

# 1215 Thusis

## Erläuterungen

ROLAND WYSS und MICHAEL WIEDERKEHR

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

2017

154

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

1: 25 000

# 1215 Thisis

Erläuterungen

19 Textfiguren, 4 Tabellen und 1 Tafelbeilagen

verfasst von

ROLAND WYSS und MICHAEL WIEDERKEHR

2017



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

### **Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis**

#### *Karte*

WYSS, R., JÄCKLI, H., BURLA, S. & STREIFF, V.(2017): Blatt 1215 Thusis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 154.

#### *Erläuterungen*

WYSS, R. & WIEDERKEHR, M.(2017): Blatt 1215 Thusis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 154.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag*

Verfaltete sandige Lage des Basiskonglomerats (Stätzerhorn-Gruppe) der Tomül-Decke, bei Pleuna südwestlich von Muldain (Koord.2758.910/1172.950). Foto R. Wyss, 2008.

#### *Karte*

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI<sup>3D</sup> mit der vereinfachten tektonischen Nebenkarte des Atlasblattes Thusis.

#### *Erläuterungen*

Basiskonglomerat (Stätzerhorn-Gruppe) der Tomül-Decke mit Komponenten aus Kalk, (Quarz-) Sandstein und vereinzelt Dolomit in einer sandig-kalkigen Matrix, bei Pala Beala/Urmeras westlich des Fulenbergs. Foto R. Wyss, 2014.

### **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 1420-2905

ISBN 978-3-302-40094-5



## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort.....	4
Zusammenfassung.....	5
Resumaziun.....	6
Riassunto.....	7
Résumé.....	8
Summary.....	9
Einführung.....	10
Stratigraphie.....	14
Unterpenninikum.....	14
Grava-Decke.....	14
Tomül-Decke.....	17
Mittelpenninikum.....	30
Schams-Deckenkomplex.....	30
Quartär.....	38
Spätes Pleistozän.....	38
Holozän.....	44
Tektonik.....	60
Tektonische Einheiten.....	60
Strukturen und Deformationsabfolge.....	64
Metamorphose.....	68
Blauschieferfazielle Metamorphose (43–40 Ma).....	68
Grünschieferfazielle Metamorphose (32–29 Ma).....	71
Tektonometamorphe Entwicklung.....	72
Extensionstektonik.....	72
Kompressionstektonik.....	75
Hydrogeologie.....	79
Mineralische Rohstoffe und Kohlenwasserstoffe.....	82
Technische Geologie.....	85
Prähistorische und historische Objekte.....	90
Literaturverzeichnis.....	95
Publizierte geologische Karten.....	103

## VORWORT

Das Atlasblatt Nr. 154 Thusis des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 und die dazugehörenden Erläuterungen stellen eine aktuelle und detaillierte Bestandaufnahme der geologischen Verhältnisse am Übergangsbereich zwischen den unterpenninischen (Grava- und Tomül-Decke) und den mittelpenninischen (Schams-Deckenkomplex) Sedimentdecken entlang der inneralpinen Nord-Süd-Verbindung des Hinterrheins dar.

Im Auftrag der Landesgeologie erfolgte 2004–2011 die geologische Aufnahme durch Dr. R. Wyss unter der Verwendung der Kartierungen von Dr. H. Jäckli † (1942–1943) und Dr. S. Burla (1998). Das Gebiet südlich von Obermatten wurde von Dr. V. Streiff † 1935–1967 bereits für das Atlasblatt Nr. 56 Andeer des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 kartiert. Die vorliegenden Erläuterungen wurden von Dr. Roland Wyss (Einführung, Stratigraphie, Hydrogeologie, Mineralische Rohstoffe und Kohlenwasserstoffe) und von Dr. M. Wiederkehr (Tektonik, Metamorphose, Tektonometamorphose Entwicklung, Technische Geologie, Prähistorische und historische Objekte) verfasst.

Die Karte und die Erläuterungen wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission in verdankenswerter Weise von Prof. Dr. A. Pfiffner, Prof. Dr. W. Winkler, Prof. Dr. M. Maisch und PD Dr. G. Schreurs wissenschaftlich begutachtet. Bohrprofile und hydrogeologische Daten wurden von dipl. Geol. C. Nänni (Tiefbauamt Graubünden) und dipl. Geol. F. Parolini Glutz (Amt für Natur und Umwelt Graubünden) zur Verfügung gestellt. Hinweise zu den archäologischen Fundstellen und das Foto zu den Felszeichnungen von Carschenna stammen vom Archäologischen Dienst Graubünden. Ein vorredaktioneller Abgleich der Karte mit dem digitalen Geländemodell swissALTI<sup>3D</sup>, dem Orthophoto und der topographischen Kartengrundlage wurde von Dr. R. Caduff vorgenommen.

Die Redaktion der Erläuterungen erfolgte durch Dr. M. Wiederkehr, das Lektorat durch Dr. R. Burkhalter. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische erfolgte durch Dr. A. Morard und Dr. Y. Gouffon (beide swisstopo), diejenige ins Italienische durch MSc A. Vandelli (geosfera sagl). Dr. L. Reynolds (swisstopo) überarbeitete die englische Übersetzung der Zusammenfassung. Das Resumaziun wurde von Prof. Dr. A. Pfiffner übersetzt. Die kartografischen Arbeiten führten M. Etter-Seitz (Orell-Füssli Kartographie AG, Zürich) sowie R. Trüssel und B. Reber (beide swisstopo) aus. Die Textfiguren und die Tafel mit den geologischen Profilen wurden von R. Casty und Dr. M. Wiederkehr grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete R. Howald (alle swisstopo).

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen Beteiligten für ihre wertvolle Arbeit und für die gute Zusammenarbeit während der redaktionellen Phase.

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Thusis besteht zur Hauptsache aus kilometermächtigen unterpenninischen Sedimentdecken der Grava- und der Tomül-Decke. Die stratigraphische Abfolge der Grava- und der Tomül-Decke umfasst hauptsächlich kretazische kalkig-tonige Metasedimente («Bündnerschiefer»), der oberste Teil der Tomül-Decke ist – beginnend mit dem Basiskonglomerat – durch eine spätkretazische bis möglicherweise eozäne terrigen-klastische Fazies (Stätzerhorn-Gruppe) charakterisiert. Diese Metasedimente werden als turbiditische Schüttungen gedeutet und repräsentieren die Sedimentfüllung des Wallis-Trogs, der als Folge der spätjurassischen bis frühkretazischen Extension und Mantelexhumierung angelegt wurde. Dabei kam es, begleitet von effusivem Vulkanismus, zur Bildung von kleineren ozeanischen Teilbecken (Pull-apart-Becken). Relikte dieser ozeanischen Teilbecken finden sich heute beispielsweise im Tomül-Grüngesteinszug, der als das Substrat der Tomül-Decke interpretiert wird. Der in der Südostecke des Kartengebiets auftretende, nördliche Teil des mittelpenninischen Schams-Deckenkomplexes umfasst die Gelbhorn-Decke, deren triassische bis eozäne Sedimentabfolge den hemipelagischen distalen Ablagerungsraum am Nordrand der Briançonnais-Schwelle repräsentiert, und das Areua-Bruschghorn-Melange. Das Areua-Bruschghorn-Melange wird als geringmächtiges tektonisches Melange interpretiert und bildet Grenze zur darunterliegenden unterpenninischen Tomül-Decke.

Im Zuge der im Paläogen einsetzenden Kompressionstektonik und der damit einhergehenden Subduktion des Piemont-Liguria-Ozeans wurden die Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke vor 43–40 Ma von einer druckbetonten blauschieferfazialen Metamorphose überprägt (1,2–1,4 GPa, 350–400 °C). Mehrere, nach der Deckenstapelung angelegte Grossfalten prägen den tektonischen Bau des Kartengebiets. Dies sind die nach Norden schliessende Grossfalte am Stätzer Horn (nördliche Fortsetzung der Niemet-Beverin-Falte) und die Valzeina-Synform und die Lunschania-Antiform im nordwestlichen Kartengebiet.

Erwähnenswert sind die zahlreichen auf den nach Osten exponierten Hängen vorkommenden Sackungsmassen, wobei diejenige des Heinzenbergs zu den grössten im schweizerischen Alpenraum zählt, und die durch den Flimser Bergsturz mobilisierten und hinterrheinaufwärts transportierten Kiesmassen (Bonaduz-Formation) und die Bergsturstrümmer der Tumas von Pardisla und Rodels.

Die Korrektur des Hinterrheins (1832–1892), die Verbauung des Nolla (1870–1910) und die Entleerung des Lüschersees (1910) sind eindruckliche Massnahmen des Menschen zum Schutz vor Naturgefahren.

## RESUMAZIUN

Il fegl da l'atlas geologic Tusaun è dominà da las stresas da sediment penninic inferior - Grava e Tomül. La sequenza stratigrafica da questas stresas consista principalmain da metasediments, numnadamain schists chaltschinus ed arschiglius («Bündnerschiefer») dal temp da crida. La part sura cuntegna in conglomerat suandà da craps da sablun e d'arschiglia («Stätzerhorn-Gruppe») dal temp da crida tardiv ed eventualmain da l'eocen. Ils metasediments èn vegnids deponids en il batschigl da la mar dal Vallais tras lavinas sutmarinas da glitta e sablun. Il batschigl da la mar è sa furmà il temp dal giura tardiv ed il temp da crida tempriv en consequenza da l'extensiun da l'ur da la platta europeica. Questa extensiun ha era chachunà ch'il mantè da la terra è vegnì exhumà al fund da questa mar. Tras quest process è vegnì mess en moviment in vulcanissem sutmarin. Perditgas da quest vulcanissem sa chattan en ils basalts dal Tomül che furman la basa da la stresa dal Tomül. La part sidorientala cumpiglia la squama dal Gelbhorn da la stresa da Schons («Schams-Deckenkomplex») ed il melange d'Areua-Bruschghorn. La squama dal Gelbhorn è fatga da sediments dal temp dal mesozoicum e cainozoicum tempriv. Quests sediments èn marins e derivan da l'ur settentriunal dal dies sutmarin da Briançon. Il melange Areua-Bruschghorn è ina squama satiglia fatga d'ina mixtura da crappa fitg differenta (basalts, radiolarits, gnaiss, chaltschina, arschiglia, etc.). Ella furma il contact tectonic impurtant tranter las stresas dal Tomül e da Schons.

En il decurs da la tectonica en cumpressiun accumpagnada da la subducziun da l'ocean Piemont-Liguria furmavan ils sediments da las stresas dal Tomül e da Grava durant il paleogen in complex d'accreziun. Sias parts situadas a bass han subì ina metamorfosa dal tip «blueschist» cun autas pressions da 1,2-1,4 GPa e temperaturas da 350-400 °C avant 43-40 Ma. La structura tectonica da la regiun è dominada da bieras grondas faudas. Quellas cumpiglian la fauda dal Stätzerhorn che sa serra vers nord (sco cuntinuaziun da la fauda Niemet-Beverin) e la sinclinala da Valzeina e l'anticlinala da Lunschania.

Degnas da vegnir menziunadas èn las spundas da bovas vers ost (Lumnezia, Stussavgia e Mantogna). Il sbuvaditsch da la Mantogna è in dals pli gronds en las Alps. Interessants èn er ils sediments da glera (glera da Panaduz) che la bova da Flem ha stuschà vers Tusaun per lung dal Rain Posterior, e las tumas da Pardisla e Rodels/Roten.

La correctura dal Rain Posterior (1832-1892), ils rempars da l'Anugl (1870-1910) e la svidada dal Lai da Lüschen valan sco mesiras impressiunantas cunter il privel da la natira.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Thusis è dominato dalle falde della Grava e del Tomül, appartenenti al Pennidico inferiore. Esse sono costituite essenzialmente di metasedimenti, di spessore chilometrico, la cui successione stratigrafica principalmente calcarea e argillosa è di età cretacea («Bündnerschiefer»). La parte sommitale della Falda del Tomül, che inizia con un conglomerato di base, è caratterizzata da una facies terrigena clastica (Gruppo del Stätzerhorn) di età tardo cretacea a eocenica. Questi metasedimenti sono interpretati come spargimenti turbiditici e rappresentano il riempimento sedimentario del bacino Vallesano, risultanti da una fase di estensione e di esumazione del mantello tra il Tardo Giurassico e il Primo Cretacico. Si è così formata una serie di piccoli bacini oceanici in pull-apart, accompagnata da vulcanismo effusivo. Attualmente reliquie di tali bacini oceanici si trovano ad esempio nelle rocce verdi del «Tomül-Grüngesteinszug», interpretate come il basamento della Falda del Tomül. Nell'angolo sud-est del territorio della carta, la parte settentrionale del complesso delle Falde di Schams appartenente al Pennidico medio comprende la Falda del Gelbhorn, i cui sedimenti triassici a eocenici rappresentano i depositi emipelagici distali del margine nord della soglia Brianzonese, et il Melange di Areua-Bruschghorn. Quest'ultimo è interpretato come un mélange tettonico di spessore ridotto che separa il complesso delle Falde di Schams dalla Falda del Tomül sottostante.

Nel corso del Paleogene si è instaurata una tettonica compressiva che ha condotto alla subduzione dell'oceano ligure-piemontese. I metasedimenti delle falde della Grava e del Tomül si sono allora ritrovati nel prisma di accrezione, le cui parti più profonde hanno subito un metamorfismo di alta pressione nella facies a scisti blu (1,2–1,4 GPa, 350–400 °C) circa 43–40 milioni di anni fa. La struttura tettonica della regione cartografata è marcata da diverse grandi pieghe che si sono sviluppate dopo l'impilamento delle falde. Si tratta della grande piega che si chiude verso nord al Stätzer Horn (prolungamento settentrionale della piega del Niemet-Beverin), della sinforme di Valzeina e dell'antiforme di Lunschania.

Tra i depositi gravitativi recenti, vanno menzionate le numerose masse scosse dei pendii esposti a est – in particolare quella dell'Heinzenberg che fa parte delle più importanti delle Alpi svizzere – e le masse mobilitate dalla frana di Flims e trasportate verso monte nella valle del Reno posteriore (Formazione di Bonaduz, colline – «Tuma» – di Pardisla e di Rodels).

I lavori di correzione del Reno posteriore (1832–1892), le opere di regolazione della Nolla (1870–1910) e il prosciugamento del Lüschersee (1910) sono interventi umani di grande portata volti alla protezione contro i pericoli naturali.

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Thusis est dominé par les nappes de la Grava et du Tomül, du Pennique inférieur. Celles-ci sont essentiellement constituées de méta-sédiments, d'épaisseur kilométrique, dont la succession stratigraphique principalement calcaire et argileuse est d'âge Crétacé («Bündnerschiefer»). La partie sommitale de la nappe du Tomül, débutant par un conglomérat basal, est caractérisée par un faciès terrigène clastique (Groupe du Stätzerhorn) dont l'âge va du Crétacé tardif probablement jusqu'à l'Eocène. Ces métasédiments sont interprétés comme des épandages turbiditiques et représentent le remplissage sédimentaire du bassin Valaisan, résultant d'une phase d'extension et d'exhumation mantellique entre le Jurassique tardif et le Crétacé précoce. Une série de petits bassins océaniques en pull-apart s'est ainsi formée, accompagnée par un volcanisme effusif. Des reliques de ces bassins océaniques se retrouvent aujourd'hui par exemple dans les roches vertes du «Tomül-Grüngesteinszug», interprétées comme socle de la nappe du Tomül. Dans le coin sud-est du territoire de la carte, la partie septentrionale du complexe de nappes de Schams du Pennique moyen comprend la nappe du Gelbhorn, dont les sédiments triassiques à éocènes représentent les dépôts hémipélagiques distaux de la bordure nord du seuil Briançonnais, et le Mélange d'Areua-Bruschhorn. Ce dernier est interprété comme un mélange tectonique peu épais séparant le complexe des nappes de Schams de la nappe du Tomül sous-jacente.

Une tectonique compressive s'est mise en place au cours du Paléogène et a conduit à la subduction de l'océan liguro-piémontais. Les métasédiments des nappes de la Grava et du Tomül se sont alors retrouvés dans le prisme d'accrétion, dont les parties les plus profondes ont subi un métamorphisme de haute pression en faciès schiste bleu (1,2–1,4 GPa, 350–400 °C) il y a 43–40 Ma. La structuration tectonique de la région cartographiée est marquée par plusieurs grands plis qui se sont développés après l'empilement des nappes. Il s'agit du grand pli se fermant vers le nord au Stätzer Horn (prolongement septentrional du pli de Niemet-Beverin), ainsi que de la synforme de Valzeina et de l'antiforme de Lunschania dans la partie nord-ouest du territoire de la carte.

Parmi les dépôts gravitaires récents, il faut mentionner les nombreuses masses tassées des pentes exposées à l'est – notamment celle du Heinzenberg qui compte parmi les plus grandes des Alpes suisses – et les masses mobilisées par l'écroulement de Flims et transportées vers l'amont dans la vallée du Rhin postérieur (Formation de Bonaduz, collines – «Tuma» – de Pardisla et de Rodels).

Les travaux de correction du Rhin postérieur (1832–1892), les ouvrages de régulation de la Nolla (1870–1910) et l'assèchement du Lüschersee (1910) sont des interventions humaines de grande ampleur pour se protéger contre les dangers naturels.

## SUMMARY

The area covered by the Thusis Atlas sheet is dominated by kilometre-thick lower Penninic sedimentary cover nappes, i.e. the Grava and Tomül Nappes. The stratigraphic sequence of these nappes consists mainly of Cretaceous calcareous-shaly metasedimentary rocks («Bündnerschiefer»); the uppermost part of the Tomül Nappe is characterised by – starting with the basal conglomerate – a Late Cretaceous to Eocene terrigenous-clastic facies (Stätzerhorn Group). These metasedimentary rocks are interpreted as turbiditic deposits and represent the sedimentary fill of the Valais Trough, opened as a result of Late Jurassic to Early Cretaceous extension and mantle exhumation. At the same time, the formation of small-scale oceanic pull-apart basins took place, accompanied by effusive volcanism. Relics of such oceanic domains are found today for example as metabasaltic layers at the base of the Tomül Nappe and are interpreted as its substratum. The northern part of the middle Penninic Schams Nappe Complex, which occurs in the southeastern corner of the map area, comprises the Gelbhorn Nappe and the Areua-Bruschghorn Mélange. The former's Triassic to Eocene sedimentary sequence represents the hemipelagic distal part of the basin at the northern border of the Briançonnais rise, while the latter is interpreted as a thin tectonic mélange and forms the boundary to the underlying lower Penninic Tomül Nappe.

In the course of the onset of the Palaeogene compressional tectonics and accompanying subduction of the Piemont-Liguria Ocean, the metasedimentary rocks of the Grava and Tomül Nappes were overprinted by a pressure dominated blueschist-facies metamorphism at 43–40 Ma (1,2–1,4 GPa, 350–400 °C). A number of post-nappe-stacking large-scale folds shape the tectonic structure of the map area. These are the northwards closing fold of the Stätzer Horn (the northern continuation of the Niemet-Beverin fold) and the Valzeina Synform as well as the Lunschania Antiform.

Noteworthy are firstly the numerous block-glide masses occurring on the eastward exposed slopes, especially those of the Heinzenberg, which represents one of the largest in the Swiss Alps, and secondly, the debris deposits upstream of the Hinterrhein which were mobilised and transported by the Flims rockslide (Bonaduz Formation and the landslide material of the Tumas at Pardisla and Rodels.)

The taming of the Hinterrhein (1832–1892), the torrent regulation of the Nolla (1870–1910) and the draining of the Lüschersee (1910) are impressive human measures for protection against natural hazards.

## EINFÜHRUNG

### Geographischer Überblick

Das Gebiet von Atlasblatt Thusis wird durch das NNW-SSE verlaufende Tal des Hinterrheins und das NNE-SSW streichende Safiental geprägt. Auf der westlichen Seite des Hinterrheins liegt nordwestlich von Thusis der Heinzenberg, auf der östlichen Seite der Talebene zwischen Rothenbrunnen und Sils i. D. das Domleschg. Das Domleschg befindet sich am Fuss der Kette Stätzer Horn – Piz Scalottas, welche die Wasserscheide zur östlich dazu gelegenen Lenzerheide bildet. Der Heinzenberg ist der Ostabhang der Berggrats vom Glaspass bis zum Crest dil Cut.

Südlich von Thusis verläuft der Hinterrhein vom Schams (Val Schons) herkommend tief eingeschnitten durch die Viamala. Nördlich von Sils i. D. mündet, aus der Schinschlucht fliessend, die Albula in den Hinterrhein. Das Safiental, in das sich die Rabiusa eingetieft hat, wird im Nordwesten durch die markante Erhebung des Schlüechtli, oberhalb von Tenna gelegen, und dem südwestlich im Gebiet von Atlasblatt Ilanz sich fortsetzenden Gebirgszug des Piz Signina, Piz Fess und Piz Riein begrenzt.

Die Nordgrenze des Kartengebiets verläuft nördlich von Rothenbrunnen, die Ostgrenze liegt im östlichen Abhang der Stätzerhorn-Kette oberhalb Churwalden/Lenzerheide. Die Südgrenze verläuft südlich der Muttner Höhe durch die Viamala ins Safiental südwestlich von Safien Platz. Die Westgrenze quert die Abhänge des Piz Signina, Piz Fess und Piz Riein, das Turischtobel und endet auf dem Gemeindegebiet von Brün.

Die höchsten Erhebungen im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind mit jeweils 2575 m ü. M. das Stätzer Horn und der Fulenberg, der tiefste Punkt befindet sich bei Rothenbrunnen auf 613,5 m ü. M., wo der Hinterrhein den nördlichen Kartengebietsrand schneidet.

Im Kartengebiet liegt die Sprachgrenze zwischen dem Rätoromanischen (Sutsilvan und Surmiran) und dem Deutschen mit komplexem Verlauf: Während Sutsilvan in den Berggemeinden des Domleschgs (Tumleasta) und des Heinzenbergs (Mantogna) sowie Surmiran entlang des östlichen Kartengebietsrands (Muldain, Lain) gesprochen wird, gehören die Talebene entlang des Hinterrheins (Rothenbrunnen-Thusis), das südöstliche Kartengebiet (Sils i. D. – Mutten) sowie das Safiental dem deutschsprachigen Raum an. Heute ist das Kartengebiet jedoch beinahe vollständig germanisiert.

## Geologisch-tektonischer Überblick

Tektonisch sind im Kartengebiet und seiner Umgebung vom Liegenden zum Hangenden folgende Einheiten zu unterscheiden (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»):

- Die *Grava-Decke* bildet das tiefste tektonische Element im Kartengebiet. Sie setzt sich, von den südwestlich beziehungsweise westlich angrenzenden Gebieten der Atlasblätter Vals beziehungsweise Ilanz kommend, in nordöstlicher Richtung fort und erstreckt sich vom westlichen Kartengebietsrand über das Safiental bis knapp unterhalb des Grates zwischen dem Safiental und dem Heinzenberg (Glaser Grat – Lüschrat – Tguma – Präzer Höhi). Nördlich der Präzer Höhi zieht die Grava-Decke ins Tal des Hinterrheins und erreicht bei Rothenbrunnen den nördlichen Kartengebietsrand. In nordöstlicher Richtung, im Gebiet von Atlasblatt Reichenau, kann sie über Rhäzüns/Feldis in Richtung Chur weiter verfolgt werden. Die Grava-Decke ist aus einer eher monotonen Abfolge von schiefrigen tonigen und kalkigen Metasedimenten («Bündnerschiefer») aufgebaut. Im Gegensatz zur Tomül-Decke kann die Grava-Decke aufgrund der unscharfen Formationsgrenzen, in Kombination mit den schlechten Aufschlussverhältnissen, nur – wenn überhaupt – sehr lokal stratigraphisch gegliedert werden. Das einzige durchgehende Profil wurde von STEINMANN (1994) im Turischtobel aufgenommen und konnte nur dort analog der Tomül-Decke in vier Formationen gegliedert werden (s. folgender Abschnitt). Die Grava-Decke ist im Kartengebiet von isoklinalen Grossfalten verfaltet und bildet den Kern einer Antiform (östliche Fortsetzung der Lunschania-Antiform) und einer nördlich dazu anschliessenden, nur undeutlich erkennbaren Synform (Valzeina-Synform, VOLL 1976, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980, ETTER 1987, STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001). Die Abgrenzung zur tektonisch tieferliegenden Piora-Peiden-Zone («Peidener Schuppenzone») liegt im Gebiet des westlich anschliessenden Atlasblattes Ilanz (ETTER et al. 2010), die Abgrenzung zur tektonisch höheren Tomül-Decke ist im südwestlichen Kartengebiet durch einen Grünschsteinszug scharf, in der nördlichen Fortsetzung durch den direkten Kontakt zur Bärenhorn-Formation etwas weniger deutlich zu ziehen.
- Die *Tomül-Decke* als nächsthöhere tektonische Einheit dominiert flächenmässig das Kartengebiet. Sie erstreckt sich vom Osthang des Safientals am südwestlichen und der Viamala am südlichen Kartengebietsrand, über den Heinzenberg und das Domleschg bis zum Stätzer Horn / Fulenberg im Nordosten. Die Tomül-Decke umfasst, vom Liegenden zum Hangenden, den nur im Südwesten vorkommenden geringmächtigen Grünschsteinszug (Prasinit, Metabasalt), die Bärenhorn-Formation, den Nolla-Tonschiefer, den Nolla-

Kalkschiefer, die Carnusa-Formation und die detritischen Sedimentabfolgen der Stätzerhorn-Gruppe mit dem markanten Basiskonglomerat an deren Basis. Der Grüngesteinszug (Prasinit, Metabasalt) an der Basis der Tomül-Decke wird als Relikt des Basements der Tomül-Decke interpretiert und von der Bärenhorn-Formation stratigraphisch überlagert. Die Sedimentabfolgen der Tomül-Decke besitzen im Wesentlichen ein kretazisches Alter (STEINMANN 1994), wobei die detritischen Anteile der Stätzerhorn-Gruppe vermutlich bis ins Eozän reichen dürften (BURLA 1998). Die Abfolge weist insgesamt eine Mächtigkeit von rund 1,6 km auf. Im Gebiet des Stätzer Horns wird die Tomül-Decke durch eine nach Norden schliessende, liegende Grossfalte – die Niemet-Beverin-Falte – verfaultet. Demzufolge repräsentieren die klippenartigen Vorkommen der Carnusa-Formation am Stätzer Horn («Dreibündenstein-Serie» nach JÄCKLI 1944) und des Nolla-Kalkschiefers am Fulenberg («Faulenberg-Schiefer» nach JÄCKLI 1944) den Verkehrtshenkel der Niemet-Beverin-Falte. Im Hangenden wird die Tomül-Decke im südöstlichen Kartengebiet durch das Areua-Bruschghorn-Melange und die Gelbhorn-Decke des Schams-Deckenkomplexes tektonisch überlagert. Nordöstlich der Albula und östlich der Stätzerhorn-Kette (im Gebiet von Atlasblatt Filisur) ist aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse die Abgrenzung der detritischen Sedimentabfolge der Stätzerhorn-Gruppe zum hangenden Flysch der Lenzerheide unklar (STEINMANN 1994).

- Der im Südosten anstehende *Schams-Deckenkomplex* stellt die höchste tektonische Einheit im Kartengebiet dar. Er umfasst vom Liegenden zum Hangenden das Martegnas- und das Areua-Bruschghorn-Melange, die Gelbhorn-Decke und die Tschera-Kalkberg-Decke. Im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind nur das Areua-Bruschghorn-Melange und die Gelbhorn-Decke anstehend. Das *Areua-Bruschghorn-Melange*, bestehend aus Linsen und Schuppen von Kristallin- sowie mesozoischen Sedimentgesteinen und vereinzelt Serpentinlinsen, trennt die Tomül-Decke von der Gelbhorn-Decke (STREIFF et al. 1976). Seine Mächtigkeit nimmt im südlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Andeer (STREIFF et al. 1971), tektonisch bedingt, von Süden gegen Norden hin ab, so dass im Kartengebiet nur noch spärliche Reste zu beobachten sind. Das Areua-Bruschghorn-Melange im Westschams lässt sich über das Scharnier der liegenden Niemet-Beverin-Falte mit dem Martegnas-Melange im Ostschams verbinden (RÜCK & SCHREURS 1995). Die Gesteine der *Gelbhorn-Decke* prägen den Aufbau des Gebirges im Südosten des Kartengebiets. Es handelt sich im Wesentlichen um eine komplex gebaute liegende Antiklinalstruktur im Scharnier der Niemet-Beverin-Falte mit triassischen und frühjurassischen Sedimentgesteinen (Tumpriv-Gruppe) im Kern, umgeben von mitteljurassischen bis spätkretazischen Sedimentabfolgen (Nisellas- und Obrist-Gruppe). Die im Kartengebiet anstehenden kalkigen bis tonigen

Sedimentabfolgen der Gelbhorn-Decke repräsentieren deren distalen, becken nahen Bereich am Nordrand der Briançonnais-Schwelle («Subunit 1a» in RÜCK & SCHREURS 1995).

Als besonders erwähnenswerte Lithologie der quartären Lockergesteine treten im Gebiet von Atlasblatt Thusis an den Rändern der Alluvialebene des Hinterrheins beziehungsweise am Hangfuss des Heinzenbergs und des Domleschgs teilweise terrassenförmige Vorkommen von sandig-siltigem Kies mit helvetischen Komponenten auf. Diese in der Literatur als «Bonaduzer Schotter» (PAVONI 1968) oder «Bonaduzer Kiese» (VON POSCHINGER 2006) bekannten Vorkommen werden in der vorliegenden Kartenlegende neu als Bonaduz-Formation bezeichnet. Es handelt sich dabei um wahrscheinlich durch den Flimser Bergsturz mobilisierte Alluvionen und Sturzmassen des Taminser Bergsturzes, welche entlang des Hinterrheins flussaufwärts Richtung Thusis geschüttet worden sind (VON POSCHINGER 2005, 2006, VON POSCHINGER et al. 2006).

Ein morphologisch markantes Phänomen im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind die in der Regel auf den nach Osten exponierten Hängen auftretenden Hanginstabilitäten. Hervorzuheben sind dabei die Sackungsmassen des Heinzenbergs und diejenige an der Westflanke des Safientals (JÄCKLI 1957, 1980, ZIEGLER 1982, BOLLINGER 1998, WYSS & ISLER 2011), welche zu den grössten überhaupt im schweizerischen Alpenraum gehören. Weitere erwähnenswerte Hanginstabilitäten finden sich bei Tenna, westlich Rongellen, im Gebiet Caltgeras-Versasca westlich der Schinschlucht, östlich der Bergkette Fulenberg – Crap la Pala und nördlich von Lain. Ebenfalls von besonderem geomorphologischem Interesse ist die Talgeschichte der Viamala (BUXTORF 1919, JÄCKLI 1980).

## STRATIGRAPHIE

### UNTERPENNINIKUM

#### GRAVA-DECKE

Die Grava-Decke repräsentiert die tiefste tektonische Einheit im Kartengebiet. Ihre generelle Architektur wird von Südwest-Nordost streichenden isoklinalen Grossfalten geprägt; dies sind die Lunschania-Antiform und die nördlich anschliessende Valzeina-Synform. VOLL (1976) konnte im Querschnitt des Valsler Rheins zeigen, dass sich die «Lugnezer Schiefer» und die «Grava-Serie», welche von NABHOLZ (1945) noch als eigenständige tektonische Einheiten interpretiert wurden, um die Lunschania-Antiform verbinden lassen und somit zur selben tektonischen Einheit zusammengefasst werden müssen. Dieser Befund wurde von PROBST (1980) bestätigt; er schreibt jedoch in seiner Arbeit immer noch von den «Lugnezer Schiefen» und der «Grava-Serie». STEINMANN (1994) fasste die beiden Einheiten zur Grava-Decke zusammen und wies die nordöstliche Fortsetzung der Lunschania-Antiform und die nördlich anschliessende Valzeina-Synform in der Grava-Decke aufgrund von Faltenvergenzen bis in die Gegend von Chur nach.

Die Grava-Decke besteht aus einer eher monotonen Abfolge von graubraun anwitterndem, graublauem Ton- und Kalkschiefer mit Bänken von schiefrigem Marmor und sandigem Kalk. Grüngesteine, wie sie in der Tomül-Decke auftreten (s. S. 19), finden sich nur lokal – ausserhalb des Kartengebiets – in einer an der Basis der Grava-Decke auftretenden Schuppenzone («Basale Schuppenzone» nach NABHOLZ 1945), die von STEINMANN (1994) als Melange (Grava-Melange) gedeutet wurde. Die Hauptmasse der Sedimente der Grava-Decke und der tektonisch darüberliegenden, lithologisch identisch aufgebauten Tomül-Decke weist gemäss STEINMANN (1994) ein kretazisches Alter auf (s. S. 19 ff.).

Das vollständigste stratigraphische Profil der Grava-Decke befindet sich in deren nördlichsten Teil im Turisch-Tobel an der Kartengebietsgrenze zum westlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Ilanz (Referenzprofil Koord. 2742.175/1181.850, 1050 m ü. M. bis Koord. 2742.800/1179.230, 1830 m ü. M.). Hier konnte STEINMANN (1994), in Anlehnung an die darüberliegende Tomül-Decke, eine Gliederung in Bärenhorn-Formation, Nolla-Tonschiefer, Nolla-Kalkschiefer und Carnusa-Formation vornehmen (s. WYSS & ISLER 2007, 2011). Aufgrund der im Gegensatz zur Tomül-Decke deutlich unschärferen Formationsgrenzen in Kombination mit der starken tektonischen Überprägung und den schlechten Abschlussverhältnissen konnte die stratigraphische Gliederung, wie sie im Turisch-Tobel vollzogen wurde, nicht auf das gesamte Kartengebiet übertragen werden. Analog zu den westlich beziehungsweise südwestlich angrenzenden Atlasblät-

tern Ilanz (ETTER et al. 2010) und Vals (ARNOLD et al. 2007) wurden die Gesteine der Grava-Decke in Ton- und Kalkschiefer gegliedert. Es ist zu beachten, dass es sich dabei um eine rein lithologische Gliederung handelt und sich daraus keine lithostratigraphischen Einheiten – im Sinne von Formationen – direkt ableiten lassen. Zudem ist davon auszugehen, dass diese lithologischen Eigenschaften nicht zylindrisch verlaufen und dass lateral aufgrund von Faziesübergängen deutliche Mächtigkeitsänderungen zu erwarten sind.

