- (1993): Nappe geometry in the Western Swiss Alps. – J. struct. Geol. 15/3–5, 501–509.
- FAUCHÈRE, A. (2014): Evolène, de la légende à la réalité. – Slatkine, Genève.
- FAVRE, O. (2000): Etude géologique de la couverture mésozoïque de la nappe du Mont-Fort dans la région du Barrage de Moiry (Valais, Suisse). – Trav. Dipl. Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne (inééd.).
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Kümmerly & Frey, Bern.
- (1947): Der Schweizerische Bergbau während des II. Weltkrieges. – Büro Bergbau, eidg. Kriegsindustrie- u. Arbeitsamtes.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 81–110.
- FUMEAUX, D. & REYNARD, E. (2002): Les fluctuations récentes des glaciers du val de Zinal (Ayer, Valais) selon les sources historiques. – Bull. Murithienne 120, 7–18.
- GABUS, J. H., WEIDMANN, M., BUGNON, P. C., BURRI, M., SARTORI, M. & MARTHALER, M. (2008a): Feuille 1287 Sierre. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 111.

- GABUS, J. H., WEIDMANN, M., SARTORI, M. & BURRI, M. (2008b): Feuille 1287 Sierre. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. *III*.
- GARDIEN, V., REUSSER, E., & MARQUER, D. (1994): Pre-Alpine metamorphic evolution of the gneisses from Valpelline series (Western Alps, Italy). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* *74/3*, 489–502.
- GERLACH, H. (1869): Die penninischen Alpen. – *N. Denkschrift schweiz. natf. Ges.* *23*. (aussi: *Beitr. geol. Karte Schweiz* *27/2*, 1883).
- (1871): Das südwestliche Wallis. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* *9*.
- GLASSEY, J. (2013): La couverture de la nappe du Mont-Fort dans la région du Sasseneire (Val d'Hérens et d'Anniviers, Valais): Lithostratigraphie et structure. – *Trav. Master Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne* (inéd.).
- GOLAZ, F. (1995): Le Val de Moiry, Valais: Morphologie glaciaire, périglaciaire et essai de reconstitution paléogéographique des stades glaciaires. – *Travaux et Recherches, Inst. Géogr. Univ. Lausanne* *13*.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. & LIECHTI, P. (1931): Profil géologique du Val d'Anniviers. In: *Postes alpestres suisses. Val d'Anniviers*. – Direction générale des postes suisses.
- HALM, E. (1945): Die Kupfer-Wismut Lagerstätten in obern Val d'Anniviers (Wallis). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* *22*.
- 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-Sci. Rev.* *102/3–4*, 121–158.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *J. Quatern. Sci.* *23/6–7*, 559–573.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* *34/1*, 17–105.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). – *Eclogae geol. Helv.* *43/1*, 31–93.
- JEANBOURQUIN, P. (1986): Les cornieules polymictes des Préalpes internes et de l'Autochtone helvétique en Suisse romande. Thèmes choisis liés aux cornieules en général. – Thèse Univ. Lausanne.
- JENKYN, H. C. (1980): Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. – *J. geol. Soc. London* *137*, 171–188.
- KIRST, F. (2017): Polyphase greenschist-facies reactivation of the Dent Blanche Basal Thrust (Western Alps) during progressive Alpine orogeny. – *Swiss J. Geosci.* *110/2*, 503–521. DOI: 10.1007/s00015-017-0264-5.
- KISSLING, D. A., DELALOYE, M. F. & PFEIFER, H.-R. (2016): Roches et carrières du Valais. – Monographic, Sierre.
- KRAMAR, N. (1997): La couverture mésozoïque de la région d'Artsinol (Val d'Hérens, VS): relation avec les nappes du Mont Fort et du Tsaté. – *Dipl. Géol. Univ. Lausanne* (inéd.).
- KRAMAR, N., COSCA, M. A. & HUNZIKER, J. C. (2001): Heterogeneous <sup>40</sup>Ar\* distributions in naturally deformed muscovite: in situ UV-laser ablation evidence for microstructurally controlled intragrain diffusion. – *Earth and planet. Sci. Lett.* *192*, 377–388.
- KUNZ, B., MANZOTTI, P., NIEDERHAUSERN, B. VON, ENGI, M., GLUNTOLI, F. & LANARI, P. (2018): Permian high temperature metamorphism in the Western Alps (NW Italy). – *Int. J. Earth Sci.* *107*, 203–229. DOI: 10.1007/s00531-017-1485-6.

