

# 1155 Sargans

## Erläuterungen

RENÉ LÖPFE, TOBIAS IBELE, STEPHAN WOHLWEND,  
RAMIRO BROGGI und PETER ZWAHLEN

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

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

2018

157

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

1:25 000

# 1155 Sargans

Erläuterungen

43 Textfiguren, 4 Tabellen und 1 Tafelbeilage

verfasst von

RENÉ LÖPFE, TOBIAS IBELE, STEPHAN WOHLWEND,  
RAMIRO BROGGI und PETER ZWAHLEN

2018



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

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

#### *Karte*

LÖPFE, R., IBELE, T., WOHLWEND, S., LÜTHOLD, A., BROGGI, R. & ALLEMANN, F. (2018): Blatt 1155 Sargans. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 157.

#### *Erläuterungen*

LÖPFE, R., IBELE, T., WOHLWEND, S., BROGGI, R. & ZWAHLEN, P. (2018): Blatt 1155 Sargans. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 157.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag*

Eisenerzhorizont im Bergwerk Gonzen. Bildbreite ca. 2 m. Foto © Jürg Meyer, rundumberge.ch, 2016.

#### *Karte*

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

#### *Erläuterungen*

Glaukonit führender Sandkalk mit *Assilina exponens*. Fundort: Saartobel-Brücke westlich von Targön (Koord. 2753.337/1209.095). Bildbreite ca. 10 cm. Foto D. Kälin 2018.

### **Herausgeber**

© 2018, 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.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40080-8

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	4
Zusammenfassung .....	5
Résumé .....	6
Summary .....	7
Riassunto .....	9
Einführung .....	11
Stratigraphie .....	14
Helvetikum .....	14
Unterhelvetikum .....	14
Oberhelvetikum .....	25
Ultrahelvetikum .....	64
Penninikum .....	92
Mittelpenninikum .....	92
Quartär .....	98
Tektonik .....	126
Helvetikum .....	128
Unterhelvetikum .....	128
Oberhelvetikum .....	131
Ultrahelvetikum .....	140
Penninikum .....	146
Mittelpenninikum .....	146
Tektonische Entwicklung .....	147
Metamorphose .....	149
Erdbeben und Neotektonik .....	152
Bohrungen .....	155
Hydrogeologie .....	158
Mineralische Rohstoffe .....	163
Siedlungsgeschichte .....	167
Literaturverzeichnis .....	172
Kartenverzeichnis .....	181
Beilagen .....	183

## VORWORT

Mit dem Blatt Nr. 157 Sargans des Geologischen Atlas 1:25 000 liegt nun eine sehr detaillierte und moderne Karte im Grenzgebiet Helvetikum/Penninikum der Ostschweiz vor. Der Kartenperimeter wurde in den Jahren 2011 bis 2015 von René Löpfle, Dr. Tobias Ibele, Dr. Stephan Wohlwend, Aron Lüthold und Ramiro Broggi im Auftrag der Landesgeologie kartiert. Ein bedeutender Teil des Gebiets von Atlasblatt Sargans östlich des Rheins umfasst auch Anteile des Fürstentums Liechtenstein. Für dieses wurde auf die «Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000» zurückgegriffen, die von Prof. Dr. Franz Allemann† in den Jahren 1945–1950 und 1973–1983 aufgenommen wurde. Sie wurde nur geringfügig mithilfe des swissALTI<sup>3D</sup> überarbeitet.

Die Schweizerische Geologische Kommission (SGK) reviewte die vorliegende Karte und die dazugehörenden Erläuterungen. Dank hierfür gebührt Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Prof. Dr. Marco Herwegh und Dr. Peter Zwahlen. Im Weiteren begutachtete Dr. Ursula Menkveld-Gfeller das Paläogen der helvetischen Decken. Zusätzliche Textbauteile stammen von Prof. Dr. A. Pfiffner (Metamorphose) und Dr. P. Zwahlen (<sup>14</sup>C-Datierungen, Gletscherstände, Felsisohypsenkarte). Ergänzende Angaben zu Bohrungen wurden von Hanspeter Eberle vom Amt für Umwelt des Fürstentums Lichtenstein zur Verfügung gestellt. Das Kapitel Siedlungsgeschichte wurde von Regula Steinhäuser-Zimmermann (Kantonsarchäologie St. Gallen) und Hannes Flück (Archäologischer Dienst Graubünden) verfasst. Dank geht auch an Markus Oberholzer und Dr. Roger Heinz für ihre Unterstützung bei der Bereitstellung von Bohrdaten aus dem Hydrogeologischen Archiv des Amts für Wasser und Energie des Kantons St. Gallen sowie an Manfred Haag, Gemeinderatsschreiber Pfäfers, für die wertvollen Hinweise betreffend Erratiker im Gemeindegebiet von Pfäfers. Einen speziellen Dank richtet R. Löpfle an seine Frau Silvia Löpfle für ihr Verständnis und ihre Unterstützung in den letzten Jahren.

Für die redaktionelle Arbeit war Dr. Daniel Kälin verantwortlich; Dr. Reto Burkhalter hat das Korrekturlesen der Erläuterungen übernommen. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische erfolgte durch Dr. Alain Morard, diejenige ins Italienische durch M. Sc. Alessia Vandelli und diejenige ins Englische durch Dr. Beres Milan. Die kartographischen Arbeiten erfolgten durch Bruno Reber und Daniel Kälin, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald.

Die Geologische Landesaufnahme dankt den Autoren und allen Beteiligten für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und für die Weitergabe von Informationen.

November 2018

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
Landesgeologie

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Sargans liegt im Grenzbereich Helvetikum/Penninikum der Ostschweiz, wobei das Penninikum nur östlich des Rheins auftritt. Das Helvetikum ist durch seine drei Haupteinheiten Unter- und Oberhelvetikum sowie das Ultrahelvetikum vertreten. Die oberhelvetischen Decken werden durch die Glarner Hauptüberschiebung, ein prägendes Element des Landschaftsbildes, von den liegenden Einheiten des Ultrahelvetikums getrennt. Das Ultrahelvetikum als tektonisch höchstgelegenes helvetisches Element liegt mit der Blattengrat-, der Bad-Ragaz- und der Sardona-Decke einmal in unterhelvetischer und mit der der Säntis-Decke aufgeschobenen Fläscherberg-Decke einmal in oberhelvetischer Position vor.

Das Unterhelvetikum setzt sich aus der parautochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs und mehreren isolierten kleinen Schuppen (Chropfsberg, Gaffia und Logsbach) zusammen. Die nur aus paläogenen Formationen bestehende parautochthone Sedimentbedeckung des Aar-Massivs ist lediglich in den beiden tektonischen Fenstern im Weisstannental und südlich von Vilters aufgeschlossen und umfasst in ihrem jüngeren Teil Anteile der nordhelvetischen Flysch-Gruppe.

Das Oberhelvetikum gliedert sich in den tiefergelegenen Glarner Deckenkomplex und die höhergelegene Säntis-Decke. Die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone stellt dabei einen höheren, vom verrucanodominierten Sockel des Glarner Deckenkomplexes weiter nach Norden abgescherten und intensiv verschuppten Teilkomplex dar. Der Sedimentstapel der oberhelvetischen Decken beginnt mit den festländischen Ablagerungen der permischen Verrucano-Gruppe, die eine tektonisch invertierte komplexe Grabenfüllung darstellt, und endet in der Kreide mit der geringmächtigen Garschella-Formation.

Das Ultrahelvetikum setzt sich aus der Blattengrat-, der Bad-Ragaz- und der Sardona-Decke sowie der Fläscherberg-Decke zusammen. Die drei erstgenannten Decken weisen jeweils eine spätkreidezeitliche Unterlage auf, auf welche paläogene Sedimente transgredierte. Während die südhelvetische Blattengrat-Decke typische paläogene Transgressionssedimente der helvetischen Decken enthält (Euthal-Formation [«Nummulitenkalk»], Stad-Formation), baut sich der ebenfalls weitgehend paläogene Anteil der ultrahelvetischen Sardona-Decke aus flyschartigem Sediment der Martinsmad-Formation (ehemals «Sardona-Flysch») mit dem charakteristischen Sardona-Quarzit-Member auf. Mit dem gleichzeitigen Vorkommen von Euthal-Formation und Flysch nimmt die Bad-Ragaz-Decke eine Mittelstellung zwischen ultrahelvetischer Sardona-Decke und südhelvetischer Blattengrat-Decke ein. Die Fläscherberg-Decke umfasst lediglich wenige tektonisch reduzierte jurassische Formationen und ist am Süden des Fläscher Bergs der Säntis-Decke aufgeschoben.

Das Penninikum liegt nur im nordöstlichsten Kartengebiet in Form der Glegghorn-Schuppe der mittelpenninischen Falknis-Decke vor. Die hauptsächlich

flyschdominierte Gesteinsabfolge beginnt im Frühen Jura und endet mit dem paläogenen «Falknis-Flysch».

Während der Letzten Vergletscherung waren weite Teile des Kartengebiets eisbedeckt. Nur die Höhenlagen über 1800 m ü. M. ragten zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximalstandes aus der Eismasse heraus. Dabei teilte sich im Raum Sargans der grosse Bündner Gletscher in den Hauptstrom des Bodensee-Rheinarms und in einen Linth-Rhein-Seitenarm, der sich über das Seetal und den heutigen Walensee gegen Nordwesten ausdehnte. Beim Rückschmelzen des letzteiszeitlichen Bündner Gletschers legte dieser vor ca. 15500–14800 Jahren einen Zwischenhalt im Raum Sargans ein (Sargans-Stand), der sich durch Kameterrassen, randglazialen Schotter und Deltaablagerungen manifestiert. Nach dem endgültigen Rückzug des Gletschers wurde das bis unter den Meeresspiegel reichende Becken von Sargans mit mächtigen Seeablagerungen, kiesigen Deltaablagerungen, Flussschotter und Verlandungssediment verfüllt.

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Sargans se trouve à cheval sur les domaines helvétique et pennique de Suisse orientale, le Pennique n'affleurant toutefois qu'à l'est du Rhin. L'Helvétique est représenté par ses trois sous-domaines: Helvétique inférieur, Helvétique supérieur et Ultrahelvétique. Les nappes helvétiques supérieures sont séparées des unités ultrahelvétiques sous-jacentes par le chevauchement principal de Glaris, un élément bien visible dans le paysage. L'Ultrahelvétique, en tant qu'élément helvétique tectoniquement le plus élevé, se trouve à la fois en position infra-helvétique avec les nappes du Blattengrat, de Bad Ragaz et du Sardona, et en position supra-helvétique avec la nappe du Fläscherberg qui est chevauchée sur la nappe du Säntis.

L'Helvétique inférieur comprend la couverture sédimentaire parautochtone du massif de l'Aar et plusieurs petites écailles isolées (Chropfsberg, Gaffia et Logsbach). La couverture sédimentaire parautochtone du massif de l'Aar n'est constituée que de formations paléogènes. Elle affleure uniquement dans deux fenêtres tectoniques dans le Weisstannental et au sud de Vilters, les dépôts les plus jeunes appartenant au Groupe du Flysch nord-helvétique.

L'Helvétique supérieur comprend le complexe de nappes de Glaris, surmonté par la nappe du Säntis. La zone d'écailles de Gonzen-Walenstadt, dont le socle est dominé par le Verrucano, représente une partie plus élevée de ce complexe, détachée vers le nord et intensément écaillée. La succession sédimentaire des nappes helvétiques supérieures débute par les dépôts continentaux permien du Groupe du Verrucano, représentant un remplissage complexe de graben tectoniquement inversé, et se termine au Crétacé avec les dépôts peu épais de la Formation de Garschella.

L'Ultrahelvétique comprend les nappes du Blattengrat, de Bad Ragaz et du Sardona, ainsi que la nappe du Fläscherberg. Les trois premières débutent chacune par des dépôts crétacés tardifs sur lesquels transgressent des sédiments paléogènes. Alors que la nappe sud-helvétique du Blattengrat est constituée de sédiments de la transgression paléogène, typiques des nappes helvétiques (Formation d'Euthal [«Nummulitenkalk»], Formation de Stad), la nappe ultrahelvétique du Sardona est constituée de sédiments de type flysch de la Formation du Martinsmad (anciennement «Flysch du Sardona»), également en grande partie paléogènes, avec le membre caractéristique de la Quartzite du Sardona. Du fait de la présence simultanée de la Formation d'Euthal et de flysch, la nappe de Bad Ragaz occupe une position intermédiaire entre la nappe ultrahelvétique du Sardona et la nappe sud-helvétique du Blattengrat. La nappe du Fläscherberg n'est constituée que de quelques formations jurassiques, réduites tectoniquement. Elle chevauche la nappe du Sântis à la terminaison sud du Fläscher Berg.

Le Penninique n'est présent qu'au nord-est du territoire cartographié avec l'échelle du Glegghorn, qui appartient à la nappe pennique moyenne du Falknis. La succession lithologique, principalement dominée par des flyschs, débute au Jurassique précoce et se termine au Paléogène avec le «Flysch du Falknis».

Pendant la Dernière Période Glaciaire une grande partie du territoire de la feuille était recouvert par la glace. Seules les zones situées à plus de 1800 m d'altitude dépassaient de la masse de glace lors du Dernier Maximum Glaciaire. A cette époque, le grand Glacier des Grisons (Bündner Gletscher) se divisait à la hauteur de Sargans en un bras principal (Rhin-Bodensee) et un bras latéral (Rhin-Linth) qui s'étendait vers le NW à travers le Seetzal et l'actuel Walensee. Lors du dernier retrait glaciaire, le Glacier des Grisons a stationné aux alentours de 15500–14800 ans dans la région de Sargans (stade de Sargans), comme en témoignent des terrasses de kame, des graviers de bordure glaciaire et des dépôts deltaïques. Après le retrait définitif du glacier, le bassin de Sargans, surcreusé jusqu'à une altitude inférieure à celle du niveau actuel de la mer, a été comblé par de puissants dépôts lacustres et deltaïques graveleux, par des graviers fluviaux et par des dépôts d'atterrissement.

## SUMMARY

The area of the Atlas sheet Sargans is located in the Helvetic/Penninic border zone of eastern Switzerland, in which the Penninic appears only east of the Rhine River. Three main tectonic units represent the Helvetic: the Lower and Upper Helvetic as well as the Ultrahelvetic. The Upper Helvetic nappes are separated from the recumbent units of the Ultrahelvetic by the Glarus main overthrust, a formative element of the landscape. As the tectonically highest Helvetic element, the Ultrahelvetic occupies both an Upper Helvetic position, with the Blattengrat, Bad Ragaz

and Sardona nappes, and a Lower Helvetic position, where the Fläscherberg nappe slid over the Säntis nappe.

The Lower Helvetic consists of the parautochthonous sedimentary cover of the Aarmassif and several isolated small thrusts slices (Chropfsberg, Gaffia and Logsbach). Comprising merely Paleogene formations, the parautochthonous sedimentary cover of the Aarmassif, outcrops only in the two tectonic windows in the Weisstannental and south of Vilters. In its younger section, it contains portions of the Northern Helvetic flysch group.

The Upper Helvetic is subdivided into the lower-lying Glarus nappe complex and the higher-lying Säntis nappe. Thereby the Gonzen-Walenstadt thrust slices represent a higher sub-complex that were sheared and intensely thrust northwards by the Verrucano-dominated basement of the Glarner nappe complex. The sedimentary sequence of the Upper Helvetic nappes begins with the continental deposits of the Permian Verrucano group, which represents a tectonically inverted and complex graben infill, and ends with the thin Garschella Formation of the Cretaceous.

The Ultrahelvetic comprises the Blattengrat, Bad Ragaz and Sardona nappes as well as the Fläscherberg nappe. Each of the first three nappes has a Late Cretaceous sublayer, upon which Paleogene sediments overlap. While the Southern Helvetic Blattengrat nappe contains typical Paleogene transgressive sediments of the Helvetic nappes (Euthal Formation [«Nummulitenkalk»], Stad Formation), the largely Paleogene portion of the Ultrahelvetic Sardona nappe is composed of flysch-type sediments of the Martinsmad Formation (formerly «Sardona Flysch») with the characteristic Sardona Quartzite Member. With the simultaneous presence of the Euthal Formation and flysch, the Bad Ragaz nappe occupies a middle position between the Ultrahelvetic Sardona nappe and the Southern Helvetic Blattengrat nappe. The Fläscherberg nappe contains only a few tectonically reduced Jurassic formations, and at the southern end of the Fläscher Berg it is thrust over the Säntis nappe.

The Penninic is found only in the northeastern map area in the form of the Glegghorn thrust of the Middle Penninic Falknis nappe. The mainly flysch-dominated sequence of rocks begins in the Early Jurassic and ends with the «Falknis Flysch» of the Paleogene.

During the last glaciation, large portions of the map sheet area were covered by ice. Only the altitudes higher than 1800 m peaked above the ice mass at the time of the Last Glacial Maximum. In the region of Sargans, the large Grisons glacier branched from the main flow of the Lake Constance-Rhine lobe into the Linth-Rhine lobe, which spread across the Seeztal and today's Walensee towards the northwest. As the Grisons glacier retreated during the Last Glacial Maximum, it made a stillstand in the Sargans area ca. 15500–14800 years ago (Sargans stand), which is characterized by kame terraces, ice-marginal gravel and deltaic deposits. After the final retreat of the glacier, the Sargans basin, which extends below sea

level, was filled with thick lacustrine sediments, gravelly deltaic sediments, fluvial outwash and silt deposits.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Sargans si trova a cavallo dei domini elvetico e pennidico della Svizzera orientale. Tuttavia, il Pennidico affiora unicamente a est del Reno. L'Elvetico è rappresentato con i suoi tre sottodomini: Elvetico inferiore, Elvetico superiore e Ultraelvetico. Le falde elvetiche superiori sono separate dalle unità ultraelvetiche soggiacenti dal sovrascorrimento principale di Glarona, un elemento ben visibile nel paesaggio. L'Ultraelvetico, in quanto elemento elvetico tettonicamente più alto, si trova sia in posizione infraelvetica con le falde del Blattengrat, di Bad Ragaz e del Sardona, sia in posizione sovra-elvetica con la Falda del Fläscherberg che è sovrascorsa sulla Falda del Säntis.

L'Elvetico inferiore comprende la copertura sedimentaria parautoctona del massiccio dell'Aar e diverse scaglie isolate di piccole dimensioni (Chropsfberg, Gaffia e Logsbach). La copertura sedimentaria parautoctona del massiccio dell'Aar è costituita interamente da formazioni paleogeniche che affiorano unicamente in due finestre tettoniche nella Weisstannental e a sud di Vilters. I depositi più recenti appartengono al Gruppo del Flysch nord-elvetico.

L'Elvetico superiore comprende il complesso di falde di Glarona, sormontato dalla Falda del Säntis. La zona a scaglie di Gonzen-Walenstadt, il cui basamento è dominato dal Verrucano, rappresenta una parte più elevata di questo complesso, distaccata verso nord e intensamente frammentata. La successione sedimentaria delle falde elvetiche superiori comincia con i depositi continentali permiani del Gruppo del Verrucano, i quali rappresentano il riempimento complesso di un graben invertito tettonicamente, e termina al Cretacico con la Formazione di Garschella di spessore sottile.

L'Ultraelvetico comprende le falde del Blattengrat, di Bad Ragaz e del Sardona, come pure la Falda del Fläscherberg. Le prime tre cominciano ognuna con depositi tardo-cretacici sui quali si depositano sedimenti paleogenici trasgressivi. Se la falda sud-elvetica del Blattengrat è costituita di sedimenti dalla trasgressione paleogenica, tipici delle falde elvetiche (Formazione d'Euthal [«Nummulitenkalk»], Formazione di Stad), la falda ultraelvetica del Sardona è costituita di sedimenti di tipo flysch della Formazione del Martinsmad (in precedenza «Flysch del Sardona»), pure in gran parte paleogenici, con la Quarzite del Sardona quale membro caratteristico. A causa della presenza simultanea della Formazione d'Euthal e del flysch, la Falda di Bad Ragaz occupa una posizione intermedia tra le falde ultraelvetiche del Sardona e le falde sud-elvetiche del Blattengrat. La Falda del Fläscherberg è costituita unicamente di alcune formazioni giurassiche tettonicamente ridotte. Essa sormonta la Falda del Säntis alla terminazione meridionale del Fläscher Berg.

Il Pennidico è presente solo nella parte nord-est del territorio cartografato con la scaglia del Gleggghorn che appartiene alla falda del Pennidico medio del Falknis. La successione litologica, dominata principalmente da flysch, comincia nel Primo Giurassico e termina nel Paleogene con il «Flysch del Falknis».

Durante l'Ultimo Periodo Glaciale gran parte del territorio del foglio era ricoperto dai ghiacci. Solo le zone situate al di sopra dei 1800 m di altitudine sormontavano la massa di ghiaccio durante l'ultimo massimo glaciale. A quell'epoca, il grande Ghiacciaio dei Grigioni (Bündner Gletscher) si divideva all'altezza di Sargans in un braccio principale (Reno-Bodensee) e un braccio laterale (Reno-Linth) che si estendeva verso NW attraverso la Seeztal e l'attuale Walensee. In occasione dell'ultimo ritiro glaciale, intorno ai 15500-14800 anni fa, il Ghiacciaio dei Grigioni ha stazionato nella regione di Sargans (stadio di Sargans), come testimoniano i terrazzi di kame, le ghiaie di contatto glaciale e i depositi deltaici. In seguito al ritiro definitivo del ghiacciaio, il bacino di Sargans, scavato fin sotto all'attuale livello del mare, è stato riempito da ingenti depositi lacustri e deltaici ghiaiosi, da ghiaie fluviali e da depositi di interramento.

## EINFÜHRUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Sargans wird durch die grossen Talungen des Rheins und der Seez morphologisch grob in drei Teilgebiete unterteilt. Nördlich der Gabelung zwischen den beiden Haupttälern bei Sargans erhebt sich der markante Gonzen, dessen steile Südwestflanke sich entlang des Seeztals über den Unterberg in Richtung Walensee fortsetzt. Diese Steiflanke ist geprägt durch einen im Gelände gut sichtbaren Schuppenbau aus Schichten des Mittleren und Späten Juras (Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone). Nördlich des Gonzen flacht das Gelände im Gebiet der Alp Palfris deutlich ab, ehe es an der Südflanke der Gauschla und des Alvier (knapp ausserhalb des Kartengebiets) wieder markant ansteigt. Es handelt sich um einen lithologisch und tektonisch bedingten Geländewechsel, wobei der flachere Teil der Alp Palfris den Überschiebungshorizont zwischen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und der ausschliesslich aus kreidezeitlichen und paläogenen Schichten bestehenden Säntis-Decke markiert. Diese Überschiebung lässt sich auch auf der Südostseite des Rheins weiterverfolgen: Das Ellhorn besteht aus jurassischen Schichten der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone, der Fläscher Berg aus kreidezeitlichen Schichtgliedern der Säntis-Decke. Der markante Fläscher Berg ist von quartären Alluvionen und Bachschuttkegeln umhüllt, was ihm den Charakter eines Inselberges verleiht. Nordöstlich des Fläscher Bergs zeigt sich im Tälchen des Luzisteigs wiederum ein tektonisch bedingter, markanter Geländewechsel. Die steilen Westflanken des Falknis (wiederum knapp ausserhalb des Kartengebiets) gehören zur gleichnamigen penninischen Decke.

Das Gebiet südwestlich der diagonal durch das Kartengebiet verlaufenden Talgrenze des Rheins und der Seez zeichnet sich im Vergleich zu den nördöstlichen Gebieten generell durch eine etwas weniger akzentuierte, gegen Nordosten weniger steil abfallende Morphologie aus. Diese wird jedoch durchschnitten von den Südwest-Nordost verlaufenden, aufgrund der Tiefenerosion durch steile Flanken geprägten Seitentälern der Tamina (Taminaschlucht) bei Bad Ragaz, des Valeisbachs bei Vilters, der Seez (Weisstannental) bei Mels und der Schils bei Flums. Zwischen dem Weisstannen- und dem Schilstal schneidet zudem das Tälchen des Cholschlaglerbachs die von schwach gegen Nordosten einfallenden Trias- und Lias-Schichten sowie lokalen glazialen Prozessen geprägten, ausgedehnten Alpflächen von Mädems und Tamons. Das orographisch-morphologische Ende des Cholschlagler Tals (Schwenditobel) befindet sich jedoch nicht wie bei den anderen Seitenbächen in der Sohle des Haupttals, sondern rund 2 km weiter südwestlich bei Parmort, wo der Cholschlaglerbach auf die terrassenähnliche Verrucano-Rundhöckerlandschaft zwischen dem Melser Hinterberg und dem Flumser Kleinberg (Geotop, s. STÜRM et al. 2004) trifft, ohne dass sich dort ein entsprechender Schuttkegel befindet. Es muss sich daher um ein ältere Talanlage handeln, deren Erosionsmaterial während der Letzten Eiszeit durch den Bündner Gletscher

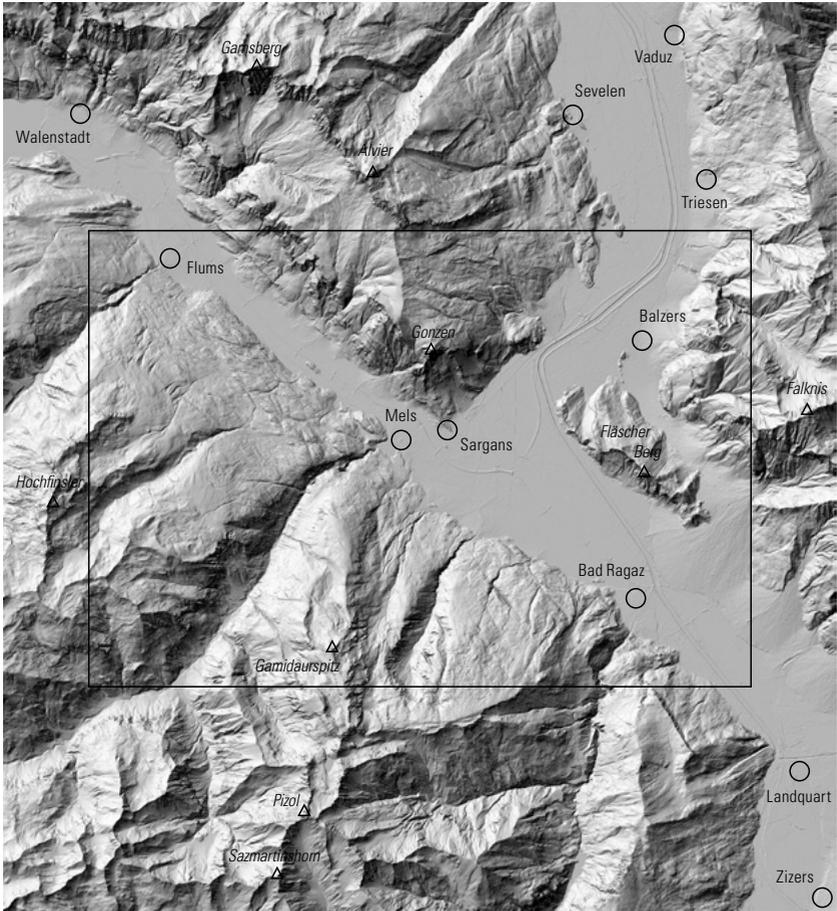


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI<sup>3D</sup>) des Gebiets von Atlasblatt Sargans und Umgebung 1:200 000.

offensichtlich wieder ausgeräumt worden ist. Im Weisstannental spiegelt sich der lithologische Wechsel im Felsuntergrund von konglomeratischem Verrucano im Hangenden zu den mergeldominierten Sedimentgesteinen der Blattengrat-Decke im Liegenden eindrücklich auch in der Morphologie wider. Während im vorderen Seetzobel die Talflanken relativ eng und stabil ausgebildet sind, häufen sich im

hinteren Teil (ab Schattenberg) quartäre Ablagerungen aus primär gravitativen Prozessen wie Bergstürzen, Hangschuttbildungen mit Sturzblöcken, Sackungen und Murgängen. Zwischen dem Weisstannental und der Alp Mugg oberhalb von Wangs erhebt sich der Gamidaurspitz. Zusammen mit den Schwarzen und Grauen Hörnern weiter südlich (ausserhalb des Kartengebiets) bildet er eine Gipfflur, die den aufgrund des Ansteigens der Glarner Hauptüberschiebung gegen Süden auskeilenden Teil des hier hauptsächlich aus Verrucano bestehenden Glarner Deckenkomplexes krönt. Hier befindet sich direkt am Kartenrand der höchste Punkt des Kartengebiets auf rund 2440 m ü. M. Östlich dieser Hochzone, die fast ausschliesslich durch Lokalgletscher geprägt ist, folgt das auffallend sanft ins Rheintal abfallende Gebiet zwischen Maienberg, Vilterser Alp und Pardiel. Während westlich des Valeistobels der hauptsächlich aus Flysch-Sedimentgesteinen der Sardona-Decke bestehende Felsuntergrund von letzteiszeitlichen Moränenablagerungen mit entsprechender Morphologie (Wälle, Kameterrassenkanten) bedeckt ist, fehlen diese glazialen Relikte weiter östlich weitestgehend. Die Morphologie wird hier neben randglazialen und fluviatilen Erosionsformen verstärkt auch durch den Felsuntergrund bestimmt. Beispielsweise zeigen sich im Sandstein des Vilterser Berges ähnliche Rundhöckerstrukturen wie im Verrucano zwischen Mels und Flums, und die markanten Quarzitbänke der Sardona-Decke, die kalkigen Gesteine der Chropfsberg-Schuppe oder auch die Nummulitenkalkbänke der Bad-Ragaz-Decke heben sich als Härtinge morphologisch deutlich von den in der Regel weichere Landschaftsformen bildenden mergelreichen Gebieten ab.

Der Rhein – zusammen mit seinen Nebengewässern ursprünglich weite Teile der Sarganser, Melser und Wangser Auen einnehmend – fliesst heute in seinem künstlichen Bett von Bad Ragaz herkommend praktisch geradlinig am Fläscher Berg vorbei in Richtung Nordwesten und biegt bei Trübbach beinahe rechtwinklig in Richtung Nordosten ab. Die Seez, im Weisstannental entspringend, biegt bei Mels – wahrscheinlich abgedrängt durch ihren eigenen Schuttkegel – scharf nach Nordwesten ab und fliesst schliesslich dem Walensee zu. Demzufolge existiert im Raum Mels–Sargans eine Wasserscheide, die das Einzugsgebiet der Seez von demjenigen des Rheins trennt. Der tiefste Punkt im Gebiet von Atlasblatt Sargans befindet sich jedoch nicht etwa dort, wo der Rhein das Kartengebiet verlässt (auf ca. 464 m ü. M.), sondern an der Seez bei Flums auf rund 438 m ü. M.

# STRATIGRAPHIE

## HELVETIKUM

### Unterhelvetikum

#### AAR-MASSIV

#### PARAUTOCHTHONE SEDIMENTBEDECKUNG

#### Paläogen

Das nordhelvetische (parautochthone) Paläogen tritt im Gebiet von Atlasblatt Sargans in zwei tektonischen Fenstern im Liegenden der ultrahelvetischen Decken (Blattengrat- und Sardona-Decke) zu Tage. Während in jenem im Weiss-tannental entlang des rechten Ufers der Seez zwischen Schattenberg und Steinegg ausschliesslich jüngere Gesteine der nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Elm- und Matt-Formation) auftreten, sind im ungleich grösseren Fenster am Vilterser Berg und im unteren Tobel des Vilterser Bachs auch Gesteine des späten Eozäns bis frühen Oligozäns (Stad-Formation bis Taveyannaz-Formation) aufgeschlossen. Dabei sind die Schichtabfolge wie auch der «Fensterrand» tektonisch stark gestört und verfaltet, sodass die Abgrenzung der nordhelvetischen Schichtglieder untereinander und zu den tektonisch überliegenden Gesteinen des Ultrahelvetikums ziemlich schwierig ist.

#### e<sub>4</sub> **Bürgen-Formation** frühes–spätes Lutétien

Zur Bürgen-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997) wird der im Fenster des Vilterser Bergs auftretende Grünsandkalk mit Assilinen gezählt (s. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 996). OBERHOLZER (1933) ordnet die von ihm als «Assilinengrün-sand» bezeichneten Bänke noch dem «Wildflysch» (=Sardona-Decke) zu. Es handelt sich dabei um grünlich grau bis graubeigebraun anwitternden, im frischen Bruch grauen bis dunkelgrauen, oft auch grünlichen, meist sehr viel Glaukonit führenden Sandkalk und Kalksandstein, welcher u. a. Discocyclinen und lagenweise massenhaft *Assilina exponens* mit Durchmesser von bis zu 2 cm enthält (Fig. 2). Eine Bankung ist aufgrund der starken Tektonisierung praktisch nicht mehr zu erkennen. Die intensiv geklüfteten Kalkbänke «schwimmen» als meist nur 1–2 m, maximal 5 m mächtige Boudins in einer Masse aus Mergel der überliegenden Stad-Formation bzw. aus solchem der unterliegenden Basis (unterste Bürgen-Formati-



Fig. 2: Glaukonit führender Sandkalk mit *Assilina exponens*. Fundort: Saartobel-Brücke westlich von Targön (Koord. 2753.337/1209.095). Foto D. Kälin 2018.

on?, Seewen-Formation?) und lassen sich dadurch kaum über grössere Distanzen verfolgen. Diesbezügliche Aufschlüsse finden sich bevorzugt am südöstlichen Rand des tektonischen Fensters im Gebiet des mittleren Saartobels zwischen Montliver und Targön. TOLWINSKI (1910) und OBERHOLZER (1933) beschreiben weitere Fundstellen mit Assilinen führenden Grünsandbänken in dem von OBERHOLZER (1933) als «sandfreie Mergelschiefer» bezeichneten Mergel und Mergelkalk (Stad-Formation) des Vilterser Tobels (nordwestlicher Teil des tektonischen Fensters). Die von diesen Autoren genannten Stellen konnten jedoch im Zuge der Neukartierung nicht gefunden werden, weshalb sie nicht auf der Karte verzeichnet sind.

Nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016) kann der Grünsandkalk der Bürgen-Formation dem Scharti-Member (ehem. «Bürgen-Grünsand») zugeordnet werden. Nach MENKVELD-GFELLER (1997) weisen der hohe Glaukonitgehalt und die ausschliesslich aus Discocyclusen und Assilinen bestehende Fauna auf eine Wassertiefe von 60 bis 70 m hin. Die Bürgen-Formation stellt generell eine durch Sedimentation bedingte Verflachungssequenz während des eozänen Transgressionsverlaufs dar (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1997).

**e<sub>4-6</sub> Stad-Formation**  
Lutétien – Priabonien

Die in der Karte von OBERHOLZER (1920) als «vorwiegend sandfreie Mergelschiefer mit Assilinenbänken» bezeichneten Gesteine im Vilterser Tobel werden im Gebiet von Atlasblatt Sargans zusammen mit den lithologisch identischen Gesteinsmassen des mittleren Saartobels als Stad-Formation ausgeschieden (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 997). Es handelt sich dabei eigentlich um eine tektonisch angehäuften Masse (Melange) mit Gesteinen der Stad-Formation als Hauptbestandteil und eingeschuppten und eingefalteten Abschnitten der liegenden Bürgen-Formation und allenfalls auch der diese wiederum unterlagernden obersten, mergelreichen Kreide (?Wang-Formation, ?Amden-Mergel, ?Seewen-Formation). Die Hauptmasse besteht aus hellgrau bis braun-beige anwitterndem, im frischen Bruch grauem bis dunkelgrauem glattflächigem geschiefertem Kalkmergel und dünnerem mergeligem, seltener auch feinsandigem Kalk, welcher auf den Schieferflächen die typischen, als dunkle Punkte erscheinende Globigerinen sowie oft auch oxidierte Pyritknöllchen zeigt. Besonders in stärker geschieferten Bereichen weisen sie zudem eine auffallend glänzende serizitische Oberfläche auf und zerfallen entlang der Schieferung in dünne Platten und Spiesse. Neben diesem eindeutig zum Mergel der Stad-Formation zählenden Mergel («Globigerinenmergel» nach OBERHOLZER 1933) treten auch etwas dunkler anwitternde, kalkigere und oft auch schwach sandig-kieselige und Glimmer führende Mergelzonen auf, in denen die typische Punktierung mit Globigerinen fehlt. Im Saartobel finden sich unmittelbar unterhalb der Basisüberschiebung der Sardona-Decke (=Fenstergrenze) stark deformierter Mergel und Kalkbänke mit grossen Bivalven (Fig. 3). Dabei könnte es sich um die «Pektinitenschiefer» handeln, wie sie von OBERHOLZER (1933) im Taminatal beschrieben wurden. Die Gesteine der Stad-Formation des Vilterser Fensters ähneln überhaupt wie auch die (tektonisch) zwischengelagerten Bänke der Bürgen-Formation stark denjenigen des nördlichen Vättner Fensters (Gebiet von Atlasblatt Vättis).