Die Metamorphose der Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke wird durch das häufige Auftreten von Fe-Mg-Karpholith charakterisiert (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 2002), einem Indexmineral für die Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose (Blauschieferfazies, BOUSQUET et al. 2008). Fundstellen von in der Literatur beschriebenen Relikten von Fe-Mg-Karpholith wurden auf dem vorliegenden Kartenblatt mit einem Stern markiert (WIEDERKEHR et al. 2008, 2009, 2011).

### **S<sub>GK</sub> Bräunlicher, teilweise marmorierter sandiger Kalk und Kalkschiefer mit vereinzelt meist geringmächtigen Tonschieferlagen**

Die kalkigeren Lithologien der Grava-Decke umfassen teilweise marmorierete sandige Kalkbänke mit Einschaltungen von Kalkschiefer. Die einzelnen Kalkbänke weisen eine Mächtigkeit von 5 bis 40 cm auf, können gelegentlich aber auch bis zu 1 m mächtig werden. Sie sind zum Teil leicht schiefbrig und durch dunkle, meist geringmächtige tonig-kalkige Schieferzwischenlagen voneinander getrennt. Die Gesteine wittern oft graubraun bis braun an und sind im frischen Bruch grau. Im Vergleich zu den tonigeren Lithologien der Grava-Decke (S<sub>G</sub>) wittern der sandige Kalk und Kalkschiefer im Gelände stärker hervor und bilden in der Regel eine steilere Morphologie, oft in Form von Felsrippen (Fig. 1).

Palynologische Untersuchungen am Camaner Grat in der Nähe des Piz Radun im westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Ilanz ergaben ein früh- bis mitteljurassisches Alter für den Kalkschiefer (PANTIĆ & ISLER 1981). Die dort aufgeschlossenen kalkigen Metasedimente dürften aufgrund ihrer Position unmittelbar unter der Überschiebung der Tomül-Decke liegend mit dem Nolla-Kalkschiefer korreliert werden, der von PANTIĆ & GANSSER (1977) in der Viamala als Cénomänen datiert wurde. Für die beim Dorfausgang von Rhäzüns aufgeschlossenen Metasedimente der Grava-Decke vermuten PANTIĆ & GANSSER (1977) ein frühkretazisches Alter, welches durch PANTIĆ & ISLER (1978) bestätigt wurde. Die palynologischen Daten sind jedoch nur bedingt aussagekräftig, da in den untersuchten Proben keine altersmässig signifikanten Formen enthalten sind, die eine genauere Altersangabe erlauben (WYSS & ISLER 2011, schriftl. Mitt. W. Winkler). Basierend auf geochemischen Untersuchungen (Nd-Isotopen, C<sub>org</sub>) wurde der Nolla-Tonschiefer als Aptien-Albien und der Nolla-Kalkschiefer als Cénomänen datiert (STEINMANN 1994).



Fig. 1: Sandiger Kalk mit Zwischenlagen von Kalkschiefer als charakteristischer «Härtling» am Unterhorn (Koord. 2743.010/1177.760, Blick in Richtung Ost). Deutlich erkennbar ist der steilstehende, den Berggipfel teilende Abrissrand. Foto R. Wyss, 2005.

### **S<sub>G</sub> Dunkelgrauer bis schwarzer Tonschiefer mit Kalkbänken sowie Sand- und Mergelkalk mit Tonschieferlagen**

Bei den tonigeren Lithologien der Grava-Decke handelt es sich um dunkelgrauen bis schwarzen teilweise kalkigen Tonschiefer mit schwarzen schwach serizitisierten Tonhäuten, der die zahlreich eingelagerten, sandigen Kalkbändchen und die häufigen, in der Regel komplex gefalteten Quarz-/Kalzitadern und -linsen umgibt. Röntgendiffraktometrische Analysen zeigen neben einem hohen Kalzitgehalt Illit, Chlorit, Hellglimmer und Quarz als weitere Gemengteile (BOLLINGER 1998).

NABHOLZ (1945) stellt die tonreichen Metasedimente der Grava-Decke in den Grenzbereich zwischen Frühem und Spätem Jura. Die in dem damit korrelierbaren Nolla-Tonschiefer der Tomül-Decke gefundenen Palynomorphen lassen dagegen ein Alter am Übergang Mittlerer / Später Jura vermuten (PANTIĆ & ISLER 1981); diese Altersangabe ist jedoch aufgrund fehlender altersmässiger signifikanter Flo-

renformen mit Vorsicht zu geniessen. Basierend auf isotopengeochemischen Untersuchungen (Nd-Isotope) und dem hohen Gehalt an  $C_{org}$  ermittelte STEINMANN (1994) ein kretazisches Alter (Aptien – Albien).

## TOMÜL-DECKE

Die über der Grava-Decke liegende Tomül-Decke kann von Süden herkommend bis ins Gebiet östlich des Glaspasses durch einen charakteristischen Grüngesteinszug (Tomül-Grüngesteinszug nach STEINMANN 1994) von dieser klar abgegrenzt werden. Richtung Norden ist der weitere Verlauf der Deckengrenze nicht mehr eindeutig festzulegen, da der Grüngesteinszug fehlt und beide Decken lithologisch identisch aufgebaut sind. Die Grenzziehung zwischen dem Glaspas und dem nördlichen Kartengebietsrand erfolgte entlang der Basis der Bärenhorn-Formation der Tomül-Decke. Im Gegensatz zur Grava-Decke besitzt die Tomül-Decke eine im Kartengebiet gut differenzierbare vollständige stratigraphische Abfolge, die vom Späten Jura bis ins Eozän reichen dürfte (Fig. 2, JÄCKLI 1941, 1944, NABHOLZ 1945, STREIFF et al. 1976, STEINMANN 1994, BURLA 1998). Der Grüngesteinszug an der Basis der Tomül-Decke stellt das ehemalige Basement der Tomül-Decke dar. Auf diesem folgen mit stratigraphischem Kontakt die kretazischen Metasedimente («Bündnerschiefer»), die sich in die Bärenhorn-Formation, den Nolla-Tonschiefer, den Nolla-Kalkschiefer und die Carnusa-Formation gliedern lassen (Fig. 2). Die Metasedimente im obersten Teil der Tomül-Decke sind charakterisiert durch eine immer stärker terrigen-klastisch werdende Fazies und wurden deshalb in der früheren Literatur unter dem Begriff «Tomül-Flysch» (STREIFF 1939) beziehungsweise «Flysch der Adula-Decke» (JÄCKLI 1941) zusammengefasst. Da im Kartengebiet das Alter dieser Metasedimente nicht bekannt ist und somit auch nicht eindeutig feststellbar ist, ob diese Metasedimente in einem extensiven oder kompressiven Becken abgelagert wurden, sollte der genetische Begriff «Flysch» nicht verwendet werden. In der Kartenlegende wurde deshalb der von BURLA (1998) vorgeschlagene Begriff Stätzerhorn-Gruppe für diese terrigen-klastischen Metasedimente verwendet. Die Basis der Stätzerhorn-Gruppe bildet ein markantes Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat»), welches sich von den darunterliegenden kalkig-tonigen Metasedimenten («Bündnerschiefer») klar abgrenzen lässt. Darüber folgen die Raschil<sup>1</sup>, die Danis-, die Parnegl- und die Bleis-Pintgas-Formation (Fig. 2, BURLA 1998).

---

<sup>1</sup> Die Raschil-Formation entspricht der Stätzerhorn-Formation von Burla (1998). Entsprechend den Regeln zur Nomenklatur von lithostratigraphischen Einheiten, die die mehrfache Verwendung von Typlokalitäten untersagt und um Verwechslungen mit der Stätzerhorn-Gruppe zu vermeiden, wurde die Stätzerhorn-Formation auf dem vorliegenden Kartenblatt als Raschil-Formation bezeichnet (Piz Raschil = rätoromanischer Name des Stätzer Horns).

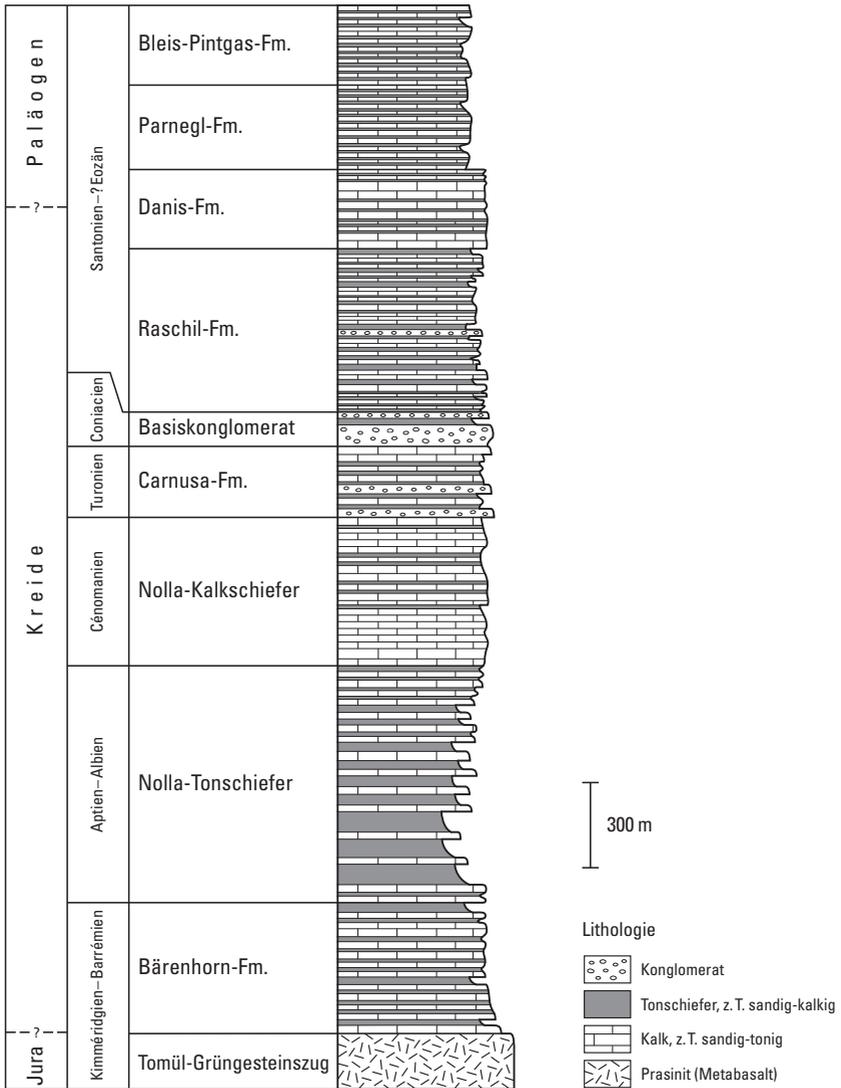


Fig. 2: Stratigraphische Abfolge der Tomül-Decke im Kartengebiet (nach PFIFFNER 2009, ergänzt und erweitert nach STEINMANN 1994 und BURLA 1998).

## **P<sub>β</sub> Prasinit (Metabasalt)**

An der Basis der Tomül-Decke ist in den steilen Felswänden des Safientals unterhalb Verdus, je nach den Lichtverhältnissen, ein dunkelgrünes Band zu beobachten (Tomül-Grüngesteinszug von STEINMANN 1994). Von der Bergstation nördlich des Verduschopfs der Seilbahn des Kraftwerks Safien Platz (Koord. 2743.620/1170.870) aus sind die Gesteine, die Schlucht des Carnusabachs querend, über «Uf der Stägen» bis südlich des Juonschtobels (Koord. 2744.290/1171.730) durchgehend verfolgbar. Weiter gegen Norden fehlt dieser Grüngesteinszug. Nach Süden ist dieser Grüngesteinszug auf einer Strecke von mindestens 16 km bis in die Gegend nördlich von Nufenen kontinuierlich aufgeschlossen.

Der lagig aufgebaute Grüngesteinszug besteht aus einem schiefrigen feinkörnigen Prasinit (Metabasalt) und besitzt eine Mächtigkeit von rund 30 m. Er ist reich an Albit, Epidot und Chlorit; teilweise tritt auch Amphibol auf. Sedimentäre Einschaltungen und Spaltenfüllungen aus sandigem Kalk sowie die Tatsache, dass der Grüngesteinszug auf über 10 km vom selben turbiditischen Leithorizont überlagert wird, belegen, dass der Kontakt zur darüberliegenden Bärenhorn-Formation stratigraphischer Natur ist und demzufolge das Substrat der Tomül-Decke darstellt. Gemäss STEINMANN (1994) handelt es sich dabei um eine mehrphasige Abfolge von submarinen Lavaströmen. Da der überlagernden Bärenhorn-Formation ein frühkretazisches Alter zugewiesen wurde, dürfte der Grüngesteinszug an der Jura/Kreide-Grenze gebildet worden sein (STEINMANN 1994).

## **S<sub>B</sub> Bärenhorn-Formation**

Die Bärenhorn-Formation – in der älteren Literatur als «Bärenhorn-Schiefer» bezeichnet (NABHOLZ 1945) – an der Basis der Tomül-Decke ist vom Safiental im Südwesten bis nach Rothenbrunnen in Norden kartierbar. Innerhalb der Sackungsmasse im Gebiet Präzer Höhi – Präz – Ratitsch (im nördlichen Teil des Heinzenbergs) sind die Aufschlüsse relativ spärlich, weshalb die Abgrenzung zur liegenden Grava-Decke in diesem Gebiet nicht klar zu lokalisieren ist. Die «sandig-tonigen Kalkschiefer» von JÄCKLI (1944), die im Kartengebiet den Felsrücken zwischen Fürstenau und Tumeß/Tomils aufbauen, entsprechen der Bärenhorn-Formation.

Die Bärenhorn-Formation umfasst graubraun-awitternde, 10 bis 20 cm mächtige sandige Kalkbänke mit 5 bis 20 cm mächtigen schiefrig-tonigen Zwischenlagen. Insgesamt ist die Bärenhorn-Formation durch ihre dunkelgraublau Farbe charakterisiert, die auf ihren Pigmentreichtum zurückzuführen ist. Die Schieferungsflächen weisen oft einen silbergrauen, serizitischen Glanz auf. Der basale Teil der Bärenhorn-Formation bildet ein wenige Meter mächtiger, gut gebankter sandiger Kalk. Die Mächtigkeit der gesamten Abfolge beträgt im Süden etwa 300–400 m und erreicht in der nördlichen Kartengebietshälfte bis gegen 800 m. Der Übergang in den darüberliegenden Nolla-Tonschiefer ist fließend.

Gemäss NABHOLZ (1945) und STREIFF et al. (1976) ist die Bärenhorn-Formation frühjurassischen Alters; PANTIĆ & ISLER (1981) vermuten aufgrund von palynologischen Befunden am Bärenhorn ein mittel- bis spätjurassisches Alter. Basierend auf isotopengeochemischen Untersuchungen ermittelte STEINMANN (1994) ein Alter zwischen Kimmérgien und Barrémien, wobei das spätjurassische Alter als Maximalalter zu verstehen ist und ein deutlich jüngeres, ausschliesslich frühkretazisches Alter für die Basis der Bärenhorn-Formation vermutet werden kann.

### **S<sub>Nt</sub> Nolla-Tonschiefer**

Der Nolla-Tonschiefer erstreckt sich vom Glaspas, entlang des Nolla und dem südöstlichen Teil des Heinzenbergs über die mittlere Viamala bis ins Domleschg, wo er in den mittleren Hanglagen aufgeschlossen ist. Dabei handelt es sich nicht um eine reine Tonschieferabfolge, sondern um feinkörnige tonige Metasedimente im Allgemeinen. Der Nolla-Tonschiefer besteht vorwiegend aus sandig-kalkigem Tonschiefer; lokal treten 2–10 cm mächtige Lagen von sandigem Kalk auf. Im oberen Teil des Nolla-Tonschiefers werden bis 30 cm mächtige Bänke von auffallend rostbraun anwitterndem grobkörnigem Quarzsandstein immer häufiger. Dieser Quarzsandstein wird im Gebiet der unteren Viamala zur dominierenden Lithologie, die von der Ruine Obertagstein via Crapteig/Viamala bis nach Parnegl als separate lithostratigraphische Einheit ausgeschieden werden konnte (s.u.).

Der Nolla-Tonschiefer weist im Querschnitt der Viamala bis nach Almens eine Mächtigkeit von rund 800 m auf; diese nimmt gegen Norden ab und beträgt im Tomilser Tobel noch 500 m. Im Gebiet von Blatt Thusis stellt diese tonige Sedimentabfolge einen kontinuierlich verfolgbaren, charakteristischen lithostratigraphischen Leithorizont innerhalb der Tomül-Decke dar. Der Nolla-Tonschiefer folgt mit kontinuierlichem Übergang über der Bärenhorn-Formation. Die Abgrenzung im Feld ist nicht immer klar vorzunehmen. Die Morphologie des Nolla-Tonschiefers ist in der Regel sanfter als diejenige der vergleichsweise härteren, kalkigeren Gesteine der Bärenhorn-Formation. Der Übergang zum darüberliegenden Nolla-Kalkschiefer ist scharf. Der heute aktive Teil der Sackungsmasse des Heinzenbergs liegt im Bereich des Nolla-Tonschiefers.

Aufgrund geochemischer Untersuchungen (Nd-Isotopen, Gehalt an C<sub>org</sub>) wurde der Nolla-Tonschiefer von STEINMANN (1994) als Aptien–Albien datiert. Frühere Bearbeiter gingen noch von einem mittel- bis spätjurassischen Alter aus (NABHOLZ 1945, PANTIĆ & ISLER 1981).

### **S<sub>Nq</sub> Grauer, teilweise kalkiger dichter Quarzsandstein**

JÄCKLI (1941) beschreibt im oberen Teil des Nolla-Tonschiefers Bänke von dichtem Kieselkalk, der durch Abnahme des Karbonatgehalts in Sandstein übergehen kann. Im Bruch fallen die von Auge erkennbaren Quarzkörner auf. Die ein-



Fig. 3: Grauer, teilweise kalkiger dichter Quarzsandstein mit schiefriger, Glimmer führender quarzitischer Zwischenlage. Bei Tarneras östlich von Thusis. Foto R. Wyss, 2007.

zelen Sandsteinbänke sind bis 0,5 m mächtig, können aber bis zu mehrere Meter mächtige Intervalle bilden. Sie weisen meist eine ausgeprägte Klüftung auf und besitzen eine grau bis rostbraune Anwitterungsfarbe (JÄCKLI 1944). Im frischen Bruch erscheinen sie grau (Fig. 3). STEINMANN (1994) verwendet für diese Gesteine die Bezeichnung Quarzsandstein.

Das Spektrum der in dieser Abfolge auftretenden Gesteine umfasst dichten sandigen Kalk, teilweise kalkigen Quarzsandstein und Kieselkalk. Häufig ist Pyrit vorhanden. Die dezimetermächtigen, schiefrigen Glimmer führenden Zwischenlagen sind quarzreich und meist karbonatfrei (Fig. 3). Die Tonfraktion des Quarzsandsteins besteht beinahe ausschliesslich aus Stilpnomelan (STEINMANN 1994), welcher als Produkt einer metamorphen Umwandlung von Glaukonit gedeutet wird. Die Quarzsandsteinbänke des Nolla-Tonschiefers dürften somit ehemals Glaukonit führende Sandsteineinschaltungen, wie sie für die Garschella-Formation typisch sind, repräsentieren (schriftl. Mitt. W. Winkler), was für ein frühkretazisches Alter (Aptien – Albien) sprechen würde.

## **S<sub>Nk</sub> Nolla-Kalkschiefer**

Der Nolla-Kalkschiefer bildet im Gelände die braungrauen bis gelbgrauen Steilwände am Nordabhang des Piz Beverin, die höher gelegenen Bereiche westlich und östlich der Viamala, die Abhänge der Muttner Höhi sowie die Steilhänge vom Crap la Pala bis zum Stätzer Horn. Der Nolla-Kalkschiefer umfasst im Wesentlichen einen gut gebankten, mehr oder weniger sandigen Kalk mit einer meist schiefrigen Textur (Fig. 4). Die einzelnen Kalkbänke besitzen eine Mächtigkeit von 5 bis 20 cm. Tonig-schiefrige Zwischenlagen treten vor allem im unteren Teil der Abfolge auf und haben eine Mächtigkeit von meist weniger als 10 cm. Im Bereich des Fulenbergs / Stätzer Horns verläuft die Schieferung häufig diskordant zur Bankung, und eine markante Schieferungsbrechung zwischen den kompetenten Sandkalkbänken und den inkompetenten Zwischenlagen ist zu beobachten (Fig. 4). Der Nolla-Kalkschiefer weist im Süden eine Mächtigkeit von 350–450 m auf, die gegen Norden, im Bereich des Stätzer Horns, auf 1200–1500 m zunimmt. Der Nolla-Kalkschiefer ist aufgrund der hellen, gelblich grauen Farbe deutlich vom liegenden Nolla-Tonschiefer zu unterscheiden. Im Hangenden ist die Abgrenzung zur Carnusa-Formation, insbesondere im nördlichen Kartengebiet, nicht mehr klar vorzunehmen (s.u.).

Auf der vorliegenden Karte wurden die den Gipfel des Fulenbergs bildenden Gesteine in Übereinstimmung mit STEINMANN (1994) als über dem Scharnier der Niemet-Beverin-Falte liegender, invers gelagerter Nolla-Kalkschiefer interpretiert. Nach JÄCKLI (1944) repräsentieren die «rauen, sandig-kieseligen Mergelschiefer bis Kalkschiefer» des Fulenbergs ein tektonisch höherliegendes, deutlich stärker metamorph überprägtes Element, welches er als «Faulenberg-Schiefer» benannte.

Aufgrund von palynologischen Untersuchungen in der Viamala (Alte Brücke) geben PANTIĆ & GANSSER (1977) für den Nolla-Kalkschiefer ein Cénomaniens-Alter an; in guter Übereinstimmung mit dem auf Aptien–Albien datierten darunterliegenden Nolla-Tonschiefer (STEINMANN 1994). STREIFF et al. (1976) gingen noch von einem fraglichen spätjurassischen Alter aus.

## **S<sub>Ca</sub> Carnusa-Formation**

Die Carnusa-Formation erstreckt sich von den nördlich des Rappakopfs gelegenen, steilen Tobeln über die Viamala, bildet die obersten Partien der Muttner Höhi, quert nordöstlich von Solas die Schinschlucht und lässt sich am westlichen Abhang von Crap la Pala und Piz Scalottas bis zur Alp Danis weiter verfolgen; südwestlich Culmet keilt die Carnusa-Formation aus. JÄCKLI (1944) konstatierte weiter gegen Norden Unsicherheiten in der Abgrenzung, weshalb er die dort auftretenden Gesteine dem Nolla-Kalkschiefer zuordnete. Nach STEINMANN (1994) treten die Gesteine der Carnusa-Formation weiter nördlich in den Flanken des Stätzer Horns und des Fulenbergs wieder auf und lassen sich in der Umgebung



Fig. 4: Nolla-Kalkschiefer am Grat des Fulenbergs. Gut gebankter sandiger Kalk mit schiefrigen Zwischenlagen. Deutlich erkennbare Schieferungsbrechung mit relativ steil einfallender Bruch-schieferung in den kompetenten Kalkbänken und flach liegender Schieferung in den inkompetenten kalkig-tonigen Zwischenlagen. Foto R. Wyss, 2009.

der Tomül-Decke nördlich des Stätzer Horns zusammen mit dem Basiskonglomerat durchgehend verfolgen, wobei die Gesteine oberhalb und unterhalb der Achsen-ebene lithologisch unterschiedlich ausgebildet sind. Die vorliegende Kartierung stützt diese Befunde.

Die Carnusa-Formation umfasst quarzreichen Schiefer mit wechselndem Kalkgehalt, feinkörnigen Quarzsandstein und verschieferten Sandstein und Sandkalk. An der Basis kommen mehrere konglomeratische Horizonte mit bis zu 20 cm grossen gerundeten intraformationellen Komponenten in einer mergeligen Matrix vor. Die sandigen Kalkbänke sind oft gradiert und werden nach oben hin grobkörniger und generell mächtiger. Lokal treten Einschaltungen von feiner Brekzie auf; schiefrige Zwischenlagen und bis zu 1 m mächtige schwarze Tonschieferintervalle sind häufig (STREIFF et al. 1976). Am Stätzer Horn und nördlich davon sowie südwestlich des ausserhalb des Kartengebiets liegenden Fulhorns (Atlasblatt Reichenau) finden sich bis zu 2 m mächtige fein- bis grobsandige Kalk-

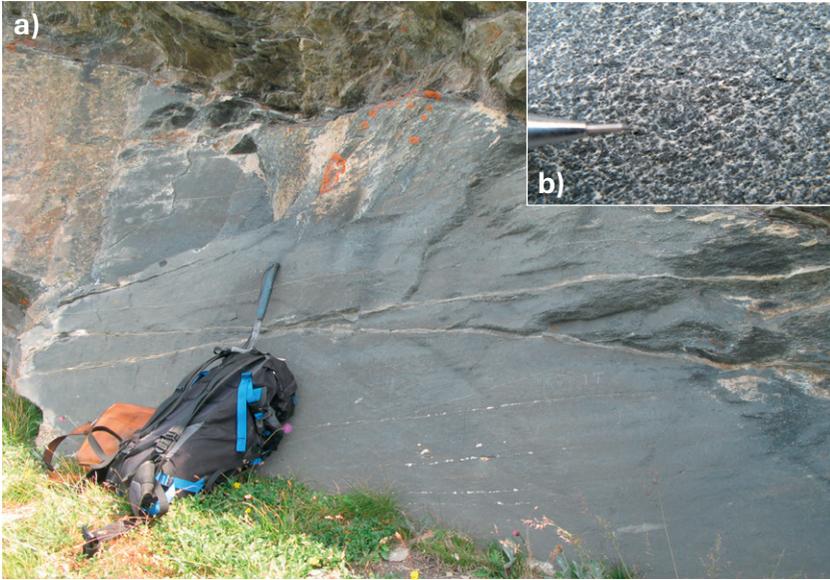


Fig. 5: Carnusa-Formation. a) Dunkelgrauer massiger sandiger Kalk. b) Detailaufnahme mit dunkelgrauen Komponenten in heller Matrix. Südwestlich des Fulhorns. Foto R. Wyss, 2009.

bänke. Die darin enthaltenen grobsandigen Komponenten sind häufig als dunkle Punkte auf der angewitterten Gesteinsoberfläche zu erkennen (Fig. 5, s.a. BURLA 1998). Ein nur im südwestlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Vals vorkommendes, 20 m mächtiges hell anwitterndes massiges Band aus gut gebankten karbonatischen Turbiditen – von STREIFF et al. (1976) als «Safierkalk» bezeichnet und dem Nolla-Kalkschiefer zugeordnet – gehört nach STEINMANN (1994) ebenfalls zur Carnusa-Formation.

Mit dem Fehlen des charakteristischen «Safierkalks» an der Basis ist die Abgrenzung zum liegenden Nolla-Kalkschiefer im Kartengebiet durch das erstmalige Auftreten von geringmächtigen konglomeratischen Horizonten definiert; im Bereich der Stätzerhorn-Kette ist eine klare Abgrenzung allerdings nicht möglich. Der Übergang zum hangenden Basiskonglomerat ist scharf. Die Mächtigkeit der Carnusa-Formation beträgt 200–300 m. Es existieren bis heute keine absoluten Altersbestimmungen der Carnusa-Formation. Da sie jedoch über dem Nolla-Kalkschiefer liegt und somit jünger als dieser ist, vermutete STEINMANN (1994) ein Turonien-Alter. STREIFF et al. (1976) wiesen der Carnusa-Formation ebenfalls ein fragliches Kreidealter zu.

## **F<sub>S</sub> Stätzerhorn-Gruppe**

Der von BURLA (1998) eingeführte Begriff Stätzerhorn-Gruppe ersetzt auf dem vorliegenden Kartenblatt die früheren Bezeichnungen «Tomül-Flysch» (STREIFF 1939, STEINMANN 1994) und «Flysch der Adula-Decke» (JÄCKLI 1941, 1944, STREIFF et al. 1976), um die durch den Begriff Flysch hervorgerufene Verbindung von genetischer Interpretation und lithologischer Beschreibung zu vermeiden. Als Flysch wird eine gutgebankte mächtige Wechselfolge von Tonschiefer, Sandstein und mergeligem Kalk bezeichnet, die in einem kompressiven Becken abgelagert wurden. Da für die Gesteine der Stätzerhorn-Gruppe keine Altersangaben gemacht werden können und somit nicht eindeutig ausgesagt werden kann, ob diese in einem extensiven oder kompressiven Becken abgelagert wurden, wird in dieser Arbeit die neutrale Bezeichnung Stätzerhorn-Gruppe verwendet (BURLA 1998).

Die Sedimentgesteine der Stätzerhorn-Gruppe im Gebiet Stätzer Horn – Piz Danis – Piz Scalottas liegen im Kern der liegenden, nach Norden schliessenden Niemet-Beverin-Falte (SCHREURS 1993, STEINMANN 1994, BURLA 1998, WEH 1998). Diese Umbiegung ist in der Westflanke des Stätzer Horns und des Fulenbergs durch das Basiskonglomerat, welches trotz seiner geringen Mächtigkeit die am besten kartierbare lithostratigraphische Einheit und ein wichtiger Leithorizont der Tomül-Decke ist, gut abgebildet. Während der Normalschenkel praktisch nur vom geringmächtigen Basiskonglomerat gebildet wird, bauen die Gesteine am Grat zwischen Stätzer Horn – Crap la Pala den mächtigen, gut entwickelten Verkehrtshenkel auf, welcher von alt nach jung in die Raschil-, die Danis-, die Parnegl- und die Bleis-Pintgas-Formation gegliedert werden kann (Fig. 2, BURLA 1998). Das Alter der Stätzerhorn-Gruppe ist nicht bekannt. Basierend auf lithologischen Vergleichen mit den «Prättigau-Schiefern», dem Arblatsch- und dem Gelbhorn-Flysch werden die stark terrigen-klastisch geprägten Sedimentgesteine der Stätzerhorn-Gruppe in den Zeitraum zwischen Später Kreide und fraglichem Eozän gestellt (STEINMANN 1994). Die Stätzerhorn-Gruppe wird sedimentologisch als Turbiditabfolge eines submarinen Fächersystems interpretiert (BURLA 1998).

Im südöstlichen Kartengebiet, das heisst vom Rappakopf über die Muttner Höhi, Mutten und nördlich der Albula bis in die Gegend von Muldain und Lain, konnte die Gliederung der Stätzerhorn-Gruppe nicht vorgenommen werden. In diesem Gebiet wurde die Stätzerhorn-Gruppe bis auf das Basiskonglomerat als undifferenzierte Einheit dargestellt. Dabei handelt es sich um grobbankigen bis groblinsigen sandig-tonigen Kalkschiefer, Kalk und Sandstein, in welche verschiedene Horizonte mit geringmächtiger feinkörniger Brekzie eingeschaltet sind.

## **F<sub>H</sub> Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat»)**

Das Basiskonglomerat («Hauptkonglomerat») ist ein hell anwitternder, sandiger Kalk mit Komponenten aus Kalk, (Quarz-)Sandstein, vereinzelt Dolomit, sowie aufgearbeiteter Kalk- und Dolomitbrekzie (Fig. 6). Es besteht aus mehreren



Fig. 6: Basiskonglomerat nordwestlich von Mutten. Hell- bis dunkelgraue Kalkkomponenten mit bis zu 20cm Durchmesser in sandig-kalkiger Matrix. Foto R. Wyss, 2007.

30 cm bis 7 m mächtigen konglomeratischen Lagen, die mit sandigem Kalk- und Tonschiefer wechsellagern. Das Gefüge ist matrixgestützt. Die Kanten der isometrischen bis plattigen Komponenten sind gut gerundet; plattige Komponenten sind häufig subhorizontal eingeregelt. Bis auf die dolomitischen Anteile dürften alle Komponenten aus der liegenden Carnusa-Formation stammen (JÄCKLI 1946, STEINMANN 1994). Südlich der Albula weist das Basiskonglomerat eine Mächtigkeit von 0–40 m auf (STREIFF et al. 1976), nördlich der Albula ist es 40–80 m mächtig und durchgehend bis zur Umbiegung am Stätzer Horn zu verfolgen (BURLA 1998). Trotz seiner eher geringen Mächtigkeit repräsentiert das Basiskonglomerat ein wichtiger Leithorizont der Tomül-Decke und lässt sich aufgrund der scharfen Kontakte zur liegenden Carnusa-Formation und zu den im Hangenden folgenden Einheiten der Stätzerhorn-Gruppe klar abgrenzen.

Das am besten beschriebene Profil durch das Basiskonglomerat ist dasjenige von Culmet (Koord. 2756.850/1178.350) westlich des Piz Danis, wo JÄCKLI (1944) eine Dreiteilung vornehmen konnte (von stratigraphisch oben nach unten):

- Oberer Horizont: Grober Sandstein bis Feinbrekzie, quarzreich, deutlich verschiefert und serizitisiert mit Komponenten von Quarz, Quarzsandstein, Kalk und Dolomit; gegen oben in feinkörnigen Sandkalk übergehend. Der Durchmesser der Komponenten beträgt 1–5 mm, selten treten Quarzsandsteinkomponenten mit einem Durchmesser von bis 30 cm auf.
- Mittlerer Horizont: Konglomerat mit mittelgrossen – Durchmesser 1–30 cm, selten bis 1 m – Komponenten von Kalk und untergeordnet Quarzsandstein, im oberen Teil auch Dolomit, in kalkig-sandiger massiger Matrix. Die Komponenten sind in der Regel gut gerundet, selten sind massige Feinbrekzienlagen eingeschaltet.
- Unterer Horizont: Konglomerat mit Komponenten von Quarzsandstein und untergeordnet Kalk mit 1–4 cm – selten bis 30 cm – Durchmesser in stark ausgewalzter, linsiger, feinschiefriger toniger quarzreicher Matrix.

Nach STEINMANN (1994) sind das matrixgestützte Gefüge und die schlechte Sortierung der Komponenten charakteristisch für Ablagerungen von Debris Flows (Turbidite), die auf Rutschungen an einem instabilen Kontinentalabhang zurückzuführen sind. Das Alter des Basiskonglomerats wird als fragliches Coniacien und jünger vermutet (STEINMANN 1994). In älteren Arbeiten wurde das Basiskonglomerat noch als Transgressionskonglomerat interpretiert (JÄCKLI 1941), das häufig mit der liegenden Carnusa-Formation verschuppt ist (STREIFF et al. 1976). Diese Verschuppung ist als Verfälschung zu deuten, die mehrere Schüttungsereignisse aus südlicher Richtung widerspiegelt (STEINMANN 1994).

