

1288 Raron

Erläuterungen

MARIO SARTORI, MICHEL MARTHALER,
YVES GOUFFON und NICOLAS MEISSER

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2017

153

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

1:25 000

1288 Raron

Erläuterungen

19 Textfiguren und 4 Tafelbeilagen

verfasst von
MARIO SARTORI, MICHEL MARTHALER, YVES GOUFFON und
NICOLAS MEISSER

übersetzt von
MEINRAD THALMANN

2017



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

MARTHALER, M., SARTORI, M., DOLIVO, E. & BUGNON, P.-C. (2017): Blatt 1288 Raron. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 153.

Erläuterungen

SARTORI, M., MARTHALER, M., GOUFFON, Y. & MEISSER, N. (2017): Blatt 1288 Raron. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 153.

Titelbilder

Umschlag

Stark deformierter Kalk mit Hornsteinbändern (Hochstollen-Formation, Bajocien–Bathonien). Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs innerhalb der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone. Ladustrasse (Koord. 2624.740/1130.503, 1295 m). Bildbreite ca. 20 cm. Foto M. Sartori, 2005.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Übersichtskarte von Atlasblatt Raron.

Erläuterungen

Verkarstete Platte aus Malmkalk (Quinten-Formation, spätes Oxfordien – Tithonien) im Kern der Raron-Synklinale bei der Leiggeralpa (Koord. 2631.870/1132.030, 2145 m). Bildbreite ca. 20 cm. Foto M. Sartori, 2004.

Herausgeber

© 2017, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40078-5



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	5
Zusammenfassung / Résumé / Summary / Riassunto	7
Einführung	13
Stratigraphie und Petrographie	17
Unterhelvetikum	17
Doldenhorn-Decke und externes Aar-Massiv	17
Kristallines Grundgebirge	17
Sedimentbedeckung	27
Plammis-Decke und Internes Aar-Massiv	32
Kristallines Grundgebirge	33
Sedimentbedeckung	36
Jägerchrüz-Decke	46
Unterpenninikum	49
Monte-Leone-Decke	49
Kristallines Grundgebirge	49
Sedimentbedeckung	49
Pizzo-del-Vallone-Decke	50
Sion-Courmayeur-Zone	51
Mittelpenninikum	63
Zone Houillère	63
Untere Stalden-Zone und Visperterminen-Zone	64
Obere Stalden-Zone	66
Siviez-Mischabel-Decke	66
Kristallines Grundgebirge	66
Intrusiva	71
Sedimentbedeckung	73
Quartär	75
Spätes Pleistozän	75
Holozän	79
Tektonik und Metamorphose	90
Helvetikum	90
Tektonometamorphe Entwicklung	90
Tektonische Einheiten und Strukturen	93
Penninikum	103
Tektonometamorphe Entwicklung	103
Tektonischen Einheiten und Strukturen	106
Erdbeben	119
Mineralische Rohstoffe	122
Hydrogeologie	126
Lötschberg-Basistunnel	127
Literaturverzeichnis	128
Publizierte geologische Karten	138

VORWORT

Die Aufnahme des Gebiets von Blatt Raron für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 ist das Resultat einer erfolgreichen Zusammenarbeit zwischen der Landesgeologie (LG, swisstopo) und dem Forschungszentrum für alpine Umwelt in Sitten (CREALP). Die LG beauftragte Prof. Michel Marthaler mit der geologischen Erhebung des südlichen Teils des Kartengebiets; diese wurden zwischen 1997 und 2002 realisiert und zwischen 2009 und 2016 aufgrund neuer Erkenntnisse aus dem Kartengebiet und Nachbargebieten ergänzt und revidiert. Dr. Mario Sartori führte im Auftrag des CREALP zwischen 1999 und 2012 die geologischen Erhebungen im nördlichen Kartengebiet durch. Für die sedimentären Einheiten konnte er dabei auf die Kartierungen von E. Dolivo und P.-C. Bugnon zurückgreifen. Daraus resultierte eine erste Version der Karte, die für das Projekt GeoCover (flächendeckende vektorielle geologische Datensätze) verwendet wurde. Anschliessend nahm Dr. Mario Sartori in einigen Gebieten weitere, den Qualitätskriterien des Geologischen Atlas entsprechende detailliertere Kartierungen vor.

Die Geologie des Gebiets von Blatt Raron ist sehr komplex, vor allem im südlichen Teil. Prof. M. Marthaler konnte sich hierfür auf Hinweise und Ratschläge versierter Spezialisten der Region stützen: Prof. R. Trümpy, Prof. M. Burri, Prof. P. Antoine, Dr. M. Weidmann, Dr. P. Thélin und Dr. M. Sartori. Im Weiteren ergaben sich aus den Kontakten mit den Geologen C.-L. Joris (Odilo Schmid & Partner AG) sowie J. Jacquod und F.J. Baillifard (Norbert SA) neue Erkenntnisse, die beim Bau der Umfahrungstunnels von Visp gewonnen wurden. Weitere interessante Beiträge lieferten zudem die Diplomarbeiten von F. Müller, S. Liaci und L. Langhi.

Prof. A. Pfiffner koordinierte im Namen der Schweizerischen Geologischen Kommission und als deren Präsident die Begutachtung der vorliegenden Karte und Erläuterungen; die Review führten Prof. H. Masson, Prof. A. Steck, PD Dr. A. Berger und Dr. C. Lambiel durch.

Meinrad Thalman übersetzte den ursprünglich französischen Erläuterungstext ins Deutsche, Dr. R. Burkhalter (LG) nahm die Kontrolllesung vor.

Die redaktionelle Bearbeitung der Karte und der Erläuterungen erfolgte durch Dr. Y. Gouffon, Redaktor bei der LG. Die Karte wurde von Dr. M. Sartori digitalisiert. Die kartografische Bearbeitung und die Herstellung der finalen GIS-Version sind das Werk von A. Baumeler (Digikarto, Zürich). Für die Tafeln erwies sich das grafische Talent von R. Casty (swisstopo) und Y. Gouffon als nützlich.

Die LG dankt allen Autoren und Personen, auch den hier nicht erwähnten, die zur Realisierung dieser qualitativ hochwertigen Karte und Erläuterungen beigetragen haben.

September 2017

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

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

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

Die Gesteine im Gebiet südlich der Rhone gehören zum Penninikum. Das Unterpenninikum umfasst die Pizzo-del-Vallone-Decke und die Monte-Leone-Decke, die nur südöstlich von Visp auftreten, sowie die Sion-Courmayeur-Zone. Diese bildet vor allem den Hangfuss auf der linken Seite der Rhone sowie einen Grossteil der Flanken des Vispertals. Ihre Gesteine gehören hauptsächlich zum Flysch valaisan und zum Südegg-Komplex, einem Komplex mit chaotischem Gefüge, der südlich von Visp gut ausgebildet ist. Darüber kommen die mittelpenninischen Einheiten zu liegen. In der westlichen Hälfte des Kartengebiets beginnen sie mit der durch Verwerfungen stark ausgedünnten Zone Houillère, und weiter östlich mit ihren wahrscheinlichen Äquivalenten, der Unteren Stalden-Zone und der Visperterminen-Zone. Alle drei Zonen bestehen aus detritischen Metasedimenten mit mutmasslichem Karbon- bis Perm-Alter. In der Zone Houillère kommen triassische Rauwacke und Gips vor. Die Siviez-Mischabel-Decke ist die strukturell zuoberst liegende Einheit. Sie nimmt den grössten Teil des westlich der Vispa gelegenen Reliefs ein und beinhaltet prävariszisches kristallines Grundgebirge und permische Metasedimente, die beide von magmatischen Gesteinen intrudiert wurden, dem Randa- und dem Bonigersee-Augengneis. Die Struktur dieser Decke ist durch grosse Scherzonen gekennzeichnet, die nach der Deckenbildung entstanden. Auf der linken Seite der Vispa schaltet sich zwischen die Zone Houillère und die Siviez-Mischabel-Decke die Obere Stalden-Zone ein, die hier aus einem feinkörnigen und wahrscheinlich polymetamorphen Gneis besteht.

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

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

RÉSUMÉ

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

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

Au sud du Rhône, les terrains appartiennent au domaine pennique. Le Pennique inférieur comprend les nappes du Pizzo del Vallone et du Monte Leone qui n'affleurent qu'au sud-est de Viège, ainsi que la zone de Sion-Courmayeur. Celle-ci forme surtout la base du versant en rive gauche du Rhône ainsi qu'une grande partie des flancs de la vallée de la Viège. Ses roches appartiennent principalement au Flysch valaisan et au Complexe de la Südegg, unité d'aspect chaotique très bien développée au sud de Viège. Par-dessus se trouvent les unités du Pennique moyen. Dans la moitié ouest de la feuille, elles débutent par la zone Houillère, très amincie

par des failles, et plus à l'est par ses équivalents probables que sont les zones de Stalden inférieure et de Visperterminen. Elles sont constituées toutes trois de méta-sédiments détritiques présumés permo-carbonifères, avec quelques cornieules et gypses triasiques dans la zone Houillère. L'unité la plus élevée structuralement est la nappe de Siviez-Mischabel, qui occupe la plus grande partie du relief situé à l'ouest de la Viège. Elle comporte des métasédiments permien et un socle cristallin antévarisque, intrudés par des roches d'origine magmatique: les gneiss œillés de Randa et du Bonigersee. La structure de cette nappe est marquée par d'importantes zones de cisaillement post-nappe. En rive gauche de la Viège, la zone de Stalden supérieure, ici représentée par un gneiss fin probablement polymétamorphique, s'intercale entre la zone Houillère et la nappe de Siviez-Mischabel.

La ligne du Rhône-Simplon est une importante structure qui traverse tout le territoire de la feuille Raron; elle regroupe deux systèmes de failles distincts qui semblent se relayer. La ligne du Simplon est une faille normale qui borde le dôme lépontin entre Domodossola et le col du Simplon; de là jusqu'à Viège elle se subdivise pour former un système de failles complexe. Des structures à rejet oblique, décrochant et normal, longent la vallée du Rhône de Viège à Sierre et composent le second système de failles.

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

RIASSUNTO

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

A nord del Rodano affiorano le unità Elvetiche, rappresentate soprattutto dal massivo dell'Aar e la sua copertura sedimentaria mesozoica. Questo massivo è attraversato dalla zona di taglio di Roti Chüe - Gampel, che ne delimita così una parte esterna e una parte interna. Il basamento ante-varisco della parte esterna è costituito da paragneiss, roccia nella quale sono incamerate le intrusioni varisiche della Granodiorite di Baltschieder e del Granito centrale dell'Aar. La sua copertura sedimentaria mesozoica è presente unicamente nell'angolo nord-ovest della carta e si estende senza interruzione fino alla falda del Doldenhorn verso nord-ovest. Il basamento del massivo dell'Aar interno contiene unicamente delle rocce ante-varisiche,

principalmente orthogneiss occhiadino. La sua copertura sedimentaria, autoctona nella sinclinale di Rarogna, si estende verso ovest-nord-ovest costituendo la falda di Plammis, trasportata sulla falda del Doldenhorn e sovrascorsa dalla falda del Jägerchrüz.

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

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

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

SUMMARY

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

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

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

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

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

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

EINFÜHRUNG

Zwischen Brigerbad im Osten und Turtmann im Westen durchquert das Rhonetal das Gebiet von Blatt Raron in dessen Mitte; somit liegen beide Talflanken im Kartengebiet.

Der Südhang – auf dem die Dörfer Eggberg, Ausserberg, St. German, Hohenn, Jeizinen und Bratsch liegen – wird durch das Baltschiedertal, das Bietschtal, das Jolital und das Lötschenttal durchschnitten. Seine Gipfflur erhebt sich auf eine Höhe von 2500–3000 m und kulminiert im 3001 m hohen Wiwannahorn.

Der Nordhang erstreckt sich vom Turtmannental bis zum Vispental. Dazwischen befindet sich die Hochebene von Ergisch–Eischoll–Unterbäch–Bürchen, die im Südwesten vom Ergischhorn und vom Signalhorn (2911 m) überragt wird. Der Grossteil der rechten Seite der Vispa befindet sich auf dem Gemeindegebiet von Visperterminen, auf dem bis auf eine Höhe von 1150 m Weinberge gedeihen, die europaweit zu den höchstgelegenen gehören.

Das Gebiet von Blatt Raron ist durch einen sehr starken Niederschlagsgradienten gekennzeichnet; die mittlere jährliche Niederschlagsmenge geht von weniger als 600 mm bei Visp und im Talboden des Rhonetals auf bis zu 2400 mm auf 3000 m auf der rechten Flanke.

Geologische Übersicht

Das Gebiet von Blatt Raron beinhaltet eine Schlüsselstelle für das Verständnis der alpinen Geologie. Es umfasst die Kontaktzone der helvetischen und penninischen Domäne und wird vom grossen Verwerfungssystem der Rhone-Simplon-Linie durchquert.

Gebiet nördlich der Rhone

Im Gebiet nördlich der Rhone kommen ausschliesslich helvetische Einheiten vor. Sie bestehen aus kristallinem Grundgebirge des Aar-Massivs, bedeckt von sedimentären Einheiten innerhalb der als *Unterhelvetikum* bezeichneten tektonischen Domäne. Paläogeographisch betrachtet bildeten diese Einheiten an der Wende von der Frühen zur Späten Kreide den passiven Kontinentalrand der europäischen Platte (siehe z. B. HANDY et al. 2010).

Unterhelvetikum

Hauptmerkmal in der Nordseite des Rhonetals ist das Abtauchen des *Aar-Massivs* unter die mesozoischen und känozoischen Einheiten, die die kalkigen

Hochalpen bilden, aufgrund eines axialen Abtauchens von 15° bis 25° gegen Südwesten. Das Aar-Massiv wird der Länge nach durch die Roti-Chüe-Gampel-Scherzone (RCG-SZ) geteilt, eine alpine Struktur, die sich wahrscheinlich aus einer jurassischen Paläoverwerfung entwickelte. Auch wenn der Begriff «Massiv» beibehalten wurde, um die kristallinen Sockel dieses Teils der helvetischen Domäne zu bezeichnen, werden diese aufgrund der alpinen Deformation und ihres Versatzes als allochthone Elemente eingestuft. Der im Folgenden verwendete Begriff «autochthone Sedimentbedeckung» ist als «in Bezug zum allochthonen kristallinen Sockel nicht oder wenig verschobene Sedimentbedeckung» zu verstehen.

Nördlich der RCG-SZ, das heisst nördlich einer Linie, die sich von Gampel bis ins Nordostende des Kartengebiets erstreckt, ist das *externe Aar-Massiv* aus Paragneisen und Orthogneisen von proterozoischem bis frühpaläozoischem Alter («Altkristallin») zusammengesetzt, die der Ferden-Guttannen- und Sustenhorn-Zone angehören. Sie sind teilweise migmatisiert und wurden vom Baltschieder-Granodiorit (Mittleres Mississippien) und dem Zentralen Aare-Granit (Perm) intrudiert. Sie tragen eine autochthone Sedimentbedeckung, die nur westlich des Lötschentals auftritt und dort auf Gesteine begrenzt ist, deren Alter von der Trias bis in den frühen Mittleren Jura reicht. Die mächtige Sedimentserie mit Jura- bis Oligozän-Alter, die diese ursprünglich überlagerte, wurde abgeschert und bildet nun die *Doldenhorn-Decke*, die weiter nach Norden über das Gastern-Massiv überschoben wurde. Die Kontaktzone Sockel/Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs ist in der Gegend von Engersch auf spektakuläre Art und Weise verfaltet.

Südlich der RCG-SZ besteht das *interne Aar-Massiv* hauptsächlich aus Orthogneisen, die der Ausserberg-Avat-Zone angehören. Seine autochthone Sedimentbedeckung ist in der Raron-Synklinale, die eine dreieckige Zone zwischen Steg, Raron und der Wiwannahütte bildet, erhalten geblieben. Sie umfasst triassische bis spätjurassische Gesteine. Der Kontakt Sockel/Sedimentbedeckung im Trog der Raron-Synklinale ist am Osthang des Baltschieder-tals auf eindrucksvolle Art verfaltet. Dank der mächtigen Dugny-Formation («Aalénienschiefer») wurde der obere Teil der Sedimentserie abgeschert; dieser wird in Richtung WNW zunehmend allochthon und bildet schliesslich die *Plammis-Decke*. Diese wurde auf das Autochthon des externen Aar-Massivs überschoben und ist ihrerseits von der *Jägerchrüz-Decke* überschoben, die hier Gesteine aufweist, die von der Basis des Mittleren Juras bis ins Eozän reichen. Diese drei sich überlagernden tektonischen Einheiten sind in der Gegend von Engersch durch die Feselalp-Synklinale verfaltet.

Gebiet südlich der Rhone

Das Gebiet von Atlasblatt Raron südlich der Rhone kann in zwei tektonische Haupteinheiten eingeteilt werden: das *Unterpenninikum* und das *Mittelpenninikum*. Paläogeographisch betrachtet bildeten die unterpenninischen Einheiten gemäss

HANDY et al. (2010) während der mittleren Kreidezeit die zusammengefügt Ränder der europäischen Platte und der Alcapia-Platte (teilweise «Walliser Trog»). Zur gleichen Zeit bildeten die mittelpenninischen Einheiten die Briançonnais-Schwelle («briançonnais terrane»), die zur Alcapia-Platte gehörte.

Unterpenninikum

Die strukturell tiefsten Einheiten des Unterpenninikums treten hauptsächlich in den Anhöhen südöstlich von Visp auf. Die *Monte-Leone-Decke* bildet eine nach Norden überkippte Grossfalte (Gebidum-Falte), die gegen Südwesten unter die Rhone-Simplon-Linie abtaucht. Darunter liegen die *Pizzo-del-Vallone-Decke* und schliesslich die *Sion-Courmayeur-Zone* mit dem Flysch valaisan, der die besonderen Gesteine des Hotee-Gebiets beinhaltet.

Die *Sion-Courmayeur-Zone* durchzieht das ganze Kartengebiet von Osten nach Westen, wobei ihre drei Hauptbestandteile unterschiedlich verteilt sind. Der Südegg-Komplex ist nur im Vispertal vorhanden; er enthält eine grosse Vielfalt an Gesteinen, vor allem Metabasite und Serpentinite («Ophiolite»), schwarze Schiefer, Gneise und Marmore. Der am weitesten verbreitete Bestandteil ist der Flysch valaisan mit seiner Trilogie, bestehend aus der Aroley-, der Marmontains- und der St-Christophe-Formation. Die Pierre-Avoi-Einheit kommt nur im Westteil des Kartengebiets vor und besteht aus einem chaotischen Melange mit grossen Blöcken aus Gesteinen der Zone Houillère in einer häufig konglomeratischen Flyschmatrix.

Mittelpenninikum

Im natürlich gebildeten geologischen Querschnittprofil des Vispertals ist die Abfolge der mittelpenninischen Einheiten am vollständigsten vorhanden.

Ganz im Südosten liegen die *Visperterminen-Zone* (auf der rechten Seite der Vispa) und die *Untere Stalden-Zone* (auf der linken Seite), die hauptsächlich aus Metasedimenten mit vermutetem Karbon- bis Perm-Alter aufgebaut sind und mit der Zone Houillère korreliert werden können. Die eigentliche *Zone Houillère* ist nur in einem durch zwei Verwerfungen begrenzten geringmächtigen Band aufgeschlossen, und zwar vom Turtmantal im Westen bis zur Umgebung von Bürchen im Osten.

Die *Obere Stalden-Zone* bildet auf der linken Seite der Vispa hohe, steile Felswände. Es ist eine Einheit aus mindestens teilweise polymetamorphen Gneisen, die sich gegen Süden im Gebiet von Blatt St. Niklaus (BEARTH 1980) weiter ausdehnt.

Im Zentrum und im Westen nimmt die *Siviez-Mischabel-Decke* zwei Drittel des südlich der Rhone gelegenen Kartengebiets ein. Ihre komplexe Struktur kann in vier tektonisch übereinandergestapelte Teile unterteilt werden, die durch nach der Deckenbildung entstandene Scherzonen getrennt sind. Zwischen der Oberen Stalden-Zone und den ersten Gesteinen des kristallinen Grundgebirges der Siviez-Mischabel-Decke erstreckt sich die St.-Niklaus-Synklinalzone, die im Wesentlichen

aus permisch-triassischen quarzitischen Gesteinen aufgebaut ist. Darüber erstreckt sich hauptsächlich zwischen der Moosalp und Bürchen ein Band aus stark deformiertem und oft ausgewalztem polymetamorphem kristallinem Grundgebirge. In der Umgebung des Bonigersees enthält es einen alten augigen Orthogneis. Danach folgt eine permische detritische Serie, die mehrere ebenfalls permische intrusive Bänder aus Metagranit, den Randa-Augengneis, enthält. Schliesslich folgt oberhalb der Brinta-Scherzone, die nach der Deckenbildung entstand, ein grosses Volumen von polymetamorphen Augengneisen, Amphiboliten und leukokraten Gneisen; diese Gesteine bilden abgeflachte Gipfel, wie zum Beispiel das Ergischhorn, das diesem Komplex den Namen gab.

Rhone-Simplon-Linie

Das Kartengebiet südlich der Rhone wird von einem komplexen Verwerfungssystem durchzogen. Diese Verwerfungen verbinden die Simplon-Störung mit den Störungen entlang des Rhonetals; das Ganze bildet die *Rhone-Simplon-Linie*. Sie unterteilen die Einheiten des Unterpenninikums in drei Hauptkompartimente. Im Nordosten bilden die Monte-Leone-Decke, die Pizzo-del-Vallone-Decke und ein Teil der Sion-Courmayeur-Zone die liegenden Einheiten dieses Systems. Sie sind aufgrund des Normalversatzes der Verwerfung aufgeschlossen. Der zentrale Teil wird im Wesentlichen von der Sion-Courmayeur-Zone eingenommen, die grosse Falten aufweist. Auf der rechten Seite der Vispa befindet sich die Visperterminen-Zone im Kern einer symmetrischen Struktur (Synklinale?), die beidseitig von der Sion-Courmayeur-Zone gesäumt wird. Im Hangenden dieses Verwerfungssystems befindet sich hauptsächlich die Siviez-Mischabel-Decke mit ihrer nur im Vispertal sichtbaren Basis aus Oberer und Unterer Stalden-Zone.

STRATIGRAPHIE UND PETROGRAPHIE

UNTERHELVETIKUM

DOLDENHORN-DECKE UND EXTERNES AAR-MASSIV

Das Grundgebirge des externen Aar-Massivs besteht aus teilweise migmatischem und von Baltschieder-Granodiorit und Zentralem Aare-Granit intrudiertem prävariszischem Kristallin. In der Fesalp-Synklinale haftet die Sedimentbedeckung am Grundgebirge; sie ist in Richtung Nordwesten, wo sie die Doldenhorn-Decke bildet, zunehmend zerschert und disharmonisch verfaltet (FURRER 1962).

Kristallines Grundgebirge

Prävariszisches Grundgebirge

FERDEN-GUTTANNEN- UND SUSTENHORN-ZONE

Im regionalen Massstab wurden diese beiden Zonen von BERGER et al. (2016) unterschieden. Im Lötschental wurden weitere Unterteilungen im lokalen Massstab, gestützt auf sehr detaillierte lithologische und petrographische Stollen- und Tunnelaufnahmen (SWIDERSKI 1919, LEDERMANN 1945; Lötschberg-Basistunnel, ZIEGLER & ISLER 2013), vorgeschlagen. Im Feld sind diese Unterteilungen sehr schwierig kartierbar, denn die typischsten Abfolgen jeder «Zone» wechseln sich mit jenen ab, die die anderen Einheiten kennzeichnen. Vor allem die Unterteilung der stärker verschieferten und chloritreicheren Zonen scheint oft eher aufgrund der Deformation (Scherzonen), die mindestens teilweise alpin ist, als aufgrund von eindeutigen lithostratigraphischen Unterschieden gemacht worden zu sein. Aufgrund fehlender klarer und kohärenter, im Feld kartierbarer Grenzen wurden die «granitischen Gneise», die «dunklen Gneise», die «gebänderten Gneise» und die «massigen bis schiefrigen Gneise», die im Lötschberg-Basistunnel unterschieden werden konnten (ZIEGLER & ISLER 2013), zu einer einzigen lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst (GM_{Ae}).

GM_{Ac} Biotit-Plagioklasgneis, Chloritgneis, Serizitgneis

Diese Gesteinsabfolge bildet das prävariszische Grundgebirge des Aar-Massivs, das üblicherweise als «Altkristallin» bezeichnet wird. Dessen Hauptbestandteil ist ein grauer bis grüner blättriger oder gebänderter Gneis (Fig. 1 a), der hauptsächlich aus Quarz, saussuritisiertem Plagioklas und Biotit, ausserdem aus Granat, Kalifeldspat, Chlorit, Serizit, Epidot, Hornblende sowie akzessorischen Mineralen besteht. Zentimeter- bis dezimetermächtige hornblendereiche Lagen und unregelmässige leukokrate Kalifeldspatgänge bilden die gebänderte Textur des Gneises. Lokal ist migmatischer augiger, Amphibol und Granat führender granitischer Gneis in den Biotit-Plagioklasgneis eingeschaltet.

Der Augengneis bildet im teilweise migmatischen Biotitgneis diffuse Massen. Die Augen bestehen aus perthitischem Mikroklin, teilweise auch aus Schachbrettalbit.

Serizit- und Chloritgneis sowie Chloritschiefer bilden meter- bis dekametermächtige Bänder, die sich über mehrere Kilometer parallel zur allgemeinen Struktur des Massivs ausdehnen. Die beiden letzteren Varietäten sind besonders bei der Oberi Fäsilalpu (z. B. Koord. 2620.860/1133.740, 2590 m) und auf der linken Flanke des Baltschiedertals im Gebiet Honalpa–Erl gut ausgebildet. Es handelt sich um Schiefer mit Chlorit, augigem Albit, Epidot, Hellglimmer, Quarz und Karbonat (Fig. 1 b). Ihre Lage in den Axialzonen der Hauptfalten, die den Kontakt Grundgebirge/ Bedeckung erfassen, spricht dafür, dass diese Gesteine hauptsächlich durch alpine Verschiebung von Biotit-Plagioklasgneis entstanden.

Amphibolitlagen, die zu geringmächtig oder zu wenig ausgedehnt sind, um einzeln kartiert zu werden, wurden ebenfalls in diese Kartiereinheit gestellt.

GO_{Ac} Porphyrischer Kalifeldspat-Biotitgneis

Der Gipfel und die Ostflanke des Schwarzhorns werden von einem massigen leukokraten Gneiskörper mit grossen Feldspatkristallen eingenommen (Koord. 2622.220/1133.765, 2430 m). Die subidiomorphen Porphyroklasten erreichen Durchmesser von 4 cm. Hierbei handelt es sich um stark verwitterte Kalifeldspäte, die teilweise durch Schachbrettalbit ersetzt wurden. Die Matrix ist grob und enthält Quarz, teilweise chloritisierten Biotit und Serizit. Dieser porphyrische Metagranit könnte mit den Augengneisen, die im inneren Teil des Aar-Massivs vorherrschen, verwandt sein.

A_{Ac} Bänder- und Schollenamphibolit (Agmatit)

Innerhalb des Biotit-Plagioklasgneises kommen häufig Amphibolitlagen vor. Manchmal finden sich kleine, isolierte Massen im Baltschieder-Granodiorit. In den zugänglichen Zonen wurden nur diejenigen Amphibolitlagen kartiert, die eine



Fig. 1: Externes Aar-Massiv: a) Biotit-Plagioklasgneis (Chiemattbode, Jolital),
b) Chloritgneis (Löichere, Nibu).

Mächtigkeit im Dekameterbereich und eine Ausdehnung von 100 m und mehr aufweisen. Im Kartengebiet sind zwei Amphibolitkörper bemerkenswert. Eine ungefähr 100 m mächtige Amphibolitlage erstreckt sich von der Region der Fäsälalpu (Koord. 2622.410/1133.020, 2250 m) bis zur Lonza hinab und weiter auf der linken Seite des Lötschentals bis nach Hogleifa. Das Mällischhorn (Koord. 2627.275/1133.910, 2822 m) besteht mit Ausnahme des Gipfels aus einer grossen Masse aus Amphibolit und amphibolitischem Gneis, die eine komplexe Faltenstruktur bildet. Einige Amphibolite des Aar-Massivs wurden als Ordovizium datiert (SCHALTEGGER et al. 2003).

Der Amphibolit bildet scharfe Kontakte oder fliessende Übergänge zum umgebenden Gneis. Die zwei nachfolgend beschriebenen Hauptfazies wurden nicht kartiert, da der Schollenamphibolit, der generell durch Migmatisierung von Bänderamphibolit entstand, lateral von einer Fazies in die andere übergehen kann.

Der Bänderamphibolit ist schwarz bis dunkelgrün, massig und enthält millimeter- bis dezimetermächtige weisse Bänder (Fig. 2a). Er besteht hauptsächlich aus brauner und grüner Hornblende, die mit gut ausgebildetem Richtungsgefüge die Foliation des Gesteins definieren, sowie aus saussuritisiertem Plagioklas, der helle Bänder bildet. Biotit, Chlorit, Stilpnomelan, Muskovit, Titanit, Epidot, Rutil und Kalzit kommen als Nebengemengteile vor.

Wie der Biotit-Plagioklasgneis ist auch der Schollenamphibolit (Agmatit) stellenweise von granitischen Gängen durchschlagen. Es kommen auch kugelförmige Gebilde oder kantige Blöcke aus Schollenamphibolit vor, die von einer hellen granitischen Matrix umgeben sind. In diesem Fall bilden sie Restite mit zehn Zentimetern bis mehreren Metern Durchmesser. Spektakuläre Aufschlüsse dieser Gesteine finden sich am Fuss des Mällischhorns (Fig. 2b). Ausserdem wurden sie während des Baus des Lötschberg-Basistunnels angetroffen (ZIEGLER & ISLER 2013).

S_{Ac} Serpentin

Serpentin wurden in der Westflanke des Mällischhorns beobachtet (Koord. 2627.185/1133.850, 2720 m). Er bildet zwei boudinierte Bänder (Fig. 3a) von einigen Metern Mächtigkeit, die in die grosse Amphibolitmasse, welche die Basis dieses Gipfels bilden, eingeschaltet sind. Dieses Gestein wurde als Speckstein ausgebeutet (KISSLING et al. 2016). Im Aar-Massiv und in der Gotthard-Decke sind zahlreiche andere ultrabasische Linsen bekannt (BIINO et al. 1994). Ihre Platznahme geschah wahrscheinlich während des ordovizischen orogenen Zyklus (SCHALTEGGER et al. 2003).

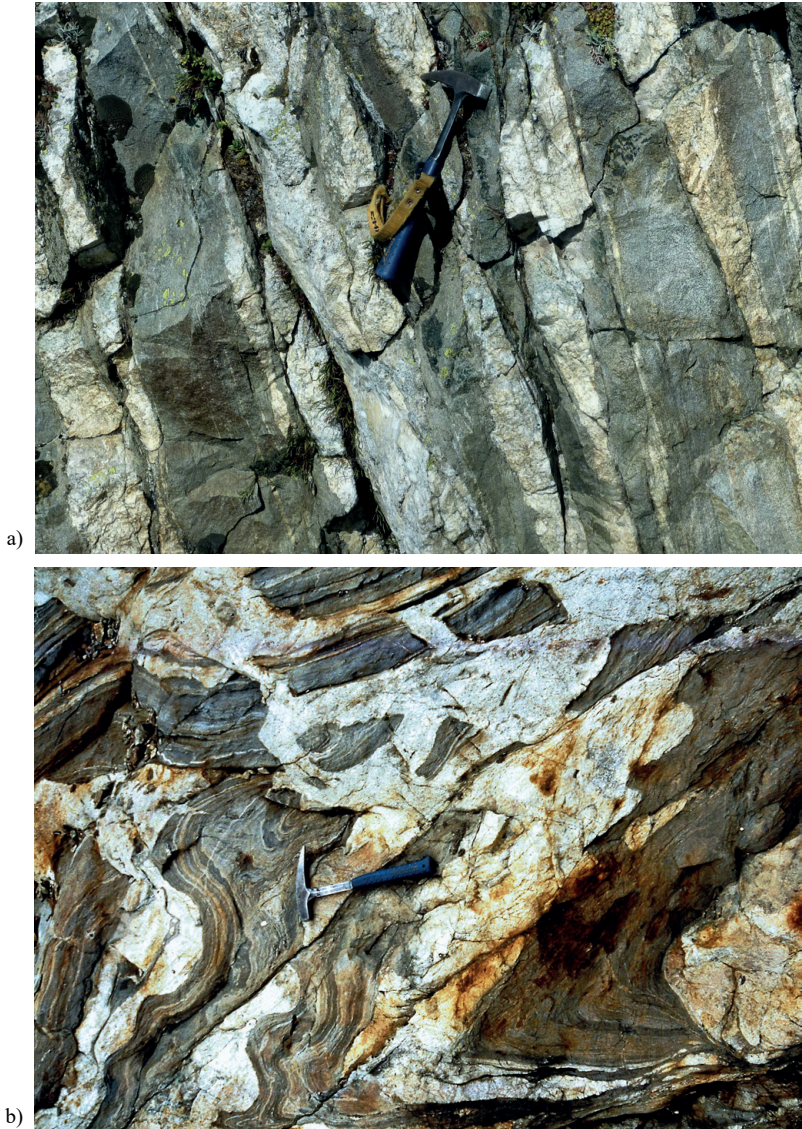


Fig. 2: Externes Aar-Massiv: a) Bänderamphibolit (Herubel, Feselalp),
b) Schollenamphibolit (Satz, Seetal).

Intrusiva

$\gamma\delta_B$ Baltschieder-Granodiorit

Der Südwestabhang des externen Aar-Massivs ist durch ein durchgehendes Band eines hellgrauen bis graubraunen Granitoids gekennzeichnet, der helle und kompakte Felswände bildet. Seine Mächtigkeit variiert zwischen einigen hundert Metern und mehr als einem Kilometer. Er wurde bereits von STUDER & ESCHER (1853) kartiert und von SWIDERSKI (1919) als «Granite de Baltschieder» und von HUTTENLOCHER (1921, 1933) als «Wivanni-Granit» bezeichnet. Er wird hier Baltschieder-Granodiorit genannt (STECK 2011, ZIEGLER & ISLER 2013, HETTMANN et al. 2009).

Dieser Körper ist in den Biotit-Plagioklasgneis intrudiert; seine Grenzen sind jedoch unscharf, und es besteht ein fließender Übergang zwischen den Mobilisaten der migmatischen Zonen und der granitischen Fazies (STECK 2011, ZIEGLER & ISLER 2013). Umgekehrt enthält der relativ homogene Granit stellenweise deka- bis hektometergrosse Schollen aus migmatischem Gneis und Amphibolit. Die auf der Karte eingetragenen Kontakte sind somit oft ziemlich willkürlich, dies vor allem im Bereich Gampel–Niedergampel–Jeizinen und auf der linken Seite des Bietschtals.

Das Gestein weist eine heterogene Textur auf (Fig. 3b); es ist sowohl feinkörnig und aplitisch als auch eher mittelkörnig und homogen oder zeigt eine augige Textur, wobei die Augen meist einen Durchmesser von 0,5–1 cm haben und kaum über 2 cm gross werden. Die modale Zusammensetzung ist ebenfalls variabel und entspricht einem Biotitgranit, Granodiorit oder Biotittonalit (STECK 2011).

Die Augen bestehen aus poikilitischem Mikroklin mit Albit- und Quarzeinschlüssen, serizitisierendem Plagioklas (teilweise Schachbrettalbit), polygonalem Quarz, oft chloritisierendem Biotit, feinverteilten Hellglimmerplättchen sowie Zirkon, Apatit und Magnetit. Nach HÜGI et al. (1988) ist die mittlere modale Zusammensetzung wie folgt: 30–36 % Quarz, 18–22 % Kalifeldspat, 39–41 % Plagioklas und 7 % Biotit sowie Nebengemengteile. Geochemisch betrachtet handelt es sich um einen Biotitgranit, wobei die Biotite aluminium- und kaliumreich sind (HETTMANN et al. 2009).

Die alpine Deformation überprägte den Baltschieder-Granodiorit auf sehr heterogene Weise. Innerhalb der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone, die seine südliche Grenze bildet, ist er über eine Mächtigkeit von rund hundert Metern tektonisiert. Makroskopisch ist dort das Gestein dunkler und weist eine planare Textur auf. Serizit und Chlorit, entstanden auf Kosten von Feldspat und Chlorit, sind entlang der Schieferungsflächen eingeregelt. Feldspat- und Quarzkristalle sind zerbrochen und zu linsenförmigen Ansammlungen gestreckt, die von Epidot begleitet werden. Stellenweise tritt eine mylonitische Fazies auf, zum Beispiel am Bratschweg (Koord. 2622.385/1129.860, 1030 m), oder brekziös, wie zum Beispiel bei Arbol (Koord. 2631.560/1132.230, 2305 m, DOLIVO 1982).

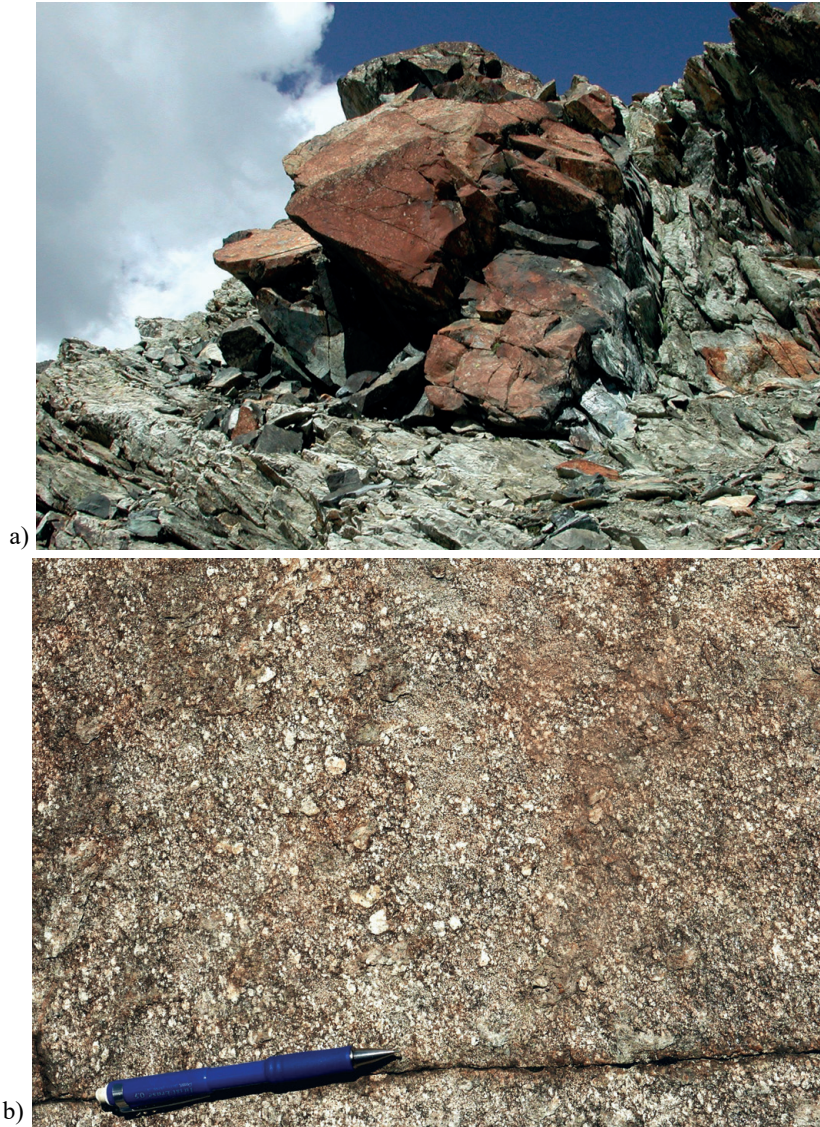


Fig. 3: Externes Aar-Massiv: a) Serpentinitboudin (Satz, Seetal),
b) Baltschieder-Granodiorit (Chistehorn, Seetal).

Der Baltschieder-Granodiorit wurde von HETTMANN et al. (2009) anhand von Proben aus dem Lötschberg-Basistunnel mit $336,2 \pm 1,7$ Ma datiert (U-Pb an Zirkon).

γ_A **Zentraler Aare-Granit**

Der Zentrale Aare-Granit bildet das Rückgrat des Aar-Massivs. Er taucht mit dem Rest des Massivs gegen Westen ab und verschwindet auf der rechten Seite des Jolitals, mit Ausnahme eines dünnen, zwischen Verwerfungen geplätteten Bandes im Seetal (Koord. 2626.690/1133.145, 2620 m). Im Gebiet von Atlasblatt Raron ist im Joli- und Bietschtal nur ein kleiner Teil des südlichen Kontakts des Hauptintrusivkörpers vorhanden. Dieser Teil des Zentralen Aare-Granits wird auch als «Bietschhorn-Granit» (HUTTENLOCHER 1921) bezeichnet. Oberirdisch besteht das Nebengestein aus Biotit-Plagioklasgneis und aus Amphibolit, während im Lötschberg-Basistunnel der Zentrale Aare-Granit in direktem Kontakt zum Baltschieder-Granodiorit angetroffen wurde (ZIEGLER & ISLER 2013). Dieser ansonsten unsichtbare Teil des Granitkörpers scheint in einem kleinen, isolierten Aufschluss im Jolital oberhalb von Joli (Koord. 2628.175/1132.180, 1820 m) vorhanden zu sein. Er könnte aufgrund der Achsenkulmination auf der rechten Talseite des Gredetschtals wieder erscheinen, um die Apophyse zu bilden, die sich vom Griesighorn bis zum Olmenhorn erstreckt (ZIEGLER & ISLER 2013).

In Aufschlüssen und im Handstück erscheint der Zentrale Aare-Granit sehr hell, fast weiss oder grünlich, übersät mit schwarzgrünlichen Flecken mittlerer Grösse (Fig. 4). Er besteht aus Quarz (35–45%), Kalifeldspat (Orthoklas, Mikroklin, 15–30%), Plagioklas (25–50%) und Biotit (3–10%) (ZIEGLER & ISLER 2013). Magnetit, Zirkon und Apatit bilden die Hauptakzessorien. Es handelt sich um einen SiO₂- und K₂O-reichen Granit (HETTMANN et al. 2009). Eine feinkörnigere weisse Randfazies tritt nur lokal auf, wie zum Beispiel im Jolital (Koord. 2627.765/1133.810, 2285 m), wo sie auch das Nebengestein in Form von metermächtigen Gängen durchdringt. Sie besteht hauptsächlich aus Quarz, Kalifeldspat und chloritisiertem Biotit. Im Lötschberg-Basistunnel wurde diese aplitische Fazies auf einer Länge von etwa 60 m durchörtert; sie wies eine deutlich höhere Radioaktivität als der Granit auf (ZIEGLER & ISLER 2013).

Stellenweise ist der Zentrale Aare-Granit von alpiner Deformation überprägt, was ihm eine dunklere Farbe und eine mehr oder weniger gut ausgebildete, durch Chlorit unterstrichene Schieferung verleiht.

Das Alter des Zentralen Aare-Granits wurde mittels U-Pb an Zirkon (HETTMANN et al. 2009) bestimmt. Ein Handstück aus dem Stollen des Lötschberg-Basistunnels lieferte ein Kristallisationsalter von 289 ± 3 Ma. Dies ist ein bedeutend jüngeres Alter als diejenigen, die in anderen Teilen des Zentralen Aare-Granits (Haslital $296,5 \pm 2,5$ Ma, Reusstal 297 ± 2 Ma) von SCHALTEGGER & CORFU (1992) ermittelt wurden.



Fig. 4: Zentraler Aare-Granit (Chiemattbode, Jolital).

Ganggesteine

Zahlreiche helle saure Gänge durchschlagen jegliche Gneisarten des Grundgebirges des Aar-Massivs sowie den Baltschieder-Granodiorit. Ihre Mächtigkeit schwankt im Dezimeter- bis Meterbereich; es ist nicht möglich, sie immer eindeutig zu identifizieren und einheitlich zu kartieren. Nur die mächtigsten Gänge wurden ausgeschieden.

Ba Barytgang

Ein dekametermächtiger grauer Barytgang wird vom Fussweg Gampel-Bratsch gequert (Koord. 2622.155/1129.665, 910 m). Das Nebengestein besteht aus serizitisiertem Gneis und bildet eine diffuse Masse innerhalb des Baltschieder-Granodiorits. Der Gang befindet sich in einer kataklasierten Zone, die ein brekziöses Gefüge aufweist und mehrere Meter mächtig ist (BAER 1959, DOLIVO 1982).

Ap Aplit

Es handelt sich um ein weisses homogen feinkörniges Ganggestein mit granitischer Zusammensetzung. Aplitgänge treten beispielsweise in der Nähe zum intrusiven Kontakt des Zentralen Aare-Granits auf und bestehen aus dessen Injektionsprodukten. Ihre Zusammensetzung und Textur ähneln seiner feinkörnigen Randfazies. Mächtigkeit und Ausdehnung sind im Allgemeinen gering. Nur ein einziger

Aplitgang wurde auf der Karte eingezeichnet (Bietschtal, Koord. 2630.600/1133.562, 1780 m).

Ältere Aplite kommen in Form von zentimeter- bis metermächtigen Gängen in dem mit dem Biotit-Plagioklasgneis assoziierten Augengneis vor, wurden jedoch nicht kartiert.

πγ Porphyrischer Mikrogranit

Unter dem Begriff porphyrischer Mikrogranit werden bis zu 20 m mächtige leukokrate Gänge zusammengefasst. Im Baltschieder-Granodiorit sind sie besonders gut sichtbar. Sie verlaufen im Allgemeinen parallel zueinander und kommen stellenweise dicht gedrängt vor. Sie sind massiger und verwitterungsresistenter als ihr Nebengestein, wodurch sie durch glaziale Erosion oft zu Rundhöckern geformt wurden. Sie weisen eine NE-SW-Orientierung subparallel zu den alpinen Strukturen auf. In der Umgebung von Jeizinen scheinen sie den Kontakt zwischen Biotit-Plagioklasgneis und Baltschieder-Granodiorit zu durchschlagen; allerdings ist dieser Kontakt schwierig zu verfolgen.

Die makro- und mikroskopische Textur des Ganggesteins weist eine grosse Variabilität auf, was teilweise auf starke alpine Deformation zurückzuführen ist. Seine Verwitterungsfarbe schwankt zwischen weiss und olivgrau (DOLIVO 1982). In der sehr feinkörnigen Grundmasse aus Quarz und Serizit, die von chloritisiertem Biotit und Albit begleitet werden, schwimmen millimetergrosse, meist korrodierte Quarz, Albit- und Kalifeldspatphänokristalle (Fig. 5). Aufgrund der im gesamten Massiv beobachteten Lagerungsverhältnisse, jedoch ohne radiochronologischen Beleg, wird ihnen ein spätvariszisches Alter zugeteilt (STECK 2011).



Fig. 5: Externes Aar-Massiv: porphyrischer Mikrogranit (Schwarzhorn, Lötschtal)

Sedimentbedeckung

Im internen Teil der Doldenhorn-Decke liegt ihr Normalschenkel ohne offensichtlichen Abscherhorizont auf dem kristallinen Grundgebirge des externen Aar-Massivs. An dieser Stelle wurde die Sedimentserie der Doldenhorn-Decke allgemein als «autochthone-parautochthone Bedeckung des Aar-Massivs» (z.B. HEIM 1922) bezeichnet. Sie beinhaltet im Südschenkel der Fesalp-Synklinale nur triassische und frühjurassische Gesteine sowie die Dugny-Formation («Aalénienschiefer»). Letztere dienen der darüberliegenden Plammis-Decke als Abscherhorizont, deren Platznahme wahrscheinlich durch duktile Scherung erfolgte (MASSON et al. 1989). Der tektonische Kontakt dieser zwei Einheiten bildet eine Rampe, die im Liegenden gegen Westen und Nordwesten zunehmend Gesteine des Mittleren und Späten Juras in autochthoner und parautochthoner Lage erscheinen lässt (BURKHARD 1988). Ein Grund für die geringe Mächtigkeit der stratigraphischen Abfolge im Gebiet von Blatt Raron liegt in der Zunahme der Deformation gegen Südwesten. Ausserdem ist die geringe Mächtigkeit primär. TRÜMPY (1949, 1971) zeigte, dass während des Frühen und Mittleren Juras das nachmalige Kartengebiet im Bereich der «Bietschhorn-Halbinsel» lag, die im Süden an den «Torrenthorn-Golf» grenzte.

Trias

t_q **Vieux-Emosson-Formation** (?Olénékien–?Anisien)
(EPARD 1990)

Die Basis der Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs besteht aus einer geringmächtigen Arenitlage («Basissandstein») mit rostbrauner Verwitterungsfarbe. Ihre Mächtigkeit beträgt 2–6 m. Im basalen Teil treten vorwiegend hellgrüne bis weisslich Arkose, die stellenweise konglomeratisch ist, und Quarzit auf. Der obere Teil wird von rötlichem brüchigem, kalzitisch zementiertem Sandstein eingenommen (BUGNON 1986), der gelegentlich Kreuzschichtung aufweist und Bänke aus braunem sandigem Dolomit enthalten kann (LOUP 1992). Das Alter dieser Abfolge, die das Resultat einer marinen Transgression auf das erodierte kristalline Grundgebirge darstellt, dürfte Frühe bis Mittlere Trias sein (CAVIN et al. 2012, KLEIN et al. 2016).

Arandellys-Formation (Anisien–Norien)
(EPARD 1990)

Die Arandellys-Formation folgt im Hangenden der Vieux-Emosson-Formation. Ihre Zusammensetzung variiert lateral; die Einheit kann aber dank des Vorhandenseins von gelbem Dolomit und von Rauwacke leicht identifiziert werden. Die

Mächtigkeit der Rauwacke und des Gipses an der Basis der Formation nimmt gegen Nordwesten zu, was den Übergang von einer autochthonen in eine abgescherte Serie erklärt. Nach EPARD (1990) datiert die Arandellys-Formation in die Späte Trias. Infolge der Altersrevision der Vieux-Emosson-Formation (s. o.) kann angenommen werden, dass sie auch Mittlere Trias umfasst.

t_r **Rauwacke**

Im Umkreis der Niwen-Synklinale am westlichen Kartengebietsrand nimmt die Rauwacke einen Grossteil der Basis der Arandellys-Formation ein. Ihre maximale Mächtigkeit beträgt etwa 60 m (BUGNON 1986). Sie bildet gelborange «ruinenförmige» Verwitterungsformen. Ihre Kalkmatrix umhüllt oft eckige Klaster aus buntem Schiefer und Dolomit sowie, seltener, Gips, deren Auslaugung dem Gestein ein löcheriges Gefüge verleiht. Die Rauwacke kann geschichtet oder in Faltscharnieren angereichert sein. Stellenweise enthält sie auch Komponenten aus Kalk, kristallinem Schiefer oder anderer Lithologien, die aus benachbarten Gesteinen stammen. In diesem Fall ist ihre Entstehung wahrscheinlich mit der Zementation von Lockergesteinsmaterial zu erklären (SCHAAD 1995).