**e<sub>6T</sub> Taveyannaz-Formation**  
Priabonien – Frühes Oligozän

Zwischen den beiden Mergelmassen des Vilterser und des Saarbach-Tobels tritt am Vilterser Berg praktisch in allen Aufschlüssen gut gebankter und teils ziemlich mächtiger Sandstein auf, den TOLWINSKI (1910) als «echten Taveyannazsandstein» betrachtete, welchen OBERHOLZER (1933) hingegen – obschon diesem eine starke Ähnlichkeit mit den «autochthonen Flyschsandsteinen» attestierend – dem ultrahelvetischen «Sardona-Flysch» zurechnete. Nach VUAGNAT (1952) handelt es sich um den Taveyannaz-Sandstein des Typus IV (Grès de Taveyannaz espèce IV), also um einen solchen mit wenig vulkanischem Detritus, den STYGER (1961) als «Basalen Altdorfersandstein» bezeichnete (W. Leupold in RUTSCH 1966,



Fig. 3: Stark deformierte Kalkbank mit grossen Bivalven. Lokalität Saartobel östlich von Montliver (Koord. 2753.264/1208.835). Foto R. Löpfe 2014.

S. 998). Nach SIEGENTHALER (1972) gehört dieser Sandstein aber noch zur oberen Taveyannaz-Formation (Ruchi-Sandstein und Muttenbergen-Sandstein).

Der grünlich-grau bis braun anwitternde, im frischen Bruch hell- bis dunkelgrau-grünliche, ziemlich harte Sandstein ist meist sehr schön gradiert, mittel- bis dickbankig (bis 4 m), aber mit auffallend wenig bzw. oft nur dünnen Mergelzwischenlagen (Fig. 4). Er ist reich an z.T. auch gröberen und daher gut sichtbaren Quarzkörnern sowie an feineren Glimmerplättchen. Typisch für diesen Sandstein sind auch die vereinzelt eingesprengten, dunklen Mergelfetzchen (meist < 5 mm). Vom Flyschsandstein der Sardona-Decke unterscheidet er sich neben der Farbe (letzterer erscheint grauer, düsterer) vor allem durch die deutlich ruhigere Lagerung. Die Sandsteinbänke im «Sardona-Flysch» sind fast immer stark boudiniert, erscheinen dadurch knorrig, und lassen sich kaum über grössere Distanzen verfolgen. Der Mergelanteil im «Sardona-Flysch» ist zudem deutlich höher. Auch sind im ultrahelvetischen Sandstein keine Mergel-Einsprenglinge mehr zu erkennen, dafür enthält dieser vermehrt quarzreiche Feinkonglomerat- und Quarzitlagen. Während im «Sardona-Flysch» aufgrund der stärkeren Tektonisierung (Boudinierung) sowie wohl auch primär sedimentären Gründen (z.B. load structures) die Schichtflächen stark unregelmässig und gewellt sind, sind jene des Taveyannaz-Sandsteins meistens regelmässig und glatt. Dies trifft im Übrigen auch auf die Klufflächen zu.



Fig. 4: Flyschsandstein der Taveyannaz-Formation. Strassenaufschluss am Vilterser Berg oberhalb von Gafrauels (Koord. 2752.918/1209.804). Foto R. Löpfe 2014.

Obschon OBERHOLZER (1933) diese Unterschiede teilweise erkannte, fasste er den Sandstein des Vilterser Berges mit jenem in Valeis zusammen. Letzterer gehört jedoch der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») an und lagert – wiederum im Unterschied zum Taveyannaz-Sandstein – meistens überkippt. SIEGENTHALER (1972) gibt allein für den Ruchi-Sandstein in der Vorsteigscholle im Sernftal eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern an. Die Mächtigkeit des Sandsteins im Vilterser Fenster ist aus tektonischen Gründen schwierig abzuschätzen. Wenn auch durch Faltung und Verschuppung verdickt, dürfte die Abfolge ca. 700 m einnehmen.

#### **o<sub>1</sub> Elm- und Matt-Formation** Rupélien

Im Vilterser Fenster wurden die jüngeren Formationen der nordhelvetischen Flysch-Gruppe vermutlich praktisch vollständig durch die Basisüberschiebung der Sardona-Decke weggeschnitten. Im Weisstannental hingegen ist in der Steilwand entlang dem rechten Ufer der See zwischen Schattenberg und Steinegg eine Abfolge von dunkelgrau bis schwarz anwitterndem, im frischen Bruch grauem bis dunkelgrauem ebenflächigem schiefrigem Mergel- und Siltstein mit anteilmässig

deutlich untergeordneten dünneren Sandsteinbänken aufgeschlossen, die am ehesten dem Engi-Dachschiefer (Matt-Formation) zugeordnet werden kann (OBERHOLZER 1933, SIEGENTHALER 1972). Auf den Schieferflächen der meist Glimmer führenden Gesteine können oftmals auch Globigerinen erkannt werden. Die genauere Zuordnung dieser «Dachschiefer-Serie» ist aufgrund der tektonisch bedingten Begrenztheit des Aufschlusses jedoch nicht möglich (vermutlich Engi-Dachschiefer). Die tektonisch darüber liegenden, ebenfalls mergeligen Gesteine der Blattengrat-Decke (Wang- bzw. Stad-Formation) unterscheiden sich u.a. durch den erhöhten Anteil an Kalk, Kalkmergel und Kieselkalk (v.a. Wang-Formation) bzw. durch die Absenz von Sandsteinbänken und eine generell hellere Anwitterungsfarbe (v.a. Stad-Formation).

### CHROPSBERG-, GAFFIA- UND LOGSBACH-SCHUPPE

TRÜMPY (1944, 1969) verwendete den Begriff «subhelvetisch» für unter der Glarner Hauptüberschiebung mitgerissene Schuppen und «Scherben» verschiedener Herkunft, und zwar in rein geometrisch-tektonischem und nicht im faziellen Sinn. Die grössten Vorkommen «subhelvetischer Schuppen» finden sich in der Claridenkette (Gebiet von Atlasblatt Tödi, OBERHOLZER 1933, TRÜMPY 1969). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans werden neben dem Lochsiten-Kalk die klippenartig erhaltene Chropfsberg-Schuppe westlich von Bad Ragaz, die Gaffia-Schuppe und die in den Stad-Mergel der Blattengrat-Decke eingeschürften Dogger-Schichten («Aalénien-Schiefer», RÜEFLI 1956, Logsbach-Schuppe) unterschieden. Nachfolgend werden die in diesen Schuppen vorkommenden Schichtglieder lithologisch kurz beschrieben und entsprechenden Formationen zugeordnet. Auf die tektonische Herkunft der Schuppen wird im entsprechenden Abschnitt im Kapitel Tektonik eingegangen.

#### **LK      Lochsiten-Kalk**

Der Lochsiten-Kalk ist keine lithostratigraphische Einheit im engeren Sinn, sondern ein tektonisches «Produkt» (Tektonit) der entlang der Glarner Hauptüberschiebung während des Oligozäns abgelaufenen Deformationsprozesse. Das Gestein zeichnet sich generell aus durch eine intensive Fältelung und Brekzierung und ein kalzitisch dominiertes, helles Äusseres. Das fast durchwegs kalkige Ursprungsgestein kann je nach Zusammensetzung der betroffenen Schuppe unterschiedlicher Herkunft (Formation) sein. Die Vorkommen im Gebiet von Atlasblatt Sargans können anhand makroskopischer Befunde (dichter, mikritischer, grauer bis dunkelgrauer Kalk) am nicht oder nur wenig tektonisierten Gestein am ehesten der Quinten-Formation (evtl. Tros-Kalk) zugeordnet werden. HÜRZELER & ABART (2008) tendieren nach ihren geochemischen Untersuchungen am Pizol dort zur Schratten-



Fig. 5: Verkarstung (Karren) im Lochsiten-Kalk (Gaffia-Schuppe, Ursprungsgestein: Quinten-Formation) bei «in de wisse Stei» südlich von Gaffia (Gebiet von Atlasblatt Vättis, Koord. 2750.435/1205.838). Foto R. Löpfle 2016.

kalk-Formation. Im Feld können der Lochsiten-Kalk und seine strukturellen Charakteristiken insbesondere dort studiert werden, wo er direkt an der Glarner Hauptüberschiebung aufgeschlossen ist (Fig. 38). Dies ist im Gebiet von Atlasblatt Sargans lediglich an drei Stellen im Weisstannental der Fall (s. a. Kap. Tektonik). Im Gebiet östlich des Gamidaurspitzes finden sich zwischen Gaffia und Wangs entlang der hier parallel zur Topographie verlaufenden Überschiebungsbahn immer wieder Reste des Lochsiten-Kalks und des entsprechenden Ausgangsgesteins der zugehörigen subhelvetischen Schuppe (Gaffia-Schuppe). Aufgrund der gegenüber der liegenden Martinsmad-Formation deutlich helleren Anwitterungsfarbe sind diese Stellen – auf dem kantonalen Übersichtsplan oftmals mit der Flurbezeichnung «in de wisse Stei» bezeichnet – von weitem sichtbar. Mächtigere Vorkommen weisen zudem teils schöne Verkarstungsphänomene wie Karren auf (Fig. 5).

#### CHROPFSBERG-SCHUPPE

Aufgrund ihrer tektonischen Lage als unterhelvetische Schuppe sind die Gesteinsschichten der Chopfsberg-Schuppe (Chrinnen-Schuppe in NYFFENEGGER 1981) oft stark tektonisiert, intern verschuppt und in den meisten Fällen verkehrt liegend. Auf engstem Raum kommen helvetische Formationen von der Trias bis zur späten Kreide vor, deren Kontakte aber meist auch tektonisch sind (NYFFENEGGER 1981). Die stratigraphische Abfolge ist daher sehr lückenhaft. Es fehlen beispielsweise der gesamte Lias und ausser der Seewen-Formation sämtliche Kreide-Formationen. Aus diesen Gründen ist es nicht möglich, zuverlässig Angaben zu den Schichtmächtigkeiten zu gewinnen. Die Herkunft dieses tektonisch und ursprünglich vermutlich auch stratigraphisch reduzierten helvetischen Schichtstapels ist aller Wahrscheinlichkeit nach im Unterhelvetikum (nordhelvetisches Parautochthon) zu suchen, wo gerade die hier fehlenden Schichtglieder des Lias und der Späten Kreide nur geringe Mächtigkeiten aufweisen.

#### **t<sub>11</sub> Röti-Formation** Trias

Der Dolomit der Röti-Formation fällt vor allem durch seine gelblich-rötliche Anwitterungsfarbe auf. Insbesondere dort, wo der Röti-Dolomit als isoliertes Vorkommen direkt der flyschartigen Wechselfolge der Bad-Ragaz-Decke aufliegt (z. B. nördlich Pardiel-Untersäss, im Gebiet von Atlasblatt Vättis), tritt er als Varietät des Lochsiten-Kalks in stark tektonisierter Ausprägung und fast weiss in Erscheinung (auch hier findet man wieder die Flurbezeichnung «in de wisse Stei»). Im frischen Bruch ist der Dolomit hellgrau bis grau, oft stark rekristallisiert und stellenweise mit feinen Tonhäutchen durchzogen. Die Röti-Formation der Chropfsberg-Schuppe liegt meistens verkehrt auf den jüngeren Jura-Schichten (Dogger-Malm) oder ist in diese eingefaltet.

## **Quarten-Formation**

### **Trias**

NYFFENEGGER (1981) beschreibt zwei Aufschlüsse mit «Quartenschiefern» bei Koord. 2754.850/1207.610 und 2754.700/1207.410, wobei der erste nicht aufgefunden werden konnte und es sich beim zweiten eher um Dogger (wahrscheinlich Bommerstein-Formation) handelt.

### **i<sub>6</sub>-i<sub>3</sub> Dogger i. Allg.**

NYFFENEGGER (1981) unterscheidet die Bommerstein-Formation («Bommerstein-Serie») mit dem Mols-Member («Molser Serie») und die Reischiben-Formation («Reischiben-Serie»), wobei die drei Einheiten auf seiner Karte wie auch im Gebiet von Atlasblatt Sargans zusammengefasst dargestellt werden.

Die von NYFFENEGGER (1981) beschriebenen Aufschlüsse mit Gesteinen des Mols-Members sind zum einen fraglich, was ihre Zugehörigkeit angeht, zum anderen sind sie zu klein, um auf der Karte dargestellt zu werden. Bei den Gesteinen, die der Bommerstein-Formation zugeordnet werden können, handelt es sich um dunklen, fast kalkfreien Mergel mit dünnen, typisch rötlich bis braun mit dicker Kruste anwitternden, kieseligen Kalkbänkchen. Sie sind am Saschielbach bei Schwamm und bei Untere Höhi sowie eingequetscht zwischen Gesteinen der Quinten- und der Seewen-Formation am Fahrweg zwischen Schwammboden und Mutberg aufgeschlossen. Der gut gebankte Kalk der Reischiben-Formation weist aufgrund seines Ankeritgehalts eine generell bräunlich-graue Anwitterungsfarbe sowie die für dieses Gestein typischen ockergelben bis orangefarbenen Flecken und Stylolithen auf. Er tritt leicht verschuppt und verfaltet an der Basis der stratigraphisch normal liegenden und aus Schilt- und Quinten-Formation aufgebauten Scholle bei Gasinzer zu Tage.

### **i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation** Später Jura

Gegenüber dem Kalk der Reischiben-Formation ist der hellbraun bis hellgrau anwitternde, leicht mergelige Kalk der Schilt-Formation deutlich dicker gebankt bis massig auftretend und weist durch einen erhöhten Ankeritgehalt vermehrt ockergelbe bis orangefarbene Flecken auf, was dem Gestein stellenweise ein knolliges Aussehen verleiht. Die Gesteine der Schilt-Formation bauen zusammen mit jenen der liegenden Reischiben-Formation und der hangenden Quinten-Formation den schollenartigen Hügel bei Gasinzer auf.

**i<sub>5-8</sub>      Quinten-Formation**  
 Später Jura

Wie die vorangehend beschriebenen Formationen tritt die Quinten-Formation ausschliesslich im zentralen und südlichen Teil der Chropfsberg-Schuppe zwischen Gasinzer und dem Prodcnopf auf. Der dick gebankte bis massig ausgebildete, durchwegs hellgrau anwitternde und vielerorts verkarstete Kalk ist durch die tektonische Beanspruchung stark von Kalzitadern durchzogen und meistens rekristallisiert, wodurch seine ursprüngliche, mikritische, im frischen Bruch dunkelgraue Grundmasse oft nicht mehr erkennbar ist. Stellenweise können auch primäre Brekzien beobachtet werden. Am Prodcnopf geht die hier direkt dem Mergel der Bad-Ragaz-Decke aufliegende und in diesen hineingeschuppte Quinten-Formation (Fig. 6) nach oben allmählich in ein helles, z.T. rosa anwitterndes, stark tektonisiertes (gebändertes) und brekziertes Kalkgestein (Lochsiten-Kalk) über.

**c<sub>9-11</sub>      Seewen-Formation**  
 Kreide

Die Gesteine der Seewen-Formation («Seewerkalk») bilden die Hauptmasse der Chropfsberg-Schuppe und liegen als jüngstes Schichtglied in der Schuppe zuunterst in der Abfolge und demzufolge verkehrt direkt den Gesteinen der Bad-Ragaz-Decke bzw. der Sardona-Decke auf. Das augenfälligste Merkmal dieses in der Grundmasse mikritischen und hellgrauen Kalks sind die zahlreichen dunklen Tönhäute, die ihn teils nur stylolithisch, teils in gebänderter und gefältelter Art und Weise durchziehen. In manchen Abschnitten ist diese Bänderung so intensiv, dass das Gestein einen schiefrigen, zuweilen sogar «mylonitischen» Charakter annimmt. Zur tektonischen Basis hin, welche insbesondere an der Alpstrasse beim Chrinnenloch sowie entlang des Chrinnentobels gut sichtbar ist, wurde der Kalk der Seewen-Formation bis zur Unkenntlichkeit zu einem lochsitenkalkähnlichen Gestein tektonisiert, welches wellenartig und teilweise verschuppt den stark verschieferten Gesteinen der Sardona-Decke aufliegt (Fig. 37, Kap. Tektonik).

GAFFIA-SCHUPPE

1-1,5 km östlich des Gamidaurspitz treten zwischen der Glarner Hauptüberschiebung und der Martinsmad-Formation der Sardona-Decke isolierte Vorkommen von Lochsitenkalk und von tektonisiertem Kalk der Quinten-Formation auf. Das Grösste befindet sich westlich von Chalchofen bei Koord. 2750.135/1206.405. Aufgrund der parallel zur Topographie verlaufenden Überschiebungsbahn und der nachträglichen Erosion ist das ursprünglich zusammenhängende Vorkommen in mehrere kleinere isolierte Vorkommen zerschnitten worden.



Fig. 6: In paläogene Mergel (Stad-Formation) der Bad-Ragaz-Decke eingeschuppter, teilweise tektonisierter Kalk (Quinten-Formation, Schichtung = grün) der Chropfsberg-Schuppe am Prodchopf, Pardiell (Koord. 2754.426/1206.182) mit verbogener und verschuppter (lappig ausgebildeter) Basisüberschiebung (rot) und in diese einbiegende bzw. diese «umfließende» Schieferung im Mergel (blau). Foto R. Löpfle 2014.

#### LOGSBACH-SCHUPPE

Rund 1,7 km westlich von Weisstannen schneidet der Logsbach auf der meist mit Lockergestein bedeckten nördlichen Talseite tief in den der Stad-Formation der Blattengrat-Decke angehörigen, hell anwitternden Kalkmergel ein und entblösst eine keilförmig darin eingebettete, schätzungsweise zwischen 30–50 m mächtige Abfolge aus im frischen Bruch dunkelgrauem bis schwarzem, bräunlich anwitterndem, kalkfreiem schiefrigem Tonstein und vor allem gegen oben auch tonig-feinsandigem Mergel. Die durchwegs geschieferten feinkörnigen Ablagerungen zerfallen oft in dünne Plättchen und Spiesse, und die Schieferungsflächen zeigen vielerorts einen metallisch schimmernden Glanz sowie rostrote, stellenweise auch grünliche Anlauffarben. Zudem sind darin pyritisierte Kalk-Silex-Knollen zu finden, welche RÜEFLI (1956), der dieses Vorkommen als «Dogger-Schürfling» erstmals beschreibt, als Steinkerne von Ammoniten deutete und aufgrund dessen die Abfolge als «Aalénien-Schiefer» in den Dogger stellte. Nach DOLLFUS (1965) kann es sich bei diesen Gesteinen tatsächlich um «Aalénien-Schiefer» handeln, wie sie in der Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs vorkommen (Coroi-Formation), was auch RÜEFLI (1956) vermutete. Jedoch mahnt DOLLFUS (1965) bezüg-

lich der von RÜEFLI (1956) beschriebenen Ammonitensteinkerne zur Vorsicht, da die für den Dogger unabhängig der paläogeographischen Position durchaus charakteristischen Kalk-Silex-Knollen oft auch organische Formen vortäuschen.

## **Oberhelvetikum**

### **GLARNER DECKENKOMPLEX**

Südwestlich des Seeztals bilden die permischen Sedimente des Verrucano den Hauptteil des durch die Glarner Hauptüberschiebung nach Nordosten verfrachteten Glarner Deckenkomplexes. Die den Verrucano-Einheiten aufliegenden Formationen der Trias und des Lias sind in weiten Teilen dieses Gebiets bereits erodiert worden. Sie finden ihre Fortsetzung am Nordostrand des Seeztales, wo sie unterhalb der Steilwände zwischen dem Gonzen im Osten und Walenstadt im Westen aufgeschlossen sind. Die Einheiten des Doggers und Malms liegen tektonisch abgesichert und verschuppt ausschliesslich nordöstlich des Seeztales vor (Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone). Die praktisch lückenlose stratigraphische Abfolge von der Trias bis in die Kreide wird im nachfolgenden Kapitel beschrieben.

### **Perm**

Das Perm war im mitteleuropäischen Raum eine festländische Phase. Die Gebirge der variszischen Orogenese waren weitestgehend bis auf ihre kristallinen Kerne abgetragen. In einem dextral transtensiven Rahmen und teilweise begleitet von Vulkanismus bildeten sich verbreitet tektonische Becken, in denen die Erosionsprodukte des umliegenden Landes als teilweise mehrere hundert Meter mächtige klastische Sedimente zur Ablagerung kamen. Während sich die Permokarbontröge in Mitteleuropa heutzutage noch mehr oder weniger in ihrer ursprünglichen Position befinden, wurden die ehemals südlich anschliessenden Gebiete des helvetischen Faziesraumes von der alpinen Orogene erfasst und die Gesteine disloziert. Entsprechende, nur lokal auftretende, dann aber oft mächtige, im Wesentlichen permische Sedimente finden sich heutzutage in vielen grosstektonischen Einheiten des Alpenraums, wo sie seit STUDER (1851) als Verrucano bezeichnet werden (z.B. FISCH 1961, TRÜMPY 1966, PFIFFNER 2009).

Das bekannteste und grösste Vorkommen von Verrucano innerhalb der helvetischen Decken liegt in den Glarner und St. Galler Oberländer Alpen. Dieser sogenannte Glarner Verrucano (TRÜMPY 1966) wurde von OBERHOLZER (1933) ausführlich beschrieben und ist auch im Südwestteil des Gebiets von Atlasblatt Sargans verbreitet. Während J. Oberholzer 1910 und 1920 in seinen Karten lediglich zwischen «Schiefern», den sogenannten Sernifiten (Brekzien) und Vulkaniten unterscheidet, haben FISCH (1961), RYF (1965), MARKUS (1967), RICHTER (1968)

und andere die über 1200 m mächtige Folge detailliert bearbeitet und in lithostratigraphische Einheiten gegliedert. Die meist roten bis violetten Fanglomerate (Serinitite), Sandsteine und schiefrig erhaltenen Tonsteine wurden unter oxidierenden Bedingungen in einem semiariden Klima vorwiegend als alluviale Schüttungen abgelagert (z.B. FISCH 1961, RICHTER 1968, LETSCH et al. 2015). Eingelagerte primäre und in die Sedimente umgelagerte Vulkanite zeigen, dass die überwiegend im Perm stattfindende Sedimentation des Glarner Verrucanos von zwei Phasen vulkanischer Aktivität begleitet war (LETSCH et al. 2015).

Die klastischen Abfolgen des Verrucanos können bezüglich ihrer lithologischen Ausprägung als «molasseartig» charakterisiert werden. Allerdings ist bedingt durch die trogartige, in ihren Einzelheiten schwer rekonstruierbare Geometrie des Sedimentbeckens eine deutlich komplexere laterale und zeitliche Abfolge der Schüttungsrichtungen gegeben (z.B. RICHTER 1968, LETSCH et al. 2015). Ein weiterer wichtiger Unterschied zur paläogenen–neogenen Molasse des Alpenvorlandes ist die bedingt durch die Überlast der mesozoischen Schichtfolgen starke Verfestigung zu einer sehr harten Folge von Quarzsandstein und schiefrigem Tonstein, in denen die Schieferung dominiert und eine Schichtung im Feld nur sehr selten erkennbar ist. Ähnlich ist auch die Natur der Grenzen zwischen den einzelnen Einheiten innerhalb des Verrucanos, bei denen es sich durchwegs um unscharfe, heterochrone Faziesübergänge und -verzahnungen handelt (z.B. RICHTER 1968, LETSCH et al. 2015).

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans konnten in Anlehnung an RICHTER (1968) und RYBACH (1970) innerhalb des Verrucanos die Mären-, die Murgtal-, die Fulen-, die Schönbühl- und die Kapfen-Formation unterschieden werden.

### **P<sub>Mä</sub> Mären-Formation**

Bei den Gesteinen der Mären-Formation (Mären-Serie, FISCH 1961) handelt es sich um weniger harten, zurückwitternden monotonen, teilweise siltig-sandigen schiefrigen Tonstein von eher grüngrauer bis lauchgrüner, selten violetter Farbe, der Serizit und teilweise Chlorit führt (RICHTER 1968). Er grenzt gegen oben an die sandigere, etwas härtere Fulen-Formation und wird gegen Nordosten seitlich von den tieferen Teilen der Murgtal-Formation ersetzt (s. Fig. 7). Die Untergrenze wird überall im Gebiet von Atlasblatt Sargans durch die Glarner Hauptüberschiebung gebildet.

Als das tiefste im Gebiet von Atlasblatt Sargans aufgeschlossene Glied des Verrucanos ist die Mären-Formation im Weisstannental im unteren Teil der Bärenwand sowie zwischen Ringgaberg und dem Siemelenchopf aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit beträgt westlich der Bärenwand knapp 150 m und nimmt gegen Nordosten ab. Als Schüttungsrichtungen gibt RICHTER (1968) Süden bis Südwesten an, wobei diese gegen oben zunehmend durch eine Schüttungsrichtung aus Norden und Nordosten abgelöst wird.

## **P<sub>Mu</sub> Murgtal-Formation**

Über der Mären-Formation folgt im Südwesten die Fulen-Formation (Fulenschiefer, FISCH 1961) und im Nordosten seitlich die Murgtal-Formation (Murgtalsernifit, RYF 1965, RICHTER 1968, s. Fig. 7). Die Murgtal-Formation besteht aus Brekzien (Sernifit), Grobsand- und Sandstein sowie schiefrigem Tonstein. Die Komponenten der matrixgestützten Brekzien sind schlecht gerundet bis kantig und maximal wenige Zentimeter gross. Dabei handelt es sich um Gangquarze, Quarzite, Quarzporphyre und feldspatreiche Gesteinstrümmen (RICHTER 1968). Beim Grobsand- und Sandstein sowie in der Matrix der Brekzie ist meist ein gewisser Tongehalt vorhanden, der sich im Feld durch eine entsprechende Schieferung auch dieser Lithologien auszeichnet. Die Farbe ist für Verrucano-Verhältnisse blass und eher grauviolett, in der Verwitterung teilweise ausschliesslich grau. Insgesamt ist das Gestein verwitterungsresistent und tritt morphologisch als Härtling in Erscheinung. Die Grenzen der Murgtal-Formation sind generell unscharf ausgebildet. Dabei sind die angrenzenden Einheiten – gegen unten die Mären-Formation, seitlich gegen Südwesten die Fulen-Formation und gegen oben die Schönbühl-Formation – durch deutlich geringere Anteile von Sandstein und das überwiegende Fehlen von Brekzien sowie durch eine leichte Änderung der Verwitterungsfarbe gekennzeichnet.

Die Murgtal-Formation kommt im Gebiet von Atlasblatt Sargans im unteren Weisstannental vor. Sie bildet die Ost- und Westflanke des Seeztobels oberhalb Mülitobel bis Schattenberg und steht auf der Westseite des Tals in den Hängen von Hintervermol und den Wänden unterhalb von Matells an. Südlich des Gigerbachs wird die Murgtal-Formation seitlich rasch durch die Fulen-Formation ersetzt. Vom Gigerbach bis Schattenberg bildet die Murgtal-Formation die Basis des Verrucanos über der Glarner Hauptüberschiebung. In gleicher Position streicht sie an der östlichen Talflanke von Schattenberg in südlicher Richtung ansteigend über Untergamidaur bis an den südlichen Blattgebietsrand. Die Mächtigkeit der Murgtal-Formation kann im Bereich Cherwald zwischen der Glarner Hauptüberschiebung im Liegenden und der hangenden Schönbühl-Formation auf etwa 350 m geschätzt werden.

RICHTER (1968) interpretierte den Sernifit im unteren Weisstannental als fanglomeratische Schüttungen und korreliert ihn mit dem Murgtalsernifit von RYF (1965) im Murgtal. Sowohl RYF (1965) als auch RICHTER (1968) schliessen aufgrund der Zunahme der Komponentengrösse auf eine Schüttung aus Richtung Norden bis Nordosten. Diese Befunde bestätigen sich im Gebiet von Atlasblatt Sargans durch das seitliche Auskeilen der Murgtal-Formation gegen Südwesten, wo sie von der Fulen-Formation abgelöst wird. (s. Fig. 7).

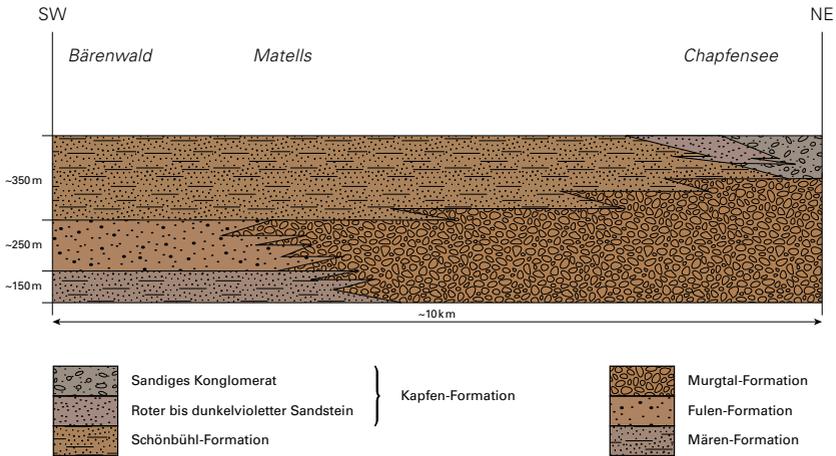


Fig. 7: Schematische Auflagerungsverhältnisse und Verteilung der verschiedenen Lithofazies innerhalb des Glarner Verrucanos im Gebiet von Atlasblatt Sargans.

### **P<sub>Fu</sub>** Fülen-Formation

Die Murgtal-Formation wird im Südwesten durch die Fülen-Formation (Fülenschiefer, FISCH 1961) ersetzt (s. Fig. 7). Bei der Fülen-Formation handelt es sich um vielfach sandigen, selten auch feinkonglomeratischen, im Feld grau- bis blauviolett-schiefrigen Tonstein, der aufgrund seines höheren Sandgehalts zwischen den weniger sandigen Gesteinen der Mären-Formation im Liegenden und der Schönbühl-Formation im Hangenden einen morphologischen Härting bildet. Im Vergleich mit der Murgtal-Formation überwiegt aber die tonig-sandige Fazies deutlich gegenüber der feinkonglomeratischen Fazies. RICHTER (1968) beschreibt von der Alp Laui (bereits ausserhalb des Kartengebiets) dünne dolomitische Lagen sowie Lagen mit grünlicher Färbung im Bereich von Galans. Sowohl die Unter- als auch die Obergrenze der Fülen-Formation kann mit dem Ein- bzw. dem Wiederaussetzen sandiger Lagen bestimmt werden. Dabei ist aber, bedingt durch die stufenlose Mischung des Sand- bzw. Tongehalts sowie dem nicht kontinuierlichen Charakter einzelner Bänke im Feld, nur eine unscharfe Grenzziehung möglich. Der seitliche Übergang zur Murgtal-Formation ist als Faziesverzahnung ausgebildet und generell unscharf.

Die Fülen-Formation kommt im Gebiet von Atlasblatt Sargans in den Südhängen des Wannenchofps und auf Galans vor. Als südwestliche Fortsetzung der Murgtal-Formation setzt sie am Gigerbach südlich von Matells ein und bildet im Bereich von Brunegg sowie an der Bärenweid westlich von Galans grössere Steil-

abstürze. Die Mächtigkeit der Fulen-Formation beträgt im Gebiet von Atlasblatt Sargans rund 250 m.

Die Fulen-Formation stellt mit ihrer überwiegend tonigen und sandigen Fazies das beckeninterne Äquivalent der Murgtal-Formation dar (FISCH 1961, RICHTER 1968, s. Fig. 7). Im Weisstannental löst sie die Murgtal-Formation gegen Südwesten ab. Die weiter südwestlich wenig ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Sargans auftretenden dolomitischen Lagen können als subaquatische Sedimente lokaler hypersaliner Becken interpretiert werden (RICHTER 1968). Sowohl FISCH (1961) als auch RICHTER (1968) schliessen Schüttungsrichtungen aus Süden und Südosten für einzelne Lagen (z.B. grünlich gefärbten Lagen, RICHTER 1968) nicht aus. Dies würde nicht nur eine beckeninterne, sondern gleichzeitig auch eine zentrale Lage im Becken anzeigen.

### **p<sub>s</sub>      Schönbühl-Formation**

Die Schönbühl-Formation (Schönbühlschiefer, FISCH 1961) wurde von RICHTER (1968) in eine untere und obere Einheit unterteilt (untere und obere Schönbühlschiefer). Da der sie trennende Quarzsandstein («Schönbühl-Quarzit») im Feld nicht durchgängig verfolgt werden kann, wurde diese Unterscheidung im Gebiet von Atlasblatt Sargans nicht durchgeführt. Der auch als «Grenzquarzit» bezeichnete Quarzsandstein konnte aber teilweise als Punktsignatur dargestellt werden (z.B. bei Koord. 2743.225/1208.288).

Bei den Gesteinen der Schönbühl-Formation handelt es sich um einen einheitlichen schieferigen und serizitischen Tonstein von meist intensiv roter, in den tieferen Teilen stellenweise auch violetter Farbe. Obwohl die Verwitterung in der Regel grobblockig ist, führt die sehr engständige und durchgängige Schieferung bei Anschlag zu ebenflächigem, meist dünnblättrigem Zerfall. Teilweise sind dünne Lagen mit etwas höherem Silt- oder Sandgehalt und eher violetter Farbe zwischen tiefroten reinen schieferigen Tonstein eingeschaltet. In den höheren Teilen der Einheit, insbesondere am Wannenchopf, treten innerhalb des Tonsteins dünne Lagen von Quarzsandstein mit Mächtigkeiten von einem bis maximal 10 cm auf. Gegen Norden werden die höheren Teile der Formation siltig-feinsandig und bilden, teilweise stark Hellglimmer führend, eine Übergangsfazies zum Sandstein der Kapfen-Formation. Der «Grenzquarzit» (RICHTER 1968) tritt im Gebiet von Galans in Form von zwei auffälligen, harten, mehrere Meter mächtigen Quarzsandsteinbänken auf, die wellenförmig in den liegenden Tonstein einschneiden und von einer Lage roten Tonsteins getrennt werden (Fig. 8). Dabei handelt es sich um groben, teils feinkonglomeratischen und im frischen Bruch hellen bis weissen Quarzsandstein, der jenem der Mels-Formation sehr ähnlich ist. Südlich von Vermol tritt bei Koord. 2747.625/1211.185 eine harte feinkonglomeratische Lage innerhalb der Schönbühl-Formation auf, die aber eher mit dem Kapfensernifit als mit dem «Grenzquarzit» bei Galans vergleichbar ist. Gegen Nordosten bzw. Norden



Fig. 8: Die zwei Bänke des «Grenzquarzits» zwischen unterem und oberem Teil der Schönbühl-Formation auf Galans (Koord. 2742.615/1208.425). Auf die untere, etwa 0,8 m mächtige Bank folgt 0,5–1,2 m schieferiger Tonstein und darüber die obere, etwa 1–2 m mächtige Bank. Die wellige Unterseite der oberen Bank deutet auf eine erosive Basis hin. Foto T. Ibele 2015.

wird der untere Teil der Schönbühl-Formation seitlich durch die Murgtal-Formation ersetzt (RICHTER 1968), während der obere Teil durch Sandstein der Kapfen-Formation abgelöst und teilweise überlagert wird (s. Fig. 7). Die Untergrenze der Schönbühl-Formation ist gegen die Fülen-Formation im Südwesten und gegen die Murgtal-Formation im Nordosten gleichermaßen unscharf. Sie wurde im Feld mit dem Ausbleiben sandiger und gröberer Lagen kartiert, welches mit einem generell einheitlicheren Erscheinungsbild und einer rötlicheren, weniger grauen Farbe der Schönbühl-Formation gegenüber ihrem Liegenden einhergeht. Die Obergrenze gegen die Trias ist generell scharf. Im Norden wird die Schönbühl-Formation von der Kapfen-Formation überlagert und seitlich abgelöst. Diese Grenze ist als Änderung der Fazies vielfach verzahnt und durch graduelle Übergänge gekennzeichnet. Hier wurde aufschlussweise nach überwiegend sandiger oder toniger Fazies die entsprechende Einheit festgelegt. Zusammen mit der flachen Topographie und der ebenfalls flach einfallenden Grenze ergibt sich ein vielfach kurviger Verlauf, der zwar nicht in jedem Fall einer im Feld klar definierten Linie entspricht, die generelle Lage und den Charakter der Grenze aber bestmöglich wiedergibt.