## **F<sub>R</sub> Raschil-Formation**

Die Raschil-Formation entspricht der Stätzerhorn-Formation von BURLA (1998). Um Verwechslungen mit der Stätzerhorn-Gruppe zu vermeiden, wurde auf der vorliegenden Karte auf den rätoromanischen Namen des Stätzer Horns – Piz Raschil – zurückgegriffen.

Bei den Gesteinen der Raschil-Formation handelt es sich vorwiegend um eine Wechsellagerung von 15–70 cm mächtigen sandigen Kalkbänken mit 2–50 cm mächtigen Tonschieferlagen. Die sandigen Kalkbänke besitzen eine braune bis graubraune Anwitterung und erscheinen im frischen Bruch grau. Im Liegenden ist der Kalk vereinzelt etwas grobkörniger, wobei die grobkörnigen Komponenten als dunkle Punkte auf den Anwitterungsflächen zu erkennen sind («Tüpfelkalk»). Gradierung ist häufig, und in einzelnen, mächtigeren Bänken treten Slump-Strukturen auf. Am Südgrat des Stätzer Horns konnten Spurenfossilien beobachtet werden (BURLA 1998).

Die Raschil-Formation wird im Liegenden von den gegen oben geringmächtiger und feinkörniger werdenden Konglomeratlagen des Basiskonglomerats begrenzt. Der Übergang zur hangenden Danis-Formation ist fließend und wird durch das Auftreten von deutlich mächtigeren Sandkalkbänken definiert. Die Mächtigkeit der Raschil-Formation beträgt 500–600 m.

## **F<sub>D</sub> Danis-Formation**

Die Danis-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von grünlich grau bis beige anwitterndem grobbankigem (10–200 cm) sandigem Kalk und 3–30 cm mächtigen, scharf abgrenzbaren silbriggrau bis schwarz anwitternden Tonschieferlagen. Im frischen Bruch erscheint der sandige Kalk grau; im Aufschluss ist der Bewuchs von gelblichen Flechten charakteristisch. Die Körnigkeit bewegt sich von fein- bis grobsandig, wobei vor allem in den mächtigeren Bänken Komponenten mit bis zu 5 mm Grösse auftreten. Hauptsächlich in den mächtigeren Kalkbänken ist Gradierung deutlich zu erkennen. Lokal treten ausgeprägte Lamination, Slump-Strukturen und aufgearbeitete Tonschieferfetzen auf (BURLA 1998).

Die Danis-Formation geht mit fließendem Übergang aus der Raschil-Formation hervor; die Grenzziehung erfolgte am Übergang von eher geringmächtigen zu deutlich mächtigeren Kalkbänken (Turbiditen). Die Abgrenzung zur hangenden Parnegl-Formation ist unscharf, sie manifestiert sich im Übergang zu dünnbankigerem und deutlich braun anwitterndem sandigem Kalk. Die Mächtigkeit der Danis-Formation beträgt ungefähr 350 m.

Die Danis-Formation entspricht dem «Ruchberg-Sandstein» von JÄCKLI (1944), wobei diese Bezeichnung irreführend ist, da sie eine tektonische Verbindung zum «Ruchberg-Sandstein» – im Sinne der Ruchberg-Formation – der «Prättigau-Schiefer» nahelegt, die nicht belegt werden kann (BURLA 1998). Aus diesem Grund sollte diese Bezeichnung im Gebiet von Atlasblatt Thusis (Piz Danis – Piz Scalottas) nicht mehr verwendet werden.

### **F<sub>P</sub>      Parnegl-Formation**

Die Parnegl-Formation besteht hauptsächlich aus dünnbankigem (5–40 cm) sandigem Kalk, wechsellagernd mit 2–40 cm mächtigem schwarzgrauem Tonschiefer. Im stratigraphisch höheren Teil werden dickere Bänke mit einer maximalen Mächtigkeit von 2,5 m häufiger, während im unteren Teil dünnbankigere Kalklagen dominieren. Charakteristisch ist die braune bis graubraune Anwitterungsfarbe, im frischen Bruch ist der sandige Kalk grau. In den eher dünnbankigen Schichten im oberen Teil der Formation finden sich deutliche Lamination und Convolute Bedding; gradierte Bänke sind häufig (BURLA 1998).

Sowohl zum Liegenden wie zum Hangenden ist die Abgrenzung der Parnegl-Formation unscharf. Sie manifestiert sich vor allem im Farbwechsel der Anwitterung von grünlich grau bis hellgrau zu deutlich bräunlich. Die Mächtigkeit der Parnegl-Formation beträgt ungefähr 300 m.

### **F<sub>B</sub>      Bleis-Pintgas-Formation**

Die Bleis-Pintgas-Formation umfasst eine Wechsellagerung von sandigem Kalk und Tonschiefer. Die Mächtigkeit der Kalkbänke variiert zwischen 5 und 150 cm, diejenige der Tonschieferlagen zwischen 5 und 30 cm. Die Anwitterungsfarbe des sandigen Kalks ist hellgrau, was ihn von den anderen kalkigen Gesteinen der Stätzerhorn-Gruppe unterscheidet. Im frischen Bruch erscheint er grau. Die Körnigkeit ist fein- bis mittelkörnig; Brekzienlagen mit größeren Komponenten fehlen. Der Tonschiefer hat eine silbrig-glänzende schwarzgraue Anwitterungsfarbe, die Bruchfarbe reicht von grau bis mattschwarz. Eine deutliche Gradierung weisen vor allem die mächtigeren Kalkbänke auf; seltener treten auch Lamination und Rippelstrukturen auf (BURLA 1998).

Der Übergang zur darunterliegenden Parnegl-Formation ist unscharf; der obere Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Die Mächtigkeit der Bleis-Pintgas-Formation beträgt ungefähr 400 m, da jedoch die Obergrenze der Formation nicht lokalisierbar ist, handelt es sich hierbei um eine Mindestabschätzung.

## MITTELPENNINIKUM

### SCHAMS-DECKENKOMPLEX

#### **Areua-Bruschghorn-Melange**

Das Areua-Bruschghorn-Melange repräsentiert im Gebiet von Atlasblatt Thusis den Deckentrenner zwischen der Tomül-Decke und dem Schams-Deckenkomplex (GANSSE 1937, JÄCKLI 1941, TRÜMPY & HECCARD 1969, MAYERAT DEMARNE 1994). Es handelt sich um ein geringmächtiges tektonisches Melange, bestehend aus Kristallinschuppen, triassischen Karbonatgesteinen, jurassisch-kretazischen teilweise terrigen-klastischen Sedimentgesteinen («Bündnerschiefer») und vereinzelt Serpentinlinsen (GANSSE 1937, JÄCKLI 1941, STREIFF et al. 1976). Das im Westschams vorkommende Areua-Bruschghorn-Melange lässt sich über das Scharnier der liegenden Niemet-Beverin-Falte mit dem Martegnas-Melange im Ostschams verbinden (SCHMID et al. 1990, SCHREURS 1993, RÜCK & SCHREURS 1995). Sowohl das Areua-Bruschghorn- als auch das Martegnas-Melange werden auf dem vorliegenden Kartenblatt dem Schams-Deckenkomplex zugeordnet. Im Kartengebiet sind nur spärliche Reste des Areua-Bruschghorn-Melanges nördlich der Albulalä entlang des Rain digl Lai (Heidbachtobel, Koord. 2759.930/1172.760) und südlich von Obermatten (Koord. 2756.670/11170.150) aufgeschlossen.

#### **t Dolomit, Rauwacke, Phyllit**

Die aufgrund lithologischer Kriterien als triassisch eingestuften Sedimentgesteine des Areua-Bruschghorn-Melanges umfassen folgende Gesteinstypen (JÄCKLI 1944): serizitischer Phyllit, marmorierter Kalkschiefer, graubrauner Dolomit, weisser und grauer grobkörniger Marmor, gebänderter Dolomit-Kalkmarmor und Gips; dazwischen finden sich Chlorit führende tonige Lagen. Die Mächtigkeit der im Kartengebiet aufgeschlossenen triassischen Gesteine des Areua-Bruschghorn-Melanges schwankt stark und beträgt maximal 10 m.

Aufgrund des unterschiedlichen Aussehens des Dolomits, des Fehlens von Lumachellen und von frühjurassischem Kalk sind die Gesteine des Areua-Bruschghorn-Melanges von derjenigen der tektonisch darüberliegenden Tumpriv-Gruppe (Gelbhorn-Decke) zu unterscheiden (JÄCKLI 1944).

#### **Gelbhorn-Decke**

Der Schams-Deckenkomplex umfasst neben den oben erwähnten Melanges (Areua-Bruschghorn- und Martegnas-Melange) zwei Decken, die in zwei bezie-

hungsweise drei tektonische Untereinheiten gegliedert werden können (RÜCK & SCHREURS 1995):

- Gelbhorn-Decke («Unit 1»): Bestehend aus einem feinkörnig-kalkigen äusseren («Subunit 1b»; «Schenkel II» nach STREIFF et al. 1976) und einem grobklastischen inneren Schenkel («Subunit 1a»; «Schenkel I» nach STREIFF et al. 1976). Im Hangenden der Suretta-Decke (Westschams) liegt der äussere Schenkel normal, der innere Schenkel als Verkehrtserie auf der Tschera-Kalkberg-Decke. Im Westschams, und somit im Liegenden der Suretta-Decke, ist die Lagerung entsprechend, das heisst, der äussere Schenkel liegt verkehrt, der innere Schenkel normal.
- Tschera-Kalkberg-Decke («Unit 2»): Tektonisch komplex gebaute, melangartige innere Hülle des Schams-Deckenkomplexes, die aufgrund lithologischer Kriterien in drei Untereinheiten gegliedert wird. Diese sind die «Subunit 2a» (Späte Trias – Kreide, z.T. identisch mit der Tschera-Decke von STREIFF 1962), «Subunit 2b» (Frühe–Mittlere Trias, z.T. identisch mit der Gurschus-Kalkberg-Decke von STREIFF et al. 1976) und «Subunit 2c» (Trias–Kreide, z.T. identisch mit der Weissberg-Decke von KRUYSE 1967).

Im Kartengebiet ist nur der feinkörnige, äussere Schenkel der Gelbhorn-Decke («Subunit 1b») in der Südostecke anstehend. Dieser kann lithostratigraphisch wie folgt gegliedert werden:

- Tumpriv-Gruppe<sup>1</sup> (RÜCK & SCHREURS 1995), Späte Trias – Früher Jura, entspricht der «Trias-Lias-Zone» von JÄCKLI (1941);
- Nisellas-Gruppe (SCHMID 1965), Mittlerer Jura, entspricht der «Dogger-Zone» von JÄCKLI (1941);
- Obrist-Gruppe (RÜCK & SCHREURS 1995), Später Jura – Frühe Kreide, entspricht im Kartengebiet der «NivaigI-Serie» von GLASER (1926) und STREIFF (1939) sowie der Obrist-Zone von JÄCKLI (1941);
- Gelbhorn-Flysch (JÄCKLI 1941, STREIFF et al. 1976).

Die Gesteine der Gelbhorn-Decke bilden im Gebiet von Atlasblatt Thusis den Kern einer liegenden Grossfalte (Niemet-Beverin-Falte). Aufgrund des relativ hohen Anteils an evaporitischen Sedimentgesteinen (Gips) verlief die Verfaltung der Serie sehr disharmonisch. Die Kartierung der einzelnen Schichtglieder und die geologisch-tektonische Interpretation sind aufgrund der teilweise starken Lösungerscheinungen (Verkarstung) und der dadurch abgesenkten oder verstürzten Elementen so-

---

<sup>1</sup> Entsprechend den Regeln zur Nomenklatur von lithostratigraphischen Einheiten wurden die Tumpriv-, Nisellas- und Obrist-Serie von RÜCK & SCHREURS (1995) in der Kartenlegende neu als Gruppen bezeichnet, da diese mehrere formationsähnliche lithostratigraphische Einheiten einer Sedimentationsabfolge zusammenfassen.

wie aufgrund der unzusammenhängenden Aufschlüsse mit gewissen Unsicherheiten behaftet. Eine eindeutige stratigraphische Zuordnung war nicht immer möglich.

### ***Tumpriv-Gruppe***

#### **t<sub>1</sub>      Rauwacke**

Als Rauwacke wurden dolomitische, teilweise Gips führende zellige, lokal schiefrige Gesteine ausgeschieden, die Merkmale von starker Tektonisierung und Auslaugung aufweisen. Vorkommen von Rauwacke findet man im Gebiet östlich von Got da Solas (Koord. 2758.730/1171.500) im Scharnierbereich einer liegenden Falte. STREIFF (1939) vermutet für die Rauwacken ein Carnien-Alter.

#### **t<sub>2</sub>      Gips**

Der körnige Gips ist weiss, teilweise etwas rötlich oder braungrau. In grösseren Aufschlüssen ist eine Bänderung erkennbar; häufig treten Zwischenlagen von grünlichem feinkörnigem, teils sandigem, teils dolomitischem Mergelschiefer auf. Grössere Gipsvorkommen finden sich bei den Wiss Chöpf (Koord. 2758.250/1170.520), ungefähr 1,4 km SSE von Mutten sowie auf 1400 m ü. M. östlich von Colm da Solas (Koord. 2759.100/1170.960); kleinere finden sich westlich Punt da Solas bei Koord. 2756.830/1171930, entlang der Kantonsstrasse und entlang der Strasse nach Solas. Für den Gips wird – wie für die Rauwacke – ein Carnien-Alter angenommen (STREIFF 1939).

#### **t<sub>3</sub>      Gelblich anwitternder gebankter Dolomit**

Stratigraphisch über der Rauwacke und den Gipsvorkommen folgt ein heller Dolomit. Es handelt sich dabei um einen hellgelb anwitternden gut gebankten Dolomit. Er ist oft stark zerbrochen und von weissen Quarz- und Kalzitadern durchzogen. Auf den Klufflächen findet man häufig dünne Limonitbeläge; selten sind kleine, idiomorphe Pyrite. Zwischenlagen von grünem und rotem serizitisiertem Tonschiefer trennen die einzelnen, bis zu 4 m mächtigen Dolomitbänke (SCHMID 1965).

OTT (1925) gibt für den Dolomit im Gebiet von Tiefencastel und Punt da Solas (Solisbrücke) eine Mächtigkeit von 60 m an. SCHMID (1965) vermutet, dass dies der Mächtigkeit der gesamten triassischen Sedimentabfolge entspricht und geht von einer Mächtigkeit von maximal 15 m aus, was mit den Beobachtungen im Kartengebiet östlich Got da Solas übereinstimmt. Im Gebiet von Atlasblatt Andeer erreicht der Dolomit eine maximale Mächtigkeit von 30 m (STREIFF et al. 1976).

Gestützt auf lithologische und fazielle Analogien zu den triassischen Gesteinen der mittelpenninischen Préalpes médianes plastiques (PUGIN 1951) wird der Dolomit ins Norien gestellt (STREIFF et al. 1976).

### **t<sub>s</sub> «Bunte Schiefer»**

Über dem Dolomit, zum Teil mit diesem noch in Wechsellagerung, folgt östlich der Lokalität «Uf der Chalteggen» (bei Koord. 2757.750/1170.060) ein roter, gelber und grüner Dolomitmergel bis Tonschiefer. Die grünlichen Varietäten sind serizitisch und stark quarzhaltig (STREIFF et al. 1976). Die Mächtigkeit dieser «Bunten Schiefer» liegt bei 5 bis maximal 15 m; sie können aber auch ausgedünnt sein oder vollständig fehlen. STREIFF et al. (1976) stellt die mergelig-tonige Sedimentabfolge ins Norien.

### **r Lumachellenkalk, Tonschiefer, Dolomit und Mergel**

Im Hangenden der «Bunten Schiefer» folgt eine sowohl im West- als auch im Ostschams auftretende, sehr heterogen aufgebaute Sedimentabfolge, die ins Rhät gestellt wird. Die maximale Mächtigkeit im Westschams beträgt bis 10 m, im Ostschams bis 7 m.

Im Grossbach südlich von Mutten (Koord. 2757.850/1170.000), am südlichen Kartengebietsrand, beschreibt SCHMID (1965) folgende Normalabfolge (von stratigraphisch oben nach unten):

0,5–1 m	Knolliger Kalk, Lumachellen
1–2 m	Grauschwarzer dichter leicht kieseliger Dolomit, im unteren Teil mit Crinoidenresten
0,5–1 m	Dunkler toniger Kalk und Tonschiefer
1–2 m	Dunkelgrauer kieseliger Dolomit, im unteren Teil stark kalkig
1–3 m	Graugrüner dichter Dolomit
0,5–1 m	Grauer in situ brekziierter Dolomit

Gemäss SCHMID (1965) konnten im Gebiet Tiefencastel–Solass verschiedene Fossilreste nachgewiesen werden, die jedoch nicht genauer bestimmbar sind. Ihre Einstufung in das Rhät geht auf WILHELM (1933) zurück.

### **l Blaugrauer gut gebankter Kalk**

Der frühjurassische Kalk stellt in der Südostecke des Kartengebiets eine mächtige und kompetente und daher markante Lithologie dar, anhand derer die komplizierten Verfaltungen innerhalb der Gelbhorn-Decke zu erkennen sind (JÄCKLI 1941). Es handelt sich um einen blaugrauen gut gebankten Kalk. SCHMID (1965) nimmt eine Dreiteilung der Kalkabfolge vor (von stratigraphisch oben nach unten):

20–30 m	Graublau anwitternder massiger dichter Kalk, im oberen Teil mit hellen Kieselschnüren
8–12 m	Unruhig gebankter Abschnitt mit hellem knolligem Kalk und mit grau bis rötlich anwitterndem, brekziösem Kalk
15–20 m	Dunkelgrauer bis schwarzer feinbankiger dichter Kalk mit Tonschieferzwischenlagen; graublauer feinspätiger Kalk und kalkige Feinbrekzie

Die meist als Verkehrtserie aufgeschlossene Kalkabfolge ist in der südöstlichen Kartengebietsecke südlich Punt da Solas oder östlich Crap las Caltgeras nahe der Kartengebietsgrenze gut zu beobachten. In der stellenweise sehr fossilreichen Kalkabfolge konnte aufgrund von Ammoniten- und Belemnitenfunden ein Pliensbachien-Alter ermittelt werden (STREIFF et al. 1976).

### *Nisellas-Gruppe*

Die Nisellas-Gruppe wurde nach einer Lokalität<sup>1</sup> bei Tiefencastel, südlich Alvaschein benannt («Nisellas-Serie» nach SCHMID 1965) und umfasst eine sehr heterogene Sedimentabfolge zwischen der Tumpriv- und der Obrist-Gruppe. Der Übergang zwischen dem gebankten Kalk der Tumpriv-Gruppe und dem Tonschiefer der Nisellas-Gruppe ist fliessend und nur selten gut aufgeschlossen. Im Ostschams ist die Nisellas-Gruppe tektonisch stark ausgedünnt; die sehr inkompetenten tonigen Sedimentgesteine dienen oft als Gleithorizont, so dass der Kontakt sowohl zur liegenden Tumpriv- als auch zur hangenden Obrist-Gruppe meist tektonisch überprägt ist (RÜCK & SCHREURS 1995). Da die tonige Abfolge der Nisellas-Gruppe Ähnlichkeiten mit den kalkig-tonigen Gesteinen der Tomül-Decke («Bündnerschiefer») aufweist, wurde diese im Gebiet von Tiefencastel (Atlasblatt Filisur) von früheren Bearbeitern irrtümlicherweise der tektonisch tiefer liegenden Tomül-Decke zugeordnet («Schynschiefer», «Fenster von Tiefencastel» nach OTT 1925, SCHMID 1965). Bis heute konnte das Alter der Nisellas-Gruppe nicht bestimmt werden; JÄCKLI (1941, «Dogger-Zone») wies ihr ein mitteljurasisches Alter zu.

Für die Nisellas-Gruppe im Ostschams definierte SCHMID (1965) folgende Schichtglieder (von stratigraphisch oben nach unten):

- Tonschiefer: meist sandiger und kalkiger Tonschiefer, selten reiner Tonschiefer
- Kieseliger Kalk, Sandstein, Brekzienlagen: Wechsellagerung von Kalkbänken, heterogenen bis fast reinen kalkigen oder dolomitischen Brekzienlagen, (Quarz-)Sandstein und Tonschiefer
- Toniger Kalkschiefer: dunkler, dichter toniger Kalkschiefer, wechsellagernd mit helleren, spätigen, oft stark serizitisierten Kalkbänken; gegen oben zunehmend Zwischenlagen von grau bis braunrot anwitterndem dichtem kieseligem Kalk
- Schwarzer Tonphyllit: dünnblättriger, weich zurückwitternder kalkfreier Tonphyllit

---

<sup>1</sup> Die Lokalität ist auf der Ausgabe der aktuellen topographischen Karte 1:25 000 nicht vermerkt.

Die Sedimentgesteine der Nisellas-Gruppe kommen nur in der Südostecke des Kartengebiets vor. Die dargestellten lithostratigraphischen Einheiten sind in Anlehnung an das südlich angrenzende Atlasblatt Andeer (STREIFF et al. 1971) ausgeschrieben worden.

### **i<sub>s</sub> Dunkelgrauer bis schwarzer Tonschiefer**

Hierbei handelt es sich um einen dunkelgrauen bis schwarzen dünnschichtigen Tonschiefer, oft leicht sandig bis kalkig. Die Basis der Abfolge bildet ein häufig tiefschwarzer kalkfreier Tonschiefer bis Phyllit. Diese tonige Abfolge bildet die grosse Masse – das «Hintergrundgestein» – der Nisellas-Gruppe.

### **i<sub>k</sub> Sandiger Kalkschiefer bis Kalk, teilweise kieselig**

In den Tonschiefer eingelagert sind gelegentlich Lagen von hellem fein- bis grobspätigem tonigem oder sandigem Kalk, teilweise kieselig, lokal etwas marmoriert. Im Kartengebiet ist dieser Kalkschiefer bis Kalk nur östlich der Wiss Chöpf (Koord. 2758.500/1170.300) aufgeschlossen.

### **i<sub>b</sub> Dolomit-Kalk-Brekzie**

Vorkommen einer hellgrau bis bräunlich anwitternden, im Meterbereich gebankten kalkigen bis kieseligen Dolomit-Kalk-Brekzie finden sich nordöstlich Colm da Solas und bei den Wiss Chöpf. Die oft hervortretenden, schlecht gerundeten Komponenten bestehen aus grauem und gelbem Dolomit, Kalk und Kalkmarmor. Sie messen 0,1–30 mm im Durchmesser, in seltenen Fällen bis 20 cm.

## ***Obrist-Gruppe***

Die Obrist-Gruppe tritt im Gebiet von Atlasblatt Thusis südlich von Obermatten (Muttner Alp) als Normalabfolge auf. Im Hangenden der Stätzerhorn-Gruppe (Tomül-Decke) kann sie mit seltenen Aufschlüssen vom Grossbach (Muttner Tobel) über Punt la Solas bis westlich von Nivaigl (Atlasblatt Filisur) verfolgt werden. Die Obrist-Gruppe entspricht der «Obrist-Zone» von JÄCKLI (1941). Detaillierte stratigraphische und tektonische Untersuchungen konnten zeigen, dass die von GLASER (1926) und STREIFF (1939) im Otschams definierte «Nivaigl-Serie»<sup>1</sup> eine Verdoppelung der invers gelagerten Obrist-Gruppe darstellt (RÜCK & SCHREURS 1995). Auf der vorliegenden Karte wurde daher der auf dem südlich angrenzenden Atlasblatt Andeer (STREIFF et al. 1971) verwendete Begriff «Nivaigl-

<sup>1</sup> Die «Nivaigl-Serie» wurde von GLASER (1926) nach der Lokalität «Nivaigl» nordwestlich von Alvaschein (Atlasblatt Filisur) benannt. Die Lokalität «Nivaigl» wird auf der aktuellen Ausgabe der topographischen Karte 1:25 000 als «Nivagl» bezeichnet.

Serie» durch die Obrist-Gruppe ersetzt. Die auf der Karte dargestellten lithostratigraphischen Einheiten sind jedoch in Anlehnung an STREIFF et al. (1971) ausgedehnt worden.

Das Alter der Obrist-Gruppe konnte bis heute nicht durch Fossilfunde belegt werden. Basierend auf lithologischen Vergleichen wird ein mitteljurassisches bis kretazisches Alter vermutet (STREIFF et al. 1976, RÜCK & SCHREURS 1995).

#### **i<sub>q</sub> «Unterer Quarzit»**

Als «Unterer Quarzit» wird ein rostbraun anwitternder, im frischen Bruch graubrauner bis graugrüner, stark geklüfteter, plattiger Chlorit führender Sandstein bis Quarzsandstein bezeichnet. Im unteren Teil ist der (Quarz-)Sandstein kalkhaltig, mit gelegentlichen Einschaltungen von Feinbrekzienlagen. Im Dach der Formation tritt ein massiger grüner Quarzit auf («Ölquarzit» nach STREIFF et al. 1976, RÜCK & SCHREURS 1995). Die maximale Mächtigkeit des «Unteren Quarzits» beträgt 40 m; das Alter wird als mitteljurassisch vermutet (STREIFF et al. 1976).

#### **i-c Tonige Kalkschiefer, z. T. sandig**

Diese Kartiereinheit umfasst einen dünnlagigen, meist ziemlich sandigen tonigen Kalkschiefer mit dunkelgrauen Tonhäuten. Die Abfolge erreicht eine maximale Mächtigkeit von 40 m und wurde von STREIFF et al. (1976) als Berriasien-Hauterivien («Neokom») eingestuft.

#### **c<sub>q</sub> «Oberer Quarzit»**

Im unteren Teil dominiert ein plattiger, meist kalkiger Quarzsandstein, der gegen oben in einen massiger werdenden dunkelgrünen Quarzsandstein («Ölquarzit») mit schwarzen Tonphyllitzwischenlagen übergeht. Für den «Oberer Quarzit» wird eine maximale Mächtigkeit von 30 m angegeben, altersmässig wird die Abfolge in den Zeitraum Aptien-Cénomani ( «Gault») gestellt (STREIFF et al. 1976).

#### **c<sub>m</sub> «Oberer Serizitmarmor»**

Der «Obere Serizitmarmor» umfasst einen gelbbraun anwitternden dünn-schichtigen Kalkmarmor mit grünen Serizitbelägen. Im obersten Teil sind oft Lagen von schwarzem Tonschiefer und bläulichem Kalk eingeschaltet. Südlich von Obermatten tritt der «Obere Serizitmarmor» als Wandbildner eindrucklich in Erscheinung. Gemäss STREIFF et al. (1976) wird diese Abfolge als Äquivalent der Couches Rouges interpretiert und deshalb als spätkretazisch eingestuft. Die Mächtigkeit erreicht maximal 50 m.

### ***Gelbhorn-Flysch***

Nach SCHMID (1965) gehen die obersten Einheiten der Obrist-Gruppe – in SCHMID (1965) noch als «Nivaigl-Serie» bezeichnet – ohne erkennbare Grenzen in eine «mächtige, einförmige Folge von marinen Kalksteinen, Sandsteinen, Tonschiefern und Breccien über...», die er als Flysch zusammenfasste. Gliederung, Namensgebung und Zuordnung dieser mächtigen und ausgedehnten Flyschablagerung, die sich vom Prättigau bis ins Avers erstreckt, sind Inhalt von zahlreichen weiteren Arbeiten: STREIFF (1939), JÄCKLI (1941), ZIEGLER (1956), STREIFF et al. (1976), SCHREURS (1991), RÜCK & SCHREURS (1995), WEH (1998) und WEH & FROITZHEIM (2001).

Nach JÄCKLI (1941) besteht die von ihm als «Flysch-Zone der Gelbhorn-Decke» bezeichnete Abfolge aus einem Normal- und einem Verkehrtshenkel, wobei das Antiklinalcharnier erodiert worden ist. Nach STREIFF et al. (1976) gehört der «Untere Flyschzug» zum Schenkel II, nach RÜCK & SCHREURS (1995) der «Subunit 1b» der Gelbhorn-Decke.

### **f<sub>G</sub>      Gelbhorn-Flysch**

Der Gelbhorn-Flysch besteht aus dunkelgrauem bis schwarzem, blättrigem, teilweise kalkigem Schiefer und reinem Tonphyllit, lokal mit Einschaltungen von geringmächtigen sandigen Lagen.

Im Kartengebiet konnte nur ein Vorkommen von Gelbhorn-Flysch am südöstlichen Kartengebietsrand lokalisiert werden (Koord. 2756.107/1170.201). Dieses bereits auf dem Atlasblatt Andeer (STREIFF et al. 1971) dargestellte Vorkommen im Liegenden der Obrist-Gruppe ist durch einen schmalen Rauwackenzug des Areua-Bruschhorn-Melanges vom Tomül-Flysch abgetrennt. Am Übergang Tomül-Decke/Schams-Deckenkomplex zwischen Obermitten / Muttner Alp und Solas konnte mangels markanter Trennschichten und aufgrund der beschränkten Aufschlussverhältnisse keine klare Trennung zwischen der Stätzerhorn-Gruppe, dem Gelbhorn-Flysch und der Obrist-Gruppe vorgenommen werden.

STREIFF et al. (1976) geben ein spätkretazisches bis eozänes Alter für den Gelbhorn-Flysch an; RÜCK & SCHREURS (1995) stellen ihn komplett ins Paläogen. Die stratigraphische Abfolge von Serizitmarmor zu Gelbhorn-Flysch kann möglicherweise mit der Schichtfolge Couches Rouges – «Flysch Médianes» (Cuvigne-Derrey-Formation) der Préalpes verglichen werden, was ebenfalls für ein Alter am Übergang der Späten Kreide zum Paläogen sprechen würde (schriftl. Mitt. W. Winkler).

## QUARTÄR

Die Täler im Kartengebiet gehören zum Einzugsgebiet des Bündner Gletschers (Rheingletscher auct.), der zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum LGM) vor 26,5–19 ka mit seiner Zunge weit ins Mittelland vorgestossen war und im Limmat- und Glatttal sowie im Gebiet nördlich des Bodensees stirnte (HANTKE 1980, GRAF et al. 2006, CLARK et al. 2009, REBER et al. 2014 u. a.). Zu erwähnen ist, dass ein Teil der Eismassen vom Eisdom Engiadina im Berninagebiet herkommend über den Albula- und den Julierpass zugeflossen ist (FLO-RINETH & SCHLÜCHTER 1998, SCHLÜCHTER 2009).

Wie Schliiffgrenzen, das heisst die morphologische Grenze zwischen den glazial überschliiffenen Talflanken und der von Frostverwitterung geprägten Gipfelregion, belegen, lag im Kartengebiet die maximale letzteiszeitliche Eisoberfläche auf ungefähr 2200 m ü. M., das heisst rund 1300 m über der heutigen Talebene des Hinterrheins. Nur die Gipfel der Kette Fulenberg – Stätzer Horn ragten als Nunataks aus dem Eis (SCHLÜCHTER 2009).

Im Gebiet von Atlasblatt Thusis werden die Quartärablagerungen von den Moränen der spätglazialen Gletschervorstösse dominiert. Diese bestehen, neben den im Kartengebiet nur vereinzelt auftretenden charakteristischen wallförmigen Erhebungen der Moränenwälle, hauptsächlich aus Grundmoränenmaterial und aus blockreicher Obermoräne, welche beim Zurückschmelzen der Gletscherzungen in den Geländemulden abgelagert worden ist. Auf dem Atlasblatt wurde zwischen letzteiszeitlichen Moränen ( $q_{4m}$ ) und Lokalmoränen ( $q_{lm}$ ) unterschieden.

Zusätzlich zu den Gletscherablagerungen wurden im Kartenblatt Ablagerungen fluviatilen und gravitativen Ursprungs wie Alluvionen, Schwemmfächer, Hang- und Blockschutt sowie Rutsch- und Sackungsmassen dargestellt. Die Darstellung des Quartärs basiert hauptsächlich auf Feldaufnahmen, die durch Interpretation von Orthofotos aus dem Jahre 2013 und dem digitalen Geländemodell (swissALTI<sup>3D</sup>) sowie durch die Auswertung historischer Karten ergänzt wurden.

### Spätes Pleistozän

#### $q_{4m}$ Letzteiszeitliche Moräne (Till)

Die letzteiszeitliche Moräne ist sowohl bezüglich Korngrösse als auch bezüglich petrographischer Zusammensetzung sehr heterogen. Typischerweise handelt es sich um wenige Meter mächtige Sand- und Kieslagen mit einem hohen Siltanteil und einem unterschiedlichen Gehalt an Steinen und Blöcken. Aufgrund ihrer Vorbelastung durch den Gletscher ist das Lockergestein fest bis hart gelagert. In verschiedenen Gebieten finden sich mächtige Moränen, die eine besondere Erwähnung verdienen:

- Südwestlich von Thusis im Gebiet Dürrwald-Pradschappina südlich des Nolla sind im Bereich zwischen 1200 und 1500 m ü. M. ausgedehnte Moränenaufschlüsse zu beobachten, welche auf mächtige Gletscherablagerungen schliessen lassen. Die Aufschlüsse sind durch auffällig häufige Hangmuren entstanden, welche den Oberboden und Teile der Moräne abgetragen haben. Es finden sich auch verschiedene Materialentnahmestellen, in denen vielfältige glazialtektonische Phänomene wie Kompression, Abschiebungen, Schrägstellung sowie teilweise gerundete Steine und Blöcke zu beobachten sind.
- Östlich von Fürstenaubruck, am Ausgang der Clusa, befindet sich die Kiesabbaustelle Spundas (Koord. 2754.950/1175.750). Es liegt dort siltiger Kies mit wenig – lokal reichlich – Sand und Steinen vor. Darin sind gelegentlich Blöcke enthalten. Es finden sich Sand- und Siltlinsen mit Schrägschichtung. Die ganze Abfolge ist dicht gelagert und daher als mächtige Moräne zu interpretieren.
- Östlich angrenzend an den Leg da Canova, südöstlich Paspels, findet sich, dem Talabhang vorgelagert, eine markante Hügelzone mit glazial und fluviatil überprägter Morphologie. In einzelnen Aufschlüssen finden sich viele gut gerundete Steine und Blöcke, die auf einen fluviatilen Einfluss hinweisen. Die als Moräne ausgeschiedene Gesteinsabfolge dürfte eine Mächtigkeit von mehr als 100 m haben und als Folge von gletscherrandnahen und fluviatilen Prozessen am Ausgang des Val d'Almen entstanden sein. Diese Lockergesteinsmasse dürfte wahrscheinlich auch das Einzugsgebiet und Reservoir für den unterirdischen Zufluss des Leg da Canova sein.