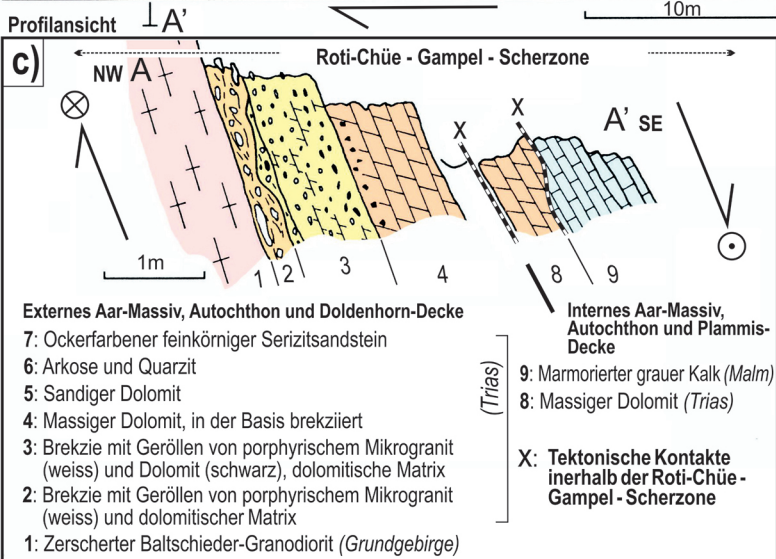
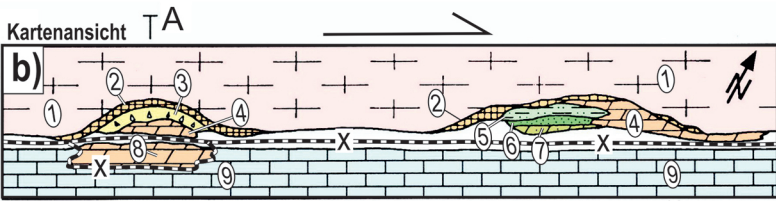
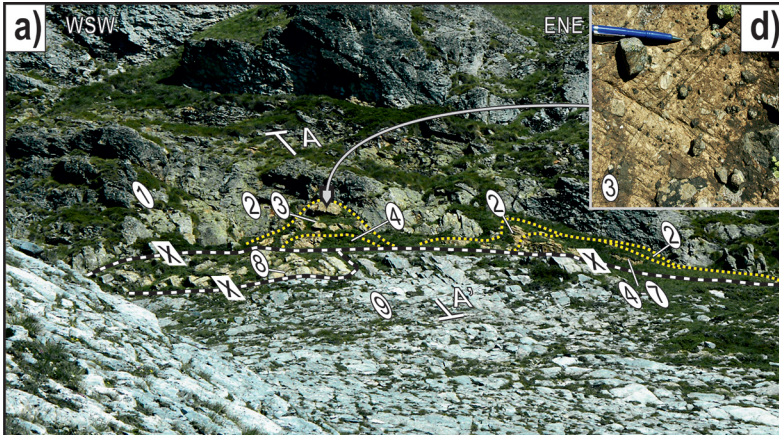
Die Rauwacke verliert im Nordwestschenkel der Fesalp-Synklinale kontinuierlich an Mächtigkeit und verschwindet schliesslich in deren Südostschenkel.

t_d **Dolomit, z. T. brekziös**

Direkt auf die Rauwacke folgt hellgelber bis beiger Dolomit. Er ist meist feinkörnig (Dolomikrit) und enthält geringe Mengen von detritischem Quarz. Die Bankmächtigkeit beträgt 10 cm bis 1 m. Oft sind die Dolomitbänke durch dünne gelbliche oder weinrote dolomitische Mergelfugen getrennt (BUGNON 1986). Stellenweise treten intraformationelle Brekzienlagen auf (BAER 1959). Oft durch Verfaltung verdickt oder durch Boudinage ausgedünnt, erreicht diese Serie eine Mächtigkeit von etwa 50 m.

Bei Arbol (2631.800/1132.260, 2300 m) liegt polymikte Brekzie mit feinkörniger dolomitischer Matrix direkt auf dem Grundgebirge des externen Aar-Massivs, das hier aus Baltschieder-Granodiorit besteht. Nach LOUP (1992), der diesen Aufschluss im Detail beschrieben hat, sind die wenige Millimeter bis mehrere Zentimeter grossen Klaster eckig bis angerundet und bestehen hauptsächlich aus porphyrischem Mikrogranit und Dolomit (Fig. 6).

Fig. 6: Der stratigraphische Kontakt zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung bei Arbol, ca. 1 km westlich der Wiwannahütte (Koord. 2631.800/1132.260, 2300 m). a) Blick von Süden auf den Kontakt zwischen dem Baltschieder-Granodiorit und den Sedimentgesteinen. b) Detaillierte Karte des Kontakts, nach LOUP (1992), verändert. c) Detailliertes Querschnittprofil des Kontakts, nach LOUP (1992), verändert. d) Detail einer polymikten Brekzie mit dolomitischer Matrix.



Gemäss DOLIVO (1982) steht diese Brekzie mit der Roti-Chüe-Gampel-Paläoverwerfung in Verbindung und ist tektonischen Ursprungs (S. 96). LOUP (1992) betrachtet sie dagegen als Basiskonglomerat spätriassischen oder jüngeren Alters. Diese Interpretation bedeutet, dass es sich hierbei um die einzigen Überreste der Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs handelt, die mit dem internen Aar-Massiv und seiner Bedeckung in Kontakt stehen. Für die Karte wurde diese Option gewählt.

r **Besoëns-Formation** (Rhät)
(EPARD 1990)

Im Gebiet von Blatt Raron ist diese Formation nur einige Dezimeter bis einige Meter mächtig und oft schuttbedeckt. Sie besteht aus schwarzem oder gelblichem Schiefer mit rostbrauner Verwitterungsfarbe und wird dem Rhät zugeordnet, wofür jedoch keine paläontologischen Belege vorhanden sind (EPARD 1990, LOUP 1992).

Jura

Lias

Die Fazies des Lias der Doldenhorn-Decke wurden im Torrenthorn-Massiv sehr sorgfältig beschrieben (s. Zusammenfassung in LOUP 1992). In der Fesalalp-Synklinale sind die Gesteine des Lias jedoch geringmächtig und stark deformiert, weshalb sie in zu einer einzigen Kartiereinheit zusammengefasst wurden.

I₁₋₆ **?Bachalp- und Torrenthorn-Formation** (Hettangien–Toarcien)
(HÜGI et al.1988)

Aufgrund der Deformation weist der Lias in der Fesalalp-Synklinale eine sehr variable Mächtigkeit auf (10–60 m, LOUP 1992). Ein einige Meter mächtiger, grau-beige verwitternder Trochitenkalk liegt den triassischen Gesteinen auf. Stellenweise wird die Basis des Lias durch ein maximal 1 m mächtiges polymiktes Konglomerat mit Komponenten aus Dolomit, Gneis und biodetritischem Kalk gebildet (BUGNON 1986). Der Hauptteil der Abfolge besteht aus recht grobem, kalzitisch zementiertem Sandstein und aus sandigem Kalk, der stellenweise spätig ist und dünne Hornsteinbänder führt (LOUP 1992). Das Gestein weist ein massiges Gefüge auf, verwittert grau bis ockerfarben und enthält oft kleine Dolomitbruchstücke, die entweder feinverteilt oder in dünnen feinkonglomeratischen Lagen zusammen mit Belemnitbruchstücken angereichert sind.

Diese Schichten können mit der Bachalp- und der Torrenthorn-Formation korreliert werden, wobei jedoch das genaue Alter der verschiedenen Fazies nicht genau bekannt ist. Gemäss BAER (1959, s. a. BUGNON 1986) fehlen die Ablagerungen des

Hettangiens und Sinémuriens primär, das Basiskonglomerat entspricht somit der Pliensbachien-Transgression. Dies würde bedeuten, dass nur die Torrenthorn-Formation vorliegt.

In den Aufschlüssen von Chalberfärich (Koord. 2620.525/1131.950, 2070 m) liegt der Schiefer der Dugny-Formation direkt auf Schiefer und Lumachellenkalk der Besoëns-Formation oder sogar direkt auf Dolomit der Trias, was bedeutet, dass der Lias an dieser Stelle primär vollständig fehlt (BUGNON 1986). Wegen der komplexen Tektonik, der geringen Mächtigkeit der Abfolgen und der starken Rekristallisation der Kalke ist diese Interpretation allerdings nicht unumstritten (LOUP 1992). Die Aufschlüsse von Chalberfärich sind im Übrigen Teil einer Hanginstabilität.

Dogger

Im Vergleich zu den Werten, die weiter nördlich in der Doldenhorn-Decke gemessen werden, weisen die Formationen des Doggers im Gebiet von Blatt Raron sehr reduzierte Mächtigkeiten auf. Nichtsdestoweniger sind die Fazies sehr ähnlich.

a Dugny-Formation (Aalénien)

(EPARD 1990)

Diese Abfolge von dunkelbraunem bis schwarzem tonig-sandigem Schiefer bildet einerseits einen hilfreichen «Leithorizont» in der Stratigraphie der helvetischen Serien und spielte andererseits für deren tektonische Strukturierung eine wichtige Rolle. Das Gestein verwittert blättrig, ist serizitreich und enthält millimeterdünne Siltitlagen. Schichtungs- und Schieferungsflächen weisen Rostflecken mit Pyriten im Zentrum auf.

Scherzonen und dünne Extensionsadern verleihen dem Schiefer oft ein chaotisches Gefüge. Die hellen, oft linsenförmigen Gänge bestehen aus Quarz und Kalzit und heben sich vom dunklen Schiefer ab. Die Dugny-Formation diente als Abscherhorizont. Aus diesem Grund beträgt ihre Mächtigkeit in der Fesalalp-Synklinale und in der Umgebung des Chalberfärich (BUGNON 1986) höchstens einige Meter bis einige Zehner von Metern. Diese Formation wird durch Vergleich mit der analogen Fazies in der Morcles-Decke, in der Ammoniten gefunden wurden (BADOUX 1971), ins Aalénien (Mittlerer Jura) gestellt.

Hochstollen- und Erzegg-Formation (Bajocien–Callovien)

(PILLOUD 1990)

Im helvetischen Becken weisen die Ablagerungen des übrigen Mittleren Juras sehr variable Mächtigkeiten auf, zeigen jedoch charakteristische Fazies. Die Schichten der Doldenhorn-Decke werden mit Formationen korreliert, die in der Wildhorn-Decke definiert wurden.

i₁ **Schwarzhorn-Member** (*Bajocien*)

Die «Schistes mordorés» (goldbraunen Schiefer) und die «Série gréseuse inférieure», die etwas weiter westlich in der Umgebung von Feschel die Basis der Hochstollen-Formation bilden, fehlen im hiesigen Teil der Doldenhorn-Decke. Hier folgt direkt sandiger Trochitenkalk auf die tonige Dugny-Formation. Ihre Mächtigkeit beträgt maximal 80 m. Sie entsprechen der «Série gréseuse supérieure» von BUGNON (1986). Ockerfarben bis rostig anwitternder Kalkarenit mit dunkelgrauer Bruchfarbe wechsellagert mit grau anwitterndem Kalksandstein, der zum Teil Dolomitbruchstücke enthält (BUGNON 1986). Auf der Basis von Faziesanalogien ist ihr Alter wahrscheinlich Bajocien.

i₁₀₋₃ **Spatkalk, Mergel (inkl. Eisenoolithmergel)** (*Bajocien–Callovien*)

Diese Abfolge besteht aus leicht kieseligem Spatkalk, der gegen das Dach der Hochstollen-Formation hin grobkörniger wird und mit dünnen Mergellagen wechsellagert. Sie ist maximal 20 m mächtig (BUGNON 1986).

Die Abfolge wird von einer eisenhaltigen Kruste und von braunrotem eisenoolithischem Mergel überlagert. Die Schalen der Eisenooide bestehen aus Chamosit, Limonit und Kalzit, die Matrix des Eisenooliths aus tonigem Mikrit. Die Einheit weist eine analoge Fazies zur Erzegg-Formation auf, die als Kondensationshorizont das Intervall spätes Bajocien – frühes Callovien umfasst.

Malm

Die spätjurassischen Gesteine, die in der Region von Feschel das Top des internen Teils der Doldenhorn-Decke bilden, sind im Gebiet von Chalberfärich nur in Form von zwei mergelig-kalkigen Horizonten vorhanden.

i₄₋₅ **Schilt-Formation** (Oxfordien)

(KUGLER 1987)

Der graue Mergelkalk und der Mergel, aus denen diese Einheit besteht, gleichen jenen der Plammis-Decke (Beschreibung s. S. 45).

PLAMMIS-DECKE UND INTERNES AAR-MASSIV

Die Roti-Chüe-Gampel-Scherzone bildet den Rand des NNW-Schenkels der weiten Raron-Synklinale. Diese Struktur setzt sich im Osten unterhalb der Synklinalsohle fort und grenzt das interne vom externen Aar-Massiv ab. Im Gebiet von Blatt Raron zeichnet sich das kristalline Grundgebirge des internen Teils durch häufige Augengneise aus. Die Sedimentbedeckung ist relativ mächtig und in der Raron-

Synklinale gut erhalten. Ihr oberer Teil ist zerschert und geht gegen Nordwesten in die Plammis-Decke über. Im internsten Teil des Massivs erscheint die Sedimentbedeckung nur noch als Füllung sehr enger Synklinalen.

Kristallines Grundgebirge

Prävariszisches Grundgebirge

AUSSEBERG-AVAT-ZONE

Im kristallinen Grundgebirge des internen Aar-Massivs bildet der Biotit-Plagioklasgneis den Untergrund des grössten Teils der Raron-Synklinale. Er erscheint unter der Sedimentbedeckung auf der rechten Seite des Baltschiedertals. Weiter südlich ist er durch Augengneis und leukokraten Serizitgneis ersetzt, die ein kontinuierliches Band entlang der südlichen Grenze des Aar-Massivs bilden.

GM_{Ai} Biotit-Plagioklasgneis, Chloritgneis, Serizitgneis

Das prävariszische Grundgebirge in diesem Teil des Massivs weist die gleichen Eigenschaften wie dasjenige des externen Aar-Massivs auf (S. 18). Es enthält ebenfalls geringmächtige diskontinuierliche Amphibolitlagen, die nicht kartiert wurden.

A_{Ai} Bänder- und Schollenamphibolit (Agmatit)

In der Nähe der Alp Erl wechsellagert der Biotit-Granatgneis in sehr regelmässiger Weise mit Amphibolit und dünnen weissen migmatischen Gängen aus Quarz, Albit und Mikroklin. Unterhalb der Alp erstreckt sich längs des Wegs (Koord. 2634.510/1132.300, 1700 m) ein mächtigeres Amphibolitniveau. Es enthält massige dunkle Lagen aus Hornblende, Hellglimmer und Albit sowie mit Hornblende und kleinaugig ausgebildetem Albit gesprenkelte Lagen.

In der Nähe von Brischeru (Koord. 2637.350/1131.060, 2170 m) liegt eine unregelmässig geformte Masse aus migmatischem Gneis und Amphibolit im Augengneis. Auch hier wechsellagert oft biotit- und hornblendereicher Gneis mit Amphibolit und dünnen leukokraten Gängen (DOLIVO 1982).

GO_{Ai} Augengneis

Der Augengneis bildet die Hauptmasse des südlichen Teils des internen Aar-Massivs. Sein Aussehen kann lokal deutlich variieren. Die Hauptfazies bestehen aus fast weissem feinaugigem (≤ 1 cm) schwach serizitischem Gneis (Fig. 7a) und aus grob- bis mittel- bis 4 cm) Gneis mit grünlicher Schiefermatrix (Fig. 7b). Beide Fazies sind oft nebeneinander in Bändern mit unscharfen Rändern angeordnet.

Der Augengneis besteht aus perthitischem Mikroklin, Quarz, saussuritisiertem Plagioklas, Biotit und Chlorit in unterschiedlichen Anteilen sowie aus Epidot, Titanit, Zirkon, Rutil und Apatit.

Die augige Fazies ist stellenweise durch grünlichen schiefrigen feinkörnigen Gneis mit homogenem Gefüge ersetzt. Im Dünnschliff lassen sich stark deformierte Kalifeldspatreste in einer mylonitisierten Matrix beobachten, was darauf hinweist, dass er durch Deformation entstanden sein könnte. Andere, dunklere und stärker schiefrige Zonen mit einer Ausdehnung im Dekameterbereich bestehen aus Gneis mit Biotit, Chlorit, saussuritisiertem Plagioklas, Amphibol und manchmal Granat. Diese Zonen scheinen Einschlüsse alter Biotit-Plagioklasgneise in den Metagraniten zu sein. Dasselbe dürfte für einige Amphibolitlinsen zutreffen.

Zwischen Ausserberg und der Schiltfurga ist der Augengneis durch die tiefe Steinbruchgraben-Synklinale vom nördlich angrenzenden Biotit-Plagioklasgneis getrennt. Weiter östlich, im Gredetschtal, stehen sie in direktem Kontakt zueinander. Im Baltschiedertal lässt sich ein im Biotit-Plagioklasgneis eingeschaltetes, etwa 200 m mächtiges Augengneisband beobachten.

Das Alter dieser Metagranitoide ist nicht bekannt. Eine Korrelation mit den in den externen Massiven häufig auftretenden ordovizischen Graniten (VON RAUMER & BUSSY 2004) scheint plausibel.

Ganggesteine

$\pi\gamma$ Porphyrischer Mikrogranit

Wie im externen Teil des Aar-Massivs, durchschlagen zahlreiche Gänge aus porphyrischem Mikrogranit die Gneise der Ausserberg-Avat-Zone. In der Umgebung von Ausserberg treten sie besonders häufig auf (HUTTENLOCHER 1933). Sie werden auf Seite 26 beschrieben.



Fig. 7: Augengneis des internen Aar-Massivs: a) leukokrate Fazies (Mälchgrat, Gärsthorn),
b) grossaugiger Gneis (Rämi, Baltschiedertal).

Sedimentbedeckung

Auf den Gneisen des internen Aar-Massivs liegen autochthone triassische bis frühmitteljurassische Sedimente, in scheinbarer Kontinuität gefolgt von mittel- bis spätjurassischen Sedimenten. Durch einen «flachen» Überschiebungshorizont in der mächtigen, aus schwarzem Schiefer bestehenden Dugny-Formation (Aalénien) ist die Sedimentbedeckung jedoch in zwei strukturelle Einheiten unterteilt (Fig. 8 u. 13). Im Nordwesten der Jeizinen-Antiklinale ist die obere, abgescherte Einheit auf die autochthone und parautochthone Serie des externen Aar-Massivs überschoben. Sie wurde als Plammis-Schuppe (BUGNON 1986), Plammis-Gellihorn-Decke (ESCHER et al. 1987) oder Plammis-Decke (STECK et al. 1989) bezeichnet.

Die Mächtigkeit der ganzen stratigraphischen Abfolge nimmt von Westen nach Osten und von Norden nach Süden mit zunehmender Entfernung vom Südrand der von TRÜMPY (1971) definierten frühjurassischen «Bietschhorn-Halbinsel» zu.

Trias

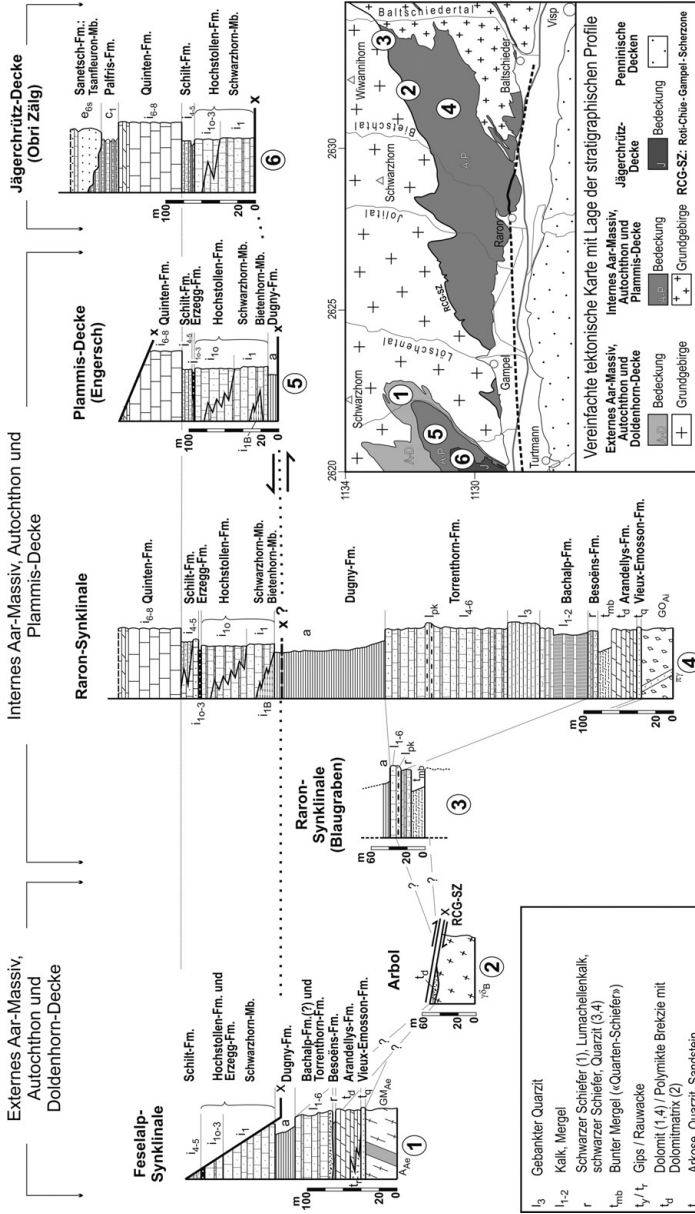
t₄ Vieux-Emosson-Formation (?Olénékien–?Anisien)
(EPARD 1990)

Der «Basissandstein» gleicht jenem, der auf dem externen Aar-Massiv liegt (S. 27). Seine Mächtigkeit variiert zwischen 0,1 und 2 m, kann stellenweise jedoch 7 m erreichen (DOLIVO 1982).

Arandellys-Formation (Anisien–Norien)
(EPARD 1990)

Die Arandellys-Formation ist hauptsächlich durch gelben Dolomit gekennzeichnet. Wie im südlichsten Teil der Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs führt sie im Allgemeinen keine Rauwacke und Gips an der Basis. Nach EPARD (1990) datiert die Arandellys-Formation in die Späte Trias. Aufgrund der Revision des Alters der Vieux-Emosson-Formation (CAVIN et al. 2012, KLEIN et al. 2016) kann in Betracht gezogen werden, dass sie auch Mittlere Trias umfasst.

Fig. 8: Synthetische stratigraphische Profile der mesozoischen und paläogenen Sedimentbedeckungen der helvetischen Einheiten im Gebiet von Blatt Raron. Nach Profilen und Figuren von BUGNON (1986) sowie den Arbeiten von DOLIVO (1982) und SCHENKER (1946).



l_3	Gebankter Quarzit	e_{10}	Nummullensandstein
l_{1-2}	Kalk, Mergel	c_1	Mergel und Mergelkalk («Schiefres Valanginiens»)
r	Schwarzer Schiefer (1), Lumachelienkalk, schwarzer Schiefer, Quarzit (3,4)	l_{6-8}	Hellgrauer massiger Kalk
t_{1b}	Bunter Mergel («Quarten-Schiefer»)	$l_{4,5}$	Wechsellagerung von mergeligem Kalk und Mergel
t_1/t_2	Gips / Rauwacke		
t_3	Dolomit (1,4) / Polymikte Brekzie mit Dolomitmatrix (2)		
t_4	Arkose, Quarzit, Sandstein		
PT	Porphyrischer Mikrogranit		
n_B	Baltschieder-Granodiorit: Biotigranit bis -tonalit		
GO_A	Augengneiss		
A_{100}	Bänder- und Schollenamphibolit (Agnatit)		
GM_{100}	Blott-Plagioklasgneiss, Chloritgneiss, Serzitgneiss		
a	Schwarzer Tonschiefer		
t_{10-3}	Trochitenmergel und -kalk (4,5), feinkörniger Spatkalk (6)		
l_{10}	Spat- und Kieselkalk, Mergel		
l_{1b}	Feinsandiger schwarzer Schiefer		
l_1	Sandiger Trochitenkalk (1), Sand- und Spatkalk (4,5)		
	Sandiger trochitenkalk, quarzitischer Sandstein (6)		

t_d Dolomit, z. T. brekziös

Direkt auf den «Basissandstein» folgt meist im Dezimeter- bis Meterbereich gebankter hellgelber bis beiger Dolomit. Der Übergang ist fließend und weist über einige Meter Mächtigkeit eine Sandstein-Dolomit-Wechselagerung auf. Der Dolomit ist meist feinkörnig (Dolomikrit) und führt wenig detritischen Quarz, der in einigen zentimeter- bis dezimetermächtigen sandigen Lagen vorherrschen kann (DOLIVO 1982). Stellenweise kommen intraformationelle Brekzienlagen vor (BAER 1959). Die Gesamtmächtigkeit dieser Abfolge beträgt 50–70 m, wobei sie oft durch Verfaltung erhöht beziehungsweise durch Boudinage verringert ist. Sie ist vor allem in den schichtparallelen Hängen zwischen St. German und Baltschieder gut aufgeschlossen.

t_r Rauwacke

Rauwacke kommt in der Raron-Synklinale weniger häufig vor als in der Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs. Sie tritt nicht an der Basis der Arandellys-Formation auf, sondern ist eher mit einem evaporitischen Intervall assoziiert, das zwischen dem Dolomit und dem dolomitischen bunten Mergel liegt (SCHENKER 1946), aus welchem sie fast immer Klasten enthält. Rauwacke ist besonders im Kern der Raron-Synklinale auf der linken Seite des Baltschiederfelsens und im Kern der Baltschieder-Brischeru-Synklinale gut ausgebildet.

t_y Gips

In der Rauwacke sind oft Gipsklasten erkennbar, stellenweise sind zudem dünne gipshaltige Lagen in den Dolomit eingeschaltet. Nur zwei Aufschlüsse waren gross genug, um kartiert zu werden (DOLIVO 1982). Der eine befindet sich im Teiffe Bach in der Nähe des Sulzachers (Koord. 2634.570/1129.490, 1170 m), der andere, im Kontakt mit Gneis des kristallinen Grundgebirges, in der engen Chalchofe-Antiklinale (Koord. 2630.030/1128.980, 800 m).

t_{mb} Bunter Mergel

Die Arandellys-Formation wird meist durch eine einige Dezimeter bis Meter mächtige Abfolge aus gelblichem, grünlichem, weinrotem oder gräulichem dolomitischen Mergel abgeschlossen (LOUP 1992). Diese Abfolge wurde von BAER (1959) als «Bunter Schiefer» («schistes bariolés») bezeichnet, von SCHENKER (1946), DOLIVO (1982), ZIEGLER & ISLER (2013) und anderen als «Quartenschiefer». Diese Begriffe werden hier nicht verwendet, da sie oft implizit Teile der nachfolgend beschriebenen Besoëns-Formation miteinbeziehen. Im Nordosten von St. German, von der Sohle der Raron-Synklinale bis nach Maachi, wird die Mergelserie von einer dezimetermächtigen Lage aus Dolomit mit gerundeten Hornsteinkomponenten (DOLIVO 1982) überdeckt.

r **Besoëns-Formation (Rhät)**

(EPARD 1990)

Die Besoëns-Formation ist zwar meist nur wenige Meter mächtig, besteht jedoch aus charakteristischen Gesteinen. Dunkelgrauer, ockerfarben oder gelblich anwitternder Lumachellenkalk wird von schwarzem Schiefer, der mit dünnen quarzitischen Lagen wechsellagert, überlagert. Diese wiederum werden gefolgt von massig gebanktem rostbraun anwitterndem Quarzit (LOUP 1992). Zuoberst folgt oft gebankter bioklastischer Kalk. Die Besoëns-Formation wird meist dem Rhät zugeordnet, obwohl paläontologische Belege fehlen (EPARD 1990, LOUP 1992).

Jura

Lias

Der Lias der Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs wurde von LOUP (1992), gestützt auf die Arbeiten von SCHENKER (1946), BAER (1959) und DOLIVO (1982), im Detail beschrieben. Diese Autoren teilten den verschiedenen Lithologien des Lias Alter zu, die durch Faziesvergleich mit den besser ausgebildeten Abfolgen der Doldenhorn-Decke im Torrenthorn- und Rothörner-Massiv eruiert wurden. Die Schichten können mit der Bachalp- und der Torrenthorn-Formation, die dort definiert wurden, korreliert werden.

Zwischen dem Bietschtal und dem Baltschiedertal, im Gebiet Grieläger-Gräbu-Senntum, weist der Lias eine geringere Mächtigkeit auf und zeigt dabei einen Übergang zu proximaleren Fazies. Eine Antiklinale mit der Besoëns-Formation im Kern (Koord. 2632.610/1132.155, 2360 m) trennt zwei Serien. Die «Südliche Liasserie» (SCHENKER 1946), «Série liasique méridionale de St. German» (DOLIVO 1982) oder «St.-German-Serie» (LOUP 1992) im Süden ist relativ mächtig und beinhaltet die üblichen Untereinheiten der Torrenthorn-Formation. Die «Nördliche Liasserie» (SCHENKER 1946), der «Blaugraben-Lias» (DOLIVO 1982) beziehungsweise die «Blaugraben-Serie»¹⁾ (LOUP 1992) im Norden beinhalten geringmächtigere und grobkörnigere Abfolgen. Diese zwei Serien sind auf der Karte aus Gründen, die von LOUP (1992, S. 104) geltend gemacht wurden, nicht ausgeschieden worden.

¹⁾ Der Blaugraben ist eine kleine Schlucht am Osthang des Baltschiedertals. Er erstreckt sich von der Roti Chüe bis zum Baltschiederbach, in den er etwa 250 m nördlich von Üssers Senttum mündet.

I₁₋₂ Bachalp-Formation (Hettangien–Sinémurien)

(SCHLÄPPI 1978)

LOUP (1992) trennte oberhalb der Besoëns-Formation eine Kalk-Mergel-Wechsellagerung mit deformationsbedingt sehr variabler Mächtigkeit (10–50 m) ab. Es handelt sich um schwarzen pyrihaltigen Kalkschiefer mit teils silberfarbenen Oberflächen, zwischen die sich dünne Lagen aus Kieselkalk schalten. Ein fließender Übergang führt zu dunklem blättrigem oder kieseligem, manchmal spätigem Kalk, der mit dunklem Mergel wechsellagern kann und vereinzelt Bivalvenbruchstücke enthält. Dieser wird den «Gryphaea-Kalken» gleichgestellt, die in der Doldenhorn-Decke als Hettangien–Sinémurien datiert wurden (HÜGI et al. 1988).

Der Mergelschiefer der Blaugraben-Serie unterscheidet sich nicht vom oben beschriebenen, seine Mächtigkeit erreicht aber höchstens 10 m. Die «Gryphaea-Kalke» fehlen.

Torrenthorn-Formation (Sinémurien–Toarcien)

(HÜGI et al. 1988)

I₃ Gebankter Quarzit

Diese im Feld gut erkennbare Abfolge mit einer Mächtigkeit von 20–30 m besteht aus gebanktem Quarzit, der in kieseligen Sandstein mit Kalkzement übergeht. Er weist eine orange bis rostbraune Verwitterungs- und eine beige Bruchfarbe auf. Die Bänke sind dezimeter- bis metermächtig und zeigen zum Teil Kreuzschichtung. Linsen aus bioklastischem Kalk mit Belemniten, Trochiten und Bivalven sind eingeschaltet (LOUP 1992).

Im Ostteil der Raron-Synklinale (Grieläger, Gräbu) fehlt der Quarzit lokal in Schenkeln sehr enger Falten, was als Indiz für ein stratigraphisches Auskeilen innerhalb des Lias interpretiert wurde (BAER 1959, DOLIVO 1982). LOUP (1992) zeigte, dass das Aussetzen des Quarzits mit stark gescherten Bereichen korreliert. Der Quarzit, der kompetenter als sein mergelig-kalkiges Umgebungsgestein ist, wurde wahrscheinlich gestreckt und boudiniert. Der gebankte Quarzit fehlt in der Blaugraben-Serie.

Dieser gebankte Quarzit hat ein spätes Sinémurien-Alter («Lotharingen»).

I₄₋₆ Spätiger Sandkalk, Kieselkalk, Konglomerat

I_{pk} Polymiktes Konglomerat

Diese Kalkserie bildet eine etwa 80 m mächtige, homogene Abfolge. Die Basis besteht aus einer Wechsellagerung von spätigem Sand- oder Kieselkalk und Kalkschiefer. Trochiten, Belemniten und millimetergrosse phosphatisierte Gerölle können darin beobachtet werden (LOUP 1992). In der übrigen Abfolge herrscht Kalk vor, der eine graue bis ockerfarbene Verwitterungs- und graubläuliche Bruchfarbe

aufweist und aus einer Wechsellagerung (mm–m) von schwach kieseligen mit stark kieseligen spätigen Lagen aufgebaut ist. Diese bilden auf der angewitterten Gesteinsoberfläche ein Relief und verleihen dem Gestein eine hell-dunkle Lamination. Im mittleren Teil der Abfolge treten Konglomeratlagen mit gerundeten und abgeflachten dolomitischen Komponenten und Mächtigkeiten von 5–15 cm auf. Die Matrix setzt sich aus Echinodermenbruchstücken, Quarzkörnern und Klasten aus mikrosparitischem Kalk zusammen (LOUP 1992). Die Grösse der Komponenten beträgt maximal 4 cm. Die Serie wird von einigen Metern grobspätigem Kalk abgeschlossen. Das Alter der Abfolge umfasst das Pliensbachien und das Toarcien (SCHENKER 1946).

In der Blaugraben-Serie liegen die an dieser Stelle gröberen Konglomeratlagen direkt auf der mergelig-kalkigen Abfolge des Hettangiens. Sie wurden auf der Karte nicht ausgeschieden. Das Konglomerat ist polymikt und enthält neben Dolomitklasten auch Kristallingerölle (Gneise, Schiefer, Amphibolite) sowie Komponenten aus bioklastischen Kalken. Sie werden von grobspätigem Kalk überlagert, der stellenweise kleine Dolomitbruchstücke enthält. Die gesamte Abfolge ist maximal 10 m mächtig.

I₁₋₆ Lias, undifferenziert

In der weiteren Umgebung der Leigeralpa ist der Lias im Kern der Raron-Synklinale isoklinal verfaltet, teilweise schichtparallel zum Hang aufgeschlossen und weiträumig von Moränenmaterial bedeckt. Die Abgrenzung des spätigen Sandkalks (I₄₋₆), des gebankten Quarzits (I₃) und stellenweise auch des Kalks und Mergels (I₁₋₂) konnte nicht durchgeführt werden. Diese Abfolge wurde als «Lias, undifferenziert» ausgeschieden. Nach Möglichkeit wurden darin die konglomeratreichen Lagen (I_{pk}) abgegrenzt. Auf der rechten Seite des Maachi (Koord. 2630.565/1130.220, 1380 m), parallel zur vermuteten Achsenflächenspur einer isoklinalen Synklinale, musste ein willkürlicher Kontakt zwischen differenziertem und undifferenziertem Lias gelegt werden.

Die Blaugraben-Serie, in welcher die Liassedimente eine Gesamtmächtigkeit von maximal 30 m aufweisen, ist ebenfalls als «Lias, undifferenziert» kartiert worden.

Dogger

Die Formationen des Mittleren Juras in der autochthonen Serie der Raron-Synklinale weisen grosse Mächtigkeiten auf; ihre stratigraphische Gliederung ist gut etabliert. In der Plammis-Decke hingegen, die auf dem Niveau der Dugny-Formation abgesichert ist, sind diese Unterteilungen aufgrund der monotonen Fazies und der intensiven Deformation schwierig durchzuführen.

a **Dugny-Formation** (Aalénien)

(EPARD 1990)

Der dunkelbraune bis schwarze sandige Tonschiefer weist dieselben Eigenschaften auf wie derjenige, der auf Seite 31 beschrieben wurde. SCHENKER (1946) erwähnt das Vorkommen einer Bank aus grobem biodetritischem Kalk innerhalb des Tonschiefers im Gebiet des Blaugrabens (Baltschiedertal) in der Raron-Synklinale. Die Abfolge wird gegen oben zunehmend kalkig (ZIEGLER & ISLER 2013).

Die ursprüngliche Mächtigkeit der Serie ist schwierig festzulegen; nach DOLIVO (1982) sind es 40–100 m, nach BAER (1959) 120–140 m.

Aufgrund der komplexen Verfaltung kann der Schiefer der Dugny-Formation mit demjenigen der Besoëns-Formation oder mit dem hangenden sandigen Schiefer verwechselt werden.

In der Plammis-Decke erreicht die Dugny-Formation eine maximale Mächtigkeit von 10–15 m (BUGNON 1986). Sie wurde durch tektonische Scherung reduziert.

Hochstollen-Formation (Bajocien–?Callovien)

(PILLOUD 1990)

i_{1B} ***Bietenhorn-Member*** (*Bajocien*)

Der Schiefer der Dugny-Formation wird von grünlich anwitterndem, schwarz brechendem feinsandigem Schiefer mit goldgelb glänzenden Flecken überlagert. Aufgrund seiner geringen Mächtigkeit von etwa 5–15 m (DOLIVO 1982) wurde er nur in den Antiklinalenscharnieren in der Umgebung der Rarnerkumme (z. B. Koord. 2628.070/1130.580, 500 m) ausgeschieden. Er wird den «Schistes mordorés» (LUGEON 1914–1918) gleichgestellt, die aufgrund der Lagerungsverhältnisse dem frühen Bajocien zugeteilt werden.

Im Hügel von Heidnischbiel tritt das Bietenhorn-Member im Kern einiger sehr enger Antiklinalen auf.

i₁ ***Schwarzhorn-Member*** (*Bajocien*)

Wie bereits im Lias folgen auch im Dogger Sand- und Spatkalk auf Tonschiefer. Es handelt sich um schwach kieseligen Kalkarenit mit dunkelgrauer Bruch- und ockerfarbener bis rostroter Verwitterungsfarbe, der gelegentlich Dolomitbruchstücke und einige Belemniten enthält. Dünne Arenitlagen können dazwischengeschaltet sein. Gegen oben geht er fließend in eine Kalk-Mergel-Wechsellagerung oder hellen Spatkalk über. Die Mächtigkeit aller Einheiten des Doggers variiert lateral stark, wodurch sie schwierig voneinander abzugrenzen sind. Die Mächtigkeit des Sand- und Spatkalks wird von DOLIVO (1982) auf 20–100 m geschätzt. Am Eingang des Jolitals, wo die Abfolge vom Lötschberg-Basistunnel gequert wird (ZIEGLER & ISLER 2013), scheint sie 20 m nicht zu überschreiten. In der Region des Schwarzorns (BE) ist das Schwarzhorn-Member als Bajocien datiert worden.

In der Plammis-Decke wechsellagert bräunlich verwitternder Sandkalk, der dünne, herauswitternde kieselige Bereiche aufweist, mit hellem Kalksandstein und rostbraunem Spatkalk (BUGNON 1986). Die Bankmächtigkeiten bewegen sich im Dezimeterbereich, die schwierig abzuschätzende Mächtigkeit dieser Abfolge dürfte 50–70 m erreichen.

i₁₀ *Spat- und Kieselkalk, Mergel*

Mergelschiefer, Mergelkalk und dünne Lagen aus Kieselkalk mit heller Bruchfarbe wechsellagern mit Spatkalk. Diese Fazies erreicht im Lötschberg-Basistunnel eine Mächtigkeit von etwa 100 m, scheint aber mit dem liegenden Sand- und Spatkalk verfangert zu sein und in anderen geologischen Profilen gänzlich zu fehlen (DOLIVO 1982).

Erzegg-Formation (Callovien)

(PILLOUD 1990)

Zuoberst in der oben beschriebenen mergelig-kalkigen Wechsellagerung befindet sich ein eisenoolithischer Leithorizont (SCHENKER 1946). Es handelt sich um einen Eisenooxide führenden Kalk mit dunkler Bruch- und rostbrauner Verwitterungsfarbe, dessen Mächtigkeit zwischen einigen Zentimetern und einem Meter schwankt. Er wird von dunklem Mergelschiefer begleitet und von hellgrauem Schiefer mit seidig glänzender Oberfläche überlagert. Die Eisenooxide, die entlang von Schieferungsflächen durch Drucklösung gekappt oder deformiert sind, weisen kalzitische Kerne und Schalen aus Chlorit und Kalzit auf. Die Matrix besteht aus Kalzit, Chlorit, Erz und Stilpnomelan (DOLIVO 1982). Der eisenoolithische Horizont ist beispielsweise am Weg auf der linken Seite des Bietschtals (Koord. 2628.975/1130.460, 1015 m), im Norden von Brägji (Koord. 2627.130/1129.770, 1060 m) und in der Nähe von Tatz (Koord. 2627.070/1130.650, 1460 m) aufgeschlossen (DOLIVO 1982).

Stellenweise enthält die Einheit in ihrem Dach grobspätigen Kalk, zum Beispiel bei der Wasserleite (DOLIVO 1982) und am Chalberfärich (BUGNON 1986), oder hellen feinkörnigen Kalk, der dem Malmkalk gleicht. Das Top der Abfolge kann durch Parallelisierung mit der analogen, mittels Ammoniten datierten eisenoolithischen Fazies in der Morcles-Decke ins Callovien gestellt werden (BADOUX 1971).

Während SCHENKER (1946) einen geringmächtigen, beinahe kontinuierlichen eisenoolithischen Horizont kartierte, was ihm erlaubte, die Schiefer und Kalke des Bathonien–Calloviens innerhalb der Raron-Synklinale abzugrenzen, unterstrich DOLIVO (1982) den diskontinuierlichen Charakter des Horizonts. Aus diesem Grund wurde die Erzegg-Formation nur an einigen Orten ausgeschieden.

In der Plammis-Decke ist das Top des Doggers reicher an rostbraun verwitternden feinspätigen, oft Dolomitbruchstücke führenden Lagen (BUGNON 1986).

Die Grenze mit der liegenden Formation ist schwierig zu fassen. Der eisenoolithische Mergel und Kalk ist meist durch eine dünne eisenreiche Kruste ersetzt, die von einigen Dezimetern rosafarbenem bis grünlichem Pelit überlagert wird.

i₁₀₋₅ Mergelschiefer, undifferenziert (Bathonien–Oxfordien)

In der Raron-Synklinale westlich einer Linie Grossi Luka – Raron konnten die verschiedenen Mergelschieferabfolgen, die in den Scharnieren der mächtigen Antiklinalen und Synklinalen die Spat- und Kieselkalke des Bathoniens vom massigen Kalk der Quinten-Formation abgrenzen, nicht einzeln ausgeschieden werden. Sie wurden gruppiert dargestellt; nur der eisenoolithische Horizont des Calloviens, soweit erkennbar, wurde ausgeschieden.

i₁₋₅ Schiefer und Kalke («Dogger», undifferenziert)
(Bajocien–Oxfordien)

Westlich von Hohtenn (Koord. 2624.000/1129.800, 810 m) liegen stark deformierte Schiefer und Kalke, die dem Mittleren Jura und/oder dem Oxfordien zugeordnet werden, zwischen der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone und dem Malmkalk eingeklemmt vor. Sie konnten nicht genauer angesprochen werden. Aus dieser Zusammenfassung von Kartiereinheiten resultiert am linken Ufer des Bietschtales (Nasulecher, Koord. 2630.425/1131.185, 1840 m) ein willkürlich gezogener Kontakt. Im Hügel von Heidnischbiel in der Nähe von Raron konnten GASSER & DOLIVO (1980) fast alle oben beschriebenen Einheiten des Mittleren Juras und des Oxfordiens unterscheiden. Diese weisen dort jedoch nur Mächtigkeiten von einigen Metern bis einigen Dezimetern auf. Da diese Abfolge zudem durch sich auf engstem Raum überlagernde Falten deformiert ist, wurde sie gruppiert dargestellt. Nur die leicht erkennbaren «Schistes morderés» des Bietenhorn-Members konnten ausgeschieden werden.

Malm

Die hellgrauen Felswände aus Malmkalk sind in der Landschaft morphologisch wie auch farblich gut sichtbar und abgrenzbar, so zum Beispiel in den ausgedehnten Kalkflächen von Hohtenn. Wo der eisenoolithische Horizont der Erzegg-Formation fehlt, ist die Basis des Malms oft schwierig zu fassen.

Die spätjurassischen Abfolgen bilden das Rückgrat der Plammis-Decke. Ihre massigen Kalke sind stärker deformiert und rekristallisiert als diejenigen des Autochthons. In der Umgebung von Engersch nehmen sie den Kern der Feselalp-Synklinale ein.

i₄₋₅ Schilt-Formation (Oxfordien)

(KUGLER 1987)

Die Schilt-Formation («Argovien», SCHENKER 1946) besteht aus einer Wechsellagerung im Zentimeterbereich von grauem Mergel und Mergelkalk. Vom hangenden massigen Kalk der Quinten-Formation unterscheidet sie sich auch durch ihre beige-gelbliche Verwitterungsfarbe. Die Schicht- und Schieferungsflächen weisen einen Serizitbelag auf, was ihnen einen seidenartigen Glanz verleiht, und führen kleine Pyrite, die manchmal kettenartig aufgereiht sind. Zahlreiche Kalzitadern und -linsen geben dem Gestein ein wirres Gefüge (BAER 1959). Ihre Mächtigkeit beträgt 5–20 m, ist jedoch schwierig genau zu ermitteln, da einerseits der Übergang in die Quinten-Formation fließend ist und andererseits die relativ plastische Abfolge in Faltenschenkeln zerschert und in Faltenscharnieren angereichert wurde. In der Umgebung von Lüegilchi geht der graue Mergelkalk lateral in dunkelgrauen spätigen Kalkmergel über (DOLIVO 1982). Die stratigraphische Zuordnung zum Oxfordien beruht auf Faziesvergleichen.

In der Plammis-Decke in der Umgebung von Engersch umhüllt die Schilt-Formation den massigen Kalk der Quinten-Formation und dient als gut erkennbare Einheit der Entschlüsselung der komplexen Deformation. Die Schilt-Formation besteht aus einer 10–15 m mächtigen Abfolge von Mergelkalk und Mergel mit dunkel graubrauner Bruch- und grauer Verwitterungsfarbe (BUGNON 1986). Schicht- und Schieferungsflächen führen etwas Serizit. Lagen von Dolomitkörnern bilden eine feine Lamination in den Kalkbänken. Das Gestein ist sehr stark deformiert und rekristallisiert.

i₆₋₈ Quinten-Formation (Kimméridgien–Tithonien)

(MOHR & FUNK 1995)

Der massige Kalk der Quinten-Formation ist in der Landschaft meist gut zu erkennen, so zum Beispiel im Westteil der Raron-Synklinale, wo er als ausgedehnte hangparallele hellgraue Platten aufgeschlossen ist und einen Trockenstandort für Pflanzen bildet. Die Quinten-Formation ist lithologisch sehr homogen; ihre Mächtigkeit beträgt etwa 80–100 m. Sie besteht aus mikritischem Kalk mit dunkelgrauer Bruch- und hellgrauer, oft leicht bläulicher Verwitterungsfarbe. Die Bankung des massigen Kalks schwankt im Meterbereich, ist jedoch oft schwierig zu erkennen, mit Ausnahme einiger Lagen mit rötlicher Verwitterungsfarbe, die von SCHENKER (1946) und DOLIVO (1982) beschrieben wurden. Im Dach der Formation treten einige stark boudinierte und zerbrochene Lagen auf. Das Alter von Kimméridgien bis Tithonien kann im Kartengebiet nicht durch Fossilien belegt werden.

Der Kalk der Quinten-Formation in der Plammis-Decke und im Heidnischbiel unterscheidet sich von demjenigen der Raron-Synklinale allein durch eine stärker

ausgeprägte Deformation. Er weist eine dunkelgraue Bruch- und eine bläulich hellgraue Verwitterungsfarbe auf, ist stark rekristallisiert und von zahlreichen verfalteten Kalzitadern und -äderchen durchzogen (BUGNON 1986, GASSER & DOLIVO 1980).

t-i Undifferenzierte tektonisierte Gesteine entlang der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone

$\gamma\delta_B$ Schürflinge aus Baltschieder-Granodiorit

Zwischen dem zerscherten Baltschieder-Granodiorit, der das Liegende der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone bildet, und dem marmorierten Kalk der Quinten-Formation, der meistens deren Hangendes bildet, treten zahlreiche dezimeter- bis hektometergrosse Linsen und Schuppen auf. Diese bestehen aus Granodiorit, Quarzit, triassischen Dolomiten und Mergeln, Tonschiefer der Dugny-Formation, Spat- und Kieselkalken des Doggers sowie der mergelig-kalkigen Abfolge der Schilt-Formation (DOLIVO 1982). Die ältesten Einheiten kommen hauptsächlich im Osten zwischen dem Bietschtal und dem Baltschiedertal vor, während die jurassischen Einheiten im Westen zwischen Niedergampel und dem Bietschtal auftreten. Der Lias scheint zu fehlen, wobei die intensive Deformation das Erkennen der verschiedenen Spatkalke und Tonschiefer des Lias erschwert. Der schwarze Schiefer der Durgny-Formation tritt häufig auf und bildet ausgedehnte Linsen, denen stellenweise ausgewalzte Fragmente der anderen Lithologien tektonisch einverleibt wurden. Wo eine stratigraphische Abfolge erhalten geblieben ist, weist sie die Polarität eines Normalschenkels auf, was mit dem Nordwestschenkel der Raron-Synklinale übereinstimmt (DOLIVO 1982). Wo die Linsen gross genug und genügend klar stratigraphisch zuzuordnen waren, wurden sie ausgeschieden, ebenso wie die Schürflinge aus Baltschieder-Granodiorit.

Zwischen den Bietschtal und den Baltschiedertal, in der Nähe der Synkлинаlsohle, bilden die Linsen chaotische Anhäufungen, die als «undifferenzierte tektonisierte Gesteine» kartiert wurden. Diese werden teils von mylonitischem Granodiorit umschlossen (LOUP 1992), wie zum Beispiel in der Nähe der Wiwannahütte (Koord. 2632.585/1132.615/ 2450 m).

JÄGERCHRÜZ-DECKE

Am westlichen Kartengebietsrand schliesst sich die Jägerchrüz-Decke mit der Fesalp-Synklinale in Richtung Osten. Während sie am rechten Ufer der Rhone talaufwärts von Leuk (Blatt 1287 Sierre) durch die ausgedehnten grauen Schichtflächen der Quinten-Formation bei Platten gekennzeichnet ist, weist ihr Kern kleinflächige Aufschlüsse von Gesteinen vom Mittlerem Jura bis ins Paläogen auf.

Jura***Dogger*****Hochstollen-Formation** (Bajocien–?Callovien)

(PILLOUD 1990)

i₁ ***Schwarzhorn-Member*** (*Bajocien*)

Fazies und Mächtigkeit entsprechen denjenigen des Schwarzhorn-Members in der Plammis-Decke (S. 42). An der Basis wiegen klastische Lithologien vor (Sandkalk, quarzitischer Sandstein), während gegen oben sandiger Trochitenkalk überhandnimmt (BUGNON 1986). Letzterer weist ein marmoriertes Gefüge und eine bläulich graue Verwitterungsfarbe auf.

i₁₀₋₃ ***Feinkörniger Spatkalk*** (*Bajocien–?Callovien*)

Wie in den anderen Einheiten des Doggers nimmt der Kalkgehalt gegen oben zu. Hier handelt es sich um dunklen feinkörnigen Kalk mit vorwiegend kleinen Trochitenbruchstücken (BUGNON 1986). Der mergelige eisenoolithische Horizont konnte nicht nachgewiesen werden. Die Alterszuweisung dieser Abfolge erfolgte nur durch Faziesvergleiche, wobei das Vorhandensein von Gesteinen mit Callovien-Alter ungesichert ist.

Malm**i₄₋₅** **Schilt-Formation** (Oxfordien)

(KUGLER 1987)

Im überkippten Schenkel der Fesalalp-Synklinale ist die Schilt-Formation intensiv mit dem massigen Kalk der Quinten-Formation verfaltet. Der mergelige Kalk und der Mergel entsprechen der Schilt-Formation der Plammis-Decke (BUGNON 1986).

i₆₋₈ **Quinten-Formation** (Kimméridgien–Tithonien)

(MOHR & FUNK 1995)

Der graue Kalk der Quinten-Formation bildet in der Fesalalp-Synklinale nur noch ein dünnes Band; ausserdem ist er dort von Schutt überlagert. Der bläulich hellgrau verwitternde feinkörnige Kalk, der westlich der Gebietsgrenze zwischen den Blättern Raron und Sierre als graue Platten aufgeschlossen ist, weist die gleiche Fazies auf wie derjenige der Plammis-Decke. Auch er ist durch sehr starke Deformation und Rekristallisation und häufige Kalzitadern gekennzeichnet.