Die Schönbühl-Formation kommt im Gebiet von Atlasblatt Sargans nordwestlich und südöstlich des Weisstannentals und im oberen Teil der gegen das Seeztal abfallenden Hänge der Guscha- und Hühnerkopf-Gruppe vor. Gute Aufschlüsse finden sich im Talschluss von Obergalans und am Wannenchopf. Zudem steht die Schönbühl-Formation im Hangenden der Röti-Formation entlang des Grats zwischen Burst und Garmil sowie beim Pkt. 1940 m westlich von Ober Vermii an. Diese Gesteine lassen sich makroskopisch kaum von der Quarten-Formation unterscheiden, stimmen jedoch nach OBERHOLZER (1933) petrographisch vollkommen mit dem Verrucanoschiefer im Liegenden der Mels-Formation überein und wurden folglich tektonisch in diese Stellung versetzt. Die Mächtigkeit der Schönbühl-Formation kann im Gebiet von Atlasblatt Sargans entlang der Abhänge gegen das Weisstannental abgeschätzt werden. Sie beträgt dort im Bereich von Obergalans gut 250 m, vom Wannenchopf bis zum Stegenbach rund 350 m und nimmt dann zwischen der Murgtal-Formation im Liegenden und der Kapfen-Formation im Hangenden auf 100 m bei Plattmol und wenige Meter im Mülitobel ab. An den Hängen der Hühnerkopf- und der Guscha-Gruppe gegen das Seeztal sowie im Cholschalgertal ist die Basis der Schönbühl-Formation nicht aufgeschlossen, sodass auch keine Mächtigkeit angegeben werden kann. Sie beträgt dort aber sicher über 100 m. RICHTER (1968) gibt für den Bereich Schilstal unmittelbar westlich des Kartengebiets eine Mächtigkeit von über 500 m an.

Mit den feinkörnigeren und homogeneren Ablagerungen der Schönbühl-Formation liegt eine beckeninterne Fazies vor, die sich aber gegen Nordosten über die Murgtal-Formation ausbreitet und damit ein Zurückweichen der Schüttungszentren und Trogränder oder ein Ausflachen der Topographie anzeigt. Die Ablagerung erfolgte nach FISCH (1961) subaquatisch, nach RICHTER (1968) periodisch subaquatisch in einer ausgedehnten playaartigen Sedimentationsebene. Nach dieser von

RICHTER (1968) mit tektonischer Ruhe erklärten Phase progradierten im oberen Anteil der Schönbühl-Formation mit der Kapfen-Formation von Norden erneut Sandstein und Fanglomerat.

### **Kapfen-Formation**

Die Kapfen-Formation kann in einen unteren, feinkörnigeren Abschnitt (Kapfensandstein, RICHTER 1968) und einen oberen, brekziös-konglomeratischen Abschnitt (Kapfensernifit, RICHTER 1968) gegliedert werden.

#### **P<sub>Ks</sub>**      *Roter bis dunkelvioletter Sandstein, Feinkonglomerat*

Die von RICHTER (1968) als Kapfensandstein bezeichnete Abfolge ist streng genommen eine Übergangsfazies zwischen der liegenden Schönbühl-Formation und dem hangenden sandigen Konglomerat (Kapfensernifit, RICHTER 1968). Lithologisch überwiegt Sandstein, der aber sowohl mit schiefrigem Tonstein als auch mit Feinkonglomerat wechsellagert. Dabei kann teilweise die Schichtung gut nachvollzogen werden, was aufgrund der starken Schieferung im übrigen Verrucano oft nicht möglich ist. Die Farbe ist rot bis dunkelviolet und unterscheidet sich kaum von der liegenden Schönbühl-Formation und dem hangenden, etwas helleren Konglomerat (Kapfensernifit). Im Übergang aus der liegenden Schönbühl-Formation lösen sich die Sandsteinlagen teilweise in Schlieren und Boudins auf, und das Gestein führt häufig Hellglimmer. In den höheren Teilen treten zunehmend mächtigere konglomeratische Bänke vom Typus des Kapfensernifits und teilweise auch hell verwitternder Quarzsandstein vom Typus der Mels-Formation auf. Dabei schneiden die Lagen vom Typus des Kapfensernifits häufig mit ihrer Basis erosiv in das Liegende ein. Solche Bänke wurden teilweise (z.B. bei Koord. 2747.200/1213.550) als sandiges Konglomerat (Kapfensernifit) auf der Karte ausgeschieden. Sowohl die Untergrenze zur Schönbühl-Formation als auch die Obergrenze zum sandigen Konglomerat (Kapfensernifit) ist als Änderung der Fazies vielfach verzahnt und durch graduelle Übergänge gekennzeichnet. Dabei entsprechen die auf der Karte eingetragenen Grenzen keiner im Feld klar definierten Linie, sondern geben den bestmöglich Verlauf wider.

Der rote bis dunkelviolette Sandstein und das Feinkonglomerat bilden zusammen mit dem sie überlagernden sandigen Konglomerat (Kapfensernifit) die mittleren und unteren Hänge auf der Südwestseite des Seetzals. Dabei tritt die Abfolge grossflächig in Höhenlagen zwischen 700 und 1100 m ü.M. von Flumserberg im Nordwesten bis Vermol im Südosten auf. Östlich von Vermol kann sie als Übergangsfazies zwischen Schönbühl-Formation im Liegenden und sandigem Konglomerat im Hangenden als schmales Band und mit abnehmender Mächtigkeit bis ins Mülitobel verfolgt werden. Die Mächtigkeit der Abfolge ist aufgrund ihres hangparallelen Einfallens und des seitlich raschen Verzahnens sowohl mit der Schönbühl-

Formation als auch mit dem sandigen Konglomerat nur eingeschränkt bestimmbar. Sie beträgt in einem Streifen vom Chapfensee über Parfanna bis südlich von Portels sicher über 50 m, nimmt aber von Vermol gegen das Mülitobel innerhalb einiger hundert Meter auf unter 10 m ab.

**P<sub>kk</sub>**      *Sandiges Konglomerat, grobkörniger Sandstein, einzelne schiefrige Tonsteinlagen*

Bei der von RICHTER (1968) als Kapfensernifit bezeichneten Abfolge handelt es sich um ein hartes, matrixgestütztes, sandiges Konglomerat, grobsandigen Quarzsandstein und dazwischen eingeschaltete, meist geringmächtige schiefrige Tonsteinlagen. Die Geröllkomponenten sind maximal wenige Zentimeter gross. Darunter erwähnt RICHTER (1968) Granit, Gangquarz, Albit, Gneis, Glimmerschiefer, Grünschiefer, Eruptiva und Sedimente. Die Farbe des sandigen Konglomerats ist überwiegend dunkelrot bis violett, in größeren Bänken auch hellrot und selten weisslich, in Sandsteinbänken stellenweise auch grünlich. Das Gestein ist häufig undeutlich gebankt, wobei die Schichtflächen uneben sind und die Bänke, insbesondere die grobkörnigen Lagen, seitlich auskeilen oder abgelöst werden. Auch der Sandstein und das Konglomerat zeigen immer wieder eine weitständige Schieferung. Helle quarzitische und konglomeratische Lagen sind im Einzelaufschluss dem Quarzsandstein der Mels-Formation oft sehr ähnlich. Die Untergrenze zum Kapfensandstein ist als Änderung der Fazies vielfach verzahnt und durch graduelle Übergänge gekennzeichnet (Fig. 9). Die Obergrenze zur Mels-Formation ist aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten im Feld ebenfalls unscharf ausgebildet. Nur teilweise wittern die obersten Meter des Kapfensernifits etwas stärker zurück, sodass eine leichte Geländemulde ausgeprägt ist. Selbst der Farbübergang von roter zu heller bis weisslicher Verwitterungsfarbe ist oft graduell.

Der Kapfensernifit bildet zusammen mit dem liegenden Kapfensandstein die mittleren und unteren Hänge auf der Südwestseite des Seeztals. Dabei tritt der Kapfensernifit grossflächig in den unteren Höhenlagen zwischen dem Talboden und etwa 800 bis 1000 m ü.M auf. Die Mächtigkeit des Kapfensernifits ist aufgrund seines hangparallelen Einfallens und des seitlich raschen Verzahnens mit dem Kapfensandstein nur eingeschränkt bestimmbar. RICHTER (1968) gibt für dieses Gebiet eine Mächtigkeit von rund 250 m an. Auf der Ostseite des Weisstannentals bildet der Kapfensernifit die Hänge bei Vorderberg oberhalb von Wangs. Des Weiteren kommt der Kapfensernifit im Hangenden der Schönbühl-Formation von Ebenwald bis Garmil vor. Gesteine vom Typus Kapfensandstein wurden in diesem Gebiet nicht separat auskartiert, sondern mit dem Kapfensernifit zusammen ausgedeutet. Die Untergrenze des Kapfensernifits gegen die Schönbühl-Formation ist als Änderung der Fazies vielfach verzahnt und durch graduelle Übergänge gekennzeichnet. Die Obergrenze zur Mels-Formation ist aufgrund der lithologischen Ähnlichkeiten im Feld ebenfalls unscharf ausgebildet. Die hier auskartierte Gren-



Fig. 9: Sandiges Konglomerat (Kapfensernifit) nahe am Übergang aus dem roten bis dunkelvioletten Sandstein (Kapfensandstein) mit weisslich verwitternden Sandsteinlagen (Koord. 2747.700/1213.165). Bildhöhe etwa 6 m. Foto T. Ibele 2015.

ze entspricht somit nicht in jedem Fall einer im Feld klar definierten Linie, gibt jedoch ihren generellen Verlauf bestmöglich wider. Die Mächtigkeit des Kapfensernifits südöstlich des Weissstannentals ist im Vergleich zur westlichen Seite auf wenige Dutzend Meter reduziert.

Mit der Kapfen-Formation ist im Nordostteil des Glarner Verrucanos erneut eine grobdetritische Schüttung überliefert. Sie greift über der maximalen Ausdehnung der Tonsedimentation der mittleren Schönbühl-Formation von Nordosten gegen die Mitte des Troges vor. Dabei ist das von RICHTER (1968) erwähnte Vorkommen von Metamorphiten (amphibolitfazielle Gneise, Glimmer- und Grünschiefer) im Kornspektrum der Konglomerate innerhalb des gesamten Glarner Verrucanos einzigartig (LETSCH et al. 2015) und weist auf ein verändertes Liefergebiet hin. Die auffällige Diskordanz zwischen Mels-Formation und Schönbühl-Formation wird gegen Nordosten undeutlicher, bis schliesslich zwischen dem sandigen Konglomerat (Kapfensernifit) und dem Quarzsandstein der Mels-Formation eine kontinuierliche Sedimentation oder zumindest eine deutlich kürzere Dauer ihres Unterbruchs nicht mehr ausgeschlossen werden kann (RICHTER 1968).

## Trias

Nach einer festländischen Periode setzt in der Frühen Trias mit dem Sandstein der Mels-Formation eine Transgression ein, in deren Folge sich ab dem Anisien im helvetischen Faziesraum lateral wechselnde, intertidale bis flachmarine und vielfach evaporitische Bedingungen einstellen. Paläogeographisch dürfte diese Situation den Randbereichen des germanischen Muschelkalkmeers entsprechen (BRUNNSCHWEILER 1948, STURZENEGGER 2004, PFIFFNER 2009). GISLER et al. (2007) geben dagegen für die Mels-Formation der Zentralschweiz eine mit der Tethys verbundene Transgression aus Südosten an, mit der sich im zentral- und osthelvetischen Faziesraum eine flachmarine Verbindung zum germanischem Becken ausbildet. In der Folge werden im Bereich des heutigen unteren Glarner Deckenkomplexes Rauwacke und Dolomit der Röti-Formation abgelagert. In der Späten Trias kommt es dann nach einem Sedimentationsunterbruch – dokumentiert durch eine Schichtlücke über dem Dolomit der Röti-Formation – nochmals zu festlandnaher Sedimentation (BRUNNSCHWEILER 1948, PFIFFNER 2009). Die dabei abgelagerte, von quarzreichem Sandstein unterbrochene Abfolge roten Tonsteins (Quarten-Formation) erinnert an den Keuper der Germanischen Trias (BRUNNSCHWEILER 1948, PFIFFNER 2009, FUNK in Vorb.).

### t<sub>1</sub> Mels-Formation

Bei der Mels-Formation handelt es sich überwiegend um dickbankigen, teilweise massigen harten Quarzsandstein. Das Gestein verwittert meist hell- bis dunkelgrau, stellenweise auch dunkelrot, und zeigt im frischen Bruch eine hellgraue bis weisse, teils rötliche oder grünliche Farbe. Bankmächtigkeit und Korngrösse nehmen tendenziell gegen oben hin ab, wobei vor allem basal feinkonglomeratische Lagen häufig sind. In den höheren Teilen der Formation kommen zwischen feindetritischen Lagen von grünlichem hartem Siltstein, flasrigem Sandstein und grauem Tonstein zunehmend dünnbankige Karbonate vor. Dabei handelt es sich um grau und gelblich verwitternden, im frischen Bruch hellbeigen und stellenweise Pyrit führenden mikritischen Dolomit sowie im frischen Bruch dunklen und feinspätigen Kalk.

Während der Grossteil der Formation als Härtling Felsstufen bildet, ist der obere Teil weniger verwitterungsresistent und meist nur in Bachgräben aufgeschlossen. Wo dieser obere Teil der Mels-Formation flächenmässig bedeutend auftritt, wurde er bei der Kartierung als *dünnbankige Wechsellagerung gelb anwitternden dichten Dolomits mit schiefrigem Ton-, Silt- und Feinsandstein (t<sub>1a</sub>)* separat ausgeschieden (z. B. im Röllbach bei Koord. 2744.875/1213.450).

Die Untergrenze der Mels-Formation ist über der Schönbühl-Formation des Verrucanos im Feld gut zu fassen und in den Hochlagen über der Waldgrenze sogar häufig aufgeschlossen. Dabei handelt es sich um einen scharfen, in der

Regel erosiv ausgebildeten Kontakt, bei dem die basalen Feinkonglomerate der Mels-Formation in die Schönbühl-Formation einschneiden. Häufig kam es dabei zur Aufnahme von Schmitzen der Schönbühl-Formation in die Mels-Formation. Diese erosive Basis ist im Bereich «Wissi Chöpf» (Koord. 2743.650/1208.835) an mehreren Stellen gut beobachtbar. Mächtigeren Lagen dunkelroten Tonsteins vom Typ der Schönbühl-Formation treten auch höher innerhalb der Mels-Formation auf (so bei Koord. 2745.525/1213.150) und sind möglicherweise als Umlagerungen zu interpretieren (BRUNNSCHWEILER 1948). Über dem sandigen Konglomerat der Kapfen-Formation (Kapfensernifit) ist die Untergrenze aufgrund der grossen lithologischen Ähnlichkeit beider Einheiten im Gelände eher unscharf.

Die Obergrenze der Mels-Formation ist aufgrund des lithologischen Übergangs in die dolomitische Fazies der Röti-Formation im Feld vielfach nur unscharf zu ziehen (Fig. 10).

Die Gesteine der Mels-Formation treten im Gebiet von Atlasblatt Sargans meist oberhalb der Verrucano-Einheiten auf. In Talnähe sind sie an der Typlokalität bei Mels in einer Synklinalstruktur und als Erosionsrest bei Pions erhalten. Darüber hinaus tritt Mels-Formation in einer Kette kleinerer Aufschlüsse als verkehrtliegende Serie zusammen mit Gesteinen der Röti-Formation zwischen Wangs-Hinterberg und der Alp Wald auf. Im Bereich der Rot Wand (Koord. 2745.750/1209.410) und an der Stefisplangg (Koord. 2744.250/1211.200) im Cholschlagertal fehlen die Gesteine der Mels-Formation. In beiden Fällen liegen Gesteine der Röti-Formation direkt der Schönbühl-Formation auf.

Insgesamt kann für die Mels-Formation eine Mächtigkeit von bis zu 30 m angenommen werden, wobei der harte Quarzsandstein im unteren Teil in der Regel zwischen 5 und 25 m und die obere dolomitische Mels-Formation bis maximal 15 m einnehmen.

Das genaue Alter der Mels-Formation ist aufgrund weitgehenden Fehlens von Fossilien ungewiss. In der Zentralschweiz konnten GISLER et al. (2007) mittels Pollenanalysen ein frühanisches Alter bestimmen.

Das seitliche Aussetzen der oberen und teilweise der gesamten Mels-Formation wurde von OBERHOLZER (1933) als primäres Fehlen durch lückenhafte Ablagerung interpretiert, wohingegen BRUNNSCHWEILER (1948) und RICHTER (1968) sowohl primäres als auch sekundäres, durch nachträgliche Erosion bedingtes Fehlen feststellen. Insgesamt ist für den Sedimentationsraum der Mels-Formation eine differenzierte Topographie mit nicht flächendeckender Ablagerung anzunehmen (RICHTER 1968). Wechselnde Erosions- und Ablagerungszentren führten dabei zu primären wie auch sekundären Schichtlücken. Auch sind spätere tektonische Vorgänge für das lokale Fehlen der Mels-Formation nicht auszuschliessen.

Allgemein gilt die Mels-Formation als transgressives und überwiegend marines Sediment (OBERHOLZER 1933, BRUNNSCHWEILER 1948, RICHTER 1968). Dabei interpretieren GISLER et al. (2007) die siliziklastischen unteren Teile der Forma-



Fig. 10: Stratigraphischer Übergang von der Mels-Formation zum Dolomit der Röti-Formation. Im unteren Teil der Wand grobdetritische Bänke des unteren Anteils der Mels-Formation, darüber grau verwitternde feindetritische Bänke im Wechsel mit gelb verwitterndem dünnbankigem Dolomit (oberer Anteil der Mels-Formation). Schliesslich setzten die detritischen Bänke in der Röti-Formation aus. Aufschluss bei Koord. 2749.240/1207.250. Foto T. Ibele 2015.

tion noch als terrestrisch. Sie folgen der älteren, festländisch-erosiven Phase, von der sie einen Übergang in die – in der oberen Mels-Formation überlieferten – von Gezeiten bestimmten Sedimentation bilden.

## **t<sub>II</sub> Röti-Formation**

Bei den Gesteinen der Röti-Formation handelt es sich um teils massigen, vielfach gebankten, gelblichgrau bis grau anwitternden, im Bruch hellgrauen feinkörnigen Dolomit, der die höheren Anteile der Formation einnimmt. In den tieferen Teilen dominiert dünnbankiger Dolomit, seltener Kalk und Tonmergel und häufig Rauwacke. Die Rauwacke tritt in dünnen, meist gelblich verwitternden Bänken ebenso auf wie in lokal massiger Ausbildung, in der sie kleinere Felswände und Stufen bildet, die lateral nicht verfolgbar sind. Vor allem in der Rauwacke finden sich häufig Brekzien mit Lithoklasten von Dolomit, der aus den liegenden Teilen der Röti-Formation und aus der obersten Mels-Formation stammt, ebenso wie Quarzsandstein und schiefriger Tonstein des Verrucanos. Im Nordwesten zwischen Mädems und Wildenberg wurde der unterste Teil der Formation auf der Karte als «Unterer Dolomit» der Röti-Formation ausgeschieden (z.B. Koord. 2743.960/1214.725. Unter dieser von BRUNNSCHWEILER (1948) eingeführten und von RICHTER (1968) beibehaltenen Bezeichnung wird dünnbankiger gelblich verwitternder dichter Dolomit zusammengefasst. Dabei handelt es sich um eine wenige Meter mächtige Übergangsfazies zwischen der liegenden obersten dolomitischen Mels-Formation und der hangenden Rauwacke. Sie unterscheidet sich von der obersten dolomitischen Mels-Formation durch das Fehlen siliziklastischer Lagen und dadurch, dass die Schichtplatten im Feld meist als Härtling erscheinen.

Die Untergrenze der Röti-Formation wird durch einen lithologischen Übergang aus der obersten Mels-Formation gebildet und ist daher in Aufschlüssen unscharf. Meist wird sie über dem quarzsandsteinreichen Hauptkörper der Mels-Formation am Übergang zu weichen Landschaftsformen mit fehlenden Aufschlüssen gezogen. Die Obergrenze ist als lithologischer und morphologischer Kontrast zur Quarten-Formation scharf ausgebildet.

Das Verbreitungsgebiet der Röti-Formation steigt von Nordwesten nach Südosten an und liegt damit auf der Südseite des Seetzals in der Guscha- und der Hühnerkopf-Gruppe auf etwa 1100 bis 1550 m ü.M, im Cholschlager Tal auf etwa 1500 bis 1900 m ü.M und an der Madfurgell und im Bereich des Gamidaurspitz auf über 2000 m ü.M. Reste von Röti-Formation sind im Kern einer Synklinalstruktur am Hügel Chastels bei Mels erhalten. Darüber hinaus tritt Röti-Formation in einer Kette kleinerer Aufschlüsse als verkehrtliegende Serie zusammen mit Gesteinen der Mels-Formation zwischen Wangs-Hinterberg und der Alp Wald auf. In der Rauwacke und dem dünnbankigen Dolomit des unteren Anteils der Röti-Formation sind häufig Abscherhorizonte lokalisiert. Als solche bilden die Gesteine der

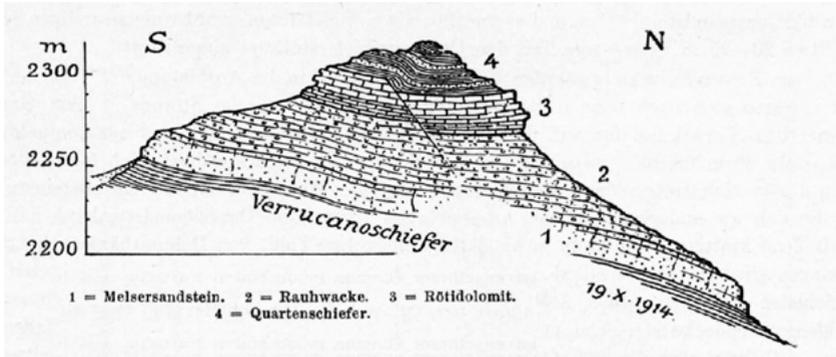


Fig. 11: Profil am Gamidaurspitz (Koord. 2748.900/1207.025) von OBERHOLZER (1933). Es zeigt die Röti-Formation in ihrer im Gebiet von Atlasblatt Sargans typischen Ausbildung und Mächtigkeit, von der die Rauwacke im unteren Teil etwa zwei Drittel, der Dolomit im oberen Teil etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit einnimmt.

Röti-Formation auch die Basis der Hühnerkopf-Gruppe, wo sie in der Westflanke des Hühnerchopfs, an den Bremenhöpf und im Nordosten des Schwarzchopfs aufgeschlossen sind. Westlich von Mädemsvorsäss am Röllbach und im Bereich von Koord. 2746.305/1210.890/1545 am Lutzbach fehlt der Dolomit des höheren Anteils der Röti-Formation. Dabei liegt am Lutzbach der Tonstein der Quartenschiefer Formation wenige Meter über oft tonigen, gelblich verwitternden dünnbankigen, teils mit grauen rauwackeartigen Bänken durchsetzten Gesteinen, in denen sich Brekzienhorizonte mit faustgrossen Komponenten von gelblichem Dolomit und perlmuttfarbenem Tonstein finden.

Insgesamt kann für die Röti-Formation eine Mächtigkeit von bis zu 50 m angenommen werden, wobei bedingt durch die tektonische Beanspruchung als Abscherhorizont und das stellenweise Fehlen von Schichtgliedern insbesondere in den tieferen Teilen der Formation Schwankungen auftreten können. Meist entfallen etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit auf die höheren Formationsanteile des Röti-Dolomits (Fig. 11).

Das Alter der Röti-Formation wird anhand einer verarmten und kleinwüchsigen Muschelfauna (vgl. GISLER et al. (2007) als Anisien bis Carnien bestimmt.

Der gebankte Dolomit, die Rauwacke und der darin eingeschaltete Gips (ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Sargans) spiegeln insgesamt einen flachmarinen und hypersalinen Sedimentationsraum wider (BRUNNSCHWEILER 1948, RICHTER 1968). Nach den transgressiven Ablagerungen der Mels-Formation und ihres marinen oberen Anteils etablierten sich damit in der Röti-Formation durchgängig vollmarine Bedingungen.

**t<sub>III</sub>      Quarten-Formation**

**t<sub>IIIa</sub>**      *Braungrau anwitternder schiefrieger Ton- und Siltstein, Lagen siltigen Kalkes*

Den Hauptanteil der Quarten-Formation bildet weinroter, untergeordnet auch grünlicher oder grauer Ton- und Siltstein, der in der Regel als dünnblättriger, z. T. mergeliger schiefrieger Tonstein ausgebildet ist. Stellenweise finden sich Einlagerungen von knauerig bis flaserig ausgezogenen, dünnen Lagen von Sandstein oder Feinkonglomerat. Im Dach der Formation können einige Meter solchen sandigen schiefriegen Tonsteins mit Lagen kieseligen Kalks und feinkreidigen Sandsteins im frischen Bruch grüne, verwittert braune bis graue Farbe aufweisen und dann im Feld den Gesteinen der überlagernden Prodkamm-Formation sehr ähnlich sein. Sie wurden auf der Karte teilweise als *braungrau anwitternder schiefrieger Ton- und Siltstein, Lagen siltigen Kalkes* ausgedrückt. Im unteren bis mittleren Teil der Abfolge, oft basal direkt auf die Röti-Formation folgend, tritt harter quarzitischer Sandstein und Feinkonglomerat vom Typus der Mels-Formation in kompakten, bis wenige Meter mächtigen Bänken auf. Dieser Quarzsandstein verwittert hellgrau, teils rötlich, ist im frischen Bruch weiss und stellenweise braunfleckig und bildet morphologische Härtlinge. Als Komponente im Feinkonglomerat tritt neben den dominierenden Quarzkörnern auch rötlicher Siltstein auf, der vermutlich aus der Quarten-Formation aufgearbeitet wurde. Bei Koord. 2746.380/1210.680 führt das Konglomerat an der Basis der Quarten-Formation bis 10 cm grosse Komponenten von Röti-Dolomit. Die Dolomitkomponenten sind dabei teilweise oft auch ganz aufgelöst, sodass an ihrer Stelle nur noch eine löchrige Struktur des Konglomerats bleibt.

Die Untergrenze der Quarten-Formation ist im Feld in der Regel deutlich ausgebildet. Über dem Dolomit der Röti-Formation setzt dabei überall siliziklastische Sedimentation entweder in Form roten Tonschiefers oder hellen Quarzsandsteins ein. Die Basis des Quarzsandsteins ist stets erosiv und schneidet dort, wo sie die Basis der Formation bildet, auch erosiv in den Dolomit der Röti-Formation ein. Die Obergrenze der Quarten-Formation ist weniger deutlich und sehr selten aufgeschlossen. Mit ihr geht ein Wechsel der Verwitterungsfarbe von dominant rot in der Quarten-Formation zu dominant braun in der Prodkamm-Formation einher, der sich aber vielfach einige Meter unterhalb der eigentlichen Formationsgrenze vollzieht. Hier handelt es sich offensichtlich um einen Fazieswechsel, der sich bei kontinuierlicher Sedimentation abspielt (TRÜMPY 1949) und bei dem sich im Feld die Morphologie als zuverlässigste Abgrenzung erweist. So bildet die Oberkante der im Dach relativ sandigen Quarten-Formation in der Regel eine Geländekante.

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans kommt die Quarten-Formation in der Guscha- und in der Hühnerkopf-Gruppe sowie östlich des Weisstannentals vor. In der Guscha-Gruppe liegen die Vorkommen an den Hängen zum Seeztal als dip slope zwischen etwa 1400 und 1650 mü.M. sowie an den Hängen zum Cholschlagler Tal

als von Nordosten nach Südwesten ansteigendes Band vor. In der Hühnerkopf-Gruppe tritt die Quarten-Formation in mehreren Stockwerken übereinander auf. Das unterste Vorkommen folgt den Hängen zum Cholschluger Tal und setzt sich als dip slope an den Hängen zum Seetzal unter den Luggenböden fort. Von dort zieht es nach Süden bis zur Rot Wand, wo die Quarten-Formation die obersten Wandpartien bildet. In der eigentlichen Hühnerkopf-Gruppe ist die Quarten-Formation am Madchopf sowie rund um den Hüenerchopf und grossflächig im Bereich Broch-Schwarzchopf aufgeschlossen. Weitere Vorkommen an der Schitteregg und am Loschopf sowie südlich von Tamons-Vorsäss werden von Prodkamm-Formation unter- und teilweise von Röti-Formation überlagert. Östlich des Weiss-tannentals treten Gesteine der Quarten-Formation als Erosionsreste auf dem Gami-daurspitz (Fig. 11) und bei Burst sowie in einer Kette kleinerer Aufschlüsse als verkehrtliegende Serie zusammen mit Gesteinen der Röti- und Mels-Formation zwischen Wangs-Hinterberg und der Alp Wald auf.

Insgesamt kann für die Quarten-Formation im Gebiet von Atlasblatt Sargans eine Mächtigkeit von 50–70 m angenommen werden, wobei die Quarzsandsteine bis zu 30 m mächtig werden können.

Das Alter der Quarten-Formation ist aufgrund weitgehenden Fehlens von Fossilien nicht genau zu bestimmen (Carnien – Rhétien). BRUNNSCHWEILER (1948) korreliert den Quarzsandstein mit dem Schilfsandstein der Germanischen Trias, der ins Carnien gestellt wird (GEYER et al. 2011). TRÜMPY (1949) wies für die hangenden Gesteine des «Infralias» ein Rhétien-Alter nach.

Ähnlich wie die Mels-Formation setzt der Quarzsandstein der Quarten-Formation erosiv und wahrscheinlich auf eine festländische Phase folgend ein. Anders als in der Mels-Formation bleibt die Sedimentation im oberen Teil der Quarten-Formation aber siliziklastisch dominiert und zeigt mit der überwiegend roten Färbung anhaltend oxidierende Bedingungen an. Dabei lassen, ähnlich wie für die Mels-Formation, die ausgeprägten vertikalen wie lateralen Mächtigkeitsschwankungen des Quarzsandsteins sowie seine regional verschieden starke Erosion des Liegenden (RICHTER 1968) auf eine komplexe Topographie des osthelvetischen Faziesraums schliessen. Aufgrund von karbonatischen Einschaltungen postuliert BRUNNSCHWEILER (1948) für die Quarten-Formation überwiegend marine, allerdings stark von kontinentalem Eintrag geprägte Sedimentationsbedingungen. Mindestens gegen das Rhétien nimmt der marine Einfluss dann mit Sicherheit zu.

## Jura

Zu Beginn des Juras waren weite Teile Mitteleuropas von einem epikontinentalen Meer mit einer Wassertiefe von wenigen Dekametern bis wenigen hundert Metern bedeckt, das eine weitläufige Bucht am Nordrand der Tethys bildete. Der östliche helvetische Ablagerungsraum war während des Frühen Juras gegen Nordwesten durch die Hochzone des alemannischen Lands (TRÜMPY 1952) vom schwä-

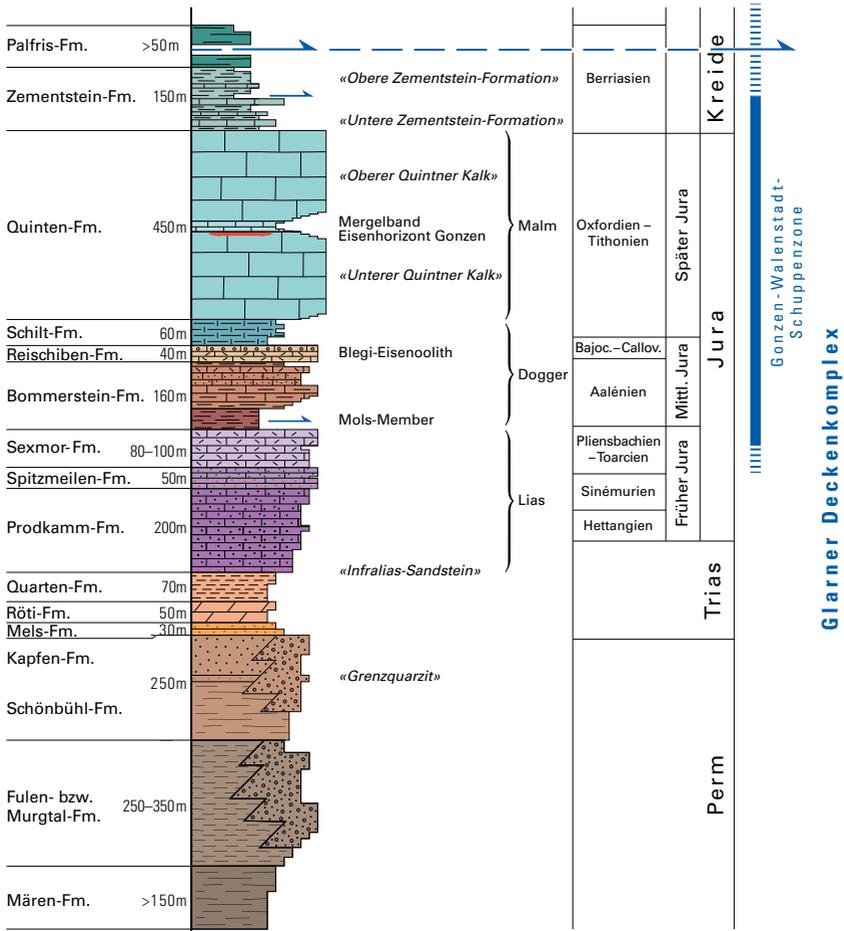


Fig. 12: Überblick der lithostratigraphischen Einheiten (Formationen und Member, informelle Bezeichnungen sind kursiv) vom Verrucano bis zur Frühen Kreide des Helvetikums im Gebiet von Atlasblatt Sargans (Glarner Deckenkomplex), modifiziert nach IBELE et al. (2016).

bisch-argovischen Ablagerungsraum getrennt (TRÜMPY 1952, GEYER et al. 2011). Diese von TRÜMPY (1949) als «Randflexur» bezeichnete Zone war von aktiver Bruchtektonik begleitet (TRÜMPY 1949, 1952, SCHINDLER 1959). Obwohl südöstlich dieser Linie und damit auch im Gebiet des Atlasblattes Sargans die Mächtigkeit des Lias einige hundert Meter beträgt, blieb die Sedimentation durchwegs flachmarin (neritisch). Während der Ablagerung der Prodkamm-, der Spitzmeilen- und der Sexmor-Formation konnte der Sedimenteintrag offenbar mit der Subsidenz Schritt halten (TRÜMPY 1949, FUNK 1985).