Glazigene Geländeformen, die an Drumlins und Rundhöcker erinnern, finden sich verschiedenenorts im Kartengebiet. Hervorzuheben ist das Gebiet nordwestlich von Thusis und südlich von Masein, auf dem Crest dil Cut sowie im Domleschg auf der rechten Talseite des Hinterrheins (z. B. südöstlich von Paspels und Tomils). Auf der Karte wurden Drumlins und Rundhöcker jedoch nicht explizit dargestellt.

Im Safiental und am Heinzenberg sind die Moränenablagerungen von den Bächen zum Teil recht tief eingeschnitten und entsprechend der Verwitterung und Erosion ausgesetzt. Lokal sind die Ablagerungen als Hangschutt anzusprechen und wurden auf der Karte auch als solche dargestellt.

### *Moränenwälle*

Eindeutige Moränenwälle treten im Kartengebiet nur selten auf und beschränken sich auf das Gebiet von Carschenna (Koord. 2754.660/1173.200). Diese markanten spätglazialen Moränenwälle eines seitlichen Lappens des Hinterrheingletschers liegen im Konfluenzbereich mit dem Albulagletscher und werden dem Chur-Stadium zugeordnet (HANTKE 1980). Das Chur-Stadium dürfte gemäss BURGA (1981) einem Äquivalent des ostalpinen Bühl-Stadiums (PENCK & BRÜCKNER

1901–1909) entsprechen und markiert den sukzessiven Zerfall der geschlossenen inneralpinen Eismasse in individuelle Talgletscher (spätglazialer Eiszerfall). Die zeitliche Stellung des Chur-Stadiums ist jedoch unklar. <sup>14</sup>C-Alter von 12,40 ka BP und 12,14 ka BP an Proben aus einem Feuchtgebiet des Crapteig datieren den Beginn der organischen Sedimentation und belegen, dass der Hinterrheingletscher schon zur Zeit Älteste Dryas / Bölling mindestens bis hinter die Viamala zurückgeschmolzen sein muss (BURGA 1980). Dies weist darauf hin, dass das Chur-Stadium des Hinterrheingletschers vor oder spätestens während der Ältesten Dryas-Zeit stattgefunden haben muss, das heisst etwa vor 19–17 ka (MAISCH 1982, KLASSEN et al. 2007, IVY-OCHS et al. 2008). Wo genau der Hinterrheingletscher im Chur-Stadium stirnte, ist ungewiss; es existieren keine Anzeichen, dass er bis gegen Chur vorgestossen ist (s. REMENYIK 1959, ABELE 1974). Basierend auf geomorphologischen Argumenten, wird eine Gletscherstirn des Hinterrheingletschers im Chur-Stadium in der Gegend Rothenbrunnen – Tomils vermutet (BURGA 1981).

Wallartige Formen mit aufliegenden erratischen Blöcken am Nordabhang des Berggrats Piz Beverin – Einshorn auf ungefähr 1750 m ü. M. (Koord. 2748.780/1170.170) und südöstlich von Scharans (Koord. 2754.880/1175.820) wurden nicht als Moränenwälle dargestellt, da diese Formen auch als Erosionsstrukturen interpretiert werden können. Die wallartigen Formen am Nordgrat des Piz Beverin auf etwa 2100 m ü. M. (Koord. 2746.330/1170.240) und südlich von Tschappina (Koord. 2748.370/1172.170) sowie der von HANTKE (1980) als Seitenmoräne gedeutete sanfte Pass bei Obermatten (Koord. 2756.520/1170.900) dürften durch Hanginstabilitäten (Abrissrand, Nackentälchen) gebildet worden sein.

### *Erratiker*

Erratiker sind im Kartengebiet weit verbreitet und wurden auf dem vorliegenden Kartenblatt – sofern möglich – in drei Gruppen gegliedert:

- Kristallingesteine: Gneise und Granite der mittelpenninischen und ostalpinen Decken
- (Ultra-)Basika: Grüngesteine i. Allg. (Prasinite, Metabasalte, ophiolithische Gesteine)
- Sedimentgesteine: Kalkschiefer, (Sand-)Kalke, helle Dolomite und Dolomitrekzien

Bei den Kristallingesteinen treten besonders häufig und auffällig die durch den Hinterrheingletscher abgelagerten Erratiker von Rofna-Porphyr («Rofna-Gneis», «Anderer Granit») in Erscheinung. Der Rofna-Porphyr ist meist charakterisiert durch die milchig-grünliche Farbe mit dem typisch porphyrischen Aussehen, mit Einsprenglingen von Mikroklinperthit und Quarz. Schwärme von Erratikern von Rofna-Porphyr sind auf dem Crapteig zu finden; ein unter Schutz gestellter Erratiker

befindet sich unter anderen bei Dalin auf dem nördlichen Heinzenberg (Koord. 2750.200/1177.970). Erratiker von Julier-Granit sind im Albulatal (Schinschlucht) und im Domleschg auf der rechten Talseite des Hinterrheins hervorzuheben und belegen den Einfluss des Julia-/Albulagletschers.

Erratiker von (Ultra-)Basika sind typischerweise relativ häufig im Safiental zu finden. Diese stammen vom Tomül-Grüngesteinszug, welcher im südlichen Safiental grossflächig ansteht. Zwischen Mutten und Obermutten treten Schwärme von Grüngesteinsblöcken (Gabbro, Diabas) auf, die durch den Julia-/Albulagletscher abgelagert worden sind.

Erwähnenswerte Sedimentgesteinserratiker sind solche von Vizan-Brekzie des Schams-Deckenkomplexes («Taspinitbrekzie» nach ALB. HEIM 1891), die insbesondere im Gebiet von Obermutten häufig sind. Verrucanoartige Gesteine zeigen den Gletscherzufluss aus dem Albulatal und sind um Solis und im Domleschg zu finden.

Höchstliegende Erratiker wurden im Kartengebiet auf 2180 beziehungsweise 2130 m.ü. M. auf der Hochebene östlich des Rappakopfs (Koord. 2751.030/1170.040) gefunden. Weitere bemerkenswert hoch gelegene Erratiker befinden sich auf der Präzer Höhi (Rofna-Porphyr, Koord. 2747.890/1178.450) auf 2060 m.ü. M. und oberhalb der Alp da Traun (Julier-Granit, Koord. 2756.350/1181.570) auf 2010 m.ü. M.

### **Strudelloch, Gletschertopf**

Auf der Eggenhöhi (bei Pkt. 1116, Koord. 2753.180/1171.860), südlich des Crapteig, findet sich, in stark glazigen modellierter Felslandschaft mit vielen Erratikern, ein Strudelloch beziehungsweise Gletschertopf. Dies weist eindrücklich auf die erosive Tätigkeit des an der Gletschersohle unter hohem hydrostatischem Druck fliessenden Wassers hin.

### **q<sub>im</sub> Lokalmoräne (Till), mit grober Blockstreu**

Die Bezeichnung Lokalmoräne soll zum Ausdruck bringen, dass die Moränen nicht durch grosse Talgletscher, wie zum Beispiel den Hinterrheingletscher oder den Julia-/Albulagletscher, abgelagert wurden. Vielmehr handelt es sich um Ablagerungen kleinerer Gletscher, die gegen Ende des Spätglazials aus Seitentälern oder aus lokal eng begrenzten Kargebieten vorstießen. Die Lokalmoränen sind charakterisiert durch einen im Vergleich zu den Moränen der Letzten Vergletscherung frischeren Habitus und tendenziell markantere Wallformen. Obwohl im vorliegenden Gebiet keine absoluten Datierungen dieser Ablagerungen vorliegen, können sie aus Analogie zu ähnlichen Ablagerungen im Gebiet der Atlasblätter Vals und Ilanz sowie der östlichen Alpen am ehesten dem Egesen-Stadium zugewiesen werden (MAISCH 1981). Diese Kaltphase wird heute mit dem Zeitraum der Jüngeren Dryas (12,7–11,6 ka BP) korreliert. Eine eindeutige Zuordnung zu diesem

Stadium ist aber nicht immer einwandfrei möglich. Gebiete und Wälle zweifelhafter Zugehörigkeit wurden als letzteiszeitliche Moräne ( $q_{lm}$ ) ausgeschieden.

Deutlich ausgebildete Lokalmoränen sind im Safiental im Tälli am westlichen Kartengebietsrand (Koord. 2742.730/1178.500) zu finden. Von der Tällihütte talabwärts und südlich davon sind deutliche Moränenwälle ausgebildet.

Weitere Vorkommen von Lokalmoräne finden sich nördlich des Piz Danis (Koord. 2758.000/1179.000), wo ein kleiner See auf der Alp Raschil des ehemaligen Zungenbeckens markiert, und östlich des Fulenbergs (Koord. 2759.210/1181.210).

### *Moränenwälle*

Wälle dieses letzten ausgeprägten spätglazialen Vorstosses (Egesen-Stadium) finden sich im Tälli am westlichen Kartengebietsrand und im Stätzer Täli östlich des Fulenbergs.

### *Fossile Blockgletscher*

Fossile beziehungsweise reliktsche Blockgletscher weisen in den Zwischenräumen der Blöcke kein Eis mehr auf und zeigen daher keine Anzeichen einer aktiven Bewegung mehr. Sie sind charakterisiert durch zusammengesackte, häufig mit Vegetation überwachsene Loben. Fossile Blockgletscher finden sich im Kartengebiet an zwei Lokalitäten innerhalb von Lokalmoränen: nördlich des Piz Danis und im Stätzer Täli östlich des Fulenbergs.

## **Umgelagerte Moräne (Till)**

Als umgelagerte Moräne werden meist kegelförmige Geländeformen interpretiert, welche aufgrund ihrer Morphologie eindeutig fluviatilen Ursprungs sind, jedoch mit dem heute beobachtbaren Abflussregime nicht erklärbar sind. Beispiele dazu stellen die überwachsenen, unterhalb von ehemaligen glazialen Abflussrinnen liegenden, kegelförmigen Strukturen bei Tomils und nördlich von Dusch dar.

## **Ehemalige glaziale Abflussrinnen, Trockentäler**

Das «Verloren Loch» (Koord. 2753.990/1171.800), südlich des Ausgangs der Viamala gelegen, ist eine in den Quarzsandstein des Nolla-Tonschiefers eingeschnittene Schlucht, die mit Lockergesteinsmaterial gefüllt ist (Fig. 7). BUXTORF (1919) hat die Talgeschichte der Viamala untersucht. Er beschreibt neben der heutigen Schlucht noch zwei weitere Schluchten in der Viamala, die mit Lockergesteinsmaterial verfüllt sind.

Ein ehemaliger Abfluss der Hinterrheins verläuft westlich des «Verloren Loch» beziehungsweise westlich des Crapteig via Bofel-Übernolla (Saissabach)



Fig. 7: Eingang zum «Verloren Loch» nordöstlich von Rongellen. Foto R. Wyss, 2009.

und weiter in Richtung Norden – zwischen Thusis und Masein – nach Summaprada. Der Abfluss Bofel-Übernolla (Saissabach) dürfte aber später dem heutigen Lauf des Nolla gefolgt sein, da dessen Erosionsniveau tiefer liegt als die Ablustrinne zwischen Thusis und Masein.

Der alte Abfluss durch den Saissabach ist morphologisch markant und mehrfach in der Literatur beschrieben (BUXTORF 1919, JÄCKLI 1980). Nach JÄCKLI (1980) verstopften Moränen den Abfluss über den Saissabach so dass der Hinterrhein über einen neuen Abfluss durch das «Verloren Loch» nach Norden entwässerte. Später wurde das Gebiet von Rongellen durch die Sackung Kirchwald weiter verstopft und der Hinterrhein schuf seinen heutigen Abfluss östlich des «Verloren Loch». Das Fehlen einer Sackungsstirn und einzelne erratische Blöcke weisen darauf hin, dass das Gebiet möglicherweise später noch einmal vom Gletscher überfahren worden ist.

Im Gebiet östlich von Masein wurden 1985 verschiedene Sondierbohrungen durch das Tiefbauamt des Kantons Graubündens abgeteuf. Eine Bohrung (Bl, Koord. 2752.455/1174.205, ca. 810 m.ü. M.) erreichte nach der Durchörterung mächt-

tiger Kies- und Sandablagerungen mit organischen Beimengungen in 32m Tiefe Moräne, die bis auf 35,7m Tiefe erbohrt werden konnte. Der Fels wurde nicht erreicht, liegt also tiefer als Kote 774,30 m ü. M. Zusammen mit den Resultaten der weiteren Sondierbohrungen, die in einem relativ kleinen Gebiet liegen, lässt sich somit eine enge, schluchtartige Abflussrinne vermuten.

Weitere ehemalige glaziale Abflussrinnen befinden sich im Domleschg östlich von Paspels, nördlich von Dusch und bei Tomils.

## Holozän

### q<sub>s</sub> Fluviatiler Schotter, Delta- und Seebodensedimente

Bei Campi, ungefähr 1 km östlich von Sils i. D., findet sich ein leicht zementiertes Schottervorkommen mit sauberem Feinkies mit einzelnen größeren Geröllen, überlagert von Grobkies mit viel Sand und einzelnen Steinen. Die markante Schrägschichtung ist in nordwestliche Richtung orientiert. Dieses Vorkommen kann als Deltaschotter in einen Randsee des sich zurückziehenden Hinterrheingletschers interpretiert werden (s. HANTKE 1980). Die Terrasse von Campi könnte aus demselben Material bestehen, dürfte aber teilweise erodiert worden sein. Weitere markante, teilweise schräggeschichtete spät- bis postglaziale Schottervorkommen sind bei Parnegl, bei Prin und unterhalb Punt da Solas (Fig. 8) am östlichen Kartengebietsrand zu finden.

Das Vorkommen bei Parnegl weist eine kuppige, drumlinartige Morphologie auf. Dies könnte darauf hinweisen, dass dieses Gebiet noch einmal durch den Julia-/Albulagletscher überfahren worden ist.

Weitere terrassenförmige Vorkommen westlich und südlich von Sils i. D. sowie entlang des Hinterrheins bei St. Albin (Koord. 2753.900/1172.400) und südlich von Rongellen (Koord. 2753.900/1170.960) wurden ebenfalls als spät- bis postglaziale fluviatiler Schotter, Delta- und Seebodensedimente interpretiert.

Die Ablagerungen rund um Sant Cassian bezeichnete HANTKE (1980) als Stauschotterablagerungen in einem See zwischen dem abschmelzenden Hinterrhein- und dem Julia-/Albulagletscher. In der Karte wurde dieses Gebiet als letzteiszeitliche Moräne ausgeschieden. Diese weist zahlreiche im Kartenmassstab 1:25 000 nicht darstellbare Erosionskanten und ehemalige Abflussrinnen auf.

### q<sub>B</sub> Bonaduz-Formation

Westlich und östlich des Hinterrheins treten am Fuss des Heinzenbergs und im Domleschg markante, oft terrassenförmige Vorkommen von sandig-siltigem Kies auf (Fig. 9), die an verschiedenen Stellen abgebaut werden. Sie erstrecken sich



Fig. 8: Schräggeschichteter zementierter Schotter unterhalb von Punt da Solas (Koord. 2759.980/1172.060). Foto R. Wyss, 2007.



Fig. 9: Bonaduz-Formation. Mittelkörniger Kies mit wenig Sand und wenig Feinanteilen, ohne erkennbare Sedimentstrukturen. Cazis. Foto R. Wyss, 2008.

vom Vorderrhein nördlich von Bonaduz (ausserhalb des Kartengebiets) bis nördlich von Thusis. Die südlichsten Vorkommen bei Summaprada sind morphologisch und aufgrund von Auswurfmaterial von Grabgängen von Tieren kartierbar (wenig gerundeter mittelkörniger Kies).

Die in der Literatur unter dem Begriff «Bonaduzer Schotter» (PAVONI 1968) beziehungsweise «Kiese von Bonaduz» (VON POSCHINGER 2006) bekannten Sedimente werden auf dem vorliegenden Kartenblatt neu als Bonaduz-Formation bezeichnet. Der Begriff «Bonaduz-Schotter» sollte vermieden werden, da dieser eine fluviatile Genese assoziiert, was im vorliegenden Fall jedoch nicht zutreffend ist (s. u.; VON POSCHINGER 2006).

Eine gute lithologische Beschreibung der Bonaduz-Formation gibt PAVONI (1968). Die wichtigsten Merkmale sind:

- gute Durchmischung von Kies, Sand und Silt
- relativ einheitliche maximale Korngrösse in den verschiedenen Aufschlüssen, tendenziell gegen Süden abnehmend
- grosse Porosität des Materials
- steilstehende Entwässerungsstrukturen
- praktisch völlig fehlende Schichtung
- teilweise mit vertikaler Längsachse eingeregelt Komponenten
- dezimeter- bis metergrosse Schollen und Fetzen von Stillwassersedimenten (Silt, Lehm)

Nach KIPPEL (2002) führt die Bonaduz-Formation bis weit in das Tal des Hinterrheins hinein helvetische Komponenten, die aus dem Vorderrheintal stammen müssen. Dies bedeutet, dass der sandig-siltige Kies der Bonaduz-Formation zwingend talaufwärts transportiert wurde. Zusammenfassend stellt PAVONI (1968) fest, dass der sandig-siltige Kies der Bonaduz-Formation als wasserreicher Gesteinsbrei bewegt und abgelagert wurde. Nach dieser Ansicht handelt es sich dabei um durch den Taminser Bergsturz mobilisiertes Material der Rheinalluvion, welches flussaufwärts bis in die Gegend nördlich von Thusis transportiert und abgelagert wurde. SCHNEIDER et al. (2004) betrachten die Bonaduz-Formation als Ablagerungen im «Taminser See», der seinerseits durch den Taminser Bergsturz aufgestaut wurde. Aktuelle Arbeiten gehen jedoch davon aus, dass der etwas jüngere, weitaus grössere Flimser Bergsturz für die Bildung der Bonaduz-Formation verantwortlich war. Gemäss dieser Interpretation repräsentiert die Bonaduz-Formation die durch den Flimser Bergsturz mobilisierte und hinterrheinaufwärts transportierte Sturzmasse des Taminser Bergsturzes mitsamt den im «Taminser See» abgelagerten Sedimenten (ABELE 1991, VON POSCHINGER 2005, 2006, VON POSCHINGER et al. 2006). Gemäss VON POSCHINGER (2005, S. 46, Fig. 9) lassen sich die Ereignisse wie folgt chronologisch gliedern:

1. Niedergang des Taminser Bergsturzes und Aufstau des «Bonaduzer Sees» (aktuell existieren keine exakten Datierungen für den Taminser Bergsturz; Beobachtungen sprechen jedoch für die Annahme, dass er älter als der Flimser Bergsturz ist)
2. Niedergang des Flimser Bergsturzes ( $8,9 \pm 0,7$  ka BP, VON POSCHINGER & HAAS 1997, VON POSCHINGER 2005, DEPLAZES & ANSELMETTI 2005, IVY-OCHS et al. 2009) und Mobilisierung der Taminser Bergsturzmasse und der Alluvionen (Bonaduz-Formation), Transport und Ablagerung hinterrheinaufwärts bis in die Gegend von Thusis, Ausbruch des «Bonaduzer Sees» mit Bildung von Flutsedimenten bei Felsberg und Erosion des Dammes bei Tamins
3. Aufstau des «Ilanzer Sees» durch die Flimser Bergsturzmasse
4. Ausbruch des «Ilanzer Sees» mit Ablagerung von Flutsedimenten bei Reichenau und Erosion des Dammes unterhalb von Flims
5. Auffüllung des Beckens von Ilanz und anschliessendes schrittweises Einschneiden bis zum heutigen Vorderrheinniveau (Bildung der Rheinschlucht bei Flims)

### **Flimser Bergsturzmasse**

Im Gebiet von Atlasblatt Thusis treten im Domleschg zwei markante Tumas (rätoromanisch: Hügel) auf: der grössere, bis 40 m hohe Tuma von Pardisla (Fig. 10, Koord. 2752.240/1179.990) und der kleinere Tuma von Rodels (Koord. 2752.700/1178.190). Die beiden sind die südlichsten Hügel der Tumalandschaft zwischen Bonaduz und Rothenbrunnen. Schon früh wurde erkannt, dass diese Hügel aus helvetischen Gesteinen aufgebaut sind, wobei eine Debatte zur Natur dieser Tumas – anstehend oder nicht – geführt wurde (ARBENZ & STAUB 1910, CADISCH 1944, NABHOLZ 1954 REMENYIK 1959). SCHELLER (1970) zeigte mittels geophysikalischer Untersuchungen, dass die aus helvetischen Gesteinen bestehenden Hügel nicht anstehend sind, sondern dass es sich um isolierte Blöcke handelt, die über der Bonaduz-Formation liegen. Diese Blöcke wurden wie die Bonaduz-Formation bei der Ablagerung der Flimser Bergsturzmasse mobilisiert und hinterrheinaufwärts nach Süden transportiert. Ob es sich dabei um Blöcke der Flimser Bergsturzmasse oder um remobilisierte Blöcke der Taminser Bergsturzmasse handelt, kann nicht eindeutig bestimmt werden.

Die im Kartengebiet liegenden Tumas sind wie folgt aufgebaut:

- Tuma von Pardisla (Fig. 10): grauer Dolomit (Röti-Dolomit) und heller quarzitischer Sandstein mit grauen Kalkkomponenten («Quartenschiefer»); Fläche:  $150 \times 90$  m, Höhe: 40 m
- Tuma von Rodels: Quarzit, Serizitschiefer bis -phyllit, Albit-Chloritschiefer («Taminser Kristallin», SCHELLER 1970), generell stark zertrümmert, Tuma teilweise abgebaut; heutiges Volumen:  $80\text{--}100$  m<sup>3</sup>

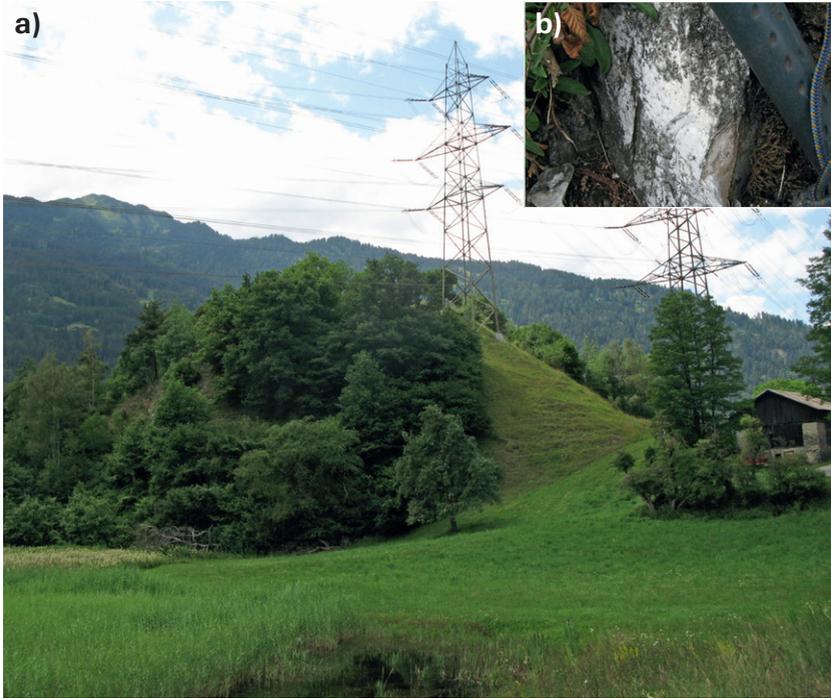


Fig. 10: Tuma von Pardisla. a) Aus Gesteinen der helvetischen Trias aufgebauter Hügel (Tuma).  
b) Detailaufnahme von triassischem Röt-Dolomit. Foto R. Wyss, 2010.

### **Blockgletscher**

Blockgletscher sind die auffälligsten geomorphologischen Formen in Permafrostgebieten. Sie haben meist eine stark schuttbedeckte Oberfläche und am unteren Ende eine steil abfallende Stirn. Die Bewegung der Schuttmassen wird durch Eis in den Zwischenräumen der Blöcke ermöglicht. Der Schwerkraft folgend, beginnen die gefrorenen Schutthalten langsam talwärts zu kriechen. Die Fließgeschwindigkeit beträgt einige Zentimeter bis wenige Dezimeter pro Jahr. Da diese zum Rand hin meist abnimmt, entstehen vor allem im Zungenbereich Fließmuster mit typischen wulstförmigen Strukturen. Das Vorhandensein von Blockgletschern weist auf die Existenz von Permafrost hin.

Im Kartengebiet ist nur ein eher kleiner, vor allem aus Hangschutt bestehender Blockgletscher nordöstlich des Stätzer Horns vorhanden (Koord. 2758.590/1180.780).

### Zerrüttete Sackungsmassen

Ist die Deformation innerhalb einer Sackungsmasse so stark, dass sich der für Sackungsmassen charakteristische zusammenhängende, mehr oder weniger ursprüngliche Schichtverband auflöst, bezeichnet man sie als zerrüttete Sackungsmasse. Dabei handelt es sich um stark zerbrochenen Fels ohne jegliche Kohäsion, welcher eine Anhäufung von Blockschutt darstellt und unter Umständen mit einer Fels- beziehungsweise Blocksturzmasse oder grobblockiger Moräne verwechselt werden kann. Typische Beispiele von zerrütteten Sackungsmassen befinden sich südöstlich von Tenna und nordwestlich von Neukirch, beide im Safiental, westlich Tguma sowie zwischen Präzer Höhi und Crest dil Cut im Anrissgebiet der Sackungsmasse des Heinzenbergs und beidseits der Albula unterhalb der Schin-schlucht. An der Ostflanke der Bergkette Fulenber - Crap la Pala sind zerrüttete Sackungsmassen ebenfalls vertreten.

### Sackungsmassen

Von Sackungsmassen ist die Rede, wenn sich Gesteinsmassen von ihrer Unterlage lösen und mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Verband talwärts abgleiten. Die Geschwindigkeit liegt im Bereich von Millimetern bis wenigen Zentimetern pro Jahr. Lockergesteine, wie beispielsweise letzteiszeitliche Moräne, können eine Sackungsmasse bedecken; falls diese Lockergesteine passiv mit dem unterlagernden Fels versackt sind, wurden diese auch auf dem Kartenblatt als versackt dargestellt.

Sackungsmassen sind im Kartengebiet weitverbreitet. Sie befinden sich vor allem an den nach Osten exponierten Hängen des Safientals, des Heinzenbergs und der Alp Lavoz oberhalb der Lenzerheide. Die tektonischen Einheiten fallen tendenziell in südöstlicher bis östlicher Richtung ein. Dies begünstigt Gleitbewegungen entlang den mehr oder weniger hangparallel orientierten (Dip Slope) Schieferungsflächen der Ton- und Kalkschiefer der Grava- und der Tomül-Decke («Schiefersackung»).

Im Safiental befinden sich drei grössere Sackungsmassen:

- *Oberes Safiental*: Diese sehr ausgedehnte Sackungsmasse erstreckt sich in südwestlicher Richtung bis zum Tomülpass (Gebiet der Atlasblätter Ilanz und Vals). Im Kartengebiet liegt nur der nordöstliche Teil dieser den gesamten nach Osten exponierten Hang des Safientals einnehmenden Sackungsmasse. Sie wurde bereits in WYSS & ISLER (2011) beschrieben (s. a. BOLLINGER 1998, JÄCKLI 1957).
- *Salpänner Alp*: Die Sackungsmasse der Salpänner Alp besitzt ein Fläche von rund 1,7 km<sup>2</sup>. Im Anrissbereich am Unterhorn und südöstlich davon sind zahlreiche gut ausgebildete Nackentälchen erkennbar, die jedoch nur einen geringen Versackungsbetrag anzeigen und meist starken Vegetationsbe-

wuchs aufweisen (Fig. 11). Die Sackungsmasse geht im Bereich der Waldgrenze zwischen 1900 und 2000 m.ü. M. in eine zerrüttete Sackungsmasse über. Im sandigen Kalk und Kalkschiefer der Grava-Decke liegend, weist sie ein Pauschalgefälle von rund 25° auf.

- *Tenna*: Die Sackungsmasse von Tenna umfasst eine Fläche von rund 7 km<sup>2</sup>. Unterhalb des Anrissbereichs entlang des Berggrats Nolla-Schlüechtli sind markante Nackentälchen ausgebildet, in denen sich vereinzelt kleine Bergseen gebildet haben. Die Sackungsmasse stirnt, in eine zerrüttete Sackungsmasse übergehend, im Talgrund an der Rabiusa, wo teilweise markante Erosion des Hangfusses auftritt. Das Pauschalgefälle der gesamten Sackungsmasse beträgt ungefähr 22°.

Die markanteste und grösste Sackungsmasse im Kartengebiet ist diejenige des *Heinzenbergs*, die zu den grössten Sackungsmassen im schweizerischen Alpenraum überhaupt gehört. ZIEGLER (1982) unterteilte sie aufgrund der Hauptanrisse in vier Teilgebiete: Glaser Grat, Lüschrat, Tguma - Präzer Höhi und Crest dil Cut. Insgesamt umfassen diese vier Teilgebiete eine Fläche von rund 45 km<sup>2</sup>. Die Hauptanrisse folgen einerseits den Streichrichtungen der Gesteinsschichten (SW-NE) und andererseits der vorherrschenden Kluftrichtung (NNW-SSE).

Die Teilgebiete *Glaser Grat* und *Lüschrat* liegen hauptsächlich im Bereich des Nolla-Tonschiefers beziehungsweise der Bärenhorn-Formation und zeigen vor allem im Anrissgebiet markante Nackentälchen mit vielfältigen morphologischen Formen (Fig. 12) und ausgeprägten Vernässungserscheinungen (Torfmoore, Sümpfe, ALBERTIN 1997). Die Bewegungen verlaufen in Richtung Nolla (SE, ESE), wo der Hangfuss, in eine Rutschmasse übergehend, durch den Bach erodiert wird beziehungsweise durch die intensiven baulichen Massnahmen teilweise vor Erosion geschützt worden ist (s. S. 86ff.). In den Jahren 1910–1931 betrug die horizontalen Verschiebungen im Schnitt 15 cm/Jahr. Sie verringerten sich in den Jahren 1929–1973 auf rund 5 cm/Jahr (ZIEGLER 1982). Grund für diese Abnahme der Bewegungsintensität dürften einerseits geringere Niederschlagsmengen sein, andererseits die verschiedenen Massnahmen, die getroffen wurden (Bachverbauung des Nolla, Entwässerungsmassnahmen inkl. Erstellung eines Hangkanals und Trockenlegung des Lüschersees, Aufforstung, s. S. 86ff., ROMEGIALLI 2013). Das Pauschalgefälle der Sackungsmasse beträgt rund 15°. Im Gebiet zwischen Masein und Thusis am östlichen Hangfuss sind nur relativ wenig Spuren aktiver Bewegungen erkennbar.

Das Teilgebiet *Tguma - Präzer Höhi* liegt hauptsächlich im Bereich der Bärenhorn-Formation und weist im Anrissgebiet vergleichsweise wenig ausgeprägte Nackentälchen auf. Die Sackungsmasse und der Hangfuss zeigen typische Sackungsspuren, jedoch nicht sehr aktive Bewegungen. Messungen dokumentieren relativ geringe Bewegungsraten im Bereich von wenigen Zentimetern pro Jahr in östlicher beziehungsweise ostnordöstlicher Richtung (ZIEGLER 1982). Das Pauschal-



Fig. 11: Von Vegetation bewachsenes Nackentälchen im Anrissbereich der Sackungsmasse der Salpänner Alp. Foto R. Wyss, 2005.



Fig. 12: Anrissgebiet der Sackungsmasse des Heinzenbergs am Glaser Grat und am Lüschergrat mit dem charakteristischen sichelförmigen Abrissrand und den zahlreichen markanten Nackentälchen (a = Seebecken des ehemaligen Lüschersees, b = Aufforstungsgebiet). Blick Richtung Nordwesten. Foto M. Wiederkehr, 2017.

gefälle beträgt etwa 20°. Wie auch bei den Teilgebieten Glaser Grat und Lüschrat zeigt das Teilgebiet Tguma – Präzer Höhi starke Vernässungserscheinungen im oberen Teil der Sackungsmasse.

Das Teilgebiet *Crest dil Cut* liegt mehrheitlich im sandigen Kalk und Kalkschiefer der Grava-Decke. Als Ganzes weist sie vom übrigen Heinzenberg eine markant abzugrenzende Sichelform auf und ist vergleichsweise stark bewaldet. Im Anrissbereich und an den Rändern sind praktisch nur alte Sackungsspuren zu beobachten. Der Hauptanriss verläuft auf der Westseite des Crest dil Cut. Dem Hangfuss liegen praktisch durchgehend Lockergesteine der Bonaduz-Formation auf. Es sind kaum aktive Sackungsphänomene zu beobachten. In den unteren Partien überlagern oberflächliche Rutschmassen die Sackungsmasse. Das Pauschalgefälle beträgt rund 26°.

Der Talhang östlich des Berggrats Stätzer Horn – Crap la Pala weist verschiedene versackte Bereiche auf, die jedoch wenig zusammenhängend und morphologisch nicht sehr ausgeprägt sind.

Weitere grössere auf dem vorliegenden Atlasblatt dargestellte Sackungsmassen sind in Tabelle 1 aufgelistet.

Tabelle 1: *Weitere bedeutende Sackungsmassen im Gebiet von Atlasblatt Thisis. Übergänge zu zerrütteten Sackungsmassen beziehungsweise oberflächliche Überlagerungen durch Rutschmassen sind möglich (k.A. = keine Angaben möglich, da sich innerhalb des Kartengebiets nur der Anrissbereich befindet).*

Lokalität	Lithologie	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Paschalgefälle [°]
Foppa südlich Schwarz Nolla	Nolla-Tonschiefer	0,4	25
Masügg westlich Wiss Nolla	Nolla-Tonschiefer	1,3	22
Kirchwald westlich Rongellen	Nolla-Kalkschiefer	0,5	30
Versasca westlich der Schinschlucht	Nolla-Kalkschiefer	1,6	28
Nordöstlich Parnegi	Nolla-Ton- und Kalkschiefer	1,6	32
Östlich Tomils	Bärenhorn-Formation, Nolla-Tonschiefer	0,4	22
Östlich Muldain	Stätzerhorn-Gruppe	1,5	27
Tschanauntas	Sandiger Kalk und Kalkschiefer	k. A.	k. A.