Kreide

Im Kern der Fesalalp-Synklinale ist nur die Basis der Kreideserie aufgeschlossen. Ihre Beziehung mit den spätjurassischen und paläogenen Formationen ist komplex.

c₁ **Palfris-Formation** (Berriasien) (BURGER & STRASSER 1981)

Die ehemals als «schiefriges Valanginien» bezeichnete Palfris-Formation nimmt in Form einer Wechsellagerung von dunklem schiefrigem Mergel und graubraun anwitterndem, schwarzem mergeligem Kalk die Hänge von Obri Zälg zwischen Erschmatt und Engersch ein (BUGNON 1986). Sie ist stark deformiert, ihre Mächtigkeit kann nicht ermittelt werden.

Paläogen

Ein Band aus paläogenem Sandstein kennzeichnet die Basis der Jägerchrüz-Decke. Im überkippten Nordschenkel der Fesalalp-Synklinale im Gebiet von Blatt Raron steht der Sandstein in stratigraphischem Kontakt mit der Palfris-Formation sowie in tektonischem Kontakt mit Sandsteinen und Kalken des Doggers. Gegen Westen (Gebiet von Blatt Sierre) vervollständigt sich die Serie, vor allem ab Guttet. Im Südschenkel der Synklinale bildet die paläogene Abfolge hingegen nur noch eine Schuppe, die zwischen der Überschiebungsfläche der Decke und dem Dogger eingekeilt ist.

Sanetsch-Formation (Spätes Eozän) (MENKFELD-GFELLER 1994)

e_{6s} **Tsanfleuron-Member** (frühes–mittleres Priabonien)

Dieser massigste Teil der Sanetsch-Formation tritt in basaler Position in der Decke auf. Er besteht hauptsächlich aus hell verwitterndem glimmerreichem kalzitisch zementiertem Sandstein, der mit Sandkalk wechsellagert. MASSON et al. (1989) geben eine genaue Beschreibung. Die Wechsellagerung weist Bankmächtigkeiten von 10 cm bis 1 m auf. Die kleinen Nummuliten, die weiter westlich, im Gebiet von Blatt Sierre, in der Sanetsch-Formation gefunden wurden, sind hier aufgrund der starken Deformation des Sandsteins nicht erkennbar.

UNTERPENNINIKUM

MONTE-LEONE-DECKE

Der Gneis der Monte-Leone-Decke ist auf den südöstlich von Visp gelegenen Anhöhen aufgeschlossen. Mit einer auf triassische Sedimentgesteine reduzierten Sedimentbedeckung bildet er das am tiefsten gelegene strukturelle Element des Unterpenninikums. Das kristalline Grundgebirge und die reduzierte Sedimentgesteinsbedeckung bilden zusammen die nach Norden überkippte Gebidum-Falte, deren Achse in Richtung Südwesten unter die Rhone-Simplon-Linie abtaucht.

Kristallines Grundgebirge

GO_{ML} Kleinaugiger Feldspat-Zweiglimmergneis

Hierbei handelt es sich um einen mesokraten Bändergneis mit kleinen Mikroklinen. Die hellen Bänder enthalten Quarz, Albit oder Oligoklas sowie Alkalifeldspat, die dunklen Bänder Biotit, Chlorit oder Hellglimmer. Je nach dem Mengenverhältnis der phyllitischen Minerale variiert die Gesteinsfarbe zwischen hellgrau und dunkelgrüngrau. Nebengemengteile sind rostfarbene Karbonate, Apatit, Zirkon, Titanit und Leukoxen. Die Mikrokline liegen als von der Hauptschieferung gesäumte Porphyroblasten vor. Sie enthalten kaum oder nicht ausgerichtete Quarz-, Apatit- und Hellglimmereinschlüsse. Mikrokline können sich auch an Albiträndern bilden.

Der kleinaugige Feldspat-Zweiglimmergneis ist auf einer Fläche von 2 km² im Südosten des Kartengebiets aufgeschlossen. Er ist in den Erläuterungen zum benachbarten Atlasblatt Brig (BURRI et al. 1994) detailliert beschrieben.

Sedimentbedeckung

Der Gneis der Monte-Leone-Decke ist von triassischen Sedimentgesteinen umgeben, die hier als autochthon betrachtet werden und somit zur weiter östlich definierten und dort auch in ihrem oberen Teil vollständigen Holzerspitz-Serie (CARRUPT 2003) gehören würden.

t_d	Dolomit, Dolomitmarmor
t_y	Gips
t_r	Rauwacke

Die triassische Sedimentgesteinsbedeckung fängt meist mit hellbeigem feinkörnig kristallisiertem Dolomit mit weisslicher Bruchfarbe an, der gegen oben, aber auch lateral in massigen Dolomitmarmor übergeht. Seine Mächtigkeit kann in den Felswänden oberhalb von Eyholz, wo der Dolomitmarmor den Verkehrtshenkel der Gibidum-Falte (Gibidum auf der Karte) bildet, 100 m erreichen.

In der Umgebung von Nassi Bircha, auf der rechten Seite des Bächji, besteht das Scharnier dieser Falte aus einer grossen Gipsmasse. Der Gips kann weiss, rein und pulverförmig sein, kann aber auch Kalzit-, Dolomit-, Quarz-, Chalkopyritkörner und Hellglimmer enthalten; in diesem Fall ist er gelb gefärbt. Am Kontakt zwischen Gips und Dolomit tritt in der intensiv deformierten Zone, die annähernd dem Bachbett vom Bächji folgt, Rauwacke auf.

PIZZO-DEL-VALLONE-DECKE

In der Südseite des Rhonetals tritt dunkler, oft kalkiger Schiefer auf, der Linsen oder diskontinuierliche Lagen aus Grüngestein sowie aus triassischem Gips und Dolomit enthält. Er bildet zwei deutliche Bänder, wovon das eine in die Sion-Courmayeur-Zone eingeschaltet und das andere zwischen letzterer und der Monte-Leone-Decke eingeklemmt ist. Diese Bänder werden zur Pizzo-del-Vallone-Decke gestellt – von CARRUPT (2003) definiert, die die ehemalige «Fäldbach-Zone» neu definierte –, wobei diese Zuordnung eher aus Gründen der strukturellen und kartographischen Kontinuität vorgenommen wurde und nicht auf fazieller Korrelation beruht.

S_{pV} **Pelitischer bis sandiger Schiefer, Kalkschiefer, Feinbrekzie**

Hierbei handelt es sich um eine im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankte Abfolge von dunkelbraunem bis schwarzem, oft gelbliche Lagen führendem Schiefer und Kalkschiefer. Sie ist oberhalb von Visp entlang der Strasse nach Zeneggen gut aufgeschlossen. In der Nähe zum Kontakt mit dem Flysch valaisan, manchmal aber auch innerhalb des Kalkschiefers, treten Feinbrekzienlagen mit vorwiegend Dolomit- und Kalkklasten auf. In den Felswänden im Ziguwald oberhalb von Eyholz erinnert das Aussehen der Abfolge an einen sandigen Kalkflysch.

Diese Gesteine wurden nicht datiert. Aufgrund der Analogie mit den von CARRUPT (2003) untersuchten Abfolgen könnten sie altersmässig in den Jura und die Kreide, möglicherweise sogar ins Paläogen gestellt werden.

t_d Dolomit
t_y Gips

Mehrere kleine Aufschlüsse von Dolomitmarmor treten in den beiden oben genannten Schieferbändern im Südosten von Visp auf, währendem sich Gipsaufschlüsse nur im östlichen Teil dieser Bänder zwischen Eyholz und Ziguwald finden lassen. Die Vorkommen sind linsenförmig, wobei unklar ist, ob es sich um isolierte Blöcke oder boudinierte und zerrüttete Schichten handelt.

P_{PV} Prasinit

Blassgrüner Prasinit im engeren Sinn mit Albit, Epidot, Aktinolith und Kalzit sowie Ovardit und dunkelgrüner chloritreicher Chloritschiefer liegen in Form von Linsen oder als Gesteinslagen (Lagergänge?) im Schiefer vor. Die nemato-poikiloblastische Textur des Prasinit wird durch die häufigen idiomorphen Aktinolithe, welche die Albitblasten durchziehen, unterstrichen. Übrige Minerale sind Pistazit, Klinozoisit, Phengit und Chlorit, der manchmal den Aktinolith ersetzt. Nebengemengteile sind Titanit, Rutil, Ilmenit sowie Leukoxen. Sie sind basaltischen Ursprungs; ihr Alter ist unbekannt.

In einem massigen Prasinit mit Amphibol, Albit, Chlorit und Epidot, der oberhalb der Tennisplätze von Visp auf der linken Seite der Vispa aufgeschlossen ist (Koord. 2633.850/1126.250), treten Relikte einer ophitischen Textur in einem Albit-amphibolit auf, die einen magmatischen Ursprung bezeugen (WERENFELS 1924, S. 107).

Unter diesen Grüngesteinen sind stellenweise Metagabbros anzutreffen, wie beispielsweise am Weg, der die Strasse Visp–Bürchen kreuzt (Koord. 2633.050/1126.950). H. Masson (pers. Mitt.) fand eine 1,3 x 0,2 m messende Serpentinlinse etwas weiter unten am dem gleichen Weg (Koord. 2633.460/1126.850, 780 m), die wenig oberhalb des Aroley-Kalks aufgeschlossen ist.

SION-COURMAYEUR-ZONE

Die Sion-Courmayeur-Zone setzt sich aus drei Einheiten zusammen, dem *Südegg-Komplex*, der nur im Vispertal aufgeschlossen ist, dem *Flysch valaisan*, der das gesamte Gebiet von Blatt Raron von Osten nach Westen durchquert, und der *Pierre-Avoi-Einheit*, die nur im Westen des Kartengebiets vorhanden ist.

Südegg-Komplex

BURRI (1979) und BURRI et al. (1993) beschrieben diesen Komplex unter dem Begriff *Versoyen-Schichten* («*Couches du Versoyen*»). JEANBOURQUIN & BURRI (1991) übernahmen diese Bezeichnung und fügten die Versoyen-Schichten aufgrund der Analogie dieser Einheit mit der «Versoyen-Serie» in Savoyen (ANTOINE 1971, 1972) zur «*Ante-Flysch-Einheit*» («*ensemble anté-flysch*»). MASSON (2002) interpretierte diesen Komplex als Wildflysch und nannte ihn «*Visp-Melange*» («*mélange de Viège*»). Gemäss diesem Autor überlagert er die Aroley-Formation stratigraphisch, die von ihm als jüngste Formation des Flysch valaisan betrachtet wird. Da diese Einheit keine Merkmale eines Melanges aufweist, wird hier der neutralere Begriff «Komplex» verwendet, auch weil das chaotische Gefüge einzig durch – wahrscheinlich mehrphasige – Tektonisierung dieser Einheit entstanden sein kann. Sehr wahrscheinlich kann somit der Südegg-Komplex mit der «Versoyen-Serie» (ANTOINE 1971, 1972) und sogar mit einem Grossteil der Punta-Rossa-Einheit, die in der Umgebung des Kleinen Sankt Bernhard (F/I) auftritt, korreliert werden (BELTRANDO et al. 2012).

Zwischen den verschiedenen Gesteinen dieses Komplexes und dem Flysch valaisan, der üblicherweise mit der Aroley-Formation beginnt, tritt dunkelgrauer, silbern glänzender Schiefer auf, der bisher in der Region von Visp nie vom schwarzen Schiefer, der in den Komplex eingeschaltet ist, abgetrennt wurde. ANTOINE (1971, 1972) stellte in der Tarentaise solchen grauen Schiefer zwischen der Versoyen-Serie und der Aroley-Formation fest. Dieser unterscheidet sich von dem innerhalb dieser Serie mit basischen Lagergängen wechsellagernden Schiefer. Dieses Vorkommen wie auch die Unterscheidbarkeit wurden in jüngeren Arbeiten bestätigt (MASSON et al. 2008, LOPRIENO et al. 2011, BELTRANDO et al. 2012). Wegen der Konkordanz des dunkelgrauen, silbern glänzenden Schiefers mit der Aroley-Formation und seiner Diskordanz mit den lithologischen Kontakten innerhalb des Südegg-Komplexes wird er hier als Basis des Flysch valaisan betrachtet. Die Unterscheidung zwischen zwei dunklen Schiefen ist jedoch im Feld nicht immer einfach, ebenso ist es unklar, ob der Kontakt zwischen dem Flysch und dem Südegg-Komplex stratigraphisch oder tektonisch ist (S. 107).

Der mit den übrigen Gesteinen des Südegg-Komplexes vermengte Albitgneis und der grobkörnige Gneis sind den Gneisen der Visperterminen-Zone sehr ähnlich. Es ist nicht möglich zu bestimmen, ob es sich um Verfaltungen dieser Zone mit dem Südegg-Komplex handelt oder um Lithologien, die zu diesem Komplex gehören. Hier wurde die zweite Lösung gewählt.

h_s Schwarzer Schiefer, dunkelgrauer Quarzschiefer

Innerhalb des Südegg-Komplexes tritt auffallend schwarzer Schiefer auf, der oft in scheinbar stratigraphischem Kontakt mit dem Prasinit (Metabasalt) steht oder in diesen eingelagert ist. Der Schiefer ist kieselig und sehr feinkörnig oder ähnelt dunkelgrauem Quarzschiefer. Er enthält keinerlei Karbonate. Unter dem Mikroskop besteht die Matrix aus feinkörnig Quarz und Feldspat und weist Phengit- und Graphitlagen auf. Graphit kann so häufig vorkommen, dass dieses Gestein dem graphitischen Schiefer der Zone Houillère gleicht (S. 63).

In der Region von Visp–Simplon teilten BURRI (1979), JEANBOURQUIN & BURRI (1991) und BURRI et al. (1993, 1994) diesen Schiefer den *Versoyen-Schichten* zu, ohne ihn jedoch vom dunkelgrauen, silbern glänzenden Schiefer an der Basis des Flysch valaisan zu unterscheiden. MASSON (2002) unterschied zwei Typen von schwarzem Schiefer, einer, der ursprünglich in Verbindung mit den Grüngesteinen stand, und einer, der als Matrix eines Wildflyschs angesehen wird. Aus oben erwähnten Gründen wird hier nur der erste Typ in Betracht gezogen.

Dieser Schiefer ist in der Umgebung von Visp nicht datiert worden. In der Umgebung des Kleinen Sankt Bernhard ist die Datierung ihrer wahrscheinlichen Äquivalente kontrovers: Frühe Kreide für ANTOINE (1971, 1972) und LOPRIENO et al. (2011), Paläozoikum für BELTRANDO et al. (2012; älter als 272 Ma) und MASSON et al. (2008; Viséen).

P_β Prasinit (Metabasalt), Ovardit

Die Vorkommen von Prasinit erreichen Mächtigkeiten von mehreren Zehnern von Metern bis rund hundert Meter. Verschiedenenorts in diesen ophiolitischen Gesteinen können Kissenlavastrukturen (Pillows) beobachtet werden, wie zum Beispiel östlich und südlich von Visperterminen (Koord. 2636.560/1123.210, 2635.200/1122.100; VUAGNAT 1947, DIETRICH & OBERHÄNSLI 1975). In einem aufgelassenen Steinbruch beziehungsweise einer ehemaligen Kiesgrube auf der linken Seite der Vispa (Koord. ca. 2634.000/1125.700) wies ein grosser, angeschnittener Block, der heute verschwunden ist, schöne Kissenstrukturen (Fig. 9) mit variolitischen Rändern auf, die durch dezimetermächtige metahyaloklastische Bänder getrennt waren (DIETRICH & OBERHÄNSLI 1975) und somit einen submarinen effusiven Ursprung bezeugten. Dieser Block dürfte von dem etwas weiter oben gelegenen Prasinitfelsriegel gestammt haben.

In die massigen Lagen des Metabasalts schalten sich dünne Lagen aus glimmerreichem schwarzem Quarzit ein, die nicht immer gesondert kartiert werden konnten. Es lassen sich auch Einschaltungen von sehr kompaktem grauem mylonitischem Quarzit finden.



Fig. 9: Angeschnittener Block (heute verschwunden) mit Kissenlavastrukturen (Pillows). Stillgelegter Steinbruch bzw. Kiesgrube auf der linken Seite der Vispa bei Koord. ca. 2634.000/1125.700. Foto L. Jemelin, 1977.

Entlang einer kleinen Strasse östlich von Visperterminen (Koord. 2636.120/1123.350) können mehrere spezielle Gesteine mit sehr feinkörniger Textur, die in Prasinit eingeschaltet sind, beobachtet werden. Das bemerkenswerteste davon hat eine sandgelbe Farbe und ist sehr hart und kompakt. Es enthält bis zu 50 % Epidot, 35 % Quarz sowie Albit. Es dürfte sich somit um einen «quarzhaltigen Mikroprasinit» und möglicherweise um ein Ganggestein handeln. LANGHI (1999) beschrieb dieses Profil im Detail, in welchem die Beziehungen des Prasinit mit seinem Umgebungsgestein, das hier aus besonders hartem und kompaktem schwarzem Kieselschiefer und aus hell- bis dunkelgrauen mylonitischem Quarzit besteht, zu beobachten ist.

In petrographischer Hinsicht enthält der Prasinit poikiloblastischen Albit (mit zahlreichen Epidot-, Amphibol- und Titaniteinschlüssen), Aktinolith, Chlorit, Epidot (Pistazit, Zoisit oder Klinozoisit), wenig Quarz (ca. 5 %) sowie Kalzit. Als Nebengemengteile treten Turmalin, Titanit und Leukoxen, Zirkon und wenig Granat auf. Es lassen sich Variationen in Richtung amphibolitischer Prasinit (bis zu 35 % nadelförmige Aktinolithblasten) sowie in Richtung Ovardit, in welchem Chlorit und Albit dominieren, beobachten.

COLOMBI (1989) und LANGHI (1999) zeigten, dass es sich geochemisch um tholeiitischen Basalt handelt, also um einen Basalt ozeanischen Ursprungs, der splitisiert wurde, wie dies bei Kissenlaven der Fall ist, bevor er durch höhere grünschieferfazielle alpine Metamorphose überprägt wurde. COLOMBI (1989) beschrieb auch einen Metagabbro unter diesen Gesteinen. CANIC (1996) zeigte die geochemische Ähnlichkeit zwischen den Grüngesteinen der Umgebung von Visp und denjenigen des Versoyen auf. Die Datierung der Platznahme der magmatischen Gesteine ist unbekannt und kontrovers. LOPRIENO et al. (2011) beispielsweise postulieren ein Jura- bis Kreide-Alter (oder nur Kreide), während die einzigen radiometrischen Datierungen ein Karbon-Alter ergaben (CANIC 1996, SCHÄRER et al. 2000, MASSON et al. 2008).

S_{RV} Serpentin

Der eindrucklichste Serpentinataufschluss liegt auf der linken Seite der Vispa. Es handelt sich um eine Linse mit einer Länge von etwa 2,5 km und einer Mächtigkeit, die beim Riedbode unterhalb von Zeneggen 300 m erreicht. Das Gestein ist massig und glänzend und enthält Antigorit, manchmal mit Olivin- und Pyroxenrelikten (Ultramafit). In den Rissen und Spalten ist der Serpentin deutlich faserig; es handelt sich dabei um Chrysotil (Asbest). Weitere kleinere Serpentinlinsen liegen verstreut auf der rechten Seite der Vispa beim Stundhaus, wo auch einige wenige Talkschieferlagen vorkommen. Neben Talk (etwa 50 %) enthalten sie Tremolit, serpentinierten Enstatit, Chlorit und Serpentin. Der Serpentin steht meist in Kontakt mit Prasinit oder Albitgneis.

G_S Albitgneis, grobkörniger Gneis

Der im Südegg-Komplex enthaltene Gneis ist entweder feinkörnig und stark albitisch oder grobkörnig mit kleinen Quarzlinsen, die eine augige Fazies nachahmen können. Er ist oft stark zerschert und weist eine braune bis rostbraune Verwitterungsfarbe auf. Das Gestein erinnert an einzelne Gneise aus der Visperterminen-Zone. Der zweite Typ erinnert zudem an die Metagranitoide der Punta Rossa in der Umgebung des Kleinen Sankt Bernhard, die unter anderem von ELTER & ELTER (1965, leptynitische Gneise) und von BELTRANDO et al. (2012) beschrieben wurden.

t_q Bruneggjoch-Formation

Die Bruneggjoch-Formation besteht aus kleinen Linsen oder Lagen aus grünem, gräulichem oder weissem Quarzit, der oft zusammen mit dem Albitgneis oder dem Dolomitmarmor auftritt.

t_d Marmor, Dolomitmarmor und -brekzie

Beidseits der Vispa kommen mehrere grosse Linsen aus massigem Dolomitmarmor vor. Die Verwitterungsfarbe des Gesteins ist beige bis gelb (Dolomitmarmor) mit bläulich grauen Streifen (Marmor). Die Dolomitmarmorbänke sind oft boudiniert. In der Umgebung des Klettergartens auf der linken Seite der Vispa ist die grösste Linse gegen 2 km lang und 120 m mächtig. Die Struktur ist oft brekziös, wobei die Komponenten aus eckigen Dolomitklasten bestehen. In der Umgebung von Warthaus auf der rechten Seite der Vispa ist dieselbe Fazies besser zugänglich und leichter zu beobachten.

t_y Gips

Der Gips des Südegg-Komplexes ist auf der rechten Seite der Vispa an zwei Orten aufgeschlossen: auf der rechten Seite des Riedbachs (Koord. 2636.300/1123.800, 1420 m) sowie 500 m südwestlich von Unter Stalden auf einer Höhe von 800 m.

i_b Kalkige (Fein-)Brekzie

Drei kleine, am Rand einer grossen Dolomitschuppe gelegene linsenförmige Lagen können, leicht zugänglich, entlang der Strasse Visp–Zeneggen beobachtet werden; die interessanteste davon befindet sich auf 1180 m ü.M. Die Matrix der (Fein-)Brekzie ist kalkig, die Klasten sind dolomitisch oder kalkig. MÜLLER (2001) konnte in einem Dünnschliff einer Feinbrekzie von Koord. 2633.350/1126.005 Reste von *Siphovalvulina* sp. und Milioliden beobachten, sowie, in einer weiteren Probe, Oogonien von Charophyten (Porocharaceen?). Siphovalvulinen zeigen einen marinen Ablagerungsraum und ein Alter von Mittlerem Jura oder Früher Kreide an. Porocharaceen zeugen von aufgearbeitetem oder zugeführtem kontinentalem mitteljurassischem oder älterem Material. Dies bedeutet, dass die kalkige (Fein-)Brekzie zwischen dem Mittleren Jura und der Frühen Kreide abgelagert wurde.

Flysch valaisan («Trilogie valaisanne»)

Der Flysch valaisan durchzieht das gesamte Gebiet von Blatt Raron. Er wird auch «Trilogie valaisanne» genannt, da er üblicherweise drei Formationen umfasst: die *Aroley-Formation* (kalkiger Flysch) an der Basis, gefolgt von der *Marmontains-Formation* (kieseliger Flysch) und schliesslich die *St-Christophe-Formation* (sandig-kalkiger Flysch) als weitaus mächtigste Einheit. Diese Formationen wurden von TRÜMPY (1951, 1954) als «Schichten» definiert; im Rahmen des Projekts zur Harmonisierung der lithostratigraphischen Einheiten der Schweiz (STRASKY et al. 2016) wurden sie offiziellisiert und in den Rang von Formationen gehoben. Die «Trilogie valaisanne» wird unten durch den dunklen, silbern glänzenden Schiefer ergänzt, der

von BELTRANDO et al. (2012) vom schwarzen Schiefer des Versoyen unterschieden wurde. MASSON et al. (2008) sind der Auffassung, dass die Polarität des Flysch valaisan umgekehrt ist, das heisst, dass die St-Christophe-Formation die Basis bildet und die Aroley-Formation das Top.

Der Flysch valaisan wurde während der Kreide (ELTER 1954, TRÜMPY 1954, BURRI 1958, ANTOINE 1971) in einem tiefen Becken (Walliser Trog) zwischen dem europäischen Kontinentalrand und der Briançonnais-Schwelle abgelagert (z.B. LOPRIENO et al. 2011).

Morphologisch bildet der Flysch valaisan, der vor allem durch die St-Christophe-Formation vertreten ist, gelbe bis rostrote Felswände, die das Rhonetal im Süden und das untere Vispental bei Zeneggen überragen. Es ist zu bemerken, dass sein oberer tektonischer Kontakt – der von Westen nach Osten zunächst unter der Pierre-Avoi-Einheit, dann unter der Zone Houillère und schliesslich unter dem Quarzit der Siviez-Mischabel-Decke liegt – durch das Vorkommen der Marmontains- und Aroley-Formation hervorgehoben wird, was hier die Beobachtung von JEANBOURQUIN & BURRI (1989, 1991), dass im Gebiet des benachbarten Blattes Brig (BURRI et al. 1993) diese tektonische Einheit fast durchwegs invers liegt, bestätigen würde.

F₃ Dunkelgrauer, silbern glänzender Schiefer, Kalkschiefer

Der dunkelgraue, silbern glänzende, manchmal grünliche (chlorithaltige) Schiefer, der an die piemontesischen «Schistes lustrés» erinnert, wechsellagert oft in Form dünner Lagen mit dünnen Bänken aus sandigem Kalkschiefer, die an geringmächtige Turbidite erinnern. Sie können in der Basis der Felswände oberhalb von Südegg (Koord. 2633.970/1124.900), die aus der Aroley-Formation gebildet werden, gut beobachtet werden.

Der Schiefer ist einige Dekameter mächtig und geht rasch in den feinplattigen Marmor an der Basis der Aroley-Formation über. Der Kontakt scheint stratigraphisch zu sein. In der Umgebung des Kleinen Sankt Bernhard schiedenen BELTRANDO et al. (2012) den Schiefer unter dem Namen «Grey micaschists» (Graue Glimmerschiefer) aus; er befindet sich auch dort in stratigraphischem Kontakt zur Aroley-Formation.

Der dunkelgraue, silbern glänzende Schiefer wurde bis anhin mit dem karbonatlagenfreien schwarzen Schiefer des Südegg-Komplexes verwechselt, der sich unmittelbar darunter im erwähnten Aufschluss oberhalb von Südegg befindet. Der Kontakt zwischen den beiden Schiefen ist in der Tat sehr schwierig zu fassen.

F₄ Aroley-Formation

(TRÜMPY 1954)

Die Aroley-Formation ist durch schwach gestreiften, bläulich marmorierten massigen Kalk gekennzeichnet, der als einzelne oder mehrere 2–20 m mächtige Bänke vorliegt. Die weissliche Verwitterungsfarbe ist heller als die glitzernde, bläuliche Bruchfarbe. An der Basis ist der Kalk der Aroley-Formation feinkörnig und plattig und geht fließend aus dem liegenden dunkelgrauen, silbern glänzenden Schiefer und Kalkschiefer hervor. In diese feinkörnige, oft schwach sandige Fazies schalten sich teils (fein-)konglomeratische Lagen ein, die stets eine kalkige Matrix aufweisen und Quarz- und Dolomitkomponenten beinhalten. In einem kleinen Steinbruch am Riedbach (Koord. 2636.100/1123.700) nördlich von Visperterminen kann ein Profil durch die Formation beobachtet werden, in welchem die meisten dolomitischen Komponenten dunkelgrau bis schwarz sind.

Der Kalk der Aroley-Formation besteht aus 70–90 % Kalzit, 10–25 % Quarz und Feldspat und 2–5 % Hellglimmer und Erzen. Graphit, Turmalin und seltene Epidote bilden die wichtigsten Akzessorien.

Am stratigraphischen Kontakt zur Marmontains-Formation sind die Marmorbänke oft massiger ausgebildet.

TRÜMPY (1954) teilt der Aroley-Formation aufgrund einer kleinen Orbitoline, die in einer brekziösen Kalklage im Val Ferret gefunden wurde, ein frühkretazisches Alter (Barrémien–Aptien) zu.

F₅ Marmontains-Formation

(TRÜMPY 1954)

Die Marmontains-Formation liegt stratigraphisch zwischen der Aroley- und der St-Christophe-Formation. Sie besteht aus Quarzit mit brauner bis rostroter Verwitterungs- und grünlicher Bruchfarbe, der mit schwarzem Schiefer wechsellagert. Morphologisch ist diese Formation trotz ihrer geringen Mächtigkeit von durchschnittlich 10–20 m sehr prägend. Der schwarze Schiefer bildet kleine Mulden, in denen stellenweise dünne braungrüne Quarzitbänke herauswittern, die mit der zitronengelben Landkartenflechte (*Rhizocarpon geographicum*) bewachsen sind.

Der feinkörnige Quarzit ist meist massig gebankt, kann aber auch blättrige Lagen mit einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bilden. Das Gestein besteht aus 70 % Quarz, 25 % Feldspat und etwas Hellglimmer. Chlorit ist entlang von kaum erkennbaren Schieferungsflächen angeordnet. Der untergeordnet vorhandene Kalzit liegt als Zement vor.

Unter dem Mikroskop zeigt der schwarze Schiefer einen stark deformierten Filz aus Hellglimmer, Quarz und Graphit sowie schwarze, graphitreiche Scherflächen.

An der Strasse nach Zeneggen westlich von Visp ist die Marmontains-Formation durch eine Wechsellagerung von weisslichem bis hellgrauem quarzitischem,

schwach karbonathaltigem Metasandstein und Kalk, der demjenigen der Aroley-Formation gleicht, gekennzeichnet (pers. Mitt. H. Masson). Isoklinale Verfaltung dürfte ein Grund für diese Wechsellagerung sein, die an die Aufschlüsse im Hotee-Gebiet (s. u.) erinnert.

Dieses kaum oder wenig karbonathaltige Gestein könnte während des gleichen anoxischen Ereignisses abgelagert worden sein wie die Garschella-Formation des Helvetikums (Aptien–Albien). Im Gebiet von Blatt Brig fand BURRI (1967) pyritisierte Radiolarien und eine fragile *Praeglobotruncana* sp.

F₆ St-Christophe-Formation

(TRÜMPY 1954)

Die St-Christophe-Formation ist diejenige Einheit der «Trilogie valaisanne», die am ehesten wie ein typischer Flysch aussieht. Sie ist etwa 400–500 m mächtig und besteht aus einer Wechsellagerung von 20–50 cm mächtigen Bänken aus beigem sandigem Marmor mit dunklen, schwach kalkigen Schieferzwischenlagen. Die ursprüngliche Mächtigkeit der intensiv verfalteten Formation dürfte geringer gewesen sein. Im Gebiet von Blatt Raron ist die St-Christophe-Formation auf der linken Seite der Rhone beinahe ununterbrochen aufgeschlossen, wo sie zur Talebene hin sehr schroffe Abhänge bildet.

Die Bruchfarbe des Gesteins ist bläulich. Mit Ausnahme von einigen metermächtigen massigeren, verhältnismässig grobkörnigen Bänken ist es feinkörnig. Die Bestimmung der Schichtpolarität erweist sich als schwierig.

Das Gestein besteht aus Kalzit (80%), Quarz (10–15%), Hellglimmer und einigen Erzen. Unter dem Mikroskop sind dünne graphitische Lagen erkennbar, die die unregelmässigen Korn Grenzen der Kalzite säumen; wahrscheinlich handelt es sich um durch Kompaktion entstandene Drucklösungssäume.

In der Umgebung von Sitten fand BURRI (1958) in Gesteinen, die zur St-Christophe-Formation gestellt werden (SARTORI et al. 2011), Radiolarien, die er der Späten Kreide zuordnete. MÜLLER (2001) fand in einer massigen schwach sandigen Marmorbank an der Strasse Turtmann–Eischoll (Koord. 2621.110/1127.450) pyritisierte Milioliden, deren Alter jedoch aufgrund ihrer geringen Grösse nur schwierig zu bestimmen ist und die ausserdem aufgearbeitet sein könnten.

Ähnliche Gesteine, die unterhalb des unteren Bandes der Pizzo-del-Vallone-Decke östlich und westlich von Visp anzutreffen sind, wurden unter dem Namen «Rosswald-Serie» zusammengefasst und der mesozoischen Sedimentbedeckung der Monte-Leone-Decke zugeteilt (z. B. JEANBOURQUIN & BURRI 1989, STECK et al. 1999, 2001). Sie unterscheiden sich in der Umgebung von Visp gegenüber den anderen Bereichen dieser Formation einzig durch die etwas geringeren Bankmächtigkeiten und eine plattigere Ausbildung. Weiter östlich, im Gebiet des Breithorns (gemeinsamer Eckpunkt der Blätter Brig, Aletschgletscher, Binntal und Helsenhorn),

wurde diese Serie der St-Christophe-Formation zugeteilt (STECK 2011). Diese Zuordnung wurde für das Gebiet von Blatt Raron übernommen.

Hotee-Gebiet

Im Südosten von Visp tritt eine charakteristische Serie auf. Sie scheint zwischen die beiden Bänder der Pizzo-del-Vallone-Decke eingefügt zu sein. Ihre Lithologie ist mit der des Flysch valaisan vergleichbar, weshalb sie diesem angegliedert wurde.

F_{4H} Marmor, phyllitischer Quarzit

Diese detritisch beeinflusste Einheit ist sehr heterogen und stark verfaltet; ihre ursprüngliche stratigraphische Abfolge lässt sich nur schwierig eruieren. Sie besteht aus hellem, gelb verwitterndem sandig-phyllitischem Marmor, bläulichem Marmor, sandigem und feimbekziösem Marmor mit schwarzen Streifen, bei denen es sich möglicherweise um gestreckte Klasten handelt, sowie phyllitischem Quarzit mit Kalklinsen. Entlang eines Pfades auf der rechten Seite des Bächji, der von Ober Stalden auf einer Höhe von 1020 m nach Rotgstei führt, oder auf der rechten Seite des Riedbach nordöstlich von Visperterminen können diese Fazies beobachtet werden. BURRI (1979) teilt diese Abfolge der Aroley-Formation zu.

F_{5QH} Kieseliger Metasandstein, bräunlicher Quarzit

F_{5SH} Rostrot anwitternder kalkiger Metasandstein

Über dem oben beschriebenen Marmor wechsellagern – mindestens teilweise infolge der starken Verfaltung dieser Abfolge – zwei sandige Fazies. Einerseits handelt es sich um kalkigen Metasandstein und sandigen Marmor mit massigen metermächtigen Bänken und typischer rostroter Verwitterungsfarbe; sie bestehen hauptsächlich aus Kalzit (50 %), Quarz (15–20 %), Albit (10 %) und Hellglimmer (10 %). Andererseits handelt es sich um stark kieseligen Sandstein oder bräunlichen Quarzit, der demjenigen der Marmontains-Formation stark gleicht oder sogar mit ihm identisch ist. Der kalkige Metasandstein und der sandige Marmor könnten noch zur Aroley-Formation gehören (BURRI 1979). Diese Wechsellagerung ist zwischen Rotgstei und Hotee gut aufgeschlossen.

F_{5H} Schwarzer plattiger Schiefer

Es handelt sich hierbei um schwarzen graphitischen, schwach karbonathaltigen oder karbonatfreien Schiefer, der sich zu dünnen Platten spalten lässt. Er enthält geringmächtige roströtliche feinsandige Bänke. Es könnte sich um ein Äquivalent

der Marmontains-Formation handeln (BURRI 1979, JEANBOURQUIN & BURRI 1989). Der schwarze plattige Schiefer scheint in stratigraphischer Kontinuität mit dem Schiefer und Marmor der darüberliegenden St-Christophe-Formation zu sein. Er ist in den Weinbergen von Ribe oberhalb von Staldbach und bis nach Hotee gut aufgeschlossen.

PIERRE-AVOI-EINHEIT

Die Pierre-Avoi-Einheit kommt nur im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Raron zwischen Turtmann und Eischoll vor. Sie steht in – wahrscheinlich tektonischem – Kontakt mit der Aroley-Formation, die von ihr überall überlagert wird. Die Pierre-Avoi-Einheit besteht hier gänzlich aus dem Pierre-Avoi-Melange, das zahlreiche Blöcke aus der Zone Houillère und ihrer Sedimentbedeckung enthält.

f_c Pierre-Avoi-Melange

Dunkler Schiefer wechsellagert mit sandigem Kalkschiefer, der in Feinbrekzie oder Konglomerat übergeht. Gewisse Teile können als Olisthostrom identifiziert werden: In eine Abfolge hemipelagischen dunklen Schiefers sind kalkige oder kieselige Turbidite sowie mehr oder weniger grobkörnige Debrisflow-Ablagerungen eingeschaltet. Der dunkle Schiefer in der Umgebung von Sitten lieferte BAGNOUD et al. (1998) Mikrofossilien, die ein Alter anzeigten, das vom Ende des Mittleren Eozäns bis wahrscheinlich zum Frühen Oligozän reichte. Im Mittelwallis wurde die Pierre-Avoi-Einheit insbesondere von TRÜMPY (1954), BURRI & JEMELIN (1983, Blatt Sembrancher), BURRI & MARRO (1993, Blatt Orsières) – die dort unterscheiden eine *konglomeratische Serie* und eine *schiefrig-quarzitische Serie* – und von SARTORI et al. (2011, Blatt Sion), im Gebiet von Blatt Raron von STAUB (1934) und JÄCKLI (1950) innerhalb der «Schuppenzone von Turtmann» sowie von LIACI (1999) und MÜLLER (2001) beschrieben.

Die *konglomeratische Serie* ist im Nordosten von Ergisch aufgeschlossen, beispielsweise entlang der Kantonalstrasse Turtmann–Eischoll zwischen 900 und 950 m ü. M. Sie befindet sich eher in der Basis der Pierre-Avoi-Einheit, nahe zum Kontakt mit der Aroley-Formation, wo die konglomeratischen Bänke mit Kalkschiefer wechsellagern. In einer kalkig-sandigen Matrix schwimmen einige linsenförmige Komponenten aus hellem spätem Kalk und Dolomit. Es wurden auch mehrere kleine linsenförmige Blöcke aus hellem spätem und kieseligem Kalk (Lias?) beobachtet, die aufgrund ihrer geringen Grösse (ca. 1 m Durchmesser) nicht kartiert werden konnten.

Die *schiefrig-quarzitische Serie* ist nur selten aufgeschlossen. Es handelt sich um dunkelgrauen bis schwarzen Schiefer, der sich zu dünnen Plättchen spalten lässt. Er ist vorwiegend kieselig, teils aber auch karbonatisch; es handelt sich also um

einen atypischen Kalkschiefer, der beispielsweise mit dem dunkelgrauen, silbern glänzenden Schiefer (F₃) verwechselt werden kann. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine feinkörnige glimmerreiche (Phengit, Chlorit) und graphitische quarzitisches Matrix, die Quarzklasten und zahlreiche zerbrochene Albit- und Feldspatblasten mit Graphiteinschlüssen enthält. Nebengemengteile sind Turmalin, Kalzit und Rutil. Wie bereits von verschiedenen Autoren bemerkt, darunter BURRI & JEMELIN (1983), kann die schiefrig-quarzitische Serie mit den Schiefen der Zone Houillère verwechselt werden, da die sie aufbauenden Sedimente wahrscheinlich aus dieser Zone abstammen.

Die meisten Blöcke des Pierre-Avoi-Melange sind hier in einem Gebiet beidseits der Kartengebietsgrenze zwischen Blatt Sierre (GABUS et al. 2008a) und Blatt Raron konzentriert, auf letzterem zwischen Turtmann und Ergisch. Aufgrund zahlreicher Verwerfungen in dieser Gegend, und weil die Blöcke (fast?) alle aus der benachbarten Zone Houillère stammen, ist es kaum möglich zu bestimmen, ob es sich um Olistholithe oder tektonische Schuppen handelt.

Es kommen Blöcke aus folgenden Lithologien vor:

h *Graphitischer Schiefer, Metasandstein*

Wechsellagerung von dunkelgrauem quarzitischem Metasandstein und schwarzem graphitischem Schiefer.

t_q *Quarzit*

Sehr grosse Quarzitblöcke (südlich und östlich von Turtmann bis zu 2 km lang) markieren die Pierre-Avoi-Einheit. Die zwei typischen Fazies der Bruneggjoch-Formation («Briançonnais-Verrucano») kommen vor: grüner feldspatreicher und konglomeratischer Quarzit mit rosa Quarzgeröllen und weisser bis beiger feinkörniger und massiger Quarzit (Sous-le-Rocher-Member).

t_d *Marmor und Dolomit*

t_y *Gips*

t_r *Rauwacke*

Die grössten und massigsten Blöcke bestehen aus kalzitischem oder dolomitischem Marmor mit einem wahrscheinlichen Alter von Mittlerer bis Später Trias. Es kommen auch Gipsblöcke vor. In den von Verwerfungen durchzogenen Zonen scheint die Rauwacke den Platz des Gipses eingenommen zu haben.

l *Kieseliger Marmor*

Beige anwitternder massiger marmorierter Kalk mit hellgrauer Bruchfarbe, sandig, mit etwa 10 % Quarz, manchmal in Form dünner Hornsteinbänder. Die Zuordnung zum Lias ist wahrscheinlich, aber nicht gesichert.

i *Polymikte Brekzie («Pierre-Avoi-Brekzie»)*

Es handelt sich um eine Brekzie mit Kalkzement, deren Klusten vor allem dolomitisch sind. Die Matrix ist hell, die Klusten, deren Grösse zwischen 1 und 20 cm schwankt, dunkel. Diese Brekzienblöcke sind denen, die im Gebiet von Blatt Sierre aufgeschlossen sind und von GABUS et al. (2008a, b) der Pierre-Avoi-Brekzie zugeordnet werden, sehr ähnlich. Die polymikte Brekzie wird altersmässig in den Jura, eventuell auch die Kreide gestellt, ohne dass hierfür Belege vorhanden sind. Der einzige Aufschluss von ausreichender Grösse, um auf der Karte zu erscheinen, liegt südwestlich von Ergisch (versehentlich als Rauwacke dargestellt).

MITTELPENNINIKUM

ZONE HOUILLÈRE

Die Zone Houillère kommt nur in der westlichen Hälfte des Gebiets von Blatt Raron vor. Sie verschwindet gegen Osten unterhalb von Bürchen, wo sie nur noch als dünne Lage besteht, die durch zahlreiche Brüche zu «Schuppen» zerstückelt wurde.

h_H **Schwarzer graphitischer Schiefer, dunkelgrauer Metasandstein, Metakonglomerat**

Die Gesteine der Zone Houillère weisen zwei Hauptfazies auf, die bei der Kartierung jedoch schwierig oder gar nicht zu unterscheiden sind. Wo diese Schichten gut ausgebildet sind, ergibt die fossile Flora ein spätkarbones Alter (Referenzen in SARTORI & EPARD 2011).

Die erste Hauptfazies besteht aus grauem bis schwarzem feinkörnigem graphitischem und kieseligem Schiefer. Die Oberflächen weisen einen Seidenglanz auf und hinterlassen bei Berührung schmutzige Finger. Feinkörnige quarzreichere Lagen verursachen eine schwache Bänderung im Zentimeterbereich. Die Hauptminerale sind Quarz, Feldspat, Hellglimmer (Serizit und Muskovit) und Graphit, die von etwas Chlorit begleitet werden.

Massiger feldspatreicher Metasandstein bildet die zweite Hauptfazies der Zone Houillère. Das Dorf Ergisch steht auf einer dieser grossen Schuppen, welche die Zone Houillère im westlichen Gebiet von Blatt Raron prägen. Das Gestein ist dunkelgrau bis grünlich, kompakt, massig und körnig. Die Korngrösse variiert zwischen fein und grob, es kommen auch quarzreiche Konglomeratlagen vor, besonders nordnordöstlich von Unterbäch. Unter dem Mikroskop sind Feldspatblasten

(vor allem Albit) erkennbar, die reich an Graphiteinschlüssen sind. Die Matrix besteht aus Quarz und Feldspat mit dünnen Muskovit-, Graphit- und Serizitbändern.

An verschiedenen Stellen, insbesondere unterhalb von Eischoll (Koord. 2626.100/1127.500 u. 2627.275/1127.100), treten in diesen Gesteinen Linsen aus *Grüngestein* vor, die jedoch zu klein sind, um auf der Karte dargestellt zu werden. Sie sind schwach gelblich und weisen gut sichtbare Albitkristalle auf. Letztere machen bis zu 60 % des Gesteins aus. Chlorit (20 %) und Quarz (10 %) sind die zwei weiteren Hauptminerale. Nebengemengteile sind Epidot, Hellglimmer (Phengit) und Rutil. Die von LANGHI (1999) an einer Probe von der rechten Seite des Mili-bachs (Koord. 2627.310/1127.090) durchgeführten geochemischen Analysen ergaben eine andesitische Zusammensetzung.

p_H Heller Quarzschiefer, phyllitischer Marmor

Auf dem Schitzuhubel nordöstlich von Ergisch ist Quarzschiefer aufgeschlossen, der perlmuttartig und pastellfarben (weisslich, strohgelb, grünlich) anwittert und in den dünne Bänke aus glimmerreichem (Hellglimmer und Chlorit) Marmor eingeschaltet sind. Die Oberflächen sind mit zahlreichen Rostflecken gespenkelt.

Das Alter des hellen Quarzschiefers und phyllitischen Marmors ist nicht bekannt. Die Nähe des karbonischen graphitischen Schiefers und Metasandsteins bei Ergisch lässt ein Perm-Alter vermuten.

t_y Gips

Gips kommt zusammen mit zwei Rauwackeaufschlüssen vor; der eine davon befindet sich beim Reservoir östlich von Ergisch, der andere unterhalb der Strasse zwischen Ergisch und Tuminen.

t_r Rauwacke

In der Umgebung von Ergisch kommen entlang des Kontakts zwischen der Zone Houillère und der Siviez-Mischabel-Decke einige Rauwackeaufschlüsse vor.

UNTERE STALDEN-ZONE UND VISPERTERMINEN-ZONE

Diese beiden in der Südostecke des Kartengebiets vorliegenden Zonen weisen beide denselben Paragneis auf, in den lokal graphitischer Schiefer und dunkler Metasandstein eingeschaltet sind. Sie sind mit der Zone Houillère korrelierbar. Die Untere Stalden-Zone tritt nur ganz im Süden des Kartengebiets auf der linken Seite der Vispa unter dem Gneis der Oberen Stalden-Zone südlich der grossen Sackungs-

masse von Eschwald auf; sie setzt sich anschliessend bis nach Stalden im Gebiet von Blatt St. Niklaus fort (BEARTH 1978). Auf der rechten Seite der Vispa nimmt die Visperterminen-Zone ein grosses Gebiet in der Umgebung des gleichnamigen Dorfes ein, wo sie zwischen zwei Bändern der Sion-Courmayeur-Zone eingeschaltet ist. Die Untere Stalden-Zone und die Visperterminen-Zone lassen sich nördlich der zwei grossen Verwerfungen von Trolera und Wildi nicht weiter verfolgen (S. 110).

h_{SV} Schwarzer graphitischer Schiefer, dunkelgrauer Metasandstein

Schwarzer graphitischer Schiefer wechsellagert mit dunkelgrauem dünnbankigem quarzitischem Metasandstein. Diese Gesteinsabfolge vom Typ «Zone Houillère» tritt selten auf und ist im östlichen Teil des Gebiets von Blatt Raron verhältnismässig geringmächtig. Der mächtigste Aufschluss der Unteren Stalden-Zone (etwa 60 m mächtig) befindet sich oberhalb des Weilers Unnerflie, wo der graue quarzitischer Metasandstein mächtiger und massiger ist. Lagen dieses graphitischen Schiefers sind in den Paragneis der Visperterminen-Zone eingeschaltet; einige davon sind zu geringmächtig, um auf der Karte dargestellt zu werden.

G_{SV} Graugrüner plattiger glimmerreicher Paragneis

Seine graugrüne Farbe verdankt der plattige glimmerreiche Paragneis dem Chlorit. Das Gestein ist mit rostbraunen karbonatischen Flecken gesprenkelt und reich an linsenförmigen Quarzkomponenten. Unter dem Mikroskop lassen sich neben Quarz viel Albit (bis zu 40%), Hellglimmer, Epidot, Chlorit und Oxychlorit, Kalzit und Ankerit sowie einige seltene Klinozoisite beobachten. Feinkörnige oder stärker deformierte Varietäten ähneln Quarz-Albitschiefer mit Serizit und Chlorit. In der Visperterminen-Zone zeigt der graugrüne glimmerreiche Paragneis eine grosse Variation zwischen quarzitischeren, phyllitischeren und basischeren Varietäten, wobei letztere einen fließenden Übergang zu Prasinit in Form von chloritischem Epidotschiefer mit noch etwa 10% Quarz bilden. Albit ist überall häufig (40%) und weist unter dem Mikroskop fast immer interne Schieferung mit Quarz-, Epidot-, Hellglimmer- und Graphiteinschlüssen auf.

Aufgrund der Analogie dieses Gneises mit den Metasandsteinen und anderen Paragneisen der Zone Houillère, die weiter westlich vorkommen (Blatt Sierre, GABUS et al. 2008a, Blatt Sion, SARTORI et al. 2011), werden sie als Metasediment mit einem Alter von Karbon–Perm interpretiert.

OBERE STALDEN-ZONE

Diese Einheit aus polymetamorphem kristallinem Grundgebirge tritt im Kartengebiet nur auf der linken Seite der Vispa in einem auf den Süden von Zenegen begrenzten Areal auf. GENIER et al. (2008) beschreiben in einem weiter südlich gelegenen Teil dieser Zone Quarzit und Metagrauwacke, die im Gebiet von Blatt Raron nicht festgestellt wurden.

G_{St} Feinkörniger Gneis

Oberhalb von Riti und Neubrück überragen mächtige, schroffe Felswände aus massigem Gneis die linke Seite der Vispa und bilden den Abrissrand einer postglazialen Sackungsmasse. Dieser grau und grünlich anwitternde homogene Gneis lässt einen feldspat- und glimmerreichen Sandstein als Protolith vermuten. Die Hauptminerale sind Quarz, serizitisierter Albit mit Chlorit- und Kalziteinschlüssen (ehemaliger Granat), Hellglimmer (Phengit und Serizit) sowie Chlorit. Die sekundären Minerale weisen auf eine ehemalige Paragenese aus Granat, Muskovit, braunem Biotit und saussuritisiertem Plagioklas, mit Nebengemengteilen aus Turmalin, Titanit, Zirkon und Apatit. Der Gneis lässt sich im Gebiet von Blatt St. Niklaus (BEARTH 1978, GENIER et al. 2008) weiterverfolgen, wo er gegen Süden an Mächtigkeit zunimmt und seine Fazies variabler wird.

SIVIEZ-MISCHABEL-DECKE

Kristallines Grundgebirge

Diese grosse Masse von Gneisen und Amphiboliten wurde von BEARTH (1963, 1964, 1980) untersucht und unter dem Namen «Mischabel-Gneis» detailliert beschrieben. THÉLIN & AYRTON (1983), SARTORI & THÉLIN (1987), THÉLIN (1989) und THÉLIN et al. (1993) erkannten in diesem alten Grundgebirge zwei übereinandergestapelte Einheiten, die Ergischhorn- und Barneuzza-Einheit. Schliesslich konnten SARTORI et al. (2006) innerhalb der Barneuzza-Einheit mehrere schichtförmige kartierbare Einheiten abgrenzen: die Adlerflüe-, die Lirec- und die Distulberg-Formation.

Im südöstlichen Gebiet von Blatt Raron, nahe der Grenze zum Gebiet von Blatt St. Niklaus, wurde der dortige polymetamorphe Gneis zunächst unter dem Namen «Bielen-Einheit» («ensemble de Bielen»; SARTORI & THÉLIN 1987, THÉLIN et al. 1993) beschrieben. Die jüngsten Kartierungen (2012) erlaubten es, trotz starker Deformation der Deckenbasis den Gneis und Amphibolit des Ergischhorn-Komplexes und den augigen Glimmerschiefer der Adlerflüe-Formation auszuscheiden.