### ***Lias*<sup>1</sup>**

(inkl. «Infralias-Sandstein» und «Laui-Schiefer»)

#### **t<sub>III</sub>-I<sub>1</sub> Grauer, z. T. bräunlich anwitternder fein- bis mittelkörniger Quarzsandstein («Infralias-Sandstein»), dunkler weicher Tonstein («Laui-Schiefer»)**

Bei guten Aufschlussverhältnissen sind zwischen der eigentlichen Quarten-Formation und dem Cardinien-Member der Prodkamm-Formation sehr weicher, oft dunkler schiefriger Tonstein und wenige bis maximal 15 m höher die auffallende Bank des «Infralias-Sandsteins» kartierbar. Bei letzterem handelt es sich um einen braun verwitternden gebankten, im frischen Bruch grauen fein- bis mittelkörnigen und leicht braunfleckigen oft karbonatfreien harten Quarzsandstein, der über dem Dach der Quarten-Formation eine erste Geländerippe bildet. Der darunterliegende, von BRUNNSCHWEILER (1948) als «Laui-Schiefer» bezeichnete und in die oberste Quarten-Formation gestellte weiche dunkle Tonstein wurde im Gebiet von Atlasblatt Sargans zusammen mit dem «Infralias-Sandstein» als eine Einheit ausgeschieden.

Das Alter der Basis des «Infralias-Sandsteins» wurde von TRÜMPY (1949) als Rhétien, das Dach als frühes oder mittleres Hettangien bestimmt.

#### **I<sub>1-2</sub> Prodkamm-Formation** spätes Hettangien – frühes Sinémurien

#### **I<sub>1-2C</sub> Cardinien-Member**

Die Prodkamm-Formation gliedert sich im Gebiet von Atlasblatt Sargans in einen hangenden, als Prodkamm-Formation im Allgemeinen ausgeschiedenen Teil («Prodkammserie», TRÜMPY 1949) und das liegende Cardinien-Member.

Beim Gestein des Cardinien-Members handelt es sich um weichen, serizi-

---

<sup>1</sup> Unter dem Begriff Lias (im Sinn einer lithostratigraphischen Einheit im Rang einer Gruppe) werden diejenigen Formationen zusammengefasst, die (ungefähr) im erdgeschichtlichen Zeitabschnitt des Frühen Juras abgelagert wurden. Dasselbe gilt sinngemäss für die Begriffspaare Dogger / Mittlerer Jura und Malm / Später Jura.

tisch glänzenden, hellen und grauen schiefrigen Tonstein und Mergel, dessen Mergelgehalt tendenziell gegen oben zunimmt. Er wird von selten wenige Meter mächtigen Bänken harten karbonatischen Sandsteins und Sandkalks, gegen oben auch spätigen kieseligen Kalks durchzogen. Im Sandkalk und Kieselkalk treten Schilllagen und Crinoidenbänke auf. Diese harten Bänke bilden in steilerem Gelände Stufen und kleine, maximal 5–10 m hohe Wände. Bei flacherem Gelände zeigt sich das Member meist in erdig zerfallendem, grauem bis silbern glänzendem schiefrigen Tonstein, der in Runsen und Bacheinschnitten zu Tage tritt.

Beim Gestein des oberen Anteils der Prodkamm-Formation («Prodkammserie», TRÜMPY 1949) handelt es sich, ähnlich wie beim Cardinien-Member, um weichen tonigen und schiefrigen Mergel sowie harte Kalk-, Sandstein- und Quarzsandsteinbänke, wobei die weichen Lithologien weniger dominant sind als im Cardinien-Member und der Quarzsandstein vor allem gegen oben zunimmt. Der Kalk ist häufig kieselig oder sandig und teils biotritisch, der Sandstein kalkig, oft knorrig und teils schiefrig ausgebildet. Im Sandstein und Quarzsandstein treten Konglomerate mit gerundeten, bis wenige Zentimeter grossen Komponenten von Quarz und Dolomit auf. Die Verwitterungsfarbe der Kalk- und Sandsteinbänke ist überwiegend braun bis gelblich, selten grau, die der Quarzsandsteine hell bis weisslich. Im frischen Bruch ist der Kalk oft grau, der Sandstein und Quarzsandstein hellgrau, selten weisslich und oft von Limonit braun oder orange gefleckt.

Die Untergrenze der Prodkamm-Formation ist durch das Einsetzen des sehr weichen dunklen schiefrigen Tonsteins über dem obersten Teil der Quarten-Formation oder dem Härtling des «Infralias-Sandsteins» gekennzeichnet. Sie ist im Feld in der Regel nicht aufgeschlossen und wurde bei der Kartierung mithilfe des meist vorhandenen Geländeknicks gezogen. Die Obergrenze des Cardinien-Members wird von TRÜMPY (1949) und RICHTER (1968) an der Basis einer oolithischen Bank, dem «Leitoolith», gezogen und als scharf beschrieben. Dies konnte an mehreren Stellen im Feld nachvollzogen werden. Die Obergrenze der Prodkamm-Formation ist im Gebiet von Atlasblatt Sargans meist unter Hangschutt verborgen.

TRÜMPY (1949) bestimmt für das Cardinien-Member als Alter spätes Hettangien und gibt als jüngstes Alter des oberen Anteils der Prodkamm-Formation mittleres bis spätes Sinémurien an.

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans kommen die Prodkamm-Formation und das ihr zugehörige Cardinien-Member hauptsächlich in der Guscha- und in der Hühnerkopf-Gruppe vor. In der Guscha-Gruppe tritt sie südlich von Mädems-Hintersäss an der Pfufisegg und an der Plattisegg in flächenmässig grosser Verbreitung sowie an der Wisswand, am Nordfuss und als tektonische Klippe am Gipfel der Kleinen Guscha auf. In der Hühnerkopf-Gruppe kommt die Prodkamm-Formation am Hüenerchopf und zwischen Schitteregg und Beeriloch sowie in kleinen Aufschlüssen im Bereich Glätti, Tamons-Vorsäss und Garmil vor. Davon werden nur kleine Bereiche am Gipfel des Hüenerchopfs und an der Schitteregg vom oberen Teil der Prodkamm-Formation, der Rest vom Cardinien-Member eingenommen.

Ausserdem kommen die Gesteine der Prodkamm-Formation in einem einzelnen Aufschluss bei Muttis rund 1 km südwestlich von Wangs zum Vorschein.

Schichten des unteren Lias befinden sich ausserdem nördlich der Seez im Kern einer liegenden Antiklinalstruktur beim Rosschopf östlich von Flums. Sie setzen sich auch weiter gegen Südosten unter den den nördlichen Seeztalabhang bedeckenden Lockergesteinsablagerungen fort (z. T. in Bohrungen aufgeschlossen). Die Zuordnung zur Prodkamm- bzw. zur Spitzmeilen-Formation gelang dabei nicht überall. Daher wurde der untere Lias dort undifferenziert ausgeschieden ( $I_{1-3}$ ).

Die Mächtigkeit der Prodkamm-Formation ist tektonisch bedingten Schwankungen unterworfen und im Gebiet von Atlasblatt Sargans schwierig zu fassen. Zwischen der Pfufisegg und dem Cholschlager Tal ist das Cardinien-Member mit rund 60 m wahrscheinlich ungestört und in primärer Mächtigkeit vorhanden. In der Hüenerchopf-Westflanke ist das Member dagegen mit rund 120 m Mächtigkeit sehr wahrscheinlich tektonisch verdoppelt. Der obere Teil («Prodkammserie», TRÜMPY 1949) ist entweder nur mit seiner Unter- oder nur mit seiner Obergrenze aufgeschlossen. An der Pfufisegg misst er über 100 m. TRÜMPY (1949) gibt für die Guscha-Gruppe rund 25 m für den «Infralias-Sandstein», 65 m für das Cardinien-Member und 150 m für die «Prodkammserie», RICHTER (1968) rund 20 m für den «Infralias-Sandstein», 60–70 m für das Cardinien-Member und 100 m für die «Prodkammserie» an.

Obwohl sich die Sedimentation aus der Trias vielerorts kontinuierlich fortsetzt (TRÜMPY 1949), vollzieht sich mit dem Übergang in den Lias ein deutlicher Fazieswechsel. Die siliziklastisch-karbonatische Wechselfolge mit Sandstein, Konglomerat und Fossiltrümmern, wie sie in der Prodkamm-Formation einsetzt, spiegelt die für den helvetischen Lias typische neritische Fazies eines flachen, gut durchlüfteten Meeres mit reicher Fauna wider. Die Tatsache, dass teilweise über 150 m Prodkamm-Formation in einem relativ kurzen Zeitraum (mittleres Hettangien – mittleres Sinémurien) abgelagert wurden, zeigt, dass die Subsidenzrate hoch war, die Sedimentation aber mit ihr Schritt halten konnte (TRÜMPY 1949).

### **$I_3$ Spitzmeilen-Formation** spätes Sinémurien – frühestes Pliensbachien

Die Spitzmeilen-Formation wurde von TRÜMPY (1949) in eine untere und eine obere «Serie» unterteilt. In den wenigen Aufschlüssen im Gebiet von Atlasblatt Sargans wurde diese Unterscheidung nicht vorgenommen. Generell dominiert im unteren Teil eisenschüssiger Sandstein, während nach oben erst spätiger Kalk und Mergelkalk, dann zunehmend gebankter Sand- und Kieselkalk charakteristisch ist (TRÜMPY 1949, STURZENEGGER 2004, FUNK in Vorb.). Bei den im Gebiet von Atlasblatt Sargans aufgeschlossenen Gesteinen der Spitzmeilen-Formation handelt es sich um überwiegend braune, teils rötliche und selten auch grau verwitternde harte Bänke von Sandstein, Sandkalk und Kieselkalk, die mit schief-

rigem Mergel wechsellagern. Insgesamt ist der Anteil an Mergellagen deutlich geringer als in der Prodkamm-Formation. Der Sandstein ist teils eisenschüssig und quarzitisch, eher grobkörnig und häufig mit welliger Bankung und teilweise mit Schrägschichtung ausgebildet. Vor allem im unteren Teil treten konglomeratische Bänke mit bis mehrere Zentimeter grossen grauen Dolomitkomponenten (vermutlich aus der Röti-Formation) auf. Der Sandkalk und Kieselkalk ist meist grobspätig und nimmt anteilmässig insgesamt nach oben hin zu. Im Gegensatz zur überwiegend braunen Verwitterung herrschen im frischen Bruch meist graue oder beige, im Quarzsandstein auch weisse Farbtöne vor. Die meist hellgrau verwitternden Mergellagen sind dagegen frisch dunkelgrau und führen stellenweise Hellglimmer. Die Untergrenze der Spitzmeilen-Formation ist im Gebiet von Atlasblatt Sargans selten aufgeschlossen. Ihre Lage wurde in der Regel mittels Mächtigkeitsabschätzungen und der Topographie interpoliert. TRÜMPY (1949) beschreibt die Grenze in Aufschlüssen als teilweise scharf, teilweise aber auch als unscharf ausgebildete Übergangszone.

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans kommt die Spitzmeilen-Formation hauptsächlich in der Guscha-Gruppe am westlichen Blattgebietsrand vor. Dabei tritt sie auf der Südostseite und in einem tektonisch tieferen Stockwerk auf der Nordseite der (kleinen) Guscha in einzelnen Aufschlüssen entlang des Wandfusses auf. Ausserhalb der Guscha-Gruppe können die Gesteine der Spitzmeilen-Formation in zwei ehemaligen Steinbrüchen am Kirchhügel in Wangs betrachtet werden.

Die Mächtigkeit der Spitzmeilen-Formation beträgt im Kartengebiet maximal etwa 50 m. Sie ist damit im Vergleich zu anderen Vorkommen im östlichen Helvetikum gering (TRÜMPY 1949). Mittels Muschel- und Ammonitenfunden konnte TRÜMPY (1949) die Spitzmeilen-Formation in das späte Sinémurien datieren.

In den Gesteinen der Spitzmeilen-Formation ist weiterhin ein flachmariner (neritischer) Ablagerungsraum überliefert. Die geringe Mächtigkeit und den relativ groben Detritus innerhalb der Guscha-Gruppe interpretiert TRÜMPY (1949) als Einfluss einer Hochzone.

#### **I<sub>4-5</sub> Sexmor-Formation** Pliensbächien – ?frühes Toarcien

Fast die gesamte Gesteinsabfolge der Sexmor-Formation ist mehr oder weniger sandig ausgebildet. Nur sehr untergeordnet tritt Tonmergel (ähnlich dem Mols-Member der Bommerstein-Formation) oder nahezu reiner Kalk auf. Meist handelt es sich um aus karbonatisch zementiertem quarzitischem Detritus gebildetes Kalkkonglomerat, Kalksandstein, sandigen Kalk und Kieselkalk. Die Gesteine sind in der Regel sehr hart und führen oft Echinodermen. Sie wittern überwiegend bräunlich bis gelblich, bei etwas reinerem Kalk z.T. grau an. Im frischen Bruch sind sie überwiegend dunkel bis schwarz, selten grünlich oder bräunlich (limonitisch) gefleckt und als Karbonat in der Regel grobspätig. Der Sandstein ist mittel- bis grob-

körnig und gelegentlich konglomeratisch mit bis mehrere Zentimeter grossen, gut gerundeten, matrixgestützten Komponenten aus Kluf quartz. Die durchwegs gebankte Serie tritt als reine Sandsteinabfolge, als Sandstein-Kalk-Wechselfolge und als Kalk-Mergel-Tonstein-Wechselfolge auf, deren Bankmächtigkeiten selten einige Meter erreichen. Auf der Ostseite der (kleinen) Guscha lässt sich von unten nach oben folgende Gliederung erkennen:

An der Basis 20–25 m grauer Mergel mit Bankung im Bereich weniger Dezimeter, wobei ein bankweiser Wechsel zwischen stärker mergeliger und stärker toniger Lithologie vorliegt. Er geht über in eine rund 20 m mächtige, hauptsächlich mergelige bis kalkige, dünnbankige Abfolge. Auf diese folgt mit scharfem Schnitt 20–30 m grauer, teils brauner, auf Schichtflächen auch dunkelrot verwitternder (eischüssiger), im frischen Bruch mittelgrauer mittelspätiger und im Anschlag «stinkender» (bituminöser) dickbankiger sandiger Kalk. Er geht gegen das Dach der Formation in gut 15 m Grobsandstein und teilweise Belemniten führenden Echinodermenkalk über. Die Untergrenze der Sexmor-Formation ist durch das Einsetzen der grauen Tonstein-Mergel-Wechselagerung in Aufschlüssen meist gut definiert. Die Obergrenze der Formation ist scharf und wird durch einige harte und oft Belemniten führende Bänke von Echinodermenspatkalk gebildet. Darüber setzt, mit einem Hiatus, der sehr weiche schiefrige Tonstein des Mols-Members der Bommerstein-Formation ein, sodass die Grenze auch bei schlechten Aufschlussbedingungen morphologisch deutlich akzentuiert ist.

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans kommt die Sexmor-Formation südlich des Seetzals nur in der Guscha-Gruppe am westlichen Blattrandgebiet vor. Dort bilden ihre Gesteine die Wände der (kleinen) Guscha, wobei die Formation infolge einer Synklinal-Antiklinal-Struktur in den Nord- und Nordwestwänden in zwei übereinanderliegenden Stockwerken auftritt. Nördlich der Seez kann die Sexmor-Formation am Hangfuss entlang eines von Calspert östlich von Flums bis nach Heiligkreuz aufgrund des axialen Gefälles allmählich unter die quartären Talfüllungen abtauchenden Felsbandes verfolgt werden. Der östlichste Aufschluss befindet sich am kleinen Felshügel Chastels in Sargans.

Die Mächtigkeit der Sexmor-Formation beträgt in der Guscha-Gruppe rund 80 m. Nördlich des Seetzals sind bei Ragnatsch nur die obersten 30–40 m aufgeschlossen.

Mithilfe von Ammoniten und Brachiopoden datierte TRÜMPY (1949) den unteren Teil der Sexmor-Formation ins Pliensbachien. Für das fossilreiche Dach bestimmte er spätestes Pliensbachien, RICHTER (1968) datierte es dagegen bereits als frühes Toarcien.

Die tonig-mergeligen Wechselagerungen an der Basis der Sexmor-Formation können als Ablagerungen in grösserer Wassertiefe und der dickbankige grobe Sandkalk im oberen Teil als Flachwasserbildung gedeutet werden (RICHTER 1968). Damit entspricht die Abfolge der Sexmor-Formation einem Sedimentationszyklus, der sich vom tieferen zum flacheren (neritischen) Ablagerungsmilieu entwickelt (TRÜM-

PY 1949). Der auch in der Guscha-Gruppe im Gebiet von Atlasblatt Sargans beobachtbare Hiatus im Dach der Sexmor-Formation wird schliesslich als grosse Teile des Toarciens umfassende Schichtlücke gedeutet (TRÜMPY 1949, RICHTER 1968).

### ***Dogger***

Der Mittlere Jura beginnt mit einer grossen Transgression, die allerdings bereits im spätesten Toarcien das alemannische Land von Osten nach Westen überflutete, welches aber weiterhin als submarine Hochzone agierte, sodass darauf nur eine geringmächtige Sedimentation stattfand (TRÜMPY 1952, DOLLFUS 1965). Die bereits zu Beginn des Juras aktive Bruchtektonik im östlichen helvetischen Ablagerungsraum («Randflexur», TRÜMPY 1949) zeichnete sich auch in den Mächtigkeitzunahmen der Sedimente des Mittleren Juras der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone ab (TRÜMPY 1952, DOLLFUS 1965). Die Transgression ist im Gebiet des Atlasblattes Sargans durch den Tonstein des Mols-Members (Bommerstein-Formation), welcher durchwegs flachmarine Sedimente des Frühen Juras überlagert, dokumentiert. Diese karbonatarmen Beckensedimente werden nach oben durch Sandstein und Echinodermen führenden Kalk abgelöst (Bommerstein-Formation). Die Gesteine der Bommerstein-Formation sind auffallend eisenschüssig, was auf einen hohen Gehalt an gelöstem Eisen zurückzuführen ist, welches von Norden eingeschwemmt wurde (DOLLFUS 1965). Die Bommerstein-Formation leitet etwa ab der Wende Aalénien/Bajocien in die Reischiben-Formation über (DOLLFUS 1965, KUGLER 1987), welche durch eine weiträumige neritische Flachwasserfazies dokumentiert ist. Ab dem späten Bajocien bis ins mittlere Callovien herrschte in grossen Teilen des helvetischen Ablagerungsraumes eine Mangelsedimentation. Während dieser Zeit wurde vom nördlichen bis an den Nordrand des südlichen Faziesraums der wenige Meter mächtige Blegi-Eisenoolith abgelagert. Diese stark kondensierte Abfolge wird mit verstärkter Meeresströmung und dem daraus resultierenden Sedimentationsunterbruch erklärt (KUGLER 1987). Der Blegi-Eisenoolith keilt in der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone aus und ist im Gebiet des Atlasblattes Sargans bis auf wenigen reliktschen, rötlichen Kalk entweder der Erosion zum Opfer gefallen oder gar nie abgelagert worden (KUGLER 1987, Fig. 13).

**a<sub>2</sub>**            **Bommerstein-Formation**  
spätestes Toarcien – mittleres Aalénien

**l<sub>6</sub>-a<sub>1</sub>**        *Mols-Member*  
spätestes Toarcien – frühes Aalénien

Die untersten Sedimente des Doggers, welche als Mols-Member der Bommerstein-Formation ausgeschieden wurden, unterscheiden sich stark vom darunterliegenden Lias. Der ebenflächig geschieferte, dunkelgraue, leicht bläuliche, zuweilen schwarze Tonstein und tonige Mergel (DOLLFUS 1965) wittert morphologisch

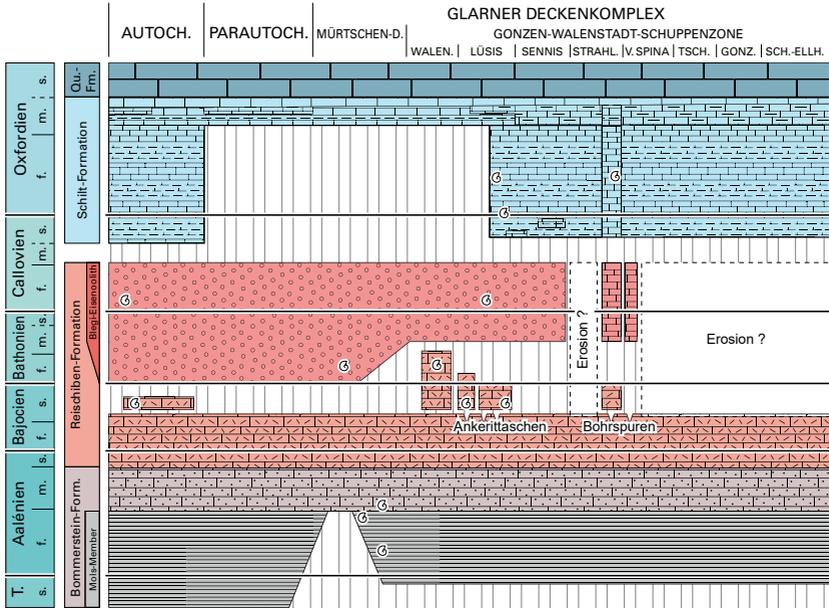


Fig. 13: Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse in einem abgewinkelten Profil Tödi-Walenstadt-Sargans, nach KUGLER (1987). Ergänzt mit Angaben zur Stratigraphie der Bommerstein-Formation nach TRÜMPY (1949), DOLLFUS (1965) und BLUM & HUG (2001).

stark zurück, was sich im Gelände mit einer Verflachung oberhalb der steilen Felswände der Sexmor-Formation bemerkbar macht. Im Kartiergebiet ist das Mols-Member nur an wenigen Orten aufgeschlossen und beschränkt sich immer auf wenige Dekameter der Abfolge, so zum Beispiel entlang dem Wanderweg von Halbmil hinauf zum Eggwald oder östlich des Eingangs zum Versuchstollen Hagerbach (Koord. 2748.276/1215.788). Zusätzlich ist das Mols-Member auch südlich der Seez in der Guscha-Gruppe anzutreffen. Die Basis ist nirgends im kartierten Bereich des Seetzals aufgeschlossen. Das Dach des Mols-Members wird durch das erste Einsetzen von knorrigem, sandigem und schieferem Tonstein definiert.

Die Mächtigkeit des Mols-Members ist schwierig abzuschätzen und wechselt tektonisch bedingt stark, da es zum Teil als Abscherhorizont diente. Die wahre Mächtigkeit wurde im Ragnatscher Bach von BLUM & HUG (2001) auf 150 m geschätzt, wobei aber auch dieses Profil tektonisch gestört ist. Im nördlich anschließenden Abschnitt des Seetzals (Gebiet von Atlasblatt Buchs) beträgt die Mächtigkeit im Berschnerbach bei Berschis mehr als 50 m (HEIM 1916, IBELE et al. 2016).

Wie die Mächtigkeit ist auch das Alter schwierig zu ermitteln. Aus dem Gebiet des Atlasblattes Sargans sind keine Fossilien dokumentiert, welche auf ein Alter schliessen lassen. Die Basis der Dogger-Sedimente ist diachron und setzt im Autochthon bei Vättis (Chrüzbach) bereits im mittleren bis späten Toarcien (Bifrons- und Jurense-Zone, DOLLFUS 1965), jedoch in den Glarner-Decken nach TRÜMPY (1949) erst im spätesten Toarcien (Aalensis-Zone) ein. Vom Molser Kirchenbach (Typuslokalität) beschrieben MOESCH (1872) und TRÜMPY (1949) einige pyritisierte Ammonitenfunde von *Leioceras opalinum* (REIN.). Die jüngsten Sedimente des Mols-Members dürften vermutlich aus der Comptum-Subzone (Opalinum-Zone) stammen, wie ein Fund am Erdsgulmen zeigte (DOLLFUS 1965).

*Bommerstein-Formation (mittlerer und oberer Teil)*  
frühes – mittleres Aalénien

Mit dem ersten knorrigen sandigen und schiefrigen Tonstein ist das Ende des Mols-Members definiert (DOLLFUS 1965). Charakteristisch für den darüber folgenden Abschnitt der Bommerstein-Formation ist ein feinkörniger Sandstein, meist rötlichgrau anwitternd, knollig-flaserig durchzogen von grauschwarzem schiefrigem Tonstein (Typ Mols-Member) sowie im oberen Bereich vermehrt sandiger Spatkalk, Lumachellenlagen und roter, Echinodermen führender Kalk (DOLLFUS 1965, BLUM & HUG 2001). Die sandige Fraktion besteht aus eckigen bis subangularen, gut sortierten Quarzkörnern von 0,07 bis 0,2 mm Durchmesser, bei einem Anteil von bis zu 60% detritischem Quarz (DOLLFUS 1965). Der Zement ist vorwiegend kieselig oder serizitisch (DOLLFUS 1965).

Im Feld fällt einem die dunkle bis schwarze Anwitterungsfarbe des dünn- bis mittelbankigen, sandigen Kalks auf. Im frischen Bruch ist das Gestein durchwegs schwärzlich. Gegen das Dach der Formation wird es immer rötlicher, sandiger und echinodermenspätiger, wobei auch schräggeschichteter Kalksandstein auftreten kann. Eine eindeutige Gliederung des mittleren und höheren Anteils der Bommerstein-Formation ist aufgrund der heterogenen Gesteinsausbildung (DOLLFUS 1965, Fig. 3 in IBELE et al. 2016) schwierig. Dasselbe gilt auch für die Mächtigkeit. Diese variiert stark und wurde im Gebiet des benachbarten Atlasblattes Buchs zwischen 100 bis rund 160 m angegeben (IBELE et al. 2016). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans nimmt die Mächtigkeit kontinuierlich von 185 m bei Ragnatsch (Strahlegg-Schuppe) bis 240 m im Pflästertobel (Tschuggen-Schuppe) zu (BLUM & HUG 2001). Die Formation nimmt im unteren Glarner Deckenkomplex kontinuierlich von Norden nach Süden an Mächtigkeit zu (DOLLFUS 1965, BLUM & HUG 2001). Beim distalsten Aufschluss am Heidenkopf (südlich des Ellhorns) sind nur die obersten 24 m der Formation aufgeschlossen (OBRIST 1980, ALLEMANN 2002).

Das Einsetzen des mittleren Anteils der Bommerstein-Formation dürfte in etwa mit der Grenze der unteren zur mittleren Aalénien-Unterstufe zusammenfallen (Comptum-Subzone der Opalinum-Zone/Murchisonae-Zone, DOLLFUS 1965).

Der höhere Teil der Bommerstein-Formation dürfte während des mittleren Aaléniens (Murchisonae- und Bradfordensis-Zone) abgelagert worden sein (DOLLFUS 1965).

**a<sub>2</sub>-i<sub>3</sub> Reischiben-Formation**  
spätes Aalénien – mittleres Callovien

Der harte, massige, hellbraun anwitternde, grobspätige Kalk bildet meist ein deutliches helles Felsband, welches als eigentlicher Leithorizont für den mittleren Dogger verwendet werden kann (DOLLFUS 1965, BLUM & HUG 2001). Der Kalk ist reich an Echinodermenbruchstücken und mittel- bis dickbankig, jedoch setzen diese nicht immer mit einer scharfen Grenze ein, sodass die Grenze über die morphologische Änderung von weichen zu harten Gesteinen einigermaßen genau gefasst werden kann (DOLLFUS 1965). Etwas oberhalb der Hälfte der Formation setzt am Widenbach (nördlich von Tschlerlach, Gebiet von Atlasblatt Buchs) eine 5–10 m mächtige Lage von schiefrigem Mergelkalk ein, die sich mehr oder weniger kontinuierlich bis zum Gonzen verfolgen lässt (DOLLFUS 1965).

Das Dach der Formation wird zum Teil durch den *Blegi-Eisenoolith* gebildet. Dieser tritt im Bereich des Atlasblattes Sargans nicht immer auf und unterscheidet sich faziell von den nördlicheren Abfolgen. So beschreibt HEIM (1916) eine 1 m mächtige Abfolge von «Eisenoolithschiefer» im Schreiabach (Schreieloch) der Senis-Schuppe. Die Kalkfazies der proximaleren Ablagerungen wurde hier von einer schiefrigen Fazies verdrängt (s. a. Fig. 4 in IBELE et al. 2016). Im proximaleren Bereich der Strahlegg-Schuppe (Balzu und Valdirsch) fehlt der Blegi-Eisenoolith vollständig und tritt erst wieder als rötlich-grüner Flaserkalk im Rüfibach und bei Hochköpfe (Namen nicht auf der topographischen Karte) auf. HEIM (1916) vermerkte, dass er nach längerem Suchen einige wenige Ooide darin gefunden habe und führte den Begriff «Rosa-Flaserkalk von Hochköpfe» ein. 1100 m weiter südöstlich bei Gapösche (Name nicht auf der topographischen Karte) konnte HEIM (1916) einen weiteren, 0,5 m mächtigen Eisenoolith ausmachen. Dieser zeigt, entgegen den anderen Aufschlüssen, keine klare Abtrennung zum Liegenden der Reischiben-Formation, daher ist seine stratigraphische Einordnung nicht ganz geklärt (HEIM 1916). BLUM & HUG (2001) beschreiben eine 2–3 cm mächtige rotgefärbte tonige Kalklage bei Stutz (Vorderspina-Schuppe). In den distaleren Schuppen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone (Tschuggen, Gonzen, Schollberg und Ellhorn-Ellstein) liegt die darüber folgende Schilt-Formation direkt dem späten Echinodermenkalk der Reischiben-Formation auf (HEIM 1916, DOLLFUS 1965, OBRIST 1980, BLUM & HUG 2001, Fig. 13).

Das heterogene Dach der Reischiben-Formation (s. a. KUGLER 1987) widerspiegelt sich auch in den unterschiedlichen Mächtigkeiten der Formation. DOLLFUS (1965) gibt ein Maximum von 42 m am Milchbach (Gebiet von Atlasblatt Buchs) an. Gegen Südosten nimmt die Mächtigkeit sukzessive ab und erreicht in der Vorderspina-Schuppe noch wenige Dezimeter, oder die Formation keilt kom-



Fig. 14: Dach der Reischiben-Formation bei Hochchöpfungswald (Koord. 2749.492/1215.152). Siehe auch Figur 15 für einen grösseren Überblick über die Stratigraphie. An dieser Lokalität findet man einen rötlich-grünen Flaserkalk, der die Reischiben-Formation von der Schilt-Formation trennt. HEIM (1916) führte dafür den Begriff «Rosa-Flaserkalk von Hochköpfe» ein, welcher ein Äquivalent des Blegi-Eisenooliths ist. Foto S. Wohlwend 2015.

plett aus (s. a. BLUM & HUG 2001). Ein abrupter Mächtigkeitssprung besteht zwischen der Vorderspina- und der Tschuggen-Schuppe, wobei die Mächtigkeit vermutlich wieder auf etwa 50–60 m (BLUM & HUG 2001) ansteigt und den ganzen Rundkopf aufbaut. Weiter gegen Osten nimmt sie wieder sukzessive ab und erreicht noch gut 30 m am Ellhorn (OBRIST 1980, ALLEMANN 2002).

Zum Alter der Reischiben-Formation ist im oberen Teil (Blegi-Eisenoolith) verhältnismässig viel, im unteren Teil praktisch gar nichts bekannt. DOLLFUS (1965) hat in ihrer Arbeit die wenigen Fossilfunde kompiliert; daraus ergibt sich ein Alter vom frühen Bajocien bis zum mittleren Callovien. Eine altersmässige Korrelation mit dem Aufschluss am Ellhorn ist nach den Fossilfunden von LORENZ (1900) sehr schwierig. Zwischen dem unteren Teil der Reischiben-Formation und dem Blegi-Eisenoolith gibt es einen Hiatus, der vom späten Bajocien bis maximal zum mittleren Bathonien reicht (Fig. 13) und durch Bohrspuren und Ankeritfüllungen am Rübibach dokumentiert ist (Fig. 13).

### ***Malm***

Die Sedimente des Späten Juras setzen nach einer Schichtlücke im späten Callovien im helvetischen Faziesraum mit dem Windgällen- und dem Seeztal-Member der Schilt-Formation wieder ein. Diese siltig-mergeligen Gesteinsabfolgen zeigen grosse Ähnlichkeit mit dem Birnenstorf-Member der Wildeg-Formation, welches zeitgleich im argovischen Faziesbereich abgelagert wurde (KUGLER 1987). Ab dem mittleren Oxfordien nimmt der terrigene Eintrag langsam ab, was zu einer zunehmend karbonatischen Sedimentation im oberen Teil der Schilt-Formation (Mürtschen-Member) führte. Aus der Schilt-Formation heraus bildete sich anschliessend der einheitliche und räumlich ausgedehnte hemipelagische Kalk der Quinten-Formation (KUGLER 1987, MOHR 1992b). Im Bereich des Atlasblattes Sargans, wie auch in der ganzen Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone, bildet die zwischen 200 und 300 m mächtige Quinten-Formation die markanten und steilen Felswände des nördlichen Seeztals.

#### **i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation** spätes Callovien – mittleres Oxfordien

Der Wechsel von der Reischiben- zur Schilt-Formation ist im Feld gut sichtbar. Der dünnbankige, gelblich anwitternde Kalkmergel (Seeztal-Member) ist mehr oder weniger kalkig und wurde daher informell von KUGLER (1987) in «Silt-schiefer und Kalke» unterteilt. Die höheren Anteile sind durch eine regelmässige Wechsellagerung von dünn- bis mittelbankigem hellgrau anwitterndem mikritischem Kalk (Typ Quinten-Formation) mit grauem, oft gelblich geflecktem Mergel charakterisiert (Mürtschen-Member). Die Übergänge zwischen den verschiedenen Member sind fliessend und wurden nicht auskartiert. KUGLER (1987) hat die Grenze zwischen Seeztal-Member und Schilt-Mergel dort festgelegt, wo der Karbonatgehalt 35% übersteigt. Die Grenze vom Schilt-Mergel zum Mürtschen-Member erfolgte beim Überhandnehmen der Kalkbänke. Das Dach der Formation wurde mit dem kompletten Aussetzen von mergeligen Zwischenlagen definiert.

Die Schilt-Formation tritt im Kartengebiet an den Nordhängen des Seeztals sowie am Eilhorn (OBRIST 1980, ALLEMANN 2002) auf. Eine der am besten aufgeschlossenen Abfolgen der Schilt-Formation kann entlang des Wegs unterhalb der Cholgrueb beim Wasserfall des Rüfibaches betrachtet werden (Fig. 15). Dort überlagert Kalk des Seeztal-Members rötlichen Flaserkalk (Äquivalent des Blegi-Eisenooliths) der Reischiben-Formation. Der Kalkgehalt nimmt gegen den Übergang in den massigen mikritischen Kalk der Quinten-Formation zu. Die Mächtigkeit der Schilt-Formation beträgt, wenn nicht tektonisch gestört, fast durchgehend rund 40 m (KUGLER 1987, BLUM & HUG 2001).



Fig. 15: Überblick über den Kontakt der Reischiben- zur Schilt-Formation westlich von Cholgrueb (Koord. 2749.547/1215.298). Auf der grossen Fläche, die das Dach des dickbankigen Echinodermenkalks (Reischiben-Formation) bildet, findet man Bohrspuren, die für einen Hiatus sprechen (s. a. KUGLER 1987). Der weiche mergelige Kalk des Seeztal-Members des unteren Teils der Schilt-Formation setzt direkt über dem «Rosa-Flaserkalk von Hochköpfe» (HEIM 1916) ein. Im Hangenden ist der Kontakt zum massigen Kalk der Quinten-Formation ersichtlich. Foto S. Wohlwend 2015.