- KUNZ, P. (1985): Géologie de la région Evolène–Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse). – Trav. Dipl. Univ. Genève et Lausanne (inééd.).
- (1988): Ophiolites penniques et sédiments associés dans la région d'Arolla (Val d'Hérens, Valais, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 115–124.
- KÜTTEL, M. (1979): Räumliche und zeitliche Korrelation der «Moraines Intermédiaires» mit besonderer Berücksichtigung der Moränen der Alpage de Tortin (Nendaz, VS). – *Bull. Muri-thienne* 96, 71–83.
- LAMBIEL, C. (2011): Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS): caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In: LAMBIEL, C., REYNARD, E. & SCAPOZZA, C. (Ed.): *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte* (p. 211–224). – Actes colloque Soc. suisse Géomorphol., 3–5 septembre 2009, Olivone. Géovisions (Inst. Géographie Univ. Lausanne) 36.
- LAMBIEL, C., REYNARD, E., CHESEAUX, G. & LUGON, R. (2004): Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarmine (Arolla, Evolène, VS). – *Bull. Muri-thienne* 122, 89–102.
- LEMOINE, M. & TRICART, P. (1986): Les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales: Approche stratigraphique, structurale et sédimentologique. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 271–294.
- LEUPOLD, W. (1932): Profils géologiques du Val d'Hérens. In: *Postes alpestres suisses. Val d'Hérens*. – Direction générale des postes suisses.
- LIATI, A., FROITZHEIM, N. & FANNING, C. M. (2005): Jurassic ophiolites within the Valais domain of the Western and Central Alps: geochronological evidence for re-rifting of oceanic crust. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 149, 446–461.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3 (Geogr. Inst. Univ. Zürich).
- MANZOTTI, P. & BALLÈVRE, M. (2017): Tectonic history of the Dent Blanche. Field guide of the Swiss Tectonic Studies Group (Valpelline, August 2016). – *Ist. sup. Protezione Ricerca ambientale ISPRA, Roma. Geological Field Trips*, 9/2.1. DOI: 10.3301/GFT.2017.02.
- MANZOTTI P., BALLÈVRE M. & DAL PIAZ G.V. (2017): Continental gabbros in the Dent Blanche Tectonic System (Western Alps): from the pre-Alpine crustal structure of the Adriatic palaeo-margin to the geometry of an alleged subduction interface. – *J. geol. Soc. London* 174, 541–556. DOI: 10.1144/jgs2016-071.
- MANZOTTI, P., BALLÈVRE, M., PITRA, P., PUTLITZ, B., ROBYR, M. & MÜNTENER, O. (2020): The growth of sodic amphibole at the greenschist- to blueschist-facies transition (Dent Blanche, Western Alps): bulk-rock chemical control and thermodynamic modelling. – *J. Petrol.* 61/4, egaa044. DOI: 10.1093/petrology/egaa044.
- MANZOTTI, P., BALLÈVRE, M., ZUCALI, M., ROBYR, M. & ENGI, M. (2014): The tectonometamorphic evolution of the Sesia-Dent Blanche nappes (internal Western Alps): review and synthesis. – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 309–336. DOI: 10.1007/s00015-014-0172-x
- MANZOTTI, P., RUBATTO, D., DARLING, J., ZUCALI, M., CENKI-TOK, B. & ENGI, M. (2012): From Permo-Triassic lithospheric thinning to Jurassic rifting at the Adriatic margin: Petrological and geochronological record in Valtourneche (Western Italian Alps). – *Lithos* 146–147, 276–292.
- MANZOTTI, P., RUBATTO, D., ZUCALI, M., EL KORH, A., CENKI-TOK, B., BALLÈVRE, M. & ENGI, M. (2018): Permian magmatism and metamorphism in the Dent Blanche nappe: constraints from field observations and geochronology. – *Swiss J. Geosci.* 111/1, 79–97. DOI: 10.1007/s00015-017-0284-1.