Ergischhorn-Komplex

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

Der Ergischhorn-Komplex besteht aus einer grossen Masse aus nicht schichtförmigem polymetamorphem Gneis, in den mächtige Amphibolitlagen und dünne Bänder aus aplitischem, manchmal leukokratem Gneis eingeschaltet sind. Er tritt von der Sohle des Turtmantals bis zum Gipfel des Signalhorns mit einer scheinbaren Mächtigkeit von 1400 m auf.

Die Typlokalität liegt bei Koord. 2622.875/1124.750 auf der rechten Seite des Turtmantals.

G_E *Chloritgneis mit Quarzbändern, Zweiglimmergneis, dünne Amphibolitlagen*

Das typischste Gestein dieses Komplexes ist ein grau- bis hellgrüner glimmerreicher Paragneis mit dünnen, oft boudinierten und verfalteten Quarzbändern. Dieser Gneis nimmt die höchsten Gipfel des südwestlichen Teils des Gebiets von Blatt Raron ein und ist im Allgemeinen gut aufgeschlossen, sogar unterhalb der Waldgrenze. Seine Verwitterungsfarbe ist bräunlich, und er ist oft mit Rostflecken gesprenkelt und von zu Hohlräumen verwitterten karbonatischen Bestandteilen übersät. Seine Schieferungsflächen sind silbern oder grünlich und weisen einen Satin-glanz auf. Wo Hellglimmer und Chlorit häufig auftreten, kann er das Gefüge eines Glimmerschiefers annehmen.

Seine mineralogische Zusammensetzung besteht meist aus Quarz, Albit, Hellglimmer (Muskovit und Phengit), Chlorit, Granat (teilweise Pseudomorphosen aus grünem Biotit oder Chlorit), albitisiertem, serizitisiertem oder saussuritisertem Plagioklas, oft grünem und zoniertem Turmalin, Pistazit sowie Klinozoisit. Nebengemengteile sind Ankerit, Hämatit, Rutil (manchmal verhältnismässig häufig), Apatit, Titanit und Zirkon.

Einige Lagen weisen eine deutlich einfachere mineralogische Zusammensetzung aus Quarz, Hellglimmer und Chlorit auf und enthalten keinerlei präalpine Minerale. Sie dürften tonig-kieseligen Ursprungs sein.

In anderen Lagen sind präalpine Minerale erhalten geblieben: teilweise zu Aktinolith umgewandelte Hornblende, brauner Biotit, Muskovit, Granat und Plagioklas (Andesin), der zu Serizit-Epidot saussuritisert wurde.

Verteilt im Gneis kommen dunkle massigere *Amphibolitlagen* vor, die mit dünnen Lagen aus leukokratem Gneis assoziiert sind. Wo ihre Mächtigkeit weniger als 1–2 m betrug, wurden sie nicht kartiert.

An der Basis der Decke, insbesondere in der Umgebung der Moosalp an der Grenze zum benachbarten Gebiet von Blatt St. Niklaus, ist der Gneis des Ergischhorn-Komplexes dank seiner weitverbreiteten Quarzlinsen und des unter der Lupe,

manchmal auch von blossem Auge sichtbaren Granats gut im Feld erkennbar. Das charakteristischste Gestein ist ein grau, grünlich oder bläulich anwitternder glimmerreicher Quarzgneis. Die Hauptschieferungsflächen sind mit grossen Muskovitansammlungen bedeckt. In Aufschlüssen, die die Schieferungsflächen schneiden, weist der Gneis eine schwache hell- und dunkelgraue Bänderung auf, wobei die dunkelgrauen Bänder auf Chloritkonzentration zurückzuführen sind; gestreckte Quarzlagen mit einem leichten Violettschich sind häufig. Dieser Paragneis ist stellenweise mit konkordanten sauren und mit diskordanten albitischen Gängen gespickt.

Der Gneis des Ergischhorn-Komplexes birgt zweifelsohne eine reliktsche präalpine Paragenese mit kugelförmigem Granat mit helizitisch eingeregelteten Einschlüssen (max. Durchmesser 0,6 cm), Muskovit, braunrotem Biotit und saussuritisiertem Plagioklas. In diesem Gneis kann – kartographisch nicht ausscheidbar – kleinaugig ausgebildeter Albit auftreten, der oft Einschlüsse von kleinen Granaten, braunem Biotit und Hellglimmer enthält. Möglicherweise handelt es sich um eine Übergangsfazies zur benachbarten Adlerflue-Formation.

Nahe zur Grenze zur St.-Niklaus-Synklinalzone kann der Gneis zu *silbern glänzendem Glimmerschiefer* übergehen, der stets stark gestreckte Linsen aus dunkelgrausafarbenem Quarz enthält. Die Hauptminerale sind Muskovit, Serizit, Quarz und Chlorit, die von grossen Turmalinen, Erzen, einigen Zirkon- und Rutilkörnern und teils auch von korrodierten Granaten, die oft nur unter dem Mikroskop erkennbar sind, begleitet werden. Diese Lagen können manchmal mit permischen monometamorphen Paragneisen oder mit tektonisierten Quarziten verwechselt werden. Der Gneis lässt sich möglicherweise westlich von Unterbäch auf eine Höhe von 1150–1300 m ü. M. weiterverfolgen, wo er mit dem kleinaugigen Albitgneis der Adlerflue-Formation vermischt ist, von dem er sich bei starker Tektonisierung nicht mehr unterscheiden lässt.

A_E *Amphibolit*

Es handelt sich um ein dunkelgrün anwitterndes, sehr hartes, massiges Gestein. Kleine rosa- oder rostfarbene Granate sind manchmal sichtbar. Die Mächtigkeit des Amphibolits variiert zwischen 10 und 100 m. Er ist in Form von Schichten oder Linsen – wovon nur die mächtigsten und grössten kartiert wurden – in den Gneis eingeschaltet. Mehrere Texturtypen sind vorhanden: homogene, gesprenkelte oder dünn gebänderte.

Der Amphibolit setzt sich aus Hornblende, Aktinolith, Plagioklas, Granat, Klinozoisit, Chlorit, Rutil und Titanit zusammen. Die Granate weisen Reaktionsränder aus Hornblende, Epidot (Klinozoisit) oder saussuritisiertem Plagioklas auf und enthalten Einschlüsse (Epidot, Glimmer, Quarz), die eine alte Schieferung nachzeichnen.

In der Region Ergischhorn–Ergischalphorn weist der Amphibolit schöne Bänderstrukturen auf, in denen dunkle Amphibolit- mit leukokraten granatführenden

Feldspatlagen wechsellagern. Die Mächtigkeit der Bänder variiert zwischen 2 und 20 cm.

Im tiefstgelegenen Teil, nördlich und nordöstlich des Ergischhorns, treten Prasinit und Ovardit an die Stelle des Amphibolits. Die Paragenese der grünschieferfaziellen retrograden alpinen Metamorphose machte die früheren, paläozoischen oder noch älteren amphibolitischen Paragenesen vollständig unkenntlich.

Die höchsten Alter dieser Gesteine, die mit der Sm-Nd-Methode am Gesamtgestein gemessen wurden, liegen im Bereich von 1 Ga (978 ± 59 Ma, ZINGG 1989). Ihr magmatischer Protolith könnte also proterozoisch sein.

GO_E *Kleinaugiger Mikroklingneis*

Diese besondere Fazies des Ergischhorn-Komplexes ist in der Umgebung des Distelhorns gut aufgeschlossen (LIACI 1999). Der dunkel anwitternde Gneis weist zentimetergrosse Mikroklinaugen (polysynthetische Albit- und Periklinzwillinge) auf. Die Matrix setzt sich aus Quarz, Feldspat, Serizit, Biotit, Turmalin und zahlreichen Erzen zusammen. BEARTH (1980) beschrieb diese Gesteine unter dem Namen «Orthogneis des oberen Ginalstales» und betrachtete diesen als Metagranit; THÉLIN & AYRTON (1983) beschreiben den «hololeukokrater Ginals-Gneis».

G_{IE} *Leukokrater aplitischer Gneis*

Es handelt sich hierbei um einen massigen feinkörnigen feldspatreichen Gneis, der im Ergischhorn-Massiv kleine weisse, von weitem gut sichtbare Felswände bildet, die sich deutlich von der dunkelgrauen Masse der anderen Gneise und des Amphibolits abheben. Die Mächtigkeit des leukokraten Gneises variiert zwischen 1 und 20 m, wobei die mächtigsten Felswände sogar 40 m erreichen können, insbesondere bei der Alp Chummetjistafel westlich des Signalhorns. Nur die mächtigsten Bänder wurden kartiert. Der leukokrate Gneis ist fast immer eng mit dem Amphibolit verbunden, mit dem er einen bimodal gebänderten Komplex bildet. Bis zu 70 % des Gesteins bestehen aus grossen idiomorphen Feldspatkristallen (Albit und Mikroklin), danach folgen Quarz und Hellglimmer, dann als Akzessorien Epidot, Biotit, Chlorit, Kalzit und Rutil. Kleine Granate treten nur in den dünnen leukokraten Bändern auf, die mit Amphibolit wechsellagern.

Adlerflüe-Formation

(SARTORI et al. 2006)

G_A *Kleinaugiger Albitgneis*

Grau oder bräunlich anwitternder glimmerreicher Quarz-Albitgneis. Der Albit bildet öfters kleine Porphyroblasten, die dem Gestein seine charakteristische kleinaugige Textur verleihen. Die anderen Minerale sind Chlorit, Karbonate und seltene korrodierte Mikrokline. Der kleinaugige Albitgneis ist im Allgemeinen massig, es

können jedoch auch schiefriige, chlorit- und karbonatreichere Lagen eingeschaltet sein.

In Richtung Westen wird diese Fazies mächtiger, insbesondere in der Schlucht eingangs des Turtmantals, und zieht sich oberhalb von Oberems weiter (Blatt Sierre, GABUS et al. 2008a). Im schroffen unteren Turtmantal ist sie mit Augengneis, wahrscheinlich vom Typ Bonigersee, innig verfaultet.

GABUS et al. (2008a, b) teilten den Augengneis in diesem Gebiet dem Randa-Augengneis zu, und sie betrachteten den kleinaugigen Albitgneis als permisches hypovulkanisches rhyolithisches Gestein vom Typ «Roffna-Rhyolith» (MARQUER et al. 1998), das in Verbindung mit der Intrusion des Granitprotoliths des Augengneises steht. Aus der Umgebung von Ergisch beschreiben MÜLLER (2001) und SCHEIBER et al. (2014) dieses Gestein als augigen Glimmerschiefer mit besonders stark deformierten Albitporphyroblasten.

Es ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass die schiefriige Fazies mit Chlorit und Karbonat und die quarz- und/oder hellglimmerreiche Fazies zur Col-de-Chassoure-Formation gehören. Letztere könnte mit der Adlerflüe-Formation verfaultet sein.

Zwischen Unterbäch und der grossen Täholz-Sackung – zwischen Eischoll und Ergisch – ist das Gneisband, das etwa auf 1200–1300 m ü.M. liegt, stark tektonisiert; es könnte sich um die Fortsetzung des Gneises des Ergischhorn-Komplexes handeln, der sich auf der grossen Quarzitmasse weiter östlich befindet.

P_A *Augiger Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten*

Bräunlich anwitternder Glimmerschiefer, dessen silbern glänzende Schieferungsflächen zahlreiche Albitporphyroblasten umhüllen. Die Matrix besteht aus Quarz, Phengit, Biotit und kleinen Granaten. Die Albite weisen zahlreiche Einschlüsse aus Granat, grünem Biotit, Phengit, Quarz, Epidot und Erzen auf, die, unter dem Mikroskop gut sichtbar, helizitisch eingeregelt sind. Dies zeigt, dass die Porphyroblasten während ihres Wachstums rotiert wurden. Stellenweise ist das Gestein mit zentimeter- bis dezimetermächtigen Lagen aus granatführendem Amphibolit vergesellschaftet.

Dieser charakteristische Glimmerschiefer wurden von BEARTH (1978, 1980) als «Knotenschiefer» bezeichnet und von SARTORI & THÉLIN (1987), die ihn in der Umgebung von Barneuzza (Blatt 1307 Vissoie, MARTHALER et al. 2008a, b) und der Moosalp untersuchten, als «SOPA» («schistes oëllés à porphyroblastes d'albite»), augiger Schiefer mit Albitporphyroblasten). Im Gebiet der Moosalp ist das Gestein noch gut zu erkennen; weiter nördlich wird es hingegen schwierig, es vom glimmerreichen Gneis des Ergischhorn-Komplexes zu unterscheiden, da die Deformation am scherenenden Kontakt mit der St.-Niklaus-Synklinalzone sehr stark ist.

SCHEIBER et al. (2014) zeigten, dass die Zirkone im augigen Glimmerschiefer sedimentären Ursprungs sind und ein minimales Alter von etwa 500 Ma haben. Allerdings bildet die Lirec-Formation, welche die Adlerflüe-Formation überlagert,

das Umgebungsgestein eines Granits, der ebenfalls mit etwa 500 Ma datiert wurde. Das Ursprungsgestein des augigen Glimmerschiefer wäre demnach im Späten Kambrium abgelagert worden.

G_{IA} *Leukokrater Gneis, oft gebündert*

Im oberen Teil der Masse des kleinaugigen Albitgneises, die den Fuss des Nord- und Westhangs des Ergischhorns bildet, erscheint sporadisch eine mächtige Lage aus schwach gebändertem mikroklin- und albitreichem leukokrater Gneis, der von LIACI (1999) und MÜLLER (2001, Meetu-Serie) beschrieben und kartiert wurde.

Intrusiva

GO_B **Bonigersee-Augengneis, oft kleinaugig**

Zwischen Bonigersee und Bürchen bildet der Bonigersee-Augengneis eine etwa 50–80 m mächtige, gebogene Linse. Es handelt sich um einen massigen Augengneis mit dünnen, quarz- und hellglimmerreichen Bändern, wobei die Bänderung durch unterschiedliche Anteile der Bestandteile hervorgerufen wird. Die oft in der Masse verteilten, ellipsenförmigen Augen haben eine polykristalline Zusammensetzung aus Quarz, Albit, Mikroklin, Hellglimmer und Karbonat. Die Varietät des Gneises ohne grosse Augen ist massig, quarz- und feldspatreich, weist kleine Albite auf, die ihr eine kleinaugige Textur verleihen, und zeigt hellere Einschaltungen vom Typ «Quarzporphyr».

Auf der rechten Seite der Turtmänner südlich von Ergisch liegt der Augengneis als mehrere in die Adlerflüe-Formation intrudierte Bänder vor; diese wurden dem Bonigersee-Augengneis zugeteilt.

Die Herkunft dieses Gneises ist nicht restlos geklärt. Seine Massigkeit, Härte und Homogenität weisen auf einen Metagranit hin, dessen Platznahme im Frühpaläozoikum stattgefunden haben könnte. THÉLIN & AYRTON (1983) interpretierten ihn als Metakonglomerat. SCHEIBER et al. (2014) datierten einen Augengneis im Gebiet von Blatt Sierre mit 482 ± 7 Ma (U-Pb-Alter an Zirkon), das heisst an der Grenze Kambrium/Ordovizium. Er wurde von GABUS et al. (2008a) dem Randa-Augengneis zugeordnet. Aufgrund des ermittelten Alters ist dies jedoch fraglich, weshalb er, wie auch die mit der Adlerflüe-Formation vergesellschafteten Bänder südlich von Ergisch, hier dem Bonigersee-Augengneis zugeteilt wird.

GO_R Randa-Augengneis

In der Regel besteht der Randa-Augengneis aus einem dunkelgrauen massigen Gestein mit grossen Porphyroblastaugen, die von einer hellglimmerreichen Quarzmatrix umhüllt sind, in der zahlreiche weitere, kleine Augen sichtbar sind. Der Anteil der Augen am Gesamtgestein variiert zwischen 10 und 50 %. Stellenweise ist grossaugige Charakter aufgrund der starken Deformation beinahe verschwunden. Die Augen bestehen aus einer Mischung aus perthitischem Mikroklin und Albit. Diese beiden Feldspäte finden sich auch in der Matrix, zusammen mit Quarz, Hellglimmern, zahlreichen Erzen, Relikten von braunem Biotit, seltenen Epidoten und Apatiten.

Der Randa-Augengneis bildet in zwei deutliche Bänder, die durch die Gesteine der Col-de-Chassoure-Formation getrennt sind. Es handelt sich um Apophysen, die den weiter südlich gelegenen Hauptkörper des Randa-Augengneises verlängern. Dieses Gestein wurden von BEARTH (1964, 1980) beschrieben und von THÉLIN (1983, 1987, s.a. THÉLIN et al. 1993, 2001) im Detail untersucht, der zwischen Moosalp und Ergisch zwei Apophysen unterscheidet:

- Die untere Apophyse («Randa 1»), bildet ein ungefähr maximal 100 m mächtiges, scheinbar konkordant Band. Das Liegende besteht aus dem kleinaugigen Gneis und dem augigen Albitschiefer der Adlerflüe-Formation, das Hangende aus den quarzitischen Schiefer und Gneis der Col-de-Chassoure-Formation. Der Augengneis ist hier blastomylonitisch, mit sehr dünnen Bändern, die durch unterschiedliche Anteile der Bestandteile hervorgerufen werden, und weist verstreute, im Mittel 0,5–2,5 cm grosse Augen mit subidiomorphen monokristallinen Kernen auf. Stellenweise werden sie entweder konkordant oder diskordant von Aplitgängen durchschlagen. Diese Apophyse lässt sich gegen Westen auf einer Distanz von ungefähr 20 km bis in die Gegend des Illhorns verfolgen (Blatt Sierre, GABUS et al. 2008a).
- Die obere Apophyse («Randa 2»), bildet ein ungefähr maximal 140 m mächtiges, konkordantes Band. Das Liegende besteht aus der Col-de-Chassoure-Formation, das Hangende aus dem Ergischhorn-Komplex. Sie ist bis weit gegen Westen über eine Distanz von mehr als 30 km bis ins Eifischtal (Val d'Anniviers) verfolgbar (Blatt Vissoie, MARTHALER et al. 2008a). Ihre vorherrschende petrographische Fazies ist durch Feldspatmegaklasten gekennzeichnet (mittlere beobachtete Länge 3 cm, maximale Länge 6,5 cm).

Der Augengneiskörper ist das Resultat der Intrusion eines subalkalischen Granits mit porphyrischer Tendenz im Frühen Perm (U-Pb-Alter an Zirkon: 269 ± 2 Ma, BUSSY et al. 1996), der von der alpinen Deformation erfasst und von höherer grünschieferfazieller Metamorphose überprägt wurde. Die metamorphe Paragenese ist eindeutig monometamorphe, und die Megaklasten (ehemalige Phänokristalle) bestehen

entweder aus Mikroklin oder aus Schachbrettalbit. Der braune Biotit, der Muskovit und der bipyramidale Quarz sind ebenfalls magmatische Relikte. Eine Studie von GENIER et al. (2008) über Zirkontypologie ergab, dass eine hybride Morphologie vom alkalischen oder subalkalischen Typ vorliegt.

Sedimentbedeckung

Col-de-Chassoure-Formation

(SARTORI et al. 2006)

Diese hauptsächlich detritische Formation wird durch Datierung der in ihr auftretenden magmatischen Gesteine dem Perm zugeteilt (SARTORI et al. 2006).

p *Quarz-Serizitschiefer, quarzitischer Gneis*

Der *quarzitische Gneis* ist hellgrün bis bläulich, albit- und hellglimmerreich, lässt sich in unregelmässig dicke Platten spalten und enthält oft weisse Quarzgerölle, die bis zu 5 cm gross sein können. Der Paragneis zeigt eine Wechsellagerung von grobkörnigen und feinkörnigen, phyllitischen Lagen. Eine Vielzahl von kleinen, rostfarbenen Karbonatkörnern (Kalzit und Ankerit) sind ein weiteres Kennzeichen dieses Gesteins. Seine mineralogische Zusammensetzung umfasst vorwiegend Quarz sowie Albit, der gezackte und zu Serizit umgewandelte Ränder aufweist. Die anderen Gemengteile sind Hellglimmer (Phengit), Chlorit, Epidot und Kalzit. Häufige Akzessorien sind Turmalin, Apatit und Erze.

Der quarzitische Gneis kommt besonders im Gebiet der Moosalp häufig vor; dort wurde er als «Moosalp-Serie» (THÉLIN 1983, 1987) oder «Moosalp-Formation» (GENIER et al. 2008) bezeichnet. Im südwestlichen Kartengebiet kann er stellenweise in grünliche quarzitische Lagen mit oder ohne rosafarbenen Quarz übergehen, was den fliessenden Übergang zum Quarzit und zu der Metaarkose der Bruneggjoch-Formation anzeigt.

Der *Quarz-Serizitschiefer* ist mehr oder weniger chloritreich, glänzend und schimmert grünlich und bläulich. Im Gebiet von Blatt Sierre (GABUS et al. 2008a, b) ist er gut entwickelt, während er im nur ganz im Westen des Gebiets von Blatt Raron vorkommt, und zwar auf der linken Seite der Turtmäna bei Prupräsu unterhalb von Oberems. Weiter gegen Osten, im Chummugrabe oberhalb von Ergisch, wird das Gestein quarzreicher und massiger und gleicht so dem oben beschriebenen Gneis.

In der St.-Niklaus-Synklinalzone bildet bräunlicher, stark krenulierter serizitreicher Quarzitschiefer die Basis der Siviez-Mischabel-Decke. Er geht graduell in feinkörnige serizitische Metaarkose mit weissen und rosafarbenen Quarzgeröllern über, die den Übergang zur Bruneggjoch-Formation kennzeichnet. Es ist nicht

auszuschliessen, dass es sich beim bräunlichen Quarzitschiefer um stark deformierte Gesteine der Bruneggjoch-Formation handelt.

ρ *Metarhyolith*

Im Südosten von Ergisch, entlang der Strasse, die nach Obermatten hinaufführt, ist «Quarzporphyr» aufgeschlossen (Koord. 2622.400/1126.680, 2622.100/1126.760). Es handelt sich um einen rostrot anwitternden massigen feinkörnigen Gneis, dessen Protolith in das Ursprungsgestein des quarzitisches Gneises der Col-de-Chassoure-Formation intrudierte. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine bemerkenswert gut erhaltene porphyrische Textur (MÜLLER 2001) mit idiomorphen Phänokristallen aus Quarz und Feldspat (Alkalifeldspat und Plagioklas), die in einer fluidalen mikrolithischen hellglimmerreichen Quarz-Feldspatgrundmasse schwimmen.

Bruneggjoch-Formation

(SARTORI 1990)

Diese Formation kann nur aufgrund ihrer Lage zwischen der Col-de-Chassoure-Formation unten und der Basis der St-Triphon-Formation oben datiert werden, das heisst zwischen dem Spätem Perm und dem Ende der Frühen Trias (SARTORI et al. 2006).

t₁ *Grüne Metaarkose und serizitischer Quarzit mit rosa Quarzgeröllen*

Hierbei handelt es sich um einen hellgrünen massigen feldspatreichen Metasandstein mit Feinkonglomeratlagen aus zahlreichen rosafarbenen Quarzgeröllen, die kennzeichnend für die Fazies des Briançonnais-«Verrucano» sind. Unter dem Mikroskop zeigt sich eine Textur mit Klasten aus korrodiertem perthitischem Mikroklin und gerundetem Quarz. Die Matrix enthält Quarz, Albit, Mikroklin und Hellglimmer (Phengit, Serizit), wobei entweder Feldspat oder Quarz vorherrscht. Als Akzessorien kommen Turmalin, Epidot und Kalzit vor. Einige Dünnschliffe weisen Splitter von eckigen und klaren Quarzen auf, was auf einen Rhyolith oder die Ablagerung eines pyroklastischen Stroms als Ursprungsgestein hinweist. Diese Einheit wurde von GENIER et al. (2008) als Emdb-Member definiert.

Unterhalb der Strasse Unterbäch–Eischoll nördlich von In der Bächli (Koord. 2627.250/1126.500) kann der Quarzit der Bruneggjoch-Formation aufgrund der starken Deformation und Mylonitisierung das Aussehen von grünlichen Quarz-Glimmergneis annehmen.

t_{1s} *Sous-le-Rocher-Member*

Gegen das Dach der Bruneggjoch-Formation gehen grüne Metaarkose und Quarzit in teils schwach grünlich oder gelblich anwitternden weissen Quarzit über. Dieser Wechsel kann sowohl fließend als auch scharf sein. Das Gestein ist fein-

körnig, massig oder plattig ausgebildet und leicht zu zerbrechen. Manchmal lässt sich Kreuzschichtung ausmachen.

St-Triphon- und Champcella-Formation

(BAUD & MÉGARD-GALLI 1975, BAUD 1987)

t_y	<i>Gips</i>
t_r	<i>Rauwacke</i>
t_d	<i>Dolomitmarmor</i>

In der Kurve der Strasse zwischen Egga (Bürchen) und der Moosalp auf 1751 m ü. M. kann massiger weisser Marmor, vergesellschaftet mit hellgelblichem Dolomit beobachtet werden; unterhalb der Strasse sind Gips mit dolomitischen und kieseligen Komponenten sowie Rauwacke aufgeschlossen. Diese Fazies liegen im Kern der St.-Niklaus-Synklinalzone. Die Rauwacke entstand wahrscheinlich durch Auslaugung von Gips und anschliessender Auflösung von Karbonaten (SCHAAD 1995). Die gleichen Fazies treten nördlich und östlich des Weilers Obere Hellela zwischen Zeneggen und Bürchen und nordwestlich von Mauracker auf, wo zahlreiche Dolinen, entstanden durch Gipslösung, die Landschaft prägen.

Aufgrund des Fehlens von bestimmenden Kriterien ist es unmöglich, diese Gesteine mit Sicherheit der einen oder anderen Formation zuzuordnen. Zudem haben BAUD et al. (2016) die Stratigraphie der Trias der Préalpes verfeinert, wonach anstelle der Champcella-Formation auch im Mittelpenninkums des Gebiets von Blatt Raron die Wiriehorn-Formation treten würde (pers. Mitt. A. Baud).

QUARTÄR

Spätes Pleistozän

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne

Während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM, Last Glacial Maximum) vor etwa 22 000 Jahren reichte der Rhonegletscher (Walliser Gletscher, SCHLÜCHTER 2009) im Grossteil des von Blatt Raron abgedeckten Gebiets bis auf ungefähr 2200–2400 m ü. M. (SCHLÜCHTER 2009).

Das Moränenmaterial, das der Rhonegletscher und die Gletscher der grossen Seitentäler während ihres Rückzuges zurückliessen, bedeckt die Hänge bis auf die oben genannte Höhe. Auf der rechten Seite der Rhone ist es vor allem oberhalb von Ausserberg und Eggerberg erhalten. Es enthält hauptsächlich Blöcke aus Kristallin des Aar-Massivs. Seitenmoränen des Rhonegletschers sind nur selten erhalten geblieben (Abi, Koord. 2636.730/1129.890, 1645 m).

Auf der linken Seite der Rhone widerspiegelt die Landschaftsmorphologie im Gebiet Eischmatte südöstlich von Bürchen die Einmündung des Vispagletschers in den Rhonegletscher (Fig. 10). Bei der Moosalp (Koord. 2629.70/1122.00, 2100 m) können Gletscherschrammen beobachtet werden. Die beiden Gletscher hinterliessen in der Umgebung von Bürchen, Unterbäch und Eischoll Moränenmaterial von erheblicher Mächtigkeit. WINISTÖRFER (1977, S. 35 f.) beschreibt daraus einige Profile, in denen er auch glazifluviale Ablagerungen feststellte, die jedoch nicht kartiert wurden.

Verschiedene Rückzugsstände der seitlichen Gletscher sind durch Moränenwälle gekennzeichnet. Insbesondere im Jolital treten Moränenmaterial und Moränenwälle auf, die nahe der heutigen Sohle des Rhonetals liegen. Diese Ablagerungen entsprechen dem «Stadium tiefer Moränen» («stade des moraines basses»), das von AUBERT (1980) beschrieben wurde. Ihr Alter ist nicht genau bekannt.

Im unteren Vispertal südlich von Visp bildet der Stirnmoränenwall eines Rückzugsstadiums den Hubel. Dieser entspricht dem Visp-Stadium von BIRCHER (1982), der dieses mit dem Gschnitz-Stadium (ca. 15–14 ka BP) korrelierte. BIRCHER (1982) betrachtete nur den Wall, der vom Hubel via Pkt. 776 m nach Staldbach verläuft, als Moräne des Visp-Stadiums. Vermutlich sind jedoch die Moränenwälle im unteren Turtmanntal ebenfalls während dieses Stadiums entstanden.

q_{lm} Lokalmoräne (?Egesen-Stadium)

Nur dasjenige spätglaziale glazigene Material, welches sich morphologisch deutlich von der Letzteiszeitlichen Moräne abtrennen lässt, wurde als Lokalmoräne kartiert. Lokalmoränenwälle – sowohl Stirn- als auch Seitenmoränen –, die zahlreiche grosse Blöcke enthalten, kommen nördlich der Rhone im Seetal, im Jolital und im kleinen Kar des Wiwannahorns vor, südlich der Rhone hauptsächlich auf den Hängen der Ergischhorn-Signalthorn-Kette.

Die Lokalmoränenwälle könnten dem Egesen-Stadium entsprechen (ca. 13–11 ka BP), das in Österreich definiert wurde und in Graubünden gut ausgeschieden werden kann (MAISCH 1981). Lokalmoräne entwickelt sich manchmal zu Blockgletschern oder wird von Blockgletschern überdeckt, die heute meistens reliktsch beziehungsweise fossil (s. u.) sind.

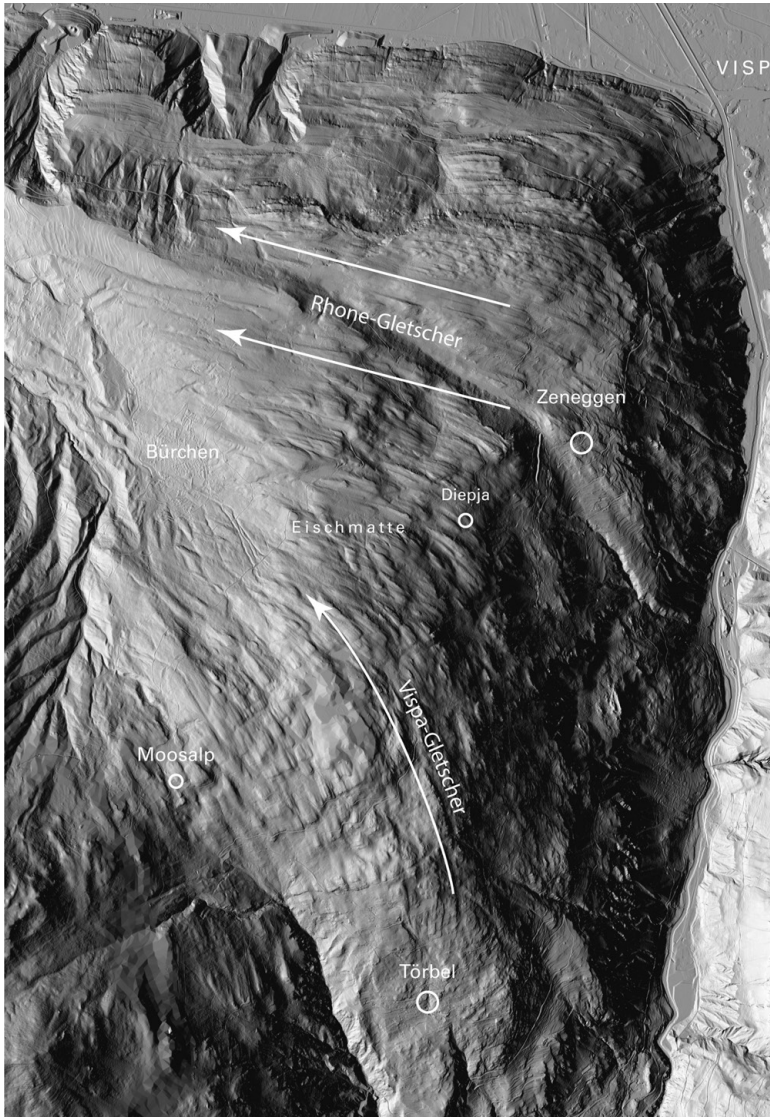


Fig. 10: Links der Vispa, im Bereich der Eischmatte zwischen Bürchen-Egga und Diepja, lassen die Rundhöcker das Abbiegen der Eisflussrichtung (Pfeile) an der Konfluenz von Rhone- und Vispagletscher deutlich erkennen. Digitales Höhenmodell swissALTI^{3D}.

Bachschuttkegel, glazifluviale Ablagerungen (spätglazial)

Oberhalb von Ergisch, am Fuss des Nordabhanges des Ergischhorns, breiten sich zwischen 1850 m und 1550 m ü.M. drei Bachschuttkegel aus. Mit Ausnahme desjenigen von Obermatten scheint die Materialzufuhr seit längerer Zeit stillgelegt zu sein. Ihre Bildung dürfte am Ende der Letzten Eiszeit begonnen haben, als noch Gletscherzungen den Berghang bedeckten. Der östlichste Kegel (Koord. 2623.700/1125.900) könnte aus umgelagertem glazifluvialtem Material aufgebaut sein, das mit der Moräne bei Sängtelli in Verbindung steht, vergleichbar mit denjenigen am südlichen Kartengebietsrand auf dem linken Hang des Ginalstals.

WINISTÖRFER (1977) beschrieb von der Terrasse, auf der Bürchen, Unterbäch, Eischoll und Ergisch stehen, glazifluviale Ablagerungen. Diese sind oft nur in frischen Aufschlüssen erkennbar und werden leicht mit Moränenmaterial verwechselt; sie wurden auf der Karte nicht ausgedehnt.

Ehemaliges Flussbett der Turtmänna

Das morphologisch gut erkennbare Trockental südlich von Turtmann, rund 250 m östlich des heutigen Laufs der Turtmänna gelegen, kennzeichnet einen ehemaligen Lauf dieses Bachs. Er verliert sich auf halber Distanz zwischen Turtmann und Ergisch. Eine geophysikalische Studie von MÜLLER (2001) zeigt, dass das ehemalige Flussbett wahrscheinlich im Gebiet unterhalb der Kantonalstrasse Turtmann–Unterems weiterzieht und zwischen Chumme und Tuminen das heutige Flussbett erreichen dürfte.

Fossile Blockgletscher

Fossile Blockgletscher sind komplett eisfrei, weisen häufig Sackungsformen auf und sind oft auch aufgrund des Bewuchses mit Vegetation erkennbar. Sie sind seit ungefähr 10 ka nicht mehr aktiv.

Auf den südexponierten Hängen des Rhonetals im Gebiet von Blatt Raron kommen nur wenige grössere Blockgletscher vor. Einige davon sind eindeutig fossil und werden von Verwerfungen oder Abrissrändern durchzogen, zum Beispiel beidseits des Schwarzhorns (Koord. 2622.200/1133.900, 2511 m) und auf der Südflanke des Gärsthorns (Koord. 2622.200/1133.900, 2511 m). Bei denjenigen im nordwestlichen Teil der Oberi Fäsälalpu (Koord. 2621.100/1133.700) ist dies ebenso der Fall. Sie bestehen, wie auch der Blockgletscher von Färricha unterhalb der Wiwanni-hütte, aus spätglazialen Lokalmoränenmaterial, im Gegensatz zu den oben erwähnten Blockgletschern, die aus Hangschutt bestehen.

Im Gebiet südlich der Rhone kommen die meisten fossilen Blockgletscher auf den hangschuttreichen Hängen des Signalhorn-Ergischhorn-Bergkamms vor. Wie im Norden entwickelten sich die einen aus Hangschutt (Chummetji, Altstafeltelli,

Rinderalp), die anderen eher aus spätglazialen Moränenmaterial (Sängtelli, Gorpat, Scheni Chumma).

Holozän

q_{rm} Neoglaziale Moräne

Während der Kleinen Eiszeit erreichte der Joli-Gletscher das Gebiet Chiemattbode. Nach seinem Rückzug hinterliess er etwas oberhalb seiner maximalen Ausdehnung eine Stirn- und Seitenmoräne, die gemäss der Dufour-Karte ungefähr auf 1850 datiert. Weitere kleinere Ansammlungen von Moränenmaterial aus diesem Zeitraum kommen in den kleinen Karen des Seetals und von Wiwanni vor.

Neoglaziale glazifluviatile Ablagerungen

Die Ebene vom Chiemattbode im Jolital wurde während der Kleinen Eiszeit im Wesentlichen durch die Akkumulation glazifluviatiler Ablagerungen zwischen der Stirn des Joli-Gletschers und dem spätglazialen Stirnmoränenwall gebildet.

Blockgletscher

Die Blockgletscher des Wiwanni-Kars, das durch den Bergkamm der Öugstchummhörner gut geschützt ist und von woher das sie aufbauende Material stammt, sind eindeutig aktiv.

Erstaunlicherweise kann ein kleiner, frischer, vegetationsloser Blockgletscher am Fuss des Westhangs des Schwarzorns (Oberer Fäsilalpu, 2621.860/1133.650, 2390 m) beobachtet werden. Er verdankt seine Existenz der besonderen Orientierung seines Einzugsgebiets, was auch in der Permafrosthinweiskarte (BAFU 2005) zum Ausdruck kommt.

Aufgrund der Höhenlage und Exposition der Hänge in der Umgebung des Signalhorns treten die rezenten, aktiven Blockgletscher südlich der Rhone dort konzentriert auf.

Sackungsmassen

Im Gebiet südlich der Rhone prägen zahlreiche Massenbewegungsphänomene die steilen felsigen Flanken des Rhonetals und der Seitentäler.

Auf der rechten Seite der Rhone erfassen die Hanginstabilitäten hauptsächlich das kristalline Grundgebirge. Tiefgründige Sackungsmassen liegen auf den nach Süden und Südosten exponierten Hängen vor. Mehrere ausgedehnte Strukturen

entsprechen der Definition tiefliegender gravitativer Hangdeformation (deep seated gravitational slope deformation, DSGSD, TERZAGHI 1962). Die Hanginstabilitäten von Eggerberg, Gärsthalte und Horitz weisen typische morphologische Merkmale auf, wie spitzbogige oberste Abrissränder und nachfolgende gestaffelte, einander schneidende Abrissnischen. Die genaue Abgrenzung der Sackungsmassen und die Abschätzung der aktuellen Bewegungsraten sind mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden.

Die tiefgründigen Hanginstabilitäten von Oberer Fäsilalpu und von Meiggu sind sehr komplex und scheinen das Resultat einer Abfolge mehrerer Ereignisse zu sein. Sie weisen die morphologischen Merkmale von DSGSD auf, die einen Teil des Osthangs des Lötschentals (Meiggu) und des südexponierten Rhonetalhangs (Oberer Fäsilalpu – Engersch) mobilisieren. Der Bewegungsbetrag der Sackungsmassen scheint insgesamt nicht sehr gross zu sein. Die beiden Sackungsmassen sind durch den Schwarzhorn-Herubel-Bergkamm getrennt, der sich bis zum Felsvorsprung, auf dem das Dorf Jeizinen steht, weiterzieht. Dieser Teil des Hangs scheint stabil zu sein, da deutliche Gletscherschliffe und Rundhöcker hier vorzüglich erhalten sind. Die Entstehung der Oberer-Fäsilalpu-Sackungsmasse scheint älter als das Letzzeitliche Maximum zu sein, denn sie ist durch das kleine Kar im Südhang von Einigs Alichji tief eingeschnitten.

Die Sackungsmassen von Oberer Fäsilalpu und Meiggu sowie der Bergkamm, der sie trennt, werden von zwei Gruppen von Verwerfungen mit postglazialen Versatz durchsetzt, die bergwärts einfallende Steilstufen bilden (Fig. 11 a). Sie sind auf dem digitalen Höhenmodell deutlich zu erkennen (Fig. 12). Diese fast geradlinigen Verwerfungen erreichen Längen von ca. 100–500 m. Sie versetzen Moränenmaterial und fossile Blockgletscher. Die Hauptgruppe weist eine präferenzielle Ausrichtung auf (N045). Sie reaktiviert Schieferungsflächen, deren Fallen über 60° beträgt (Fig. 11 b). Die Distanz zwischen zwei Steilstufen variiert zwischen 10 und 200 m, der scheinbare Vertikalversatz zwischen 0,5 und 15 m. Die Steilstufen in der Sackungsmasse von Meiggu sind 45° zur Falllinie, jedoch parallel zur Kammlinie ausgerichtet. Die zweite Gruppe (N090–110) ist schief zur Hauptgruppe ausgerichtet. Die Steilstufen sind diskontinuierlicher und scheinen eine Gruppe von Rissen zu reaktivieren. Die zwei grossen Verwerfungen an den Rändern der Sackungsmasse von Meiggu weisen ebenfalls einen postglazialen Versatz auf. Da sie den Niwungrat (Blatt Lötschental) durchqueren und sich bis in die Täler der Südflanke des Faldumrothorns fortsetzen, scheint ihr rezenter Vertikalversatz nicht nur auf das Gebiet mit Hanginstabilitäten beschränkt zu sein.

Das Netz aus postglazialen Verwerfungen, das in den Hängen am Übergang zwischen Lötschental und Rhonetal deutlich entwickelt ist, resultiert nicht bloss aus einem System von Kippungen, das «antithetische Verwerfungen» in den Hanginstabilitäten hervorbrachte. Es handelt sich vielmehr um persistente Diskontinuitäten (Schieferung, Verwerfungen, Fugen), die eine differentielle postglaziale isostatische

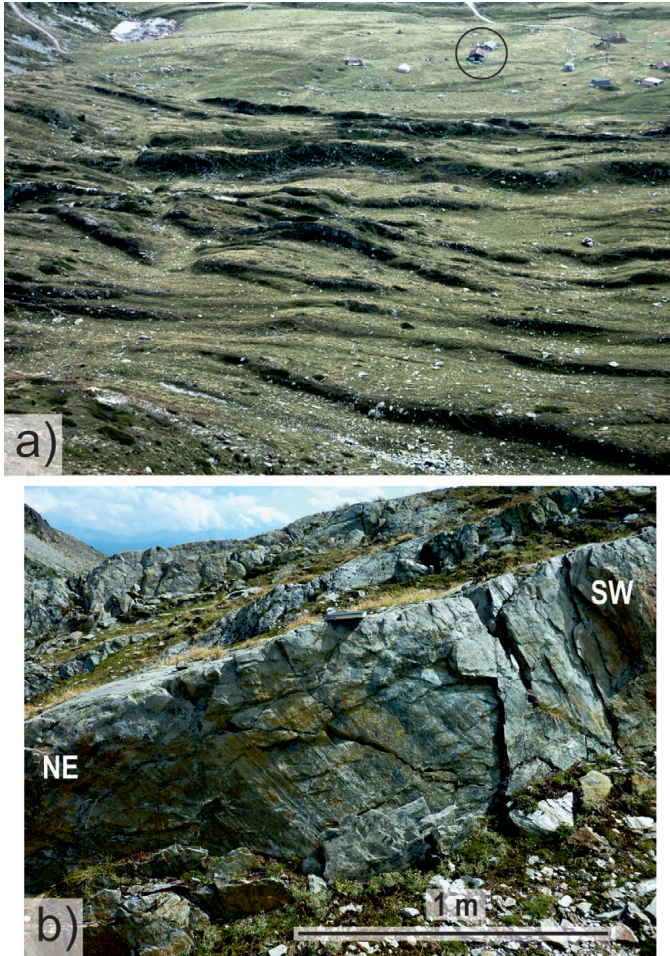


Fig. 11: Schwarm postglazialer Verwerfungen bei der Alp Stafel (Fesalp). a) Blick hangabwärts Richtung SSE; mehrere Alphütten sind am oberen rechten Rand des Bildes erkennbar (z. B. innerhalb des Kreises, als Massstab). Die Verwerfungen, deren grösste einen Versatz von 15 m aufweist, bilden bergwärts einfallende Steilstufen. b) Detail einer subparallel zur Schieferung des Gneises verlaufenden Steilstufe mit subvertikalem Versatz (Koord. 2621.630/1133.805, 2450 m).

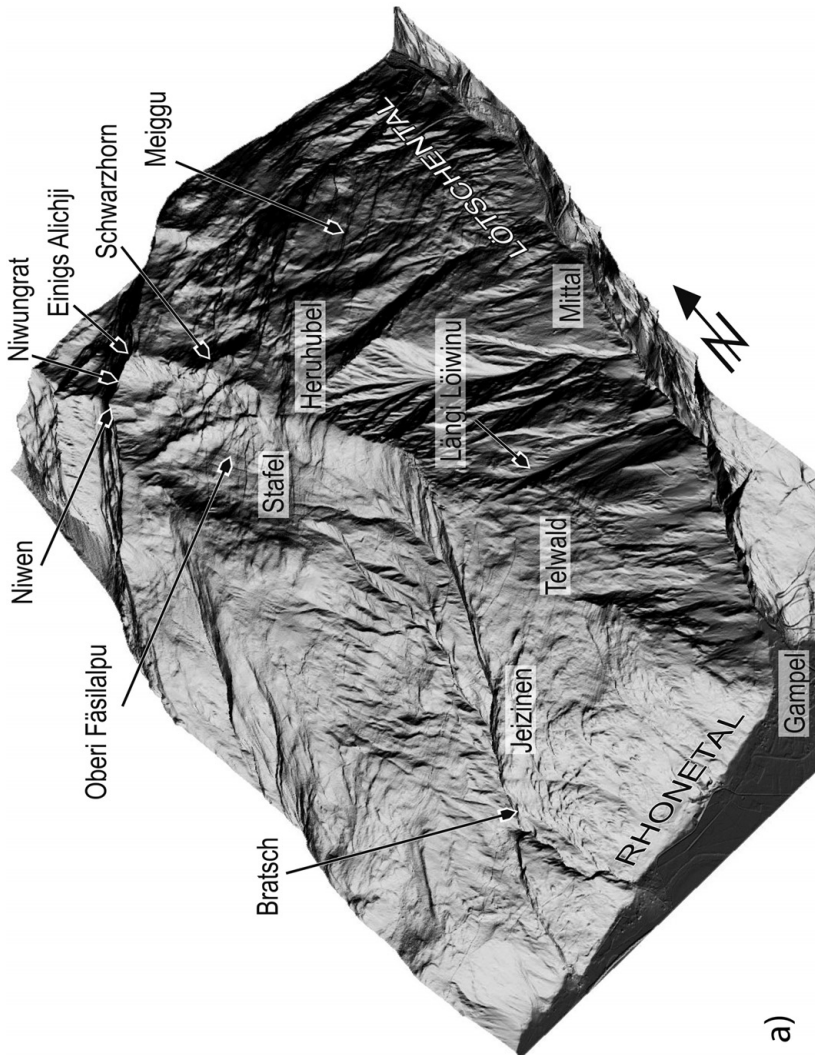
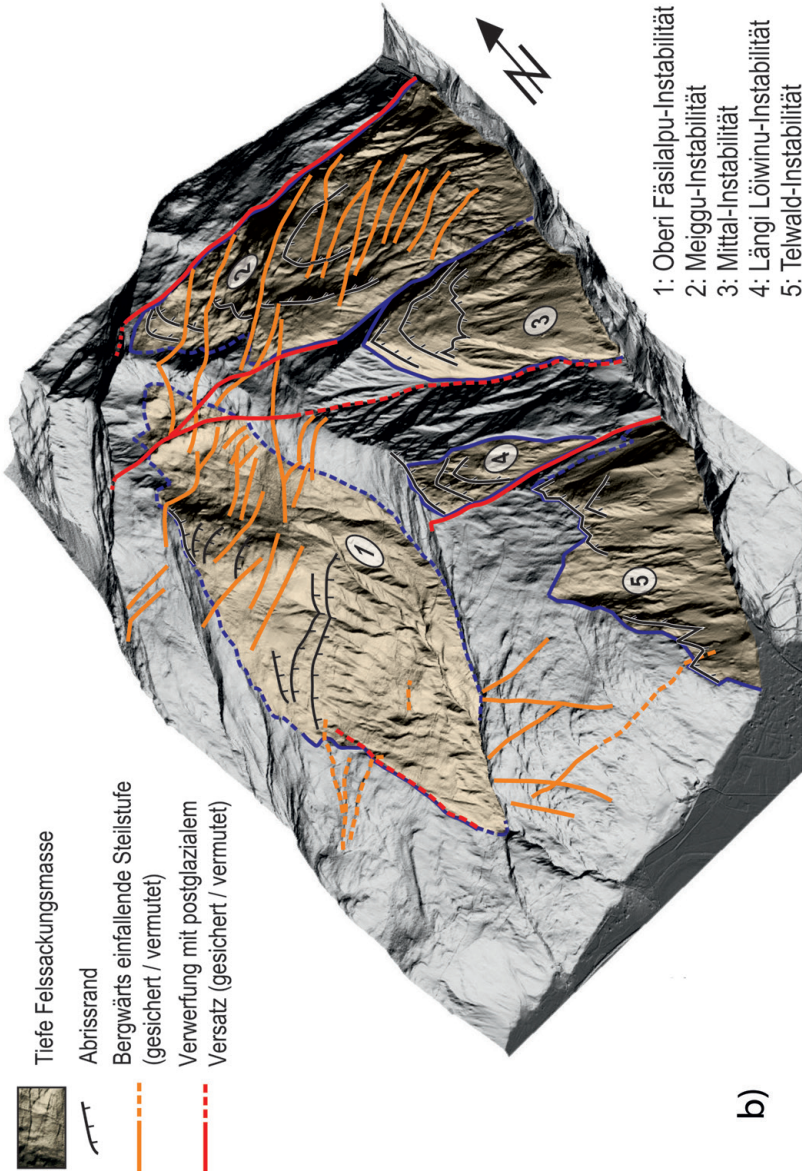


Fig. 12: Hanginstabilitäten und Verwerfungen mit postglazialen Versatz zwischen dem Lötschental und dem Rhonetal bei Gampel. a) Das hochauflösende digitale Höhenmodell swissALTI^{3D} zeigt Lineamente, die sich durch den Versatz der Lockergesteinsbedeckung äussern, sowie die typische Geländemorphologie von Hanginstabilitäten. b) Interpretation der komplexen Geschichte der Hanginstabilitäten und der Verwerfungen, die einen postglazialen isostatischen Ausgleich bewirkten.



Hebung ermöglichten (USTASZEWSKI et al. 2008). Der Betrag der neotektonischen Bewegungen wurde an dieser Stelle möglicherweise durch folgende Gegebenheiten begünstigt: 1. durch die grössere Eislast an der Konfluenz der beiden Gletscher; 2. durch die Richtung des Einfallens der Gneisfoliation; 3. durch das Vorhandensein ehemaliger Sackungsmassen, deren mechanische Eigenschaften sie in Bezug auf Eisauflast und -entlastung empfindlicher gemacht hätten.

Die Hanginstabilität von Meiggu scheint nicht mehr aktiv zu sein, während das Gebiet rechts der Lonza einfacher aufgebaute, aktive Sackungsmassen aufweist (Mittal, Längi Löiwinu, Telwald). Der Teil der Oberi-Fäsälalpu-Sackungsmasse, der im Kar von Einigs Alichji liegt, scheint nicht mehr aktiv zu sein. Das Gebiet Z’Opmisch Hubel – Engersch weist demgegenüber die morphologischen Elemente aktiver Sackungs- und Rutschmassen auf und zeigt eine verstärkte Erosion von Moränenmaterial.

Zerrüttete Sackungsmassen

Innerhalb der oben beschriebenen Sackungsmassen weisen weiträumige Gebiete eine chaotische Struktur auf. Sie bestehen aus einer Mischung von zerrütteten Felsaufschlüssen und groben Blöcken. Zerrüttete Sackungsmassen nehmen manchmal die Form von Rutschmassen an, wie diejenigen von Ginals, die wulstige Zungen aufweist. Sie können noch in Bewegung sein, wie zum Beispiel im Süden von Gampel-Steg, wo die Strasse Turtmann–Eischoll von der Täholz-Sackungsmasse langsam aber stetig deformiert wird. Der Bau des Tunnels der Autobahn A9 südlich von Gampel bereitete grosse Schwierigkeiten, da dieser den nicht stabilisierten Fuss dieser Sackungsmasse durchquert. Die Breite der aktivsten Teilmasse – zwischen dem Tännbach und dem Weiler Niederried – beträgt ungefähr 1,5 km. MÜLLER (2001) führte eine detaillierte geophysikalische Studie über diese ausgedehnte zerrüttete Sackungsmasse durch.