### **i<sub>5-8</sub>**      **Quinten-Formation** spätes Oxfordien – frühes Berriasien

Die zwischen 200 und 300 m mächtige Quinten-Formation bildet mit den markanten, hellen Felswänden die nördliche Seeztalflanke und lässt sich weiter über den Schollberg bis zum Ellhorn und Ellstein am Fläscher Berg verfolgen. Die Kalkabfolge wird informell in den «unteren Quintner Kalk» (i<sub>5-6</sub>), das «Mergelband» (i<sub>7</sub>) und den «oberen Quintner Kalk» (i<sub>8</sub>) gegliedert (HEIM 1916, MOHR 1992b). Die Dreiteilung ist vor allem in der Tschuggen- und Gonzen-Schuppe durch das rund 90 m mächtige «Mergelband» sehr gut ersichtlich. Die Mächtigkeit der Quinten-Formation nimmt vom nördlichen Ablagerungsraum der helvetischen Decken

südwärts konstant ab und bewegt sich zwischen 200 und 300 m, ist aber vor allem in den südlichen Schuppen beträchtlichen Schwankungen unterworfen, was auf synsedimentäre Tektonik schliessen lässt (BLUM & HUG 2001).

Im Feld handelt es sich um monotonen, massigen bis dickbankigen mikritischen, grauen Kalk, welcher im frischen Bruch sehr dunkel bis schwärzlich erscheint. Die Quinten-Formation setzt mit dem vollständigen Aussetzen der Mergellagen in der obersten Schilt-Formation ein und endet mit dem erneuten Einsetzen von Mergellagen in der hangenden Zementstein-Formation (BURGER & STRASSER 1981, KUGLER 1987, MOHR 1992b, BLUM & HUG 2001). Beide Wechsel sind durch markante Änderungen in der Geländemorphologie ersichtlich.

Die Altersangaben der Formation basieren weitestgehend auf Ammonitenfunden. Die Basis des «unteren Quintner Kalks» konnte mit spätem Oxfordien (Bimammatum-Zone) datiert werden (KUGLER 1987). Im «Mergelband» wurden Ammoniten aus dem späten Kimméridgien gefunden, und der «obere Quintner Kalk» umfasst das gesamte Tithonien (MOHR 1992b). In den obersten Dekametern der Quinten-Formation treten Calpionelliden der Spezies *Calpionella alpina* LORENZ auf, welche eine Dominanz von bis zu 90% der Fauna erreichen können (HEIM 1916, FICHTER 1931, MOHR 1992a). Dieses Massenvorkommen wurde auch im Südhelvetikum des Bregenzerwaldes (Vorarlberg) nachgewiesen (FELBER & WYSSLING 1979). Die «Explosion» von *Calpionella alpina* ist eine aktuelle mögliche Definition der Jura/Kreide-Grenze (OGG et al. 2016).

Als Besonderheit im Gebiet von Atlasblatt Sargans findet man im Dach des «unteren Quintner Kalks» einen bis zu 2 m mächtigen Eisenhorizont («Eisenerzhorizont am Gonzen»), welcher jedoch nur vereinzelt und als lokales Vorkommen in der Tschuggen- und vor allem in der Gonzen-Schuppe anzutreffen ist. Dieser lässt sich an der Oberfläche im «ober Gang» an der Südwestwand des Tschugga (auf der Siegfriedkarte als Erzlöcher bezeichnet), am Ghutlet Gonzen hinunter zur Follaplatte (Grube III und Adliswerk) sowie oberhalb der Gonzen-Überschiebung vom Sattel oberhalb des Folla-Bruches (Grube IV) hinunter zum Grube-II-Bruch oberhalb des Cholplatzes verfolgen (OBERHOLZER 1937, BLUM & HUG 2001, s. Kap. Mineralische Rohstoffe). EPPRECHT (1946) hat im Rahmen seiner Dissertation das Eisenerz und das Gonzenbergwerk intensiv untersucht und dabei vier Erztypen ausgeschieden: massives Eisenerz, Melierterz, eisen- und manganhaltiges Erz sowie Manganerz. Der massive, geschichtete und fein laminierte Charakter des Erzvorkommens, sowie der vertikale und horizontale Übergang in eisenfreien Kalk liess bereits EPPRECHT (1946) auf eine synsedimentäre Bildung schliessen, doch erbrachten erst die geochemischen Analysen von PFEIFER et al. (1988) den Nachweis einer hydrothermalen Bildung. Das Gonzen Erz wurde vermutlich in einer submarinen Senke gebildet, welche durch jurassische synsedimentäre Abschiebungen begrenzt war und welche gleichzeitig die Zirkulation von hoch konzentrierten hydrothermalen Fluiden nach oben an den damaligen Meeresgrund ermöglichten.



Fig. 16: Handstück aus dem Abraam des «Eisenerzhorizonts am Gonzen», oberhalb von Cholplatz (Koord. 2751.884/1214.772). Vereinzelt findet man darin, wie auch in diesem Handstück, Ammoniten (Querschnitte). Foto S. Wohlwend 2015.

### Kreide

Mit der Bildung des flachmarinen Tros-Kalks im spätesten Tithonien im nordhelvetischen Bereich der Quinten-Formation lässt sich der helvetische Faziesraum in einen flacheren, nördlichen (proximalen) sowie einen tieferen, südlicheren (distalen) Schelf aufteilen (MOHR & FUNK 1995). Diese Zweiteilung lässt sich durch die gesamte Frühe Kreide verfolgen. Während des Berriasiens führten Meeresspiegelschwankungen zu der charakteristischen Wechsellagerung der Zementstein-Formation von hemipelagischem Kalk mit tonreicherem Mergel (MOHR 1992b, MOHR & FUNK 1995). Im distalen Bereich des helvetischen Schelfs (Gebiet von Atlasblatt Sargans) wurde anschliessend der sehr tonreiche Mergel und Tonstein der Palfris-Formation abgelagert (BURGER & STRASSER 1981). Gleichzeitig zu jener Sedimentation progradierten die Plattformsedimente der Öhrli-Formation von NNW nach SSE (BURGER 1985), erreichten aber die im Gebiet von Atlasblatt Sargans aufgeschlossenen Bereiche nicht.

**c<sub>1z</sub>      Zementstein-Formation**  
 Berriasien

Die Zementstein-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von wenige Meter mächtigem monotonem mikritischem grauem Kalk, der im frischen Bruch sehr dunkel bis schwärzlich erscheint (Typ Quinten-Formation) und dunklem bis schwärzlichem schiefrigem Tonmergel (Typ Palfris-Formation). Die Basis ist im Gelände durch das Einsetzen der Mergellagen definiert. Die senkrechten Wände der Quinten-Formation der nördlichen Seeztalflanke werden deshalb durch steile, bewaldete Flanken abgelöst. Die Grenze zur hangenden Palfris-Formation wird durch das Aussetzen morphologisch auffallender und lateral verfolgbarer Kalkbänke markiert. Der untere Teil der Zementstein-Formation lässt sich im Follabach im Follawald (Tschuggen-Schuppe) gut verfolgen und zeigt die übliche Abfolge mit regelmässiger Kalk-Mergel-Wechsellagerung, welche durch mächtige mergeldominierte Sedimente im Hangenden abgelöst werden.

Wie im Gebiet von Atlasblatt Buchs (IBELE et al. 2016) wurde auch hier versucht, die Zementstein-Formation in «*untere Zementstein-Formation*» (c<sub>1za</sub>) und «*obere Zementstein-Formation*» (c<sub>1zo</sub>) zu gliedern («Obere» bzw. «Untere Zementsteinschichten», HEIM 1916). Die «untere Zementstein-Formation» ist dominiert durch eine Kalk-Mergel-Wechsellagerung und verhält sich mechanisch eher wie der kompetente Kalk der Quinten-Formation. Die Gesteine der «oberen Zementstein-Formation» sind dominiert durch schiefrigen Mergel und Tonstein vom Typ Palfris-Formation. Sie verhalten sich mechanisch auch wie diese und dienen in den verschiedenen Schuppen als Abscherhorizonte in der Frühen Kreide. Im Feld wurden die häufig anzutreffenden, hellen Lesesteine (von den dünnen, zwischen die Mergel eingeschalteten Kalkbänkchen stammend) auf den Alpweiden zur Kartierung der «oberen Zementstein-Formation» benützt.

Die Mächtigkeit der Zementstein-Formation nimmt bereits im Gebiet von Atlasblatt Buchs von rund 120 auf 250 m zu (s. Fig. 5 in IBELE et al. 2016). Diese Mächtigkeitszunahme kann auch im Gebiet von Atlasblatt Sargans festgestellt werden, wobei die Zunahme hauptsächlich in der «oberen Zementstein-Formation» stattfindet. Die Mächtigkeit beim Tschugga kann mit etwa 350 m angegeben werden, wobei ca. 60 m auf die «untere Zementstein-Formation» und ca. 290 m auf die «obere Zementstein-Formation» entfallen. Die Gesamtmächtigkeit ist jedoch mit Vorbehalt zu betrachten, da die «obere Zementstein-Formation» durch tektonische Anhäufung, Verfaltung und interne Verscherung (BURGER & STRASSER 1981) gestört wurde und deshalb im Gebiet von Atlasblatt Sargans als tektonisches Melange bezeichnet werden muss.

**c<sub>1P</sub> Palfris-Formation**  
spätes Berriasien

Die Palfris-Formation besteht aus homogenem dunklem tonigem Mergel bis Tonstein. Darin finden sich einzelne, maximal 10 cm mächtige feinsandige Mergelkalklagen. Diese Lagen sind bioturbiert und können Fossiltrümmer (häufig Echinodermen) führen (HEIM 1916, BURGER & STRASSER 1981). Der fossilfreie tonige Mergel und Tonstein deutet auf ein ruhiges, teilweise anoxisches Ablagerungsmilieu hin (BURGER & STRASSER 1981). Die bei der Typuslokalität Schwarzüfeli nordwestlich der Alp Palfris (Gebiet von Atlasblatt Buchs, IBELE et al. 2016) über 500 m mächtige Abfolge diente wegen ihrer guten Deformierbarkeit als bevorzugter Abscherhorizont während der Orogenese. In dieser Abfolge ist auch die Basisüberschiebung der Säntis-Decke angelegt (BURGER & STRASSER 1981, PFIFFNER 2011).

Das Alter der Palfris-Formation entspricht etwa dem späten Berriasien (BURGER & STRASSER 1981).

## SÄNTIS-DECKE

Die Säntis-Decke bildet gemeinsam mit der westlich anschliessenden Drusberg-Decke die tektonisch höchste und zugleich nördlichste helvetische Decke. Paläogeographisch stammen sie aus dem südöstlichen helvetischen Faziesraum (TRÜMPY 1969). Die Säntis-Decke wurde in den mächtigen Ablagerungen der Palfris-Formation abgesichert (PFIFFNER 2011) und beinhaltet im Gebiet von Atlasblatt Sargans die Sedimentabfolge der Frühen bis Späten Kreide. Anders als im Gebiet des nördlich anschliessenden Atlasblattes Buchs (IBELE et al. 2016) nimmt die Säntis-Decke im Gebiet von Atlasblatt Sargans westlich des Rheins nur ein kleines Gebiet bei Malans, Fontnas und Weite ein. Die Basisüberschiebung verläuft dann Richtung Südosten und trennt östlich des Rheins die zur Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone gehörenden Einheiten des Ellhorns von den ebenfalls zur Säntis-Decke zählenden Einheiten des nördlichen Fläscher Bergs (PFIFFNER 2011).

## Kreide

**c<sub>1P</sub> Palfris-Formation**  
spätes Berriasien

Der homogene dunkle tonige Mergel und Tonstein der Palfris-Formation mit einzelnen feinsandigen Mergelkalklagen (maximal 10 cm) der Säntis-Decke unterscheidet sich nicht von jenem der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone im nördlichen Kartenbereich (s. Aufschluss Malanser Tobel, Fig. 17). Die Grenze zum Vitz-



Fig. 17: Aufschluss der Palfris-Formation im Bachlauf des Malanser Tobels (Koord. 2755.016/1217.088). Foto S. Wohlwend 2015.

nau-Mergel wurde von BURGER & STRASSER (1981) mit dem schlagartigen Anstieg der Kalkzwischenlagen von 10–15% auf 30–40% definiert. Nach ALLEMANN (2002) ist die Grenze am Fläscher Berg (Elltal) fließend, jedoch innerhalb eines Intervalls von wenigen Metern fassbar, wobei die (tektonisch reduzierte) Gesamtmächtigkeit mit 60–100 m angegeben wird.

Das Alter entspricht etwa dem späten Berriasien (BURGER & STRASSER 1981). Am Fläscher Berg könnte das Dach der Formation evtl. bis ins frühe Valanginien reichen (ALLEMANN 2002), da die Obergrenze nach WYSSLING (1986) heterochron ist und Richtung Süden immer jünger wird.

**c<sub>2v</sub> Vitznau-Mergel**  
frühes Valanginien

Der Vitznau-Mergel besteht aus einer regelmässigen Wechsellagerung von welligen mikritischen Kalkbänken und schiefrigem tonigem Mergel. Er ist zum Teil bräunlich, stellenweise sandig. Der prozentuale Anteil der Kalkzwischenlagen

liegt bei 30–40% (BURGER & STRASSER 1981). Dieses Gestein ist im nördlichen Kartengebiet nirgends aufgeschlossen. Es kommt jedoch am Fläscher Berg mit einer Mächtigkeit von 50–60 m vor (ALLEMANN 2002). Dort zeigt sich der Kontakt zur nächsthöheren Einheit, dem Diphyoides-Kalk, als rascher Übergang hin zu einem mehlig-grau anwitternden dichten Kalk, der Mergellagen von unter 5 cm aufweist (OBRIST 1980, ALLEMANN 2002). Das Alter wird mit frühem Valanginien angegeben (BURGER & STRASSER 1981), was aber am Fläscher Berg nirgends nachgewiesen werden konnte (OBRIST 1980, ALLEMANN 2002).

**c<sub>2D</sub>**      **Diphyoides-Kalk**  
Valanginien – frühes Hauterivien

Diphyoides-Kalk kommt im Bereich der Alvier-Kette als durchgängiges Band am Fusse der südseitigen Felswände vor, ist aber aufgrund der Bedeckung durch Lockergesteine nur im Gebiet des nördlich angrenzenden Atlasblattes Buchs anstehend vorzufinden (IBELE et al. 2016). Im nördlichen Kartengebiet von Atlasblatt Sargans findet man lediglich einen mehrere Zehnermeter grossen Block aus Diphyoides-Kalk an der Strasse hinauf zur Alp Palfris im glazial überprägten Bergsturzmaterial (Koord. 2751.480/1217.360). Am Fläscher Berg lässt sich dieses Band jedoch weiter verfolgen (ALLEMANN 2002). Der Übergang vom Vitznau-Mergel zum Diphyoides-Kalk wurde dort gezogen, wo die Mächtigkeit der Mergellagen unter 5 cm fällt (OBRIST 1980). Der untere Teil des Diphyoides-Kalks besteht aus gelblich-grauem, leicht mehlig anwitterndem dünnplattigem, im frischen Bruch dunkelgrauem, feinstkörnigem hemipelagischem Kalk, welcher nach oben in eine Wechsellagerung von feingeschichteten, weisslich anwitternden, dunkelgrauen Kalkplättchen mit silbergrau anwitterndem schiefrigem Mergel übergeht (ALLEMANN 2002). Dieser obere Bereich entspricht den distalen «Grauen Mergelschiefern» von FICHTER (1934), welche durch BURGER & STRASSER (1981) in die informelle Einheit des Diphyoides-Kalks integriert wurden. Im Alvier-Gebiet befindet sich dazwischen eine 2 m mächtige Zone mit Fein- und Grobquarz führendem, glaukonithaltigem Mikrit, welcher durch eine chemostratigraphische Korrelation als distales Äquivalent der Pygurus-Schichten am Übergang vom frühen zum späten Valanginien identifiziert wurde (FÖLLMI et al. 1994, KUHN 1996). Die Grenzziehung zum hangenden Kieselkalk ist lithostratigraphisch schwierig zu ziehen, es handelt sich meist um einen fließenden Übergang.

**c<sub>3</sub>**      **Helvetischer Kieselkalk**  
Hauterivien

Der Helvetische Kieselkalk besteht im Kartengebiet aus einer relativ homogenen Abfolge von dünngebanktem hartem kieseligem, teils auch mergeligem Kalk (Fig. 18). Der häufig auftretende Quarz ist grösstenteils authigen und stammt



Fig. 18: Aufschluss im Helvetischen Kieselkalk im Bachlauf des Mühlbaches, Gemeinde Wartau (Koord. 2755.275/1217.763). Foto S. Wohlwend 2015.

nach FUNK (1971) von Schwammnadeln, wobei aber auch detritischer Quarz vorkommt. Der Helvetische Kieselkalk hat eine auffallend dunkel bräunlichgraue Verwitterungsfarbe. Im Feld kann der Helvetische Kieselkalk rund um Fontnas (Gemeinde Wartau) in kleineren Aufschlüssen, die aus den dortigen Lössterrassen auftauchen, betrachtet werden.

In der südlichen Fazies vermergelt der gesamte Helvetische Kieselkalk leicht, wird mächtiger und tritt am Fläscher Berg als eigentlicher kieseliger und schiefriger Mergel auf (FUNK 1969). Er geht innerhalb von wenigen Metern fließend aus dem liegenden Diphyoides-Kalk hervor (OBRIST 1980). Der dortige Helvetische Kieselkalk kann in einen unteren und einen oberen Bereich gegliedert werden (BLASER 1952), wobei der untere, ca. 400 m, eher weich und schiefrig-sandig ausgebildet ist und der obere, ca. 100 m, aus eher kompaktem, bankigem Kieselkalk besteht (ALLEMANN 2002). Daraus ergibt sich eine Mächtigkeit von mindestens 500 m für den Fläscher Berg, da das Dach des Helvetischen Kieselkalks nicht aufgeschlossen ist.

**c<sub>4</sub> Tierwis-Formation**  
spätes Hauterivien – frühes Aptien

Ab dem späten Hauterivien entwickelt sich zuerst im distalen Bereich des helvetischen Schelfs der Ostschweiz eine mergeldominierte Beckenfazies, die Tierwis-Formation. Diese kann weiter in das Altmann- und das Drusberg-Member unterteilt werden (FÖLLMI et al. 2007).

Das Altmann-Member ist im Gebiet des nördlich angrenzenden Atlasblattes Buchs als braungraue bis gelblich braune, teilweise hellgrau anwitternde dünnbankig-plattige Abfolge von glaukonit- und phosphathaltigem Kalk und Mergelkalk ausgebildet (WYSSLING 1986, IBELE et al. 2016). Im Gebiet des Atlasblattes Sargans konnten keine Aufschlüsse des Altmann-Members gefunden werden.

Das hangende Drusberg-Member wird durch eine Mergel- und Kalk-Mergel-Wechselagerung repräsentiert. Diese Ablagerungen wurden während des Barrémiens im gesamten helvetischen Sedimentationsraum gebildet und dokumentieren einen terrigenen Einfluss, welcher auf dem äussersten Schelf bis ins frühe Aptien andauerte (BOLLINGER 1988). Die markante Zunahme der Mächtigkeit der mergeligen Einheiten nach Süden beschreibt HEIM (1916) als «Vermergelung des unteren Schrattenkalks». Diese Ablagerung widerspiegelt die Beckenfazies der nördlich davon einsetzenden Karbonatplattform der Schrattenkalk-Formation. In der Beckenfazies von Alvier und Hurst scheidet BRIEGEL (1972) die Chopf-Bank («Chopfschichten») und die hangenden «Hurst-Mergel» aus. Die Chopf-Bank (mittleres Spätbarrémien; BODIN et al. 2006) trennt somit die liegenden «Drusberg-schichten» (BRIEGEL 1972) von dem «vermergelten unteren Schrattenkalk»-Äquivalent («Hurst-Mergel») des Drusberg-Members.

Von der Tierwis-Formation ist im Gebiet von Atlasblatt Sargans nur der höhere Anteil, das Drusberg-Member, aufgeschlossen (zwei Aufschlüsse am nördlichen Gebietsrand bei Weite). Zum einen findet man im Bacheinschnitt von Gretschins nach Weite hinunter mergeligen Kalk. Zum anderen können auf der Westseite des Hügelzuges von Lonna die oberen Bereiche des Drusberg-Members (von BRIEGEL 1972 als «Hurst-Mergel» kartiert) betrachtet werden.

**c<sub>4-5</sub> Schrattenkalk-Formation**  
spätes Barrémien – frühes Aptien

Der hellgrau anwitternde, dickbankige Kalk der Schrattenkalk-Formation ist im frischen Bruch dunkelgrau, oft spätig und im oberen Bereich reich an Makrofossilien. Im späten Barrémien etablierte sich am nördlichen Rand des helvetischen Schelfs eine Karbonatplattform, die als Schrattenkalk-Formation zusammengefasst wird. Diese progradierte bis ins frühe Aptien kontinuierlich südwärts (BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007). Die Grenze zur liegenden Tierwis-Formation (Drusberg-Member) ist stark heterochron, Tierwis- wie Schrattenkalk-Formation verzahnen sich sowohl lateral wie auch vertikal (HEIM 1916, BOLLINGER 1988,

WISSLER et al. 2003, FÖLLMI et al. 2007).

Von der üblicherweise dreigeteilten Formation («unterer Schrattenkalk», Rawil-Member und «oberer Schrattenkalk»; FÖLLMI et al. 2007) ist im Gebiet des Atlasblattes Sargans lediglich der «obere Schrattenkalk» aufgeschlossen. Dieser ist einzig an der westlichen Felswand von Lonna am nördlichen Kartengebietsrand einzusehen. Das Dach der Formation ist im Gebiet des Atlasblattes nicht aufgeschlossen.

**c<sub>6-8</sub> Garschella-Formation**  
Aptien – frühes Cénomanien

Die Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) besteht aus einem vielfältigen Wechsel von dunkel anwitterndem Glaukonitsandstein, tonigem Sandstein und sandigem Kalk. Die Grenze zur liegenden Schrattenkalk-Formation ist in der Regel scharf und durch einen Hartgrund mit Phosphoritkrusten sowie vereinzelt durch Spaltenfüllungen (GREBER & OUWEHAND 1988) gekennzeichnet. Die daraus resultierende Schichtlücke deckt lokal unterschiedliche Zeitintervalle des späten Aptiens bis Albiens ab (FÖLLMI & OUWEHAND 1987, LINDER et al. 2006). Der lithologische Wechsel ist im Feld meistens mit einer markanten morphologischen Verflachung einhergehend. Die Obergrenze zur darüberliegenden Seewen-Formation ist bei der Typuslokalität auf der Alp Garschella (Koord. 2743.100/1223.775, Gebiet von Atlasblatt Buchs) noch mehr oder weniger scharf und wird mit dem Einsetzen des mikritischen Kalks oberhalb der Kamm-Bank definiert (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). In den südlicheren Bereichen des ehemaligen Schelfs verläuft diese Grenze hingegen fließend. Die Sedimentation des mikritischen Kalks der Seewen-Formation setzte hier auch bereits früher ein (FÖLLMI & OUWEHAND 1987, WOHLWEND et al. 2015).

Die Garschella-Formation wird in das ältere Brisi-Member, das jüngere Selun-Member sowie in das distale Freschen-Member unterteilt (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Im Gebiet des Atlasblattes Sargans befinden sich bei Weite am östlichen Ende des Hügelzuges von Lonna zwei alte, offengelassene Steinbrüche, die einen kleinen Einblick in die Garschella-Formation erlauben. Beide kartierten Bereiche gehören zu den Brisi-Schichten des Brisi-Members. Nach der Karte von BRIEGEL (1972) gab es noch einen weiteren Aufschluss am südöstlichen Ende, welcher den Gamser-Schichten (Brisi-Member) zugeordnet wurde, dieser konnte aber nicht gefunden werden und ist zwischenzeitlich vermutlich überwachsen.

## Ultrahelvetikum

### FLÄSCHERBERG-DECKE

Süd- bis ultrahelvetisch

Am Südende des Fläscher Bergs liegen – durch eine scharf ausgebildete Überschiebung getrennt – dem massiven Block des Helvetischen Kieselkalks der Alviergruppe Sedimente des Mittleren und Späten Juras auf, die faziell nicht mit den entsprechenden Schichten der Säntis-Decke zusammenpassen und vermutlich süd- bis ultrahelvetischer Herkunft sind (LORENZ 1900, TRÜMPY 1916, ALLEMANN 2002). In der stark verschuppten Einheit finden sich nach der geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein (ALLEMANN 2002) schwarzer, Glimmer führender Tonstein («Schwarze Glimmerschiefer-Serie», ?Bommerstein-Formation), grauer Sandstein, oolitischer schiefriger Kalkstein mit zahlreichen Korallen sowie Brekzie («Sandkalk-Serie», ?Reischiben-Formation) und eine Wechselfolge von schiefrigem, z. T. sandigem Kalk mit dünnen Bänken von dunklem dichtem Kalk (?Schilt-Formation) und grauem ungeschichtetem massigem Kalk («Nerineen»-Kalk», ?Quinten-Formation, «Fläsch-Kalk»). Ein offensichtlich interpretationsbedürftiges Schichtprofil befindet sich in TRÜMPY (1916), welches auch in ALLEMANN (2002, S. 30) in leicht modifizierter Form wiedergegeben ist.

Zu beachten ist, dass das Ultrahelvetikum der Fläscherberg-Decke der Säntis-Decke aufliegt und somit in oberhelvetischer Stellung (über der Glarner Hauptüberschiebung) vorliegt. Dies in starkem Kontrast zu den nachfolgend beschriebenen Abfolgen des Ultrahelvetikums, welche in unterhelvetischer Stellung (unter der Glarner Hauptüberschiebung) vorliegen.

### BLATTENGRAT-DECKE

Südhelvetisch

Unterhalb der gegen Nordosten geneigten Glarner Hauptüberschiebung befinden sich eingeklemmt zwischen dem Glarner Deckenkomplex und dem nordhelvetischen Parautochthon (und somit in unterhelvetischer Stellung) zwei stark allochthone Decken mit Sedimenten der spätesten Kreide und des Paläogens. Die südhelvetische Blattengrat-Decke und die ultrahelvetische Sardona-Decke werden aufgrund ihrer heutigen Stellung unterhalb ihrer paläogeographisch nördlich angrenzenden Nachbarsgebiete der helvetischen Decken auch als sogenanntes eingewickelt Helvetikum bezeichnet (out of sequence thrusting, z. B. PFIFFNER 2009). Während die ultrahelvetische Sardona-Decke grösstenteils aus Flyschsedimenten (Tiefseetrog-Trübestromablagerungen) aufgebaut ist, besteht die Blattengrat-Decke primär aus marinen Sedimenten, welche noch am äusseren Schelf und am oberen Kontinentalabhang der Tethys (Amden-Mergel und Wang-Formation) oder im

sich verflachenden und anschliessend wieder langsam vertiefenden eozänen Vorlandbecken (transgressiver und neritischer Nummulitenkalk der Euthal-Formation und Mergel der Stad-Formation) abgelagert wurden (RÜEFLI 1959, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978, STACHER 1980, HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1997, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Nachdem beispielsweise mit ROTHPLETZ (1898) und HEIM (1908) bereits frühere Autoren die besondere tektonische Stellung der Schichten der Blattengrat-Decke erkannten (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 123ff.), widmete OBERHOLZER (1933) den von ihm als «Blattengratschichten» bezeichneten Gesteinen eine ausführlichere Beschreibung. Auch schied er sie auf seiner Karte von 1920 aus, hielt sie jedoch weiterhin für eine rein paläogene (mitteleozäne) Schichtabfolge ultrahelvetischer Herkunft. LEUPOLD (1937) konnte dann als erster nachweisen, dass es sich bei den «Blattengratschichten» um eine verschuppte Abfolge aus spätester Kreide südhelvetischer Fazies, darüber transgredierenden Nummulitenkalkbänken und diese wiederum überlagernden paläogenen Globigerinenmergeln (Stad-Formation) handelt. Da diverse Autoren – u. a. LEUPOLD (1942) selbst wie auch sein Schüler RÜEFLI (1959) – generell vom «Blattengratflysch» sprachen, obschon zur Hauptsache keine Flyschsedimente darin vorkommen, schlug W. Leupold in RUTSCH (1966) vor, den zumindest ansatzweise tektonischen Begriff «Blattengrat-Komplex» zu verwenden. LIHOU (1995a) sprach von der «Blattengrat-Einheit», neu wird hier der Begriff der Blattengrat-Decke verwendet.

RÜEFLI (1959), welcher zusammen mit BISIG (1957) und WEGMANN (1961) die Blattengrat-Decke unter Zuhilfenahme älterer Aufzeichnungen W. Leupolds stratigraphisch detailliert untersuchte, konnte u. a. nachweisen, dass die Nummulitenkalkbänke faziell mit denjenigen der Schuppenzone von Einsiedeln übereinstimmen. RÜEFLI (1959) war es zudem, der das Verbreitungsgebiet von W. Leupolds «Lavtina-Flysch» abgrenzte und auch dieses Schichtglied zusammen mit den bereits erwähnten Formationen auf seiner Karte des Weisstannentals darstellte. LIHOU (1995a) schliesslich behandelte eine Neuinterpretation der Ablagerungsgeschichte in der paläogenen Schichtabfolge der Blattengrat-Decke.

## Kreide

### **c<sub>11-13</sub> Amden-Mergel und Wang-Formation** Santonien – Maastrichtien

Die Formationen der spätesten Kreide in der Blattengrat-Decke (Amden-Mergel und Wang-Formation) werden im Gebiet des Atlasblattes Sargans aufgrund der tektonischen Vermengung dieser mergelreichen Abfolgen nicht weiter unterteilt. Es handelt sich hier hauptsächlich um Schichten der Wang-Formation (s. a. RÜEFLI 1959). Der graue bis dunkelgraue, nicht selten auch schwarz anwitternde, aber im frischen Bruch auch meist dunkelgraue schiefrige Mergel und Mergelkalk sowie siltig-sandiger und kieselig Kalk bilden den meist mit quartären Ab-

lagerungen bedeckten Talboden und die steilen Flanken des Weisstannentals zwischen den Dörfern Schwendi und Weisstannen. Gegenüber den meist deutlich heller anwitternden Gesteinen der überliegenden Paläogen-Formationen (Euthal- und Stad-Formation) wirken die aus den kreidezeitlichen Gesteinen bestehenden Felswände und Rensen ziemlich düster. Dabei zeigt sich mit zunehmender Versteilung auch eine Zunahme des Anteils an kalkigen Schichten von «Wang-Schiefermergel» über «Wang-Schieferkalk» zu «Wang-Kalk» (s. STACHER 1980), wodurch sich am Übergang zum Paläogen meist eine schroffe, mancherorts auch überhängende Felswand bildet. Die Obergrenze der Kreide-Einheiten ist aufgrund der intensiven Verfaltung bzw. Verschuppung im Feld oft nicht eindeutig erkennbar. Der auf die Wang-Formation transgredierende Kalk und Sandstein der Euthal-Formation zeigt sich meist als hellgrau und rötlich anwitternde Steilstufe, in der die in den über- und unterliegenden Mergel-einheiten dominante Schieferung aussetzt. Dort, wo diese etwas kompetenteren Schichten infolge Boudinage seitlich auskeilen oder ganz fehlen, liegen die auffallend hell anwitternden und morphologisch meist etwas zurücktretenden Mergel der Stad-Formation direkt der Wang-Formation auf. Das stratigraphisch Liegende wurde von der Basisüberschiebung der Blattengrat-Decke abgeschnitten, wodurch die spätkreidezeitlichen Schichten auf die paläogenen Ablagerungen der nordhelvetischen Flysch-Gruppe zu liegen kommen. Diesbezügliche Aufschlüsse finden sich im Gebiet von Atlasblatt Sargans jedoch nicht, da dieser Kontakt entweder von quartären Ablagerungen bedeckt ist oder weil aufgrund tektonischer Begebenheiten (z. B. bei Sässli östlich von Schwendi) die Basisüberschiebung innerhalb paläogener Schichten verläuft.

In RÜEFLI (1959) ist das bereits von LEUPOLD (1937) beschriebene Profil bei Batöni im Val Lavtina (ausserhalb des Kartengebiets) widergegeben, welches die gesamte Abfolge der spätkreidezeitlichen Schichten zwischen der tektonisch unterliegenden nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Elm- und Matt-Formation) und des hangenden Paläogens enthält (Fig. 19). STACHER (1980) untersuchte diese Abfolge sedimentologisch und mikropaläontologisch und unterteilte den Wang-Anteil in «Wang-Basisschichten», «-Schiefermergel», «-Schieferkalk» und «Wangkalk». Die oberste, von RÜEFLI (1959) als dunkelgrauer sandiger Mergelschiefer beschriebene, geringmächtige Schicht ordnete er den «Fliegenspitz-Schichten» zu (s. HERB 1988). Die gleiche Schicht befindet sich nach STACHER (1980) mit einer scharfen Grenze auf «Wang-Basisschichten» liegend unterhalb der Nummulitenkalkbank (Euthal-Formation) am Näserinabach in der Südwestecke des Kartengebiets. Nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016) repräsentieren diese lediglich reliktil erhaltenen Sedimente eine erste paläogene Transgressionsphase und gehören demnach bereits der Euthal-Formation an (Fliegenspitz-Member, im Gebiet von Atlasblatt Sargans nicht ausgeschieden).

OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) nennt mit Verweis auf BISIG (1957) für den Amden-Mergel (Profil am Blattengrat, Gebiet von Atlasblatt Elm) ein Alter zwischen spätem Santonien und spätem Campanien. STACHER (1980) gibt auf-

grund seiner mikropaläontologischen Untersuchungen für die Wang-Formation ein Alter zwischen spätem Campanien und spätem Maastrichtien an, wobei er auf die bedeutende Heterochronität der Formations-Basis hinweist.

## Paläogen

### Euthal-Formation

Thanétien – Yprésien

Die Euthal-Formation (MENKVELD-GFELLER et al. 2016) besteht im östlichen Weisstannental aus dem *Fliegenspitz-Member*, dem *Batöni-Member* und dem *Einsiedeln-Member*. Das *Batöni-Member* stellt die reliktschen Ablagerungen einer zweiten Transgressionsphase während der eozänen Subsidenzgeschichte dar (MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Die durchwegs sandigen Ablagerungen zeigen gegenüber dem liegenden Fliegenspitz-Member (erste Transgression) eine deutlich geringere Sedimentationstiefe an. Das *Batöni-Member* kann in einen mächtigeren unteren sowie einen etwas geringer mächtigen und grobkörnigeren oberen Sandstein – getrennt durch einen Kondensationshorizont – unterteilt werden (RÜEFLI 1959, s. Fig. 19). Nach der folgenden Regressionsphase, die wiederum durch einen Hartgrund angezeigt wird, folgen die primär kalkigen Transgressionsablagerungen des *Einsiedeln-Members*, welches nach den Profilen von RÜEFLI (1959) zwei weitere Kondensationshorizonte (Regressionsphasen) enthält. Im Gebiet von Atlasblatt Sargans dominiert vor allem gegen Südosten mächtigkeitsmässig das *Batöni-Member* gegenüber dem *Einsiedeln-Member*. Gegen Westen keilt es jedoch zugunsten des Nummulitenkalks des *Einsiedeln-Members* allmählich aus und verschwindet westlich des Dorfes Weisstannen schliesslich ganz. Das *Fliegenspitz-Member* ist aufgrund der geringen Mächtigkeit bzw. aufgrund von Unsicherheiten bei der Abgrenzung auf der Karte nicht ausgeschieden. Die faziesmässig äusserst vielfältige und rasch wechselnde Sedimentabfolge der Euthal-Formation repräsentiert das komplexe Zusammenspiel synsedimentärer Subsidenz und relativer Meeresspiegelschwankungen (LIHOU 1995a).