- MANZOTTI, P. & ZUCALI, M. (2013): The pre-Alpine tectonic history of the Austroalpine continental basement in the Valpelline unit (Western Italian Alps). – *Geol. Mag.* 150, 153–172.
- MARIÉTAN, I. (1939): Les pierres à écuelles. – *Bull. Murithienne* 57, 21–33.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C., COSCA, M. A., CABY, R., HUNZIKER, J. C. & SARTORI, M. (1998): Alpine deformation and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. – *Tectonics* 17/3, 407–425.
- MARTHALER, M. (1981): Découvertes de foraminifères planctoniques dans les «Schistes lustrés» de la Pointe de Tourtemagne (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75/3 (359), 171–178 (aussi: *Bull. Lab. Géol. etc. Univ. Lausanne* 254).
- (1983): Géologie des unités penniques entre le val d’Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
  - (1984): Géologie des unités penniques entre le val d’Anniviers et le val de Tourtemagne (Valais, Suisse). – *Eclogae geol. Helv.* 77/2, 395–448.
  - (2014): Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète (4<sup>e</sup> éd.). – Loisirs et Pédagogie (LEP), Le Mont-sur-Lausanne.
  - (2019): Raconte-moi les cailloux. Moiry: de l’Europe à l’Afrique. – Loisirs et Pédagogie (LEP), 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.
- MARTHALER M. & STAMPFLI G. M. (1989): Les Schistes lustrés à ophiolites de la nappe du Tsaté: un ancien prisme d’accrétion issu de la marge active apulienne? – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 69/2, 211–216.
- MEISSER, N. (1990a): Etude minéralogique des gîtes métallifères au sud-est d’Ayer (Val d’Anniviers, Valais, Suisse). – *Dipl. Minéral. Univ. Lausanne* (inéd.).
- (1990b): L’indice de nickel de Riffelalp sur Zermatt, Valais. – *Cristallier suisse* 8/12, 367–384.
  - (2013): Die Goldvorkommen in der Westschweiz. In: PFANDER, P. & JANS, V. (Ed.): *Gold in der Schweiz* (p. 116–137). – Ott, Thun.
- NEGRO, F., BOUSQUET, R., VILS, F., PELLET, C.-M. & HÄNGGI-SCHAUB, J. (2013): Thermal structure and metamorphic evolution of the Piemont-Ligurian metasediments in the northern Western Alps. – *Swiss J. Geosci.* 106/1, 63–78. DOI: 10.1007/s00015-013-0119-7.
- NIEDERHÄUSERN, B. VON, MANZOTTI, P., CENKI-TOK, B., ZUCALI, M., ENGI, M., RUBATTO, D. & DARLING, J. (2012): The Permian evolution of the internal Austroalpine units (Sesia Zone, Dent Blanche tectonic system): Constraints from in-situ U-Pb geochronology. – 10<sup>th</sup> Swiss Geoscience meeting, Bern, abstract booklet Session 3, 78.
- NORMAND, R. (2014): Pressure-temperature-time evolution in the high-grade metamorphic basement of the Siviez-Mischabel nappe (Val d’Hérens, Val d’Anniviers). – *Trav. Master Univ. Genève* (inéd.).
- OULIANOFF, N. (1942a): Rapport préliminaire sur le gisement de fer oxydé près de Lanna, en aval d’Evolène (Val d’Hérens). – *Archives Musée cant. Géologie, Lausanne*, 27 avril 1942.
- (1942b): Rapport sur le gisement cuivreux au voisinage d’Evolène (Val d’Hérens). – *Archives Musée cant. Géologie, Lausanne*, 22 avril 1942.
  - (1944): L’origine d’un gîte métallifère du Val d’Hérens (Valais) et la tectonique alpine. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 437–439.