Die Blockschuttmasse, auf der das Dorf St. German steht, wurde allgemein als Felssturزابlagerung betrachtet (SCHENKER 1946). Tatsächlich werden die Felsplatten der St. Germanerflüe von einem deutlichen Abrissrand überragt und bilden somit die Gleitfläche einer Felsrutschung. Es ist nicht sicher, ob der bei diesem Vorgang gebildete Schutt in demjenigen Teil des Hanges, der oberhalb der heutigen Sohle des Rhonetals liegt, noch vorhanden ist. Im Strahlwald und bis zum Pkt. 1965 m des Bergkamms im Gärstegebiet sind ebenfalls Abrissränder einer ausgedehnten und wahrscheinlich in jüngerer Zeit durch langsame Sackung oder Schuttrutschung entstandenen Hanginstabilität sichtbar. Die chaotische Masse, auf der St. German steht, liegt am Fuss eines kürzeren Abrissrandes (Sefistei, am unteren Waldrand des Strahlwalds), von dem aus sie langsam hinuntergerutscht zu sein scheint. Dies spricht eher zugunsten eines Sackungsvorgangs, der zur fortschreitenden Zerrüttung der Felsmasse führte. Gemäss ZIEGLER & ISLER (2013) bewegt sich diese noch

geringfügig. Auf der Hangverflachung, auf der St. German steht, wurde verschwemmter Hangschutt abgelagert, der Torflinsen enthält und als Grundwasserleiter funktionierte. Durch den Bau des Lötschberg-Basistunnels wurde der Aquifer drainiert, was zu differentieller Subsidenz infolge der Entwässerung und Kompaktion des Torfes führte (ZIEGLER & ISLER 2013).

Rutschmassen

Rutschmassen grenzen oft an grosse Sackungsmassen oder bilden Teile davon. Oft ist der obere, felsige Bereich von Hanginstabilitäten versackt, während der untere Bereich reich an Lockergestein (Moränenmaterial, Hangschutt, verwitterte und zerbrochene Gesteine) ist und typische Rutschmorphologien wie Wülste, Nackentälchen und feuchte Geländeterrassen zeigt. Auch wenn keine Aktivität auszumachen ist, scheint das Dorf Visperterminen auf einer grossen Rutschmasse zu stehen, wie aus der Geländemorphologie hervorgeht.

Aufgrund der Exposition und des Fehlens von günstigem Material liegen im Gebiet nördlich der Rhone nur wenige Rutschmassen vor. Einzig im Gebiet der Niewenalp treten vorwiegend aus Moränenmaterial bestehende flachgründige Rutschmassen innerhalb der weiter oben beschriebenen tiefgründigen Oberi-Fäsälalpu-Sackungsmasse auf.

Solifluidal umgelagerter Hangschutt

Der oberflächennahe Teil der Lockergesteinsbedeckung – insbesondere von Hangschutt – oberhalb von 2400 m ü. M. kann von Rutschvorgängen erfasst werden, was oft zur Bildung wulstförmiger Strukturen führt. Dieses Phänomen wird durch das Auftauen der obersten Bodenschicht im Frühling hervorgerufen, das zu Wasser-sättigung führt, die ein Hangabwärtsgleiten des Materials bewirkt.

Felssturزابlagerungen, Blockschutt

Der Weiler Gstei südlich von Zeneggen ist teilweise auf einer grossen, alten Felssturزابlagerung gebaut. Wie auf dem Gebiet des benachbarten Blattes 1308 St. Niklaus (BEARTH 1978) bildet der massige, stark zerklüftete Quarzit der St.-Niklaus-Synklinalzone das Liefergebiet von Felssturزابlagerungen und Blockschutt, wobei die Felsstürze für bewohnte Gebiete eine reale Gefahr darstellen. Felsstürze treten auch an Abrissrändern von Sackungsmassen auf, so beispielsweise in der Gegend der Bärugruebe nördlich von Albe, Eschwald und Eyholz. Sie wurden nicht kartiert.

Im nördlich der Rhone gelegenen Teil des Gebiets von Blatt Raron finden sich keine grösseren Felssturزابlagerungen. Im Baltschiedertal (Klettersteig, Koord.

2633.445/1133.075, 1706 m) sind riesige Granodioritblöcke, die aus einer Nische in der darüberliegenden Felswand stürzten, teilweise von einem aus Lawinenschutt gebildeten Kegel überdeckt. Bei Riedgarto (Koord. 2628.918/1129.410, 1010 m), ungefähr 500 m nordwestlich von St. German, ist eine Ansammlung sehr grosser Spatkalkblöcke sichtbar. Sie resultiert aus dem Abrutschen einer Felsplatte, deren Fuss in einem Steinbruch, der während des Baus der Löttschberglinie ausgebeutet wurde, untergraben wurde. Dieser Unfall, bei dem neun Arbeiter den Tod fanden, ereignete sich am 7. August 1915 (SCHENKER 1946).

Protalus Ramparts

Es handelt sich um leicht bogenförmige, quer zur Falllinie ausgerichtete Wülste aus Hangschutt, die oft aufeinanderfolgende Girlanden bilden. Ab 2400 m ü. M. sind sie häufig anzutreffen. Es sind Formen, die durch das Fliessen von Permafrostböden entstehen und die am Anfang des Prozesses stehen, der zur Bildung von Blockgletschern führt. In der Mulde westlich des Gärsthorns konnten zwei Protalus Ramparts ausgemacht werden, der eine unterhalb von Pkt. 2602 m, der andere, eine Art Miniaturblockgletscher, etwas weiter unten oberhalb von Pkt. 2238 m. Südlich der Rhone kommen Protalus Ramparts an den Hängen der Ergischhorn-Signalhorn-Kette vor.

Hangschuttkegel, Hangschutttschleier, Hangschutt

Rechts der Rhone kommen Hangschutttablagerungen besonders am Fuss der hohen Gneis- und Granitfelswände der Seitentäler vor. In der Sedimentserie der Raron-Synklinale sind es die Spatkalke des Lias und des Doggers, die als Quelle für die mächtigen Hangschutttablagerungen am Fuss der hangparallelen Felsplatten dienen.

Links der Rhone tritt Hangschutt am häufigsten am Fuss der Ergischhorn-Signalhorn-Kette auf. Höhenlagen um 2700 m ü. M., die häufige Frost-Tau-Wechsel begünstigen, verbreitete Brüche und Klüfte sowie zahlreiche Abrissränder von Sackungs- und Rutschmassen sind Faktoren, die die Bildung von Hangschutt begünstigen.

Lawinenschutt, gemischte Schuttkegel

Lawinenschuttkegel und gemischte Schuttkegel bildeten sich an der Mündung von grösseren Couloirs hauptsächlich in den Seitentälern. Je nach Jahreszeit und Witterung wechseln sich Blockstürze, Murgänge und Lawinen ab. Ein typisches Beispiel ist der grosse Kegel von Obermatten an der Mündung des Bänzigrabe an der Nordflanke des Ergischhorns. Lawinen gehen besonders in den tief eingeschnittenen

Couloirs am Osthang des Lötschentals nieder. Man schätzt, dass in diesen «Löwinu» der Schnee eine wichtigere Rolle beim Transport von Schutt als die Schwerkraft oder das Wasser spielt.

Bachschuttkegel

Im Rhonetal bildeten die seitlichen Zuflüsse unterschiedlich grosse Bachschuttkegel. Diejenigen auf der rechten Uferseite, deren Material hauptsächlich aus Gneisen und Graniten besteht, haben sehr geringe mittlere Gefälle (z.B. Lonza < 2 %) und weisen kleine Volumina auf, wo sie aus einer Schlucht ins Rhonetal geschüttet wurden (z.B. Jolital, Bietschtal, Baltschiederthal). Die Bachschuttkegel der kleinen Bäche auf der linken Seite der Rhone, deren Einzugsgebiet in den Kalkschiefern des Flysch valaisan liegt, weisen höhere mittlere Gefälle auf (z.B. Milibach und Löübbach < 4 %). Mit > 20 % wesentlich höher ist das mittlere Gefälle des Bachschuttkegels, der westlich an die zerrüttete Sackungsmasse des Riedbärgwalds anschliesst. Die Flüsse der grösseren Seitentäler südlich der Rhone, die alle penninischen Einheiten entwässern, bilden ihrerseits mittelgrosse Schuttkegel mit eher geringem Gefälle, wie zum Beispiel die Turtmänna und die Vispa ($\leq 2\%$). Letztere bildet einen Schuttkegel mit begrenzter Fläche, denn sie «staut» die Alluvionen der Rhone, deren Aggradationsrate ähnlich hoch wie die des Vispa-Schuttkegels zu sein scheint. In der Tat überlagern die Alluvionen der Rhone den östlichen Teil des Schuttkegels der Vispa und lenken deren Lauf nach Westen ab.

In den Seitentälern nördlich der Rhone sind gemischte Schuttkegel häufiger als eigentliche Bachschuttkegel. Am nördlichen Kartengebietsrand wurden im Jolital, Bietschtal und Baltschiederthal allerdings Bachschuttkegel ausgeschieden. In diesem Gebiet dominiert Sedimentation durch Murgänge über Sedimentation durch Lawinen oder Ablagerung von Hangschutt. Auf der rechten Seite des Baltschiederthals weist der Schwemmkegel des Bachs aus dem Risigrabo (Koord. 2633.800/1134.000, Blatt Lötschental) spektakuläre Murgangphänomene auf.

In den Seitentälern südlich der Rhone bilden sich Bachschuttkegel an den Mündungen von Seitenbächen. Bei langandauerndem Starkregen können hochwasserführende Bäche sogar bei kleinen Schwemmkegeln, wie der von Neubrück (4 km nördlich von Visp), auf katastrophale Weise Ablagerungen oder Erosion bewirken.

Kalksinter (Quelltuff)

Vier Kalksintervorkommen wurden kartiert. Eines davon liegt in der zerrütteten Sackungsmasse unterhalb von St. German, die drei anderen stehen in Verbindung mit Verwerfungen und befinden sich östlich und westlich von Staldbach im Vispental sowie südlich von Niedergesteln auf der linken Seite der Rhone.

Sümpfe

Im Talboden des Rhonetals sind mit Ausnahme des Muttmoors stromaufwärts von Turtig, das künstlich umgestaltet wurde und im Bundesinventar der Niedermoore von nationaler Bedeutung (KLAUS 2007) figuriert, fast keine Feuchtgebiete mehr vorhanden.

Im Gebiet südlich der Rhone kommen hier und da kleine Sümpfe und Moore vor; vor allem auf der Terrasse von Moosalp sind sie zahlreich. Zwei davon sind im Bundesinventar der Hochmoore von nationaler Bedeutung verzeichnet (KLAUS 2007).

Rezente Alluvionen

Aufgrund der Felssturzaflagerungen von Sidlers und der Ablagerungen des Illgraben-Bachschuttkegels weist das Rhonetal zwischen Chippis und Agarn einen Gefällsknick auf. Das mittlere Gefälle des Talbodens zwischen Agarn und Visp, talaufwärts des Riegels gelegen, beträgt $1,7\text{‰}$. Form und Tiefe des glazialen Trogs in diesem Abschnitt können anhand von Daten aus der Reflexionsseismik (FINCKH & FREI 1991, Agarn- und Turtmannprofil), der Gravimetrie (ROSSELLI & OLIVIER 2003) und von Bohrungen abgeschätzt werden. Die Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung in der Achse des Rhonetals dürfte bei Turtmann (westlicher Kartengebietsrand) etwa 400 m, bei Brigerbad (östlicher Kartengebietsrand) etwa 100 m betragen.

Die Alluvionen der Rhone wurden nicht weiter gegliedert. Im Allgemeinen besteht die oberste Schicht aus grauem bis schwarzem Silt von 0–15 m Mächtigkeit, der mehr oder weniger stark mit feinkörnigem Sand durchsetzt ist («Obere Silte», KANTON WALLIS 2005). Er überlagert 5–15 m mächtigen grauen Sand und Schotter («Obere Schotter»). Darunter ist oft eine weitere Abfolge aus Silt («Untere Silte») sowie aus Sand und Schotter («Untere Schotter») vorhanden, die vergleichbare Mächtigkeiten wie die darüberliegenden aufweisen. Ab einer Tiefe von 35–50 m dominieren feinkörnige Ablagerungen, bei denen es sich wahrscheinlich um See- oder Deltasedimente handelt. Die Trogsohle kann von kompakteren und gröberen glazialen Sedimenten bedeckt sein.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Künstliche Aufschüttungen und Auffüllungen sind im Gebiet von Blatt Raron verbreitet. Sie resultieren hauptsächlich aus dem Bau und Ausbau von Schiene und Strasse seit Beginn des 20. Jahrhunderts. Für die Realisation der Bahntrasse der Lötschberg-Rampe (1906–1912) wurden zwischen Brigerbad und Hochtenn und in der Talsohle des Lötschentals grosse Aufschüttungen vorgenommen. Beim Bau des

Lötschberg-Basistunnels (2000–2005) wurden auf Walliser Seite nahezu 4 Millionen Kubikmeter Ausbruchmaterial abgelagert (BASLER + PARTNER 2012), hauptsächlich in den Deponien von Riedertal (Koord. 2631.0/1127.5) und Goler (Koord. 2629.4/1127.5) auf der linken Seite der Rhone. Zwischen 2009 und 2016 wurde das beim Bau der Autobahntunnels für die Umfahrung von Visp anfallende Material in dieselben Deponien verfrachtet.

TEKTONIK UND METAMORPHOSE

HELVETIKUM

Tektonometamorphe Entwicklung

Präalpine Phasen

Das Aar-Massiv ist durch subvertikale, NE-SW-gerichtete tektonische Kontakte in 5–10 km mächtige parallele Einheiten unterteilt (LABHART 1999, BERGER et al. 2016). Diese Kontakte resultieren teilweise aus variszischer Deformation und sind zum Teil durch plutonische Gesteine verwischt, die zwei Intrusionszyklen – variszisch und spätvariszisch – angehören. Im Gebiet von Blatt Raron ist das prävariszische Grundgebirge des Aar-Massivs aus zwei strukturellen Haupteinheiten aufgebaut. Die Ferden-Guttannen- und die Sustenhorn-Zone im Nordwesten (BERGER et al. 2016) enthalten hauptsächlich Biotitgneise, teilweise migmatisierte Amphibolite sowie porphyrische Biotit-Kalifeldspatgneise. Die Ausserberg-Avat-Zone im Südosten besteht zur Hauptsache aus Augengneisen, die älter als die variszische hochgradige Metamorphosephase sind, sowie aus Biotitgneisen. Die Definition dieser Einheiten basiert eher auf ihrem lithostratigraphischen Inhalt als auf der Identifikation von eindeutig präalpinen tektonischen Strukturen.

In den migmatischen Gneisen ist die Foliation, die durch das Richtungsgefüge der amphibolitfaziellen Paragenese gekennzeichnet ist, klar präalpin. Dieses Gefüge ist jedoch oft in subparallele, undeutlich begrenzte alpine Scherzonen übertragen, in denen die Schieferung hauptsächlich durch Serizit und Chlorit gekennzeichnet ist.

Jurassische Phase

Gestützt auf sedimentologische und tektonische Untersuchungen postulierte BAER (1959) das Vorhandensein von Paläoverwerfungen, die sich innerhalb des kristallinen Grundgebirges des Aar-Massivs und in einem Teil der Sedimentbedeckung bildeten. DOLIVO (1982) präziserte dieses Konzept, indem er den Kontakt zwischen den Sedimenten des Nordschenkels der Raron-Synklinale und dem Baltischer-Granodiorit detailliert beschrieb und ihn als «Rote-Kuh-Gampel-Verwerfung» bezeichnete. Gemäss DOLIVO (1982) war diese Struktur während des Frühen Juras, vom Sinémurien bis ins Pliensbachien, und sogar bis in den Späten Jura als Normalverwerfung aktiv; sie weist einen Vertikalversatz von ungefähr 1 km auf. Brekzien mit kristallinen Komponenten, die stellenweise entlang dieser Struktur bei Arbol (Koord. 2631.800/1132.260, 2300 m, s. S. 28) und bei Lüegilchi (Koord.

2636.560/ 1131.100, 1640 m) beobachtet werden können, wurden als Beleg für die Aktivität dieser Verwerfung während der Ablagerung der frühjurassischen Blaugraben-Serie gewertet. In der Region von Gräbu (Koord. 2633.300/1131.935, 1800 m) postulierte DOLIVO (1982) eine weitere gleichaltrige Paläoverwerfung (Gräbu-Paläoverwerfung, Fig. 13). Laut dem Autor kennzeichnet diese die Grenze zwischen dem «Blaugraben-Becken» und dem «St.-German-Becken» und ist durch eine sehr enge Antiklinale verwischt worden. Die Rote-Kuh-Gampel-Paläoverwerfung hätte demnach während der alpinen Orogenese eine Reaktivierung hin zu einer nordwest-vergenten Scherzone und dann zurück zu einer Normalverwerfung erfahren (DOLIVO 1982).

LOUP (1992) nahm die detaillierten sedimentologischen Untersuchungen der frühjurassischen Blaugraben-Serie wieder auf und zeigte, dass es sich bei der Brekzie von Arbol (Fig. 6) eher um ein post- bis spätriassisches Konglomerat, das auf erodiertem Grundgebirge abgelagert wurde, handelt (S. 30). Dieser transgressive Kontakt, der den erhöhten Rand des externen Aar-Massivs bildet, wäre somit tektonisch der Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs innerhalb der alpinen Roti-Chüe-Gampel-Scherzone gegenübergestellt (S. 96). Auf der Basis weiterer sedimentologischer Kriterien postulierte LOUP (1992), dass die frühjurassischen Paläonormalverwerfungen für die Erklärung der unterschiedlichen Merkmale der Blaugraben- und der St.-German-Serie nicht nötig seien.

Alpine Phasen

STECK (1984) und BURKHARD (1988, 1999) fassten ein Jahrhundert Untersuchungen über den westlichen Ausläufer des Aar-Massivs und seine Sedimentbedeckung in einem geometrischen und kinematischen Modell zusammen, das noch heute als Referenz dient (s.a. PFIFFNER 2011). Anhand der geometrischen Beziehungen und der assoziierten Mikrostrukturen werden in diesem Modell sechs Deformationsphasen unterschieden. Im internen Teil des Aar-Massivs im Gebiet von Blatt Raron sind vier davon vertreten.

Die *Trubelstock-Phase* (BURKHARD 1988) definiert die Deformation der basalen Überschiebungsfläche der Wildhorn-Decke an dieser Lokalität (LUGEON 1918) sowie die interne Strukturierung und die Stapelung der Jägerchrüz- und der Plammis-Decke. In diesen beiden letzteren Einheiten steht diese Deformationphase mit der Bildung der Hauptschieferung in Verbindung, die ein NNW-SSE-gerichtetes Mineralstreckungslinear aufweist, das unter metamorphen Bedingungen der niedrigen Grünschieferfazies entstand. Nach BAMBAUER & BERNOTAT (1982) wurde der Mikroklin-Sanidin-Isograd (ca. 450 °C) im internen Teil des Grundgebirges des internen Aar-Massivs am Nordrand des Rhonetals (Eggen) erreicht. Der Chloritoid-in-Isograd in den Metapeliten ist nicht präzise definiert. Das Vorkommen dieses

Minerals in der Dugny-Formation der Doldenhorn-Decke im Dalatal (MASSON et al. 1989) und bei der Mündung der Bietschbachschlucht (FREY & WIELAND 1975) weist darauf hin, dass dieser Isograd nördlich des Gebiets von Blatt Raron verläuft. Der Stilpnomelan-Isograd seinerseits verläuft am Südrand der Raron-Synklinale (FREY & FERRERO MÄHLHLMANN 1999). Die Trubelstock-Phase fand zwischen dem Rupélien und dem Burdigalien statt (CHALLANDES et al. 2008, PFIFFNER 2011 b).

Der *Kiental-Phase* (GÜNZLER-SEIFFERT 1941, BURKHARD 1988) werden die spektakulären Strukturen im Südwestausläufer des Aar-Massivs zugeordnet. Kilometergrosse Falten, die die Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung erfassen, deformieren auch die Basiskontakte der Plammis- und der Jägerchrüz-Decke. Die mit diesen Falten in Zusammenhang stehende Schieferung entspricht der alpinen Schieferung in den Gneisen des Aar-Massivs. In der Fesalalp-Synklinale (BUGNON 1981, DOLIVO 1982) ist diese Schieferung entlang der Axialflächen von Falten zweiter Ordnung ausgerichtet, die in den verschiedenen Sedimenteinheiten ausgebildet sind. Sie schneidet eine erste Schieferung, die der Trubelstock-Phase zugeordnet werden kann, was ein zum Streckungslinear subparalleles Intersektionslinear bestimmt. Diese Deformationen erfolgten ebenfalls unter Bedingungen der niedrigen Grünschieferfazies (BURKHARD 1988) und in direktem Anschluss an diejenigen der Trubelstock-Phase. Die Kiental-Phase entspricht dem Höhepunkt der Metamorphose vor 20–17 Ma (Burdigalien, CHALLANDES et al. 2008).

Die *Grindelwald-Phase* (GÜNZLER-SEIFFERT 1941, BURKHARD 1988) entspricht der Aufdomung des Aar-Massivs und seiner Exhumation in den internen Teilen des Massivs wurden während dieser Phase frühere Strukturen aufgerichtet, was in der Nähe des Rhonetals sehr auffällig ist. In der Fesalalp-Synklinale erhielten die Achsenflächen eine scheinbare Neigung von 40° gegen SSE, in der Ausserberg-Antiklinale von 65°. Die Wölbung der Strukturen gegen Südwesten, bedingt durch das generelle Einfallen der Achsen der früheren Falten, steht ebenfalls mit dieser Phase in Verbindung. Eine Krenulationsschieferung, die oft von Chevronfalten begleitet ist, könnte auf diese Deformationsphase zurückgehen. Sie wurde in den phyllitischen Lagen der Sedimentbedeckung beschrieben (DOLIVO 1982) und steht mit der Stilpnomelanbildung in Verbindung. Laut PFIFFNER (2011) fand die Strukturierung und Exhumation des Aar-Massivs zwischen dem Burdigalien und dem Messinien statt. Am Ende dieser Phase beschleunigte sich gemäss thermochronologischen Daten die Exhumationsrate (ARAMOWICZ 2008, GLOTZBACH et al. 2010, VALLA et al. 2012).

Die *Simplon-Rhone-Phase* (BURKHARD 1988), die die Bewegungen entlang der Simplon-Störung umfasst (BEARTH 1956, STECK 1984, MANCKTELOW 1985), verursachte auch Deformationen im Süd- und Südwestausläufer des Aar-Massivs.

Sie finden sich in der Verlängerung der Simplon-Störung entlang des Rhonetals westlich von Visp. Die Hauptverwerfungen sind von quartärem Lockergestein bedeckt, ausser diejenige, die den Heidnischbiel vom östlich von Raron gelegenen Hang trennt. Im Liegenden des Rhone-Verwerfungssystems kann eine duktile Deformation aufgezeigt werden, die der frühen Aktivität dieser längs zur Gebirgskette stattfindenden Bewegungen entspricht (STECK 1984). Es handelt sich um Chevronfalten im Dezimeter- bis Meterbereich, deren Achsen gegen Südwesten abtauchen, sowie um ein Streckungslinear, das gegen SSW einfällt und mit einer dextralen Blattverschiebung in Verbindung steht. Diese Deformationsphase begann vor 18 Ma (STECK & HUNZIKER 1994, CAMPANI 2009, STECK et al. 2013) und überprägte in der näheren Umgebung des Rhonetals die Deformationen der Grindelwald-Phase.

Zahlreiche Verwerfungen im Gebiet Stafel – Oberer Fäsilalpu – Schwarzhorn (Koord. 2621.700/1133.560, 2340 m) durchbrechen eindeutig Moränen und Blockgletscher und versetzen auch Gletscherschliffe. Sie scheinen nur einen vertikalen Versatz aufzuweisen. Ihre Aktivität erstreckt sich von der ausgehenden Letzten Eiszeit bis ins Holozän. Diese *neotektonischen Strukturen* sind im Kapitel Holozän, Sackungsmassen (S. 80), im Detail beschrieben, da sie eher durch postglaziale isostatische Hebungen im Zusammenhang mit Hanginstabilitäten als durch regionale alpine Deformation verursacht wurden.

Tektonische Einheiten und Strukturen

Das dominierende tektonische Merkmal rechts der Rhone ist das generelle axiale Abtauchen der helvetischen Einheiten in Richtung Westen. Es erreicht im Mittel Werte von 25–30°. Diese Geometrie erlaubt es, den Kontakt zwischen dem prätriassischen Grundgebirge des Aar-Massivs und seiner Sedimentbedeckung zu beobachten. Die Grenzen der Einheiten zeichnen den Umriss einer Struktur von sich überlagernden Falten, die auf mehrere Deformationsphasen zurückgehen (STECK 1984, BURKHARD 1988).

Diese Verhältnisse wurden in zahlreichen strukturgeologischen Arbeiten untersucht, welche die Grundlage für ein mittlerweile gut etabliertes geometrisches und kinematisches Modell bilden (LUGEON 1914–1918, HEIM 1922, SCHENKER 1946, DOLIVO 1982, STECK 1984, BUGNON 1986, BURKHARD 1988, PFIFFNER 2011).

Im Gebiet von Blatt Raron liegen drei übereinandergestapelte strukturelle Einheiten vor: das kristalline Grundgebirge des externen Aar-Massivs und seine autochthone-parautochthone Sedimentbedeckung (Doldenhorn-Decke im Nordwesten), das kristalline Grundgebirge des internen Aar-Massivs, seine autochthone Sedimentbedeckung und seine abgescherte Sedimentbedeckung, die in der Plammis-Decke gegen Westen abtaucht, sowie die Jägerchrüz-Decke (Fig. 13).

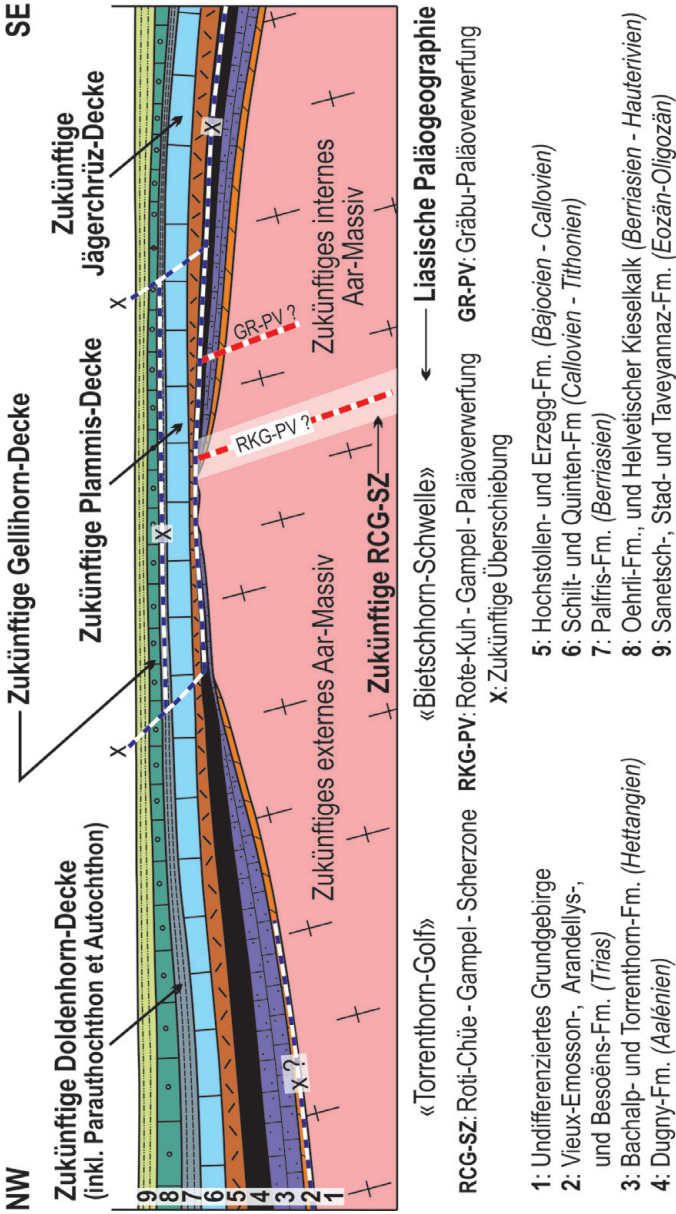


Fig. 13: Paläospastische Rekonstruktion des Aar-Massivs und der verschiedenen Einheiten seiner Sedimentbedeckung im Gebiet von Blatt Raron, nach BUGNON (1986), verändert. Ohne Massstab, vertikale Überhöhung ca. 2x, horizontale Ausdehnung gemäss STECK (1984) ungefähr 15–20 km.

Externes Aar-Massiv und Doldenhorn-Decke

Die Falten der Kiental-Phase deformieren die Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs. Im Westen des Gebiets von Blatt Raron (Bratsch, Jeizinen) liegt die tektonisch stark ausgedünnte, wahrscheinlich bereits primär geringmächtige Sedimentbedeckung autochthon auf dem Grundgebirge. In Richtung Norden tritt eine evaporitische Abfolge (Gips, Rauwacke) auf, welche die Basis der Arandellys-Formation bildet, und wird zunehmend mächtig. Der Betrag der von ihr verursachten Abscherung der Sedimentbedeckung kann hier nicht beziffert werden; die Bedeckung kann jedoch als «parautochthon» bezeichnet werden. Der allochthone Charakter derselben Sedimentserie (Doldenhorn-Decke) zeigt sich erst 5 km nördlich des Gebiets von Blatt Raron, wo sie über die Sedimentbedeckung des Gastern-Massivs überschoben ist. Diese Allochthonie wird grösstenteils durch Scherung im Tonschiefer der Dugny-Formation verursacht (FURRER 1962, MASSON et al. 1989).

Im Gebiet von Blatt Raron zeichnet der Kontakt zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung je zwei Hauptantiklinalen und -synklinalen nach; es sind dies von Nordwesten nach Südosten:

Faldumrothorn-Synklinale

Diese tiefe Synklinale mit Liaskern liegt im Gebiet der Nordwestecke des Gebiets von Blatt Raron. Nach BURKHARD (1988) trennt sie eine grosse dextrale Blattverschiebung (die durch den Schnittpunkt der vier Kartengebiete geht) von der Niwen-Antiklinale. Sie ist im Profil 4 (Taf. I) skizziert.

Niwen-Antiklinale

Diese breite Antiklinale mit einem Kern aus kristallinem Grundgebirge, deren Achse mit 15–20° gegen Südwesten abtaucht, weist mehrere Sekundärfalten auf, die zu einer schuppenartigen Anordnung der triassischen Formationen im Hang von Nibu geführt haben. In einer kleinen, engen Synklinale, die sich über die Niwenalp und das Gebiet von Chalberfärich erstreckt, ist der posttriassische Teil der Sedimentbedeckung erhalten geblieben; er weist laut BUGNON (1986) eine stratigraphische Lücke – fehlenden Lias – auf.

Im Kern der Antiklinale sind die Gneise des Aar-Massivs unter Einfluss verschiedener Scherzonen, deren Grenzen schwierig kartierbar sind, stark verschert und chloritisiert.

Fesalalp-Synklinale

Die komplexe Fesalalp-Synklinale, von LUGEON (1914) «synclinal de Loèche-Ville» («Stadt-Leuk-Synklinale») genannt, wurde von BUGNON (1981, 1986) im Detail untersucht. Seine Interpretation spielte für die Ausarbeitung eines Strukturmodells (BURKHARD 1988) eine Schlüsselrolle. Diese Autoren zeigten auf, dass die alpine Hauptschieferung, die generell subparallel zur Schichtung verläuft, durch diese Synklinale verfaltet wurde. Eine weitständige Schieferung der zweiten Phase (Kiental-Phase) bildete sich parallel zur Achsenebene der Falte.

Am westlichen Kartengebietsrand ist die Fesalalp-Synklinale durch eine kleine, weit offene Antiklinale, die eine knieförmige Falte bildet, zweigeteilt. Der nordwestliche Synklinaltrog weist nur noch triassischen Dolomit und Rauwacke auf. Der südöstliche Teil ist hingegen tiefer und lässt eine Abfolge erscheinen, die von der Trias bis ins Eozän reicht. Auch wenn die Abfolge insgesamt eine Verjüngung von ihren Schenkeln in Richtung Kern aufweist, liegen in ihr zwei grössere tektonische Kontakte vor, die die autochthone Serie von der Plammis-Decke und diese von der Jägerchrüz-Decke trennen (BUGNON 1981, 1986). Die triassische und frühjurassische autochthone Serie ist durch zahlreiche zur Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung disharmonische Scharniere geprägt. Das axiale Abtauchen erfolgt mit 20–26° gegen SSW.

Jeizinen-Antiklinale

Die Jeizinen-Antiklinale aus kristallinem Grundgebirge («Jeiziberg-Antiklinale», BUGNON 1986) taucht zwischen Niedergampel und Getwing unter die Lockergesteinsfüllung des Rhonetals ab. Ihre Achsenfläche ist leicht gegen Nordwesten geneigt, ihre Achse taucht mit 20–25° gegen Südwesten ab. In ihrem Nordwestschenkel ist die Sedimentbedeckung des externen Aar-Massivs sehr geringmächtig (weniger als 100 m), da alle Schichten fehlen, die jünger als die Durgny-Formation sind. Sie ist von der überschobenen Plammis-Decke überlagert (BUGNON 1986), die ebenfalls mit Schiefer der Durgny-Formation beginnt.

In ihrem Südostschenkel befindet sich das kristalline Grundgebirge des externen Aar-Massivs aufgrund der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone in Kontakt mit der autochthonen-parautochthonen Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs.

Roti-Chüe-Gampel-Scherzone

Dieser Begriff wird hier eingeführt, um den beobachteten Kontakt zwischen dem kristallinen Grundgebirge des externen Aar-Massivs und der Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs zwischen Niedergampel und dem Baltschiedertal zu beschreiben, unabhängig von seiner Interpretation als Paläoverwerfung (BAER 1959, DOLIVO 1982, STECK 1984, BUGNON 1986; «Rote-Kuh-Gampel-Verwerfung»). Im

Feld erscheint dieser Kontakt nicht als genau abgrenzbare Bruchstruktur, sondern als mehrere Zehner von Metern mächtige Scherzone. Sie taucht nach Süden ab, wobei das Einfallen von Westen nach Osten zunimmt (Gampel: 30–40°, Baltschieder-tal: 70–80°).

Sowohl der liegende Granodiorit als auch die hangenden Sedimente weisen einen Deformationsgradienten in Richtung Scherzone auf. Über eine Mächtigkeit von etwa 50 m geht das Gefüge des Baltschieder-Granodiorits von wenig deformiert, granoblastisch und feinkörnig (Fig. 14a–c) in kataklastisch und mylonitisch über (Fig. 14d–f). Die gut entwickelte Schieferung ist durch Quarz, Albit, Serizit und Chlorit definiert. Ihr Streckungslinear taucht gegen Südwesten ab. Die Schersinnkriterien zeigen eine Bewegung des Hangenden der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone nach Südwesten an. Meistens bildet der graue marmorierte Kalk der Quinten-Formation das Hangende der Scherzone. Eine stark penetrative Schieferung mit SW-NE-gerichtetem Streckungslinear verleiht ihm das Gefüge von plattigem Kalk. Stellenweise sind gestreckte und ausgewalzte Schuppen anderer Lithologien in diesen Kontakt mit einbezogen (S. 46). Auf der rechten Seite des Baltschieder-tals enthält das Hangende am Kontakt des Grundgebirges mit der Sedimentbedeckung der Scherzone das Scharnier der Raron-Synklinale. Weiter östlich bringt die Scherzone den Baltschieder-Granodiorit mit dem Biotit-Plagioklasgneis der Ausserberg-Avat-Zone in Kontakt.

DOLIVO (1982) zeigte, dass die Schieferung in dieser Scherzone mit Falten und Kleinfalten assoziiert ist, die die Gneis- und Kalklinsen überprägen, welche in der Durgny-Formation, zum Beispiel beim Lüogilchi (Koord. 2626.560/1131.100, 1640 m), eingelagert sind. Diese Deformation gehört, wie die Hauptfaltung der Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung, zur Kiental-Phase und fand gleichzeitig mit den frühen Bewegungen entlang der dextralen Simplon-Scherzone statt (STECK 1990). Die Roti-Chüe-Gampel-Scherzone verursachte auch die dextrale Scherung des Nordschenkels der Raron-Synklinale während der Grindelwald-Phase, während der er senkrecht gestellt wurde. Mindestens ein Teil des scheinbaren Normalversatzes entlang dieser Struktur entstand aufgrund dieser duktilen alpinen Deformation.

Bruchflächen sind nur stellenweise in der näheren Umgebung des Kontakts zwischen dem Baltschieder-Granodiorit und den Sedimenten der Raron-Synklinale sichtbar. Sie durchbrechen die Strukturen der Scherzone deutlich. Die faserigen, treppenförmig ausgebildeten Rutschharnische auf den Bruchflächen zeigen die typischen dextralen Bewegungen entlang der Rhone-Simplon-Störungszone an (S. 114 ff.).

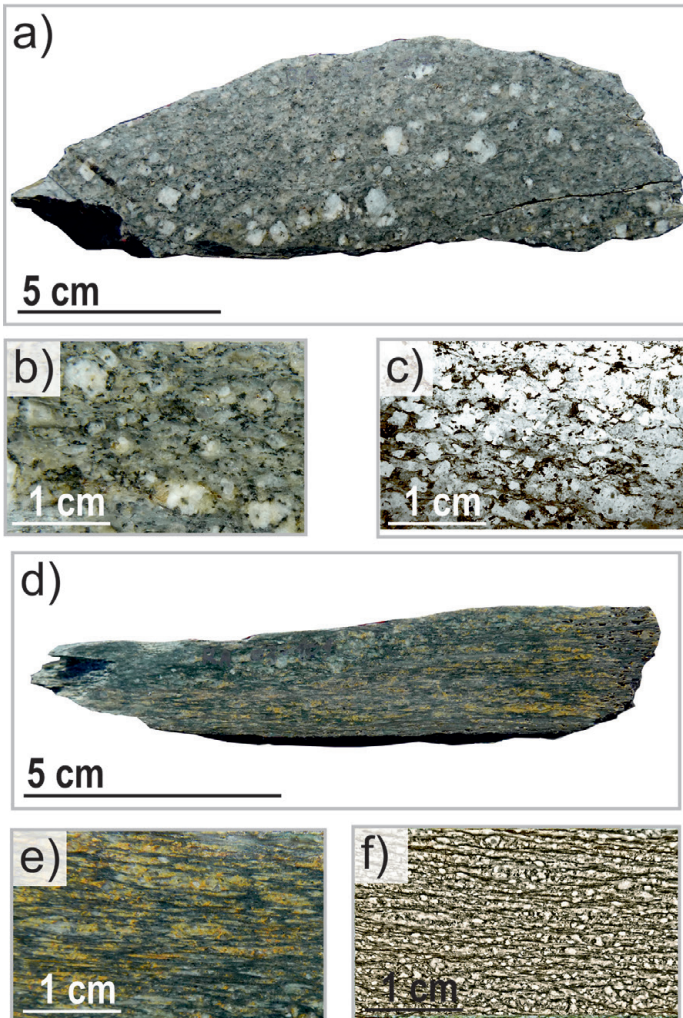


Fig. 14: Duktile Deformation des kristallinen Grundgebirges des externen Aar-Massivs in der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone (RCG-SZ). a) Baltschieder-Granodiorit, schwach deformiert (Chiemattu, Baltschiedertal, Koord. 2633.525/1134.230, 1680 m), ca. 1,2 km vom Kontakt zwischen externem und internem Aar-Massiv entfernt; b) polierter Anschnitt, c) Dünnschliff, natürliches Licht. d) Mylonitisierter Granodiorit vom Kontakt mit marmoriertem Kalk der Quinten-Formation innerhalb der RCG-SZ (Jeizibärg, Gampel, Koord. 2622.385/1129.880, 1040 m); e) polierter Anschnitt, f) Dünnschliff, natürliches Licht.

Internes Aar-Massiv und seine Sedimentbedeckung

Raron-Synklinale

Die ausgedehnten, hangparallelen Felsplatten aus Kalk und Schiefer der Raron-Synklinale (BURKHARD 1988) prägen den Naturraum der Lötschberg-Südrampe. Die markante Synklinale des Aar-Massivs wurde schon von STUDER & ESCHER (1853) und von VON FELLEBERG & MOESCH (1893) skizziert. SWIDERSKI (1919) gab ihre Ausdehnung und Querschnittsgeometrie detailliert wieder. Später wurde sie von SCHENKER (1946) und DOLIVO (1982) sehr ausführlich beschrieben.

Die breite und tiefe Synklinale verdankt ihre charakteristische Form ihrem durch die Roti-Chüe-Gampel-Scherzone abgeschnittenen Nordschenkel und dem Vorhandensein von zwei engen Synkinalen, die durch eine breite, offene Antiklinale getrennt sind, die ihrerseits von einer weniger tiefen Synklinale umsäumt ist. Auf der rechten Seite des Baltschiedertals ist auf der Höhe von Ze Steinu die Faltengeometrie an der Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung besonders eindrücklich (Fig. 15). Sie wurde bereits von SCHENKER (1946) illustriert. Die Faltenachsen tauchen hier mit $20-25^\circ$ in Richtung Südwesten ab. Dieses Abtauchen führt dazu, dass die Sohle der engen *Steinbruchgraben-Synklinale* in Richtung Osten gerade noch im linken Hang des Baltschiedertals bis zur Schiltfurgga angeschnitten ist und die Sohle der *Blaugraben-Synklinale* den Schilthorn Gipfel schneidet. In Richtung Westen können die Achsenflächenspurten durch die autochthone Serie hindurch verfolgt werden, doch liegen grosse Disharmonien und Überschiebungsflächen vor, die aufgrund des plastischen Verhaltens des Mergelschiefers des Hettangiens und des tonig-sandigen Schiefers der Dugny-Formation entstanden. Die Falten werden isoklinal, verästeln sich gegen das Dach der stratigraphischen Abfolge hin und erzeugen sehr komplexe Verschnitte mit der Topographie. Moränenbedeckung und Wälder verunmöglichen es, alle Achsenflächenspurten eindeutig zu bestimmen (DOLIVO 1982). Auf dem Niveau des Rhonetals finden sich ausserdem die Achsenflächenspurten der Hauptfalten, die durch die Basis der Quinten-Formation gekennzeichnet sind. Es sind dies die Blaugraben-Synklinale unterhalb von Hohntenn, die breite Antiklinale zwischen Hohntenn und Raron und die Steinbruchgraben-Synklinale, die bei Raron vom Schuttfächer des Bietschbachs verdeckt ist. Zur Konstruktion kohärenter Profilschnitte wurde ein mittleres Abtauchen der Faltenachsen von 21° angenommen (DOLIVO 1982).

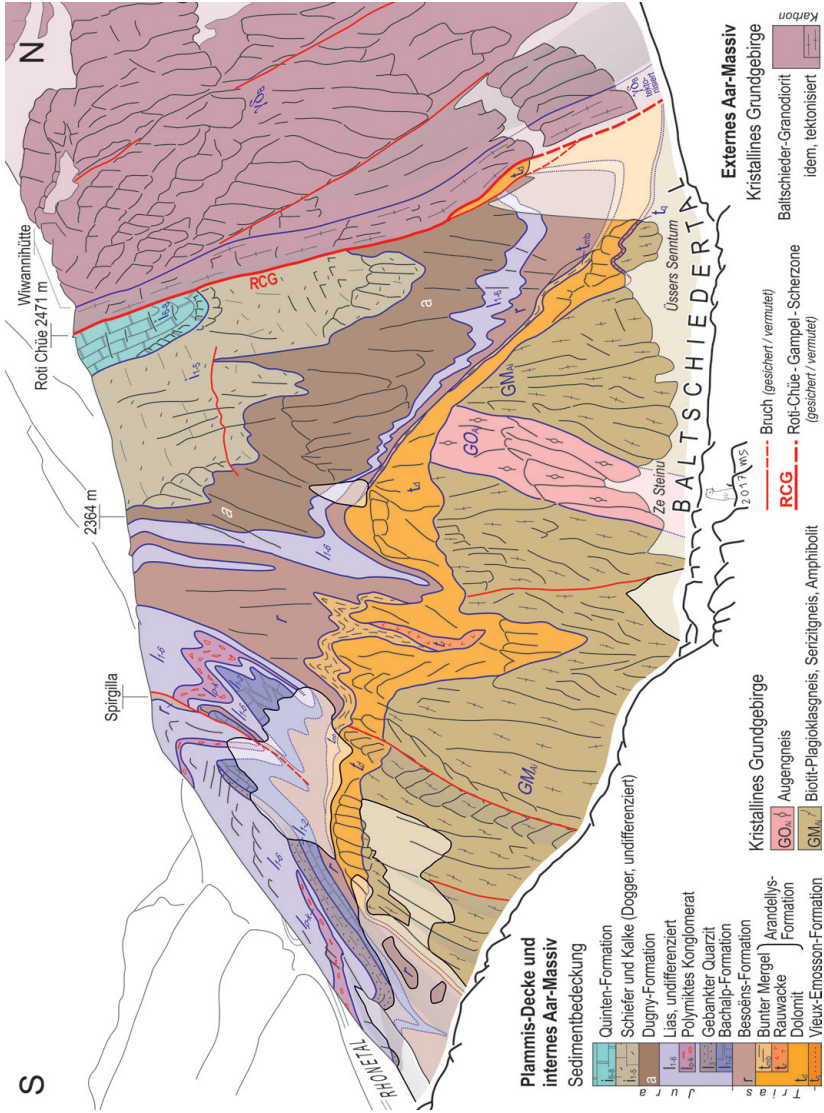


Fig. 15: Interpretiertes Panorama der rechten Seite des Baltschiedertals mit Blick auf die Sohle der Raron-Synklinale und den Kontakt zwischen dem externen und dem internen Aar-Massiv. Die von Lockergestein bedeckten Flächen sind in helleren Farbtönen dargestellt.

Ausserberg-Antiklinale

Die Ausserberg-Antiklinale, auch als «Ausserberg-Honalpen-Antiklinale» (DOLIVO 1982) bezeichnet, weist die Besonderheit auf, dass nur die autochthone triassische Serie der Sedimentbedeckung des kristallinen Grundgebirges von der Erosion verschont geblieben ist. Der triassische Dolomit der Antiklinale ist in Form von typischen gelben Platten zwischen Rhone und Ausserberg aufgeschlossen. Mit einem projizierten Axialgefälle von 22° nach Südwesten erscheint die Antiklinale kongruent und praktisch isoklinal. Sie weist einen langen, überkippten Schenkel, ihre Scharnierzone mehrere Falten zweiter Ordnung auf.

Baltschieder-Brischeru-Synklinale

Die Baltschieder-Brischeru-Synklinale (DOLIVO 1982) ist tief und eng und äussert sich durch zahlreiche Rauwackeaufschlüsse. Wie bei der Steinbruchgraben-Schiltfurgga-Synklinale wird ihre Sohle knapp vom Abhang angeschnitten, und ihr Scharnier streicht im Grenzgebiet der Blätter Raron und Brig in die Luft aus. Die Kontakte sind schlecht abgeschlossen. Der Quarzit der Vieux-Emosson-Formation scheint zu fehlen, weshalb SCHENKER (1946) und DOLIVO (1982) diese Struktur eher als einen überschobenen Teil des Grundgebirges, als eine symmetrische Synklinale zu interpretieren.

Heidnischbiel

Der Hügel namens Heidnischbiel in der Nähe von Raron ist morphologisch vom Abhang, der aus Felsplatten aus Liaskalk des Südschenkels der Raron-Synklinale besteht, getrennt. GASSER & DOLIVO (1980) und BUGNON & DOLIVO (1980) beschrieben die sich komplex überlagernden Falten des Hügels ausführlich. Dieser besteht aus der Quinten- und der Schilt-Formation sowie dem Bietenhorn-Member der Hochstollen-Formation. Aufgrund starker Deformation und Rekristallisation können diese Einheiten nicht klar voneinander unterschieden werden (GASSER & DOLIVO 1980). Das Gestein ist von dezimeter- bis hektometergrossen Falten dreier verschiedener Phasen überprägt. Die letzte Phase erzeugte Faltenachsen, die mit $20\text{--}40^\circ$ gegen Südosten abtauchen, ähnlich wie die Falten, die mit der Rhone-Simplon-Störungszone in Verbindung stehen.

Die Verwerfung, welche die den Heidnischbiel aufbauenden Gesteine von der autochthonen-parautochthonen Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs trennt, taucht mit etwa 35° in Richtung Süden ab, ist jedoch vollständig durch Moräne verdeckt. Sie wurde sowohl als Überschiebungshorizont interpretiert, der mit den alpinen Hauptdeformationsphasen in Verbindung steht (PFIFFNER et al. 2010), als auch als Abschiebung (Normalverwerfung) und Blattverschiebung, die mit den Bewegungen entlang der Rhone-Simplon-Linie assoziiert wird (GASSER & DOLIVO

1980). Auf Blatt Raron wurde die zweite Interpretation gewählt (S. 117). Die tektonische Zugehörigkeit der Gesteine des Heidnischbiel ist nicht eindeutig geklärt. Sie könnten zur Jägerchrüz-Decke gehören (DOLIVO 1982, STECK et al. 1999, 2015) oder zur abgesicherten Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs, wie hier vorgeschlagen wird (Taf. IV; Profil 9, Taf. II).

Plammis-Decke

Im Gebiet von Blatt Raron ist die eigentliche Plammis-Decke («Plammis-Schuppe» von BUGNON 1981, 1986) nur in der Feselalp-Synklinale sichtbar. Sie besteht dort aus einer Abfolge von Dogger und Malm, die mit tektonischem Kontakt auf der autochthonen Serie liegt. Der basale Überschiebungshorizont besteht aus einer Abscherung in der tonigen Dugny-Formation. BUGNON (1986) unterstrich die Schwierigkeiten der Interpretation der internen Geometrie der Plammis-Decke, die von der Feselalp-Synklinale der zweiten Phase (Kiental-Phase) verfaultet wurde. Die Kleinstrukturen illustrieren die Interferenz der zweiten Phase mit einer ersten Faltingsphase (Trubelstock-Phase) und mit einer Schieferung, die mit der Überschiebung der Plammis-Decke assoziiert wird. Die Konstruktion der Profile 1–4 (Taf. I) basiert auf der Interpretation, wonach die isoklinale Synklinale aus Kalk der Quinten-Formation, aus dem die Felsplatten im Westen von Roti Chummu (Koord. 2620.070/1130.780, 1595 m) bestehen, der ersten Deformationsphase zugeordnet wird. Die Achsenflächenspur dieser Falte ist im Scharnier der zweiten Phase bei Z’Opmisch Hubil verfaultet (Koord. 2621.650/1131.470, 1530 m). Die Plammis-Decke wird gegen Westen (Gebiet von Blatt Sierre) durch kretazische Sedimente vervollständigt. Der Kontakt der Quinten-Formation im Liegenden und Hangenden des Überschiebungshorizonts der Plammis-Decke definiert eine Verschiebung in Richtung Westen (BURKHARD 1988).