#### e<sub>2</sub> *Batöni-Member*

Der Sandstein des *Batöni-Members* («Grober Sandstein mit Nummuliten», OBERHOLZER 1933, «Batöniquarzit», LEUPOLD 1937, «Batönisandstein», RÜEFLI 1959) kann am besten an dessen Typlokalität bei Batöni oberhalb des nach Oberlavtina führenden Wanderwegs studiert werden (Koord. 2746.130/1202.786). Bei der unteren Sandsteinbank (ca. 15 m mächtig, RÜEFLI 1959) handelt es sich um einen rostbraun bis dunkelgraubraun anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen bis olivgrauen mittel- bis grobkörnigen Glaukonit-Quarzsandstein (weitere petrographische Angaben s. RÜEFLI 1959, LIHOU 1995b). Sein auffälligstes Merkmal sind die zahlreichen hellen, meist eckigen, bis zu 4 mm grossen Körner aus mono-

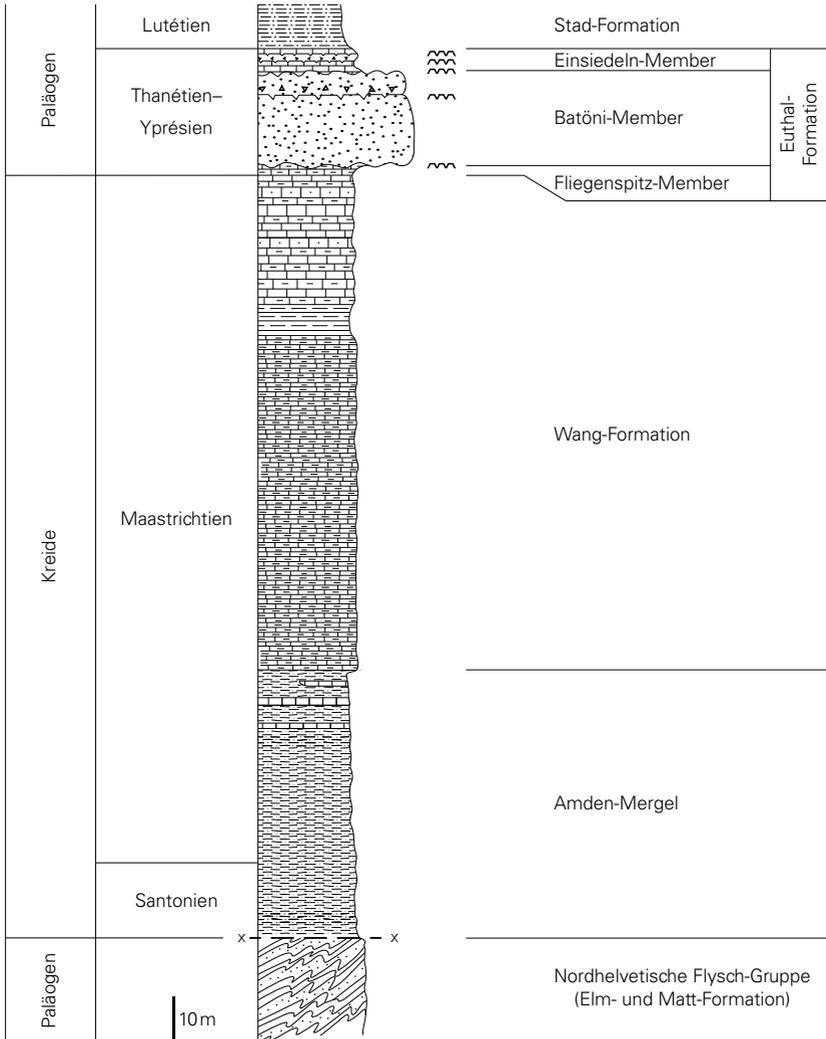


Fig. 19: Lithostratigraphisches Profil durch die Blattengrat-Decke bei Batöni-Oberlavtina (Gebiet von Atlasblatt Vättis, ca. Koord. 2745.900/1202.750). Kompiliert und modifiziert nach RÜFLI (1959), STACHER (1980) und LIHOU (1995a).

kristallinem Quarz, die dem Gestein ein porphyrisches Aussehen verleihen. Das Bindemittel des sehr harten Sandsteins ist meist kieselig (schäumt beim Auftragen von 10%iger Salzsäure nicht). Seine rostbraune Verwitterungsfarbe, welche vor allem an der Basis auftritt, wird durch die Oxidation eisenhaltiger Mineralien wie Pyrit zu Hämatit und Limonit verursacht. Mit etwas Glück findet man grössere, auch von blossen Auge erkennbare, zwischen den Sandkörnern eingeschwemmte mehrkammerige Foraminiferen, welche nach LIHOU (1995a) eigentlich Brackwassertiefe bevorzugten, angesichts des eine grössere Wassertiefe anzeigenden authigenen Glaukonits vermutlich aber durch Sturmereignisse in tiefere Lagen des Schelfs verfrachtet wurden. Eher selten sind Sedimentstrukturen wie Lamination oder Schrägschichtung zu erkennen.

Die durch zwei Kondensationshorizonte begrenzte obere Sandsteinbank ist der unteren petrographisch sehr ähnlich, hat aber vermehrt den Charakter einer Brekzie und enthält vor allem in ihrem oberen, lithothamnenreichen Abschnitt zahlreiche Grossforaminiferen wie Nummuliten und Discocyclinen.

Die Basis des Batöni-Members ist durch den abrupten Lithologiewechsel zwischen den mergelreichen spätkreidezeitlichen Schichten (Amden-Mergel und Wang-Formation) und dem verwitterungsresistenteren Quarzsandstein im Gelände meist gut zu erkennen. Die Zeitlücke zwischen Kreide und Paläogen beträgt ca. 6 Mio. Jahre (spätes Maastrichtien bis Danien, LIHOU 1995a). Die Obergrenze des Batöni-Members wird durch einen Kondensationshorizont als Folge einer Regressionsphase zur Zeit des mittleren Yprésien gebildet (LIHOU 1995a).

### e<sub>3</sub> *Einsiedeln-Member*

Im Profil Batöni und generell im Gebiet östlich und nördlich von Weisstannen überlagern – wenn überhaupt – jeweils lediglich wenige Meter von sandigem Nummulitenkalk das Batöni-Member. Eine schlüssige Zuordnung dieser Schichten zum Batöni-Member oder zum Einsiedeln-Member ist aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse und der Tektonisierung schwierig. Gegen Westen wird das sandige Batöni-Member jedenfalls relativ rasch durch das kalkdominierte und jüngere Einsiedeln-Member ersetzt. Dabei kann diese Abfolge grob in einen sandigen unteren Abschnitt und einen mächtigeren kalkigen oberen Abschnitt unterteilt werden. Beim die Späte Kreide (Wang-Formation) diskordant oder das Fliegenspitz-Member (nur lokal ausgebildet) konkordant überlagernden sandigen Abschnitt handelt es sich um glaukonitischen und Makrofossilien (z.B. Pecten) führenden Sandstein, Sandkalk und Mergel. Diese Ablagerungen («Mittlerer Grünsand», LEUPOLD 1937) sind die Folge einer dritten paläogenen Transgression, gefolgt von einer Phase relativen Absinkens des Meeresspiegels und der damit einhergehenden Ablagerung des kalkigen Abschnitts, der «Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks» (LEUPOLD 1937, LIHOU 1995a). Abschliessend tritt mancherorts direkt unter der hangenden Stad-Formation eine geringmächtige Bank eines

Glaukonitsandsteins auf, die wiederum eine Transgressionsphase anzeigt («Gal-lensis-Grünsand», LEUPOLD 1937). Nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016) ist diese Bank bereits zur Bürgen-Formation zu zählen, sie wird aber im Gebiet von Atlasblatt Sargans aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit nicht separat ausgeschieden.

Das Einsiedeln-Member zeichnet sich durch seine grosse Vielfalt an Grossfo-raminiferen wie Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen aus. Je nach der am häufigsten vorkommenden Spezies gab LEUPOLD (1937) den verschiedenen Kalk-bänken entsprechende Namen. Neben diesen makroskopisch oft gut erkennbaren Fossilien sind die «riffartige» Oberflächenmorphologie der als Härtlinge aus den liegenden und hangenden Mergelabfolgen herauswitternden Kalkbänke und die wegen ihres Hämatitgehalts auffallend rötliche Verwitterungsfarbe vor allem im oberen Bereich des Members wichtigste Erkennungsmerkmale im Feld. Die Ge-steine des Einsiedeln-Members sind im Gebiet von Atlasblatt Sargans vor allem westlich von Weisstannen am Näserinabach (Profil in RÜEFLI 1959), am Galanser-bach und am Ringgenstein aufgeschlossen.

#### e<sub>4-6</sub>      **Stad-Formation** Lutétien – Priabonien

LEUPOLD (1937) bezeichnete den paläogenen Mergel der Blattengrat-Decke, den er mit den ebenfalls südhelvetischen «Globigerinenmergeln» von Einsiedeln verglich, als «Fleckenmergel». Nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016) gehört er zur Stad-Formation. Auch RÜEFLI (1959) verwendete den Begriff «Fleckenmer-gel», dies wegen den auf den meist hellen, serizitisch schimmernden Schieferflä-chen des monotonen, fast durchwegs mergeligen Gesteins typischerweise auftre-tenden, wahrscheinlich durch Bioturbation verursachten dunkleren Flecken (s. a. LIHOU 1995a u. Fig. 20). Es kommen aber auch Mergelabfolgen vor, die vollkom-men frei von diesen Flecken sind. RÜEFLI (1959) beschreibt mehrere lithofazielle Typen, wovon der nachfolgend beschriebene Typ die Hauptmasse bildet:

«Bräunlich anwitternde, im Bruch hell- bis dunkelgraue Mergel und Mergelkalke, übersät von Globigerinenpunkten. Weniger häufig sind schiefrige bis plattige Mergel mit wenigen, sehr kleinen Quarztrümmerchen und feinsandigen Einstreuungen oder Wechsellagerung mergeliger und kalkiger Linsen und Lagen. Häufig sind Kalzit-Kleinaderungen und -Verästelungen [...] pa-rallel zum Clivage. Gebleichte, bituminöse Schlieren und Trübungen ergeben das fleckenartige Aussehen [...]»

Im Weisstannental liegt dieser Mergel in der Regel entweder der Euthal-For-mation oder – wenn diese aus tektonischen Gründen fehlt – direkt der Wang-For-mation auf. Dabei wittert der paläogene Mergel im Vergleich zum spätkreidezeitli-chen Mergel und Mergelkalk auffallend heller an; da das Gelände gegen oben meist etwas abflacht, nimmt er z.T. ziemlich grosse Flächen ein. Die Obergrenze wird entweder durch die verfaltete und verschuppte Basisüberschiebung der Sardo-na-Decke gebildet oder aber der Mergel geht in die Flyschabfolge des hangenden



Fig. 20: Aufschluss von Stad-Formation («Fleckenmergel») im Gafarratobel südlich von Stutz (Koord. 2746.875/1206.020). Foto R. Löpfle 2016.

Blattengrat-Sandsteins über. Doch ist auch dieser Wechsel vermutlich tektonisch gestört. Aus diesem Grund ist die Mächtigkeit der Stad-Formation in der Blattengrat-Decke schwierig abzuschätzen. Sie dürfte ursprünglich sicher mehr als 100 m betragen haben.

Nach RÜEFLI (1959) und LIHOU (1995a) nimmt der Sandgehalt gegen oben allmählich ab und der Anteil an pelagischen Foraminiferen zu, was mit einer anhaltenden Vertiefung des Ablagerungsraumes (Vorlandbecken) bis hin zur Tiefsee erklärt wird.

Anhand der von RÜEFLI (1959) nachgewiesenen Mikrofauna kann festgehalten werden, dass die Stad-Formation im Weisstannental fast die gesamte Zeitspanne zwischen Lutétien und spätem Priabonien einnimmt (LIHOU 1995a).

**e<sub>6B</sub> Blattengrat-Sandstein**  
Priabonien

An der nordwestlichen Flanke des Weisstannentals zwischen Untergalans und Siemelenchopf findet sich unmittelbar unterhalb der Basisüberschiebung der Sardona-Decke eine relativ ruhig gelagerte Abfolge von hell anwitterndem, im fri-

schen Bruch dunkelgrauem, ziemlich hartem glimmerhaltigem Sandstein, der häufig Sedimentstrukturen (z.B. flute casts) zeigt und mit schwarz anwitterndem, dunkelgrauem, meist ebenflächig geschiefertem Mergel wechsellagert. Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke liegt bei ca. 0,3 m. Es handelt sich um Flyschsedimente. Der Kontakt zur liegenden Stad-Formation ist undeutlich. Wohl aus der von ihm selbst ziemlich kontrovers geführten Diskussion heraus, ob diese Flyschabfolge nun stratigraphisch konkordant zur Blattengrat-Decke, zum «Sardona-Flysch» oder aber einer eigenen tektonischen Schuppe angehört, bezeichnete LEUPOLD (1942) sie als «intermediären Flysch» oder «Lavtinaflysch» (nach der gleichnamigen Alp südlich von Weisstannen, Gebiet von Atlasblatt Vättis). Bereits OBERHOLZER (1933) erwähnte diese Flyscheinheit, stellte sie jedoch wie allen Sandstein der «Blattengratschichten» (im Übrigen auch den Batöni-Sandstein) in den «Wildflysch» (Sardona-Decke).

LEUPOLD (1942) erwähnte weiter eine Lokalität auf der Alp Scheubs (Gebiet von Atlasblatt Elm), die er in RUTSCH (1966, S.416) zur Typlokalität ernannte, nachdem er sich hinsichtlich derjenigen in der Tristelruns (Unterlavtina, Gebiet von Atlasblatt Vättis) von RÜEFLI (1959) eines Besseren hatte belehren lassen. Die Aufnahmen von RÜEFLI (1959) zeigten, dass diese von ihm u.a. auch als «Tülsbach-Mergelsandsteinkomplex» bezeichneten Schichten eine von LEUPOLD (1942) zwar abweichende, aber eine doch ziemlich grosse Verbreitung haben. Er war aber aufgrund seiner mikropaläontologischen Untersuchungen der Überzeugung, dass sich die Einheit tektonisch zwischen die Mergel der Stad-Formation und die Sardona-Decke einschaltet. Eine Ansicht, der W. Leupold (in RUTSCH 1966, S. 417) mit Verweis auf HERB (1962) widersprach. Demnach soll es sich um konkordant auf der Stad-Formation lagernden südhelvetischen Flysch handeln, der im Weisstannental wohl grösstenteils durch die Basisüberschiebung der Sardona-Decke abgeschnitten und allenfalls lokal von seiner mergeligen Unterlage (Stad-Formation) verschoben wurde.

BISIG (1957) bezeichnete die von ihm in analoger Stellung gefundenen Flyschsedimente als Blattengrat-Sandstein. Dieser Begriff findet in der vorliegenden Erläuterung Anwendung. Die von LEUPOLD (1942) eingeführte Bezeichnung Lavtinaflysch bzw. Lavtina-Sandstein (MENKVELD-GFELLER et al. 2016) ist insofern unglücklich, als es sich bei den von LEUPOLD (1942) beschriebenen Schichten an der vermeintlichen Typlokalität in der Tristelruns (Unterlavtina, Gebiet von Atlasblatt Vättis) um «Sardona-Flysch» handelt (RÜEFLI 1959, W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 417).

#### BAD-RAGAZ-DECKE Südhelvetisch

Östlich des Weisstannentals bleiben die südhelvetischen Gesteine der Blattengrat-Decke unter den Flyschgesteinen der Sardona-Decke verborgen, bis sie im

Gebiet Pardiel – Bad Ragaz – Pfäfers in faziell veränderter Ausbildung wieder zu Tage treten. Grundsätzlich handelt es sich hier ebenfalls um eine Abfolge aus Kalk und Mergel der Späten Kreide und darauf transgressiv liegenden paläogenen Sedimenten mit Nummulitenkalk und Sandstein der Euthal-Formation und Mergel der Stad-Formation. Jedoch schalten sich immer wieder Flyschsedimente ein, die faziell und petrographisch denjenigen der (ultrahelvetischen) Sardona-Decke sehr ähnlich sind (LIHOU 1995b). Während OBERHOLZER (1933) diese Gesteine noch zum «Wildflysch», also zur Sardona-Decke zählte, grenzte LEUPOLD (1937) sie erstmals als «Ragazer Flysch» gegenüber jenem ab und publizierte in LEUPOLD (1938) dazu eine detaillierte stratigraphische Gliederung (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 451ff.), ohne jedoch eine entsprechende Karte zu hinterlassen. Dabei unterschied er drei Fazieszonen, die sich aber wegen der intensiven tektonischen Verschuppung nur schwer miteinander korrelieren lassen (s. Fig. 24). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans konnten die wichtigsten und korrelierbaren Schichtglieder mithilfe der detaillierten Beschreibungen von LEUPOLD (1938) erstmals auskartiert werden. Als tektonischer Begriff wird neu derjenige der Bad-Ragaz-Decke verwendet. Aufgrund der starken tektonischen Verschuppung (z. T. Melange) und im Feld faziell oftmals nicht unterscheidbarer Lithologien konnten insbesondere die «flyschhaltigen» Abschnitte nicht immer zweifelsfrei einer bestimmten und abgrenzbaren Formation zugeordnet werden. Diese Gesteine – obschon stellenweise vermutlich zur Späten Kreide, andernorts wieder zum Paläogen gehörend – erscheinen auf der Karte daher in einer einheitlichen Farbe und werden zusammenfassend als «Flyschartige Wechselfolge von Mergel, Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein» bezeichnet.

Paläogeographisch nimmt die Bad-Ragaz-Decke eine Mittelstellung ein zwischen der praktisch flyschfreien südhelvetischen Blattengrat-Decke und der flyschdominierten ultrahelvetischen Sardona-Decke (LEUPOLD 1942, RÜEFLI 1959, LIHOU 1995b).

## Kreide

### c<sub>9-11</sub>      **Seewen-Formation** Coniacien – Santonien

Es handelt sich typischerweise um einen hellgrau bis weisslich anwitternden, im frischen Bruch grauen bis hellgrauen dichten mikritischen Kalk, der in Bänken von maximal 20 cm Dicke auftritt. Makrofossilien fehlen weitgehend, hingegen finden sich darin nach LEUPOLD (1938) Kleinforminiferen (*Globotruncana lapparenti* BROTZEN), die ein Coniacien- bis Santonien-Alter anzeigen (HERB 1962). Der früher verwendete Name «Globotruncanenkalk» stammt eigentlich von LEUPOLD (1942), der ihn für die gleichgestellten Gesteine in der Sardona-Decke verwendete. OBERHOLZER (1933) bezeichnete dieses Gestein aufgrund der Ähnlichkeit mit dem Kalk der (nordhelvetischen) Seewen-Formation als «seewerartigen Kalk». Der



Fig. 21: Eng verfaltete und dünngebantke Seewen-Formation («Globotruncanenkalk») im Taminatobel westlich von Pfäfers nahe der neuen Taminabrücke (Koord. 2756.165/1206.430). Foto R. Löpfe 2015.

Kalk unterscheidet sich nur geringfügig von den gleichaltrigen Vorkommen in der Sardona-Decke (s. LEUPOLD 1942, RÜEFLI 1959). Die Seewen-Formation der Bad-Ragaz-Decke weist eine etwas regelmässige Lagerung mit ausgeprägter Bankung und auffallend weniger der typischen dunklen Tonhäute auf, was vermutlich mit einer etwas schwächeren Tektonisierung zu tun hat. Die Aufschlüsse von Seewen-Formation lassen sich meist nicht über grössere Distanzen verfolgen, da die Schichten aus tektonischen Gründen (Überschiebungen, Boudinierung) meistens rasch auskeilen.

### **c<sub>13</sub> Wang-Formation** Maastrichtien

Nach dem stratigraphischen Schichtaufbau in LEUPOLD (1938) folgt über der Seewen-Formation («Globotruncanenkalk») eine ziemlich mächtige Abfolge von in der Regel dunklem schiefrigem Mergel und Kalkmergel, welche vor allem im

untersten sowie lokal auch im obersten Abschnitt (in W. Leupolds Fazieszone IV) sandigen Bänken zwischenlagert und die dadurch zunehmend einen flyschähnlichen Charakter aufweist. Die mehr oder weniger sandfreien Abschnitte dieser Abfolge bezeichnete LEUPOLD (1938) als «Freudenbergschiefer», nach dem gleichnamigen Burghügel nordwestlich von Bad Ragaz, der fast vollständig aus dieser Mergelschicht aufgebaut ist und auf dem die Ruine Freudenberg thront. Die von OBERHOLZER (1933) als «sandfreie Mergelschiefer des östlichen Badtobels» bezeichneten Gesteine entlang der Tamina wurden dabei ebenfalls zu den «Freudenbergschiefern» gezählt (LEUPOLD 1938). Nach LEUPOLD (1938) weist das Foraminiferenspektrum (u.a. *Globotruncana stuarti* LAPPARENT) auf ein Maastrichtien-Alter hin (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 475ff.).

### Kreide – Paläogen

#### **F<sub>BR</sub> Flyschartige Wechselfolge von Mergel, Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein**

Unter dieser Bezeichnung wird eine flyschartige Wechsellagerung von Mergel, Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein zusammengefasst, unabhängig von ihrer Stellung oberhalb oder unterhalb der das beginnende Paläogen anzeigenden Nummulitenkalkbänke und deren sandigen Äquivalenten (Guschakopf-Sandstein). Lokal schalten sich auch Quarzsandstein und etwas seltener Kristallinkonglomerate in diese Ablagerungen ein. Der Quarzsandstein tritt ausschliesslich im oberen Abschnitt des noch zur Kreide zählenden Schichtstapels auf. Meist ist er – beispielsweise im Gebiet von Wildboden-Rüti (Fig. 22) – dunkel und feinkörnig ausgebildet, selten grobkörnig und hell wie jener aus der Sardona-Decke. Wegen einer generell stärkeren Tektonisierung – wahrscheinlich aufgrund der Nähe zur Glarner Hauptüberschiebung und zur Chropfsberg-Schuppe – lassen sich im Westen (Gebiet Pardiel) die einzelnen Schichtglieder der Bad-Ragaz-Decke kaum mehr voneinander unterscheiden. Der Mergel mit Kieselkalk und Sandstein bildet dort eine melangeartige Grundmasse mit darin einboudinierten Schichtpaketen aus paläogenem Nummulitenkalk, Stad-Formation, «schwarzen Schiefnern» mit Kristallinkonglomeraten und spätkreidezeitlicher Seewen-Formation («Globotruncanenkalk»), während im Osten (Gebiet von Wildboden – Bad Ragaz – Pfäfers) ein ausgeprägter Schuppenbau mit über weite Distanzen verfolgbaren Schichtgliedern erkennbar ist. Die obersten paläogenen Flyschabschnitte der Bad-Ragaz-Decke können allenfalls mit dem Blattengrat-Sandstein (oder Lavtina-Sandstein) der Blattengrat-Decke korreliert werden.



Fig. 22: Feinkörnige, rund 1 m mächtige Quarzsandsteinbänke innerhalb der kreidezeitlichen flyschartigen Wechselfolge von Mergel, Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein an der Alpstrasse zwischen Wildboden und Rüti (Koord. 2755.358/1206.995). Foto R. Löpfe 2015.

## Paläogen

### e<sub>1</sub> **Schwarzer schiefriger Tonstein, z.T. mit Kristallin führenden Konglomeratlagen**

In zwei der drei Fazieszonen von LEUPOLD (1938) wird die Kreide/Paläogen-Grenze nach seinen Beobachtungen nicht durch eine einzige «Hauptnummulitenkalkbank» des Einsiedlertypus (Euthal-Formation) markiert, sondern durch die unterste von mehreren dünneren Bänken («Grenz-Nummulitenkalkbänklein», LEUPOLD 1938), die sich unterhalb der markanten obersten Bank zwischen eine Abfolge aus primär dunkelgrauem bis schwarzem dünnplattigem und schiefrigem Tonstein und Kalkmergel sowie Globigerinen führendem, der Stad-Formation ähnlichem «Fleckenmergel» einschalten. Lokal (Fazieszone III in LEUPOLD 1938) zeigt sich auch hier zunehmend der Einfluss von Flyschsedimentation in Form von primär in den schwarzen schiefrigen Tonstein zwischengelagertem Kristallin-

konglomerat und Sandstein. Insbesondere in den östlichen Schuppen (Gebiet von Pfäfers – Wartenstein, Fazieszone II in LEUPOLD 1938) lässt sich die Abfolge ziemlich gut in die drei lithologischen Einheiten Einsiedeln-Member («Nummulitenkalk»), Stad-Formation («Globigerinenmergel») und «schwarzer schiefriger Tonstein» unterteilen (Fig.24). Zudem spalten sich hier an der Unterseite der «Hauptnummulitenkalkbank» tatsächlich einzelne dünnere Kalkbänke ab (Fig. 23), die mit dem liegenden schwarzen schiefrigen Tonstein wechsellagern und damit einen allmählichen Übergang zum neritischen Ablagerungsmilieu anzeigen, ohne dass eine eigentliche Transgressionsfläche sichtbar wäre. In den westlichen Schuppen (vorwiegend bestehend aus Fazieszone III in LEUPOLD 1938) hingegen ist die Abfolge vielerorts derart durch Flyschsedimente geprägt, dass diese Unterteilung zunehmend erschwert wird. Grössere Abschnitte werden in der Karte, wie oben beschrieben, entsprechend als «flyschartige Wechselfolge von Mergel, Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein» dargestellt. Aufgrund der dadurch stark erhöhten lithologischen Heterogenität und wohl auch als Folge der tektonischen Beanspruchung lässt sich die Beobachtung LEUPOLDS (1938), dass sich die mehrfachen Nummulitenkalkbänke stratigraphisch in die Mergel-Flysch-Abfolge einschalten, kaum schlüssig bestätigen. Die oft stark boudinierten Nummulitenkalkbänke könnten hier auch durch tektonische Repetition einer einzigen Bank mehrfach auftreten. Der schwarze schiefrige Tonstein mit Kristallinkonglomeraten wird von LEUPOLD (1938) mit den faziell praktisch identischen Schichten an der Basis des Sardona-Quarzits der Sardona-Decke korreliert. Aufgrund dessen legte W. Leupold später die Kreide/Paläogen-Grenze auch in der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») der Sardona-Decke in diesen Bereich. Eine Annahme, die u.a. durch RÜEFLI (1959) aufgrund von Nummulitenfunden bestätigt wurde (W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 453).

### e<sub>2-3</sub>      **Einsiedeln-Member**

Der hellgrau bis bräunlich, stellenweise auch grau und gelblich anwitternde, im frischen Bruch dunkelgraue, meist ziemlich stark von kalzitischen Adern durchzogene Kalk bildet als Härtling innerhalb der ansonsten sehr mergelreichen Abfolge markante Steilwände und Hügel, insbesondere in den östlichen Schuppen der Bad-Ragaz-Decke (Fazieszone II in LEUPOLD 1938), wo er eine Mächtigkeit von bis zu 30 m erreichen und dadurch auch nach der intensiven tektonischen Beanspruchung deutlich besser und in konsistenteren Bänken erhalten geblieben ist als im Westen, wo die Mächtigkeit der Nummulitenkalkbänke offensichtlich deutlich geringer ist. Der harte Kalk, der vor allem in den oberen Abschnitten teils grosse Nummuliten von bis zu 5 cm Durchmesser sowie oft auch Lithothamnien enthält, war in historischer Zeit als Baustein beliebt und wurde dazu in mehreren kleineren Steinbrüchen im Raum Bad Ragaz – Pfäfers abgebaut. Unter anderem wurde er beim Bau der Klosterkirche in Pfäfers (Baujahr um 1690) beispielsweise für die



Fig. 23: Mehrere, unterhalb der mächtigen «Hauptbank» sich abspaltende und mit schwarzem schiefrigem Tonstein wechsellagernde Nummulitenkalkbänke bei der Porta Romane östlich von Wartenstein (Koord. 2757.876/1206.832). Foto R. Löpfle 2015.

Säulen des Kirchenschiffs verwendet (QUERVAIN 1984). Nach LEUPOLD (1937, 1938) ist der Nummulitenkalk der Bad-Ragaz-Decke demjenigen der Blattengrat-Decke sehr ähnlich, jedoch fehlen nach seinen Angaben Grünsandhorizonte fast gänzlich, was aber insbesondere im östlichen Weisstannental auch sehr oft der Fall ist. In einem neueren Strassenaufschluss zwischen Valur und der neuen Tamina-tobelbrücke (Koord. 2756.447/1206.687) konnte hingegen eine in die Stad-Formation («Globigerinenmergel») einboudinierte, ca. 1,5 m dicke Bank aus Grünsandkalk mit Assilinen und diversen Muscheln gefunden werden.

Eine Eigenheit des Nummulitenkalks der Bad-Ragaz-Decke ist die von LEUPOLD (1938) viel zitierte sedimentäre Verzahnung von Nummulitenkalk, echinodermenbrekziösem Kalk und dem unmittelbar liegenden schwarzen schiefrigen Tonstein an der Basis der Hauptbank im Osten (Fazieszone II, Fig. 24) bzw. das mehrfache Auftreten weiterer dünnerer Nummulitenkalkbänke im paläogenen schiefrigen Tonstein und der Stad-Formation unterhalb der Hauptbank im Westen (Fazieszone III). Allenfalls handelt es sich bei den letzteren – wie evtl. auch bei der

genannten Grünsandbank bei Valur – lokal aber auch um tektonisch repetierte oder verschleppte Schichten. LEUPOLD (1938) interpretiert diese Eigenheit hingegen als ein Zeichen des allmählichen «Ausklingsens» der eoänen Transgressionsablagerungen gegen Süden und des Übergangs in eine reine Flyschsedimentation (Sardona-Decke). Die mächtigen Nummulitenkalkbänke im Osten – deren mehrfaches Aufeinanderfolgen in diesem Fall ganz eindeutig durch die tektonische Verschuppung verursacht wurde – weisen eine erosive Obergrenze in Form eines Kondensationshorizontes auf, deren Alter anhand der jüngsten Nummuliten unterhalb und der ältesten Assilinen oberhalb davon zwischen spätem Cuisien (Yprésien) und mittleren Lutétien eingegrenzt werden kann (LIHOU 1995b).

### e<sub>2B</sub> Guschakopf-Sandstein

OBERHOLZER (1933) beschreibt diese südwestlich von Bad Ragaz vorkommende und von ihm damals als «Ragazer Sandstein» bezeichnete, bis 20 m mächtige Sandsteinbank in treffender Weise wie folgt:

«Deutlich verschieden vom helvetischen Flyschsandstein ist der Sandstein, der westlich von Ragaz den steil aus dem Walde herausragenden Guschakopf bildet und in seiner Umgebung, im Gebiet zwischen Tamina und Saschielbach weit verbreitet ist. Der sehr dickbankige, oft grose ungeschichtete Massen bildende Sandstein wittert dunkelbraun an und ist inwendig dunkelgrau bis bräunlichgrau, niemals grünlich, sehr reich an im allgemeinen grossen, eckigen, weissen, auf frischem Bruch fettglänzenden Quarzkörnern. Letztere sind im allgemeinen ziemlich gleichmässig durch das Gestein zerstreut und 1–5 mm dick, oft aber sind sie schlieren- und nesterweise gehäuft und erreichen an solchen Stellen oft einen Durchmesser von 1–5 cm, sodass das Gestein das Aussehen einer Breccie annimmt. Das Gestein enthält auch viele feine weisse Glimmerschüppchen, häufig auch schwarze Tonschiefersplitterchen wie die helvetischen Flyschsandsteine. Zwischen die Sandsteine sind, oft unscharf gegen sie abgegrenzt, bräunlich anwitternde, dunkelgraue, glimmerhaltige, im allgemeinen ziemlich ebenflächige, blätterige, oft perlmutterglänzende Mergel eingelagert.»

LEUPOLD (1938) führte dann die Bezeichnung Guschakopf-Sandstein (nach dem gleichnamigen Aussichtspunkt oberhalb von Bad Ragaz) ein, verwendete diesen Namen aber lediglich für den oberen, grobkörnigeren Teil. Den unteren Teil bezeichnete er als «Grobe Sandkalke mit Lithothamnien und Discocyclusen» und verglich diesen mit der «Batöni-Sandsteinbank» (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 614). LIHOU (1995b) bestätigte diesen Vergleich, indem sie anhand sedimentpetrographischer Untersuchungen diesen Abschnitt mit der unteren Sandsteinbank des Batöni-Members in der Blattengrat-Decke korrelierte (Alter: Ilérdien bis frühes Cuisien = frühes Yprésien). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans werden beide Abschnitte zusammenfassend als Guschakopf-Sandstein (e<sub>2B</sub>) ausgeschieden (s. Fig. 24), insbesondere auch deshalb, weil sie sich im Feld kaum voneinander unterscheiden lassen.

Während das allmähliche Auskeilen des Batöni-Members zugunsten des Nummulitenkalks des Einsiedeln-Members in der Blattengrat-Decke (östliches Weisstannental, s. S. 69) gut beobachtet werden kann, ist diese Beziehung in der

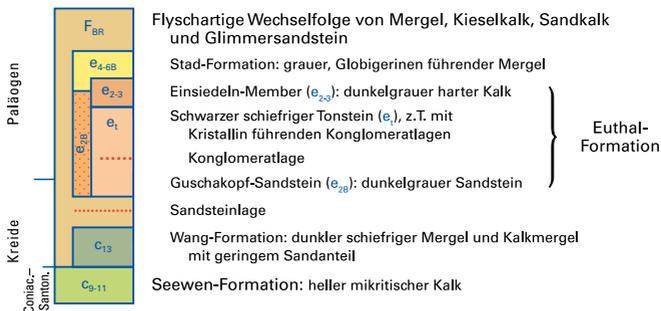
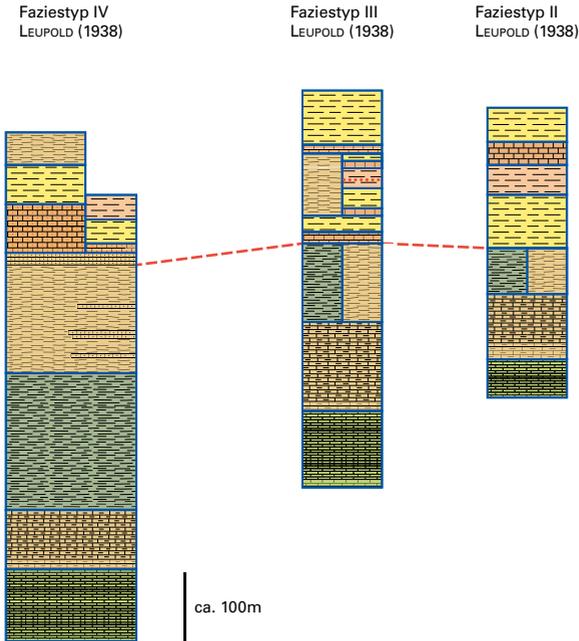


Fig. 24: Faziestypen und Faziesassoziationen in der südhelvetischen Bad-Ragaz-Decke sowie Legendarstellung der im Gebiet von Atlasblatt Sargans ausgeschiedenen Einheiten. Modifiziert nach LEUPOLD (1938).