### Rutschmassen

Unter dem Begriff Rutschmasse werden Lockergesteinsmassen sowie inkompetente Festgesteinsmassen, die sich von ihrer Unterlage lösen und relativ langsam talwärts abgleiten, zusammengefasst. Dabei bleibt der ursprüngliche Verband – im Gegensatz zu Sackungsmassen – nicht erhalten. Innerhalb von

Rutschmassen können eine oder mehrere sekundäre Gleitflächen auftreten. Es wurde keine Ausscheidung kriechender Gesteinsmassen (ohne definierte Gleitfläche) vorgenommen.

Grössere Rutschmassen befinden sich nördlich des Nolla am Hangfuss der Sackungsmasse des Heinzenbergs (Teilgebiete Glaser Grat und Lüschrat), am Hang westlich von Unterrealta, nördlich von Muldain, im Aclatobel (Safiental), bei Trans und bei Mutten/Obermutten. Weitere, meist kleinere Rutschmassen treten innerhalb beziehungsweise am Rand von Sackungsmassen oder lokal bei vernässter Lockergesteinsbedeckung auf.

### **Abrissränder, Nackentälchen, offene Spalten**

Ein Abrissrand weist auf differenzielle Bewegungen hin und kann an der Begrenzung (Ausbruchsnische im Anrissgebiet) oder innerhalb einer Rutsch- oder Sackungsmasse als sekundärer Abrissrand auftreten. Je nach Ausmass der erosiven Überprägung ist die Abgrenzung eines Abrissrandes von einer Erosionskante nicht immer klar vorzunehmen.

Ein Nackentälchen zeigt ebenfalls differenzielle Bewegungen an und tritt grundsätzlich im Zusammenhang mit einem Abrissrand auf. Ein Nackentälchen wurde dann ausgeschieden, wenn die charakteristische, mehr oder weniger hangparallel verlaufende Hohlform mit dem typischen Gegengefälle auftritt. Der dazugehörige Abrissrand konnte in den meisten Fällen im Kartenmassstab 1:25 000 nicht separat ausgeschieden werden.

Abrissränder, offene Spalten und Nackentälchen treten typischerweise im Anrissgebiet der grossen Sackungsmassen im Safiental und am Heinzenberg auf und sind dort sehr markant ausgebildet. Letztere lassen sich oft über mehrere hundert Meter verfolgen und können bis mehrere Dekameter breit und tief sein. Oft sind sie vernässt oder weisen sogar kleine Seen auf. Nackentälchen liegen oft auf beiden Seiten des ursprünglichen Grates, was eine Modifikation der ursprünglichen Wasserscheide bewirkt. Dies ist besonders im Gebiet des Lüschrates sehr ausgeprägt.

Im Safiental westlich von Safien Platz und bei Tenna sowie am südlichen Heinzenberg zwischen Oberurmein und Masein treten in mit Moräne bedeckten Gebieten markante Rinnen in der Falllinie auf. Diese weisen keine nennenswerte fluviale Überprägung auf. Auf dem Kartenblatt wurden diese Rinnen ebenfalls als Nackentälchen beziehungsweise offene Spalten dargestellt, da es sich dabei um Versätze der unterliegenden Festgesteine, die auf Sackungsbewegungen zurückzuführen sind, handeln dürfte. Möglicherweise können diese atypischen Nackentälchen in Falllinie auch auf das Vorhandensein von differenziellen Bewegungen innerhalb einer Sackungsmasse zurückgehen.

### **Gebiete mit Solifluktion**

Solifluktion entsteht beim Auftauen der obersten Bodenschicht und Abgleiten des wassergesättigten Bodens über den noch gefrorenen Unterboden. Dabei entstehen zungenartige Gebilde (Loben), die mehrere Dezimeter über die Umgebung herausragen. Das Phänomen der Solifluktion ist ein Hinweis auf ein fortschreitendes Auftauen des Untergrundes. Grössere Gebiete mit Solifluktion befinden sich nördlich des Unterhorns im Safiental, am Ostabhang des Bergrates Fulenberg – Stätzer Horn und nördlich des Piz Danis.

### **Blockschutt bzw. Fels- oder Bergsturzablagerungen**

Unterhalb von Steilwänden sind öfters Sturzblöcke zu finden. Blockansammlungen, die auf grössere Fels- oder Bergstürze hinweisen, treten im Kartengebiet vereinzelt auf. Grössere Ansammlungen von Blockschutt befinden sich unterhalb des Breitenbergs südöstlich Rongellen und südwestlich von Innerglas. Die weitverbreiteten Vorkommen von Blockschutt im Bereich von Sackungsmassen wurden auf der Karte grösstenteils als zerrüttete Sackungsmassen interpretiert und entsprechend dargestellt (z. B. Crest dil Cut, Crapteig, Ostabhang der Bergkette Stätzer Horn – Piz Scalottas).

Am 8. April 1950 ereignete sich ein Felssturz südlich von Pardeala am Ausgang des Val d'Almen. Dabei löste sich eine Felsmasse von etwa 50 000 m<sup>3</sup> (JÄCKLI 1980). Östlich von Scharans finden sich, durch zwei Hauptklufscharen akzentuierte, stark aufgelockerte Felspartien im Nolla-Tonschiefer und Nolla-Kalkschiefer, die in der Vergangenheit zu verschiedenen Felsstürzen führten, wie beispielsweise der Scharanser Bergsturz bei Talegnas vom 21. April 1978, bei dem sich eine rund 150 000 m<sup>3</sup> grosse Felsmasse löste (JÄCKLI 1980, FORRER 1997).

### **Protalus Ramparts, Schneehaldenmoränen**

Protalus Ramparts (Blockgirlanden) werden nach HAEBERLI (1985) als embryonale Blockgletscher interpretiert und sind somit ein Indikator für die Existenz von Permafrost. Schneehaldenmoränen hingegen entstehen durch sukzessive Anhäufung von Blöcken am Fuss einer Schneehalde oder durch Kriechbewegungen der Schneehalde selbst, was zur Stauchung des am Fuss abgelagerten Materials führt. Ob es sich beim deutlich erkennbaren zungenförmigen Wall (Lobus) unterhalb des Wangrates (östlich des Fulenbergs, Koord. 2758.580/1181340) um einen Protalus Rampart oder um eine Schneehaldenmoräne handelt, konnte nicht bestimmt werden.

### **Hangschuttkegel, Hangschuttschleier, Hangschutt (z.T. mit Blockschutt)**

Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und flächiger Hangschutt sind, bedingt durch das ausgeprägte Felsrelief, weit verbreitet. Die Bildung von Hangschutt kann primär aus der Verwitterung und dem gravitativen Transport von Fest- oder sekundär aus der Umlagerung von Lockergesteinen (z.B. Moräne) erfolgen. Hangschuttkegel und -schleier entstehen am Ausgang von nur selten Wasser führenden Felseinschnitten und Runsen beziehungsweise unterhalb steiler Felswände, -hänge und -riegel. Lokal ist der Hangschutt mit größeren Blöcken durchsetzt. Die Unterscheidung zwischen mit Gras bewachsenem Hangschutt und Moräne ist nicht immer eindeutig und erfolgte teilweise aufgrund morphologischer Kriterien, wie zum Beispiel auffällige Hangknicke, angedeutete Hangschuttkegel oder glattere beziehungsweise rauere und unregelmässige Oberflächenstruktur.

Beim Hangschutt, der durch die Umlagerung von Lockergesteinen (Moräne) entstand, ist die morphologische Unterscheidung aufgrund der fließenden Übergänge nicht immer eindeutig. Im Gebiet des Safientals und des Heinzenbergs ist ein Teil der Moränenbedeckung durch Rutschungs- und Verwitterungsprozesse stark beeinflusst. Das kompakte Moränengefüge ist stark aufgelockert, und die Gesteinskomponenten sind entsprechend umgelagert.

### **Gemischte Schuttkegel**

Schuttkegel, die sowohl aus Hangschutt (Trockenschutt) als auch aus Bachbeziehungsweise Murgangablagerungen bestehen, wurden als gemischte Schuttkegel dargestellt. Dieser Typ Schuttkegel ist im Gebiet von Blatt Thusis häufig.

### **Schwemmfächer, Bachschuttkegel**

Eine deutlich kegelförmig gewölbte Oberfläche ist charakteristisch für Schwemmfächer und Bachschuttkegel, welche generell am Ausgang von Tälern, Felseinschnitten und Runsen mit perennierenden Bachläufen geschüttet werden. Markante Schwemmfächer finden sich im Domleschg zwischen Tomils und Scharans. Sie wurden aus den steilen Tobel des Westabhanges der Stätzerhorn-Kette geschüttet (Tomilscher Tobel, Val da Dusch, Val d'Almen, Val Tscheins, Val la Pischa, Val Muntavierta). Bei Summaprada am Fuss des Heinzenbergs und bei Thusis am Talausgang des Nolla treten weitere erwähnenswerte Schwemmfächer auf.

### **Erosionsränder, Terrassenkanten**

Als Erosionsrand werden die in der Regel linear angelegten Geländekanten entlang von Bächen und Flüssen bezeichnet; sie entstehen durch die rückschreitenden

de fluviatile Erosion. Erosionsränder treten sowohl als Einschnitte im Festgestein als auch in Lockergesteinen (Moräne, Hangschutt) auf. Beispiele dazu finden sich entlang tief eingeschnittener Bäche im Safiental, am Heinzenberg und beidseits des Nolla sowie entlang des Felsriegels Rodels – Fürstenaubruck im Domleschg.

Terrassenkanten stellen eine Teilgruppe der Erosionsränder dar. Sie sind an fluviatil abgelagerte Lockergesteine gebunden, die durch fluviatile Erosion zu Terrassen umgestaltet wurden. Beispiele dazu finden sich hauptsächlich in den Alluvionen des Hinterrheins zwischen Thusis und Realta sowie bei Sils i. D. Die lokal ebenfalls deutlich sichtbaren Terrassen der Bonaduz-Formation wurden ebenfalls als Terrassenkanten dargestellt.

### **Kalksinter (Quelltuff)**

Verschiedene kleinere Kalksintervorkommen sind im Bereich der Sackungsmasse des Heinzenbergs zu finden, besonders häufig im Hang westlich und nordwestlich von Unterrealta. Verschiedenenorts treten solche Vorkommen auch am Fuss der Sackungsmasse auf (z. B. westlich von Cazis). Nordwestlich von Unterrealta wurde Kalksinter abgebaut (s. Kap. Mineralische Rohstoffe und Kohlenwasserstoffe).

### **Torfmoore**

Torfmoore (Flach- und Hochmoore) von regionaler und nationaler Bedeutung befinden sich beim Bischolpass, nördlich von Oberurmein, am Glaspass sowie als lokale, kleinräumige Vorkommen im Safiental und im Domleschg.

### **Sümpfe**

Die Sumpfflächen im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind meist von geringer Ausdehnung. Sie sind innerhalb von Rutsch- und Sackungsmassen als starke Vernässungserscheinungen weit verbreitet (z. B. mittlerer und südlicher Teil der Sackungsmasse des Heinzenbergs).

### **q<sub>a</sub> Rezente Alluvionen**

Die grösste und bedeutendste rezente Alluvion im Gebiet von Atlasblatt Thusis befindet sich im Talboden des Hinterrheins, und erstreckt sich – zwischen dem Heinzenberg und dem Domleschg – von Thusis im Süden bis nach Rothenbrunnen am nördlichen Kartengebietsrand. Sie besitzt eine Länge von rund 11 km und eine Breite von maximal 2,5 km.

Aufgrund von zahlreichen Bohrungen zur Grundwassererkundung (BTG 1992) lässt sich ein asymmetrischer Querschnitt der Felsoberfläche feststellen. Dieser dürfte insbesondere auch auf die unterschiedliche geologische Beschaffenheit

der beiden Talränder zurückzuführen sein. Auch in der Längsrichtung dürfte der Felsuntergrund ein undulierendes Relief mit einer relativen Hochzone auf der Höhe von Rodels aufweisen (SCHELLER 1970). Die tiefste erbohrte Felskote liegt bei rund 408 m ü. M., was einer Tiefe von 238 m entspricht (Sondierbohrung 5E bei Cazis, Koord. 2752.380/1175.885, BTG 1992). Nach geophysikalischen Befunden übersteigt die Mächtigkeit der quartären Lockergesteinsfüllung zwischen Rothenbrunnen und Thusis 250 m (SCHELLER 1970).

Insgesamt weist die Lockergesteinsfüllung einen sehr inhomogenen Aufbau auf. Grundsätzlich lassen sich ältere, glazial überprägte Sedimente von jüngeren, postglazialen Ablagerungen unterscheiden (BTG 1992). Unterhalb einer Kote von 610–615 m ü. M. liegen glazial überprägte Alluvionen vor, darüber liegt zum Teil randlich junge, spätglaziale Moräne beziehungsweise sandig-siltiger Kies der Bonaduz-Formation und postglazialer Schotter. Im Liegenden der glazial überprägten Alluvion wurde in verschiedenen Bohrungen wiederum Moräne angebohrt («ältere Moräne» der Letzten Eiszeit). In der Sondierbohrung 5E liegt diese dem Felsuntergrund auf. In der glazial überprägten Alluvion dürften lokal noch weitere Moränenlagen eingelagert sein.

Im postglazialen Schotter zwischen Thusis und Realta lässt sich grundsätzlich eine vertikale Dreiteilung vornehmen (von stratigraphisch oben nach unten):

- ein meist gut durchlässiger oberer Teil,
- ein ton- und siltreicher, mässig bis schlecht durchlässiger mittlerer Teil und
- ein wiederum vorwiegend gut durchlässiger unterer Teil.

Daraus resultiert ein hydrogeologischer Stockwerkbau mit einem unteren und einem oberen Aquifer.

Nach der Hinterrheinkorrektion 1892 wurde bei Hochwasser des Nolla ein Teil der mit Feinmaterial angereicherten Wassermassen in einen bei Thusis beginnenden Kanal geleitet und so auf die von Wällen begrenzten Felder westlich und östlich des Hinterrheins geführt. Auf diese Weise konnte auf einem Areal von rund 5,6 km<sup>2</sup> auf unfruchtbarem Kiesboden bis zu 90 cm Nollaschlamm aufgetragen und so fruchtbares Land gewonnen werden («Kolmatierung mit Nollaschlamm», JÄCKLI 1980; s. Kap. Technische Geologie). Noch heute sind im Talgrund des Hinterrheins die auffällig dunklen Böden aus Nollaschlamm erkennbar.

Weitere kleinere Alluvionen im Kartengebiet liegen im Safiental und entlang des Nolla. Im Safiental kann eine schmale, wahrscheinlich wenig tiefe rezente Alluvion von Carfil am Ende der aufgestauten Rabiusa bis an den südwestlichen Kartengebietsrand kartiert werden. Sie wird teilweise unterbrochen durch die Schuttfächer der zufließenden Seitenbäche.

Entlang des Nolla am Fuss der lokal von Rutschmassen überlagerten Sackungsmasse des Heinzenbergs kann eine schmale rezente Alluvion ausgeschieden werden. Die Ausbildung und der Erhalt dieser Alluvion steht im Zusammenhang

mit den flussbaulichen Massnahmen entlang des Nolla zur Verhinderung der mehrfachen, murgangartigen Ausbrüchen des Nolla (1585, 1705, 1706, 1711, 1719, 1807, 1834, 1868, 1869, 1870; HANTKE 1980). Nach der Hochwasserkatastrophe von 1868 wurde 1870 mit der systematischen Verbauung des Nolla und seiner Nebenbäche begonnen (JÄCKLI 1980, ROMEGIALLI 2013; s. Kap Technische Geologie).

### **Ehemaliges Flussbett des Hinterrheins**

Die auf der Karte dargestellten Uferlinien des ehemaligen Flussbetts des Hinterrheins wurden anhand der Dufour-Karte und des digitalen Geländemodells swissALTI<sup>3D</sup> erfasst. Die nur noch lokal erhaltenen Strukturen dokumentieren den Zustand vor der Korrektur des Hinterrheins von 1892 und zeigen, dass der Hinterrhein – als verflochtenes Flusssystem beziehungsweise Braided River – ursprünglich in der Talsohle stark gependelt hat. Diese Strukturen sind vor allem östlich des Hinterrheins zwischen Rodels und Fürstenaubruck, sowie zwischen Thusis und dem Zusammenfluss mit der Albula noch erkennbar.

### **Ehemalige Uferlinie des Lüschersees**

Auf dem Kartenblatt ist die ehemalige Uferlinie des Lüschersees südlich des Lüschergrates (Koord. 2746.150/1172.950, Fig. 12, S. 51) dargestellt. Der Lüschersee wurde 1910 durch einen Wasserableitstollen entleert, da vermutet wurde, dass der natürliche unterirdische Abfluss des Sees die beträchtlichen Hanginstabilitäten bei Tschappina begünstigte (ROMEGIALLI 2013; s. Kap. Technische Geologie).

### **Künstlich verändertes Gelände**

Markante Terrainveränderungen finden sich im Bereich der Skipisten und -lifte am Ostabhang der Bergkette Stätzer Horn – Crap la Pala, im Bereich der künstlich angelegten Sedimentfalle zum Schutz der Autobahn östlich von Tomils sowie beim Elektrizitätswerk beidseits der Albula östlich von Sils i. D.

### **Künstliche Auffüllungen, Aufschüttungen**

Künstliche Auffüllungen und Aufschüttungen stehen meist in Zusammenhang mit dem Bau von Dämmen (Hinterrheinkorrektur, Bachverbauungen, Lawinenkanalisation usw.) entlang der Autobahn und deren Anschlussbauwerke (inkl. Aushub der Tunnel für die Autobahn unter dem Crapteig und die Umfahrung von Sils i. D.) sowie der Albulabahn. Des Weiteren sind Kraftwerksbauten (z. B. Ausgleichsbecken Safien Platz) sowie die zahlreichen, meist kleinen Deponien zu erwähnen. Bei der künstlichen Auffüllung nördlich von Unterrealta handelt es sich um eine Schlackendeponie.

Speziell hervorzuheben sind die 1892 konstruierten Wälle in der Talebene des Hinterrheins, die zur landwirtschaftlichen Nutzbarmachung der unfruchtbaren kiesigen Alluvion durch Sedimentation von Nollaschlamm errichtet wurden (JÄCKLI 1980, ROMEGIALI 2013; «Kolmatierung mit Nollaschlamm», s. Kap. Technische Geologie). Auf dem Atlasblatt sind nur die heute noch klar erkennbaren Wälle dargestellt; bei Unterrealta ist dieses System von Wällen noch gut erhalten und erkennbar.

## TEKTONIK

### Tektonische Einheiten

#### *Grava-Decke*

Die Grava-Decke ist die tiefste tektonische Einheit im Kartengebiet. Sie kann über das Scharnier der Lunschania-Antiform mit den «Lugnezer Schiefern» (VOLL 1976), die von NABHOLZ (1945) noch als eigenständige tektonische Einheit interpretiert wurden, und den «Sosto-Schiefern» (JENNY et al. 1923) der südwestlichen «Grava-Serie» verbunden werden. Diese Ansicht wurde von PROBST (1980) und STEINMANN (1994), der die Einheiten zusammenfasste und als Grava-Decke bezeichnete, bestätigt. Der nördliche, frontale Bereich der Grava-Decke wird von Grossfalten mit Amplituden von mehreren Kilometern geprägt. Dies sind die Lunschania-Antiform (VOLL 1976, PROBST 1980) und die nördlich anschliessende Valzeina-Synform (WEH & FROITZHEIM 2001). Deren Achsenebenspur kann von Olivone im Südwesten bis ins Prättigauer Halbfenster im Nordosten auf einer Länge von über 80 km verfolgt werden (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008). Die Metasedimente im Gebiet Val Luzzzone – Olivone (Atlasblatt Greina) stellen demzufolge eine von oben durch die Valzeina-Synform eingefaltete Sedimentabfolge der Grava-Decke dar, welche entgegen früherer Interpretationen nicht den tiefsten Tessiner Kristallindecken zugeordnet werden kann (KOPP 1925, NABHOLZ 1945), sondern über die Lunschania-Antiform mit der Misox-Zone verbunden ist (WINTERHALTER 1930, BAUMER 1964, VOLL 1976). Die Valzeina-Synform und die Lunschania-Antiform modifizieren den internen Bau der frontalen nördlichen Grava-Decke und prägen die Nordwestecke des Kartengebiets (s. Taf. 1, Profile 1 u. 2). Strukturell können im Normalfall nur der Südschenkel der Lunschania-Antiform und der Nordschenkel der nördlich anschliessenden Valzeina-Synform nachgewiesen werden. Der überkippte Nordschenkel der Lunschania-Antiform ist stark ausgedünnt und vermutlich grösstenteils abgeschert, so dass aufgrund der komplexen Strukturen eine scharfe Abgrenzung zwischen der Syn- und der Antiform nicht möglich ist (STEINMANN 1994). Diese Grossfalten wurden im Zuge spätalpiner post-kollisionaler Deformation angelegt. Dabei wurden die aus der Misox-Zone über den Adula-Komplex stammenden unterpenninischen Metasedimente um den frontalen Adula-Komplex herumgefaltet, so dass sie heutzutage im Val Luzzzone im Stirnbereich und im Raum Olivone weiter südwestlich unterhalb desselben zu liegen kommen (PROBST 1980, LÖW 1987, ETTER 1987). Im südwestlich anschliessenden Gebiet der Atlasblätter Ilanz, Vals und Greina liegt die Grava-Decke mit tektonischem Kontakt im Norden der Scopi-Zone und im Süden der Zone Piz Terri - Lunschania auf.

Lithologisch sind die Grava- und die Tomül-Decke identisch aufgebaut. Die Tomül-Decke besitzt jedoch im Gegensatz zur Grava-Decke eine gut unterscheidbare und vor allem vollständigere stratigraphische Abfolge. Südlich der Luschania-Antiform ist die Mächtigkeit der Grava-Decke stark ausgedünnt, und eine stratigraphische Gliederung wie diejenige in der Tomül-Decke ist nicht möglich. Die stratigraphische Abfolge besteht hauptsächlich aus kretazischen Metasedimenten, die die Sedimentfüllung des Wallis-Trogs (Nordpenninisches Becken nach STEINMANN 1994) repräsentieren. Die nur ausserhalb des Kartengebiets vorkommenden geringmächtigen darunterliegenden triassischen und jurassischen Gesteine werden als «basale Schürffzone» (Schuppenzone) beziehungsweise tektonisches Melange interpretiert und geben daher keinerlei Anhaltspunkte zum Alter der stratigraphischen Abfolge der Grava- und der Tomül-Decke (STEINMANN 1994).

### *Tomül-Decke*

Die Tomül-Decke liegt mit tektonischem Kontakt auf der Grava-Decke. Dieser tektonische Kontakt gibt sich bei guten Aufschlussverhältnissen als Schuppenzone zu erkennen («basale Schürffzone» nach ARNOLD et al. 2007, WYSS & ISLER 2007), die von STEINMANN (1994) als tektonisches Melange interpretiert wurde. Der zwischen dieser Schuppenzone und den kretazischen Metasedimenten («Bündnerschiefern») eingeschaltete Tomül-Grüngesteinszug ist im vorliegenden Gebiet von Südwesten her kommend noch rund 3 km weit verfolgbar und scheint nur wenig verfaltet zu sein. Westlich von Innerglas keilt dieser markante Grüngesteinszug nach Norden aus. Die von STEINMANN (1994) postulierte Hypothese, dass die Basisüberschiebung der Tomül-Decke von Süden gegen Norden in immer höhere stratigraphische Niveaus der Grava-Decke ansteigt, konnte im Rahmen der Kartierung nicht bestätigt werden.

Die kretazischen Metasedimente der Tomül-Decke lagern mit stratigraphischem Kontakt dem Tomül-Grüngesteinszug auf; dieser bildet somit deren Basement. Ob die Metasedimente der Tomül-Decke auf ausgedünnter europäischer Kruste (Wallis-Trog; PROBST 1980, PFIFFNER 2009) oder auf neu gebildeter ozeanischer Kruste beziehungsweise freigelegtem Mantel (Wallis-Ozean; FLORINETH & FROITZHEIM 1994, STEINMANN 1994, SCHMID et al. 2004) abgelagert wurden, ist umstritten. Nach der Interpretation von PFIFFNER (2009, 2016) stellt der Wallis-Trog den ausgedünnten distalen europäischen Kontinentalrand mit kleineren ozeanischen Teilbecken (Pull-apart-Becken) dar. Diese Interpretation würde die heutigen lokal meist geringmächtigen Vorkommen von basischen und ultrabasischen Gesteinen erklären.

Die Tomül-Decke weist grosse lithologische Ähnlichkeiten mit der Grava-Decke auf und wird als ursprünglich südliche Fortsetzung der Grava-Decke angesehen. Sie umfasst neben Ton- und Kalkglimmerschiefer («Bündnerschiefer»)

zusätzlich noch die dominant terrigen-klastische Sedimentabfolge der Stätzerhorn-Gruppe (als «Flysch» in den älteren Arbeiten bezeichnet, s. S. 25).

Die Geometrie der Tomül-Decke wird entlang des östlichen Kartengebietsrands von der nach Norden schliessenden liegenden Grossfalte des Stätzer Horns dominiert (s. Taf. 1, Profil 4), die durch die Umbiegung der Carnusa-Formation und des Basiskonglomerats charakterisiert wird. Der untere Schenkel dieser Grossfalte ist normal-, der obere verkehrtliegend. Die Faltenachsebene zieht knapp über dem normalliegenden Basiskonglomerat durch. Die Stätzerhorn-Gruppe baut somit praktisch ausschliesslich den Verkehrtchenkel auf (Fig. 13). Diese spezielle Geometrie könnte einerseits mit einer im Faltenscharnier vorhandenen mesozoischen synsedimenären Abschiebung oder mit einer primären, stratigraphisch angelegten Winkeldiskordanz zwischen dem Basiskonglomerat und der darüber liegenden Sedimentabfolge erklärt werden (Fig. 13). Beiden Interpretationen gemeinsam ist die Existenz einer primären Winkeldiskordanz – tektonisch beziehungsweise stratigraphisch bedingt –, die den Faltungsprozess beeinflusste (s. WISSING & PFIFFNER 2002). Gemäss BURLA (1998) gibt es keine Hinweise auf die Existenz einer mesozoischen Abschiebung im Dach des Basiskonglomerats. Gestützt auf die Beobachtung, dass zumindest die Raschil-Formation einen erwähnenswerten Verkehrtchenkel aufweist, wird in dieser Arbeit von einer präexistenten stratigraphischen Winkeldiskordanz ausgegangen (Fig. 13). Die Falte am Stätzer Horn stellt die nördliche Fortsetzung der Niemet-Beverin-Falte dar, deren Achsenebene in Richtung Süden durch den Schams-Deckenkomplex bis in die Suretta-Decke verfolgt werden kann (MILNES & SCHMUTZ 1978, SCHMID et al. 1990, SCHREURS 1991, 1993, STEINMANN 1994). Nördlich des Stätzer Horns, im Gebiet von Atlasblatt Reichenau, wird die Niemet-Beverin-Falte von engen bis isoklinalen Grossfalten – der Valzeina-Synform und der Lunschania-Antiform – überprägt (STEINMANN 1994, WEH 1998).

### *Schams-Deckenkomplex*

Der Schams-Deckenkomplex, bestehend aus allochthonen Sedimentdecken (Gelbhorn- und Tschera-Kalkberg-Decke), dem Areua-Bruschghorn- und dem Martegnas-Melange, ist mit komplexem Bau um die Tambo- und die Suretta-Decke herumgefaltet (Niemet-Beverin-Falte). Mittels detaillierter sedimentologischer und strukturgeologischer Untersuchungen konnte die Frage der Herkunft des Schams-Deckenkomplexes («Schamser Dilemma») geklärt werden: Der Schams-Deckenkomplex ist unter der Tambo-Decke zu beheimaten; er wurde um die Deckenstirn herumgefaltet und liegt als Verkehrtchenkel über der Suretta-Decke (SCHMID et al. 1990). Für eine detaillierte Diskussion der sedimentologischen und tektonischen Verhältnisse sei auf STREIFF et al. (1976), MILNES & PFIFFNER (1980), GRUNER (1981), MAYERAT DEMARNE (1994), STEINMANN (1994), RÜCK & SCHREURS (1995), BAUDIN et al. (1995) und SCHMID et al. (1997) verwiesen.

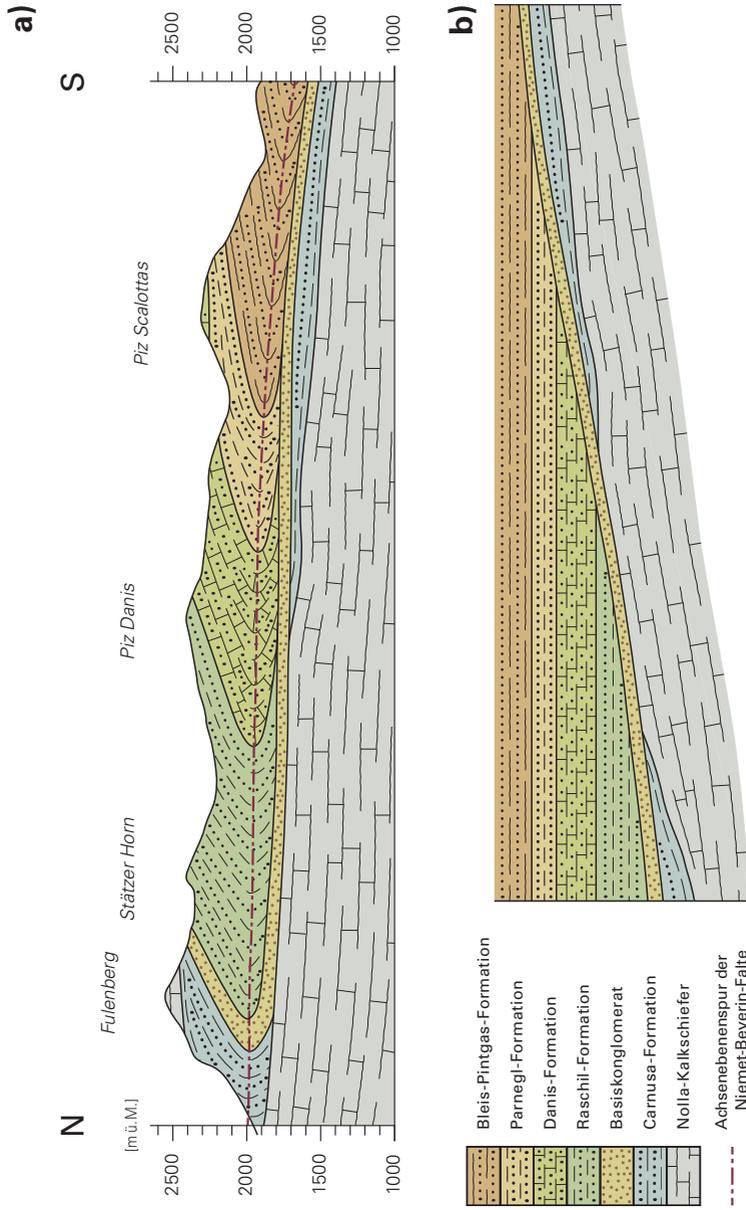


Fig. 13: Grossfalte am Stätzer Horn. (a) Tektonische Interpretation der heutigen Situation. (b) Situation vor der Bildung der Falte.

Das *Areua-Bruschghorn-Melange* trennt die Stätzerhorn-Gruppe der Tomül-Decke von den Sedimentgesteinen des Schams-Deckenkomplexes und wird dem Mittelpenninikum zugeordnet, enthält aber auch Komponenten, die von den unterliegenden unterpenninischen Metasedimenten («Bündnerschiefern») stammen. Als «Areua-Zone» (GANSSE 1937, MAYERAT DEMARNE 1994, RÜCK & SCHREURS 1995) lässt sich das Melange aus der Misox-Zone entlang der Stirn der Tambo-Decke bis ins Rheinwald verfolgen und setzt sich via die Burgruine Splügen durch die Westwände von Wisshorn, Bodenhorn und Gelbhorn bis zum Bruschghorn fort (s. Nebenkarte «Tektonische Übersicht 1:200 000»). Es ist bemerkenswert, dass eine so dünne Zone, die im Gebiet von Atlasblatt Thusis oft nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig ist, als tektonisch eigenständiges Element über derart grosse Distanzen verfolgt werden kann. Das Areua-Bruschghorn-Melange lässt sich um das Scharnier der Niemet-Beverin-Grossfalte mit dem *Martegnas-Melange* parallelisieren (SCHMID et al. 1990, RÜCK & SCHREURS 1995), welches im Verkehrtchenkel den Schams-Deckenkomplex vom darüberliegenden unterpenninischen Arblatsch-Flysch trennt.

Von den allochthonen Sedimentgesteinen des Schams-Deckenkomplexes sind nur die distalen Sedimenteinheiten der *Gelbhorn-Decke* («Subunit 1b» nach RÜCK & SCHREURS 1995) in der Südostecke des Kartengebiets aufgeschlossen. Sie umfassen die Sedimentabfolgen der Tumpriv-, der Nisellas- und der Obrist-Gruppe und bilden im Kartengebiet mit komplexem Bau und stark verfaultet den Kern der Niemet-Beverin-Falte (s. Taf. 1, Profil 4).