Jägerchrüz-Decke

Im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Raron weisen die Felsplatten aus Kalken der Jägerchrüz-Decke («Jägerchrüz-Schuppe» von BUGNON 1981, 1986), die sich von der Rhone bis nach Erschmatt erstreckt, drei isoklinale Antiklinalen und zwei isoklinale Synklinalen aus der ersten Phase (Trubelstock) auf. Diese Falten werden durch die Feselalp-Synklinale aus der zweiten Phase (Kiental) – deren Kern die Jägerchrüz-Decke einnimmt – verfaultet. Die Achsenfläche dieser Falte ist aufgrund der spät angelegten Bratsch-Engersch-Verwerfung (BUGNON 1986) und der Tatsache, dass alle Strukturen hangparallel verlaufen, nicht eindeutig zu verorten. Die interne Geometrie der Jägerchrüz-Decke ist nicht zylindrisch. Im Kern der Feselalp-Synklinale liegen die Gesteine des Doggers auf dem basalen Überschiebungshorizont oder auf Sandstein der eozänen Sanetsch-Formation, der nach

MASSON et al. (1989) den stark gestreckten überkippten Schenkel der Decke darstellt (z.B. westlich von Bratsch, Koord. 2620.240/1129.835, 1130 m). In der Gegend von Obri Zälg (Koord. 2620.315/1130.600, 1515 m) kommt Mergel der Palfris-Formation (Berriasien) direkt auf Sand- und Spatkalk des Doggers zu liegen; allerdings verschwinden diese gegen Nordwesten aufgrund diskordanter tektonischer Kontakte, deren Geometrie nicht vollständig geklärt ist.

PENNINIKUM

Tektonometamorphe Entwicklung

Präalpine Phasen

Präalpine Strukturen kommen im polymetamorphen Grundgebirge der Siviez-Mischabel und der Oberen Stalden-Zone mit Sicherheit vor, wurden aber im Kartengebiet – mit seltenen Ausnahmen – nicht beobachtet. In einigen Gebieten, in denen die alpine Deformation diese Strukturen nicht vollständig unkenntlich gemacht hat, könnte die Hauptschieferung präalpin sein (SCHEIBER et al. 2013).

Im polymetamorphen Grundgebirge der Siviez-Mischabel-Decke wurden reliktsche präalpine Paragenesen festgestellt, und zwar im Ergischhorn-Komplex, in der Adlerflüe-Formation sowie in der Oberen Stalden-Zone. Die typischsten relikten Minerale sind unter anderem Granat, Hornblende und Plagioklas (An ca. 20 %) der mafischen Sequenz sowie grosse Muskovite, braunroter Biotit, Granat (zonierter Almandin) und Oligoklas der pelitischen und sauren Sequenz. Es handelt sich hierbei um Paragenesen der variszischen Metamorphose unter Bedingungen der Amphibolitfazies, die von BEARTH (1963), THÉLIN et al. (1993) und GIORGIS et al. (1999) beschrieben wurden. Die Druck- und Temperaturbedingungen dürften in der Grössenordnung von 0,6 GPa / 600 °C gewesen sein, das Alter des Höhepunkts der Metamorphose liegt bei rund 330 Ma (MARKLEY et al. 1998).

In den mafischen Gesteinen des präpermischen Grundgebirges im Gebiet von Blatt Raron wurden keine präalpinen Hochdruckmineralvergesellschaftungen gefunden. Hingegen lieferten solche Gesteine aus strukturell höherliegenden Vorkommen in der Siviez-Mischabel-Decke eklogitische Paragenesen (z.B. THÉLIN 1989, THÉLIN et al. 1990, MARTHALER et al. 2008b).

Alpine Phasen

Die Autoren der benachbarten Blätter (GABUS et al. 2008b, MARTHALER et al. 2008b, SARTORI & EPARD 2011) schieden vier alpine Deformationsphasen aus, die hier übernommen werden. Sie bilden eher ein Kontinuum als deutlich getrennte Etappen und lassen sich teilweise in die Schemen von MILNES et al. (1981) und SCHEIBER et al. (2013) integrieren.

Die *Phase D1* ist durch eine erste penetrative Schieferung geprägt, welche die Hauptschieferung bildet, falls diese nicht präalpin ist. Sie repräsentiert die Phase, die zur Bildung und Stapelung der penninischen Decken führte («procharriage»). In einem kompressiven Kontext wurde zuerst die piemont-ligurische ozeanische Platte, danach der Mikrokontinent des Briançonnais und schliesslich der helvetische Kontinentalrand unter den aktiven apulischen Kontinentalrand subduziert, wobei die Subduktion mit einer prograden Metamorphose assoziiert ist. Es ist die Phase der Bildung eines Akkretionskeils (HANDY et al. 2010, MARTHALER 2002).

Aus dieser Phase stammt die vorherrschende alpine metamorphe Überprägung; ihre Bedingungen sind jene der höheren Grünschieferfazies. Die kennzeichnenden Paragenesen sind:

- *Sandige Sequenz der Paragneise und Quarzite*: Albit, Quarz, Phengit, Biotit, Chlorit, Epidot (Allanit und Pistazit).
- *Mafische Sequenz des Grundgebirges*: prismatischer Aktinolith, tschermakitische Hornblende, kleine zonierte Granate vom Typ Almandin, Albit, Titanit.
- *Mafische Sequenz der Ophiolite*: Albit, Chlorit, Epidot (Pistazit), Aktinolith, seltene kleine blaue Amphibole.
- *Ultramafische Sequenz der Ophiolite*: Antigorit, Chrysotil, Talk.
- *Pelitische Sequenz der Kalkschiefer*: Hellglimmer, Chlorit, Albit, Kalzit, Quarz.

Hellglimmer der permisch-triassischen Sedimentbedeckung der Siviez-Mischabel-Decke, die synkinematisch mit «Top gegen N»-Überschiebungsbewegungen kristallisierten, wurden mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode auf 41–36 Ma (Spätes Eozän) datiert (MARKLEY et al. 1998, 2002).

Zahlreiche an den Gesteinen des Walliser Trogs durchgeführte Studien zeigen, dass mindestens ein Teil dieser Gesteine von Savoyen bis Graubünden eine Hochdruckmetamorphose erfahren haben (z.B. BOUSQUET et al. 2002, LOPRIENO et al. 2011, BELTRANDO et al. 2012). R. Bousquet (mündl. Mitt.) hat im schwarzen Schiefer des Südegg-Komplexes Fe-Mg-Karpholith entdeckt, was für das hier untersuchte Gebiet eine Hochdruckmetamorphose unter blauschieferfaziellen Bedingungen bestätigen würde.

Die *Phase D2* ist durch eine zweite Schieferung, eine Runzelschieferung, gekennzeichnet. Sie erfasst auf relativ homogene Weise die Sion-Courmayeur-Zone und die Zone Houillère. In der Siviez-Mischabel-Decke ist diese Deformation vorwiegend in subhorizontalen Scherzonen konzentriert, deren Mächtigkeit im Dekameter- bis Hektometerbereich variiert. Der Versatz ist dort auf einen tektonischen Kontakt konzentriert, der auf der Karte *Scherzone, nach Deckenbildung entstanden* genannt wird. In der näheren Umgebung dieser Diskontinuitäten kann die Schieferung S2 die Hauptschieferung, die sich manchmal noch in Mikrolithons finden lässt, unkenntlich machen. Auf allen diesen Diskontinuitäten scheint der Versatz in der Grössenordnung von mehreren Kilometern zu sein, wobei Marker meist selten zu finden sind. Die Bewegungen verlaufen parallel zur Gebirgskette und stehen wahrscheinlich mit den frühen Stadien der Exhumation des Simplon-Tessin-Doms in Verbindung (STECK 1990, 2008, MANCKTELOW 1990, 1992), die sich in der dextralen duktilen Simplon-Scherzone von STECK (1990) bemerkbar machen.

Die Schieferung S2 ist die Axialflächenschieferung grosser liegender isoklinaler Falten. Zu diesen werden zwei nordvergente Antiformen auf der linken Seite des Unterlaufs der Vispa gezählt. Die Falten in der Region von Visperterminen, die die gleichnamige Zone und die Sion-Courmayeur-Zone erfassten, sowie die Gebidum-Falte (JEANBOURQUIN & BURRI 1989), die die Monte-Leone-Decke und die Sion-Courmayeur-Zone faltet, sind ebenfalls gute Beispiele.

An Hellglimmern, die zeitgleich mit der Schieferung entstanden, bestimmten MARKLEY et al. (1998) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 35–30 Ma (Oligozän), was STECK (2008) als Alter der Strukturen der zweiten Deformationsphase interpretierte.

Diese Phase entspricht der Ragno-Randa-Phase (D2) von MILNES et al. (1981), möglicherweise auch der Anniviers-Phase (D2 +?D3) von SCHEIBER et al. (2013), auch wenn diese Autoren dort eine «Top gegen N»-Bewegung beobachteten.

Die *Phase D3* ist durch offene südvergente Falten («Rückfalten») in allen Massstäben und mit Achsenflächen, die ungefähr mit 45° gegen Norden geneigt sind, gekennzeichnet. Mit diesen Strukturen geht eine Runzelschieferung einher, die unter retrograden Bedingungen gebildet wurde.

Diese Strukturen stehen mit der Exhumation der tektonischen Einheiten durch Hebung im Norden der insubrischen Linie in Verbindung. Ihr Bildungsalter erstreckt sich über eine grosse Zeitspanne. Die Mischabel-Falte wurde nach der Platznahme der Siviez-Mischabel-Decke (vor 41–36 Ma, s. o.) und vor der grossen Vanzone-Rückfaltung und der Senkrechtstellung der Wurzelzone der penninischen Decken gebildet, was mit ungefähr 30 Ma datiert ist (STECK & HUNZIKER 1994). Die Glishorn- und die Berisal-Rückfalte, deren Scharniere im Gebiet des benachbarten Blattes 1289 Brig sichtbar sind, beeinflussen die Geometrie der Decken, die unter der Simplon-Störung liegen, und sind mit etwa 10 Ma datiert (STECK 1984, STECK & HUNZIKER 1994). Die Bildung des Aar-Toce-Doms (STECK et al. 2001),

der für das generell nach Westen gerichtete axiale Abtauchen der Strukturen im Gebiet von Blatt Raron verantwortlich ist, kann in diese Phase gestellt werden. MILNES et al. (1981) und SCHEIBER et al. (2013) unterteilen diese Phase in zwei, STECK et al. (2015) in drei verschiedene Rückfaltungsphasen.

Die *Phase D4* fasst Spröddeformationen zusammen. Eine Schar aus nach Südwesten einfallenden Normalverwerfungen und Blattverschiebungen bildet südlich von Visp die Verbindung zwischen der *Rhone-Linie*, einer dextralen Blattverschiebung, und der *Simplon-Linie*, einer Normalverwerfung. Mit der Simplon-Linie ist ein von BEARTH (1956) und HUNZIKER & BEARTH (1969) festgestellter Metamorphosesprung assoziiert.

Tektonischen Einheiten und Strukturen

Monte-Leone-Decke

Die ausgedehnte Monte-Leone-Decke, die sich vom Simplon-Tessin-Dom bis südöstlich von Visp erstreckt, ist durch die Simplon-Störung abgeschnitten.

Das Scharnier einer nach Norden überkippten Grossfalte (Gebidum-Falte, JEANBOURQUIN & BURRI 1989) ist östlich von Ara sichtbar (Koord. 2636.70/1125.65). Trotz ihres Erscheinungsbildes handelt es sich nicht um die Stirnfalte der Decke, sondern um eine Isoklinalfalte D2 («post nappe folding», MILNES et al. 1981). Triassischer Dolomit umhüllt Gneis, der mit einer axialen Neigung von 20° gegen Südwesten abtaucht. In Quarzadern im Gneis lassen sich manchmal enge, pygmatische M-Falten beobachten. Diese Kleinfalten tauchen mit 15° gegen WSW ab (N230–240).

In der Gegend von Riedbach zeigen die Kleinaugen des Gneises nahe zum Kontakt mit der Simplon-Störung systematisch einen «Top gegen W–SW»-Schersinn an.

Pizzo-del-Vallone-Decke

Im Osten des Gebiets von Blatt Raron liegt die Pizzo-del-Vallone-Decke – von CARRUPT (2003) in der Region des oberen Val Formazza (Italien) definiert – mit tektonischem Kontakt unter der Monte-Leone-Decke. Im Gebiet des benachbarten Blatts Brig (BURRI et al. 1993, 1994) wurde diese Einheit als *Fäldbach-Zone* im Sinne von LEU (1986) bezeichnet.

Im Gebiet von Blatt Raron verdoppelt sich diese Decke südöstlich von Visp. Zwischen die beiden Teile kommen die Gesteine des Hotee-Gebiets zu liegen, die den Flysch valaisan (Sion-Courmayeur-Zone) zugeordnet sind. Südwestlich von

Visp bildet die Decke ein Band innerhalb des Flysch valaisan, das möglicherweise im Kern einer grossen isoklinalen Falte liegt. Auf dem Fussweg, der auf 755 m ü. M. von der Strasse nach Zeneggen in Richtung WNW abzweigt (Koord. 2633.560/1126.800), sind die Gesteine dieses Bandes vom liegenden Kalkschiefer der St-Christophe-Formation durch Marmor der Aroley-Formation und anschliessend durch Metasandstein der Marmontains-Formation getrennt (pers. Mitt. H. Masson). Im Gegensatz zur hier gewählten Interpretation teilt MASSON (2002) dieses Band dem «Visp-Melange», also der Sion-Courmayeur-Zone, zu.

Sion-Courmayeur-Zone

Die gut kartierbare Kontinuität der «Trilogie valaisanne» – insbesondere das Paar Aroley- und Marmontains-Formation – macht aus ihr einen hervorragenden Marker der grossmassstäblichen Deformation. Im grossen natürlichen Querschnittprofil auf der linken Seite des unteren Vispertals lassen die beiden markanten Bänder die kilometergrosse nach Norden überkippte zweifache Antiform gut erkennen, deren beide Kerne von den Gesteinen des Südegg-Komplexes eingenommen werden (Profil 11 u. 13, Taf. III). Diese Struktur wurde während der Phase D2 der duktilen Simplon-Scherung gebildet (STECK 1990, 2008, STECK et al. 2001). Ihre Achsen tauchen mit 5–10° gegen Westen (Zeneggen) und 10–40° gegen WSW (80 m nördlich des Eggerkapälli) ab. Das Abtauchen der Struktur gegen Westen und die Tatsache, dass der Südegg-Komplex unter einem Seitenast der Simplon-Störung auftritt, erklären, warum diese Einheit im Mittelwallis nicht zum Vorschein kommt. Der weitere Verlauf dieser grossen Falten ist durch intensive isoklinale Verfaltung in der St-Christophe-Formation gekennzeichnet, die sich über eine Distanz von mehr als 10 km in Richtung Turtmanntal verfolgen lässt.

Die zwei oben erwähnten Antiformen sind durch eine Synform aus Flysch valaisan getrennt. Eine solche weiträumige Synform muss sich ebenfalls im oberen Teil der Sion-Courmayeur-Zone befinden, denn diese wird – von Zeneggen bis zum Turtmanntal – gegen oben durch die Aroley-Formation abgeschlossen.

Gemäss der hier berücksichtigten Hypothese liegt der Flysch valaisan auf dem Südegg-Komplex, wie in der Tarentaise, wo dieser Flysch auf der Ophiolithserie des Versoyen liegt (ANTOINE 1971). Die Serie ist demnach während der Deformationsphase D1 unterhalb der Überschiebung der Zone Houllière überkippt worden, und die Antiformen der Phase D2 sind Synklinalen. Der Flysch valaisan wird gegen oben mit einer abgeschnittenen Antiklinale abgeschlossen. Das Kippen der Achsenflächen dieser Falten geschah aufgrund der Exhumation des Aar-Massivs. Gemäss der gegensätzlichen Hypothese, wonach der Flysch stratigraphisch vom Südegg-Komplex – «Visp-Melanges» von MASSON (2002) – überlagert wird, hätten sich diese antiformen Synklinalen der Phase D2 aus einer normalstratigraphischen Serie entwickelt (s. a. MASSON et al. 2008).

Es ist festzuhalten, dass in der Region von Visp der Südegg-Komplex Schiefer und Gneis enthält, die denen der Visperterminen-Zone sehr ähnlich sind und manchmal nahe beim Kern der Antiformen liegen. Auch wenn hier entschieden wurde, sie dem Südegg-Komplex anzugliedern, kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich um Verfaltungen der Visperterminen-Zone mit dem Südegg-Komplex handelt.

Die geologischen Feldaufnahmen und die ersten Versionen der Profile (Profil 13 u. 15, Taf. III) dienten als Basis für die Prognosen für den Bau der Tunnel der Autobahn A9 (Fig. 16). Die Profile wurden wiederum durch geologische Tunnelaufnahmen, die während des Baus gemacht wurden, präzisiert.

Die Gegend vom Riedbach nördlich von Visperterminen weist eine Vielfalt von Falten und Kleinfalten auf. Gewisse isoklinale Intrafolialfalten könnten aus der ersten Phase datieren, die meisten sind jedoch Falten der Phase D2. Wegen des generell nach Südwesten gerichteten axialen Abtauchens sind die Strukturen auf der rechten Seite der Vispa – die aufgrund des schleifenden Schnitts mit der Topographie schwierig darstellbar sind – in den Hangfuss der linken Talseite projiziert, die als natürlicher Querschnitt einen besser verständlichen Einblick ermöglicht. Die im Riedbach gemessenen Einfallwinkel und -richtungen der Faltenachsen schwanken stärker, zwischen N 180 und N 240 für die Azimute und mit Neigungen von ca. 10°. Die Scherzonen zeigen einen «Top gegen SW»-Bewegungssinn an.

Auf benachbarten Blatt Brig wurde die «Rosswald-Serie» ausgeschieden. Diese wird jedoch auf dem vorliegenden Blatt wie auf dem Blatt Aletschgletscher (STECK 2011) der St-Christophe-Formation zugeteilt. Die «Rosswald-Serie» repräsentiert den Normalschenkel einer grossen liegenden Antiklinale der ersten Phase, die im Kern die Aroley- und Marmontains-Formation enthält, die im Grenzgebiet von Blatt Raron und Brig unter die Lockergesteinsfüllung des Rhonetals abtauchen (Taf. IV; Profil 16, Taf. III).

In der Gegend von Rotgstei südlich von Hotee (s. Profil 15, Taf. III) stehen die SW–NE streichenden Metasandsteinschichten subvertikal und weisen eine Reihe von Falten (D2?) auf, deren Achsen mit 15° gegen Südwesten abtauchen.

Im westlichen Teil des Gebiets von Blatt Raron, zwischen Turtmann und Eischoll, liegt die Pierre-Avoi-Einheit immer über der Aroley-Formation des Flysch valaisan. Berücksichtigt man, dass diese Formation die älteste in der Trilogie ist, kann ihr Kontakt mit der Pierre-Avoi-Einheit nur tektonischer Natur sein.

Untere Stalden- und Visperterminen-Zone

Die Untere Stalden- und die Visperterminen-Zone erscheinen nur im Südostteil des Gebiets von Blatt Raron. Sie enthalten Gesteine, die denjenigen der Zone Houillère sehr ähnlich sind und mit der sie die gleiche strukturelle Position zu teilen scheinen, nämlich zwischen den Einheiten des Unterpenninikums (Sion-Courmayeur-Zone) und denen des Mittelpenninikums (Obere Stalden-Zone bzw. Siviez-Mischabel-

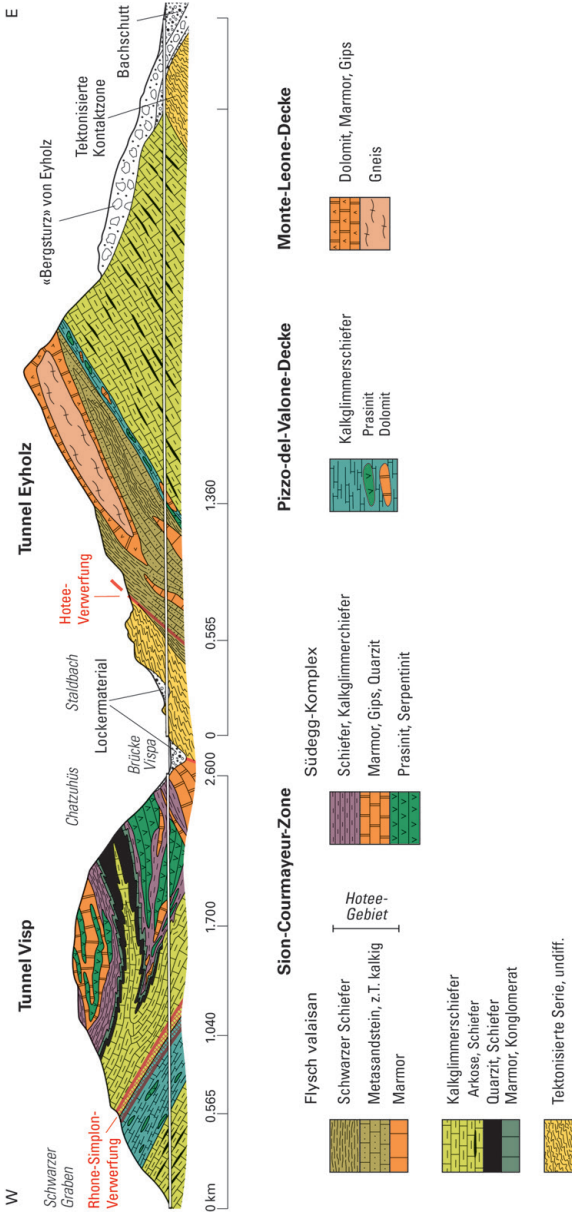


Fig. 16: Geologisches Profil entlang der Trasse der beiden Tunnels der Autobahn A9 südlich von Visp. Quelle: Bureau Norbert SA, Martigny.

Decke). Die Trolera-Verwerfung, die südlich von Zeneggen verläuft, schneidet die Untere Stalden-Zone scharf ab, während dasselbe mit der Visperterminen-Zone an der Wildi-Verwerfung nördlich von Visperterminen geschieht und so eine mögliche Kontinuität mit der Zone Houillère unterbrochen wird.

Auf Blatt Simplon verband BEARTH (1972, 1973) die Untere Stalden- und die Visperterminen-Zone im Scharnier einer isoklinalen Synform. Eine alternative Interpretation wäre, dass eine zur Simplon-Linie gehörende Verwerfung (STECK et al. 1999, 2015, Fig. 1, 4), die am Kontakt der Sion-Courmayeur-Zone mit der Unteren Stalden-Zone verlaufen würde, sie trennt (S. 115; Taf. IV).

Selten auftretende Scharniere isoklinaler Intrafolialfalten bilden die Marker der Phase D1.

Wie in der Sion-Courmayeur-Zone überwiegen auch hier die Strukturen der Phase D2. Die in der Unteren Stalden- und Visperterminen-Zone beobachteten Kleinstrukturen weisen Falten auf, die nach der Schieferung entstanden sind und deren Achsen mit $15\text{--}25^\circ$ gegen N240 abtauchen. Die einzige grosse Falte befindet sich im Hang auf der rechten Seite der Vispa südlich der Wildi-Verwerfung (Fig. 17); ihr Vorhandensein wird aus der Symmetrie, die die Sion-Courmayeur-Zone die auf beiden Seiten der Visperterminen-Zone aufweist, abgeleitet.

Die Phase D3 ist nur schwach ausgeprägt. Ganz im Süden des Kartengebiets ist sie in der Unteren Stalden-Zone in Form von Wellungen und Fältelungen, die Knickbänder (kink bands) und konjugierte, E-W-gerichtete Achsenflächen aufweisen, sichtbar.

Obere Stalden-Zone

Die von BEARTH (1963) definierte Obere Stalden-Zone wurde von ESCHER (1988) der Pontis-Decke zugeteilt. Aufgrund der Zuordnung des Pontis-Kalks zur Zone Houillère (SARTORI & EPARD 2011) wird sie neu wiederum als unabhängige Einheit behandelt. Diese polymetamorphen Gesteine lassen sich jedoch mit denen der weiter westlich gelegenen Ruitor-Zone und mit denen der Berisal-Zone im Osten vergleichen, die von ESCHER (1988) ebenfalls der Pontis-Decke zugeordnet werden. Demgegenüber sehen GENIER et al. (2008) in ihnen ein durch die St.-Niklaus-Synklinalzone verbundenes Äquivalent des Grundgebirges der Siviez-Mischabel-Decke.

Diese schwierig zugängliche Zone wurde in struktureller Hinsicht nur wenig untersucht. Sie weist stellenweise eine intensive kleinmasstäbliche Verfaltung auf (präalpine Strukturen oder duktile alpine Scherzonen der Phase D2), die zum dar-überliegenden Quarzit der St.-Niklaus-Synklinalzone diskordant ist.

Weitere, in der Region von Zeneggen ermittelte Faltenachsen zeigen ein Abtauchen von 10° in Richtung Osten auf, mit Achsenflächen, die 60° gegen Norden geneigt sind. Es handelt sich also um südvergente Falten, die wahrscheinlich der Phase D3 zuzuordnen sind.

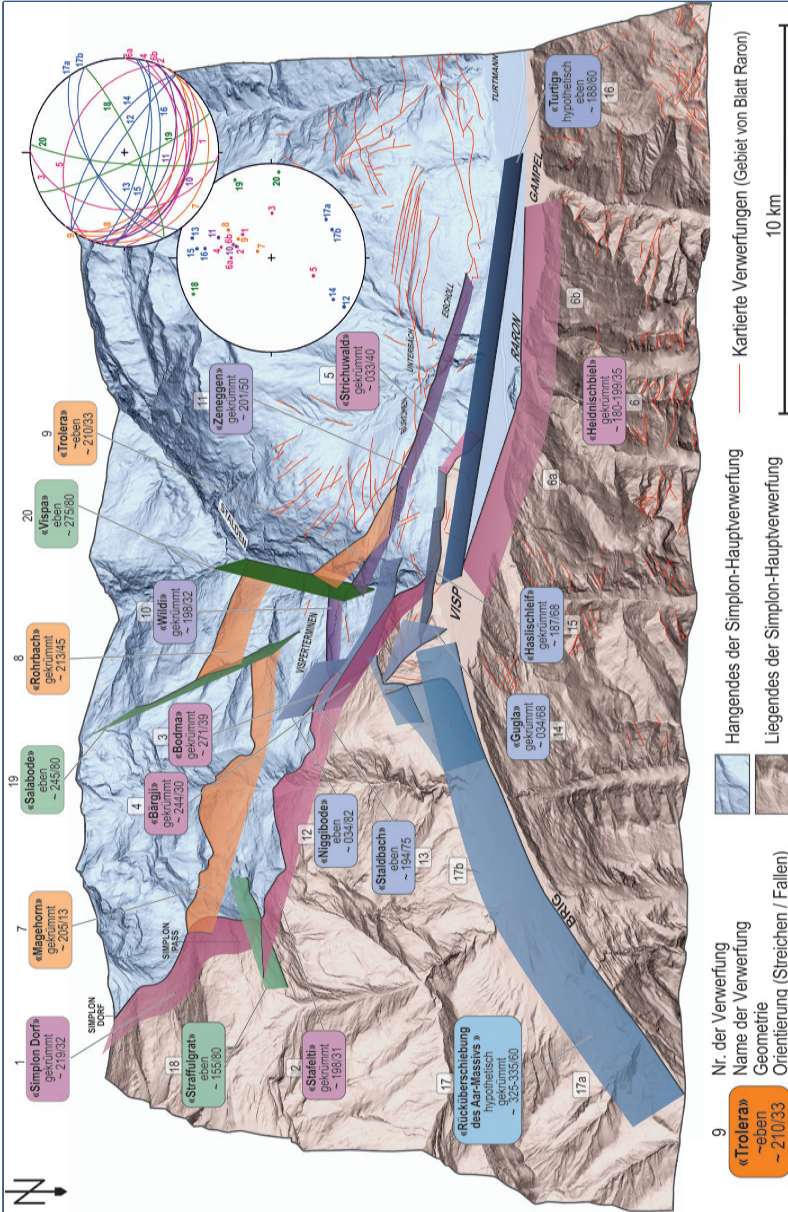


Fig. 17: Relief der Gegend von Visp mit hypothetischer Hierarchisierung der kartierten Verwerfungen (Erklärung s. S. 115) im Überschiebungsbereich von Simpon- und Rhone-Linie (Blick von Norden), mit Liegend- und Hangendscholle der Simpon-Hauptverwerfung. Die Orientierung der Hauptverwerfungen ist als Pole und Grosskreise in einer stereographischen Projektion (untere Hemisphäre) dargestellt.

Siviez-Mischabel-Decke

Stark deformierte subhorizontale, nach der Deckenbildung entstandene Scherzonen unterteilen die Siviez-Mischabel-Decke in verschiedene Kompartimente, von denen vier im Gebiet von Blatt Raron auftreten (von unten nach oben):

- die St.-Niklaus-Synklinalzone, hauptsächlich aus permisch-triassischen quarzitischen Gesteinen bestehend,
- ein Band aus polymetamorphem Grundgebirge, das den Bonigersee-Augengneis enthält,
- eine permische detritische Serie, die mit dem ebenfalls permischen Randaugengneis vergesellschaftet ist,
- eine polymetamorphe Einheit aus diversen Gneisen und Amphibolit.

An der Basis der Decke zeichnet eine Serie aus permisch-triassischen Gesteinen eine Synklinalstruktur nach, die St.-Niklaus-Synklinalzone, die bereits im Gebiet des benachbarten Blattes St. Niklaus erkannt wurde («Mulde von St. Niklaus», BEARTH 1978). Diese Serie befindet sich sowohl mit der Oberen Stalden-Zone (Überschiebung D1) als auch mit der darüberliegenden Siviez-Mischabel-Decke (Scherzone D2, nach der Deckenbildung entstanden) in tektonischem Kontakt. GENIER et al. (2008) interpretieren diese Kontakte als stratigraphisch und die Struktur als Verbindungssynklinale zwischen den zwei genannten Grundgebirgseinheiten.

In der Gegend von Obere Hellala zwischen Zeneggen und Bürchen markieren die Lagen aus triassischem Gips, Marmor und Dolomit, die von Quarzit der Bruneggjoch-Formation umgeben sind, die synklinale Achsenspur dieser Grossstruktur. Weiter südlich ist der Quarzit beidseitig von vermutlich permischen Metasedimenten umgeben; diese symmetrische Konfiguration spricht für die Annahme einer grossen Synklinalstruktur. Die in dieser Zone beobachteten Kleinstrukturen scheinen zu den Phasen D2(?) und D3 zu gehören. Die Achsen tauchen dort flach gegen WSW ab, die offenen Falten weisen subvertikale Achsenflächen auf.

Die St.-Niklaus-Synklinalzone stösst gegen Norden an die Trolera-Verwerfung (Fig. 17, 18), doch lässt sie sich in Richtung Westen als dünnes Quarzitband, das westlich von Eischoll an der grossen Täholz-Rutschmasse endet, weiterverfolgen. Von dort an folgt in der gleichen strukturellen Lage über eine Distanz von einigen Kilometern die Col-de-Chassoure-Formation, bevor diese erneut von einer grossen Quarzitmasse der Bruneggjoch-Formation abgelöst wird (Blatt 1287 Sierre, GABUS et al. 2008a).

Eine nach der Deckenbildung entstandene Scherzone trennt die St.-Niklaus-Synklinalzone vom darüberliegenden polymetamorphen Grundgebirge. Letzteres enthält den Bonigersee-Augengneis und wurde unter dem Namen «ensemble de Bielen» (SARTORI & THÉLIN 1987, THÉLIN et al. 1993) oder «Bielen-Einheit» (GENIER et al. 2008) beschrieben. Auf beiden Seiten des Kontakts zwischen der

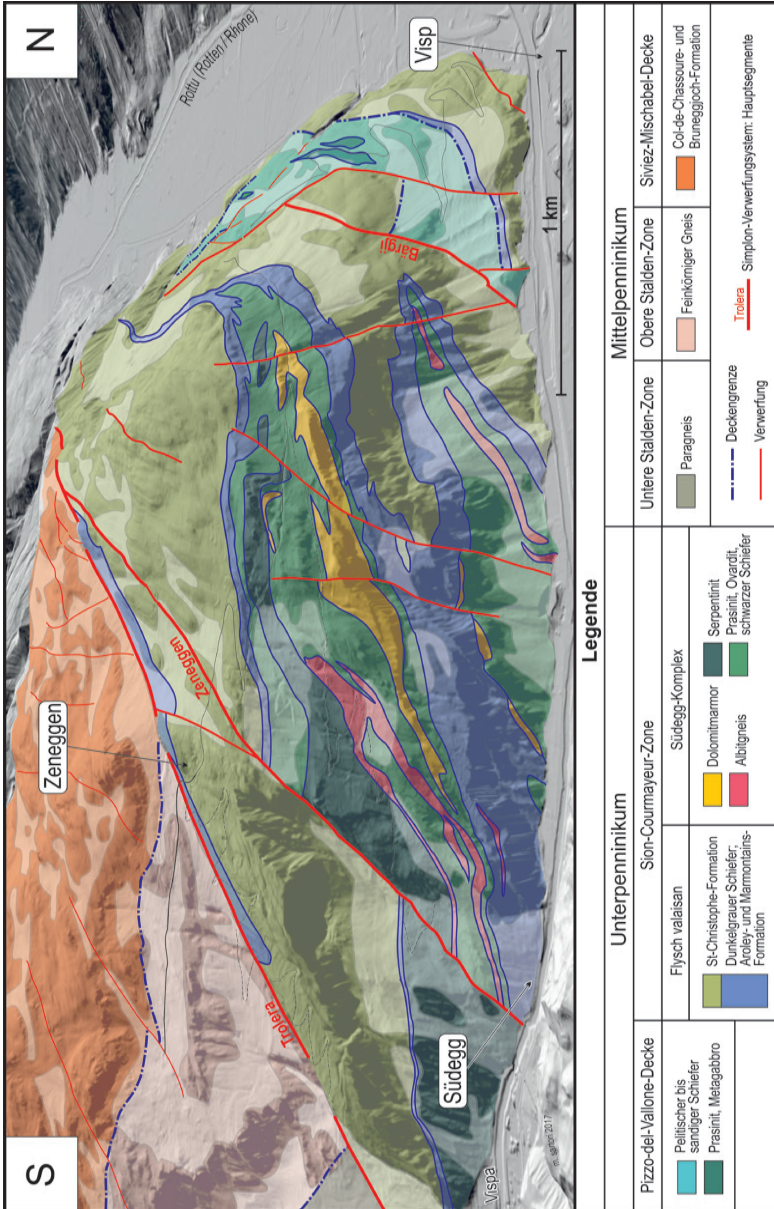


Fig. 18: Interpretiertes Panorama der linken Seite der Vispa in der Nähe ihrer Mündung in die Rhone, mit drei vermuteten Seitenmästen der Simplicon-Linie. Die von mächtigem Lockergestein bedeckten Gebiete sind in helleren Farbtönen dargestellt.

St.-Niklaus-Synklinalzone und dem polymetamorphen Grundgebirge sind die Gesteine über eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern stark deformiert.

Darüber bilden der permische Randa-Augengneis und die Col-de-Chassouire-Formation den Kern einer weiten D2-Synklinale (SARTORI et al. 2006), da diese Abfolge von polymetamorphem Gneis und Amphibolit des Ergischhorn-Komplexes überlagert wird. Die nach der Deckenbildung entstandene Brinta-Scherzone (SARTORI et al. 2006, GABUS et al. 2008b, MARTHALER et al. 2008b) bildet die Grenze zwischen der permische Abfolge und dem sie unter- und überlagernden älteren Grundgebirge.

Die Achsen der wenigen in der Siviez-Mischabel-Decke beobachteten Falten, die vermutlich zeitgleich zur Schieferung entstanden, tauchen mit 10° gegen N280–300 ab. Die Hauptschieferung ist subhorizontal. In ihr können vereinzelt mehr oder weniger stark gebogene, nach Nordwesten gerichtete frühe Streckungslineare beobachtet werden.

Die Phase D2 ist auf den Glimmer führenden Flächen des Bonigersee-Augengneises durch ein N260-gerichtetes Streckungslinear gut gekennzeichnet. Die Augen des Randa-Augengneises zeigen einen «Top gegen W»-Schersinn an. Die ganze Einheit weist zudem nach der Schieferung entstandene Kleinfalten auf, die gegen Norden überkippt sind und deren Achsen flach gegen Westen abtauchen.

In der grossen Gneismasse des Ergischhorns wechseln die Achsenrichtungen. Die Falten, die der Phase D1 zugeordnet werden können, sind schwierig zu erkennen. Möglicherweise sind sie, mindestens zum Teil, Grund für Verdoppelungen der zahlreichen Amphibolitlagen im Gneis. Die darin enthaltenen Faltenachsen der Phase D2 sind nach Nordwesten gerichtet. Dies bedeutet, dass die Faltenachsen der Phase D2 eine Rotation durchliefen; an der Basis der Decke tauchen sie gegen Südwesten ab, weiter oben gegen Westen und im Dach schliesslich gegen Nordwesten.

Die Rückfalten der Phase D3 treten nur stellenweise auf; es handelt sich um offene Falten und Wellungen mit grossem Krümmungsradius.

Zwischen Unterbäch und dem Ergischhorn tritt ein System spätalpiner E-W-gerichteter subvertikaler Verwerfungen auf, die die Decke durchbrechen und sie «klaviertastenartig» unterteilen.

Rhone-Simplon-Linie

Als Rhone-Simplon-Linie (STECK et al. 1989) werden die eigentliche Simplon-Linie – eine Normalverwerfung, die längs des lepontinischen Doms zwischen Visp und Domodossola verläuft – und die Verwerfungen (hauptsächlich Blattverschiebungen) entlang des Rhonetals zwischen Visp und Martigny bezeichnet.

Die Simplon-Linie oder Simplon-Störungzone (Simplon Fault Zone) ist eine extensive alpine Struktur, die schräg zur Gebirgskette verläuft und den Bereich der letzten Bewegungen unter Bedingungen spröder Deformation entlang einer grösseren

spätalpinen Scherzone darstellt. Sie wurde von AMSTUTZ (1954) und BEARTH (1956) («Simplon-Centovalli-Störung») beschrieben. Die Simplon-Linie ist von der Valle di Bognanco bis zum Simplonpass gut zu verfolgen. Sie kennzeichnet einen Metamorphosesprung (MANCKTELOW 1990) und weist einen grossen Versatz auf. Vom Simplonpass bis in die Gegend von Visp ist ihre Spur weniger klar zu erkennen; entsprechend wurde ihr Verlauf unterschiedlich interpretiert (MANCKTELOW 1990, CAMPANI et al. 2010, 2014, STECK et al. 2013, 2015). In den beiden Hängen des Vispertals konnte durch die detaillierte Kartierung des vorliegenden Kartenblatts ein komplexes Netz von Verwerfungen nachgewiesen werden, von denen die einen schwach geneigt und unter sich subparallel verlaufen, die anderen stärker geneigt sind und die ersteren durchbrechen. Auch in der Nähe des Simplonpasses (Straffulgrat) wird die Simplon-Linie von jüngeren E-W-orientierten Verwerfungen versetzt (BOLOGNESI & BISTACCHI 2016).

Das vereinfachte geometrische und kinematische Modell, das in Figur 17 wiedergegeben ist, ist ein Versuch der Hierarchisierung der in diesem Gebiet festgestellten, über mehrere Kilometer verlaufenden Verwerfungen. Es werden dabei fünf Gruppen von Brüchen unterschieden. Die ersten drei Gruppen bestehen aus subparallelen Hauptverwerfungen, die ein «pferdeschwanzähnliches» Ende der Simplon-Störung in nordwestlicher Richtung zu bilden scheinen. Ihre Spuren sind E-W- bis ESE-WNW-gerichtet und verlaufen quer zum Vispertal. Sie werden von den Verwerfungen der beiden weiteren Gruppen durchbrochen und versetzt, die NNW-SSE- bis NW-SE- sowie N-S-gerichtet sind.

Der nördlichste der drei Hauptäste der Simplon-Störungszone scheint der grösste, älteste und am stärksten fragmentierte zu sein. Er kann als Hauptspur der Simplon-Linie betrachtet werden. Sein Liegendes besteht aus der Monte-Leone-Decke, der Pizzo-del-Vallone-Decke und der besonderen Fazies des Flysch valaisan im Hotee-Gebiet. Die Orientierung der verschiedenen Segmente, aus denen er zusammengesetzt zu sein scheint (Fig. 17, Stafelti-, Bodma-, Bärnji-, Strichuwald- und Heidnischbiel-Verwerfung), streut stark. Dies könnte entweder die Folge starker Deformation sein, die diese Verwerfung in der Nähe des Rhonetals erfassten, oder aber ein Hinweis darauf, dass die vermutete Korrelation der Segmente nicht zutrifft.

Der südlichste Ast des Systems, die Trolera-Verwerfung, ist auf der linken Seite der Vispa südlich von Zeneggen gut erkennbar (Fig. 18). Unter der Annahme, dass die Verwerfung durch einen jüngeren, entlang des Vispertals verlaufenden Bruch versetzt wird, dürfte sie auf der rechten Talseite (Rohrbach) an der Kontaktzone zwischen Sion-Courmayeur- und Unterer Stalden-Zone weiterführen. In diesem Fall würde sie, über das Magehorn verlaufend, erst in der Gegend der Chlusmatte (STECK et al. 2015) wieder auf die Simplon-Linie treffen (Fig. 17, Taf. IV).

Die Zeneggen-Verwerfung bildet den zentralen Ast des Systems. In der Nähe des östlichen Kartengebietsrandes scheint sie mit der Wildi-Verwerfung wieder auf die oben beschriebene Simplon-Linie zu treffen. Sie ist durch eine parallel zum

Vispertal verlaufende Verwerfung und durch eine weitere subvertikale Verwerfung beim Niggibode fragmentiert.

Gemäss dem vorliegenden geometrischen Modell (Fig. 17) werden in der Gegend von Visp die drei Äste der Simplon-Störung durch Brüche geringer Ausdehnung, die eher in Richtung des Rhonetals verlaufen, versetzt (Niggibode-, Staldbach-, Gugla- und Haslischleif-Verwerfung). Diese Geometrie deutet an, dass in der Nähe des Rhonetals die Auswirkungen der Bewegungen an der Simplon-Linie durch Bewegungen an der Rhone-Linie verwischt wurden. Nach dieser Interpretation müssten die Haslischleif- und die Staldbach-Verwerfung eine sinistrale Bewegungskomponente aufweisen; dies wird durch Beobachtungen an sekundären Verwerfungsflächen (Klettergarten, Koord. 2633.550/1125.695, 1020 m) bestätigt.

Die parallel zum Lauf der Vispa und der Saaservispa orientierten Verwerfungen dürften ebenfalls die Hauptssysteme versetzen (Vispa, Salabode, letztere südlich der Kartengebietsgrenze gelegen). Allerdings wurden diese Strukturen nicht direkt beobachtet, sondern nur aus der Karte abgeleitet.

Während des Baus der A9-Autobahntunnels für die Umfahrung von Visp wurden mehrere grosse Verwerfungen durchörtert. Im Visp-Tunnel (westlich der Vispa) wurde rund 1 km vom Nordportal entfernt (Fig. 16) eine stark zerbrochene Zone angetroffen, die sich über eine Länge von ungefähr 150 m erstreckt (Koord. 2633.035/1126.470, 665 m) und sich in der Verlängerung der Haslischleif-Verwerfung befindet (Fig. 17).

Im Eyholz-Tunnel (östlich der Vispa) wurde in ungefähr 550 m Entfernung vom Westeingang (Koord. 2634.810/1125.130, 685 m) eine komplexe Zone, die von mehreren Verwerfungen des Rhone-Simplon-Systems durchzogen ist, durchörtert. Beim Ausbruch des Erkundungsstollens in diesem Abschnitt kam es zu Wassereintrüben, wobei an der Hauptverwerfung bis zu 200 l/s gemessen wurden (mündl. Mitt. C. Joris). Das hochmineralisierte Wasser zirkulierte wahrscheinlich in der triassischen Sedimentbedeckung der Monte-Leone-Decke. Der stark gestörte Abschnitt scheint im Bereich der Kreuzung der Staldbach-Verwerfung mit einer sekundären, Richtung Hotee verlaufenden Verwerfung («Hotee-Verwerfung», Fig. 16) zu liegen. Gestützt auf eine geophysikalische Untersuchung postulierten BAUMANN et al. (2013), dass der stark zerbrochene Tunnelabschnitt Teil einer NNW-SSE-gerichteten Verwerfung ist, die sich von Hotee nach Unter Stalden erstreckt und bei Hohfluh auf das Vispertal trifft. Möglicherweise ist diese Verwerfung die für das Erdbeben von Visp im Jahre 1855 verantwortliche Struktur (BAUMANN et al. 2013). Allerdings liefert die Oberflächengeologie in der Umgebung von Unter Stalden keinen klaren Hinweis auf eine grosse Verwerfung, die entlang der postulierten Spur dieser Struktur verlaufen würde. Ausserdem impliziert die postulierte Spur einen Richtungswechsel auf kurze Distanz von ungefähr 25° gegenüber dem Bruchsegment Staldbach–Hotee. Eine solche Geometrie ist für eine Verwerfung, die durch ein einzelnes seismisches Ereignis aktiviert wurde, ungewöhnlich.

Das Rhonetal-Verwerfungssystem («Rhonetal-Blattverschiebungen», «décrochements de la vallée du Rhône», MASSON 1988) ist durch die mächtige Lockergesteinsfüllung des Rhonetals weiträumig verdeckt. Unter der Annahme, dass sich dieses System im Simplon-Verwerfungssystem fortsetzt, wäre mindestens eine Verwerfung nötig, die die Heidnischbiel-Verwerfung mit den nördlichsten Abschnitten der Simplon-Linie verbindet. Für diese hypothetische Verwerfung, die unterhalb von Visp entlang des Rhonetals verlaufen dürfte, wäre ein dextraler Bewegungssinn zu postulieren (Fig. 17, Turtig). Längs des Hanges auf der linken Seite der Rhone zwischen Mauracker und dem Turtmanntal treten denn auch mehrere Brüche auf, deren Flächen mit ungefähr 50–80° gegen Süden geneigt sind. Sie verlaufen leicht schief sowohl zu den während der Schieferung entstandenen tektonischen Kontakten, welche die tektonischen Einheiten trennen, als auch zu den nach der Deckenbildung gebildeten duktilen Scherzonen, welche die ersteren schneiden. Ihr Versatz ist wahrscheinlich schräg, dextral und mit einer grossen Normalkomponente. Es ist zu beachten, dass im selben Gebiet die Grenze zwischen der Zone Houillère und der Sion-Courmayeur-Zone als Verwerfung interpretiert wird, da sie, wenn auch in flachem Winkel, bruchhaft die älteren Kontakte durchbricht.

Zwischen Termen und Visp richten sich die tektonischen Strukturen nach und nach auf und werden von der rückwärts überkippten Glishorn-Falte erfasst (STECK 1984, LEU 1986, STECK et al. 2015). In diesem Gebiet wurde entlang des Rhonetals bis anhin keine grössere Bruchstruktur beschrieben oder interpretiert. Dennoch gibt es Hinweise, dass entlang dieses stark geplätteten Abschnitts Verwerfungen vorhanden sind. In der Umgebung von Gamsen–Brigerbad weisen die alpinen Schieferungsflächen des südlichen Ausläufers des Aar-Massivs sowie die lithologischen Kontakte in der Sion-Courmayeur-Zone und auf der linken Seite der Rhone im Dach der Termen-Zone mit ca. 135/55, ca. 200/25 beziehungsweise ca. 180/25–60 markante Unterschiede in der Orientierung auf. Diese Diskordanz könnte die auffällige Plättung der Urseren-Zone, der Termen-Zone und der Basis der Sion-Courmayeur-Zone zwischen Brig und Visp erklären. Vorausgesetzt, dass der obere Kontakt der Termen-Zone nicht unter die Lockergesteinsfüllung des Rhonetals abbiegt – worauf die Strukturen in der hangenden Sion-Courmayeur-Zone nicht hindeuten –, müsste auf der Höhe von Brigerbad die Termen-Zone am Grundgebirge des Aar-Massivs auskeilen. Eine Rücküberschiebung des internen Aar-Massivs, deren Spur unter der Lockergesteinsfüllung des Rhonetals verlaufen würde, könnte dieses Verschwinden erklären (Fig. 17, Profil 14 u. 16).

Bei der klassischen Interpretation dieses Gebiets wird eher eine progressive und duktile Plättung der helvetischen und unterpenninischen Einheiten zwischen der Monte-Leone-Decke und dem internen Aar-Massiv postuliert (STECK et al. 1989, 2015). Bei Brigerbad beträgt die horizontale Distanz zwischen dem Gneis des Aar-Massivs und den ersten Aufschlüssen der Sion-Courmayeur-Zone nur 550 m.

Eine in der Uferböschung der Rhone abgeteufte, 110,6 m tiefe Bohrung (TB2, Koord. 2637.080/1127.497, 650 m) erreichte den Fels in einer Tiefe von 100,8 m (CLAVIEN 1988) und stiess dabei auf dunkelgrauen, Glimmer führenden kieseligen Kalk mit Chloritoid, teils reich an graphitischen Pigmenten, sowie auf dunkelgrauen, Glimmer führenden, chlorithaltigen Kalksandstein, beide rekristallisiert und schiefrig. Der Kalk führte reichlich Kalzitkristalle, die als rekristallisierte Trochitenbruchstücke interpretiert werden können. Gemäss H. Masson (mündl. Mitt.) zeigt diese Fazies eine starke Affinität zum Lias der Termen-Zone. Somit würde diese Bohrung einen Verbindungspunkt zwischen den Wurzeln der oberhelvetischen Decken, die oberhalb von Gamsen auftreten, und der Sublage-Decke (interner Teil der Wildhorn-Decke), die nördlich der Rhone stromabwärts von Siders auftritt, bilden. Diese Beobachtung würde die Hypothese einer Kontinuität der entlang des Südrands des Aar-Massivs stark geplätteten helvetischen Einheiten erhärten.

Es ist jedoch nicht auszuschliessen, dass die in der Bohrung TB2 angetroffenen Gesteine aus dem Lias stammen, welcher der Sedimentbedeckung des internen Aar-Massivs zuzuordnen ist, oder dass sie sogar aus Abfolgen von Kalkschiefer und rekristallisiertem sandigem Kalk der St-Christophe- und der Aroley-Formation stammen, die aufgrund des gleichen Deformations- und Metamorphosegrads ähnliche Fazies aufweisen können. In diesem Fall wäre die Hypothese der Rücküberschiebung des Aar-Massivs zu bevorzugen.

Möglicherweise handelt es sich beim durchhörtesten Fels aber eher um eine Sackungsmasse als um Anstehendes. In der Bohrung wurden mehrere Silteinschaltungen angetroffen und grosse Neigungsschwankungen im Fels festgestellt (mündl. Mitt. H. Masson). Da die Bohrung sehr nahe des an der Oberfläche sichtbaren Teils der grossen Sackungsmasse von Eyholz abgeteuft wurde, ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass die angetroffenen Festgesteine Teil dieser Sackungsmasse sind. Für die Darstellung der Bohrung TB2 auf Blatt Raron wurde diese Interpretation gewählt.

Die Lockergesteinsfüllung des Rhonetals im Abschnitt Baltschieder–Visp–Lalden bedeckt demnach die Verbindung zwischen zwei grossen Verwerfungssystemen (bzw. drei, wenn tatsächlich eines zwischen Termen und Visp existiert). Die Art dieser Beziehung in einer der seismisch aktivsten Zonen der Schweiz konnte jedoch bis anhin nicht klar dargestellt werden.

ERDBEBEN

Das Wallis ist die Region mit der höchsten Erdbebengefährdung in der Schweiz; allerdings ist die Gefährdung im europäischen Vergleich moderat. Für das Gebiet von Visp würde das stärkste zu erwartende Beben mit einer Wiederkehrperiode von 500 Jahren eine horizontale Beschleunigung von ungefähr 2 m/s^2 bei einer Frequenz von 5 Hz (SED 2015) verursachen, was einem Erdbeben der Stärke > 6 auf der Richterskala entspricht. Der Talboden des Rhonetals ist aufgrund der dort auftretenden unkonsolidierten Sedimente besonders gefährdet (KANTON WALLIS 2005). Aus diesem Grund verlangt das Baugesetz des Kantons Wallis seit 2004 die strikte Einhaltung der Erdbebenschutznormen.