- PANTET, A., EPARD, J.-L. & MASSON, H. (2020): Mimicking Alpine thrusts by passive deformation of synsedimentary normal faults: a record of Jurassic extension of the European margin (Mont Fort nappe, Pennine Alps). – *Swiss J. Geosci.* *113*, online article *13*. DOI: 10.1186/s00015-020-00366-2.
- PARKER, R.L. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz (Neubearbeitung durch H. A. Stalder, F. de Quervain, E. Niggli und S. Graeser). – Wepf, Basel.
- PAUNIER, D. (1983): La pierre ollaire en Valais. – *Archéologie suisse* *6/4*, 161–170.
- PÉTREQUIN, P., CROUTSCH, C., ERRERA, M., HONEGGER, M., JACCOTTEY, L., MARIÉTHOZ, F. & REY, P.-R. (2012): Approche des productions valaisannes en amphibolite calcique (néphrite). In: PÉTREQUIN, P., CASSEN, S., ERRERA M., KLASSEN L., SHERIDAN, A. & PÉTREQUIN, A.-M. (Dir.): Jade. Grandes haches alpines du Néolithique européen (V<sup>e</sup> et IV<sup>e</sup> millénaires av. J.-C.), tome 1 (p. 184–213). – Besançon et Gray, Presses universitaires de Franche-Comté et CRA de la vallée de l'Ain.
- PFEIFER, H.-R., FAVRE, O., KUNZ, P., LANTERNO, J., ANZÉVUI, F. & MAÎTRE, G. (2011): Répartition et utilisation de la pierre ollaire dans la région d'Evolène, Valais. In: REYNARD, E., LAIGRE, L. & KRAMAR, N. (Ed.). Les géosciences au service de la société (p.37–53). Actes du colloque en l'honneur du Professeur Michel Marthaler, 24–26 juin 2010, Lausanne. – *Géovisions* *37*. Inst. Géogr. Univ. Lausanne.
- PILLOUD, C. & SARTORI, M. (1981): Etude géologique et pétrographique de la région des Diablons (Val de Zinal, Valais). – Dipl. Géol. Univ. Lausanne (inééd.).
- PISANI, F. (1892): La pyroméline de Zermatt. – *Bull. Soc. franç. Minéral.* *XV*, 48.
- PLEINES, C. (1989): Géologie de la nappe du Tsaté dans le val de Moiry (Valais, Suisse). – Dipl. Géol. Univ. Genève (inééd.).
- PLEUGER, J., ROLLER, S., WALTER, J.M., JANSEN, E. & FROITZHEIM, N. (2007): Structural evolution of the contact between two Penninic nappes (Zermatt-Saas zone and Combin zone, Western Alps) and implications for the exhumation mechanism and palaeogeography. – *Int. J. Earth Sci.* *96*, 229–252. DOI: 10.1007/s00531-006-0106-6.
- PREISWERK, H. (1926): Nephrit von Haudères (Wallis). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* *6/2*, 267–277.
- RAHN, M. (1991): Eclogites from the Minugrat, Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* *71/3*, 415–426.
- RUBATTO, D., GEBAUER, D. & FANNING, M. (1998): Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* *132/3*, 269–287.
- SALAMIN, D. (1989): Géologie des unités penniques du val de Moiry (Valais, Suisse). – Dipl. Géol. Univ. Genève et Lausanne (inééd.).
- 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 internes du Valais. – *Eclogae geol. Helv.* *99/3*, 363–407.



- SARTORI, M. & MARTHALER, M. (1994): Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens. Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et de la Société Suisse de Minéralogie et Pétrographie (25–26 septembre 1993). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 74/3, 503–509.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1987): Les Schistes oëillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 67/3, 229–256.
- SAVARY, J. (1982): Etude géologique, pétrographique et géochimique de la région du Tsaté et de Bréona (Les Haudères, Val d'Hérens). – Dipl. Univ. Lausanne (iné.).
- SAVARY, J. & SCHNEIDER, B. (1983): Déformations superposées dans les Schistes lustrés et les Ophiolites du val d'Hérens (Valais). – Eclogae geol. Helv. 76/2, 381–389.
- SCAPOZZA, C. (2012): Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin. – Thèse doctorat Fac. Géosci. Environ. Univ. Lausanne. Géovisions (Inst. Géogr. Durabilité Univ. Lausanne) 40.
- (2015): Investigation on protalus ramparts in the Swiss Alps. – Geogr. Helv. 70, 135–139.
- SCAPOZZA, C. & LAMBIEL, C. (2012): Structure interne et répartition du pergélisol dans l'éboulis «à galets» de Tsaté-Moiry (VS). In: GRAF, C. (Ed.): Matteredal – ein Tal in Bewegung (p. 33–45). – Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni–1. Juli 2011, St. Niklaus, Birmensdorf, eid. Forschungsanstalt WSL.
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauwacken durch die Verkarstung von Gips. – Eclogae geol. Helv. 88/1, 59–90.
- SCHAFFER, M. (1994): Ba-, Co-, Ni-Vererzungen im Turmanntal und Geochimie am Omen Roso (Wallis, Schweiz). – Diss. Univ. Basel.
- SCHEDER, M. (1997): Etude biogéochimique du bassin versant de la Borgne (Val d'Hérens, Valais, Suisse). – Trav. Master Inst. Sci. Terre Univ. Lausanne (iné.).
- 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.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae geol. Helv. 97/1, 93–117. DOI: 10.1007/s00015-004-1113-x.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse 1:500 000. – Matér. Géol. Suisse. Francke, Bern.
- SCHNEIDER, B. (1982): Etude géologique et pétrographique de la région Evolène–Sasseneire (Val d'Hérens). – Dipl. Géol. Univ. Lausanne (iné.).
- SCHÜRCH, M. (1993): Geologische Untersuchungen in der Dent Blanche-Decke und der Tsaté-Decke bei Zinal (Val d'Anniviers, VS). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- SCHWEGLER, U. (1992): Schalen- und Zeichensteine der Schweiz. – Antiqua 22.
- SOOM, M. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhone-Linie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit (Westliche Zentralalpen). – Diss. Univ. Bern.
- SPAHNI, J.-C. (1949a): Les monuments mégalithiques du Val d'Anniviers. – Bull. Murithienne 66, 29–56.
- (1949b): Note sur les pierres à gravures de la région d'Evolène. – Bull. Murithienne 66, 57–60.