## Strukturen und Deformationsabfolge

Generell fallen sämtliche tektonische Einheiten im Gebiet von Atlasblatt Thusis flach bis mittelsteil gegen Südosten ein. Dies bedeutet, dass im Westen und Nordwesten die tektonisch tiefsten, im Osten und Südosten die höchsten Einheiten vorkommen. Innerhalb des Kartengebiets und in den angrenzenden Gebieten wurden je nach Bearbeiter und untersuchter tektonischer Einheit drei bis fünf Deformationsphasen unterschieden (s. PFIFFNER 1977, MILNES & SCHMUTZ 1978, SCHMID et al. 1990, SCHREURS 1993, STEINMANN 1994, RÜCK & SCHREURS 1995, SCHMID et al. 1996, BURLA 1998, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008, PFIFFNER 2009). Eine Korrelation der verschiedenen Deformationsphasen ist in Tabelle 2 aufgeführt. Basierend auf den oben aufgeführten Arbeiten und den im Rahmen der Kartierung gewonnenen Erkenntnissen können im Kartengebiet fünf Deformationsphasen unterschieden werden (s. Tabelle 2):

**Tabelle 2: Gegenüberstellung der im Bereich des Kartengebiets von den verschiedenen Bearbeitern unterschiedenen Deformationsphasen.**

	Grava- und Tomül-Decke	Schams-Decken-komplex	Diese Arbeit	Tektonische Ereignisse im Gebiet von Atlasblatt Thuis
PRIFNER (1977)	WEH (1998)	STEINMANN (1994)	WIEDERKEHR et al. (2008)	SCHMID et al. (1990)
Dreibündenstein-Phase	D <sub>1a</sub>	D <sub>1</sub> (Safien-Phase)	D <sub>1</sub> (Safien-Phase)	Abscherung der Metasedimente vom Kristallin, Bildung der Fe-Mg-Karpholith führenden Quarz-Kalzitadern, Hochdruckmetamorphose.
	D <sub>1b</sub>	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub> (Ferrera-Phase)	Bildung von Isoklinalfalten und der Hauptschieferung, Anlage des Deckenstapels.
	D <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub> (Niemet-Beverin-Phase)	Rückfaltung der Tomül-Decke am Stätzer Horn.
Urtgiola-Phase	D <sub>3a</sub>	D <sub>3</sub> (Domleschg-Phase)	D <sub>4</sub> (Lunschiana-Phase)	Grossräumige Verfallung der basalen Überschiebung der Grava-Decke (Lunschiana-Antiform, Valzeina-Synform)
Domleschg-Phase	D <sub>3b</sub>	D <sub>4</sub> (Chiera-Phase)	D <sub>5</sub> (Domleschg-Phase)	Anlage einer steil nach SSE einfallenden Runzelschieferung

Die erste Deformationsphase führte zur Bildung der innerhalb der Grava- und der Tomül-Decke weitverbreiteten, häufig mehrphasig verfalteten Fe-Mg-Karpholith führenden Quarz-Kalzitadern ( $D_1$ , Safien-Phase, WIEDERKEHR et al. 2008). Die Bildung dieser Adern erfolgte in lokal im Gestein auftretenden transtensiven Milieus und der damit assoziierten Wiederausfällung von nadelförmigem bis faserigem Quarz und Fe-Mg-Karpholith aus wässrigen Lösungen unter blauschieferfaziellen Bedingungen (oblique fibrous veins, WEH & FROITZHEIM 2001). Bis heute konnte im südlich angrenzenden, darüberliegenden Schams-Deckenkomplex keine Hochdruckmetamorphose nachgewiesen werden. Eine Überprägung durch  $D_1$  kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Bereits VOLL (1976) hatte, noch ohne Kenntnis der Existenz von Fe-Mg-Karpholith, die Bildung der mehrphasig verfalteten Quarz-Kalzitadern der ersten Deformationsphase zugeordnet.

Die Fe-Mg-Karpholith führenden Quarz-Kalzitadern werden von der zweiten Deformationsphase ( $D_2$ , Ferrera-Phase, MILNES & SCHMUTZ 1978) isoklinal verfalltet. Die dazugehörige Achsenebenschieferung bildet die penetrative Hauptschieferung, die aus Hellglimmer und Chlorit besteht. Die Hauptschieferung verläuft parallel bis subparallel zur Schichtung sowie einer möglicherweise während der ersten Deformationsphase angelegten Schieferung.

Die dritte Deformationsphase ( $D_3$ , Niemet-Beverin-Phase, SCHREURS 1991, RÜCK & SCHREURS 1995) bildet enge, isoklinale Falten, die sich als Parasitäraltan zur liegenden, nach Norden schliessenden Grossfalte am Stätzer Horn gebildet haben (s. Taf. 1, Profil 4). Das Faltenscharnier am Stätzer Horn stellt die nördliche Fortsetzung der am Piz Beverin (Schams-Deckenkomplex) und im Val Niemet (Suretta-Decke) definierten Niemet-Beverin-Falte.  $D_3$ -Falten sind vor allem im südlichen und östlichen Teil des Kartengebiets häufig. Die Faltenachsen und die Faltenachsenebenen fallen flach gegen Nordnordosten ein.

Die vierte Deformationsphase ( $D_4$ , Lunschania-Phase,  $D_3$  in WYSS & ISLER 2011) bildet enge, isoklinale Gross- und Kleinfalten, assoziiert mit einer starken Achsenebenschieferung. Die Bildung von Grossfalten wie der Valzeina-Synform und der Lunschania-Antiform in der nordwestlichen Kartengebietsecke (s. Taf. 1, Profile 1 u. 2; VOLL 1976, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980) werden dieser Deformationsphase zugeordnet. Diese Grossfalten besitzen Amplituden von mehreren Kilometern und erstrecken sich von Olivone im Südwesten bis ins Prättigauer Halbfenster im Nordosten (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001). Die Lunschania-Phase entspricht der Domleschg-Phase im Sinne von STEINMANN (1994) und WIEDERKEHR et al. (2008). Gemäss PFIFFNER (1977), der die Domleschg-Phase definierte, handelt es sich dabei jedoch um eine späte Runzelschieferung, die die Geometrie des Deckenstapels nicht signifikant veränderte. Die Bildung der  $D_4$ -Grossfalten führte jedoch zu erheblichen Modifikationen des Deckenstapels, vor allem im südwestlich anschliessenden Gebiet der Atlasblätter Ilanz, Vals und Greina. Um Verwirrungen zu vermeiden, wird die Bildung dieser  $D_4$ -Grossfalten in den vorliegenden Erläuterungen der Lunschania-Phase zugeordnet (s. WYSS & ISLER 2011).

Generell sind in nordöstliche Richtungen flach abtauchende Faltenachsen und mittelsteile bis steile nach Südosten bis Südsüdosten einfallende Faltenachsebenen typisch für  $D_4$ . Häufig ist eine Krenulation mit dazugehörendem, parallel zu den  $D_4$ -Faltenachsen orientiertem Krenulationslinear zu beobachten. Die Unterscheidung zwischen  $S_2$  und  $S_4$  ist nur in  $D_4$ -Faltenscharnieren möglich, wo  $S_2$  reliktilsch innerhalb von durch  $S_4$  gebildete Mikrolithons erkennbar ist. In den Schenkeln der isoklinalen  $D_4$ -Falten verlaufen  $S_2$  und  $S_4$  parallel und können nicht voneinander unterschieden werden. Gemäss WIEDERKEHR et al. (2008) handelt es sich dabei um eine «zusammengesetzte» Schieferung  $S_2/S_4$  (composite schistosity). Die vierte Deformationsphase erzeugt im Kartengebiet eine Verbiegung der liegenden  $D_3$ -Grossfalte am Stätzer Horn (BURLA 1998); weiter nördlich im Gebiet von Atlasblatt Reichenau wird die Achsenebene der Niemet-Beverin-Falte ( $D_3$ ) von der Lunschania-Antiform ( $D_4$ ) überprägt (WEH 1998).

Die fünfte Deformationsphase ( $D_5$ , Domleschg-Phase, PFIFFNER 1977) ist charakterisiert durch konsistent nordwest- bis nordnordwestvergente Falten mit steil nach Südosten einfallenden Achsenebenen und nach Nordosten bis Ostnordosten einfallenden Faltenachsen (s. PFIFFNER 1977, SCHMID et al. 1997). Im Allgemeinen handelt es sich dabei um eine den bestehenden Deckenstapel nicht signifikant modifizierende Runzelschieferung. Gemäss der Interpretation von STEINMANN (1994, S. 684) entspricht in der Gegend nördlich des Stätzer Horns die Achsenebenenschieferung der Lunschania-Antiform der Runzelschieferung der Domleschg-Phase im Sinne von PFIFFNER (1977), woraufhin die Lunschania-Antiform der Domleschg-Phase zugewiesen wurde. Diese Zuordnung ist jedoch nicht unbestritten (schriftl. Mitt. A. Pfiffner), weshalb in der vorliegenden Arbeit – wie schon in WYSS & ISLER (2011) – die Lunschania-Antiform und die Valzeina-Synform der Lunschania-Phase ( $D_4$ ) zugewiesen werden. Im Normalschenkel der Lunschania-Antiform und der Valzeina-Synform ist eine Unterscheidung zwischen der Lunschania-Phase ( $D_4$ ) und der Domleschg-Phase ( $D_5$ ) nicht möglich, da hier beide Phasen durch nordwestvergente Falten mit steil nach Südosten einfallenden Achsenebenen charakterisiert sind.

## METAMORPHOSE

Die generellen überregionalen Metamorphosebedingungen sind in den Metamorphosekarten von FREY et al. (1999), OBERHÄNSLI et al. (2004) und BOUSQUET et al. (2012) zusammenfassend dargestellt; detaillierte Informationen und Literaturangaben finden sich in den dazugehörigen Erläuterungen (FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999, ENGI et al. 2004). In BOUSQUET et al. (2008) wird die Metamorphose der Metasedimente («Bündnerschiefer», «Schistes lustrés») und deren Bedeutung hinsichtlich der Rekonstruktion der geodynamischen Entwicklung der Alpen diskutiert. Detaillierte Angaben zu den Metamorphosebedingungen, teilweise kombiniert mit strukturellen und radiometrischen Untersuchungen, innerhalb des Kartengebiets finden sich in FERREIRO MÄHLMANN et al. (2002), PETROVA et al. (2002) WIEDERKEHR et al. (2008, 2009, 2011), WIEDERKEHR (2009), MIRON et al. (2013) und RAUCHENSTEIN-MARTINEK (2014). Im Anschluss folgt nun eine kurze Darstellung der Ergebnisse dieser Arbeiten.

Die metamorphe Überprägung der Metasedimente war aufgrund der monotonen und tendenziell wenig aussagekräftigen Mineralparagenese Muskovit-Paragonit-Chlorit-Quarz-Kalzit  $\pm$  Dolomit  $\pm$  Albit lange Zeit nur ungenügend bekannt (THUM & NABHOLZ 1972, KUPFFERSCHMID 1977, STEINMANN 1994, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008). Selten ist Chloritoid zu finden (Tomül-Decke; RAHN et al. 2002, BOUSQUET et al. 2002), wobei dessen Bedeutung für die Metamorphose umstritten ist (grünschiefer- vs. blauschieferfazielle Genese; siehe dazu Diskussionen in OBERHÄNSLI et al. 2003 und WIEDERKEHR 2009). Basierend auf diesen Beobachtungen wurden die Metamorphosebedingungen der Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke generell der Grünschieferfazies zugeordnet («Chloritoid-Zone», NIGGLI & NIGGLI 1965). Erst mit der Entdeckung von reliktmäßig erhaltenem Fe-Mg-Karpholith, einem Indexmineral für Hochdruck/Niedertemperatur-Bedingungen in Metasedimenten (GOFFÉ et al. 1973, THEYE et al. 1992, BOUSQUET et al. 2008), wurden Anzeichen für die Existenz einer frühalpiner, druckbetonten blauschieferfaziellen Überprägung der Grava- und der Tomül-Decke gefunden (GOFFÉ & OBERHÄNSLI 1992, OBERHÄNSLI et al. 1995, BOUSQUET et al. 1998).

### **Blauschieferfazielle Metamorphose (43–40 Ma)**

Relikte der blauschieferfaziellen Mineralparagenese Fe-Mg-Karpholith-Chlorit-Phengit-Quarz  $\pm$  Chloritoid kommen in den Metasedimenten der Grava- und der Tomül-Decke häufig vor. Sie treten ausschliesslich innerhalb von mehrfach verfalteten Quarz-Kalzitadern auf und nie in der Gesteinsmatrix (Fig. 14).

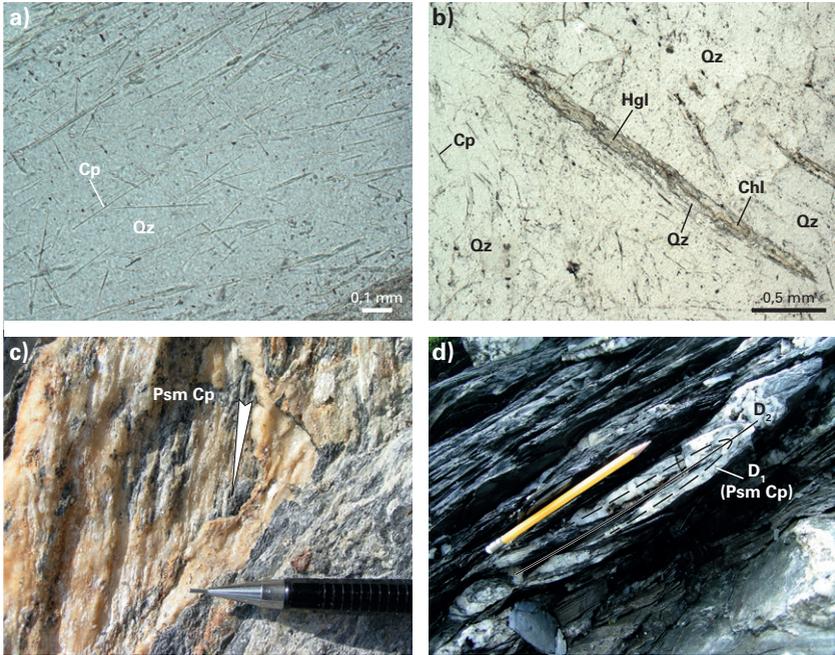


Fig. 14: Relikte der Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose. a) Nadelförmige Relikte von Fe-Mg-Karpholith (Cp) eingeschlossen in Quarz (Qz). b) Nadelförmige mikroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith aus Hellglimmer (Hgl), Chlorit (Chl) und Quarz (Qz). c) Makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp) mit Pfeilrichtung parallel zu Quarzfasern. d) Makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith (Psm Cp), überprägt von  $D_2$ -Falten, Safiental. Fotos M. Wiederkehr.

Aus der Literatur beschriebene Vorkommen wurden auf dem Kartenblatt mit einem Symbol dargestellt. Die charakteristische, grünlich silbrig glänzende, faserige Erscheinung dieser Adern ist typisch (Fig. 14c) und wird als makroskopische Pseudomorphose nach Fe-Mg-Karpholith interpretiert (GOFFÉ & CHOPIN 1986, GOFFÉ et al. 1989, FOURNIER et al. 1991). Innerhalb dieser Adern ist Fe-Mg-Karpholith nur noch als mikroskopische, haarförmige Relikte, eingeschlossen in groben, nicht rekristallisierten Quarz-Altkörnern, erkennbar (Fig. 14a). Quarz, Chlorit, Phengit und Paragonit bilden häufig nadelförmige Einschlüsse (Fig. 14b), welche mikroskopische Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith repräsentieren. Selten ist auch Chloritoid vorhanden (BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008).

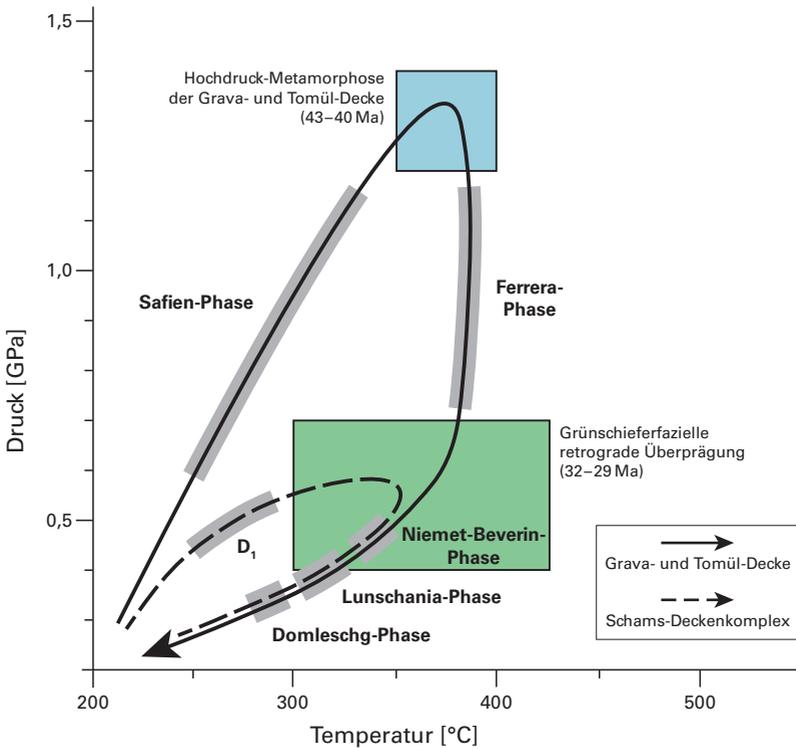


Fig. 15: P-T-Pfade der im Kartengebiet vorkommenden tektonischen Einheiten (Erklärungen s. Text).

In den mafischen Gesteinen (Metabasalt), welche mit den mesozoischen Metasedimenten der Grava- und der Tomül-Decke assoziiert sind, finden sich in seltenen Fällen ebenfalls Zeugnisse einer früheren druckbetonten Metamorphose. Ein typisches Mineral der Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose in mafischen Gesteinen ist Glaukophan (z. B. EVANS 1990). Vorkommen von Glaukophan wurden ausserhalb des Kartengebiets beim Tomülpäss östlich von Vals (OBERHÄNSLI et al. 1977, OBERHÄNSLI 1978) sowie in der Nähe von Splügen (Aufschluss «Brennhofobel», NABHOLZ 1945) und nördlich des San Bernardino Passes (Aufschluss «Neu Wahli», GANSSER 1937) beschrieben. In den mafischen Gesteinen am Piz Aul westlich von Vals wurden Vorkommen von blaugrünen Amphibolen erwähnt (KUPFER-SCHMID 1977), welche aber nicht eindeutig als Glaukophan identifiziert worden sind.

Für das Druckmaximum im vorliegenden Gebiet wurden Bedingungen von 1,2–1,4 GPa und 350–400 °C abgeschätzt, die als blauschieferfazielle Überprägung im Zusammenhang mit der Subduktion des Wallis-Trogs interpretiert werden (Fig. 15, BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008). Ar-Ar-Altersbestimmungen an reliktsch erhaltenen kogenetischen Hellglimmern aus dem Engadiner Fenster und dem Safiental ergaben ein mitteleozänes Alter von 43–40 Ma für diese Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose (WIEDERKEHR et al. 2009). In den Metasedimenten des mittelpenninischen Schams-Deckenkomplexes wurden bis heute keine Hinweise auf eine frühere blauschieferfazielle Überprägung gefunden.

### **Grünschieferfazielle Metamorphose (32–29 Ma)**

Die Metasedimente innerhalb des Kartengebiets zeigen eine penetrative grünschieferfazielle Überprägung, wie die weitverbreitete Mineralparagenese Muskovit-Paragonit-Chlorit-Quarz-Kalzit ± Dolomit ± Albit ± Chloritoid belegt. Generell werden ein Druck von 0,5–0,7 GPa und Temperaturen von 350–425 °C angenommen (Fig. 15, BOUSQUET et al. 2002, RAHN et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Die Tatsache, dass hauptsächlich Hellglimmer, Chlorit und Quarz die Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith aufbauen (Fig. 14b, c), sowie die reliktsche Erhaltung von Fe-Mg-Karpholith (Fig. 14a) implizieren eine kalte und/oder rasche Druckentlastung mit anschließender grünschieferfazieller Überprägung der Hochdruckparagenesen (GILLET & GOFFÉ 1988). Geochemische Untersuchungen an Quarzadern im Nolla-Tonschiefer südwestlich von Thusis ergaben 0,28–0,38 GPa und 290–340 °C (MIRON et al. 2013, RAUCHENSTEIN-MARTINEK 2014). Die Bildung dieser retrograden Quarzadern wird als Folge von Entwässerungsreaktionen während der isothermalen Dekompression gedeutet. Zu beachten gilt, dass die oben erwähnte grünschieferfazielle Metamorphose für die Grava- und die Tomül-Decke, die ein Hochdruck/Niedertemperatur-Stadium durchlaufen haben, eine retrograde, für den Schams-Deckenkomplex ohne bekannten früheren Hochdruck jedoch eine prograde Entwicklung zwischen D<sub>1</sub> und D<sub>3</sub> (Niemet-Beverin-Phase) darstellt (Fig. 15). Das Auftreten von Stilpnomelan im Schams-Deckenkomplex und die Absenz von Biotit deutet auf eine metamorphe Überprägung der unteren Grünschieferfazies hin (<0,4 GPa, 300–425 °C; RÜCK & SCHREURS 1995).

Im Scharnierbereich der Lunschania-Antiform wurden von mehreren Bearbeitern leicht erhöhte Metamorphosebedingungen festgestellt (WEH 1998, PETROVA et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2011). Ein mögliche Erklärung dafür könnte die tektonische Überprägung eines präexistenten Temperaturverteilungsmusters und die daraus resultierende Verfaltung der Isothermen durch die Bildung der Lunschania-Antiform liefern (s. WIEDERKEHR et al. 2011, VÖGELI et al. 2013). Die grünschieferfazielle Überprägung wäre demzufolge älter als die Deformationen der Lunschania-Phase (D<sub>4</sub>).

## TEKTONOMETAMORPHE ENTWICKLUNG

Die von PFIFFNER (1977) beschriebene Domleschg-Phase, eine späte Runzelschieferung, entspricht nicht oder nur teilweise den von späteren Autoren unter diesem Namen verstandenen Deformationen (schriftl. Mitt. A. Pfiffner; s. WYSS & ISLER 2011). Zur Vermeidung von Missverständnissen werden deshalb in den vorliegenden Erläuterungen die mit der grossräumigen Verfaltung (Lunschania-Antiform, Valzeina-Synform) im nordwestlichen Kartengebiet assoziierten Strukturelemente der Lunschania-Phase zugeordnet (s.S. 66f.). Der Name Lunschania-Phase bezieht sich auf die Lunschania-Antiform, die während dieser Phase gebildet wurde und sich durch die nordwestliche Kartengebietsecke zieht. Diese Antiform stellt eines der wenigen Strukturelemente dar, die innerhalb der Bündnerschiefer grossräumig auskartiert werden können.

### Extensionstektonik

Anhand der im Kartengebiet auftretenden Sedimentabfolgen – vor allem derjenigen der Tomül-Decke – kann die Beckenentwicklung des Wallis-Trogs von der Trias bis ins Paläogen rekonstruiert werden (Fig. 16). Die vorliegenden Ausführungen basieren auf den Arbeiten von SCHMID et al. (1990), STEINMANN (1994), RÜCK & SCHREURS (1995) und BURLA (1998).

### *Trias – Früher Jura*

In der Frühen Trias war das variszische Gebirge weitgehend eingeebnet; ab der Mittleren Trias transgredierte von Südosten das Meer und es kam zur Ablagerung von vorwiegend marinen Sedimenten. Im Kartengebiet sind dies die spätriassischen Evaporit- und Dolomitabfolgen der Tumpriv-Gruppe der Gelbhorn-Decke.

Im Frühen Jura begann die Extension (Bildung der alpinen Tethys), und zwar zeitgleich im Gebiet des künftigen Piemont-Liguria-Ozeans und demjenigen des Wallis-Trogs. Die Riftschultern – «Adula-Schwelle» im Norden und Briançonnais-Schwelle im Süden – wurden dabei gehoben und stellten die Liefergebiete für die neugebildeten Ablagerungsräume, unter anderen den Wallis-Trog, dar. Der frühjurassische Kalk der Tumpriv-Gruppe (Gelbhorn-Decke) markiert den Übergang von neritischen zu offenmarinen Bedingungen. Die ältesten Sedimentgesteine der Grava- und der Tomül-Decke befinden sich in den basalen Melange- und Schuppenzonen (s.S. 61). Es handelt sich dabei um Rift-Sedimente, die nur in den randlichen Bereichen des zukünftigen Beckens vorkommen.

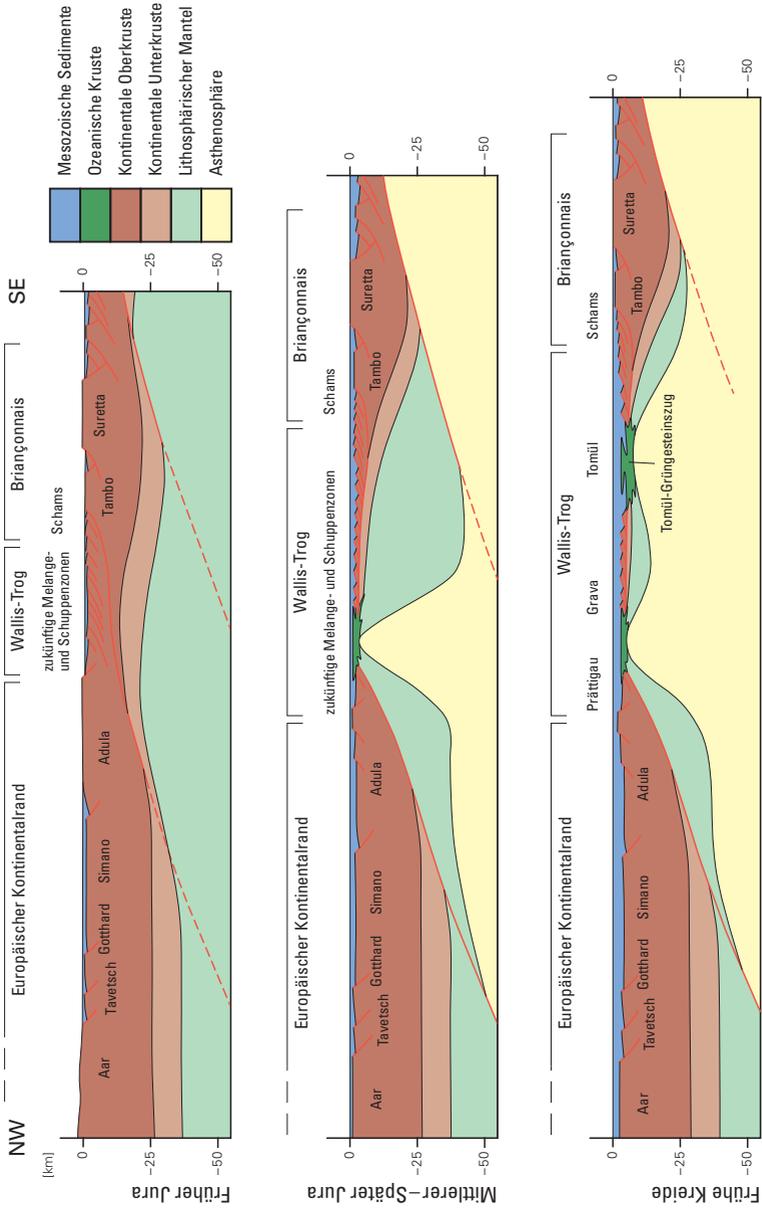


Fig. 16: Paläotektonische Rekonstruktion des Wallis-Trogs (nordpenninisches Becken) nach STEINMANN 1994 vom Frühen Jura bis zur Frühen Kreide (nach STEINMANN 1994 und BURLA 1998).

### *Mittlerer – Später Jura*

Im Mittleren – Späten Jura wurde im Bereich des Wallis-Trogs – als Folge der im Frühen Jura einsetzenden Extension – der Mantel denudiert, gefolgt von einer ersten Phase von effusivem Vulkanismus (Bildung der Grüngesteine der Aul-Decke und Ablagerung des Aul-Marmors). In den distalen Bereichen der Gelbhorn-Decke («Subunit 1b») wurde der frühjurassische Kalk (Tumpriv-Gruppe) von Tonschiefer mit geringmächtigen Brekzien- und Sandkalklagen (Nisellas-Gruppe) überlagert. Die «Subunit 1b» repräsentiert die Beckenfazies der Gelbhorn-Decke, der Übergang zu tonigen Lithologien deutet verstärkte Subsidenz an, die zur Vertiefung des Beckens führte. Dieser Wechsel markiert den Beginn des Rifting im Bereich des künftigen Wallis-Trogs.

### *Später Jura – Frühe Kreide*

Am Übergang Jura/Kreide kam es in Folge weiterer Extension zur Bildung von Pull-apart-Becken, begleitet von effusivem Vulkanismus (Bildung des Tomül-Grüngesteinszugs). Im sich öffnenden Becken kam es zur Ablagerung der turbiditischen, hemipelagischen kretazischen Metasedimente der Grava- und Tomül-Decke («Bündnerschiefer», Bärenhorn- bis Carnusa-Formation). Die Schüttung dieser Turbidite kalkig-sandigen erfolgte von Süden nach Norden (JÄCKLI 1944, STEINMANN 1994). Zur Zeit des Aptien – Albi kam es bei wärmerem Klima zu einer Eutrophierung der tieferen Beckenbereiche und zur Ablagerung des anoxischen Nolla-Tonschiefers. Im Gegensatz zu den triassisch-jurassischen Rift-Sedimenten der basalen Melange- und Schuppenzone stellen die kretazischen Sedimentabfolgen Drift-Sedimente dar, deren Sedimentationsraum erst durch die spätjurassische bis frühkretazische Extension und Mantelexhumierung geschaffen wurde. Im Bereich der Gelbhorn-Decke kam es zur Ablagerung von Quarzsandstein, Sandkalk und tonigem Kalkschiefer der Obrist-Gruppe.

### *Späte Kreide – ?Paläogen*

Ab der Späten Kreide setzte im Wallis-Trog grobdeitritische Sedimentation ein (Ablagerung der Stätzerhorn-Gruppe), die bis zur Schliessung des Beckens im späten Eozän / frühen Oligozän anhielt (NÄNNY 1948, ZIEGLER 1956, EIERMANN 1988) und den Beginn eines transpressiven tektonischen Regimes widerspiegelt. Gemäss BURLA (1998) wurden die turbiditischen Metasedimente ab der obersten Carnusa-Formation von Norden nach Süden ins Becken geschüttet. In der Gelbhorn-Decke kam es zur Ablagerung von flyschähnlichem Tonschiefer mit kalkigen und sandigen Lagen (Gelbhorn-Flysch). Da keine Fossilien überliefert sind, kann keine genaue Aussage gemacht werden, ob die Sedimentation bis ins Paläogen andauerte.

## Kompressionstektonik

Aufgrund der im Kartengebiet und Umgebung beschriebenen Deformationsabfolge, verknüpft mit der metamorphen Entwicklung, kann ein vierphasiges Modell der regionalen tektonometamorphen Entwicklung der alpinen Gebirgsbildung rekonstruiert werden (s. Fig. 17).

### *Subduktion und druckbetonte Metamorphose*

Die Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke («Bündnerschiefer»), die heute weite Areale zwischen Vorder- und Hinterrheintal einnehmen, können als Akkretionskeil interpretiert werden (HITZ & PFIFFNER 1997, BERGER et al. 2005). Dieser entstand im Zusammenhang mit der Schliessung beziehungsweise Subduktion des Piemont-Liguria-Ozeans und des Wallis-Trogs (z. B. OBERHÄNSLI 1994, STAMPFLI et al. 1998, FROITZHEIM et al. 2003, SCHMID et al. 2004, PFIFFNER 2009). Die tieferen Partien dieses sedimentären Akkretionskeils wurden dabei von einer druckbetonten blauschieferfaziellen Metamorphose überprägt.

Die mit der Subduktion einhergehende Deformationsphase  $D_1$  (Safien-Phase, WIEDERKEHR et al. 2008) erfolgte semiduktal und führte zur Bildung einer ersten Schieferung  $S_1$  und der für die Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke charakteristischen Quarz-Kalzitadern (Fig. 17, VOLL 1976, WEH 1998, WIEDERKEHR 2009). In diesen Adern bildete sich feinfaseriger, nadelförmiger Fe-Mg-Karpholith, der heute nur noch reliktmäßig erhalten ist. Für diese blauschieferfazielle Überprägung wurden Bedingungen von 1,2–1,4 GPa und 350–400 °C abgeschätzt (BOUSQUET et al. 2002, WIEDERKEHR et al. 2008). Ar-Ar-Altersbestimmungen an Hellglimmern, die mit Relikten von Fe-Mg-Karpholith assoziiert sind, ergaben ein Alter von 43–40 Ma (Lutétien, WIEDERKEHR et al. 2009). Diese Hochdruck/Niedertemperatur-Metamorphose ist somit substantiell jünger als die spätpaläozäne bis früheozäne Hochdruckmetamorphose, die die relativ zur Grava- und Tomül-Decke internen mittel- und oberpenninischen Einheiten erfasst hat (s. FROITZHEIM et al. 1996, BERGER & BOUSQUET 2008).

### *Deckenstapelung und grünschieferfazielle Überprägung*

Während der Deformationsphase  $D_2$  (Ferrera-Phase) wurden die blauschieferfaziellen Metasedimente der Grava- und der Tomül-Decke zunehmend auf die vorgelagerten, nur niedrigmetamorphen ultrahelvetischen Einheiten überschoben. Die Deckenstapelung und Überschiebungen an der Basis beziehungsweise innerhalb des Akkretionskeils ging mit einer zunehmenden Dekompression der blauschieferfaziellen Metasedimente einher. Ar-Ar-Altersbestimmungen von Hellglimmern, die die Pseudomorphosen nach Fe-Mg-Karpholith bilden, ergaben Alter von 36–33 Ma (Priabonien–Rupélie, WIEDERKEHR et al. 2009), was als Beginn der Dekompression

interpretiert wird. Im Zuge der Deckenstapelung und der damit einhergehenden penetrativen Deformation wurde die Hauptschieferung im Kartengebiet angelegt ( $D_2$ , Ferrera-Phase, Fig. 17). Am Ende dieser lang andauernden, in den verschiedenen tektonischen Einheiten diachron ablaufenden alpinen Hauptdeformationsphase wurde der gesamte Deckenstapel weitestgehend angelegt. Die nachfolgenden Deformationsphasen modifizierten lediglich den in dieser Phase angelegten Deckenstapel.

Die mit dieser Stapelung einhergehende Versenkung der tektonischen Einheiten in Kombination mit der Verdickung des alpinen Deckenstapels führte zu einer grossräumigen grünschieferfaziellen Überprägung (0,5–0,7 GPa und 350–450 °C). Altersbestimmungen von JANOTS et al. (2009) am Lukmanierpass und im Val Piora sowie von WIEDERKEHR et al. (2009) im Engadiner Fenster und im Safiental ergaben in guter Übereinstimmung ein Alter von 32–29 Ma für die weiträumig auftretende grünschieferfazielle Metamorphose.