Im Erdbebenkatalog der Schweiz ECOS-09 (FÄH et al. 2011) sind 237 historische Beben aufgeführt (bis 1975, s.u.), deren Epizentrum im Gebiet von Blatt Raron lag, wobei die Ungenauigkeit ihrer Lokalisierung bis zu 20 km betragen kann. Das stärkste Beben ereignete sich am 28. Juli 1855 westlich von Visp. Seine Intensität betrug VII, seine Magnitude wurde auf 5,1 geschätzt. Es handelte sich um ein Nachbeben des Erdbebens von Visp von 1855, dessen Epizentrum 2 km südlich des Gebiets von Blatt Raron lag.

Im Jahr 1933 wurden im Untergrund des Rhonetals bei Visp zwei Beben mit einer Magnitude (M_w) von 4,5 und 4,6 festgestellt.

Seit 1975 registriert das Messnetz des Schweizerischen Erdbebendienstes SED Beben im ganzen Land. Der Erdbebenkatalog ECOS-09 führt seit diesem Datum 21 Beben mit einer Magnitude von $M_w \geq 1$ auf, deren Epizentren sich im Gebiet von Blatt Raron befanden. Mit Ausnahme eines einzigen lagen alle Erdbebenherde in einer Tiefe < 10 km. Das stärkste dieser instrumentell erfassten Beben ereignete sich am 4. Mai 1985. Sein Epizentrum lag zwischen Turtmann und Gampel, seine Magnitude (M_w) betrug 3,1.

Gemäss dem Erdbebenkatalog ECOS-09 lagen die Epizentren der stärksten Beben, welche die Region seit dem 18. Jahrhundert erschütterten, nicht im Gebiet von Blatt Raron selber. Nichtsdestoweniger verursachten sie in der Gegend von Visp Schäden; sie werden unten detailliert beschrieben.

- Das *Erdbeben von Brig* ($M_w = 5,7$) ereignete sich am 9. Dezember 1755 um 13:45 Uhr. Es wurde in der ganzen Schweiz und auch im Ausland verspürt und sorgte für viel Aufruhr, zumal es weniger als einen Monat auf dasjenige von Lissabon folgte, das den Tod zehntausender Menschen verursachte und das auch in der Schweiz verspürt wurde. In Brig und Glis erlitten fast alle Gebäude Schäden bis hin zu teilweisen Einstürzen (MONTANDON 1946, GISLER et al. 2004, FRITSCHÉ et al. 2012), was der Intensität VIII entspricht. Es scheint keine Todesopfer gegeben zu haben. Visp war ebenfalls von diesem Beben

- betroffen, wenn auch in geringerem Mass. Das Epizentrum des Bebens lag ECOS-09 zwischen Brig und Naters.
- Das *Erdbeben bei Birgisch* ($M_w = 5,4$) mit einer Intensität von VII ist weniger gut dokumentiert. Es fand am 24. Januar 1837 um ein Uhr morgens statt. Sein Epizentrum lag einige Kilometer westlich des Epizentrums des Bebens von Brig.
 - Das *Erdbeben von Stalden-Visp* ($M_w = 6,2$) ereignete sich am 25. Juli 1855 um 11:05 Uhr. Es wurde bis in 200 km Entfernung verspürt (MONTANDON 1946) und war das zerstörerischste der letzten 300 Jahre in der Schweiz (FRITSCHÉ et al. 2012). Es ist besser dokumentiert als die vorangehenden Beben, da mehrere Zeugen, darunter auch Reisende, ihre Beobachtungen schriftlich festhielten. Auch wurde nach dem Beben ein Schadensinventar erstellt und archiviert (FRITSCHÉ et al. 2006). Visp und umliegende Dörfer wie St. Niklaus und Stalden wurden schwer getroffen; ein Todesopfer war zu beklagen. In einem Umkreis von 15 km vom Epizentrum, das sich in der Region von Töbel befand, wurde die Intensität VIII erreicht. Fast alle Gebäude erlitten strukturelle Schäden, einige von ihnen stürzten teilweise ein. Spätfolgen des Bebens waren unter anderem zahlreiche Fels- und Blockstürze.
 - Das *Erdbeben bei Gamsen* ($M_w = 5,2$) mit einer Intensität VII fand am 15. April 1924 um 12:50 Uhr statt und ist wenig dokumentiert. Sein Epizentrum befand sich in der Nähe von Gamsen.

Die meisten der Erdbebenherde nördlich der Rhone liegen entlang von spätalpinen, ENE–WSW bis ESE–WNW verlaufenden subvertikalen Verwerfungen. Der Herdmechanismus ist eine Horizontalverschiebung mit vertikaler Komponente; das Spannungsfeld zeigt eine NE–SW-gerichtete Extension. Südlich der Rhone weisen die Beben denselben Herdmechanismus auf, ihre Hypozentren sind allerdings weiter verstreut und die Extension N–S-gerichtet (MAURER et al. 1997).

Es ist aktuell nicht möglich, diese Beben eindeutig mit an der Oberfläche sichtbaren Verwerfungen in Verbindung zu bringen. Im Fall des Erdbebens von Stalden-Visp deutet die räumliche Verbreitung der von ihm verursachten Schäden entlang des Vispertals auf einen Zusammenhang mit einer der Strukturen der Simplon-Störungszone (PAVONI 1977, WAGNER et al. 2000, FRITSCHÉ et al. 2006). Diese Struktur taucht unter das Vispertal und in mehreren Kilometern Tiefe unter das ermittelte Epizentrum ab. BAUMANN et al. (2013) stellten auf der rechten Seite der Vispa eine hangparallele Verwerfung fest, die Anzeichen neotektonischer Aktivität aufweist (s. S. 116). Bei dieser Interpretation ist allerdings Vorsicht geboten, da gravitative Hangbewegungen, einschliesslich solcher, die möglicherweise durch das Erdbeben selber ausgelöst wurden, in diesem Gebiet weit verbreitet sind. Gemäss GROSJEAN et al. (2004) sind im Übrigen die aktuellen Spannungsrichtungen im

Untergrund, wie instrumentell erfasste Erdbeben zeigten, mit einer neotektonischen und seismischen Aktivität der verschiedenen Äste der Simplon-Störung im Vispertal nicht kompatibel.

Die Epizentren aller historischer Erdbeben mit einer Magnitude über $M_w = 5,0$ liegen insgesamt parallel zum Südrand des internen Aar-Massivs. Eine Rücküberschiebung des Aar-Massivs (s. Fig. 17, S. 117 f., Profil 14 u. 16 auf Taf. II), die sich in der Tiefe bis unterhalb von Zeneggen und Moosalp fortsetzt, könnte auch den möglichen Auslöser der Erdbeben der Region Brig–Visp darstellen, inklusive jenes von Stalden-Visp von 1855 (WAGNER et al. 2000).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Anthrazit

700 m östlich von Turtmann, bei Koord. 2621.150/1127.850, befindet sich ein ehemaliges Anthrazitbergwerk in einer grossen Linse aus karbonischem Schiefer der Pierre-Avoi-Einheit. 1917–1918 wurden dort ca. 360 t Anthrazit gefördert. In weiteren, kleineren Anthrazitflözen in derselben Schieferlinse beim Wasserfall südlich von Turtmann wurde nach Anthrazit geschürft (CHRIST 1925, FEHLMANN 1919).

CHRIST (1925) weist zudem auf eine kleine, ungefähr 200 m südsüdwestlich der Kirche von Ergisch (GERLACH 1873) gelegene Abbaustelle in der Zone Houillère hin sowie auf eine weitere, in der Tännbachschlucht auf 980 m ü. M. liegende.

Asbest

In ungefähr 15 kleinen Bergwerken wurden 1917–1918 gegen 513 t Asbest aus Klüften in Serpentinolith gefördert. Die Bergwerke sind zwischen Sevenett und Helbrigacher unterhalb von Zeneggen stufenweise angeordnet (von Koord. 2633.70/1123.90 bis Koord. 2633.35/1125.90) (FEHLMANN 1919). Nur die Standorte der grössten unter ihnen wurden auf die Karte übertragen. Bei Zum Chrizji nordöstlich von Bitzinen (Koord. 2635.500/1124.000) wurden 1918 8 t Asbest im Tagebau gewonnen.

Talk und Speckstein

Im Gebiet von Zum Chrizji nordöstlich von Bitzinen sowie unterhalb von Zeneggen kommen zusammen mit Asbest führendem Serpentinolith einige Linsen aus chlorithaltigem Talk vor. Dieser Speckstein wurde seit jeher für das Kunsthandwerk ausgebeutet. In der Umgebung von Zeneggen lieferten vereinzelte Adern einen reinen Talk mit Pyritwürfeln mit Kantenlängen im Zentimeterbereich.

Kupfer, Blei und Kobalt

3,5 km südlich von Eischoll ist im Ginalstal Abraummateriale zu finden, das Bruchstücke von kupferhaltigen Erzen enthält (SCHMIDT 1920). Die dazugehörige Abbaustelle konnte jedoch nicht wiedergefunden werden. Im Gebiet Borteralpji–Meiggerwald finden sich vereinzelte Blöcke aus Chalkopyrit und Pyrit. In historischen Dokumenten wird dort ab 1548 ein Bergwerk erwähnt, das anscheinend im 17. Jahrhundert stillgelegt wurde.

Im triassischen Quarzit, der 3 km südwestlich von Zeneggen entlang des Weges Schätze–Breitmatte aufgeschlossen ist, können vereinzelt Malachiteinsprenglinge beobachtet werden.

Die Serpentinlinse im Süden von Warthaus (Koord. 2634.100/1124.080) birgt zusammen mit magnetitreichen Magnesitaderchen ein wenig zu Malachit umgewandelten Chalkopyrit.

GERLACH (1873) weist auf eine aufgelassene Bleierzabbaustelle beim «Eischollalpgrath» hin. Dieser Ort entspricht vielleicht dem Ort mit dem Flurnamen Erez (Erz), der oberhalb der Obri Eischollalp (Koord. 2624.40/1124.40) liegt.

In den Alluvionen des Milibachs in der Talsohle des Ginalstals stellten WOODTLI et al. (1987) anormale Gehalte von Kobalt (61 u. 56 ppm) und von Blei (53 ppm) fest, die vermutlich auf lockergesteinsbedeckte Vererzungen hinweisen.

Uran, Vanadium und Seltene Erden

Der permo-triassischen Quarzit der St.-Niklaus-Synkinalzone enthält zahlreiche schichtförmige Uranerzvorkommen, von denen in den 1960^{er}-Jahren einige im Rahmen einer Prospektion analysiert wurden. Nur der Standort des grössten Vorkommens wurde auf die Karte übertragen; es befindet sich unweit von Chrizsteck (Koord. 2632.220/1122.600), 3 km südlich von Zeneggen. Der etwa 1 cm dicke vererzte Horizont liegt in einem kompakten, reinen Quarzit von rund 1 m Mächtigkeit, der zwischen hellglimmerführendem Quarzit unten und Chloritschiefer oben eingeschaltet ist. Die Vererzung enthält eine Vergesellschaftung von Uran, Vanadium, schweren Seltenen Erden (Y, Dy, Gd, Sm), Arsen und Kobalt. Die feinkörnigen Hauptminerale bestehen aus Uraninit (Pechblende), Roscoelith (Vanadium-Hellglimmer) und Xenotim. Etwas seltener kommt auch kobalthaltiger Arsenopyrit (Glaukodot) vor (LEU 1962, HÜGI 1963, FELDMANN 1986).

Auf der Verteilungskarte der Uranvererzungen im Wallis (HÜGI et al. 1967) ist ein Vorkommen im Karbon südlich von Turtmann angegeben.

Wolfram

Am Nordabhang des Ergischorns wurden im Tännbach auf 1670–1870 m ü. M. Amphibolitblöcke entdeckt, die Scheelit (Tungstein) enthalten (WOODTLI et al. 1987). USPENSKY et al. (1998) nahmen eine geochemische Untersuchung der darin enthaltenen Seltenen Erden vor.

Scheelit ist auch unter den Schwermineralen der Alluvionen des Ronbachs unterhalb von Gärlich (Bürchen) und der Vispa enthalten.

Gediegene Metalle und natürliche Legierungen in Seifen

In den Alluvionen der Vispa wurde gediegenes Gold gefunden (MEISSER & ANSERMET 1993). WÜLSER (2003) untersuchte die Schwerminerale aus der Sefinot-Kiesgrube (Koord. 2633.93/1123.70). Die Fraktion <2 mm aus 100 m³ alluvialen Sedimenten lieferte zahlreiche, bis 2 mm grosse Körner, seltener auch Plättchen, aus gediegenem Gold. Ungefähr 90 % des gediegenen Goldes sind sehr rein, während die restlichen 10 % aus einer Legierung mit Silber (Elektron/Elektrum) bestehen. Zudem wurden einige seltene Körner aus gediegenem Silber und gediegenem Platin sowie ein kubischer Kristall aus Isoferroplatin bestimmt. Ebenfalls wurde die natürliche Eisen-Nickel-Legierung Awaruit – charakteristisch für Serpentine – und ausserdem etwas Zinnober und Scheelit gefunden.

Seltene Minerale

KENNGOTT (1888) fand in der Umgebung von Zeneggen beim Ort mit dem Flurnamen «Hamy Alp» blassgrünen plättchenförmigen, strahlig ausgebildeten und mit Quarz vergesellschafteten Pyrophyllit. Es handelt sich um die erste Erwähnung dieses Minerals schweizweit. Die Lagerstätte konnte bis heute nicht wiedergefunden werden.

Nordwestlich von Visperterminen können in den Linsen aus chlorit- und talkhaltigem Schiefer von Zum Chrizji (bei Bitzinen) bis zu zentimetergrosse Magnesit-rhomboeder gefunden werden. Sie weisen einen Belag aus einem apfelgrünen nickelhaltigen Phyllosilikat auf, das nicht näher bestimmt wurde.

WERENFELS (1924) beobachtete im chloritischen Schiefer südlich von Warthaus und oberhalb von Bitzinen bis 1 cm grosse Magnetitoktaeder.

GUEYMARD (1814) fand in der Umgebung des Wasserfalls südlich von Turtmann schöne Apatitkristalle.

Sand und Kies

Sand und Kies werden nur noch gelegentlich aus dem Bett der Rhone (bei Gampel, Zum Stei, Baltschieder und Visp) und demjenigen des Baltschiederbachs gebaggert. In der Nähe von Steg und dem Steineji-See befinden sich stillgelegte Kiesgruben.

500 m östlich von Unterbäch wurde eine Kiesgrube in Moränenmaterial angelegt, und westlich von Ergisch wurden in einer heute stillgelegten Kiesgrube glazifluviale Ablagerungen ausgebeutet.

Auf der Höhe von Sefinot befindet sich die grosse Kiesgrube der Ruppen AG (Koord. 2633.93/1123.70), in der die Alluvionen des unteren Vispertals abgebaut werden.

Kalkstein

Aus den hangparallelen Platten am Hangfuss rechts der Rhone wurde in der Vergangenheit vielerorts reiner und kieseliger Kalk abgebaut. In den letzten Jahrzehnten ist der Kalksteinabbau stark zurückgegangen; nur noch in zwei Steinbrüchen zwischen Niedergampel und Brigerbad wird Malmkalk abgebaut.

HYDROGEOLOGIE

Die Umgebung von Visp ist eine der trockensten Regionen der Schweiz. Zwischen 1951 und 1980 betrug die mittlere jährliche Niederschlagsmenge 562 mm (Messstation Ackersand, HYDROLOGISCHER ATLAS DER SCHWEIZ 1992). Die Region zeichnet sich auch durch einen ausgeprägten vertikalen Niederschlagsgradienten aus, besonders auf der rechten Seite der Rhone, wo die mittlere jährliche Niederschlagsmenge auf 3000 m ü. M. 2400 mm beträgt.

Rechts der Rhone begünstigen die nach Südwesten abtauchenden Synklinalen der Sedimentbedeckung die Entwässerung durch Karstsysteme. Im Lötschberg-Basistunnel wird im Bereich der linken Seite des Lötschentals kein Wasser aus dem Kristallin des externen Aar-Massivs drainiert, während es im Bereich Raron-Synklinale 80 l/s sind (ZIEGLER & ISLER 2013). Diese Entwässerung führte zur Trockenlegung von Quellen bei St. German. Ein Teil des durch den Tunnel drainierten Wassers, das an den Südportalen eine Temperatur von 19°C aufweist, wird für die Fischzucht genutzt.

Die oberirdischen Quellen im kristallinen Grundgebirge sind sehr unregelmässig verteilt. Oft liegen Austrittsstellen am Fuss grosser Rutsch- und Sackungsmassen, wie zum Beispiel bei Staffel (Koord. 2621.525/1132.880, 2200 m) oder Ladu (Koord. 2625.315/1130.880, 1495 m). Mächtige rezente Ablagerungen in der Sohle von Seitentälern können grosse Wasserreserven enthalten, wie zum Beispiel der proglaziale Kies im Jolital (Koord. 2628.236/1133.235, 2077 m) oder die grossen Schuttkegel im Baltschiederatal (Koord. 2633.910/1133.289, 1423 m).

Der alluviale Porengrundwasserleiter des Rhonetals spielt für die Trinkwasserversorgung der Agglomerationen in der Talebene sowie für die Wasserversorgung der Landwirtschaft und Industrie eine wichtige Rolle. Der Grundwasserleiter wird zur Hauptsache von der Rhone und den seitlichen Zuflüssen in einem grösstenteils nivo-glazialen Abflussregime gespeisen. Auf der Karte sind die Isohypsen der mittleren Höhe des Grundwasserspiegels bei Niedrigwasser eingetragen. Sie basieren auf den Werten der kantonalen hydrogeologischen Daten REGIS (2009) für den Zeitraum von 1994 bis 2003.

Im Westen des Kartengebiets, zum Beispiel auf der Höhe von Niedergampel, beträgt die mittlere Schwankung des Grundwasserspiegels zwischen Hochwasser (Juni–Juli) und Niedrigwasser (Februar–März) in der Mitte der Talebene < 50 cm. In diesem Gebiet beträgt der mittlere Flurabstand des Grundwasserspiegels bei Hochwasser ca. 50 cm. Oberhalb von Turtig im zentralen Kartengebiet beträgt die mittlere Schwankung 50 cm und der Flurabstand bei Hochwasser ca. 1 m. Im Osten des Kartengebiets, oberhalb von Visp, schwankt der Grundwasserspiegel zwischen 1 m und 1,5 m und der mittlere Flurabstand bei Hochwasser zwischen ca. 1 m (Brigerbad) und 3 m (Lalden).

Im Zentrum von Visp (Koord. 2633.900/1127.160, 648 m) senken sich die Isohypsen des Grundwasserspiegels um die Pumpschächte herum stark ab.

Zahlreiche Quellen werden von Wasser gespeisen, das relativ oberflächennah in den quartären Lockergesteinen zirkuliert. Sie treten häufig am Fuss von Hangschuttarealen, Blockgletschern und Rutschmassen auf, die an undurchlässigeres Moränenmaterial grenzen.

Die zahlreichen Verwerfungen, die die Gesteine des Substrats durchziehen, bilden ebenfalls Zonen, die reich an Quellen und Wasserfassungen sind, so zum Beispiel die Quellen des Tännbachs im Westen der Alp Tschorr.

LÖTSCHBERG-BASISTUNNEL

Durch den Bau des Lötschberg-Basistunnel der NEAT konnte eine grosse Menge an Daten über den geologischen Untergrund gewonnen werden. Im Gebiet von Blatt Raron betrifft dies vor allem den Bereich der Südportale des Tunnels (Raron, Steg).

Die geologischen, hydrogeologischen und geotechnischen Prognosen wurden zwischen 1990 und 1997 erarbeitet und von KELLERHALS & ISLER (1998) in einem Bericht zusammengefasst, der auch die Profile der 24 tiefen Erkundungsbohrungen enthält. Sieben davon liegen im Gebiet von Blatt Raron. Die längste (632,5 m, mittlere Neigung 27°) wurde bei Niwärch (Ausserberg, Koord. 2631.906/1113.083, 1258 m) abgeteuft. Sie lieferte nützliche Informationen über die Lage der Kontaktzone zwischen Grundgebirge und Sedimentbedeckung am Rand der Raron-Synklinale. Auf der Karte repräsentiert die in der Bohrlochsignatur angegebene Farbe entweder die oberste unter der Lockergesteinsbedeckung angetroffene Festgesteinseinheit oder das Dach der interessantesten im Bohrloch angetroffenen Felsformation.

Weitere Beiträge zur Geologie des Lötschberg-Basistunnels (und des Gotthard-Basistunnels) wurden von LÖW & WYSS (1999) publiziert.

Die während Baus des Tunnels (2000–2005) gewonnenen Daten und ihre Interpretation wurden von ZIEGLER & ISLER (2013) veröffentlicht. Das in dieser Arbeit enthaltene geologische Befundprofil wurde für die Konstruktion der geologischen Profile 9 und 10 (Taf. II), deren Spuren der Tunneltrasse am nächsten verlaufen, verwendet.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMSTUTZ, A. (1954): Pennides dans l'Ossola et problème des racines. – Arch. Sci. (Genève) 7/6, 411–462.
- ANTOINE, P. (1971): La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, Mém. 9.
- (1972): Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). – Géol. alp. (Grenoble) 48, 5–40.
- ARAMOWICZ, A. (2008): Application of low temperature thermochronology to understanding cooling and exhumation in the Central Swiss Alps. – Thèse Univ. Lausanne.
- AUBERT, D. (1980): Les stades de retrait des glaciers du Haut-Valais. – Bull. Murithienne (Sion) 97, 101–169.
- BADOUX H. (1971): Feuille 1305 Dt de Morcles (2^{ème} éd.). – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 58.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar. – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. 82, 1–160.
- BAFU [Bundesamt für Umwelt] (2005): Ereignisanalyse Hochwasser 2015. Teil 1: Prozesse, Schäden und erste Einordnung. – Bundesamt f. Umwelt BAFU / Eidg. Forschungsanst. f. Wald, Schnee u. Landschaft WSL.
- BAGNOUD, A., WERNLI, R. & SARTORI, M. (1998): Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion-Courmayeur à Sion (Valais, Suisse). – Eclogae geol. Helv. 91/3, 421–429.
- BAMBAUER, H.U. & BERNOTAT, W.H. (1982): The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions. I. Composition and structural state of alkali feldspars from granitoid rocks of two N–S traverses across the Aar Massif and Gotthard «Massif», Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62/2, 185–230.
- BASLER + PARTNER (2012): Verkehrliche und räumliche Auswirkungen des Lötschberg-Basistunnels. – Bundesamt f. Raumentwicklung.
- BAUD, A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). – Mém. Géol. (Lausanne) 1.
- BAUD, A. & MÉGARD-GALLI, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. – 9^{ème} Congr. int. Sédimentol. (Nice) 5/1, 45–50.
- BAUD, A., PLASENCIA, P., HIRSCH, F. & RICHOSZ, S. (2016): Revised middle Triassic stratigraphy of the Swiss Prealps based on conodonts and correlation to the Briançonnais (Western Alps). – Swiss J. Geosci. 109/3, 365–377. DOI: 10.1007/s00015-016-0226-3.
- BAUMANN, C., BURJANEK, J., MICHEL, C., FÄH, D. & DALGUER, L. A. (2013): Fault zone signatures from ambient vibration measurements: a case study in the region of Visp (Valais, Switzerland). – Swiss J. Geosci. 106/3, 529–541.
- BEARTH, P. (1956): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 279–290.
- (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). In: Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. – Mém. h. s. Soc. géol. France, t. II, 407–418 (1960–1963).
- (1964): Blatt 1328 Randa. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut. 43.
- (1972): Blatt 1309 Simplon. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 61.
- (1973): Blatt 1309 Simplon. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 61.

- BEARTH, P. (1978): Blatt 1308 St. Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 71.
 — (1980): Blatt 1308 St. Niklaus. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 71.
- BELTRANDO, M., FRASCA, G., COMPAGNONI, R. & VITALE-BROVARONE A. (2012): The Valaisan controversy revisited: Multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps). – *Tectonophysics* 579, 17–36.
- BERGER, A., MERCOLLI, I., HERWEGH, M. & GNOS, E. (2016): Geological map of the Aar Massif, Tavetsch and Gotthard Nappes, 1:100 000. – Geol. spec. Map 129, fed. Off. Topogr. swiss-topo.
- BIINO, G.G., & MEISEL, T. (1994): Major, trace, noble and rare earth element distribution in polymetamorphic ultramafic rocks (Aar massif, Central Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 74/1, 69–86.
- BIRCHER, W. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des Saastales. Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. – *Phys. Geogr.* 9 (geogr. Inst. Univ. Zürich).
- BOLOGNESI, F. & BISTACCHI, A. (2016): Weakness and mechanical anisotropy of phyllosilicate-rich cataclases developed after mylonites of a low-angle normal fault (Simplon Line, Western Alps). – *J. struct. Geol.* 83, 1–12. DOI: 10.1016/j.jsg.2015.11.009.
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 114/2, 207–225.
- BUGNON, P.-C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). – *Bull. Soc. vaud. Sci. Nat.* (359) 75, 201–206.
 — (1986): Géologie de l’Helvétique à l’extrémité Sud-Ouest du Massif de l’Aar (Loèche, Valais). – Thèse Univ. Lausanne.
- BUGNON, P.-C. & DOLIVO, E. (1980): Sion – Leuk (or Loèche) – Raron – Brig. In: MASSON, H., HERB, R. & STECK, A.: Excursion no. 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R., HOMEWOOD, P.W. & AYRTON, S. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book. Part B: Geological excursions* (p. 132–137). – Schweiz. geol. Komm. / Wepf, Basel.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURKHARD, M. (1988): L’Helvétique de la bordure occidentale du massif de l’Aar (évolution tectonique et métamorphique). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 63–114.
 — (1999): Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Ed.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 45–56). – Balkema, Rotterdam.
- BURRI, M. (1958) La zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône. – *Mat. Carte géol. Suisse* [n. s.] 105.
 — (1967): Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 60/2, 614–617.
 — (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 789–802.
- BURRI, M., FRANK, E., JEANBOURQUIN, P., LABHART, T., LISZKAY, M. & STRECKEISEN, A. (1993): Blatt 1289 Brig. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 93.
- BURRI, M. & JEMELIN, L. (1983): Feuille 1325 Sembrancher. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 77.
- BURRI, M., JEMELIN, L. & JEANBOURQUIN, P. (1994): Blatt 1289 Brig. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 93.
- BURRI, M. & MARRO, C. (1993): Feuille 1345 Orsières. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 91.

- BUSSY, F., SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1996): U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 76/1, 81–84.
- CAMPANI, M. (2009): Temporal and spatial evolution of a syn-orogenic extensional system: the Simplon Fault Zone (Central Alps). – *Diss. ETH Zürich* 18461.
- CAMPANI, M., MANCKTELOW, N. & COURRIOUX, G. (2014): The 3D interplay between folding and faulting in a syn-orogenic extensional system: the Simplon Fault Zone in the Central Alps (Switzerland and Italy). – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 251–271.
- CAMPANI, M., MANCKTELOW, N., SEWARD, D., ROLLAND, Y. & MÜLLER, W. (2010): Geochronological evidence for continuous exhumation through the ductile-brittle transition along a crustal-scale low-angle normal fault (Simplon Fault Zone, central Alps). – *Tectonics* 29, TC3002. DOI:10.1029/2009TC002582.
- CANIC, S. (1996): L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du domaine valaisan (complexe du Versoyen, Alpes occidentales): implications dans l'histoire alpine. – Thèse Univ. Grenoble et Lausanne.
- CARRUPT, E. (2003): New stratigraphic, structural and geochemical data from the Val Formazza - Binntal area (Central Alps). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 41.
- CAVIN, L., AVANZINI, M., BERNARDI, M., PIUZ, A., PROZ, P.-A., MEISTER, C., BOISSONNAS, J. & MEYER, C. A. (2012): New vertebrate trackways from the autochthonous cover of the Aiguilles Rouges Massif and reevaluation of the dinosaur record in the Valais, SW Switzerland. – *Swiss J. Palaeontol.* 131/2, 317–324.
- CHALLANDES, N., MARQUER, D. & VILLA, I. M. (2008): P-T-t modelling fluid circulation and ³⁹Ar-⁴⁰Ar and Rb-Sr mica ages in the Aar Massif shear zones (Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 269–288.
- CHRIST, P. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. II. Teil: Die Walliser Anthrazitlagerstätten und der Walliser Anthrazitbergbau während der Jahre 1917–1924. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 11.
- CLAVIEN, F. (1988): RN9 St-Maurice – Brig, secteur Viège Est – Brigerbad, Rapport du forage profond de Brigerbad. – Rapport à l'att. du Service des Routes Nationales (inéd.).
- COLOMBI, A. (1989): Métamorphisme et géochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Viège–Domodossola–Locarno). – *Mém. Géol. (Lausanne)* 4.
- DIETRICH, V. & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Laven des Vispertales. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/1, 79–87.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – *Matér. Carte géol. Suisse [n. s.]* 157.
- ELTER, G. & ELTER, P. (1965): Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo. Con note illustrative. – *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova* 25.
- ELTER, P. (1954): Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Pt. St. Bernard). – Thèse Univ. Genève.
- EPARD, J.-L. (1990): La nappe de Morcles au sud-ouest du Mont-Blanc. – *Mém. Géol. (Lausanne)* 8.
- ESCHER, A. (1988) Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel. – *Rapp. géol., Serv. hydrol. géol. natl.* 7.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. (1987): Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 2 (aussi *Mém. Géol., Lausanne* 2 [1988]).
- FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., DEICHMANN, N., GISLER, M., SCHWARZ-ZANETTI, G., ALVAREZ-RUBIO, S., SELLAMI, S., EDWARDS, B., ALLMANN, B., BETHMANN, F., WÖSSNER, J., GASSNER-STAMM, G., FRITSCH, S., EBERHARD, D. (2011): ECOS-09 Earthquake Catalogue of Switzerland, Release 2011, Report and Database. – Public catalogue, 17. 4. 2011. Swiss Seismological Service ETH Zurich, Rep. SED/RISK/R/001/20110417. <http://hitseddb.ethz.ch:8080/ecos09/index.html>

- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. – Kümmerly & Frey, Bern.
- FELDMANN, M. (1986): Uran und seltene Erden Mineralisationen im Raum Embd–Törbel, Mulde vom St. Niklaus, Mattertal, Wallis. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FELLENBERG, E. VON & MOESCH, C. (1893): Geologische Beschreibung des westlichen Theils des Aarmassivs. – Beitr. geol. Karte Schweiz 21.
- FINCKH, P. & FREI, W. (1991): Seismic reflection profiling in the Swiss Rhone Valley. Part 1, Seismic reflection field work, seismic processing and seismic results of the Roche–Vouvry and Turtmann and Agarn Lines. – *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 345–357.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 135–154.
- FREY, M. & WIELAND, B. (1975): Chloritoid in autochthon-parautochthonen Sedimenten des Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55/3, 407–418.
- FRITSCHÉ, S., FÄH, D., GISLER, M. & GIARDINI, D. (2006): Reconstructing the damage field of the 1855 earthquake in Switzerland: historical investigations on a well-documented event. – *Geophys. J. int.* 166/2, 719–731.
- FRITSCHÉ, S., FÄH, D. & SCHWARZ-ZANETTI, G. (2012): Historical intensity VIII earthquakes along the Rhone valley (Valais, Switzerland): primary and secondary effects. – *Swiss J. Geosci.* 105/1, 1–18.
- FURRER, H. (1962): Blatt 1267 Gemmi. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 32.
- GABUS, J., WEIDMANN, M., BUGNON, P., BURRI, M., SARTORI, M. & MARTHALER, M. (2008a): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Carte 111.
- GABUS, J., WEIDMANN, M., BURRI, M. & SARTORI, M. (2008b): Feuille 1287 Sierre. – *Atlas géol. Suisse* 1:25 000, Notice expl. 111.
- GASSER, U. & DOLIVO, E. (1980): Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, VS). – *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* 75 (357), 9–22 (aussi: *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne* 247).
- GENIER, F., EPARD, J.-L., BUSSY, F. & MAGNA, T. (2008): Lithostratigraphy and U-Pb zircon dating in the overturned limb of the Siviez-Mischabel nappe: a new key for Middle Penninic nappe geometry. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 431–452.
- GERLACH, H. (1873): Die Bergwerke des Kantons Wallis: nebst einer kurzen Beschreibung seiner geologischen Verhältnisse in Rücksicht auf Erz- und Kohlenlagerstätten. – Galerini, Sitten (auch: *Beitr. geol. Karte Schweiz* 27/3, 1983).
- GIORGIS, D., THÉLIN, P., STAMPFLI, G. & BUSSY, F. (1999): The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/3, 381–398.
- GISLER, M., FÄH, D. & DEICHMANN, N. (2004): The Valais earthquake of December 9, 1755. – *Eclogae geol. Helv.* 97/3, 411–422.
- GLOTZBACH, C., REINECKER, J., DANISIK, M., RAHN, M., FRISCH, W. & SPIEGEL, C. (2010): Thermal history of the central Gotthard and Aar massifs, European Alps: Evidence for steady state, long-term exhumation. – *J. geophys. Res.* 115, F03017.
- GROSJEAN, G., SUE, C. & BURKHARD, M. (2004): Late Neogene extension in the vicinity of the Simplon Fault Zone (central Alps, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 33–46.
- GUEYMARD, M. (1814): Sur la géologie et la minéralogie du Simplon. – *J. Mines (Paris)* 205, 10.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1941): Die Unterfläche des Helvetikums zwischen Kien und Aare. – *Eclogae geol. Helv.* 34/2, 172–176.
- HANDY, M. R., SCHMID, S. M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Sci. Rev.* 102/3–4, 121–158.
DOI:10.1016/j.earscirev.2010.06.002.

- HEIM, A. (1922): *Geologie der Schweiz*. Bd. II: Die Schweizer Alpen. 2. Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.
- HETTMANN, K., STIEBEL, W., SPIEGEL, C. & REINECKER, J. (2009): Granite genesis and migmatization in the western Aar Massif, Switzerland. – *N. Jb. Mineral., Abh.* 186/3, 309–320.
- HÜGL, T. (1963): Uranvorkommen in der Schweiz. – *Atomwirtsch. (Düsseldorf)* 8/10, 524–529.
- HÜGL, T., KÖPPEL, V., QUERVAIN, F. DE & RICKENBACH, E. (1967): Die Uranvererzungen bei Iséables (Wallis). – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 42.
- HÜGL, T., LEDERMANN, H. & SCHLÄPPI, E. (1988): Blatt 1268 Lötschental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 82.
- HUNZIKER, J. C. & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 205–222.
- HUTTENLOCHER, H. (1921): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. – *Jb. phil. Fak. II Univ. Bern* 1, 43–51.
- (1933): Ergänzende Bemerkungen zur Geologie und Petrographie des südwestlichen Aarmassivs. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13/2, 281–291.
- HYDROLOGISCHER ATLAS DER SCHWEIZ (1992): Tafel 2.2: Mittlere jährliche korrigierte Niederschlagshöhen 1951–1980. – *Landeshydrol. u. -geol.*, Bern.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d’Anniviers und Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 43/1, 31–93.
- JEANBOURQUIN, P. & BURRI, M. (1989): La zone de Sion–Courmayeur dans la région du Simplon. – *Rapp. géol., Serv. hydrol. géol. natl.* 11.
- (1991): Les métasédiments du Pennique inférieur dans la région de Brigue–Simplon. Lithostratigraphie, structure et contexte géodynamique dans le bassin Valaisan. – *Eclogae geol. Helv.* 84/2, 463–481.
- KANTON WALLIS 2005: Spektrale seismische Mikrozonierung der Region Brig–Visp. – *Tech. Ber., Dienststelle f. Raumplanung, Kantonsgeologe*.
- KELLERHALS, P. & ISLER, A. (1998): Lötschberg-Basistunnel: Geologische Voruntersuchungen und Prognose. – *Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol.* 22.
- KENNGOTT, A. (1888): Orthoklaszwillinge von Baveno; Pyrophyllit von Zen-Eggen bei Visp; Gypskristalle auf Coak. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. I/II*, 210–212.
- KLAUS, G. (Réd.) (2007): État et évolution des marais en Suisse. Résultats du suivi de la protection des marais. – *État de l’environnement n° 0730, Off. féd. Environnement, Berne*.
- KLEIN, H., WIZEVICH, M. C., THÜRING, B., MARTY, D., THÜRING, S., FALKINGHAM, P. & MEYER, C. A. (2016): Triassic chirotheriid footprints from the Swiss Alps: ichnotaxonomy and depositional environment (Cantons Wallis & Glarus). – *Swiss J. Palaeontol.* 135, 295–314. DOI 10.1007/s13358-016-0119-0.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich. [N.F.]* 259.
- LABHART, T. (1999): Aarmassiv, Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv: Aufbau und Entstehungsgeschichte. In: LÖW, S. & WYSS, R. (Ed.): *Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg* (p. 31–43). – Balkema, Rotterdam.
- LANGHI, L. (1999): Minéralogie et géochimie des prasinites de la zone de Sion–Courmayeur au sud de Viège (VS). – *Trav. Diplôme Univ. Lausanne (inéd.)*
- LEDERMANN, H. (1945): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aargranits im oberen Lötschental (westliches Aarmassiv). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 25/2, 383–530.

- LEU, H. (1962): Bericht über die Uranvorkommen im Mattertal VS. Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und Seltene Elemente. – Ber. Bundesamt f. Umwelt BAFU (unpubl.).
- LEU, W. (1986): Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto–Baceno–Visp. – *Eclogae geol. Helv.* 79/3, 769–824.
- LIACI, S. (1999): Etude géologique de la région d’Eischoll. – Trav. Diplôme Univ. Lausanne (inééd.).
- LOPRIENO, A., BOUSQUET, R., BUCHER, S., CERIANI, S., DALLA TORRE, F. H., FÜGENSCHUH, B. & SCHMID, S. M. (2011): The Valais units in Savoy (France); a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps. – *Int. J. Earth Sci.* 100, 963–992.
- LOUP, B. (1992): Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variation du niveau marin. – Publ. Dépt. Géol. Pal. Univ. Genève 12.
- LUGEON, M. (1914–1918): Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn). – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 30/I (1914), II (1916), III (1918).
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Kanton Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3 (geogr. Inst. Univ. Zürich).
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 73–96.
- (1990): The Simplon Fault Zone. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 163.
- (1992): Neogene lateral extension during convergence in the Central Alps: Evidence from interrelated faulting and backfolding around the Simplonpass (Switzerland). – *Tectonophysics* 215/3–4, 295–317. DOI:10.1016/0040-1951(92)90358-D.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C. & COSCA, M. (2002): The relation between grain size and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date for Alpine white mica from the Siviez-Mischabel Nappe, Switzerland. – *J. Struct. Geol.* 24, 1937–1955.
- MARKLEY, M. J., TEYSSIER, C., COSCA, M. A., CABY, R., HUNZIKER, J. C. & SARTORI, M. (1998): Alpine deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez-Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland. – *Tectonics* 17/3, 407–425.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N. & SCHALTEGGER, U. (1998): Early Permian magmatism in Briançonnais terranes: Truzzo granite and Roffna rhyolite (eastern Penninic nappes, Swiss and Italian Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 78, 397–414.
- MARTHALER, M. (2014): Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète (4^e éd.). – LEP (Loisirs et Pédagogie), Le Mont-sur-Lausanne.
- MARTHALER, M., SARTORI, M. & ESCHER, A. (2008a): Feuille 1307 Vissoie. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 122.
- MARTHALER, M., SARTORI, M., ESCHER, A. & MEISSER, N. (2008b): Feuille 1307 Vissoie. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 122.
- MASSON, H. (1988): Les décrochements de la vallée du Rhône. – *PNR 20 Bulletin* 6, 40–41.
- (2002): Ophiolites and other (ultra)basic rocks from the West-Central Alps: new data for a puzzle. – *Bull. Soc. Vaud. Sci. nat.* 88/2, 263–276 (aussi: *Bull. Géol. Lausanne* 356). DOI: 10.5169/seals-281429.
- MASSON, H., BUSSY, F., EICHENBERGER, M., GIROUD, N., MEILHAC, C. & PRESNIAKOV, S. (2008): Early Carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences: non-existence of a «Valais ocean» (Lower Penninic, western Alps). – *Bull. Soc. géol. France* 179/4, 337–355.
- MASSON, H., FREY, M. & BUGNON, P.-C. (1989): Géologie et métamorphisme de l’Helvétique au SW du massif de l’Aar (région de Loèche, VS). In: SARTORI, M., BUGNON, P.-C., FREY, M.,

- GANGUIN, J., MASSON, H., STECK, A. & THÉLIN, P. (1989): Compte-rendu de l'excursion commune de la SSMP et de la SGS: le profil Rawil–Zermatt, 9/10/11 octobre 1988 (p. 262–268). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Excursion no. 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÚMPY, R., HOMEWOOD, P. W. & AYRTON S. (Ed.): Geology of Switzerland, a guidebook. Part B: Geological Excursions (p. 110–153). – Schweiz. geol. Komm. / Wepf, Basel.
- MAURER, H., BURKHARD, M., DEICHMANN, N., GREEN, A. G. (1997): Active tectonism in the Central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. – Terra Nova 9/2, 91–94.
- MEISSER, N. & ANSERMET, S. (1993): Topographie minéralogique de la Suisse et des pays voisins: description de minéraux rares ou inédits récemment découverts, Partie 1. – Le Cristallier Suisse 9/12, 573–608.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 87/3, 789–809.
- MILNES, A. G., GRELLER, M. & MÜLLER, M. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon–Pennine Alps. – J. struct. Geol. 3/4, 411–420.
- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): eine sequenzstratigraphische Annäherung. – Eclogae geol. Helv. 88/2, 281–320.
- MONTANDON, F. (1946): Les trois récents séismes du Valais central (10 novembre 1945, 25 janvier et 30 mai 1946). – Revue pour l'étude des calamités 9, 50–66.
- MÜLLER, F. (2001): La région d'Erzisch (Turtmanntal, Valais). Etude géologique générale. – Trav. Diplôme Univ. Lausanne (inéd.).
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 70/2, 351–370
- PILLOUD, A. (1990): Bau und jurassische präorogene Tektonik der helvetischen Hauptschubmasse im Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.
- PIFFNER, O. A. (2011): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France). – Explanatory notes, Geol. spec. Map 128, fed. Off. Topogr. swisstopo.
- PIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France). – Geol. spec. Map 128, fed. Off. Topogr. swisstopo.
- RAUMER, J. F. VON & BUSSY, F. (2004): Mont Blanc and Aiguilles Rouges; Geology of their polymetamorphic basement (External massifs, Western Alps, France-Switzerland). – Mém. Géol. (Lausanne) 42.
- REGIS (2009): Regional Geohydrological Information System. – Département de la mobilité, du territoire et de l'environnement du canton du Valais (DMTE), Service de protection de l'environnement.
<https://www.crealp.ch/fr/accueil/outils-services/portails-de-donnees/portail-web-hydro.html>
- ROSSELLI, A. & OLIVIER, R. (2003): Modélisation gravimétrique 2.5D et carte des isohypses au 1:100 000 du substratum rocheux de la vallée du Rhône entre Villeneuve et Brig (Suisse). – Eclogae geol. Helv. 96/3, 399–423.
- SARTORI, M. (1990): L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse), un lien entre les Préalpes médianes rigides et leur socle paléozoïque. – Mém. Géol. (Lausanne) 6.
- SARTORI, M., BURRI, M., EPARD, J.-L., MASSON, H. & PASQUIER, J.-B. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Carte 130.

- SARTORI, M. & EPARD, J.-L. (2011): Feuille 1306 Sion. – Atlas géol. Suisse 1:25 000, Notice expl. 130.
- SARTORI, M., GOUFFON, Y. & MARTHALER, M. (2006): Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais. – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 363–407.
- SARTORI, M. & THÉLIN, P. (1987): Les Schistes oëillés albitiques de Barneuza (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais, Suisse). – *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* 67/3, 229–256.
- SCHAAD, W. (1995): Die Entstehung von Rauwacken durch die Verkarstung von Gips. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 59–90.
- SCHALTEGGER, U. & CORFU, F. (1992): The age and source for late Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes. – *Contr. Mineral. Petrol.* 111, 329–344.
- SCHALTEGGER, U., ABRECHT, J. & CORFU, F. (2003): The Ordovician orogeny in the Alpine basement: constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (Central Alps). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 83/2, 183–195.
- SCHÄRER, U., CANNIC, S. & LAPIERRE, H. (2000): Preliminary evidence for a Hercynian age of the Versoyen complex, western Alps. – *C. R. Acad. Sci., Paris, Sci. Terre Planètes* 330, 325–332.
- SCHIEBER, T., BERNDT, J., MEZGER, K. & PFIFFNER, O. A. (2014): Precambrian to Paleozoic zircon record in the Siviez-Mischabel basement (western Swiss Alps). – *Swiss J. Geosci.* 107/1, 49–64. DOI: 10.1007/s00015-013-0156-2.
- SCHIEBER, T., PFIFFNER, O. A. & SCHREURS, G. (2013): Upper crustal deformation in continent-continent collision: A case study from the Bernard nappe complex (Valais, Switzerland). – *Tectonics* 32, 1320–1342. DOI: 10.1002/tect.20080.
- SCHENKER, M. (1946): Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiederthal (Wallis). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 86.
- SCHLÄPPI, E. (1978): Geologie des Torrenthorns (E Leukerbad). – *Diplomarb. Univ. Bern* (unpubl.).
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1: 500 000. – *GeoKarten500*, Bundesamt f. Landestopogr. swisstopo.
- SCHMIDT, C. (1920): Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse 1: 500 000. – *Matér. Géol. Suisse*.
- SED 2015: Gefährdungskarten. – Schweizerischer Erdbebendienst SED, ETH Zürich. <http://www.seismo.ethz.ch/de/knowledge/seismic-hazard-switzerland/maps/hazard/>
- STAUB, W. (1934): Gebirgsbau zwischen Vispertal und Turtmanntal. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1933, 189–198. DOI: 10.5169/seals-319372.
- STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 55–100.
- (1990): Une carte des zones de cisaillement ductile des Alpes Centrales. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 603–627. DOI: 10.5169/seals-166604.
- (2008): Tectonics of the Simplon massif and Lepontine gneiss dome: deformation structures due to collision between the underthrusting European plate and the Adriatic indenter. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 515–546.
- (2011): Blatt 1269 Aletschgletscher. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut. 131.
- STECK, A., BIGIOGGERO, B., DAL PIAZ, G. V., ESCHER, A., MARTINOTTI, G. & MASSON, H. (1999): Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100 000. Carte géol. spéc. 123. – *Serv. hydrol. géol. natl. (actuel. Off. féd. Topogr. swisstopo)*.
- STECK, A., DELLA TORRE, F., KELLER, F., PFEIFER, H.-R., HUNZIKER, J. & MASSON H. (2013): Tectonics of the Lepontine Alps: ductile thrusting and folding in the deepest tectonic levels of the Central Alps. – *Swiss J. Geosci.* 106/3, 427–450. DOI: 10.1007/s00015-013-0135-7.

- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., GOUFFON, Y. & MASSON, H. (2001): Notice explicative de la Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1: 100 000. Carte géol. spéc. 123. – Off. féd. Eaux Géol. (actuel. Off. féd. Topogr. swisstopo).
- STECK, A., EPARD, J.-L., ESCHER, A., MARCHAND, R., MASSON, H. & SPRING, L. (1989): Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales. – Mém. Géol. (Lausanne) 5.
- STECK, A. & HUNZIKER, J.C. (1994): The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps – compressional and extensional structures in an orogenic belt. – *Tectonophysics* 238, 229–254.
- STECK, A., MASSON, H. & ROBYR, M. (2015): Tectonics of the Monte Rosa and surrounding nappes (Switzerland and Italy): Tertiary phases of subduction, thrusting and folding in the Pennine Alps. – *Swiss J. Geosci.* 108/1, 3–34. DOI: 10.1007/s00015-015-0188-x.
- STRASKY, S., MORARD, A. & MÖRI, A. (2016): Harmonising the lithostratigraphic nomenclature: towards a uniform geological dataset of Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 123–136. DOI: 10.1007/s00015-016-0221-8.
- STUDER, B. & ESCHER VON DER LINTH, A. (1853): Geologische Karte der Schweiz 1:380 000. – Würster, Winterthur.
- SWIDERSKI, B. (1919): La partie occidentale du massif de l’Aar entre la Lonza et la Massa. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 47/1.
- TERZAGHI, K. (1962): Stability of steep slopes on hard unweathered rock. – *Géotech.* 12/4, 251–270.
- THÉLIN, P. (1983): Les gneiss œillés de la nappe du Grand St. Bernard: essai d’évaluation des critères susceptibles d’en préciser l’héritage pré-métamorphique (Alpes valaisannes, Suisse). – Thèse Univ. Lausanne.
- (1987): Nature originelle des gneiss œillés de Randa (Nappe de Siviez-Mischabel, Valais). – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. N° 104 / Vol. 18/1 (aussi: Bull. Lab. Géol. etc. Lausanne 290).
- (1989): Essai de chronologie magmatico-métamorphique dans le socle de la nappe du Grand Saint-Bernard: quelques points de repères. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 69/2, 193–204.
- THÉLIN, P. & AYRTON, S. (1983): Cadre évolutif des événements magmato-métamorphiques du socle anté-triasique dans le domaine pennique (Valais). – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 63/2-3, 393–420.
- THÉLIN, P., ESCHER, A. & MARTHALER, M. (2001): The Internides: Field trip 5. In STAMPFLI, G. (Ed.): Geology of the western Swiss Alps, a guide-book. – Mém. Géol. (Lausanne) 36, 129–146.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., BURRI, M., GOUFFON, Y. & CHESSEX, R. (1993): The Pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Ed.): Pre-Mesozoic geology in the Alps (p. 297–315). – Springer, Berlin/Heidelberg.
- THÉLIN, P., SARTORI, M., LENGELER, R. & SCHAERER, J.-P. (1990): Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. – *Lithos* 25, 71–88.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarneralpen. – Denksch. schweiz. natf. Ges. 79/1.
- (1951): Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 338–347.
- (1954): La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. – *Eclogae geol. Helv.* 47/2, 315–359.
- (1971): Sur le Jurassique de la zone helvétique en Suisse. In: VEGH-NEUBRANDT, E. (Ed.): Colloque du Jurassique Méditerranéen, Budapest, sept. 1969. – *Ann. Inst. geol. publ. hung.* 54/2, 369–382.
- USPENSKY, E., BRUGGER, J. & GRAESER, S. (1998): REE geochemistry systematics of scheelite from the Alps using luminescence spectroscopy: from global regularities to local control. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 78/1, 31–54.

- USTASZEWSKI, M. E., HAMPEL, A. & PFIFFNER, O. A. (2008): Composite faults in the Swiss Alps formed by the interplay of tectonics, gravitation and postglacial rebound: an integrated field and modelling study. – *Swiss J. Geosci.* 101/1, 223–235.
- VALLA, P. G., BEEK, P. A. VAN DER, SHUSTER, D. L., BRAUN, J., HERMANN, F. TASSAN-GOT, L. & GAUTHERON, C. (2012): Late Neogene exhumation and relief development of the Aar and Aiguilles Rouges massifs (Swiss Alps) from low-temperature thermochronology modeling and $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. – *J. geophys. Res.* 117, F01004.
- VUAGNAT, M. (1947): Sur la variolite de Spiss près de Viège (Valais). – *C. R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève* 64/2, 45–47.
- WAGNER, J.-J., FRISCHKNECHT, C., ROSSET, P., SARTORI, M., SCHINDLER, C., BEER, C., MAYER-ROSA D., RÜTTENER, E. & SMIT, P. (2000): Contribution au zonage sismique dans la vallée du Rhône entre Sion et Brigue. – *Rapp. géol. Serv. hydrol. géol. natl.* 25.
- WEIDMANN, M. (2003): Tremblements de terre en Suisse. – *Desertina*, Coire.
- WERENFELS, A. (1924): Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 26/3.
- WINISTÖRFER, J. (1977): Paléogéographie des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz. – *Bull. Murithienne (Sion)* 94, 3–66.
- WOODTLI, R., JAFFE, F., RAUMER, J. VON, ESCHER, A. & DELLA VALLE, G. (1987): Prospection minière en Valais: le projet Uromine. – *Mat. Géol. Suisse, Sér. géotech.* 72.
- WÜLSER, P.-A. (2003): Prospection alluvionnaire dans le Rhône, la Broye et la Viège. – *Rapp. interne Mus. cantonal Géol. (Lausanne, inéd.)*.
- ZIEGLER, H.-J. & ISLER, A. (2013): Lötschberg-Basistunnel – zusammenfassender geologischer Schlussbericht. – *Ber. Landesgeol.* 4.
- ZINGG, M. A. (1989): Die Siviez-Mischabel-Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 69/1, 130.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000

Bundesamt für Landestopographie swisstopo, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

Blatt 6 Sion, von P. CHRIST, 1942.