- STAMPFLI, G. M., BOREL, G. D., MARCHANT, R. & MOSAR, J. (2002): Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. – *J. virtual Explorer* 8, 77–106.
- STAMPFLI, G. M. & MARTHALER, M. (1990): Divergent and convergent margins in the North-Western alps – confrontation to actualistic models. – *Geodinamica Acta* 4/3, 159–184.
- SWISSTOPO (en prép.): Carte tectonique de la Suisse 1:500 000, nouvelle édition.
- 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. (Ed.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (p. 297–315). – Springer, Berlin.
- UNIV. FRIBOURG (2020a): Perroc (VS) – Landslide (sagging), active rock glacier. – *Geomorphology Research Group, Department of Geosciences*. <https://www3.unifr.ch/geo/geomorphology/en/resources/study-sites/perroc.html> (consulté le 16.12.2020).
- UNIV. FRIBOURG (2020b): Tsarmine (VS) – Active rock glacier. – *Geomorphology Research Group, Department of Geosciences*. <https://www3.unifr.ch/geo/geomorphology/en/resources/study-sites/tsarmine.html> (consulté le 16.06.2020).
- TRÜMPY, R. (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. – *Ecolgae geol. Helv.* 47/2, 315–359
- (1955): Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. – *Bull. Soc. géol. France* (6) 5, 217–231.
- VANNAY, J.-C. & ALLEMANN, R. (1990): La zone piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie). – *Ecolgae geol. Helv.* 83/1, 21–39.
- VIREDAZ, P. (1978): Le Trias de la Motta Biantse. Rapport annuel de thèse. – GEOLEP, EPF Lausanne (inééd.).
- (1979): Le Trias de la Motta Biantse. Rapport annuel de thèse. – GEOLEP, EPFL (inééd.).
- WEGMANN, E. (1923): Zur Geologie der St. Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). – *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* 47 (1922), 3–63.
- WOODTLI, R., JAFFÉ, F. & RAUMER, J. VON (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine. – *Matér. Géol. Suisse, Sér. géotech.* 72.
- WOODTLI, R., JAFFÉ, F., RAUMER, J. VON, ESCHER, A. & DELLA VALLE, G. (1985): Rapport final du projet Uromine. – *Inst. Minéralogie, Univ. Lausanne. Archives Musée cant. Géologie, Lausanne* (inééd.).
- WUST, G. H. & SILVERBERG, D. S. (1989): Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt. – *Bull. suisse Minéral. Pétr. 69/2*, 251–259.
- ZIMMERMANN, M. (1955): Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry (les Diablons – Garde de Bordon, Wallis). – *Ecolgae geol. Helv.* 48/1, 149–243.
- ZUCALI, M., MANZOTTI, P., DIELLA, V., PESENTI, C., RISPLENDETE, A., DARLING, J. & ENGI, M. (2011): Permian tectonometamorphic evolution of the Dent Blanche Unit (Austroalpine domain, Western Italian Alps). – *Rendiconti online Soc. geol. ital.* 15, 133–136.

## 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 France 1:250 000

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

File 30 Annecy, par J. DEBELMAS, G. MONTJUVENT & F. CARRARO, 1980.

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

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

### Carta geologica d'Italia 1:50 000

Foglio 70 Monte Cervino, par G. V. DAL PIAZ, A. BISTACCHI, B. CESARE, G. DAL PIAZ, G. DI TORO, F. GIANOTTI, M. MASSIRONI, B. MONOPOLI & L. PASSERI, G. PENNACCHIONI, A. SCHIAVO, G. TOFFOLON, L. ZAGGIA (partie suisse d'après la feuille 1347 Matterhorn N°107 de l'Atlas géol. Suisse), 2015.

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

N°29 Zermatt (CN 1348), par P. BEARTH, 1953.