Bad-Ragaz-Decke aufgrund der intensiven tektonischen Verschuppung schwierig zu bestimmen. Der Guschakopf-Sandstein als Äquivalent des Batöni-Members kommt ausschliesslich in den zentraleren Schuppen südwestlich von Bad Ragaz (Fazieszone IV in LEUPOLD 1938) vor, wo bisher nirgends eine Auflagerung von Nummulitenkalk direkt auf den Guschakopf-Sandstein beobachtet werden konnte. In den Schuppen weiter östlich und westlich wiederum findet sich ausschliesslich Nummulitenkalk (Fazieszonen II und III) ohne Anzeichen von diesen unterlagernden, dem Batöni-Member ähnlichem Sandstein. Je nach palinspastischer Rekonstruktion der Schuppen kommt W. Leupold in RUTSCH (1966, S. 453) auf unterschiedliche Modelle der Ablagerungsreihenfolge. Unter der Annahme einer gegen Süden zunehmenden «Verflyschung» würden die Schuppen bzw. Fazies mit dem höchsten Flyschanteil (Fazieszone III in LEUPOLD 1938) am südlichsten zu liegen kommen, diejenige mit dem tiefsten Flyschanteil zugleich aber mit dem mächtigsten Nummulitenkalk (Fazieszone II) am nördlichsten. Gestützt auf die Beobachtungen von RÜEFLI (1959) am Piltschinabach bei Batöni (Gebiet von Atlasblatt Vättis), wo sich nach seinen Beobachtungen ein Übergang in eine «Ragazer Fazies» abzeichne, postuliert W. Leupold in RUTSCH (1966, S. 453) aber auch eine andere Möglichkeit der Abfolge. Demnach käme die Fazieszone mit dem Guschakopf-Sandstein (Batöni-Member) nördlicher zu liegen und der mächtigere Nummulitenkalk (Fazieszone II) am südlichsten. Das Batöni-Member würde nach diesem Modell gegen Süden zugunsten einer Rekurrenz von Nummulitenkalk (Einsiedeln-Member) allmählich wieder verschwinden. Ein solches Fazies-schema wird auch in HERB (1988) widergegeben.

**e<sub>4-6B</sub> Stad-Formation**  
Lutétien – Priabonien

Die Stad-Formation («Globigerinenmergel», LEUPOLD 1938) der Bad-Ragaz-Decke ist praktisch identisch mit derjenigen der Blattengrat-Decke. Sie tritt hier jedoch auch unterhalb bzw. zwischen den Nummulitenkalkbänken auf, was wie erwähnt auch tektonisch bedingt sein kann. Die meist hellen, serizitisch schimmernden Oberflächen weisen aber nicht immer die typischen dunkleren Flecken (Bioturbation) und Punkte (Globigerinen, Pyritknöllchen) auf. Auch hier zeigt sich mit dem abschnittswisen Auftreten von sandigem Kalk und Glimmer führendem Kalksandstein eine zunehmende «Verflyschung».

**SARDONA-DECKE**  
Ultrahelvetisch

Wiederum war es LEUPOLD (1937, 1942), der diese stark tektonisierte und wohl daher von OBERHOLZER (1933) zusammenfassend als «Wildflysch» bezeich-

nete höhere Einheit des «eingewickelten» Helvetikums erstmals stratigraphisch zu gliedern versuchte (s. a. W. Leupolds Korrelationshilfe zu den lithologischen Einheiten J. Oberholzers in RUTSCH 1966, S. 99ff.). Auf seinen Originalkarten (um ca. 1945), die er hauptsächlich für das Gebiet um den Piz Sardona sowie für das Calfeisental (Gebiet von Atlasblatt Vättis) erstellte, unterschied er zum einen die drei zur Kreide zählenden Einheiten «Seewerähnliche Turonkalk», «Helle Globotruncanenschiefer» und «Freudenbergschiefer», welche biostratigraphisch und lithofaziell mit den folgenden Formationen aus den nördlicheren Ablagerungsräumen (z.B. Blattengrat-Decke) korreliert werden können: Seewen-Formation, Amden-Mergel und Wang-Formation. Darüber folgt eine auf W. Leupolds Karten fein gegliederte, mächtige Abfolge von spätkretazischen bis paläogenen Flyschsedimenten, die durch einen extrem quarzreichen (quarzitischen) mittleren Abschnitt (Sardona-Quarzit) grob in drei Untereinheiten gegliedert werden kann (von unten nach oben):

- Der «infraquarzitische Flysch» (LEUPOLD 1942) besteht unten aus einer Abfolge von wängähnlichem Kieselkalk, Sandkalk und Kalksandstein mit *Siderolites* («Unterer Sideroliteskomplex») und oben aus einer mit den «schwarzen Schiefen» der Bad-Ragaz-Decke zu korrelierenden Serie von dunklem schiefrigem Tonstein mit einem gegen oben zunehmenden Anteil von Kristallinkonglomeraten und -blöcken («Speckwürfelschiefer»). LEUPOLD (1942) zählt aber die eingangs erwähnten Kreide-Einheiten (obwohl flyschfrei) sowie den etwas mergelreicheren und dünnbankigeren unteren Abschnitt des Sardona-Quarzits («unterer Ölquarzitkomplex») ebenfalls zu dieser Sequenz (s. Fig. 25).
- Beim mittleren Abschnitt handelt es sich um den Sardona-Quarzit, einen meist dickbankigen, weissen, grobkörnigen Quarzsandstein.
- Der «supraquarzitische Flysch» (LEUPOLD 1942) besteht wiederum aus einer Abfolge von meist plattigem Kalk, Sandstein und schiefrigem Mergel. Im Gegensatz zum «infraquarzitischen Flysch» enthält die Abfolge auch Quarzsandsteinbänke, jedoch keine Kreide anzeigenden *Siderolites*, wie dies LEUPOLD (1942) fälschlicherweise festhielt (und später wieder korrigierte). W. Leupolds spätere Annahme, dass die Kreide/Paläogen-Grenze wie in der Bad-Ragaz-Decke im Bereich der «schwarzen Schiefer mit Kristallinkonglomeraten» verläuft, wurde u.a. durch RÜEFLI (1959) aufgrund von Nummulitenfunden bestätigt (s. a. W. Leupold in RUTSCH 1966, S. 453).

RÜEFLI (1959) untersuchte den «Sardona-flysch» im Weisstannental anhand zahlreicher Profile detailliert, vereinfachte aber auf seiner Karte W. Leupolds vielfältige Gliederung deutlich, indem er nur noch vier Einheiten ausschied (s. Fig. 25). Eine ähnliche Abgrenzung verwendete HELBLING (1948) auf seinen fotogeologischen Karten (Gebiete der Atlasblätter Vättis und Elm), wobei er sich zwar stark an den Kartierungen W. Leupolds orientierte, diese aber ebenfalls anhand einer ver-

LEUPOLD (1942, 1945) Calfeisental	HELBLING (1948) Calfeisental-Vättis	RÜEFLI (1959) Weisstannental	MENKVELD-GFELLER et al. (2016)	Atlasblatt Sargans
Oberer Flysch Schwarze Grenzschiefer	Oberer Flysch			
Siderolitesplatten	Siderolites- Schichten	Heubützliserie	Martinsmad- Formation (obere Flyschabfolge)	Martinsmad- Formation (obere Flyschabfolge)
Fukoidenschiefer und -kalke				
Oberer Ölquarzitkomplex				
Sardonaquarzit	Sardonaquarzit- komplex	Sardonaquarzit- gruppe	Sardona-Quarzit (Member)	
Unterer Ölquarzitkomplex				Sardona-Quarzit (Member)
Schwarze Tonschiefer mit Kristallinbrocken (Speckwürfelschiefer)	Schwarze Tonschie- fer mit Kristallin- konglomeraten	(inkl. Kristallin- konglomerate)		
Unterer Komplex von wangähnlichen Kiesel- kalcken und Siderolites- Sandkalcken	Siderolites- Schichten	Sardonaserien (Senonflysch)	Martinsmad- Formation (untere Flyschabfolge)	Martinsmad- Formation (untere Flyschabfolge)
Freudenbergschiefer				
Helle Globotruncanenschiefer	Globotruncanen- schiefer und -kalke	Seewerartiger Kalk (inkl. Mergel)	(Wang-Formation, Amden-Mergel, Seewen-Formation)	Amden-Mergel, Seewen-Formation
Seewerähnliche Turonkalke				

Fig. 25: Korrelation der in den Originalkarten von LEUPOLD (1945), HELBLING (1948) und RÜEFLI (1959) verwendeten Schichtglieder der Sardona-Decke mit den im Gebiet von Atlasblatt Sargans wiedergegebenen Einheiten und Neudefinition nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016). rot = Kreide/Paläogen-Grenze.

einfachten Abfolge harmonisierte. Zur Kartierung im Gebiet von Atlasblatt Sargans wurde die im Feld am besten nachvollziehbare Unterteilung nach der Karte von RÜEFLI (1959) (Weisstannental) übernommen, jedoch unter Verwendung der neueren Nomenklatur nach MENKVELD-GFELLER et al. (2016) und ohne die Unterscheidung der Flyschseinheiten oberhalb und unterhalb des Sardona-Quarzits. Dabei wird die gesamte Flyschabfolge (Kreide–Paläogen) als *Martinsmad-Formation* ( $F_{Ma}$ ) zusammengefasst und der Sardona-Quarzit neu als deren Member defi-

niert. Im Gebiet von Atlasblatt Sargans wurden jedoch die schwarzen Tonschiefer mit Kristallinkonglomeraten ebenfalls zum Sardona-Quarzit (Member) zugeschlagen, da diese Schichten nach LIHOU (1995b) lithofaziell und sedimentpetrographisch zusammengehören. Auch werden LEUPOLDS (1942) «Freudenbergschiefer» (=Äquivalent der Wang-Formation), die nach W. Leupold ein Maastrichtien-Alter aufweisen und eine «Verflyschung» anzeigen, analog zu RÜEFLI (1959) zur «unteren Flyschabfolge» gezählt und nicht separat ausgeschieden.

### Kreide

#### **C<sub>9-12</sub> Seewen-Formation und Amden-Mergel** ?spätes Cénomaniens – ?Campagnien

Bei der Seewen-Formation («Globotruncanenkalk») handelt es sich um hellgrau anwitternden, im frischen Bruch grauen dichten, oft muschelig brechenden Kalk, der typischerweise von dunklen Tonhäuten durchzogen ist. Letztere können von stylolithisch dünn bis mehrere Zentimeter dick sein; sie verleihen durch ihren oft stark gewellten Verlauf dem Gestein ein knolliges Aussehen (Fig. 26). Dieses vermutlich durch unterschiedliche Kompaktion von Kalk- und Mergellagen verursachte Charakteristikum ist besonders in tektonisch stark beanspruchten Bereichen ausgeprägt, wo die gewellten Tonlagen sowie Kalzitadern z.T. derart überhandnehmen, dass der dazwischenliegende, stark boudinierte Kalk kaum mehr erkennbar ist. Die Seewen-Formation («Globotruncanenkalk») ist auffallend oft in den höheren Einheiten der Sardona-Decke nahe der Glarner Hauptüberschiebung zu finden.

Gegen oben treten die Kalklagen zugunsten von ebenfalls hellgrau anwitternden Mergellagen allmählich zurück (Amden-Mergel, «Globotruncanenmergel»), wobei dieser Übergang praktisch überall einen tektonischen Abscherhorizont bildet. Nach LIHOU (1995b, mit Verweis auf WEGMANN 1961) beträgt die Mächtigkeit dieser durchwegs pelagischen bis hemipelagischen Sedimentabfolge rund 200 m und deckt eine Zeitspanne von ungefähr 2,3 Ma Jahren ab. RÜEFLI (1959) gibt anhand seiner Foraminiferenfunde für den «Globotruncanenkalk» ein Alter zwischen spätem Cénomaniens und frühem Sénoniens (Coniacien) an.

### Kreide – Paläogen

#### **F<sub>Ma</sub> Martinsmad-Formation** Santonien – Lutétien

Auf die pelagisch-hemipelagischen Tiefseeablagerungen (Seewen-Formation, Amden-Mergel) folgt in der Sardona-Decke eine nach LIHOU (1995b) über 600 m mächtige Flyschabfolge (Martinsmad-Formation, «Sardona-Flysch»), die nach den mikropaläontologischen Untersuchungen von LEUPOLD (1942), RÜEFLI



Fig. 26: Aufschluss von Seewen-Formation («Globotruncanenkalk», «Seewerartiger Kalk») bei der Lokalität Laufböden (Koord. 2752.000/1205.300, Gebiet von Atlasblatt Vättis). Foto R. Löpfe 2016.

(1959), BISIG (1957) und WEGMANN (1961) einen Zeitraum von rund 35 Ma Jahren zwischen dem frühen Santonien und dem frühesten Lutétien abdeckt. All diese Autoren widmeten sich primär der chronostratigraphischen Gliederung dieser fazuell ziemlich einheitlichen, aber stark tektonisierten Schichtabfolge und verwendeten dabei die verschiedensten und nomenklatorisch sehr uneinheitlichen Bezeichnungen (s. Fig. 25). RÜEFLI (1959) beispielsweise unterteilt den «Sardona-Flysch» in eine mächtigere, kreidezeitliche Abfolge unterhalb des Sardona-Quarzits («Senonflysch» bestehend aus «Foopass-Schiefer», «Sideroliteskomplex» und «jüngstem Senonflysch»), in die paläogene Sardona-Quarzit-Gruppe und in einen paläogenen, deutlich an Mächtigkeit (tektonisch?) verringerten Abschnitt oberhalb des Sardona-Quarzits («Heubützli-Serie»). LIHOU (1995b) beschreibt die Flyschsedimente primär lithofaziell und sedimentpetrographisch und unterteilt die Abfolge grob in zwei ungefähr gleichmächtige Flyschabschnitte («Infraquarzit-Flysch» und «Supraquarzit-Flysch»), die durch die «Sardona-Quarzit-Gruppe» getrennt sind. Dabei manifestiert sich im Sardona-Quarzit ein Wechsel von einer primär kalkigen Zusammensetzung der Turbidite zu einer silikatischen als Folge von wechselnden Paläoströmungen bzw. Liefergebieten im Tiefsee-Sedimenttrog (LIHOU 1995b). Die ziemlich unterschiedlichen Angaben betreffend Mächtigkeiten



Fig. 27: Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») am Gafarrabach, Weisstannental (Koord. 2747.305/1205.573, Gebiet von Atlasblatt Vättis). Foto R. Löpfe 2016.

der Flyschsedimentstapel unter- und oberhalb des Sardona-Quarzits je nach mikropaläontologischer und sedimentpetrographischer Interpretation bzw. Abgrenzung zeigt, dass sich im Flysch der Sardona-Decke – wohl aufgrund der tektonischen Komplexität («Wildflysch») – nur schwerlich ein einheitliches stratigraphisches Profil ableiten lässt. Da sich die Gesteine vor allem aus der Ferne zudem kaum voneinander unterscheiden lassen, wurden im Gebiet von Atlasblatt Sargans sämtliche Flyschsedimente unter- und oberhalb des Sardona-Quarzit-Members zusammengefasst und in einer einheitlichen Farbe dargestellt.

Unabhängig von der mineralogischen Zusammensetzung besteht die Martinsmad-Formation aus einer Wechselfolge von hellgrau bis bräunlich anwitterndem, gut gebanktem (bis 2 m) Sandstein, Siltstein, Kalk und Mergel (Fig. 27). Die Gesteine liegen oft in klassischen Bouma-Sequenzen vor und weisen typische Flyschsedimentstrukturen auf wie load structures, Gradierung, Lamination sowie Wühl- und Entwässerungsstrukturen. Die Abfolge ist oft eng verfaultet und verschuppt. In den tektonisch stärker beanspruchten Gebieten und insbesondere in mergelreicheren Abschnitten ist der Sandstein oft intensiv boudiniert, was der Wechselfolge ein knorriges, «wildes» Erscheinungsbild verleiht. Generell zeigt sich eine allmähliche Zunahme der Korngrößen zum Sardona-Quarzit-Member hin.

Eine ausführliche Beschreibung der sedimentpetrographischen und schwermineralogischen Zusammensetzung der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») sowie eine daraus abgeleitete Ablagerungsgeschichte finden sich in LIHOU (1995b).

### **F<sub>MQ</sub>**      *Sardona-Quarzit*

Der Name stammt von OBERHOLZER (1933), der die mächtige Einschaltung von Quarzsandstein in seinem «Wildflysch» so bezeichnete. LIHOU (1995b) fasst diesen kristallinreichen und grobkörnigen Abschnitt der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») als Sardona-Quarzit-Gruppe zusammen und unterscheidet vier Faziesassoziationen:

«*Ölquarzit*»: Diese Bezeichnung wurde erstmals von HEIM (1910) für quarzische Flyschgesteine in der Amdener Mulde verwendet (RÜEFLI 1959). Es handelt sich dabei um eine Wechselfolge von dunkelgrauem bis schwarzem Ton- bis Siltstein und dünnen Bänken aus dichtem, feinkörnigem, im frischen Bruch dunkelgrünem bis graugrünem und typischerweise fettglänzendem braungrauem bis rostig anwitterndem feinkörnigem Quarzsandstein (Quarzarenit). Der ebenfalls silikatische Ton- bis Siltstein ist meist stark verschiefert, und der Quarzsandstein findet sich darin oft «schwimmend» als ausgewalzte Gerölle und Boudins. Lithologisch unterscheidet sich der Quarzsandstein nicht von den die Hauptmasse des Sardona-Quarzits bildenden Bänken, sodass der «Ölquarzit» eine Übergangsfazies zu den unter- und überliegenden Flyschablagerungen («Infraquarzit-Flysch» und «Supraquarzit-Flysch») darstellt. Dabei nehmen Anzahl und die Mächtigkeiten der Quarzsandsteinbänke zur Hauptbank etwas zu, der Übergang ist dann jedoch meist ziemlich abrupt. LEUPOLD (1942) unterscheidet einen «unteren» und einen «oberen Ölquarzitkomplex», jedoch lässt sich dies aufgrund der tektonisch bedingt rasch wechselnden Schichtlagerung im Feld kaum nachvollziehen.

«*Sandiger Sardona-Quarzit*» und «*kiesiger Sardona-Quarzit*»: LIHOU (1995b) unterteilt die Hauptmasse des eigentlichen Sardona-Quarzits in einen unteren Abschnitt primär sandiger Ausbildung («*sandiger Sardona-Quarzit*») und in einen oberen Abschnitt mit einem höheren Anteil an Geröllkomponenten («*kiesiger Sardona-Quarzit*»). Die beiden Abschnitte sind nach J. Lihou durch die Faziesassoziation der «Kristallinkonglomerate» (s. u.) und durch ein erneut auftretendes Paket von «Ölquarzit» getrennt. Jedoch lässt sich auch dies im Feld nicht eindeutig und über längere Distanzen feststellen. Die Einschaltungen feinkörniger Abschnitte zwischen die kompetenteren Bänke des Sardona-Quarzits sind vermutlich oft auch tektonischer Natur. Lithologisch handelt es sich um einen Quarzsandstein (Quarzarenit) mit einem Quarzanteil von 90–100% (RÜEFLI 1959, LIHOU 1995b). Morphologisch bilden diese Sandsteinbänke auffällige Rippen und Steilstufen, wodurch der Sardona-Quarzit ein markantes Leitniveau innerhalb der Martinsmad-Formation darstellt. OBERHOLZER (1933) beschreibt den Sardona-Quarzit wie folgt (s. a. Fig. 28):



Fig. 28: Aufschluss von Sardona-Quarzit bei der Lokalität Muggerchamm (Koord. 2751.038/1205.154, Gebiet von Atlasblatt Vättis). Foto R. Löpfle 2016.

«[...] ein dickbankiger, hellgrau bis hell rostbraun anwitternder, innen hell bräunlichgrauer, sehr zäher Quarzit. Die meistens 1–2 m, oft aber über 5 m dicken Bänke bestehen fast ganz aus kristallinischem, durch schwachen Eisengehalt hell bräunlich gefärbtem Quarz und enthalten daneben noch weisse Glimmerschüppchen. Die Schicht- und Kluftflächen sind meistens dicht besetzt mit kleinen, in der Sonne funkelnden Quarzkriställchen. Nach dem Urteil des Herrn Dr. F. de Quervain in Zürich, der die Freundlichkeit hatte, das Gestein zu untersuchen, handelt es sich eigentlich um einen quarzitären Sandstein mit quarzigem Bindemittel, da die einzelnen Quarzkörner und Glimmerschüppchen noch gut erkennbar sind. Auf der Oberfläche siedelt sich die kieselliebende *Lecidaea geographica* an, deren gelbgrüne Farbe die Quarzitmassen schon aus der Ferne erkennen lässt [...]. Oft ist der Quarzit in Form von Brocken und Blöcken in die Wildflyschmergel eingebacken; weitaus am häufigsten aber tritt er in 10–50 m dicken, oft wellig verbogenen oder gefalteten Schichtmassen auf, die sich oft nur 20 bis 50 m, häufig aber einige hundert Meter weit erstrecken und dann plötzlich eckig abbrechen. Die Quarzitbänke sind meistens durch 10–50 cm dicke schwarze, glänzende, oft sandige und rostige, an die Opalinschiefer des Doggers erinnernde Mergellagen getrennt. Da das Gestein an der Sardona und in ihrer Umgebung in grossen Massen vorkommt, soll es kurz Sardonaquarzit genannt werden.»

Im nördlichen Weisstannental und insbesondere im Seitental des Gafarrabachs zeigt sich im Sardona-Quarzit neben einer deutlich geringeren Mächtigkeit (5–10 m) auch ein Wechsel in dessen Ausbildung. Der Quarzsandstein dort ist dunkler, weist eine deutlichere Körnung und einen etwas geringeren Quarzgehalt auf. Auch der Zement enthält einen gewissen Kalkanteil. Diese von RÜEFLI (1959)

als «Gafarrasandstein» bezeichneten Schichten ähneln in gewisser Weise etwas dem Batöni-Sandstein.

«*Kristallinkonglomerate*»: Die vierte Faziesassoziation umfasst das meist in schwarzen feinsandigen Siltstein («Schiefer») eingebettete kristallreiche Konglomerat, dessen Komponenten teilweise auch Blockgrösse erreichen können. Während LIHOU (1995b) diese extrem unsortierte und grobkörnige Flyschablagerung als höchstenergetisches Schichtglied ungefähr in die Mitte der Sardona-Quarzit-Abfolge stellt, halten frühere Autoren wie LEUPOLD (1942), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961) es aufgrund biostratigraphischer Befunde für erwiesen, dass dieses paläogene Schichtglied an die Basis der Sardona-Quarzit-Gruppe, also ins Liegende des «Ölquarzits» gehört. Die Matrix des Konglomerats besteht aus einem dunkelgrauen bis schwarzen, oft serizitisch schimmernden, granitischem tonigem bis feinsandigem Siltstein. Die Geröllkomponenten sind fast durchwegs eckig bis schlecht gerundet (oft mit Brekziencharakter), ohne jegliche Einregelung, und decken sämtliche Korngrössen von Feinkies bis Blockgrösse ab (s. Fig. 29). Stellenweise können Blöcke und Platten von bis zu 1 m<sup>3</sup> auftreten. Das petrographische Spektrum der Blöcke und Steine besteht zu einem grossen Teil aus felsischen Metamorphiten (Gneise, Muskovit-Biotit-Schiefer) sowie aus sauren und intermediären Plutoniten, wobei bei den letzteren weisse Granite am häufigsten vertreten sind (LIHOU 1995b). In matrixgestützten Abschnitten «schwimmen» die eckigen Kristallinkomponenten in der dunklen verschieferten Tonstein-Siltstein-Grundmasse, was LEUPOLD (1942) dazu bewegen haben dürfte, diesem Schichtglied den Namen «Speckwürfelschiefer» zu geben.

Diese vier Faziesassoziationen eindeutig in eine stratigraphische Abfolge zu bringen, wird durch die intensive Verfaltung in der Sardona-Decke erschwert. Je nach Aufschluss liegen die auffälligen Kristallinkonglomerate über- oder unterhalb der Hauptbänke des Sardona-Quarzits, wobei mangels Hinweisen auf die Jüngungsrichtung und aufgrund der oft intensiven zusätzlichen Verschuppung meist nicht schlüssig beurteilt werden kann, ob die Schichten in normaler oder überkippter Lagerung vorliegen. Unabhängig davon scheinen sämtliche Ablagerungen des Sardona-Quarzit-Members paläogenen Alters (Danien–Yprésien) zu sein und können daher altersmässig mit der Euthal-Formation in der Blattengrat-Decke und deren Äquivalent in der Bad-Ragaz-Decke korreliert werden (LIHOU 1995b, LIHOU & ALLEN 1996). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans werden die Schichtglieder des Sardona-Quarzit-Members mit einer einheitlichen Signatur dargestellt. Neben den bereits von RÜEFLI (1959) anhand von Aufzeichnungen W. Leupolds kartierten Vorkommen im Weisstannental tritt das Member vor allem im Gebiet zwischen Pardiel und Vilterser Alp sowie in kleineren, weniger gut zusammenhängenden Vorkommen zwischen Pardiel-Mittelsäss und dem Saarfall auf. Gut zugängliche Aufschlüsse zu den Kristallinkonglomeraten finden sich beispielsweise im Bach nördlich von Pkt. 1739 m Wanderweg zwischen den Stationen Pardiel und Schwarz-



Fig. 29: Kristallinkonglomerat (Sardona-Quarzit-Member) bei Schwämmli, Pardiell-Untersäss (Koord. 2753.604/1207.820). Foto R. Löpfe 2015.

büel oder bei Schwämmli unterhalb der Brücke des Fahrwegs zwischen Pardiell-Untersäss und der Vilterser Alp (Koord. 2753.604/1207.820, s. Fig. 29).

### *Sedimentpetrographie und Herkunft der Martinsmad-Formation*

Schwermineralanalysen an den Gesteinen der Martinsmad-Formation zeigen eine stabile Zirkon-Turmalin-Rutil-Verteilung mit einem stark variierenden Anteil an Apatit (LIHOU & MANGE-RAJETZKI 1996). Die Faziesassoziation des «Ölquarzits» ist dominiert von Apatit (>70% der ausgezählten Körner), während der «sandige Sardona-Quarzit» nur wenig bis gar keinen Apatit enthält. Die Schwermineralverteilung in den übrigen Schichtgliedern weist Mischformen zwischen diesen beiden Extremen auf, wobei der Apatitgehalt mit der Korngrösse generell zunimmt; dies aufgrund des dadurch bedingten höheren Anteils an Kristallingesteinen, die Apatit enthalten. Die geringe Diversität im Schwermineralspektrum und deren geringe zeitliche und räumliche Variation lassen auf eine ziemlich konstante Quelle in einem von granitischen und metamorphen Gesteinen dominierten Liefergebiet schliessen (LIHOU 1995b).

Nach LIHOU (1995b) weisen die petrographischen und sedimentologischen Erkenntnisse darauf hin, dass die Martinsmad-Formation in einem isolierten, rund 20–25 km breiten Becken zwischen einer (tektonisch induzierten) Hochzone im Norden («südhelvetische Schwelle») und einer weiteren im Süden («Prättigau-Schwelle») abgelagert wurde. Die kalkigen Turbiditablagerungen des «Infra-» und «Supraquarzit-Flyschs» wurden dabei zu Zeiten relativen Meeresspiegelhochstandes geschüttet, als noch Gesteine der Schwellen-Sedimentbedeckung bzw. auch Flachwasserkarbonate als Ausgangsmaterial zur Verfügung standen. Die quarzreiche Sequenz des Sardona-Quarzit-Members hingegen ist eine Folge einer raschen und massiven Absenkung des Meeresspiegels während des Paleozäns, wodurch grosse Teile der kristallinen Kerne der Schwellen beidseits des Sardona-Beckens freigelegt und erodiert wurden.

## PENNINIKUM<sup>1</sup>

### Mittelpenninikum

Unter dem Begriff Penninikum wird alpenweit der paläogeographische Raum verstanden, der sich während des Juras und der Kreide als tiefes, teilweise ozeanisches Becken (Piemont-Ligurischer Ozean) zwischen den passiven Kontinentalrändern Europas und der adriatischen Platte entwickelte. In den penninischen Einheiten werden alle Gesteine zusammengefasst, die in diesem Meeresbecken als Sedimente abgelagert wurden sowie deren kristalliner Untergrund. Ein mittelpenninischer, durch Hochzonen und kontinentale Kruste gekennzeichneter Faziesbereich (Briançonnais) trennt dabei ein nord- und ein südpenninisches tiefmarin-ozeanisches Becken. Der penninische Raum wurde während der alpinen Orogenese zusammengeschoben und als komplex differenzierter Deckenstapel unter den hangenden ostalpinen Einheiten weit nach Norden auf die helvetischen Einheiten transportiert. Heute ist im Gebiet des Atlasblattes Sargans und in seiner näheren Umgebung ein Grossteil dieser alpinen Deckeneinheiten aufgeschlossen, was zu einer ungewöhnlich grossen Vielfalt der hier vertretenen stratigraphischen Einheiten geführt hat. Östlich des Rheintals sind Gesteinseinheiten aus allen drei penninischen Faziesräumen vertreten, wobei im Gebiet von Atlasblatt Sargans aber nur mittelpenninische Sedimente der Falknis-Decke vertreten sind.

### FALKNIS-DECKE

#### GLEGGHORN-SCHUPPE

Bei den Gesteinen der Falknis-Decke im Kartengebiet handelt es sich um eine vom Späten Jura bis ins frühe Eozän reichende Abfolge aus generell turbiditisch geprägten karbonatisch-siliziklastischen Sedimenten, in deren Mikrofazies sich nach ALLEMANN (2002) die helvetische Faziesentwicklung widerspiegelt. Die Schüttung der Turbidite erfolgte aus Südosten. In den Brekzienlagen sind überwiegend kristalline Komponenten zu finden, deren Herkunft aus dem Ostalpin GRUNER (1981) veranlasste, die Falknis-Decke diesem Faziesraum zuzuordnen. Aus

---

<sup>1</sup> Die im Gebiet von Atlasblatt Sargans östlich des Rheins aufgeschlossenen penninischen Einheiten wurden im Zuge der aktuellen Bearbeitung nicht neu aufgenommen. Die kartierten Festgesteinsaufschlüsse wurden von der «Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000» (ALLEMANN 1985) übernommen und lediglich anhand aktueller Orthophotos und des digitalen Geländemodells swissALTI<sup>3D</sup> topographisch und kartographisch angepasst. Die entsprechenden Gesteinseinheiten werden im Folgenden aus der Literatur – im Wesentlichen aus den «Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein» (ALLEMANN 2002) – beschrieben, ohne dass neue Feldbeobachtungen mit einfließen.

dem gesamtalpinen Kontext heraus wird die Sedimentabfolge der Falknis-Decke jedoch heute dem Nordrand des mittelpenninischen Faziesraums zugeordnet (TRÜMPY 1980, OBERHAUSER 1995).

### **Jura – Kreide**

#### **I-i<sub>5</sub> Lias und Panier-Formation** ?Toarcien – mittleres Oxfordien

GRUNER (1981) fasste die Schichtabfolge über der Trias bis zur Sanalada-Formation als Panier-Formation zusammen. Mehrere kleinere Vorkommen an der (mehrfach verschuppten?) Basis der Schuppe östlich von Balzers schied ALLEMANN (2002) jedoch separat aus und ordnete sie dem Lias zu.

#### *Lias*

ALLEMANN (2002) ordnet schwarzen, ölig glänzenden und schiefrig ausgebildeten Tonstein mit 5–10 cm mächtigem schwarzem Mergelkalk und Sandstein sowie Belemniten-Spatkalk an der (mehrfach verschuppten?) Basis der Schuppe östlich von Balzers dem Lias zu. Diese Zuordnung konnte bisher mangels Fossilien weder bestätigt noch widerlegt werden.

#### *Panier-Formation*

Für die von GRUNER (1981) als Panier-Formation zusammengefasste Schichtabfolge über der Trias bis zur Sanalada-Formation bestimmte GRUNER (1981) ein 50 m mächtiges Referenzprofil ca. 300 m südwestlich des Falknisgipfels. Nach ALLEMANN (2002) ist der untere Teil des Profils allerdings tektonisch zerschert und die Gesamtmächtigkeit somit schwer abschätzbar. Die Formation besteht aus einem unteren Teil mit überwiegend schiefrigem Tonstein und wenigen Brekzienlagen und einem oberen Teil aus Brekzienlagen und wenig schiefrigem Tonstein. Die gradierten Brekzien und der Sandstein wittern rostbraun an. Die Grenze zur hangenden Sanalada-Formation wird mit dem Verschwinden des schwarzen und grünen schiefrigen Tonsteins sowie der rostfarbenen Brekzien und des Sandsteins gezogen.

Die Untergrenze der Formation ist nicht datiert, im Dach der Formation fand U. Gruner einen Ammoniten der Gattung *Richeiceras*, was für mittleres Oxfordien spricht (ALLEMANN 2002).

**i<sub>6-7</sub> Sanalada-Formation**  
spätes Oxfordien – frühes Kimméridgien

Die Sanalada-Formation besteht aus karbonatreichem Mergel und schiefrigem Kalk, die mit Kalkarenit und geringmächtigen polymikten Feinbrekzienlagen wechsellagern (ALLEMANN 2002). Gelegentlich treten auch dünne Lagen von schiefrigem Tonstein und dichter Kalk auf. ALLEMANN (2002) schätzt die Mächtigkeit auf mindestens 60 m, stellenweise auf über 100 m, je nach tektonischer Beanspruchung. Die Untergrenze wird mit dem Aussetzen der sich dicht folgenden Brekzienbänke der Panier-Formation gezogen, während die Obergrenze mit dem Einsetzen der ersten mächtigen Lage von Falknis-Brekzie definiert wird.

Aufgrund des im Dach der Panier-Formation aufgefundenen Ammoniten (s. S. 93) dürfte die Sanalada-Formation im frühen Oxfordien einsetzen, das Auftreten von *Saccocoma* im dichten Kalk der Sanalada-Formation wird von ALLEMANN (2002) mit Vorbehalt als für ein bis ins Kimméridgien reichendes Alter verwendet. Verbreitungsgebiet: im tieferen Abschnitt der Schuppe östlich von Balzers; eher die sanfteren Hänge bildend, da vorwiegend aus Mergel und schiefrigem Kalk bestehend.

**i<sub>7-8</sub> Falknis-Brekzie**  
spätes Kimméridgien – frühes Tithonien

Bei der Falknis-Brekzie handelt es sich um Lagen polymikter Turbiditbrekzie mit Übergängen bis hin zu schiefrigem Kalkpelit. Der untere Anteil der Formation wird von grobbankigen Brekzienlagen aufgebaut; im oberen Anteil fehlen die mächtigen Brekzienlagen mit Ausnahme einer stratigraphisch höchsten Lage. Stattdessen tritt Kalksandstein, schiefriger Kalk und dichter, leicht kieseliger Kalk mit gelegentlich Hornsteinlagen auf. Die Komponenten der Brekzie erreichen z.T. eine Grösse von über einem Kubikmeter, wobei Kristallingesteine 88% und Sedimentgesteine 12% der Komponenten stellen. Die Schüttungsrichtung des Materials aus diversen, räumlich getrennten Rinnen ist generell von Südosten nach Nordwesten (ALLEMANN 2002).

Das Typusprofil befindet sich südwestlich des Tschingels zwischen Koord. 2766.600/1212.950 und 2766.400/1213.100. Ein gutes Referenzprofil findet sich in der Glegghorn-Schuppe, südwestlich der Falknis, knapp ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Sargans bei Unter den Türm (Koord. 2761.00/1212.160 bis ca. 2761.070/1212.350). Im Typusprofil beträgt die Mächtigkeit der Formation ca. 215 m, während im Profil Unter den Türm die Formation eine Mächtigkeit von 230 m aufweist. Ansonsten beträgt die Mächtigkeit in der Regel weniger als 100 m. Die Obergrenze der Formation wird mit einer charakteristischen, max. 15 m mächtigen Turbiditlage mit bis 50 cm grossen Brekzienkomponenten gezogen (ALLEMANN 2002).

Das Alter der Falknis-Brekzie wird von ALLEMANN (2002) aufgrund des Fehlens von Leitfossilien mit Vorbehalt als spätes Kimméridgien bis frühes Tithonien angegeben.