Karte der mineralischen Rohstoffe der Schweiz 1:200 000

Blatt 2 Wallis – Berner Oberland, von D. CAVALLI, E. G. HALDEMANN, R. KÜNDIG, D. REBER, J.-D. ROULLIER & M. SCHAFFER, 1998. – Schweiz geotech. Komm.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XVII Vevey–Sion, von E. FAVRE, E. RENEVIER, G. ISCHER & H. GERLACH, 1883.

Blatt XVIII Brieg–Airolo, von E. V. FELLENBERG, I. BACHMANN, C. MOESCH & H. GERLACH, 1885.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 32 Gemmi (LK 1267), von H. FURRER, H. BADOUX, K. HUBER & H. VON TAVEL, 1962.

Nr. 61 Simplon (LK 1309), von P. BEARTH, 1972.

Nr. 71 St. Niklaus (LK 1308), von P. BEARTH, 1978.

Nr. 82 Lötschental (LK 1268), von T. HÜGI, H. LEDERMANN, E. SCHLÄPPI, L.-W. COLLET, M. FREY & E. PARÉJAS, 1985.

Nr. 93 Brig (LK 1289), von M. BURRI, E. FRANK, P. JEANBOURQUIN, T. LABHART, M. LISZKAY & A. STRECKEISEN, 1993.

Nr. 111 Sierre (LK 1287), von J.H. GABUS, M. WEIDMANN, P.-C. BUGNON, M. BURRI, M. SARTORI & M. MARTHALER, 2008.

Nr. 122 Vissoie (LK 1307), von M. MARTHALER, M. SARTORI & A. ESCHER, 2008.

Nr. 131 Aletschgletscher (LK 1269), von A. STECK, 2011.

Geologische Spezialkarten

Nr. 48 Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50 000, von C. SCHMIDT & H. PREISWERK, 1908.

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

Nr. 89 Carte géologique de la partie occidentale du massif de l'Aar (entre la Lonza et la Massa), 1:50 000, von B. SWIDERSKI, 1919.

Nr. 106 Geologische Karte des Vispertales, 1:25 000, von A. WERENFELS, 1924.

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

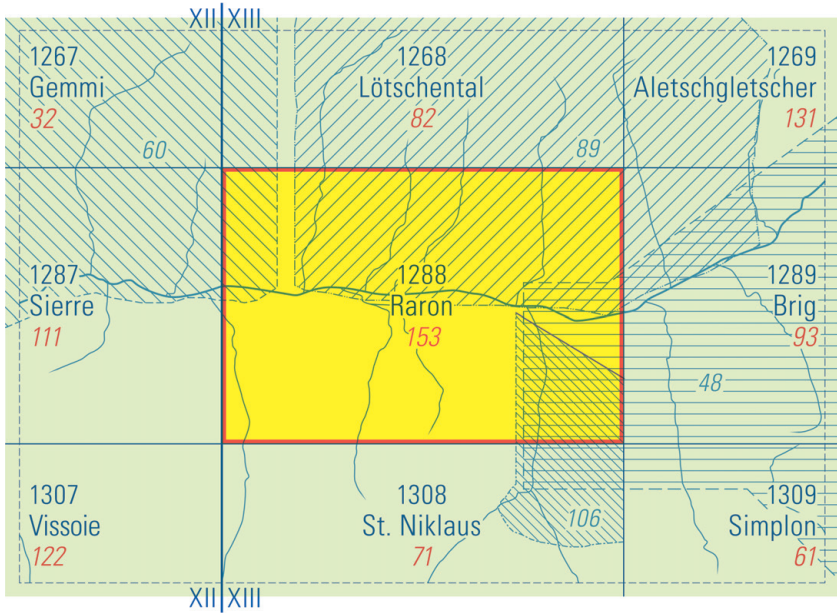


Fig. 19: Publierte geologische Karten mit topographischer Basis.

BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (I)

Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (II)

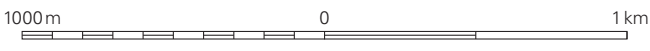
Tafel III: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (III)

Tafel IV: Tektonische Karte des Gebiet von Atlasblatt Raron und Umgebung

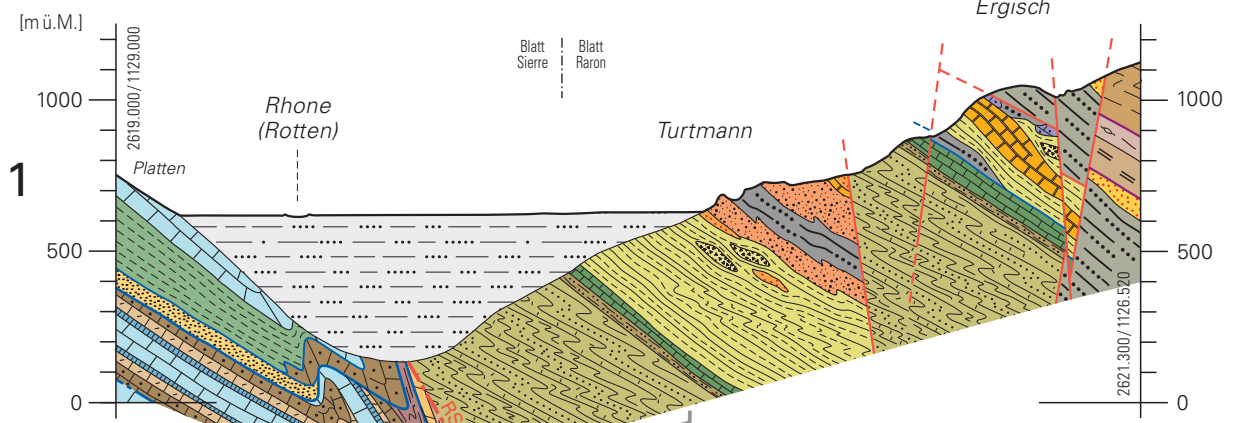
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (I)

von
Mario Sartori, Michel Marthaler und Yves Gouffon

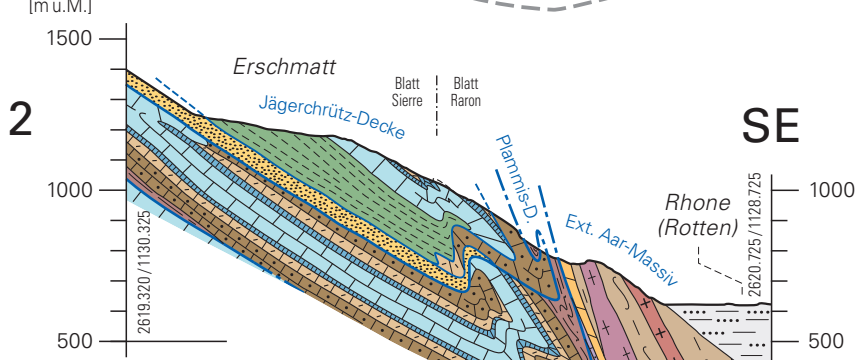
Masstab 1:25000



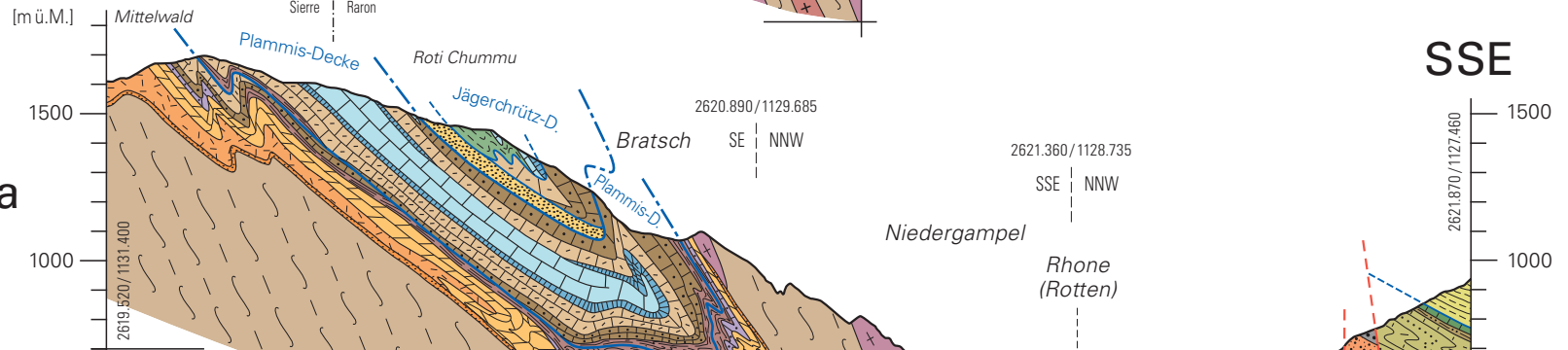
NW SE



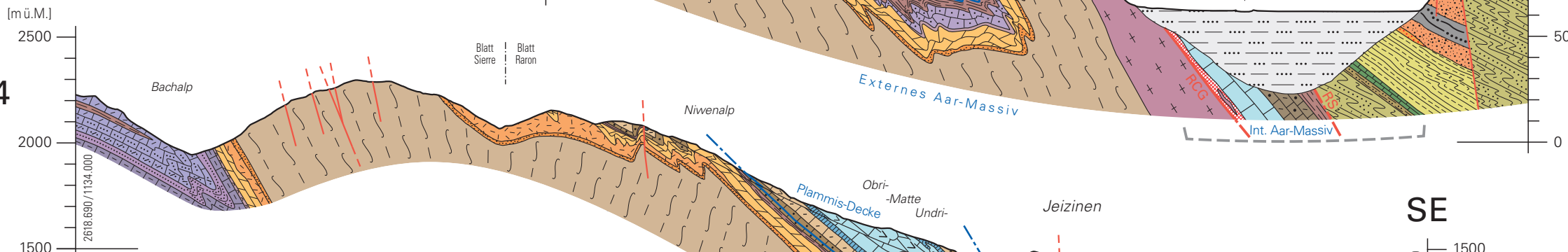
NW SE



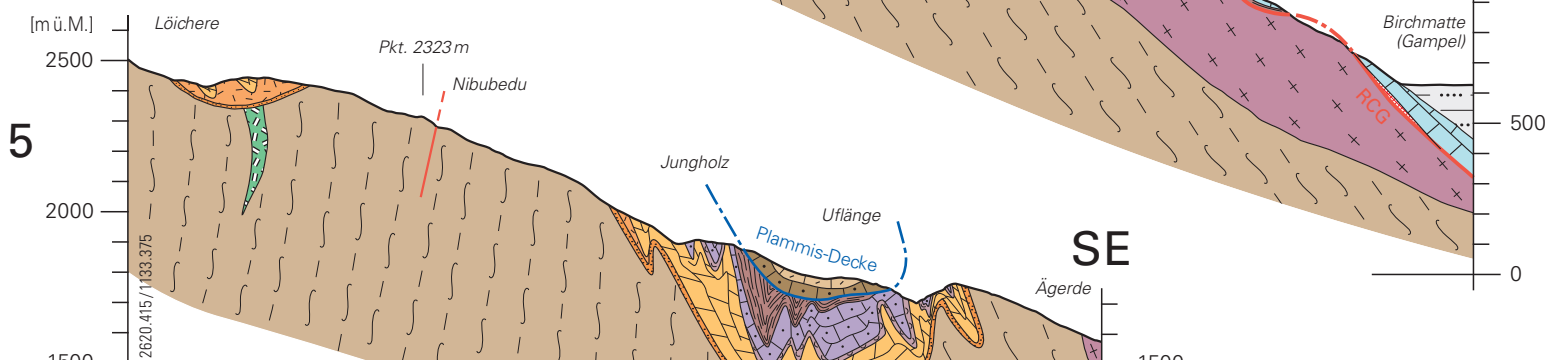
NW SSE



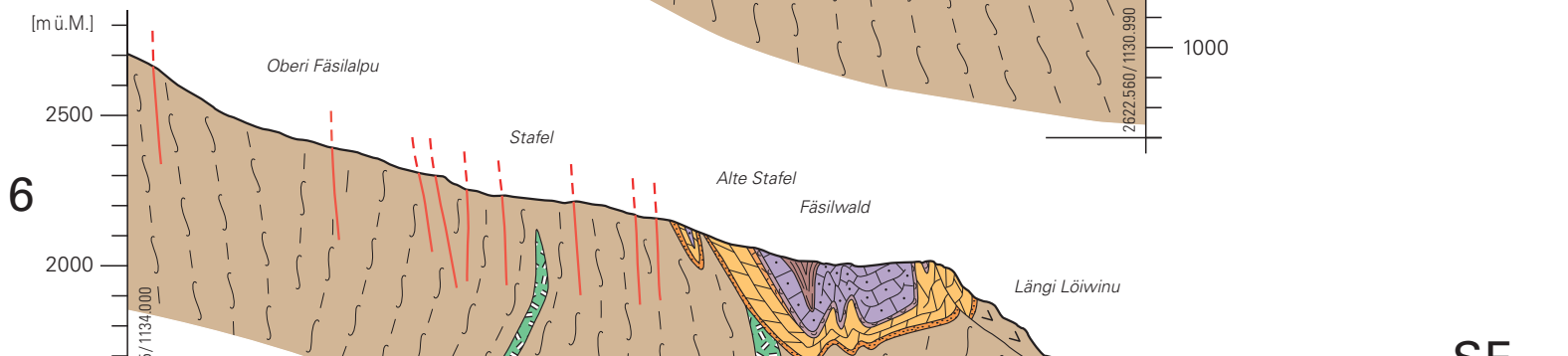
NW



NW



NW



Quartär

- Lockergesteinsfüllung des Rhonetals
- Sackungsmasse

Helvetikum

Jägerchrüz-, Plammis- und Doldenhorn-Decke, externes und internes Aar-Massiv

Sedimentbedeckung

- Undifferenzierte tectonisierte Gesteine entlang der Roti-Chüe-Gampel-Scherzone
- Tsanfleuron-Member } Sanetsch-Formation
- Palfris-Formation
- Quinten-Formation
- Schiit-Formation
- Spat- und Kieselkalk, Mergel } Hochstollen-Formation
- Schwarzhorn-Member
- Dugny-Formation
- Spätiger Sandkalk, Kieselkalk, Konglomerat } Torrenthorn-Formation
- Gebankter Quarzit
- Bachalp-Formation
- Besoëns-Formation
- Dolomit } Arandellys-Formation
- Gips, Rauwacke
- Vieux-Emosson-Formation

Kristallines Grundgebirge

- Porphyrischer Mikrogranit
- Baltschieder-Granodiorit
- Biotit-Plagioklasgneis, Chloritgneis, Serizitgneis } Ferden-Guttannen- und Sustenhorn-Zone
- Amphibolit

- Tektonische Hauptlinie (gesichert / vermutet): Rhone-Simplon-Linie (RS), Roti-Chüe-Gampel-Scherzone (RCG)
- Bruch, Verwerfung (gesichert / vermutet)
- Scherzone, nach Deckentransport entstanden (gesichert / vermutet)
- Deckengrenze (gesichert / vermutet)
- Überschiebung (gesichert / vermutet)
- Interpretation unter dem Rhonetal mit grosser Unsicherheit

Mittelpenninikum

Siviez-Mischabel-Decke

- Perm: Col-de-Chassoure-Formation
- Kambrium: Lirec-Formation
- Kambrium: Adlerflüe-Formation

Zone Houillère

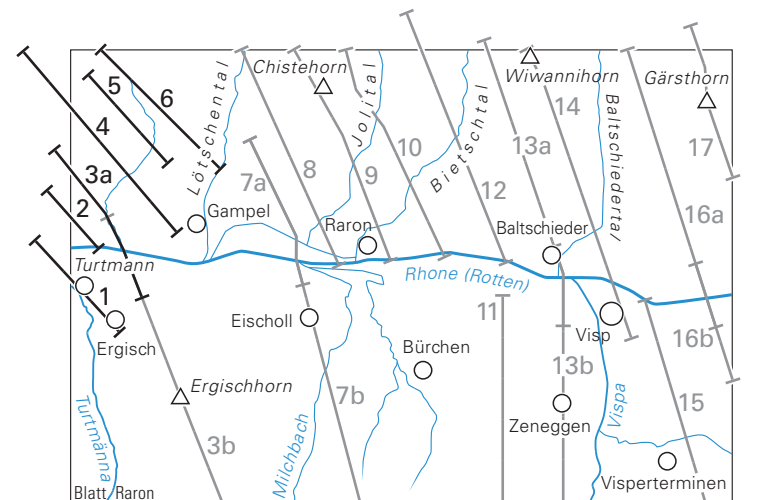
- Trias: Gips, Rauwacke
- Perm: Schwarzer Schiefer, dunkelgrauer Metasandstein, Metakonglomerat

Unterpenninikum

Sion-Courmayeur-Zone

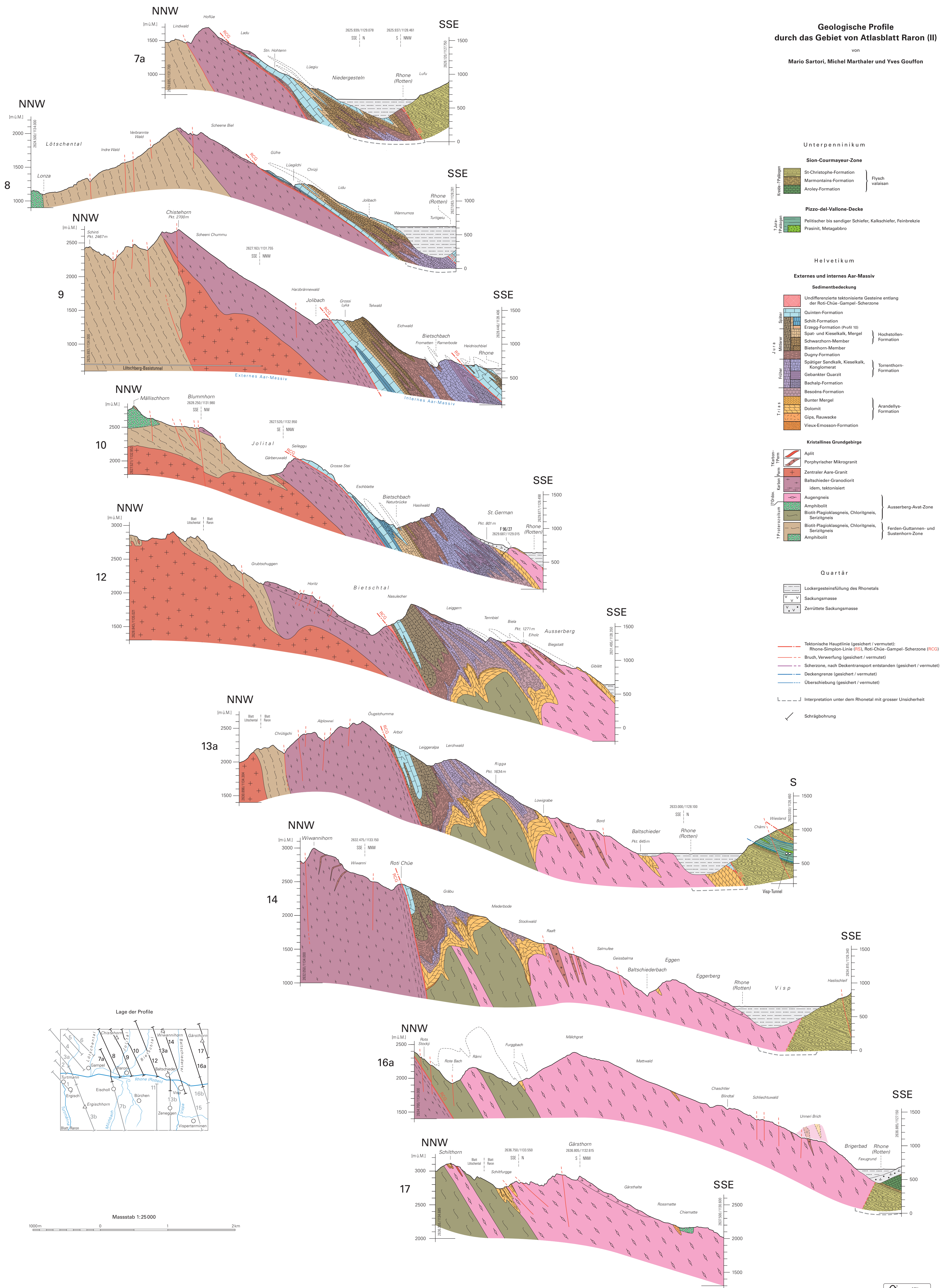
- Pierre-Avoi-Melange: Schiefer, Kalkschiefer, Konglomerat, Feinbrekzie; mit folgenden Blöcken und Megablöcken: Polymikte Brekzie («Pierre-Avoi-Brekzie», ? Jura), Kieseliger Marmor (? Früher Jura), Gips, Rauwacke (Mittlere-Späte Trias), Marmor und Dolomit (Mittlere-Späte Trias), Quarzit (Frühe Trias), Graphitischer Schiefer, Metasandstein (Karbon-Perm) } Pierre-Avoi-Einheit
- Paläogen: St-Christophe-Formation, Marmontains-Formation, Aroley-Formation } Flysch valaisan

Lage der Profile

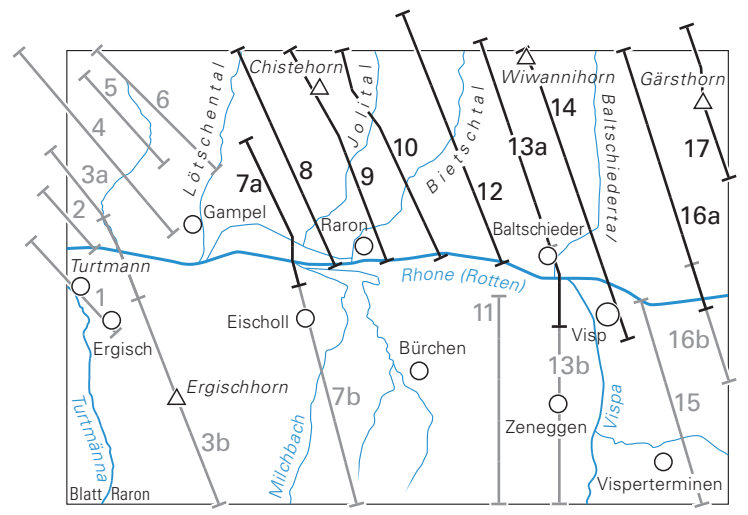


Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (II)

von **Mario Sartori, Michel Marthaler und Yves Gouffon**



Lage der Profile

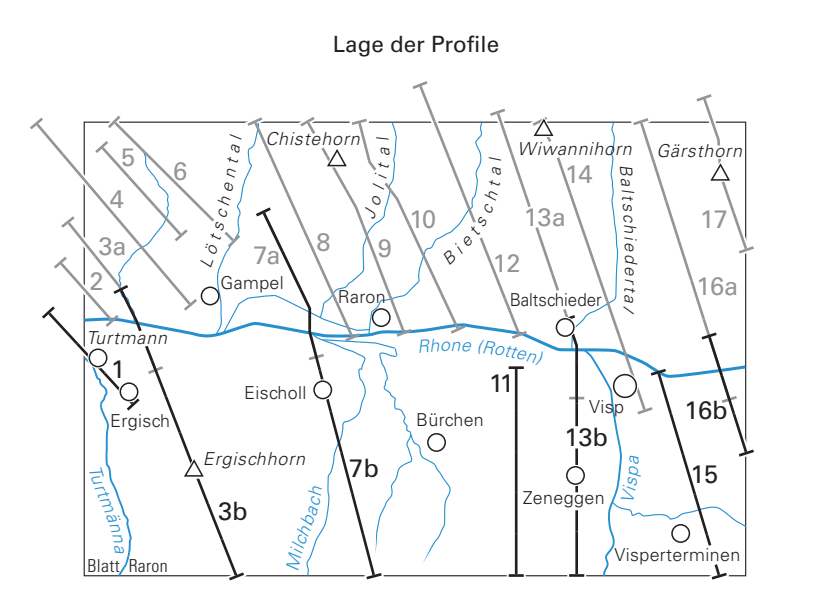
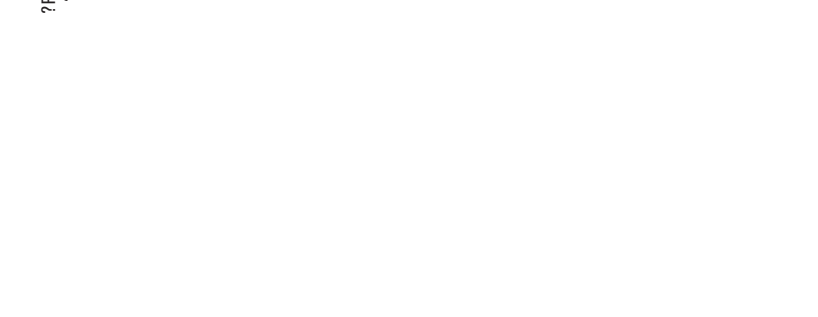
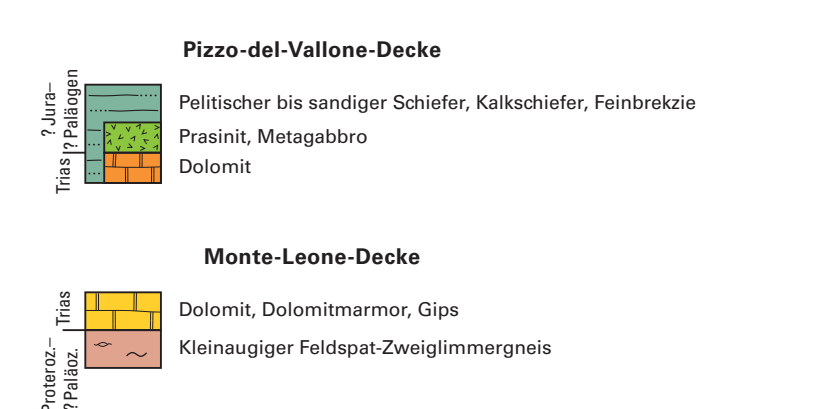
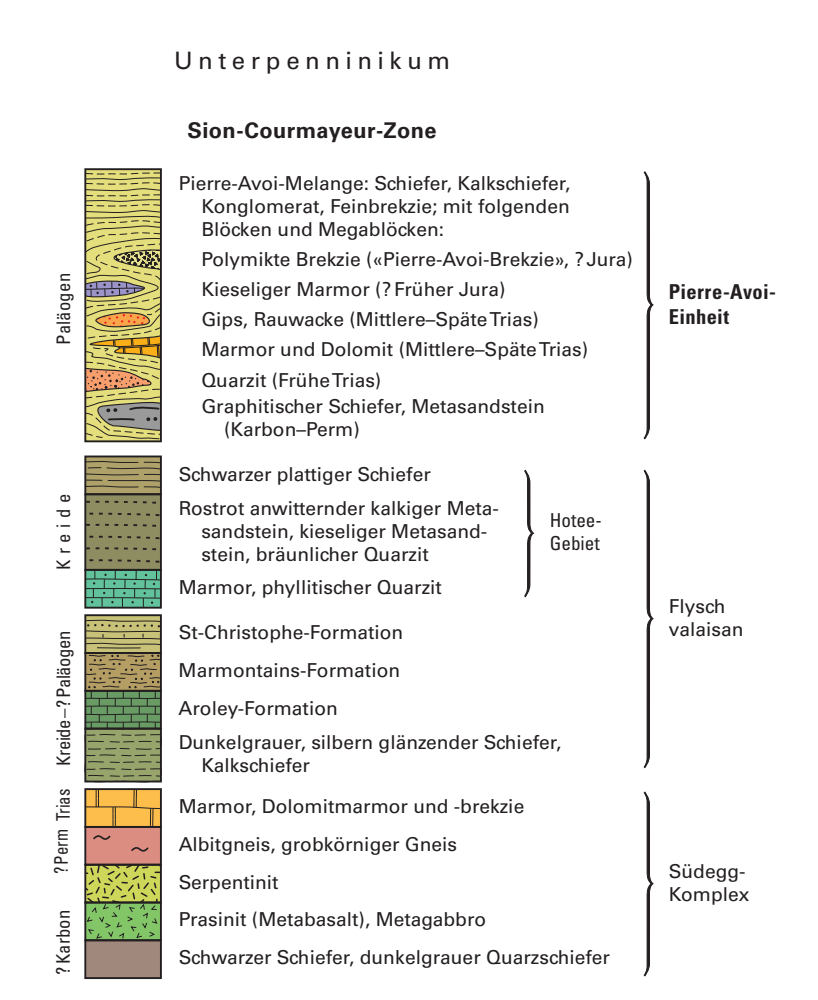
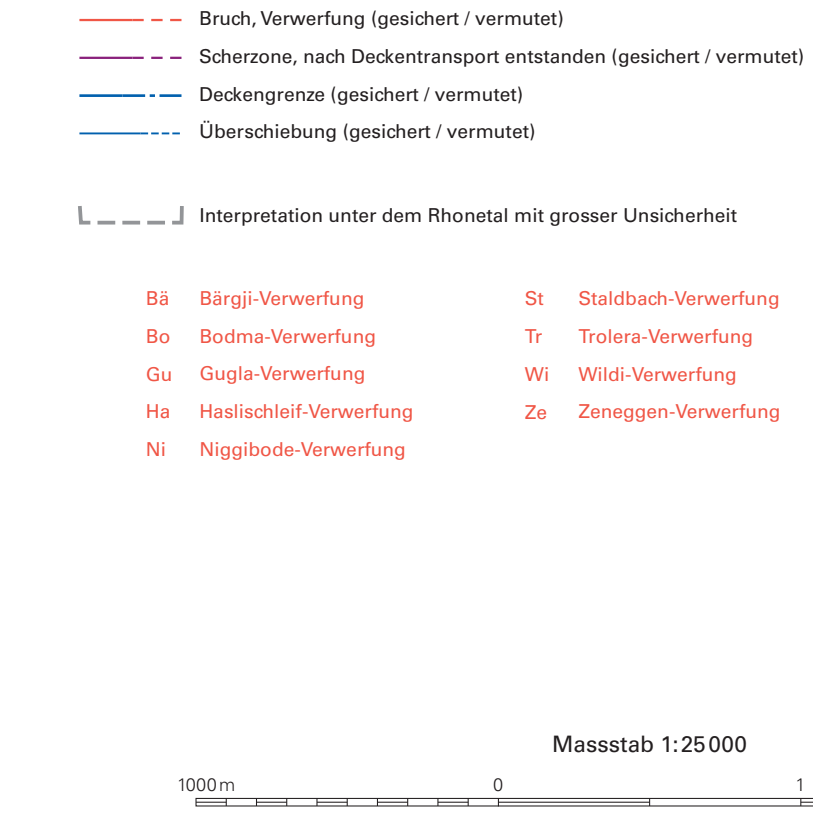
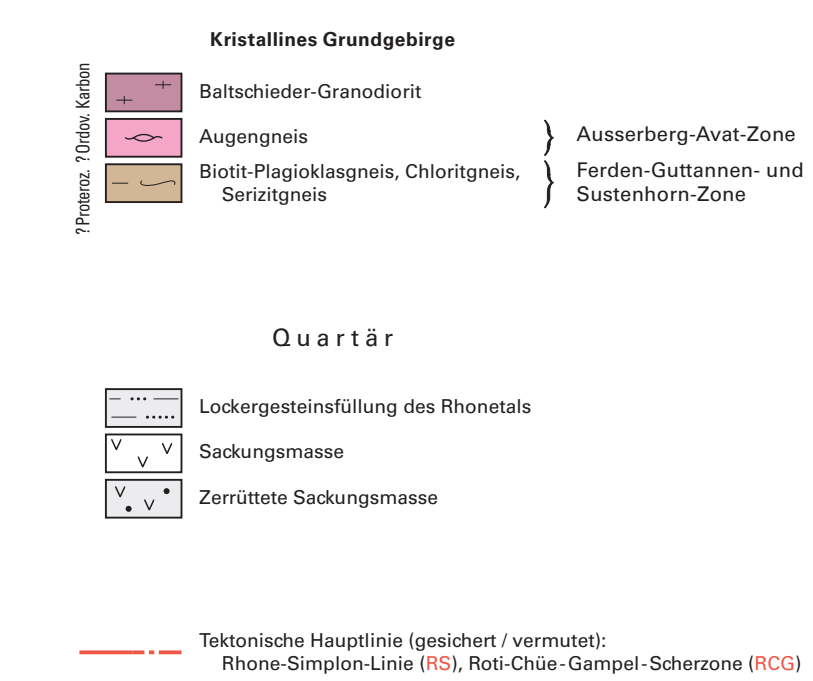
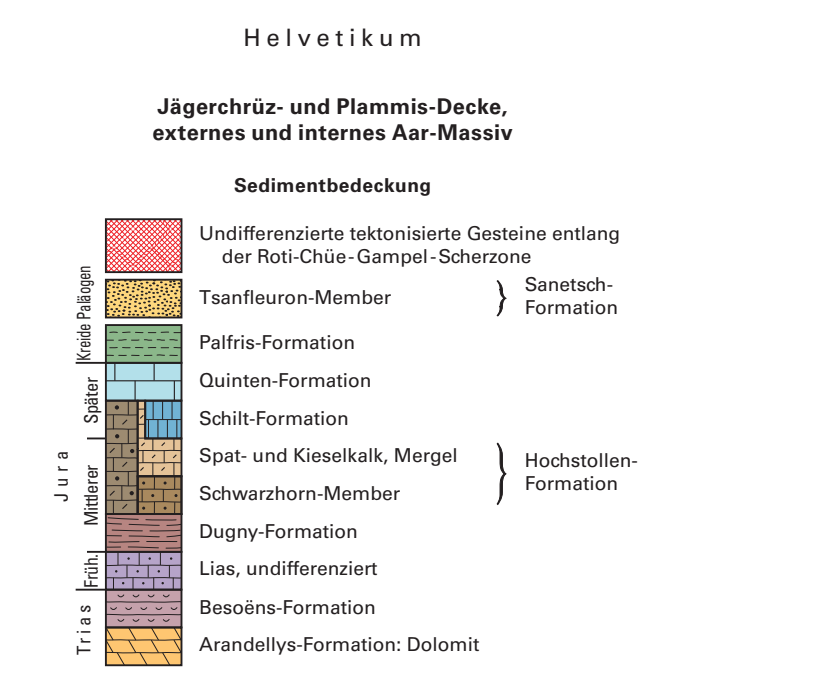
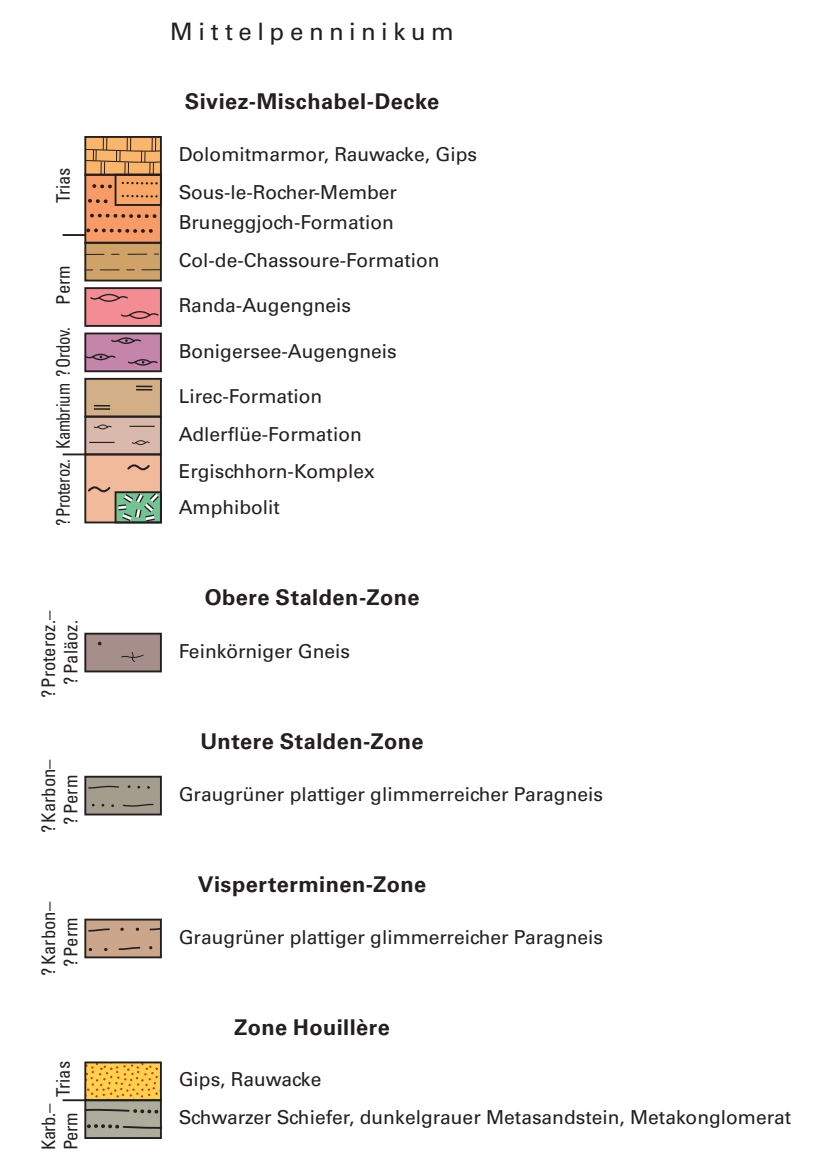
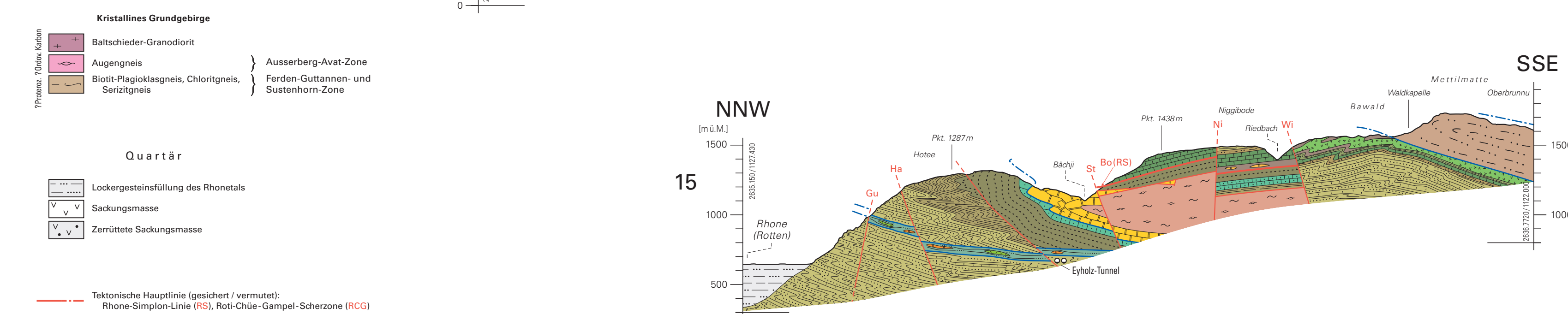
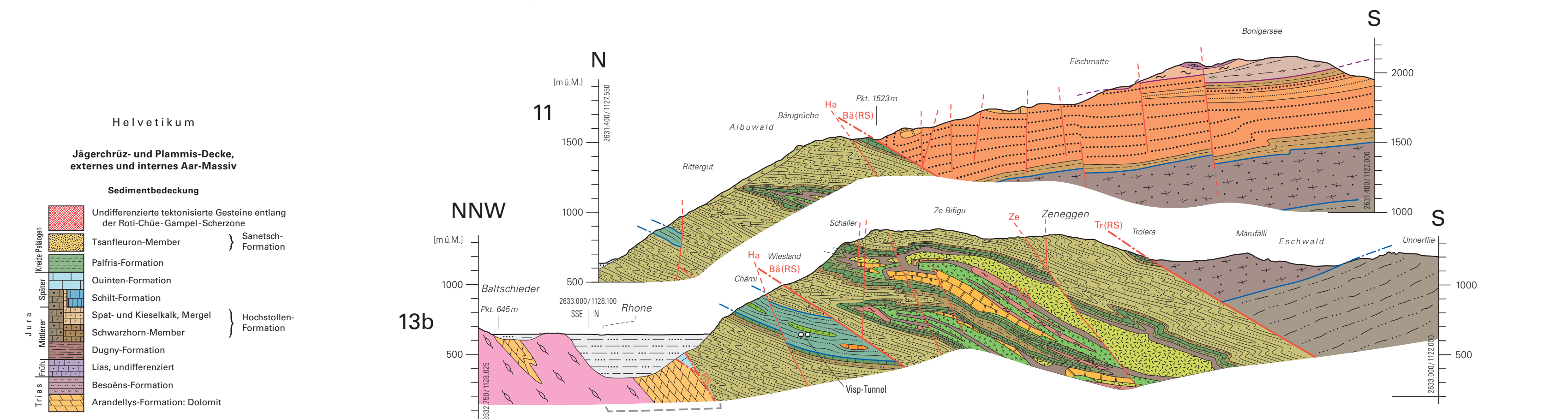
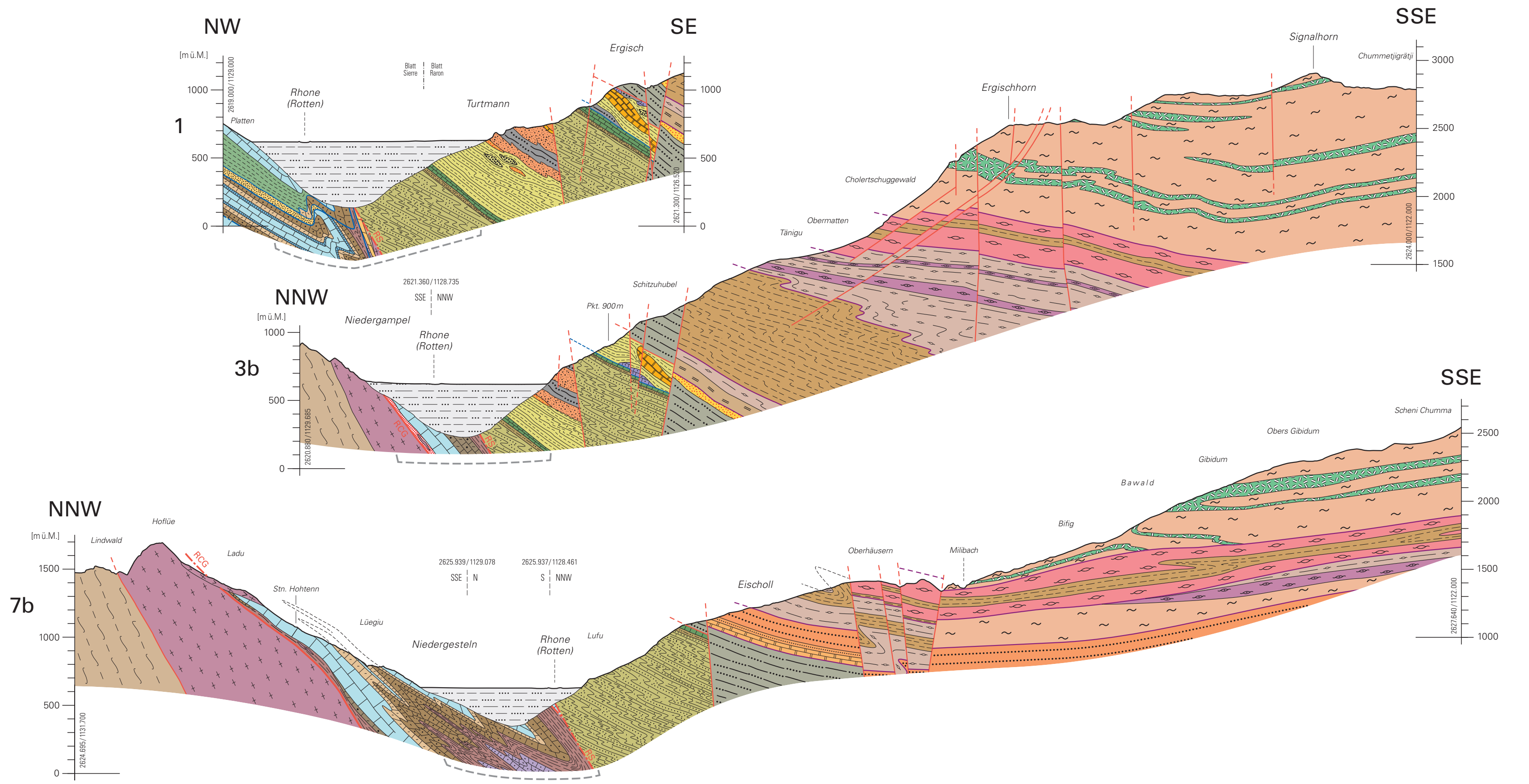


Massstab 1:25000



Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Raron (III)

von Michel Marthaler, Mario Sartori und Yves Gouffon



Tektonische Karte des Gebiets von Atlasblatt Raron und Umgebung

von

Mario Sartori, Michel Marthaler und Yves Gouffon

- Bruch, Verwerfung (gesichert / vermutet)
- - - Tektonische Hauptlinie (gesichert / vermutet): Rhone-Simplon-Linie (RS), Roti-Chüe-Gampel-Scherzone (RCG)
- Scherzone, nach Deckentransport entstanden
- Deckengrenze
- - - Überschiebung (gesichert / vermutet)

Quartär

- Lockergesteinsfüllung des Rhonetals

Mittelpenninikum

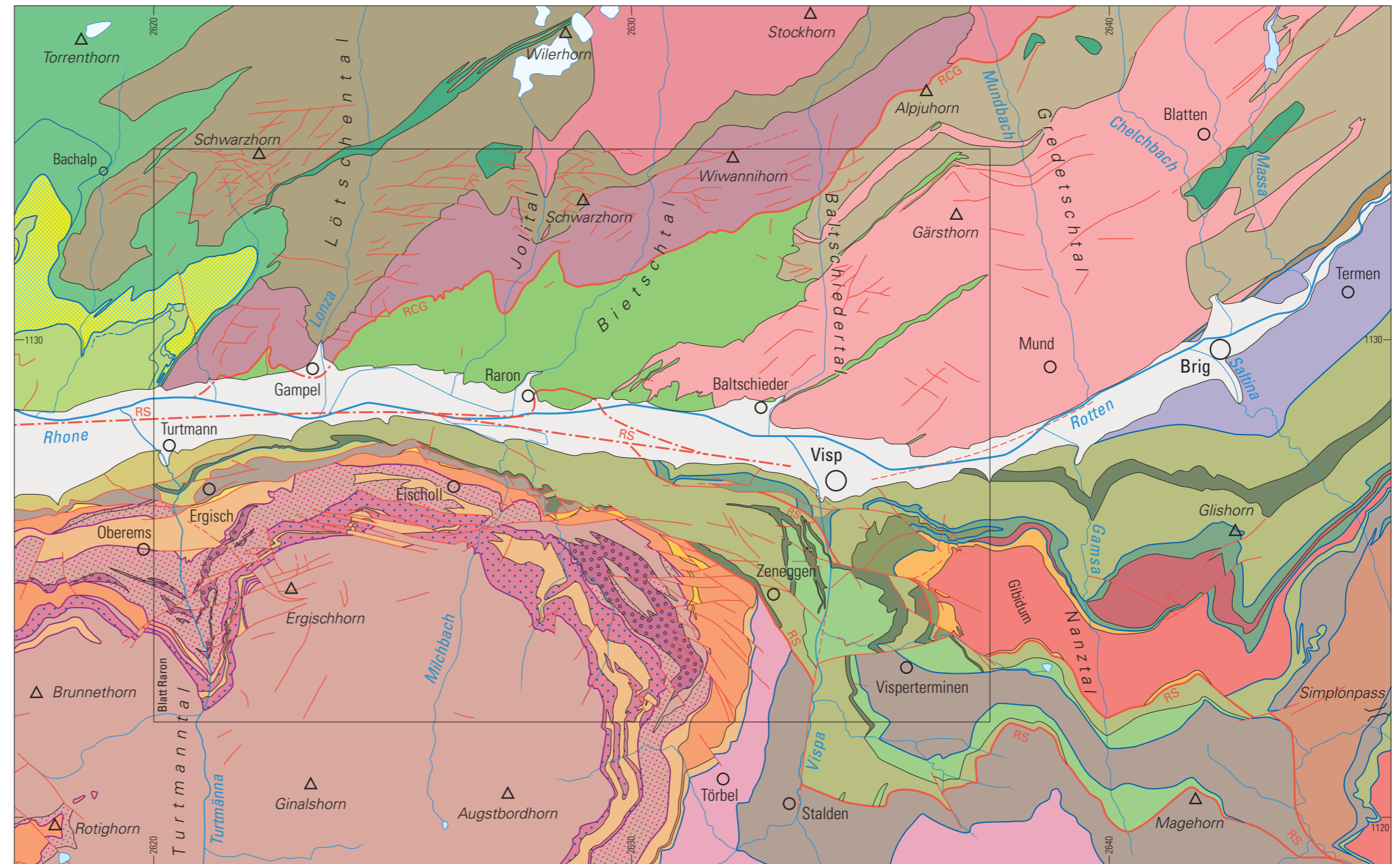
- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> St-Triphon- und Champcella-Formation Bruneggjoch-Formation Col-de-Chassoure-Formation Randa-Augengneis Bonigersee-Augengneis Lirec-Formation Adlerflüe-Formation Ergischhorn-Komplex Feinkörniger Gneis Paragneis, Augengneis, Amphibolit Gips, Rauwacke Schwarzer Schiefer, Metasandstein | <ul style="list-style-type: none"> } Sivioz-Mischabel-Decke } Obere Stalden-Zone } Berisal-Zone } Zone Houillère, Untere Stalden-Zone, Visperterminen-Zone |
|---|--|

Unterpenninikum

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Pierre-Avoi-Einheit Flysch valaisan undifferenziert bzw. St-Christophe-Formation Dunkelgrauer Schiefer, Aroley- und Marmontains-Formation Flysch valaisan des Hotee-Gebiets Südegg-Komplex Sedimentbedeckung Kristallines Grundgebirge Sedimentbedeckung Kristallines Grundgebirge | <ul style="list-style-type: none"> } Sion-Courmayeur-Zone } Pizzo-del-Vallone-Decke } Monte-Leone-Decke |
|--|--|

Helvetikum

- | | | | |
|---|---|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Termen-Nufenen-Zone Urseren-Garvera-Zone Jägerchrüz-Decke Plammis-Decke Autochthone mesozoische Sedimentbedeckung Augengneis Biotit-Plagioklasgneis, Chloritgneis, Serizitgneis, Amphibolit | <ul style="list-style-type: none"> } Sedimentbedeckung der Gotthard-Decke } Ausserberg-Avat-Zone } Internes Aar-Massiv | <ul style="list-style-type: none"> Autochthone mesozoische Sedimentbedeckung und Doldenhorn-Decke Zentraler Aare-Granit Baltschieder-Granodiorit Biotit-Plagioklasgneis, Chloritgneis, Serizitgneis, Amphibolit | <ul style="list-style-type: none"> } Externes Aar-Massiv } Ferden-Guttannen- und Sustenhorn-Zone |
|---|---|---|--|



Masstab 1:100 000