### *Erste Deckenverfaltungsphase*

Die Deformationsphase  $D_3$  (Niemet-Beverin-Phase) modifizierte den während  $D_2$  gebildeten Deckenstapel im östlichen Teil des Kartengebiets substantiell und bildete in der Stätzerhorn-Kette eine nach Norden schliessende liegende Grossfalte (Fig. 17). Die Achsenebene dieser Grossfalte kann von der Tomül-Decke über den Schams-Deckenkomplex bis in die Suretta-Decke verfolgt werden (SCHREURS 1993, BAUDIN et al. 1993, MARQUER et al. 1996, WEH & FROITZHEIM 2001). Im Kartengebiet ist diese Grossfalte sehr eindrücklich am Stätzer Horn zu erkennen, wo die Rückfaltung des Basiskonglomerats, der Carnusa-Formation und des Nolla-Kalkschiefers zu beobachten ist. Der normalliegende untere Schenkel der Grossfalte ist generell stärker deformiert als der verkehrtliegende. Die  $D_3$ -Fallenachsenebene verläuft knapp über dem normalliegenden Basiskonglomerat. Isoklinale Parasitärfaalten zur Niemet-Beverin-Grossfalte dominieren im östlichen Kartengebiet. Im Bereich der Hauptumbiegung der Grossfalte sind die Gesteine stark verschiefert. Die Rückfaltung der Tomül-Decke und des Schams-Deckenkomplexes wird mit differenziellen nord- bis nordwestgerichteten Bewegungen unterhalb der ostalpinen Decken (Orogenic Lid, SCHMID et al. 1990) und der Anlage der flach nach Osten einfallenden Turba-Mylonitzone assoziiert. Schersensinnindikatoren geben eine Top-Ost-Abschiebung an (SCHMID et al. 1990, SCHREURS 1991, 1993, NIEVERGELT et al. 1996). Die Niemet-Beverin-Phase ist älter als die Platznahme des Bergeller Granodiorits, somit müssen die mit dieser Phase assoziierten Deformationen vor 30 Ma stattgefunden haben (SCHMID et al. 1996). Nördlich des Stätzer Horns wird die Niemet-Beverin-Falte von der Lunschania-Antiform überprägt (STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001).



### *Zweite Deckenverfaltungsphase*

Während der Deformationsphase  $D_4$  (Lunschania-Phase bzw.  $D_3$ , Domleschg-Phase im Sinne von STEINMANN, 1994 und WIEDERKEHR et al. 2008) wurden zahlreiche kleine isoklinale Falten im Dezimeterbereich, aber auch Grossfalten mit Amplituden von mehreren Kilometern, angelegt (Fig. 17). Unter letzteren ist besonders die Lunschania-Antiform und die Valzeina-Synform zu erwähnen (s. VOLL 1976, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1980, STEINMANN 1994, WEH & FROITZHEIM 2001, WIEDERKEHR et al. 2008). Diese Grossstrukturen können von Olivone im Südwesten bis ins Prättigauer Halbfenster im Nordosten verfolgt werden.

Das Alter der Lunschania-Phase kann aufgrund Ar-Ar-Altersbestimmungen an Hellglimmern, die durch  $D_4$  eingeregelt wurden, auf etwa 26–24 Ma geschätzt werden (WIEDERKEHR et al. 2008). Sie dürfte in etwa gleichzeitig mit der Rücküberschiebung entlang der Insubrischen Linie abgelaufen sein, für welche ein Alter von 25–30 Ma vermutet wird (s. Diskussion in SCHMID et al. 1997).

Die Strukturen der  $D_3$  (Niemet-Beverin-Phase) werden durch  $D_5$  (Domleschg-Phase im Sinne von PFIFFNER 1977) überprägt.  $D_5$  umfasst nordwest- bis nordnordwestvergente Falten mit einer steil nach Südosten einfallenden Achsenebene und nach Nordosten bis Ostnordosten einfallende Faltenachsen und die Ausbildung einer Runzelschieferung. Während  $D_5$  wurde die Geometrie des Deckenstapels nicht mehr signifikant verändert. Ob die Domleschg-Phase im Sinne von PFIFFNER (1977) als eigenständige, späte Deformationsphase aufzufassen ist, oder – wie von STEINMANN (1994, S. 684) angenommen – mit der Lunschania-Phase zu parallelisieren ist, kann nicht abschliessend beurteilt werden, da innerhalb des Kartengebiets beide Deformationsphasen durch ähnliche strukturelle Merkmale charakterisiert sind.

## HYDROGEOLOGIE

### Generelle Entwässerung

Der Hauptfluss im Gebiet von Atlasblatt Thusis ist der Hinterrhein (Rein Posterior). Er zwingt sich durch die Viamalasschlucht und fliesst dann, seit der Hinterrheinkorrektur von 1892 vollständig verbaut, durch das Domleschg in nord-nordwestlicher Richtung. Bei Thusis nimmt der Hinterrhein den Nolla auf. Nördlich von Thusis mündet, aus der Schinsschlucht kommend, die Albula in den Hinterrhein. Das langjährige Mittel des Abflusses des Hinterrheins bei Fürstenau beträgt rund  $40 \text{ m}^3/\text{s}$ . Das Safiental wird durch die Rabiusa entwässert. Sie mündet bei Versam (ausserhalb des Kartengebiets) in der Vorderrhein.

Das grösste stehende Gewässer ist der Leg da Canova südöstlich von Paspels, der unterirdisch gespeist und entwässert wird. Er besitzt eine Fläche von rund  $20\,000 \text{ m}^2$  und eine Tiefe von etwa 10 m.

Auf der Alp Raschil liegt ein kleiner See in einer Karmulde. Die beiden künstlich angelegten stehenden Gewässer im Safiental sind das Ausgleichsbecken bei Safien Platz und der Stausee südlich von Egschi.

### Grundwasser

Die Talalluvion des Hinterrheins ist ein markanter und ergiebiger Grundwasserleiter. Er ist durch zahlreiche Bohrungen erkundet und durch Vertikalfassungen erschlossen. Der mittlere Grundwasserspiegel bei Thusis liegt auf 667 m ü. M., bei Reichenau auf 613 m ü. M. Der Flurabstand beträgt rund 10–20 m.

Das Grundwasser kommt zwischen Thusis und Unterrealta in zwei Stockwerken vor (s. S. 57). Der obere Aquifer im postglazialen Schotter reicht bis in maximal 20 m Tiefe und weist nur geringe jahreszeitliche Schwankungen von etwa 1 m auf (BTG 1992). Der untere Aquifer liegt in einer Tiefe von 20 bis über 50 m, weist gespannte Verhältnisse auf und ist etwas weniger ergiebig als der obere.

Das Grundwasser wird hauptsächlich durch die Infiltration des Hinterrheins und der Albula gespeist. Wo die Infiltration durch den Hinterrhein dominiert wird, ist das Grundwasser ziemlich hart, wo die Infiltration durch die Albula dominiert wird, weist das Wasser eine mittlere Härte auf. In beiden Fällen handelt es sich um ein Karbonat-Sulfat-Wasser.

## Quellen

Im Kartengebiet gibt es zahlreiche gefasste und ungefasste Quellen. Die gefassten Quellen dienen meist der öffentlichen und der privaten Wasserversorgung einzelner Liegenschaften und der Gemeinden abseits des Grundwasservorkommens in der Talalluvion des Hinterrheins. Die auf dem vorliegenden Kartenblatt eingetragenen Quellen wurden bestmöglich mit der Gewässerschutzkarte des Kantons Graubünden abgeglichen. Eine aktuelle Karte der Quellen, insbesondere der genutzten Quellen und der dazu ausgeschiedenen Schutzzonen kann auf dem Geoportale des Kantons Graubünden eingesehen werden (<http://map.geo.gr.ch>).

## Mineralquellen

Bei der Quelle «Fontana Rossa» bei Rothenbrunnen handelt es sich um einen erdigen Säuerling (HÖGL 1980). Die Quelle entspringt am Fuss des Talhangs aus dem Kalkschiefer der Grava-Decke.

Die Quelle ist subthermal mit einer Temperatur von 16,9°C. Die physikalischen und chemischen Eigenschaften sind in Tabelle 3 aufgelistet (Auszug aus HÖGL 1980).

Das Wasser weist freie Kohlensäure (CO<sub>2</sub>) von 360 mg/l auf. Es handelt sich somit um ein Calcium-Magnesium-Natrium-Hydrogenkarbonat-Mineralwasser. Die Quelle wurde ab 1888 bis in die 1920er-Jahre im Kurhaus Rothenbrunnen für Badekuren genutzt. Heute wird es nach Rhäzüns ins Abfüllwerk von «Rhäzünser» Mineralwasser geleitet.

Tabelle 3: *Die physikalischen und chemischen Parameter der Mineralquelle «Fontana Rossa», Rothenbrunnen (aus HÖGL 1980).*

Elektr. Leitfähigkeit bei 20 °C [mS/cm]		1130
pH-Wert		6,3
Dichte (20/20 °C)		1,0006
<b>Kationen</b>		<b>[mg/l]</b>
Ammonium	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,12
Lithium	Li <sup>+</sup>	0,16
Natrium	Na <sup>+</sup>	66,0
Kalium	K <sup>+</sup>	4,8
Magnesium	Mg <sub>2</sub> <sup>+</sup>	43,0
Calcium	Ca <sub>2</sub> <sup>+</sup>	153,0
Strontium	Sr <sup>2+</sup>	2,2
Mangan	Mn <sup>2+</sup>	43,0
Eisen	Fe <sup>2+</sup>	2,7
Kupfer	Cu <sup>2+</sup>	0,002
Zink	Zn <sup>2+</sup>	< 0,007
Blei	Pb <sup>2+</sup>	< 0,003
Aluminium	Al <sup>3+</sup>	< 0,2
<b>Anionen</b>		
Fluorid	F <sup>-</sup>	0,35
Chlorid	Cl <sup>-</sup>	12,0
Bromid	Br <sup>-</sup>	0,040
Jodid	I <sup>-</sup>	0,044
Nitrat	NO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	< 0,05
Hydrogenkarbonat	HCO <sub>3</sub> <sup>3-</sup>	770,0
Sulfat	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	80,0
Hydrogenphosphat	HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	< 0,1
Hydrogenarsenat	HAsO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,013
Molybdän	Mo	0,0012
Gelöste feste Stoffe		1190,77
Trockenrückstand (104 °C)		791,0

## MINERALISCHE ROHSTOFFE UND KOHLENWASSERSTOFFE

### Erdgas

Im Freispiegelstollen von Safien Platz zur Druckleitung des Elektrizitätswerks Rothenbrunnen wurden während den Vortriebsarbeiten in den 1950er-Jahren Gasaustritte beobachtet. Diese werden gefasst und durch den Fensterstollen im Ronawald ins Safiental geleitet (Fig. 18). Während der Kartierarbeiten im Jahr 2005 waren noch aktive Gasaustritte zu beobachten, was sich durch stossweise Austritte eines Gas-Wassergemischs aus dem Ableitungsrohr am Portal des Fensterstollens manifestierte. Eine chemische Analyse ist in Tabelle 4 aufgeführt.

Tabelle 4: *Chemische Zusammensetzung und Isotopenwerte des Erdgasvorkommens (luftkorrigiert, Messwerte weiterer Gase unterhalb der Nachweisgrenze). PDB=Pee Dee Belemnite, Standard für die Messung von  $\delta^{13}\text{C}$ ; SMOW=Standard Mean Ocean Water.*

Stickstoff	$\text{N}_2$	94,209 Vol.-%
Kohlendioxid	$\text{CO}_2$	0,509 Vol.-%
Argon	Ar	0,736 Vol.-%
Methan	$\text{CH}_4$	4,545 Vol.-%
Äthan	$\text{C}_2\text{H}_6$	0,0005 Vol.-%
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$		-21,3 ‰ PDB
$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$		-14,0 ‰ PDB
$\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$		-70,0 ‰ SMOW

Für das Methan kann somit eine Herkunft aus einem hochreifen, kohligen Muttergestein vermutet werden. Das Gas könnte aber auch bakteriell verändert worden sein.

### Naturbausteine und Bruchsteine

Erwähnenswert ist insbesondere der Steinbruch Campi, östlich von Sils i. D. Hier wurden seit dem Jahr 1957 in mehreren Etappen insgesamt 460 000 m<sup>3</sup> kalkiger Quarzsandstein ( $\text{S}_{\text{Nq}}$ , «quarzitischer Kieselkalk») im Nolla-Tonschiefer der Tomül-Decke abgebaut. Dieser wurde als Bahnschotter (Hartschotter) und für Wuhr- und Grossmaueranlagen verwendet. Der Abbau ist heute eingestellt.



Fig. 18: Warntafel am Portal des Fensterstollens Ronawald. Foto R. Wyss, 2005.

Weitere kleinere aufgelassene Abbaustellen von kalkigem Quarzsandstein befinden sich bei Pratschappina (Koord. 2751.370/1172.010), unterhalb der Ruine Obertagstein (Koord. 2752.510/1172.440) und bei Caltgeras (Koord. 2755.330/1173.820).

An der Südseite des Tuma von Pardisla (Koord. 2752.240/1179.990) befindet sich eine kleine aufgelassene Abbaustelle. Hier wurde triassischer Dolomit (Röti-Dolomit) und quarzreicher Sandstein («Quartenschiefer») abgebaut. Auch der südlich gelegene Tuma von Rodels (Koord. 2752.700/1178.190) zeigt deutliche Abbauspuren. Eine eigentliche Abbaufont war jedoch nicht auszumachen. Diese Vorkommen repräsentieren durch den Niedergang des Flimser Bergsturzes mobilisierte und hinterrheinaufwärts transportierte Blöcke aus helvetischen Sedimentgesteinen (s. S. 47f.).

## Kies, Sand

Im Bereich der Vorkommen von sandig-siltigem Kies der Bonaduz-Formation ( $q_B$ ) finden sich zahlreiche, meist aufgelassene Kiesabbaustellen von lokaler Bedeu-

tung. Hervorzuheben sind die beiden grösseren, immer noch in Betrieb stehenden Abbaustellen bei Unterrealta (Betrieb ab Mitte der 1950er-Jahre) und nordwestlich von Paspels (Abbaustelle «Tuleu», Betrieb ab Mitte der 1990er-Jahre). Der südliche, bereits wieder verfüllte Teil der Kiesgrube Unterrealta diente als Schlacken- und Inertstoffdeponie.

Verschiedene Abbaustellen, grösstenteils nur von lokaler Bedeutung, befinden sich in kiesiger Moräne. Diesbezüglich ist die grössere, immer noch in Betrieb stehende Kiesabbaustelle südöstlich von Scharans (Abbaustelle «Spundas», Betrieb ab Mitte der 1970er-Jahre) zu erwähnen, wo Kies aus der kiesigen Moräne abgebaut wird.

Westlich von Campi (Koord. 2755.100/1174.200) wurde ab den frühen 1940er-Jahren Kies und Sand aus spät- bis postglazialen fluviatilen Schotter sowie Delta- und Seebodensedimenten ( $q_6$ ) abgebaut. Der Betrieb dauerte bis Ende der 1960er-Jahren; die Kiesgrube wurde im Anschluss verfüllt.

In der Alluvialebene des Hinterrheins befindet sich südöstlich von Realta eine flächige Materialentnahmestelle. Hier wurde Sand und Kies für die Dämme der Autobahn flächig abgebaut. Durch den Abbau ist das Gebiet der ehemaligen Materialentnahmestelle um etwa 1 m abgesenkt worden.

### **Kalksinter, Quelltuff**

Bei Koord. 2751.100/1180.200 nordwestlich von Oberrealta befindet sich eine kleine aufgelassene Abbaustelle, in welcher in den 1960er-Jahren Kalksinter beziehungsweise Quelltuff («Kalktuff») abgebaut wurde.

## TECHNISCHE GEOLOGIE

Die nachfolgenden Beschreibungen zur Korrektur des Hinterrheins, zur Verbauung des Nolla<sup>1</sup> und zur Entleerung des Lüschersees basieren auf den ausführlichen Darstellungen von ROMEGIALLI (2013), die die Bemühungen der Bewohner des Domleschgs zur Unterbindung der verheerenden Nollaausbrüche und der damit verbundenen Stabilisierung des Hanges bei Tschappina eindrücklich darlegen.

### Korrektur des Hinterrheins

Als Folge auf die immer wiederkehrenden Überflutungen der Talsohle durch den Hinterrhein wurde 1832 unter der Leitung von R. La Nicca im Teilabschnitt Rodels–Cazis mit der Korrektur des Hinterrheins, das heisst der durchgehenden Kanalisierung von Fürstenaubruck bis Rothenbrunnen, begonnen. Obwohl schon H.C. Escher von der Linth 1808 zum Schluss kam, dass die verheerenden Geschiebeablagerungen im Domleschg vor allem auf die Ausbrüche des Nolla zurückzuführen sind, wurde mit dessen Verbauung erst 1870 begonnen. Das Hochwasser von 1834 traf bereits erste Korrekturbauten. In der folgenden, über dreissigjährigen Periode ohne grössere Hochwasser und Nollaausbrüche gingen die Arbeiten an der Korrektur ohne nennenswerte Störungen weiter. Hinter den neuen Längsdämmen der Hinterrheinkorrektur wurden, durch Querdämme in neun Bereiche unterteilt, dem Flussbett abgerungene Flächen für die landwirtschaftliche Nutzung vorbereitet und dazu mit schlammhaltigem Nollawasser bewässert. Der ausserordentlich fruchtbare, mineralreiche Nollaschlamm blieb beim Versickern liegen und bildete nach einiger Zeit hervorragende Böden für den Pflanzenanbau («Kolmatierung mit Nollaschlamm»). Über ein Fassungsbauwerk bei Thusis und einen anschliessenden Kanal wurde das Nollawasser in die Felder geleitet. In den äusserst heftigen Nollaausbrüchen von 1868, 1869 und 1870 erlitt die Hinterrheinkorrektur ernsthafte Rückschläge. Diese Ausbrüche führten deutlich vor Augen, dass die Korrektur des Hinterrheins nur mit Massnahmen am Nolla und in dessen Einzugsgebiet zum Erfolg führen. Erst 1892 konnte nach 60 jähriger Bauzeit die Korrektur des Hinterrheins endlich abgeschlossen werden.

---

<sup>1</sup> Für den Flussnamen Nolla wird in den unzähligen Berichten und Publikationen zur Nollaverbauung sowohl das männliche als auch das weibliche Geschlecht verwendet. In den vorliegenden Erläuterungen wird, wie auch in den Ausführungen von ROMEGIALLI (2013), die männliche Form verwendet. Für die männliche Form spricht die Abstammung vom rätoromanischen Wort «Anugl», was auf Deutsch «Widder» bedeutet; der Ausdruck Nolla könnte sich von «Anugl» über «Nugl» entwickelt haben (s. ROMEGIALLI 2013, S. 15).

## Verbauung des Nolla

Der bei Thusis in den Hinterrhein mündende Nolla ist ein Wildbach, bei dessen Ausbrüchen grosse Mengen an Geschiebe in verheerenden Murgängen dem Hinterrhein zugeführt und dadurch weiträumige Verwüstungen im Domleschg verursacht wurden. Dabei wurde regelmässig das Bett des Hinterrheins mit Schutt aufgefüllt, was zu dessen Aufstauung führte. Die plötzlichen Durchbrüche dieser immer wieder durch den Nolla geschütteten Dämme hatten gewaltige Flutwellen zur Folge, die teilweise sogar den Bodensee erreichten. Dies machte den Nolla zu einem der gefährlichsten Wildbäche der Schweiz. Der erste überlieferte Nollausbruch erfolgte 1585; weitere Ausbrüche sind aus den Jahren 1705, 1706, 1707, 1711 und 1719 bekannt. Nach längerer Zeit der Ruhe erfolgten 1802, 1805, 1806 und 1807 wieder gewaltige Ausbrüche des Nolla, in welchen die Nollabrücke, die Thusis mit dem Schams verbindet, zweimal zerstört wurde. Der äusserst heftige Ausbruch von 1807 wurde von H. C. Escher von der Linth untersucht. Gestützt auf die Berichte und Beobachtungen von J. F. von Tschärner, Bürgermeister von Maienfeld, kam er zum Schluss, dass der Hinterrhein ohne die Einflüsse des Nolla nie so viel Zerstörungen verursacht hätte. Nach den Ausbrüchen 1868, 1869 und 1870, bei welchen auch Teile der im Bau befindlichen Korrektur des Hinterrheins verschüttet wurden, konnte – mit Hilfe von Bundesgeldern – im Winter 1870/71 unter der Leitung von A. von Salis mit der Verbauung des Nolla begonnen werden.

Die Quelle der grossen Geschiebeausbrüche lag am Schwarz Nolla, der ohne Unterbruch Material am Fuss der Rutschmasse südlich Tschappina und nördlich von Masügg talwärts spülte. Das weggespülte Material wurde stetig ersetzt durch ein Nachrutschen der völlig durchnässten, breiartigen Schutthalde am Fuss der Rutschmasse. Das Wasser des Nolla war deshalb – im Gegensatz zu anderen Wildbächen – ganzjährig trüb. Die Verbauung des Nolla erfolgte mit der Konstruktion von Sperren, die die Bachsohle stabilisieren und vor dem weiteren Absinken und der damit einhergehenden Erosion der Seitenböschungen, die letztlich die Rutschungen auslösten und die gewaltigen Materialmengen freisetzten, bewahren sollten. Die Sperren waren talaufwärts leicht gebogen und wurden als Trockenmauerwerk errichtet. Die Nollaschlucht von der ersten Verengung hinter Thusis bis zum Zusammenfluss von Wiss und Schwarz Nolla ist mit 70–80 m sehr breit und weist ein nur geringes Gefälle auf und bildete somit ein Ablagerungsgebiet für sehr grosse Geschiebemassen. Dafür wurden drei bis 12 m hohe Sperren in diesem Abschnitt errichtet um die Talsohle um denselben Betrag anzuheben. Für die Verbauung der eigentlichen Geschiebequelle entlang des Schwarz Nolla wurden vier bis zu 40 m hohe Sperren geplant, mit welchen die Bachsohle im hintersten Teil um bis zu 80 m angehoben und damit die erwünschte Hangstabilisierung erreicht werden sollte.

Als wichtige, die Wirkung der Sperren unterstützende Massnahme wurde die Entwässerung des Rutschgebiets durch Ableitung der verschiedenen Wasserflüsse

angestrebt. Dazu wurde ein 2,6 km langer Ableitkanal aus Holz konstruiert, der das oberflächliche Wasser zwischen dem Glaspas und Tschappina sammelte und ins Maitlatobel bei Unterschappina ableitete. 1886 wurde dieser von Stelzen getragene und auf Lagern flexibel aufliegende Ableitkanal in Betrieb genommen. Seit 1975 und der Ausserbetriebnahme des alten Holzkanals wird das gesamte Wasser aus dem Rutschgebiet dem Lüscherbach zugeleitet, was eine entsprechend kräftige Verbauung des Tobels mit Sperrentreppen verlangte. Das zwischen 1973 bis 1975 gebaute neue Entwässerungssystem mit einer Gesamtlänge von 7,8 km umfasst Wildbachrinnen und -schalen, Röhren, Drainageleitungen und Ableitungskanäle, die sämtliche Bachläufe und Drainagen noch oberhalb des Anrissgebiets dem Lüscherbach zuführen. Die Entwässerungssysteme im Gebiet «Ried» unterhalb des ehemaligen Holzkanals wurden 1987–1988 umfassend saniert.

1901 umfasste die Nollaverbauung 70 Sperren und Vorsperren, diverse Entwässerungskanäle und den Ableitkanal. Die Verbauung verlangte jedoch verschiedene Ergänzungen, Unterhalt und Wiederherstellung, vor allem im Bereich des Schwarz Nolla, wo die Sperren durch den Bergdruck immer wieder Schaden nahmen. Mit der 1908 begonnen Aufforstung (südlich «Ried» im Gebiet der gewaltigen Schutthalde auf der Nordseite des Nolla und im Gebiet «In der Uffortig», Fig. 12, S. 51) und den 1909 eingeleiteten Entwässerungsarbeiten (Entleerung des Lüschersees) sollte das Einzugsgebiet des Schwarz Nolla weiter beruhigt werden.

Von 1910 bis 1995 wurden kontinuierlich neue Sperren errichtet, ältere saniert beziehungsweise ersetzt. Mit der Verbauung des Nolla und seinen Zuflüssen kombiniert mit der Entwässerung und der Aufforstung der Rutschmasse zwischen dem Glaspas und Tschappina konnten die verheerenden Nollaausbrüche und die Hangbewegungen südlich von Tschappina weitestgehend unterbunden werden.

## **Entleerung des Lüschersees**

Ausgehend von der Annahme eines möglichen Zusammenhangs zwischen dem abflusslosen Lüschersee (Koord. 2746.150/1172.950) und den Rutschungen in den Hängen entlang des Nolla wurde 1906 beschlossen, im Rahmen von Entwässerungsarbeiten den Lüschersee zu entleeren. Der Entscheid wurde ohne vorliegende Untersuchungsergebnisse zum Wasserhaushalt des Sees, die eine Notwendigkeit der Entleerung hätten aufzeigen können, gefällt. Mit dem Bau des Ableitungstollens wurde im Juli 1909 begonnen. Ende Februar 1910 erfolgte bereits der Durchstich; der Stollen wurde mit dem See durch einen offenen Einschnitt verbunden. Zum Zeitpunkt des Durchstichs war das Seebecken des Lüschersees saisonal bedingt komplett entleert. Ab dem Sommer 1910 war der See dauerhaft trocken gelegt und das laufend dem Seebecken zufließende Wasser wurde durch einen ungefähr 150 m langen Stollen nach Westen dem Lüscher-

bach zugeführt. Zwischen 1914 und 1916 erfolgte der Einbau der ovalen Beton-  
auskleidung des Stollens.

Ob die Entleerung des Lüschersees zur Stabilisierung der Rutschmasse nötig  
gewesen ist, kann bis heute nicht abschliessend beurteilt werden. Ein Zusammen-  
hang zwischen den Hangbewegungen und dem Lüschersee konnte jedenfalls nicht  
nachgewiesen werden. Was aber nicht als Beweis dafür gilt, dass es keinen Zusammen-  
hang gab. Eine im Sommer 2006 von der Skilifte Tschappina-Lüscher-Urmein  
AG durchgeführte Begehung betreffend Eignung des Seebeckens als Wasserspei-  
cher für die künstliche Pistenbeschneigung, kam zum Schluss, dass die Risiken und  
die damit verbundenen Kosten für die Wiederherstellung des Lüschersees nicht  
abschätzbar sind. Das Projekt wurde deshalb aufgegeben.

Die ehemalige Uferlinie des Lüschersees wurde auf dem vorliegenden Kar-  
tenblatt mit einer Linie dargestellt. Im Gelände ist sie deutlich sichtbar, da sich die  
Vegetation im Seebecken deutlich von derjenigen der Umgebung unterscheidet  
(Fig. 12, S. 51).

## **Nutzung der Wasserkraft**

Für die Nutzung der Wasserkraft zur Stromgewinnung wurden im Kartenge-  
biet zahlreiche Bauten errichtet. Dies sind die Sperrstelle Egschi im Safiental, das  
Ausgleichsbecken Safien Platz, die Kraftwerke Safien Platz, Rothenbrunnen und  
Sils i. D. sowie die zahlreichen kilometerlangen Untertagebauten für die Überlei-  
tungs-/Freispiegel- und Druckstollen.

Das Wasser aus dem Einzugsgebiet des oberen Valsertals und des Safientals  
wird in der Zentrale Rothenbrunnen (Kraftwerke Zervreila AG) genutzt. Seit 1949  
wird über einen Überleit- und anschliessenden Druckstollen das Wasser der Ra-  
buisa vom Stausee Egschi mit 0,5 Mio. m<sup>3</sup> Nutzinhalt in die Zentrale Rothenbrun-  
nen geleitet und dort zu elektrischer Energie verarbeitet. Seit der Inbetriebnahme  
des Stausees Zervreila 1958 wird das in der Zentrale Zervreila genutzte Wasser in  
einem Überleitstollen ins Ausgleichsbecken Wanna im oberen Safiental geleitet,  
dort mit der oberen Rabuisa vereinigt und anschliessend in der Werkstufe Wan-  
na-Safien genutzt. Im unmittelbar neben der Zentrale Safien Platz gelegenen  
Ausgleichsbecken wird das Nutzwasser mit den Zuflüssen der Rabuisa und des  
Carnusabachs aus dem Zwischeneinzugsgebiet gefasst und von dort ins Dom-  
leschg übergeleitet, wo es in der Zentrale Rothenbrunnen verarbeitet wird. Unmit-  
telbar unterhalb der Zentrale erfolgt die Wasserrückgabe in den Hinterrhein.

Das Kraftwerk Thusis (Kraftwerke Hinterrhein AG) wurde Ende des 19. Jahr-  
hunderts in Betrieb genommen und 1968 komplett erneuert. Es nutzt das im Hin-  
terrhein verbliebene, bei Rongellen gefasste Restwasser.

Im Kraftwerk Sils i. D. (Kraftwerke Hinterrhein AG) wird zum einen das  
Wasser aus dem Einzugsgebiet der Albula, der Julia und des Heibachs (Rain digl

Lai) genutzt; der unmittelbar im östlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Filisur liegende, 1986 in Betrieb genommene Stausee Solis mit 1,5 Mio. m<sup>3</sup> Nutzinhalt bildet dabei den Mittelpunkt. Zum anderen wird das Nutzwasser des Ausgleichsbekens Bärenburg südlich von Andeer über einen Überleit- und anschliessenden Druckstollen ins Kraftwerk Sils i. D. geleitet. Die Wasserrückgabe in die Albula erfolgt unmittelbar unterhalb des Kraftwerks.

## PRÄHISTORISCHE UND HISTORISCHE OBJEKTE

Das Tal des Hinterrheins blickt auf eine wechselvolle Geschichte zurück. Archäologische Funde belegen, dass mit dem Abschmelzen der Gletscher und dem Vorrücken der Waldvegetation, als Folge einer weltweiten Klimaerwärmung, der moderne Mensch – vom Bodensee rheintalwärts kommend – das Domleschg vor rund 4000–5000 Jahren besiedelte. Die wichtigsten prähistorischen Überlieferungen im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind (s. Übersicht in RAGETH 2000, 2002):

- jungsteinzeitliche Siedlungsplätze auf dem Petrushügel (Cazis)
- früh- bis mittelbronzezeitliche Siedlung von Cresta (Cazis)
- mittel- bis spätbronzezeitliche sowie vor allem späteisenzeitliche Siedlungsplätze von Spundas (Scharans)
- bronzezeitliche Felszeichnungen von Carschenna

Ab der Römerzeit führte durch das Domleschg eine häufig begangene Handelsroute als Zubringer zum San Bernardino, Albula-, Splügen-, Septimer- und Julierpass. Zu dieser keltisch-rätischen Bevölkerung unter römischem Kultureinfluss (Sprache und Schrift) gesellten sich im 13. Jahrhundert Zuwanderer aus weiter westlich gelegenen überbevölkerten Alpentälern des Wallis, die Walser. Gefördert von den rätischen Adelshäusern, besiedelten die Walser die noch unbewohnten höheren Lagen; im Gebiet von Atlasblatt Thusis sind dies der Glaspas und Tschappina am obersten Heinzenberg und Obermatten hoch über der Viamala. Die Walser behielten ihre deutsche Sprache, wodurch das rätoromanische Sprachgebiet zerschnitten wurde. Die Bedeutung der entlang des Hinterrheins gebündelten Passrouten manifestiert sich auch in der Häufigkeit von mittelalterlichen Wehrbauten (14 im Domleschg, 6 am Heinzenberg), die den Kampf der mächtigsten Geschlechter des 13. Jahrhunderts um den begehrten Besitz entlang einer der wichtigsten Alpentransversalen zu jener Zeit dokumentieren. Neben der Lage an den Durchgangsrouten dürften auch das milde Klima und der fruchtbare Boden für deren Häufigkeit verantwortlich gewesen sein.

### **Siedlungsreste und archäologische Fundstelle i.Allg.**

Die ältesten Siedlungsreste im Gebiet von Atlasblatt Thusis stammen vom *Petrushügel*, einer markanten Kuppe westlich von Realta (Koord. 2751.620/1177.750). Hier wurden 1938–1940 und 1981–1982 Teile einer jungsteinzeitlichen Siedlung (ca. 5500–2000 v. Chr.) beziehungsweise eines saisonal genutzten Arbeits- und Arbeitsplatzes ausgegraben (BURKART 1953, RAGETH 2002). Neben einer grösseren Grube mit Kulturschicht – nach den ersten Grabungen als jungsteinzeitliches Gruben-

haus gedeutet – und mehreren Herd- und Feuerstellen wurden auch Trockenmauerkonstruktionen, Steinsetzungen und Pfostenverfärbungen beobachtet. Die Funde umfassen eine äusserst grobwandige Keramik, ungefähr 200 Silex- und andere Steinartefakte («Steinsägen»), Steinbeile sowie ins spätere 4. Jahrtausend beziehungsweise frühe 3. Jahrtausend v. Chr. datierte Hirschgeweih- und Knochenartefakte. Basierend auf diesen Funden kann die jungsteinzeitliche Siedlung auf dem Petrushügel kulturell der in der Ostschweiz und im schweizerischen Mittelland bestens dokumentierten Horgener Kultur angegliedert werden. Um 2000 v. Chr. haben die Bewohner (20–30 Personen) den Petrushügel verlassen; die Siedlung wurde durch ein Feuer zerstört (BURKART 1953). Durch Nachgrabungen sind auch bronzezeitliche und spätmittelalterliche Bodenbefunde belegt.

Auf der Hügelkuppe bei *Cresta* südwestlich von Summaprada/Cazis (Koord. 2752.320/1175.260) wurden 1943–1944 und 1947–1970 in einer schluchtartigen, mehrere Meter tiefen Felsspalte bedeutende früh- bis mittelbronzezeitliche Siedlungsreste (2300–800 v. Chr.) in einer mehreren Meter mächtigen Kulturschicht entdeckt (BURKART 1953, RAGETH 2002, PLÜSS 2012). Dabei handelt es sich um mehrere einzeilige Reihensiedlungen und Weganlagen sowie um zahlreiche Holzhüttenkonstruktionen mit Herdstellen der frühen und mittleren Bronzezeit. Das Fundmaterial der inneralpinen Bronzezeitkultur ist äusserst reichhaltig (s. MURBACH-WENDE 2000) und umfasst Schmuckgegenstände, Waffen (Dolche und ein Kurzschwert), verschiedene Geräte aus Eisen, Metallschlacken, Knochenartefakte, zahlreiche Tierknochen sowie ein menschliches Säuglingsskelett, ein äusserst umfangreiches keramisches Fundgut (rund 13 000 Scherben aus dem Zeitraum 2000–400 v. Chr.; ausführliche Auswertung in MURBACH-WENDE 2016) und gesammelte beziehungsweise bearbeitete Steine (Bergkristalle, Flussgerölle unterschiedlicher Zusammensetzung mit Hammerspuren, mehrere Mühlsteine und eine Bronzegussform aus Speckstein). Neben neun bronzezeitlichen wurden auch noch zwei eisenzeitliche und nur schwach nachweisbare römische Siedlungsniveaus entdeckt (MURBACH-WENDE 2000). Basierend auf diesen Befunden dürfte die Hügelkuppe bei *Cresta* – vermutlich ohne allzu lange Unterbrüche – rund 1500 Jahre lang bewohnt gewesen sein (1900–400 v. Chr., MURBACH-WENDE 2000).