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

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

N°101 Chanrion-Mt-Vélan (CN 1346/1366), par M. BURRI, M. ALLIMANN, R. CHESSEX, G. V. DAL PIAZ, G. DELLE VALLE, L. DU BOIS, Y. GOUFFON, A. GUERMANI, T. HAGEN, D. KRUMMENACHER & M.-O. LOOSER, 1998.

N°107 Matterhorn (CN 1347), par K. BUCHER, G. V. DAL PIAZ, R. OBERHÄNSLI, Y. GOUFFON, G. MARTINOTTI & R. POLINO, 2003.

N°122 Vissoie (CN 1307), par M. MARTHALER, M. SARTORI & A. ESCHER, 2008.

N°130 Sion (CN 1306), par M. SARTORI, M. BURRI, J.-L. EPARD, H. MASSON & J.-B. PASQUIER, 2011.

### Cartes géologiques spéciales

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

N°93 Carte géologique de la région du Grand Combin, 1:50 000, par E. ARGAND, 1934.

N°119 Geologische Karte des Mont Dolin und seiner Umgebung, 1:50 000, par T. HAGEN, 1948.

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

### Autres cartes géologiques

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

### Bases topographiques

1306–1308	} Feuilles de la Carte nationale de la Suisse 1:25 000
1326–1328	
1346–1348	

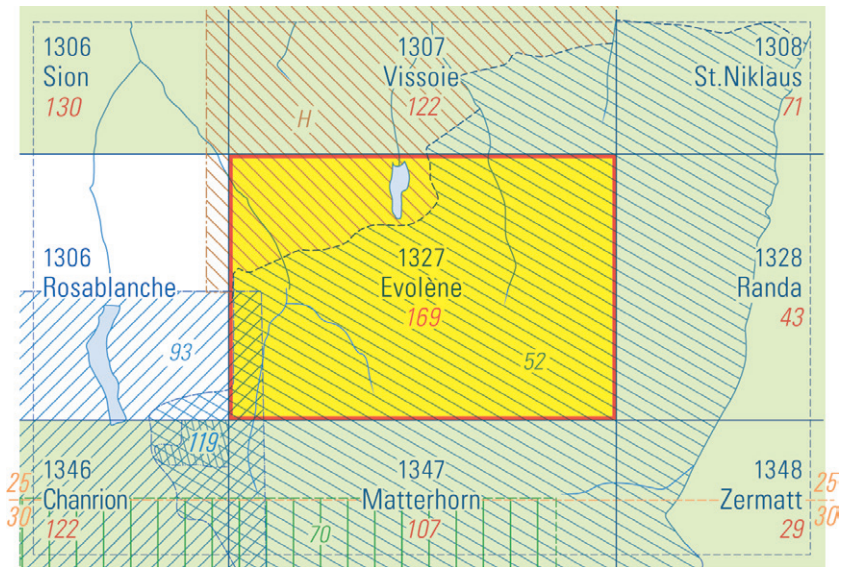


Fig. 17: Cartes géologiques publiées (avec fond topographique).