Auf der markanten, sehr steilen Hügelkrete *Spundas* südöstlich von Scharans (Koord. 2454.880/1175.820) wurden bei Ausgrabungen 1977–1978 Reste einer mittel- bis spätbronzezeitlichen und vor allem einer späteisenzeitlichen Besiedlung entdeckt (RAGETH 1979, 1990). Nachgewiesen wurden vereinzelte Trockenmauern, Herdstellen, Pfostenlöcher und Gruben. Das Fundmaterial umfasst Keramik, Bronze- und Eisenfibeln, Glasarmringe und Tierknochen. Aufgrund der Lage und der eher bescheidenen Funde wird *Spundas* als eine strategische Siedlung – «militärischer Wach-/Kontrollposten» oder «Fluchtburg» keltischer Prägung – gedeutet (2. Jahrhundert v. Chr., RAGETH 1979, 1990).

Weitere auf der Karte dargestellte Siedlungsreste und archäologische Fundstellen finden sich in:

- *Tomils, Sogn Murezi*: Mittelalterliche Kirchenanlage mit mehreren zugehörigen Wohn- und Wirtschaftsbauten (6.–10. Jahrhundert), weitere Funde verweisen auf eine noch ältere Besiedlung und Nutzung in römischer und urgeschichtlicher Zeit, nach der Auflassung im 15. Jahrhundert verfiel die Anlage.
- *Paspels, Sogn Luregn*: Mittelalterlicher Kirchenbau aus dem 13. Jahrhundert, Vorgängerbau und zahlreiche Gräber aus dem 11. Jahrhundert.

### **Bronzezeitliche Felszeichnungen**

Am Crap Carschenna (Schwerpunktkoord. 2754.600/1173.500) wurden 1965 auf einer vom Julia-/Albulagletscher geschliffenen, von einer Humusschicht bedeckten Felskuppe prähistorische Felszeichnungen entdeckt und freigelegt (Fig. 19). Auf zehn einzelnen Felsplatten unterschiedlicher Grösse, verteilt in einem Umkreis von ungefähr 400 m, wurden etwa 200 Bilder nachgewiesen (SCHWEGLER 1997). 1984 und 1996 wurden in der näheren Umgebung bei Badugnas und Viaplana eine beziehungsweise zwei weitere Felsplatten entdeckt (RAGETH 1997). Die Felszeichnungen wurden in einer speziellen Picktechnik, vermutlich unter Verwendung eines Metallmeissels, in den Fels geschlagen. Dominierendes Motiv sind konzentrische Kreise mit bis zu neun Ringen, die in der Regel um eine kleine, zentrale Schalenvertiefung angeordnet sind. Daneben sind einfache tier- und menschenähnliche Darstellungen zu erkennen (Reiter mit Pfeilbogen, Pferd mit Saumlast, Reiter mit einer Art Dreizack); häufig sind Tierdarstellungen (Pferd, Hirsch, evtl. Rind) und einzelne durch kleine Kanäle miteinander verbundene Schalenvertiefungen. Die zeitliche Einordnung ist schwierig, da bisher eine archäologische Datierung nicht möglich war. Im Vergleich zu den teilweise datierbaren Felsbildern des Val Camonica (Oberitalien) dürfte Carschenna mit seinen Motiven am ehesten den Stufen Camonica I–III (Jungsteinzeit und Bronzezeit) entsprechen. Die Vermutung, dass die Bilder mit einem Schlaginstrument aus Metall in den Fels geschlagen wurden, sowie die Darstellung von Reitern sprechen für ein bronzezeitliches (SCHWEGLER 1997), teilweise auch noch ein eisenzeitliches Alter (RAGETH 2002). Die Deutung der Felszeichnungen (Kalender, Kultplatz) ist sehr unsicher und umstritten.

### **Burgstelle, Burghügel**

Wie eingangs schon erwähnt zeichnen sich das Domleschg und der Heinzenberg durch einen ausgesprochenen Reichtum an Burgen aus (Burgenlandschaft Domleschg/Heinzenberg), welcher die strategische Bedeutung dieser Region als Durchgangsrouten zu den Alpenpässen (Albula, Julier, Splügen und San Bernardino) widerspiegelt. In der Folge werden nur die wichtigsten Burgen kurz erwähnt.

Die älteste, im 12. Jahrhundert durch den Churer Bischof erbaute Anlage ist die Burg *Hohenrätien*, die sich auf einem strategisch äusserst günstig gelegenen



Fig. 19: Bronzezeitliche Felszeichnungen von Carschenna, mit konzentrischen Kreisen, teilweise durch Kanäle miteinander verbundene Schalenvertiefungen und eine Sonnendarstellung. Foto Archäologischer Dienst Graubünden.

Felskopf am südlichen Eingang ins Domleschg rund 250 m über dem Hinterrhein befindet. Die Burg liegt direkt an einer von vorgeschichtlicher Zeit bis ins 17. Jahrhundert benutzten Umgehungsstrecke der Viamalaslucht, über die der Verkehr zu den Alpenpässen (Splügen, San Bernardino) abgewickelt wurde. Zahlreiche Funde belegen, dass dieser Felskopf lange vor der Errichtung der Burganlage genutzt wurde (GAIRHOS & JANOSA 2002): Zwei Nadeln, ein Beil und ein Sichelfragment datieren ein spätbronzezeitliches (11. Jahrhundert v. Chr.), Keramikfunde ein früheisenzeitliches (6.–5. Jahrhundert v. Chr.), Bronze- und Silbermünzen ein römerzeitliches Alter (2.–4. Jahrhundert n. Chr.). Frühmittelalterliche Funde sowie Mauerreste einer Kirchenanlage mit Baptisterium aus dem 5. Jahrhundert dokumentieren eine weitere Besiedlungsperiode, welche nahtlos bis zur Auflösung der Burg im Spätmittelalter anhält.

Beim Engnis des Hinterrheins bei Rothenbrunnen liess der Churer Bischof 1216 durch den bischöflichen Vasall Friedrich I. von Juvalt die Talsperre *Juvalt* errichten (im Gebiet des unmittelbar nördlich anschliessenden Atlasblattes Reichenau), die den gesamten Nord-Süd-Verkehr am Nordausgang des Domleschgs

kontrollierte. 1246 wurde ungefähr 1 km südöstlich eine vom Grundriss her praktisch identische, kaum einnehmbare Burg östlich von Rothenbrunnen errichtet (*Innerjuvalt*). Die Freiherren von Vaz bauten 1216 die Burg *Alt-Süns* bei Paspels sowie kurz darauf die Burg *Ortenstein* und den Rundturm von Sins (*Canova*). Vasallen der Freiherren von Sax-Misox sicherten sich ebenfalls ein Stück des Domleschgs und errichteten in der ersten Hälfte des 13. Jahrhunderts die Burg *Rietberg* (Pratval). Der Bischof von Chur blieb jedoch der Landesherr und gründet um 1270 am südlichen Talende bei der wichtigen Zollbrücke über den Hinterrhein das Städtchen Fürstenuau, das zusammen mit dem Schloss *Schauenstein* eine mittelalterliche Wehranlage bildete. Die weiteren Burgen wurden im Laufe des 13. Jahrhunderts mehrheitlich von Bündner Adelsgeschlechtern errichtet. Der Grossteil der Burgen im Domleschg und am Heinzenberg wurden während der Bündner Befreiungskriege 1813–1814 zerstört. Heute immer noch bewohnt beziehungsweise wieder hergestellt sind die Burgen Ortenstein (Tomils), Rietberg (Pratval), Schauenstein (Fürstenuau), Baldenstein (Sils i. D.), Ehrenfels (Sils i. D.) und Tagstein (Masein).

### **Schalensteine**

Im Gebiet des Kantons Graubünden gibt es eine grosse Menge so genannter Schalensteine. Als Schalensteine werden Steine, in die künstliche Schalenvertiefungen eingearbeitet wurden, bezeichnet. Im Kantonsgebiet sind heute über 400 Exemplare bekannt (RAGETH 2002). Bis auf eine kleine Anzahl in urgeschichtliche Zeit datierte Schalensteine können in der Regel keine klaren Aussagen über das Alter und deren Bedeutung (Kult-, Gebrauchsobjekt) gemacht werden. Schalensteine finden sich im Gebiet von Blatt Thusis in Flerden (Heinzenberg) und östlich von Sils i. D.

## LITERATURVERZEICHNIS

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – *Wiss. Alpenvereinshefte* 25.
- (1991): Durch Bergstürze mobilisierte Muren und durch Muren transportierte Bergstürzmassen. – *Österr. geogr. Ges., Jahresber. 1989/90*, 33–39.
- ALBERTIN, V. (1997): Die Hangbewegungen am südlichen Heinzenberg/GR. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- ARBENZ, P. & STAUB, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheingebiet und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 55, 23–62.
- ARNOLD, A., FEHR, A., JUNG, W., KOPP, J., KUPFERSCHMID, C., LEU, W., LISZKAY, M., NABHOLZ, W., PLAS, L. VAN DER, PROBST, P. & WYSS, R. (2007): Blatt 1234 Vals. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000. Karte 121.
- BAUDIN, T., MARQUER, D., BARFÉTY, J.-C., KERCKHOVE, C. & PERSOZ, F. (1995): Nouvelle interprétation stratigraphique de la couverture mésozoïque des nappes de Tambo et de Suretta: mise en évidence d'une nappe de décollement précoce (Alpes centrales suisses). – *C. R. Acad. Sci. Paris (IIa)* 321, 401–408.
- BAUDIN, T., MARQUER, D. & PERSOZ, F. (1993): Basement cover relationships in the Tambo nappe (Central Alps, Switzerland): geometry, structure and kinematics. – *J. struct. Geol.* 15/3–5, 543–553.
- BAUMER, A. (1964): Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal: Geologie der Blenio-Kraftwerke. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 39.
- BERGER, A. & BOUSQUET, R. (2008): Subduction-related metamorphism in the Alps: Review of isotopic ages based on petrology and their geodynamic consequences. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM N. (Ed.): *Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian system* (p. 117–144). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 298.
- BERGER, A., MERCOLLI, I. & ENGI, M. (2005): The central Lepontine Alps: Notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100000). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 85/1, 109–146.
- BOLLINGER, N. (1998): Hanginstabilität im Safiental. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BOUSQUET, R., GOFFÉ, B., VIDAL, O., OBERHÄNSLI, R. & PATRIAT, M. (2002): The tectonometamorphic 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.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., JOLIVET, L. & VIDAL, O. (1998): High-pressure-low-temperature metamorphism and deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine window: implications for the regional evolution of the eastern Central Alps. – *J. metamorph. Geol.* 16/5, 657–674.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., GOFFÉ, B., WIEDERKEHR, M., KOLLER, F., SCHMID, S.M., SCHUSTER, R., ENGI, M., BERGER, A. & MARTINOTTI, G. (2008): Metamorphism of metasediments in the scale of an orogen: A key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps. In: SIEGESMUND, S., FÜGENSCHUH B. & FROITZHEIM N. (Ed.): *Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System* (p. 393–411). – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 298.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., SCHMID, S.M., BERGER, A., WIEDERKEHR, M., ROBERT, C., MÖLLER, A., ROSENBERG, C., ZEILINGER, G., MOLLI, G. & KOLLER, F. (2012): Metamorphic framework of the Alps, 1:1000000. – *Comm. geol. Map World*.
- BTG [Büro für technische Geologie] (1992): Zusammenfassender Bericht zur Hydrogeologie und zu den Grundwasseruntersuchungen im Domleschg. – *Ber. z.H. Amt für Umweltschutz des Kantons Graubünden* (unpubl.).

- BURGA, C. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Schams und des San-Bernardino-Passgebietes (Graubünden, Schweiz). – Dissertationes Bot. 56.
- (1981): Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Pass. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 126/4, 237–267.
- BURKART, W. (1953): Die urgeschichtliche Besiedlung Alträtiens. – Bündner Schulblatt 13/2, 67–109.
- BURLA, S. (1998): Die Stätzerhorn-Gruppe (Nordpenninikum, Graubünden): Stratigraphie, Tektonik und Beckengeschichte. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BUXTORF, A. (1919): Aus der Talgeschichte der Via Mala. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 64/1–2, 434–457.
- CADISCH, J. (1944): Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 37/2, 409–412.
- CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W. & McCABE, A. M. (2009): The last glacial maximum. – Science 325, 710–713.
- DEPLAZES, G. & ANSELMETTI, F. S. (2005): A ~9460–9490 cal yr BP age for the Flimser rockslide based on limnogeological evidences. – Abstr. Vol. Swiss Geosci. Meet. 2005.
- EIERMANN, D. R. (1988): Zur Stellung des Martegnas-Zuges. – Eclogae geol. Helv. 81/2, 259–272.
- ENGI, M., BOUSQUET, R. & BERGER, A. (2004): Metamorphic structure of the Central Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed): Explanatory notes to the map «Metamorphic structure of the Alps» (p. 157–173). – Mitt. österr. mineral. Ges. 149.
- ETTER, U. (1987): Stratigraphische und strukturgeologische Untersuchungen im gotthardmassivischen Mesozoikum zwischen dem Lukmanierpass und der Gegend von Ilanz. – Diss. Univ. Bern.
- ETTER, U., FEHR, A., NABHOLZ, W., STAUB, T., WYSS, R. & ZIEGLER H.-J. (2010): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 132.
- EVANS, B. W. (1990): Phase relations of epidote blueschists. – Lithos 25/1–3, 3–23.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETROVA, T. V., PIRONON, J., STERN, W. B., GHANBAJA, J., DUBESSY, J. & FREY, M. (2002): Transmission electron microscopy study of carbonaceous material in a metamorphic profile from diagenesis to amphibolite facies (Bündnerschiefer, Eastern Switzerland). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 82/2, 253–272.
- FLORINETH, D. & FROITZHEIM, N. (1994): Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine window, Graubünden, Switzerland): evidence for Early Cretaceous opening of the Valais ocean. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 74/3, 437–448.
- FLORINETH, D. & SCHLÜCHTER, C. (1998): Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the Central Swiss Alps. – Eclogae geol. Helv. 91/3, 391–407.
- FORRER, M. (1997): Hanginstabilitäten im Domleschg. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- FOURNIER, M., JOLIVET, L., GOFFÉ, B. & DUBOIS, R. (1991): Alpine Corsica metamorphic core complex. – Tectonics 10/6, 1173–1186.
- FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (1999): Metamorphic map of the Alps. 1:500000. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 79/1, 135–154.
- FROITZHEIM, N., PLEUGER, J., ROLLER, S. & NAGEL, T. (2003): Exhumation of high- and ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. – Geology 31/10, 925–928.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclogae geol. Helv. 89/1, 81–110.

- GAIRHOS, S. & JANOSA, M. (2002): Ein spätantikes Baptisterium auf Hohenrätien, Sils i.D.GR: Vorbericht zur Grabung 2001. – Jb.schweiz. Ges. Ur- u. Frühgeschichte 85, 267–273.
- GANSER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17/2, 291–523.
- GILLET, P. & GOFFÉ, B. (1988): On the significance of aragonite occurrence in the Western Alps. – Contrib. Mineral. Petrol. 99/1, 70–81.
- GLASER, T. (1926): Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide (Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/7.
- GOFFÉ, B. & CHOPIN, C. (1986): High-pressure metamorphism in the Western Alps: zoneography of metapelites, chronology and consequences. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/1, 41–52.
- GOFFÉ, B., GOFFÉ-URBANO, G. & SALIOT, P. (1973): Sur la présence d'une variété magnésienne de la ferrocapholite en Vanoise (Alpes françaises): sa signification probable dans le métamorphisme alpin. – C. R. Acad. Sci. Paris 277, 1965–1968.
- GOFFÉ, B., MICHARD, A., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ-LODEIRO, F., MONIÉ, P., CAMPOS, J., GALINDO-ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. & SIMANCAS, J. F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). – Europ. J. Mineral. 1, 139–142.
- GOFFÉ, B. & OBERHÄNSLI, R. (1992): Ferro- and magnesiocapholite in the «Bündnerschiefer» of the eastern Central Alps (Grisons and Engadine Window). – Europ. J. Mineral. 4/4, 835–838.
- GRAF, H. R., BITTERLI-DREHER, P., BURGER, H., BITTERLI, T., DIEBOLD, P. & NAEF, H. (2006): Blatt 1070 Baden (mit Beiträgen von R. Schürch). – Geol. Atlas Schweiz, Karte 120.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 154.
- HAEBERLI, W. (1985): Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock-glaciers. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Hydrol. Glaziol. Zürich 77, 142.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Bd. 2. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- HITZ, L. & PFIFFNER, O. A. (1997): Geologic interpretation of the seismic profiles of the Eastern Traverse (lines E1–E3, E7–E9): eastern Swiss Alps. In: PFIFFNER O. A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20 (p. 73–100). – Birkhäuser, Basel.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern/Stuttgart.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – J. Quatern. Sci. 23, 559–573.
- IVY-OCHS, S., POSCHINGER, A. VON, SYNDAL, H.-A. & MAISCH, M. (2009): Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. – Geomorphology 103/1, 104–112.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 34/1, 17–105.
- (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 1–30.
- (1957): Gegenwartsgologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36.
- (1980): Das Tal des Hinterrheins. Geologische Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft. – Orell Füssli, Zürich.

- JANOTS, E., ENGI, M., RUBATTO, D., BERGER, A., GREGORY, C. & RAHN, M.K. (2009): Metamorphic rates in collisional orogeny from in situ allanite and monazite dating. – *Geology* 37/1, 11–14.
- JENNY, H., FRISCHKNECHT, G. & KOPP, J. (1923): Geologie der Adula. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 51.
- KIPPEL, T. (2002): Die Kiese in der Bonaduzer Fazies (GR). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J.M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quatern. int.* 164/165, 21–32.
- KOPP, J. (1925): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientals und des Domleschg. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 151–158.
- KRUYSSSE, H. (1967). Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). – *Eclogae geol. Helv.* 60/1, 157–235.
- KUPFFERSCHMID, C. (1977): Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 1–58.
- Löw, S. (1987): Die Tektono-metamorphe Entwicklung der Nördlichen Adula-Decke. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 161.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologie und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Phys. Geogr.* 3.  
– (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – *Geographica helv.* 37/2, 93–104.
- MARQUER, D., CHALLANDES, N. & BAUDIN, T. (1996): Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). – *J. struct. Geol.* 18/6, 753–764.
- MAYERAT DEMARNE, A. (1994): Analyse structurale de la zone frontale de la nappe du Tambo (Pennique, Grisons, Suisse). – *Matér. Carte géol. Suisse* [n.s.] 165.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER O.A. (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen–Como. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 619–633.
- MILNES, A.G. & SCHMUTZ, H.-U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) – a field study. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 19–33.
- MIRON, G.D., WAGNER, T., WÄLLE, M. & HEINRICH, C.A. (2013): Major and trace-element composition and pressure-temperature evolution of rock-buffered fluids in low-grade accretionary-wedge metasediments, Central Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 165/5, 981–1008.
- MURBACH-WENDE, I. (2000): Cazis-Cresta, ein bronze- und eisenzeitlicher Siedlungsplatz. – *Archäol. Schweiz* 23/2, 57–62.  
– (2016): Cazis, Cresta: Die Keramik. – *Archäol. Graub.* 5.
- NABHOLZ, W.K. (1945): Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1–119.  
– (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich von Reichenau-Tamins (Graubünden). – *Verh. natf. Ges. Basel* 65/1, 67–81.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plaessur. – *Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, Ser. C*, 130.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1996): Early to mid Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba mylonite zone (Eastern Switzerland). – *Tectonics*, 15/2, 329–340.
- NIGGLI, E. & NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 335–368.

- OBERHÄNSLI, R. (1977): Natriumamphibol-führende metamorphe basische Gesteine aus den Bündnerschiefern Graubündens. – Diss. ETH Zürich.
- (1978): Chemische Untersuchungen an Glaukophan-führenden basischen Gesteinen aus den Bündnerschiefern Graubündens. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 58/1–2, 139–156.
  - (1994): Subducted and obducted ophiolites of the Central Alps: Paleotectonic implications deduced by their distribution and metamorphic overprint. – Lithos 33/1–3, 109–118.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, M.I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. In: OBERHÄNSLI, R. (Ed.): Explanatory note to the map «Metamorphic structure of the Alps, 1:1000000». – Mitt. österr. mineral. Ges. 149.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R. & GOFFÉ, B. (1995): Record of a HP-LT metamorphic evolution in the Valais zone: Geodynamic implications – In: LOMBARDO, B. (Ed.): Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps. A volume in Memory of Ugo Pogante. – Boll. Mus. reg. Sci. nat. Torino 13, Suppl. 2, (p. 221–239).
- (2003): Comment to «Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences». – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 83/1, 341–344.
- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergüner Stöcke. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49/5.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – Eclogae geol. Helv. 71/3, 447–465.
- (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv. 74/3, 1063–1072.
- PAVONI, N. (1968): Über die Entstehung der Kiesmassen im Bergsturzgebiet von Bonaduz-Reichenau (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 61/2, 494–500.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PETROVA, T.V., FERREIRO MÄHLMANN, R., STERN, W.B. & FREY, M. (2002): Application of combustion and DTA-TGA analysis to the study of metamorphic organic matter. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 82/1, 33–53.
- PIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (2009): Geologie der Alpen. – Haupt, Bern.
  - (2016): Basement-involved thin-skinned and thick-skinned tectonics in the Alps – Geol. Mag. 153/5–6, 1085–1109.
- PLÜSS, P. (2012): Neue Resultate zu den bronzezeitlichen Bauern im Felsspaltendorf in Cazis (GR). – Archäol. Schweiz 35/4, 24–29.
- POSCHINGER, A. VON (2005): Der Flimser Bergsturz als Staudamm. – Bull. angew. Geol. 10/1, 33–47.
- (2006): Weitere Erkenntnisse und weitere Fragen zum Flimser Bergsturz. – Bull. angew. Geol. 11/2, 35–43.
- POSCHINGER, A. VON & HAAS, U. (1997): Der Flimser Bergsturz, doch ein warmzeitliches Ereignis? – Bull. angew. Geol. 2/1, 35–46.
- POSCHINGER, A. VON, WASSMER, P. & MAISCH, M. (2006): The Flims rock slide; history of interpretation and new insights. In: EVANS, S.G., SCARASCIA-MUGNOZZA, G., STROM, A. & HERMANN, R.L. (Ed.): Massive rock slope failure (p. 347–375). – Springer, Dordrecht.
- PROBST, P. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 153.

- PUGIN, L. (1951): Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises). – *Eclogae geol. Helv.* 44/2, 207–297.
- RAGETH, J. (1979): Späteisenzeitliche Siedlungsreste auf Spundas bei Scharans (Domleschg). – *Archäol. Schweiz* 2/2, 88–94.
- (1990): Siedlungsprozess und Siedlungsstrukturen in der Urgeschichte Graubündens. – *Siedlungsforschung, Archäologie–Geschichte–Geographie* 8, 87–106.
  - (1997): Neue Felszeichnungen aus unmittelbarer Nachbarschaft von Carschenna (Gemeinde Sils i. D., GR) – *Helv. archaeol.* 28, 127–135.
  - (2000): Kleine Urgeschichte Graubündens. – *Archäol. Schweiz* 23/2, 32–46.
  - (2002): Urgeschichte Graubündens im Überblick. – In: SÖLDER, W. (Hrsg.): *Zeugen der Vergangenheit: Archäologisches aus Tirol und Graubünden* (S. 87–123). – Tiroler Landesmuseum, Innsbruck.
- RAHN, M.K., STEINMANN, M. & FREY, M. (2002): Chloritoid composition and formation in the eastern Central Alps: a comparison between Penninic and Helvetic occurrences. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 82/2, 409–426.
- RAUCHENSTEIN-MARTINEK, K. (2014): Metamorphic fluid history along a cross section through the Central Alps: Constraints from LA-ICPMS analysis of fluid inclusions and Ar-Ar geochronology. – PhD Thesis ETH Zürich.
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P.W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. – *Swiss J. Geosci.* 107/2, 293–307.
- REMENYIK, T. (1959): Geologische Untersuchungen der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels. – *Eclogae geol. Helv.* 52/1, 177–235.
- ROMEGIALI, G. (2013): *Das Ende des Lüschersees, Tschappina, Heinzenberg* (2. Aufl.). – Desertina, Chur.
- RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1995): Die Schamser Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 167.
- SCHELLER, E. (1970): Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes. – Diss. ETH Zürich.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHMID, F. (1965): Zur Geologie der Umgebung von Tiefencastel. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 41.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.* 97/1, 93–117.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15/5, 1036–1064.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. – In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): *Deep structure of the Swiss Alps. Results of NFP 20* (p. 60–185). – Birkhäuser, Basel.
- SCHMID, S.M., RÜCK, P. & SCHREURS, G. (1990): The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – *Mém. Soc. géol. France [n.s.]* 156, 263–287.
- SCHNEIDER, J.-L., POLLET, N., CHAPRONC, E., WESSELS, M. & WASSMER, P. (2004): Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. – *Sediment. Geol.* 169/1–2, 75–91.

- SCHREURS, G. (1991): Structural analysis of the Schams Nappes and adjacent tectonic units in the Penninic Zone (Grisons, SE-Switzerland). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 283.
- (1993): Structural analysis of the Schams nappes and adjacent tectonic units: implications for the orogenic evolution of the Pennine zone in eastern Switzerland. – Bull. Soc. géol. France 164, 415–435.
- SCHWEGLER, U. (1997): Die Felszeichnungen von Carschenna, Gemeinde Sils im Domleschg. – Helv. archaeol. 28, 76–126.
- STAMPFLI, G. M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T. & BOREL, G. (1998): Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. In: VAUCHEZ, A. & MEISSNER, R. (Ed.): Continents and their mantle root (p. 159–204). – Tectonophysics 296/1–2.
- STEINMANN, M. (1994): Ein Beckenmodell für das Nordpenninikum der Ostschweiz. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 137/4, 675–721.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Ostschams. – Diss Univ. Zürich
- (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 77–134.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, V. (1971): Blatt 1235 Andeer. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 56.
- (1976): Blatt 1235 Andeer. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 56.
- THEYE, T., SEIDEL, E. & VIDAL, O. (1992): Carpholite, sudoite and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. – Europ. J. Mineral. 4, 487–507.
- THUM, I. & NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau–Lenzerheide–Oberhalbstein. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 144.
- TRÜMPY, R. & HACCARD, D. (1969): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France: les Grisons. – C. R. Soc. géol. France 9, 330–396.
- VÖGELI, S., GALSTER, F. & WIEDERKEHR, M. (2013): Blatt 1233 Greina. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut. 136.
- VOLL, G. (1976): Structural studies of the Valser Rhine valley and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 619–626.
- WEH, M. (1998): Tektonische Entwicklung der penninischen Sediment-Decken in Graubünden (Prättigau bis Oberhalbstein). – Diss. Univ. Basel.
- WEH, M. & FROITZHEIM, N. (2001): Penninic cover nappes in the Prättigau half-window (Eastern Switzerland): Structure and tectonic evolution. – Eclogae geol. Helv. 94/2, 237–252.
- WIEDERKEHR, M. (2009): From subduction to collision: a combined metamorphic, structural and geochronological study of polymetamorphic metasediments at the NE edge of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – PhD thesis Univ. Basel.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., SCHMID, S. M. & BERGER, A. (2008): From subduction to collision: thermal overprint of HP/LT meta-sediments in the north-eastern Lepontine Dome (Swiss Alps) and consequences regarding the tectono-metamorphic evolution of the Alpine orogenic wedge. – Swiss J. Geosci. 101, Suppl. 1, 127–155.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M. A., BERGER, A. & SCHMID, S. M. (2011): 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). – Int. J. Earth Sci. 100/5, 1029–1063
- WIEDERKEHR, M., SUDO, M., BOUSQUET, R., BERGER, A. & SCHMID, S. M. (2009): Alpine orogenic evolution from subduction to collisional thermal overprint: The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints from the Valaisian Ocean (Central Alps) – Tectonics 28/6, TC6009. doi:10.1029/2009TC002496.

- WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams (Graubünden). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 64.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10/1, 38–116.
- WISSING, S. B. & PFIFFNER, O. A. (2002): Structure of the eastern Klippen nappe (BE, FR): implications for its Alpine tectonic evolution. – Eclogae geol. Helv. 95/3, 381–398.
- WYSS, R. & ISLER, A. (2007): Blatt 1234 Vals. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 121.  
– (2011): Blatt 1214 Ilanz. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 132.
- ZIEGLER, H.-J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heizenberg und bei Schuders (Graubünden), Geologie und Geomechanik. – Diss. Univ. Bern.
- ZIEGLER, W. H. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. 49/1, 1–78.

## 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 Landestopografie, 2009

**Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000**

Blatt 3 Zürich–Glarus, von P.CHRIST &amp; W.NABHOLZ, 1950.

Blatt 4 St. Gallen–Chur, von P.CHRIST &amp; W.NABHOLZ, 1959.

Blatt 7 Ticino, von P.CHRIST &amp; W.NABHOLZ, 1955.

Blatt 8 Engadin, von P.CHRIST, A.GÜNTHERT &amp; A.SPICHER, 1964.

**Geologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Blatt XIV Altdorf–Chur, von ALB.HEIM, A.ESCHER VON DER LINTH, G.THEOBALD, A.BALTZER &amp; K.VON FRITSCHE, 1885.

**Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000**

Nr. 56 Andeer (LK 1192), von V.STREIFF, H.JÄCKLI &amp; J.NEHER, 1971.

Nr. 121 Vals (LK 1232), von A.ARNOLD, A.FEHR, W.JUNG, J.KOPP, C.KUPFERSCHMID, W.LEU, M.LISZKAY, W.NABHOLZ, L.VAN DER PLAS, P.PROBST &amp; R.WYSS, 2007.

Nr. 132 Ilanz (LK 1214), von U.ETTER, A.FEHR, W.NABHOLZ, T.STAUB, R.WYSS &amp; H.-J.ZIEGLER, 2010.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 18 Geologische Karte des Calanda, 1:50 000, von C.PIPEROFF, 1897.

Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000, von J.OBERHOLZER, 1920.

Nr. 94A Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt A: Arosa, 1:25 000, von J.CADISCH, 1922.

Nr. 94C Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt C: Lenzerhorn, 1:25 000, von R.BRAUCHLI &amp; T.GLASER, 1924.

Nr. 94E Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt E: Piz Michèl, 1:25 000, von F.FREI &amp; E.OTT, 1926.

Nr. 114 Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000, von O.WILHELM, 1929.

**Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage (Auswahl)**

Gs GSELL, R. (1918): [Geologische] Karte der Schuttablagerungen im Gebiet Reichenau–Ilanz, 1:50 000. In: Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheinthal. – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] 58.

Gu GUTERSLOH, H. (1968): Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein und prähistorische Bergsturzmassen bei Flims, 1:50 000. In: Nordostschweiz und Graubünden. – Atlas der Schweiz, eidg. Landestopogr. Wabern–Bern.

He HEIM, ALB. (1891): Kartenskizze der Terrassen am Hinterrhein im Gebiete Rhäzüns, Bonaduz und Reichenau, ca. 1:25 000. In: Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.

- Ho HOEK, H. (1906): Geologische Karte des zentralen Plessurgebirges, 1:50 000. In: Das zentrale Plessurgebirge. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 16.
- J1 JÄCKLI, H. (1957): Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg–Nollatobel – Piz Beverin und Umgebung, 1:50 000. In: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36, Taf. IV.
- J2 JÄCKLI, H. (1957): Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn–Curvèr-Kette (Graubünden), 1:100 000. In: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 36, Taf. III.
- T TARNUZZER, C. (1898): [Karte der] Erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden–Parpan, 1:50 000. In: Die erratischen Schuttmassen der Landschaft Churwalden–Parpan nebst Bemerkungen über das krystalline Konglomerat in der Parpaner Schwarzhornkette. – Jber. natf. Ges. Graub. [N.F.] 41.
- W WELTER, O.A. (1909): Geologische Karte des Gebietes zwischen Hinterrhein und Safiental, 1:50 000. In: Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. – Eclogae geol. Helv. 10/6, 804–851.







BEILAGE

Tafel 1      Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Thusis 1:50000.

# Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Thusis

von  
**Roland Wyss**

## Quartär

-  Lockergesteine
-  Sackungsmasse

## Mittelpenninikum

### Schams-Deckenkomplex

#### Gelbhorn-Decke

- |                       |   |                 |
|-----------------------|---|-----------------|
| Trias   Jura – Kreide |  Toniger Kalkschiefer    | Obrist-Gruppe   |
|                       |  Tonschiefer             | Nisellas-Gruppe |
|                       |  Gebankter Kalk          | Tumpriv-Gruppe  |
|                       |  Dolomit, Rauwacke, Gips |                 |

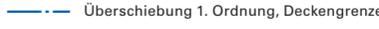
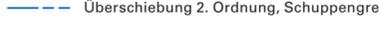
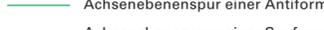
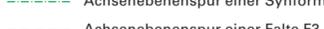
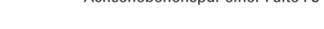
## Unterpenninikum

### Tomül-Decke

- |                       |   |
|-----------------------|---|
| Späte Kreide – ?Eozän |  Stätzerhorn-Gruppe      |
|                       |  Bleis-Pintgas-Formation |
|                       |  Parnegl-Formation       |
|                       |  Danis-Formation       |
|                       |  Raschil-Formation     |
|                       |  Basiskonglomerat      |
|                       |  Carnusa-Formation     |
|                       |  Nolla-Kalkschiefer    |
| Frühe Kreide          |  Nolla-Tonschiefer     |
|                       |  Quarzsandstein        |
|                       |  Bärenhorn-Formation   |

### Grava-Decke

- |        |  |
|--------|--|
| Kreide |  Tonschiefer  |
|        |  Kalkschiefer |

-  Bruch, Verwerfung, Scherzone
-  Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
-  Überschiebung 2. Ordnung, Schuppengrenze
-  Achsenebenspur einer Antiform F4
-  Achsenebenspur einer Synform F4
-  Achsenebenspur einer Falte F3

### Lage der Profile