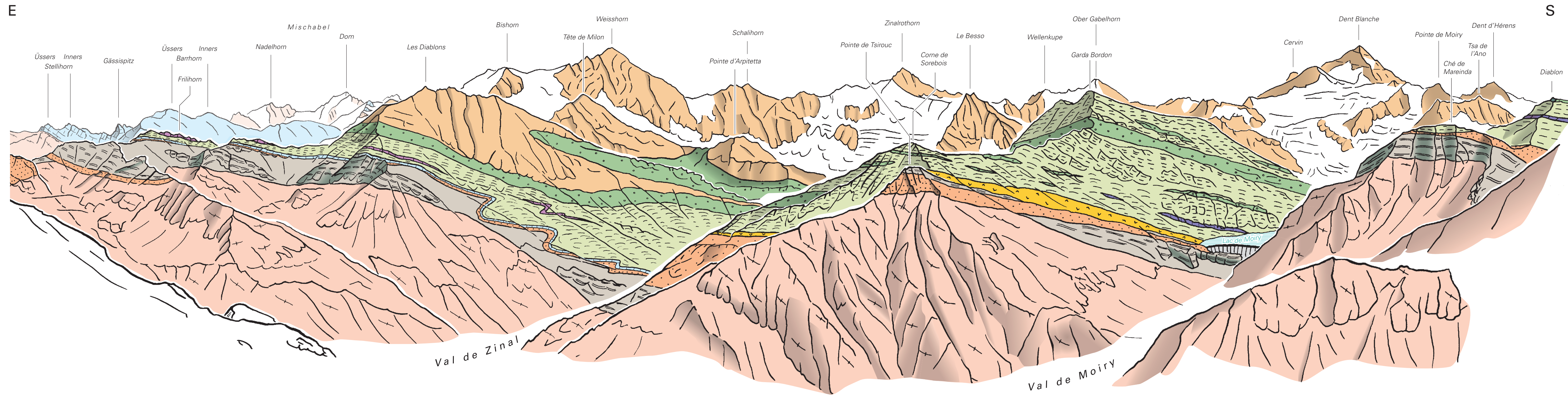
## ANNEXES

- Planche I: Panorama géologique du haut Val d'Anniviers  
Planche II: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Evolène (I)  
Planche III: Coupes géologiques à travers la région de la feuille Evolène (II)

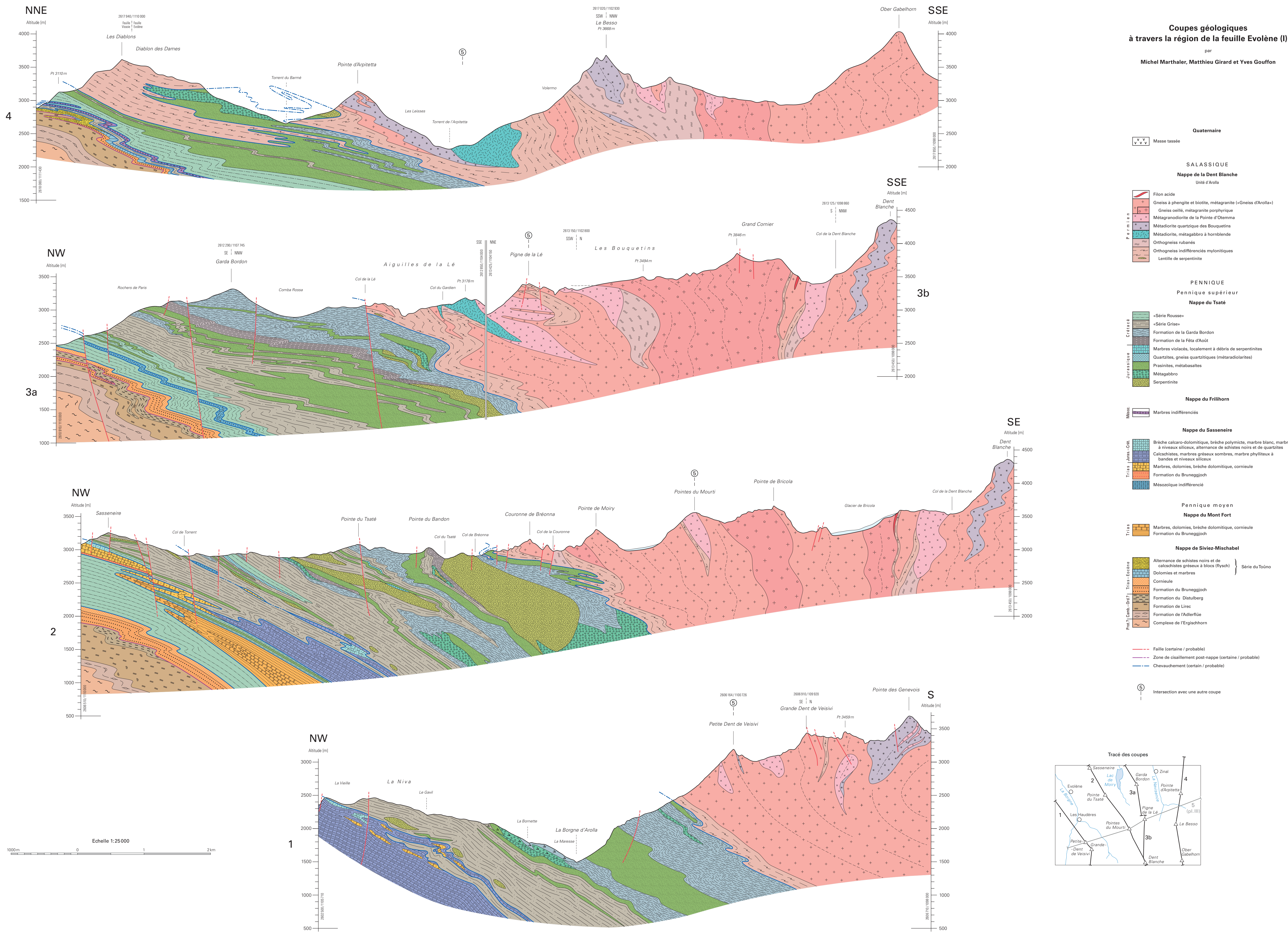
# Panorama géologique du haut val d'Anniviers

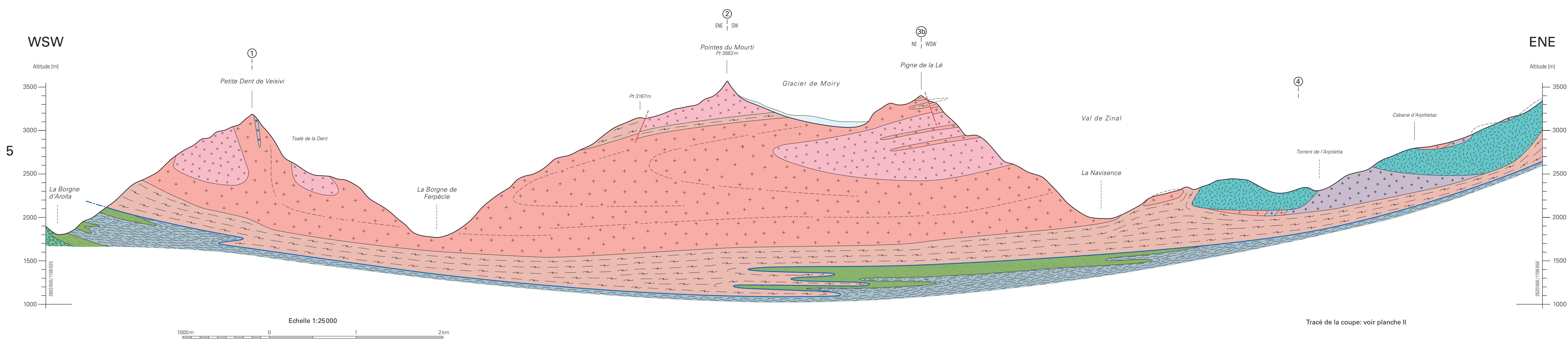
Vue de la table d'orientation du Roc d'Orzival  
(Pt 2816 m, coord. 2607 360 / 1115 925)

par  
**Mario Sartori**



DOMAINES ET UNITÉS TECTONIQUES		DOMAINES PALÉOGÉOGRAPHIQUES	
<b>Permien</b>	Orthogneiss, métagranitoïdes, metabasites	<b>Salassique</b>	Nappe de la Dent Blanche
<b>Juras.-Crét.</b>	Métasédiments («schistes lustrés»): calcschistes, schistes, marbres Ophiolites: prasinites, metabasites, métagabbros, serpentinites	<b>Pennique supérieur</b>	Nappe du Tsaté
<b>Mésoz.</b>	Marbres, dolomies, brèches Quartzites, dolomies, marbres, brèches		Nappe du Frilhorn Nappe du Sasseneire
<b>Perm. t. 2.-Trias</b>	Séries du Barrhorn et du Toûno: marbres, dolomies, flysch Cornieule, gypse Formation du Bruneggjoch: quartzites		
<b>Protérozoïque? - Cambro-Ordovicien</b>	Formations de Lirec et du Distulberg: gneiss rubanés, micaschistes, amphibolites Complexe de l'Ergischhorn et Formation de l'Adlerflüe: gneiss, micaschistes, amphibolites	<b>Pennique moyen</b>	Nappe de Siviez-Mischabel
			Microcontinent adriatique Prisme d'accrétion de l'océan piémontais (Téthys) Marge continentale briançonnaise Microcontinent briançonnais





### Coupe géologique à travers la région de la feuille Evolène (II)

par  
**Matthieu Girard et Yves Gouffon**

#### SALASSIQUE Nappe de la Dent Blanche Unité d'Arolla

- Gneiss à phengite et biotite, métagranite («Gneiss d'Arolla»)
- Métagranodiorite de la Pointe d'Otemma
- Métadiorite quartzique des Bouquetins
- Métadiorite, métagabbro à hornblende
- Orthogneiss rubanés
- Orthogneiss indifférenciés mylonitiques

#### PENNIQUE Pennique supérieur Nappe du Tsaté

- Formation de la Garda Bordon
- Prasinites, métabasaltés
- Métagabbro

Juras. Crét.