**i<sub>8</sub>-c<sub>1</sub> Jes-Formation**  
spätes Tithonien – frühes Berriasien

Die Jes-Formation (GRUNER 1981, ALLEMANN 2002) besteht aus dünnbankigem pelagischem Kalk mit dünnen schiefrigen Tonsteinlagen, in die sich vor allem im unteren und oberen Teil der Formation etwas mächtigere Bänke sandigen Kalks und Feinbrekzie einschalten (GRUNER 1981, ALLEMANN 2002). Der grau bis gelblich anwitternde, hellgraue bis blaugraue dichte Kalk weist eine ebenflächige Schichtung auf und ist im dm-Bereich gebankt. Er führt Calpionellen und zeigt im Aufschluss auffällige Hornsteinknollen. Gelegentlich auftretende Kalksandstein- und Brekzienlagen sind mit denjenigen der liegenden Falknis-Brekzie vergleichbar (GRUNER 1981). Der grob- bis feinsandige Kalksandstein weist eine turbiditische Gradierung auf und führt Biodetritus. Auch die 0,5–1 m mächtigen Brekzienbänke sind gradiert und gehen nach oben in Kalksandstein über. Als Komponenten führen die größeren Brekzienbänke Kristallingerölle, bei den feineren überwiegen Kalk und Dolomit sowie Fossiltrümmer (GRUNER 1981). Die Gesamtmächtigkeit der Jes-Formation beträgt im westlichen Rätikon nach GRUNER (1981) 120–150 m, nach ALLEMANN (2002) 150–200 m.

Verbreitungsgebiet: an den höher gelegenen Steilhängen östlich von Balzers um den Mittlerspitz; ein Aufschluss bei Matruela in der «basalen Fältelungszone» (s. a. Profilschnitte in ALLEMANN 2002).

**c<sub>1-4</sub> Mergeliger fleckiger Kalk, Kieselkalk und sandiger Tonstein,**  
**vereinzelt gradierte Kalkbrekzienbänke**  
Berriasien – Barrémien

Im unteren Teil der auch als «Fleckenkalk-Flysch» («Neokom-Flysch») bezeichneten Abfolge dominiert sandiger Kieselkalk mit Bänken von einigen Dezimetern bis maximal 1 m Mächtigkeit, die von dunklem sandigem schiefrigem Tonstein getrennt sind. Nach oben nimmt der sandig-schiefrige Tonstein und der mergelige dichte, im Bereich von 5–20 cm gebankte Fleckenkalk auf Kosten des sandigen Kieselkalks zu. Im obersten Drittel wechseln Kieselkalk, schiefriger Tonstein und mergeliger Fleckenkalk auf kurze Distanz (ALLEMANN 2002).

Der «Fleckenkalk-Flysch» (Berriasien – Barrémien) setzt über der obersten Brekzienbank der Jes-Formation mit einem auffälligen lithologischen Wechsel ein. Im weiteren Auftreten gradiert Kalksand- und vereinzelter Brekzienbänke bleibt die turbiditische Fazies zwar auch im «Fleckenkalk-Flysch» erhalten, doch wird der auffällige helle und dichte Kalk der Jes-Formation durch mergeligen Fleckenkalk ersetzt (ALLEMANN 2002). Der «Fleckenkalk-Flysch» ist weniger verwitterungsresistent und reagiert inkompetenter als die liegende Jes-Formation und die hangende Tristel-Formation. Diese mechanische Schwäche führt zu kleinmasstäblicher Verfallung des Schichtverbands und zu ausgeprägten Mächtigkeitsschwankungen. Die primäre Mächtigkeit beträgt rund 250 m, im nördlichsten

Kartengebiet (Koord. 2759.400/1218.000) werden noch maximal 40 m erreicht (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

**c<sub>4-6</sub> Tristel-Formation**  
spätes Barrémien – frühes Aptien

Die Tristel-Formation wird von Sandkalk und Feinbrekzie dominiert, deren Bankung dezimetermächtig bis wenige Meter mächtig ist. Der grauviolette Sandkalk wittert hellgrau-weisslich an. Die Feinbrekzie ist stark echinodermespätig. Im unteren Drittel schalten sich zwischen Gruppen von Bänken dezimetermächtige schiefrige Tonsteinlagen, im mittleren Drittel dagegen unregelmässig dünne Bänke von Kieselkalk und dunklem dichtem Kalk sowie Silexlagen ein. Der oberste Teil zeigt bereits einen Übergang zum hangenden «Quarzsandstein-Flysch», insofern als sich Feinsandstein zwischen Sandkalk und Feinbrekzie einschaltet (ALLEMANN 2002).

Die Tristel-Formation folgt mit einem ca. 20 m mächtigen Übergangsbereich auf den liegenden «Fleckenkalk-Flysch», indem mergeliger Fleckenkalk allmählich verschwindet und sandiger Kieselkalk sich zu meist turbiditisch gradierter Tristel-Brekzie und Tristel-Sandkalk entwickelt (ALLEMANN 2002). Die Mächtigkeit am Falknis beträgt rund 100 m, bei Koord. 2759.400/1218.000 jedoch nur noch knapp 20 m (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

**c<sub>6-8</sub> Glaukonit führender Quarzsandstein, Sandkalk, Brekzie, Kieselkalk, mergelig-schiefriger Tonstein**  
spätes Aptien – frühes Cénomani

Im unteren Teil dieser auch als «Quarzsandstein-Flysch» («Gault-Flysch», spätes Aptien–frühes Cénomani, ALLEMANN 2002) bezeichneten Abfolge finden sich im dunkelgrauen, teils grünlichen schiefrigen Tonmergel dünne Lagen von Kieselkalk und glaukonitischem Sandstein sowie Brekzie und Sandkalk vom Typ der Tristel-Formation. Der für die Abfolge charakteristische, Glaukonit führende Sandstein tritt in gradierten, knapp ein bis mehrere Meter mächtigen Bänken auf und führt zuerst überwiegend Quarz, gegen oben dann zunehmend Feldspat und Karbonat. Im obersten Abschnitt dominiert wieder dunkel grau-grünlicher schiefriger Tonmergel mit dünnen Einschaltungen von Sandstein und sandigem Kalk (ALLEMANN 2002). Die Mächtigkeit beträgt ca. 160–170 m, ist bei Koord. 2759.400/1218.000 aber auf wenige Meter reduziert (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

**c<sub>9-13</sub> Couches-Rouges-Gruppe**  
spätes Turonien – Maastrichtien

Über dem «Quarzsandstein-Flysch» folgt mit einer Schichtlücke und scharfem lithologischem Kontrast die Couches-Rouges-Gruppe (spätes Turonien – Maas-

trichtien, ALLEMANN 2002). Lithologisch handelt es sich um hellgrauen splittrigen mikritischen Kalk, Mergelkalk und selten Mergel. Die im Bereich von 5–20 cm gebankten Gesteine zeigen im frischen Bruch Globotruncaniden (glasig-schwärzliche Punkte). Mit Ausnahme der untersten 20–30 m tritt in unregelmässigen Abständen und nie durchgehend immer wieder auffallend roter Mergelkalk und Mergel auf (ALLEMANN 2002). Im Feld sind die Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe oft verfaltet und intensiv verschuppt. Der helle gebankte Kalk und Mergelkalk repräsentiert zwar nach wie vor eine pelagische, aber keine von Turbiditen geprägte Sedimentation mehr. In der westlichen Falknis-Decke beträgt die Mächtigkeit der Couches-Rouges-Gruppe 110–190 m, bei Koord. 2759.400/1218.000 ist sie allerdings nur wenige Meter mächtig und transgrediert auf Tristel-Formation oder auf stark reduzierten «Quarzsandstein-Flysch», bevor sie nach wenigen Metern ihrerseits vom paläogenen Falknis-Flysch abgeschnitten wird (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

### Paläogen

#### **F<sub>FG</sub>** «Globorotalien-Schichten» Danien – Thanétien

Über dem grauen dichten Kalk und Mergel der Couches-Rouges-Gruppe folgt eine lithologisch ähnliche, aber in der Verwitterungsfarbe ins leicht Gelbliche tendierende Abfolge. Im frischen Bruch zeigt der Kalk beige, blaugraue oder rötliche Töne. Während der lithologische Wechsel wenig deutlich ist, ist der Wechsel in der Mikrofauna nach ALLEMANN (2002) messerscharf. Die Couches-Rouges-Gruppe führt kretazische Globotruncanen, der Mergel und die dünnen Kalkbänke der «Globorotalien-Schichten» führen paleozäne Globigerinen und Globorotaliden.

Die «Globorotalien-Schichten» werden von der Wechsellagerung von Kieselkalk und kalkigem Quarzsandstein des «Falknis-Flysch» überlagert; die Grenzziehung ist jedoch häufig unsicher, da beide Gesteinseinheiten oft miteinander verschuppt sind.

Die Mächtigkeit der «Globorotalien-Schichten» ist infolge dieser tektonischen Verschuppung schwierig zu bestimmen. ALLEMANN (2002) schätzt sie zwischen 30 und max. 60 m.

#### **F<sub>F</sub>** «Falknis-Flysch» Yprésien – Lutétien

Der «Falknis-Flysch» (Paleozän – Frühes Eozän) besteht aus einer Wechselfolge von dunklem schiefrigem Tonmergel und dm-mächtigem ebenflächigem Kieselkalk und oft gradierten, Glimmer führenden kalkigen Sandsteinbänken, die Kriechspuren auf den Schichtflächen zeigen (TRÜMPY 1916). Innerhalb des Kartengebiets befinden sich über der diskordanten Basis einzelne Brekzienhorizonte,

die aufgearbeitetes Material der stratigraphisch unmittelbar unterlagernden Schichten als Komponenten führen. Charakteristisch für den «Falknis-Flysch» sind dünnplattig spaltende Kieselkalk- und Sandsteinbänke sowie plattiger Tonmergel (ALLEMANN 2002). Nach oben kann die Serie auch «wildflyschartig» werden, mit schwärzlichem schiefrigem Tonstein und ausgezogenen Lagen sandigen Kalks und Ölquarzits (ALLEMANN 2002). «Falknis-Flysch» transgrediert bei Korord. 2759.400/1218.000 über Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe, weiter südlich über «Quarzsandstein-Flysch» und noch weiter südlich über die Jes-Formation (TRÜMPY 1916, ALLEMANN 2002). Die Mächtigkeit des «Falknis-Flyschs» wird von ALLEMANN (2002) mit 50–80 m angegeben.

## QUARTÄR

Während der Letzten Vergletscherung waren weite Teile des Kartengebiets eisbedeckt. Zur Zeit des Maximalstandes ragten nur die Höhenlagen über 1800 m ü. M., demnach der Gamidaurspitz, die Guscha-Gruppe und ganz knapp der Gonzen, aus der Eismasse heraus (SCHLÜCHTER 2009). In diesen Höhen befanden sich lokale Gletscher, die mit der grossen Eismasse zusammenhingen und in die Talgletscher einmündeten. Der grösste von ihnen war der aus dem Weisstental vordringende Seezgletscher. Im Raum von Sargans teilte sich der grosse Bündner Gletscher in den Hauptstrom des Bodensee-Rheinarms und in einen Linth-Rhein-Seitenarm, der sich über das Seeztal und den heutigen Walensee gegen Nordwesten ausdehnte. Damals erreichte der Bündner Gletscher bei Sargans eine maximale Mächtigkeit von rund 1840 m (BENZ-MEIER 2003).

Als Folge zahlreicher Gletschervorstösse während des Pleistozäns wurde insbesondere die Talung des Rheins an mehreren Stellen glazial übertieft. Nach dem anhand von Bohrungen und geophysikalischer Daten interpolierten Felsoberflächenmodell von SCHÄLLI (2012) reicht die Übertiefung im ehemaligen Diffluenzbereich östlich von Sargans (Sarganser Becken) bis unterhalb des Meeresspiegels. Entsprechend mächtig sind im Rheintal die vorwiegend aus spät- bis postglazialen Füllungen bestehenden Sedimente. An der tiefsten Stelle der Übertiefung dürften diese demnach eine Mächtigkeit von bis zu 600 m erreichen. Bei Balzers wurde in der Sondierbohrung T11 die Felsoberfläche auf Kote 32 m ü. M. angetroffen und damit eine Lockergesteinsmächtigkeit von 440 m nachgewiesen (NÄNNY 1983). Deutlich weniger tief eingeschnitten ist das Seeztal. Nach den in MÜLLER (1995a, b) dokumentierten und interpretierten Bohrungen und seismischen Daten beträgt die Mächtigkeit der Lockergesteinsbedeckung zwischen Mels und Flums maximal rund 200 m.

Pleistozäne Sedimente ausserhalb der Talebenen sind im Gebiet von Atlasblatt Sargans auffallend spärlich oder dann nur von geringer Mächtigkeit. Insbe-

sondere entlang der südwestlichen Talflanken zwischen Bad Ragaz und Flums sind die eiszeitlichen Ablagerungen mit Ausnahme der Hinterlassenschaften einzelner Lokalgletscher grösstenteils der Erosion zum Opfer gefallen. Auch aus Lockergesteinen gebildete Terrassen sind eher selten. Bemerkenswert ist zudem, dass sich in den Bereichen der ehemaligen, über der heutigen Talsohle liegenden Ausgänge der südwestlichen Seitentäler (Schilstal, Cholschlager Tal, Weisstantal, Valeistobel) kaum oder nur kleinere Reste älterer Bachschuttkegel oder Stausedimente finden lassen. Besonders eindrücklich zeigt sich dies am Beispiel des Cholschlags, wo der Cholschlagerbach zunächst durch ein doch ziemlich breites Tal fließt, welches sich westlich des Chapfensees zu einer kurzen Schlucht verengt und schliesslich auf einer Höhe von rund 1000 mü.M. (rund 500 m über der heutigen Seeztalebene) sein Ende findet. Der Cholschlagerbach verläuft anschliessend über den gesamten Rest der Strecke in einem nur wenig eingeschnittenen Gerinne auf dem blanken Verrucanofels, bis er bei Tierget auf die heutige Talebene trifft und unter Ausbildung eines kleinen Schuttkegels in die Seez mündet. Die gesamte, aus dem erodierten Material des Cholschlagertals gebildete ehemalige Schutt-ablagerung muss demnach später wieder komplett ausgeräumt worden sein. Am Fuss der deutlich steiler ausgebildeten Nordostflanke des Seezals finden sich vorwiegend durch gravitative Prozesse gebildete, jüngere Ablagerungen wie Hangschutt, Bergsturzmaterial und Murgangschuttkegel, welche die eiszeitlichen Sedimente meist überdecken. Die weitaus grössten Bachschuttkegel auf dem Kartengebiet finden sich jedoch östlich des Rheins am Fusse des Falknis-Gebirges bei Balzers, Fläsch und Maienfeld.

Generelle Überlegungen zur regionalen Landschaftsentwicklung im Quartär finden sich u.a. in HANTKE (1980), KELLER (1988, 1990) und KELLER & KRAYSS (2005a, b, 2006). Der Quartärgeschichte des Seezals im Speziellen widmet sich MÜLLER (1995a, b), JORDI (1986) jener im Raum zwischen Pizol und dem Taminaltal sowie HANTKE (1970) der Diffluenz des Bündner Gletschers an der Talgabelung bei Sargans.

## Pleistozän

### *Mittleres – Spätes Pleistozän*

#### **q<sub>fs</sub> Präletzteiszeitliche Feinsedimente**

Die ältesten quartären Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Sargans befinden sich bei Gabreiten im südlichen Dorfteil von Mels. Unter einer unterschiedlich mächtigen, komplex aufgebauten Abfolge aus alten Bachschuttablagerungen, Moräne und randglazialen Stauschotter folgen nach MÜLLER (1995b) bis zu 100 m mächtige, glazial vorbelastete, vorwiegend feinkörnige Ablagerungen, die vermut-

lich direkt dem Fels aufliegen (Fig. 30). Die Formation ist an der Oberfläche nicht aufgeschlossen. MÜLLER (1995b) beschreibt in einem temporären Baugrubenaufschluss feinsandige, gut sortierte, teils laminierte Ablagerungen mit hoher Lagerungsdichte. Proben aus diversen Erdsondenbohrungen werden mit «rötlich-grauer, stark kiesiger Silt/Ton» und «dunkelgrauer Silt/Ton, meist ohne Kies» beschrieben. MÜLLER (1995b) interpretiert die Abfolge als ein Relikt einer präletzzeitlichen Seebeckenfüllung, welche wie die ebenfalls vorbelasteten Bachschotter der Seez im Hangenden und bei St. Martin im Schutze des Rundhöckers bei Chastels vor der Erosion des letzteiszeitlichen Gletschers verschont geblieben sind. Die Ablagerungen reichen nach MÜLLER (1995b) bis auf eine Höhenkote von knapp über 500 m ü. M. Obschon Hinweise auf warmzeitliche Ablagerungsbedingungen fehlen, hält der gleiche Autor eine Analogie zu den bis auf ein gleiches Niveau abgelagerten, vorbelasteten Seesedimenten bei Tiefenwinkel (Gebiet von Atlasblatt Walensee) für denkbar. Paläobotanische Daten machen dort ein Alter zwischen später vorletzter Eiszeit und frühem Eem-Interglazial wahrscheinlich (SCHINDLER et al. 1985).

### *Spätes Pleistozän*

#### **q<sub>sL</sub> Vom Gletscher überfahrener randglazialer Schotter und Seeablagerungen der Letzten Eiszeit**

Vom Gletscher überfahrener randglazialer Schotter und Seeablagerungen der Letzten Eiszeit finden sich an mehreren Stellen; sie werden im Folgenden nach den Hauptverbreitungsgebieten beschrieben.

#### *Mels-Gabreiten*

Der nach MÜLLER (1995b) über den präletzzeitlichen Feinsedimenten liegende Bachschotter von Gabreiten ist zumindest teilweise von letzteiszeitlichen Moränenablagerungen bedeckt bzw. mit diesen lateral vergesellschaftet. JORDI (1986) beschreibt hier vor allem dicht gelagerten und unsortierten Kies mit lehmig-feinsandiger Grundmasse und interpretiert die Ablagerungen vor allem als Grundmoräne oder kiesige Moräne.

#### *Mels-Nidberg/St. Martin*

OBERHOLZER (1933), ebenso wie HANTKE (1970) betrachten dieses Vorkommen nordwestlich oberhalb der Mündung der Seezschlucht als lokalen spätglazialen Stauschotter. JORDI (1986) bezeichnet die Ablagerungen als leicht umgelager-

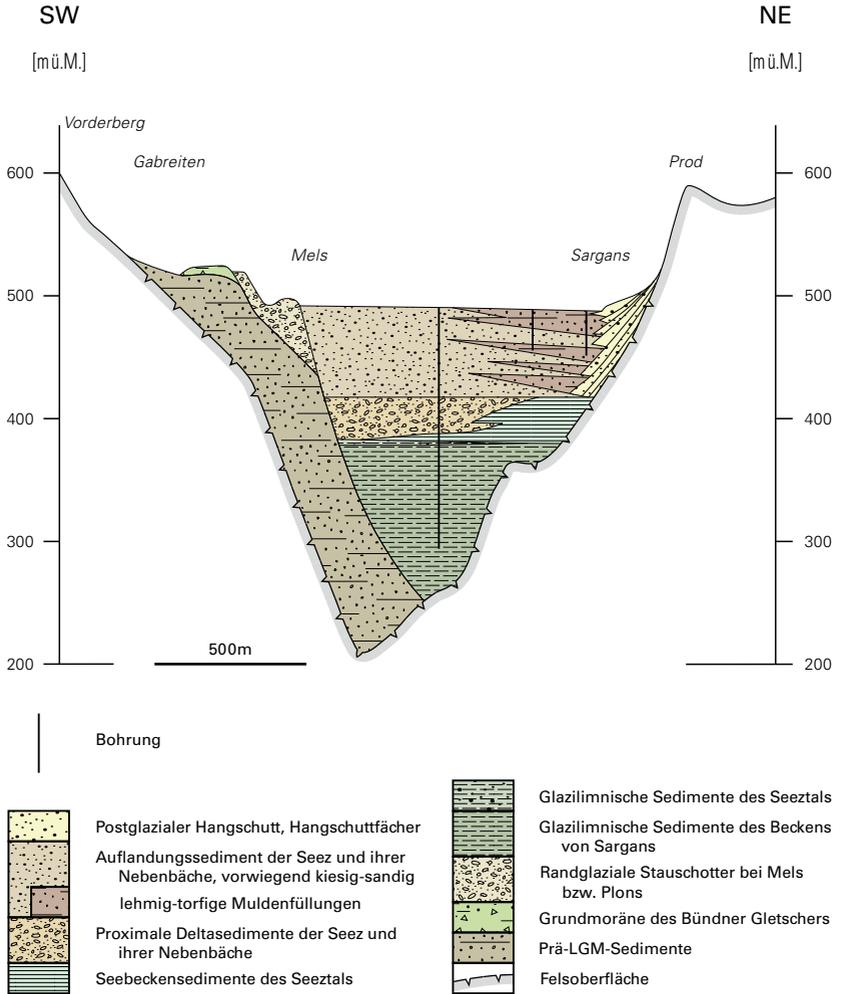


Fig.30: Quartärgeologischer Profilschnitt Gabreiten-Mels-Sargans-Prod (modifiziert nach MÜLLER 1995b).

tes Moränenmaterial. MÜLLER (1995b) beschreibt in einem Profil unterhalb der Terrassenkante westlich der Burgruine Nidberg einen dicht gelagerten, grau-beigen, sandig-siltigen Kies mit Steinen und Blöcken, dessen Gerölle schwach gerundet sind und nach seinen Geröllanalysen hauptsächlich aus dem Weisstannental stammen (Seez-Schotter). An mehreren Stellen lässt sich zudem beobachten, dass der Schotter von einer unterschiedlich mächtigen siltig-feinsandig-kiesigen Moräne mit deutlich glazial gekritzten Geschieben des Bündner Gletschers sowie jüngerem Lokalschotter überlagert wird (MÜLLER 1995b). Demnach handelt es sich um einen älteren Bachschutt(kegel) der Seez, welcher vermutlich hauptsächlich vom Bündner Gletscher überfahren und in der Felsnische unterhalb von St. Martin erhalten geblieben ist. Die bemerkenswerte pultbergartige Morphologie südwestlich von St. Martin ist eine Folge spätglazialer Erosion durch eisrandnahe Schmelzwasserbäche des Seez- und des Bündner Gletschers.

#### *Vorder und Hinder Schlössli*

In der Seezschlucht rund 1 km bzw. 2 km südwestlich von Mels befinden sich bei Vorder und Hinder Schlössli zwei klammartig im Fels verlaufende und mit glazial vorbelasteten Lockergesteinen verfüllte ehemalige Seezläufe. Die heutige Seez umfließt die Paläotäler beiderorts epigenetisch weiter südlich. Die Felssohle der alten Verläufe liegt dabei jeweils etwas höher als die der rezenten Seez. MÜLLER (1995b, 1996) beschreibt den Aufbau der Lockergesteinsfüllung bei Vorder Schlössli detailliert: Direkt dem Verrucanofels liegt eine dem Seezgletscher zuzuschreibende Grundmoräne auf, welche zunächst von feinkörnigen (kaltzeitliche Seeablagerungen und Deltasand), dann von zunehmend größeren Stausedimenten der Seez überlagert wird. Gegen Südwesten verzahnen sich diese limnischen bis fluviatilen Sedimente zunehmend mit Murgangablagerungen und eisrandnahe Schotter, welcher aus Lokalmaterial des Weisstannentals besteht. Die Stausedimente wurden im Zuge des Zurückschmelzens des Seezgletschers durch dessen Schmelzwasser abgelagert und durch den auf die Erwärmung träger reagierenden Bündner Gletscher im Raum von Mels–Sargans gestaut. Die Murgangablagerungen und der randglaziale Schotter wurden im Vorfeld des erneut vorstossenden Seezgletschers abgelagert. Die Abfolge wird von einer Grundmoräne des Bündner Gletschers abgeschlossen. Die liegenden Lockergesteine sind glazialtektonisch überprägt (s. MÜLLER 1996). Die dadurch verursachte hohe Lagerungsdichte in den Lockergesteinen zeigt sich auch an den diversen Erdpyramiden, welche insbesondere in den Murgangablagerungen auftreten (Fig. 31). Nach MÜLLER (1996) soll dieser rasche Wechsel von Vorstoss- und Abschmelzphasen des Seezgletschers während des Aufbaus zum LGM stattgefunden haben. Es ist aber auch möglich, dass sich eine solche Oszillation während des Eisabbaus, also im späten Spätglazial vollzog. Insbesondere die Lockergesteine des Hinder Schlössli, wo die glaziale Überprägung (Verfestigung) weniger ausgeprägt ist und in unmittelbarer Umge-



Fig. 31: Erdpyramiden bei Vorder Schlössli (Koord. ca. 2749.168/1211.760). Im unteren Bereich ist der Verrucanofels zu erkennen. Foto T. Ibele 2015.

bung keine Moräne des Bündner, sondern des Seezgletschers auftreten, könnten auch vom letztgenannten letztmals überfahren worden sein. Dies trifft auf jeden Fall auf das kleine, innerhalb von Moränen des Seezgletschers eingebettete Vorkommen eines sandig-kiesigen Schotters bei Mühleboden, rund 2 km weiter talwärts, zu.

#### *Plons-Halden*

Die durch spätglaziale Schmelzwasserrinnen, den Schmelzibach und die Seez zu einem Inselberg erodierte Lockergesteinsterrasse von Halden bei Plons besteht nach MÜLLER (1995b) aus Sand und Kies mit mässig gerundeten Geröllen mit Herkunft Seeztal-Südhang. Nach JORDI (1986) und Befunden, die während des Betriebs der heute aufgelassenen Kiesgrube gewonnen werden konnten, ist diese Schotterablagerung von einer dicht gelagerten Moräne bedeckt. Somit handelt es sich auch bei diesem Vorkommen um einen vom letzteiszeitlichen Gletscher über-

fahrenen, aber aufgrund seiner Lage in einer Felsmulde dabei nicht ausgeräumten, älteren Schuttkegel ehemaliger Zuflüsse aus dem Weisstannental. Eine zeitliche und räumliche Korrelation des Vorkommens mit den vorangehend beschriebenen Schottern lässt sich jedoch nicht mit Sicherheit durchführen. MÜLLER (1995b) hält für die Schotter von Mels-Gabreiten und Plons-Halden sowohl interglaziale (frühes Eem) als auch frühletzzeitliche interstadiale Alter für möglich, obschon es auch hier keine Hinweise auf warmzeitliche Ablagerungen gibt.

### *Sargans*

Nach der Karte von HEIM & OBERHOLZER (1917) besteht die dem Felssporn mit dem Schloss vorgelagerte Anhöhe, auf welcher das alte Städtchen von Sargans liegt, aus einem randglazialen Stauschotter. Bohrungen am westlichen Rand des Lockergesteinskörpers zeigen bis in rund 15 m Tiefe siltig-sandigen, steinigen Kies mit angerundeten bis gerundeten Komponenten. Im Geröllspektrum findet sich nach diesen Befunden auch «Verrucano-Schiefer», was zumindest auf ein Liefergebiet des Materials südlich des Seez- bzw. des Rheintals (?Weisstannental) und angesichts der Lage dieses Vorkommens ganz am Nordrand des Seeztals allenfalls auf einen ehemals deutlich grösseren Schuttkegel der Seez schliessen lässt. Mangels natürlicher Aufschlüsse lässt sich aber nicht mit Sicherheit sagen, ob es sich ebenfalls um einen glazial überfahrenen Schotter handelt.

### *Cholschlag*

Im hoch gelegenen Tälchen Cholschlag rund 5 km westlich von Mels schneidet sich der Cholschlagbach zwischen Vorsäss und dem Schwenditobel in eine bis zu 60 m mächtige Abfolge aus grobem Kies mit eingelagerten Seeablagerungen ein. Die Oberkante der dadurch beidseits des Bachs entstandenen Terrassen liegt auf rund 1450 m.ü.M. Die Sedimente wurden demnach durch einen bis auf dieses Niveau reichenden Stand des Bündner Gletschers in einer Phase, als der lokale Cholschlag-Gletscher sich kurzzeitig zurückzog, gestaut und während eines späteren Wiedervorstosses des Lokalgletschers von diesem nochmals überfahren. Auch hier zeigt sich die schnellere Reaktion der Lokalgletscher gegenüber dem grossen, deutlich träger reagierenden Talgletscher.

### **Hangschutt mit Blockschutt / Fels- bzw. Bergsturzmasse, glazial geprägt**

Die Bergsturzmassen unterhalb der Guscha-Gipfelgruppe ganz im Westen und am Südhang der Gauschla am Nordrand des Kartengebiets sind teilweise nicht deutlich von Hangschuttablagerungen mit Blockschutt abgrenzbar. Sie zeigen jedoch vielfach glaziale Umlagerungsspuren, indem sie beispielsweise durch

jüngere Lokalgletschervorstösse oder durch periglaziale Prozesse nochmals verstossen wurden. Diese älteren Bergsturzmassen werden lokal von jüngeren, post-glazialen Bergsturzmassen überlagert.

#### **q<sub>mB</sub>      Letzteiszeitliche Moräne (Till) des Bündner Gletschers**

Während der Letzten Vergletscherung waren weite Teile des Kartengebiets eisbedeckt. Zur Zeit des Maximalstandes ragten nur die Höhenlagen über 1800 m ü. M., demnach der Gamidaurspitz, die Guscha-Gruppe und ganz knapp der Gonzen aus der Eismasse heraus (s. SCHLÜCHTER 2009). Im Raum von Sargans teilte sich der grosse Bündner Gletscher in den Hauptstrom des Bodensee-Rheinarms und in einen Linth-Rhein-Seitenarm, der sich über das Seeztal und den heutigen Walensee gegen Nordwesten ausdehnte.

Moränenablagerungen des Bündner Gletschers sind an den Talflanken des Seeztals und des Rheintals verbreitet vorhanden und werden generell dem Hauptvorstoss der Letzten Eiszeit zugeordnet. Im Allgemeinen handelt es sich dabei um Grundmoräne (Till), die in der Regel aus einer feinkörnigen Grundmasse mit unterschiedlichen Anteilen der Sand-, Kies- und Steinfraktion besteht. Im Geröll- und Geschiebespektrum dominiert Kalk, gefolgt von Sandstein, Quarzit und nicht genauer bestimmbarer Quarzgeröll. Untergeordnet treten kristalline Gesteine aus dem Einzugsgebiet in den Bündner Alpen auf. Dabei sind Granit und Gneis, selten auch Grünschiefer charakteristisch, die häufig eine gute Rundung aufweisen. Aufgrund der lithologischen Zusammensetzung der Moräne wie auch der Erratiker lassen sich im Gebiet des Seeztals Unterschiede zum Rheintal feststellen. So ist im Seeztal der Anteil an kristallinen Gesteinen meist stark untergeordnet, während erhöhte Anteile lokaler Gesteine auftreten, insbesondere roter Verrucano, teils auch triassische Gesteine und Flyschgesteine (OBERHOLZER 1933). Dieser Umstand deutet auf einen bedeutenden Eintrag von lokalem Geschiebe in den Seeztal-Walensee-Arm des Bündner Gletschers hin, vor allem durch die südlich einmündenden Lokalgletscher aus dem Gebiet Tamina- bis Schilstal.

#### *Maximalstand des letzteiszeitlichen Gletschers*

Die Abgrenzung der Moräne des Bündner Gletschers zu den zahlreichen Lokalmoränen basiert primär auf morphologischen und lithologischen Kriterien. Die höchsten Lagen mit dominantem Einfluss des Bündner Gletschers liegen bei Paradiel-Obersäss auf rund 1700 m ü. M., am Garmil auf rund 1600 m ü. M., bei Tamons-Vorsäss auf ca. 1750 m ü. M., am Gonzen auf rund 1650 m ü. M. und am Falknis auf rund 1380 m ü. M. (ALLEMANN 2002). Nach dem Maximalstand erneut vorstossende Lokalgletscher sowie nacheiszeitliche Erosionsprozesse liessen noch höher gelegene Moränenrelikte des Bündner Gletschers wieder verschwinden, wodurch der tatsächliche letzteiszeitliche Maximalstand nicht überall direkt bestimmt werden

kann. JORDI (1986) gibt bei Pardiel-Obersäss eine oberste Schlifffgrenze bei 1865 mü.M. an. Diese Problematik zeigt sich insbesondere im Gebiet südwestlich des Seeztals bzw. nordwestlich des Weisstannentals, wo sich im Höhenbereich zwischen 1400 und 1700 mü.M. die letzten Vorstöße der Lokalgletscher anhand von schönen Moränenwallstaffeln zwar gut erkennen lassen, das Moränenmaterial unmittelbar ausserhalb dieser Stände jedoch lithologisch nicht eindeutig dem Bündner Gletscher zugeordnet werden kann. Es handelt sich dort vielmehr um ein Gemisch aus Material des Letzteren mit Geschieben älterer Lokalgletschervorstöße. Erst unterhalb einer Kote von rund 1400 mü.M. handelt es sich wieder um eindeutig vom Bündner Gletscher abgelagertes Moränenmaterial. Ein ähnliches Phänomen zeigt sich südwestlich von Wangs und Vilters, wo ein Arm des Pizolgletschers während eines spätletzteiszeitlichen Vorstosses eine anhand von Moränenwällen und Erratikum gut abgrenzbare Lokalmoränenmasse bis auf 650 mü.M. hinunter brachte und dort vermutlich knapp den Bündner Gletscher (Koblach-Feldkirch-Weesen-Stand) erreichte. Der Bündner Gletscher überschritt in der Folge nicht mehr dieses Niveau, sondern befand sich wie auch der lokale Pizolgletscher bereits im Rückzug. Im Bereich des sich in Form von diversen Terrassenkanten manifestierenden Sargans-Standes lassen sich die Moränen des Bündner Gletschers eindeutig diesem zuordnen. Oberhalb bzw. ausserhalb dieses Standes und ausserhalb der «Lokalmoränen-Zunge» finden sich hingegen wiederum glaziale Ablagerungen, die aufgrund des Geröllspektrums sowohl dem Bündner Gletscher als auch einem Lokalgletscher zugewiesen werden können. Beispielsweise finden sich westlich von Fontanix (südlich von Mels) kristalline Findlinge bündnerischer Herkunft unmittelbar neben Erratikern, die aus dem nahe gelegenen Gebiet des Gamidarspitzen und des Pizols stammen (z.B. Kristallinkonglomerate des Sardona-Quarzit-Members, Verrucano, Mels-Formation). Die Findlinge aus «Melser Sandstein» eignen sich nordwestlich des Weisstannentals nicht mehr zur Abgrenzung von Moränen, da sie in diesem Gebiet sowohl vom Bündner Gletscher als auch von den zahlreichen Lokalgletschern stammen können.

### *Moränenwälle, Kameterrassenkanten*

Moränenwälle des Bündner Gletschers sind im Kartengebiet äusserst rar. Die beiden von F. Allemann kartierten Wälle auf dem Fläscher Berg sind wohl dem Koblach-Feldkirch-Weesen-Stand zuzuordnen (HANTKE 1980, JORDI 1986, KELLER 1988). Weitere (fragliche) Anzeiger dieses Stands bilden nach JORDI (1986) die in den Fels einerodierten randglazialen Entwässerungsrinnen bei Herenboden (Chropfsberg-Schuppe oberhalb von Bad Ragaz) sowie zwischen Runtel und Mädris westlich von Mels. Das Moor in der Rinne von Herenboden wurde pollenanalytisch untersucht. Die Analysen ergaben für den tiefsten Abschnitt der rund 7 m tiefen Bohrung ein Alter im Bereich Mitte/Ende Älteste Dryas (ca. 14 ka BP, JORDI 1986). Während der Koblach-Feldkirch-Weesen-Stand einen echten Glazialvor-

stoss mit ausgeprägten (ausserhalb des Kartengebiets liegenden) Moränenwällen innerhalb der Älteren Dryas widerspiegelt, belegt der Sargans-Stand einen Rückzugshalt ohne Ausbildung von Vorstossmoränen an der Wende Älteste Dryas/Bölling (s.a. Tab. 1, ZWAHLEN 2017). Der Sargans-Stand zeigt sich im Gelände als eine am Hang oberhalb von Vilters, Wangs und Mels allmählich an Höhe verlierende Staffel von Kameterrassen. Einige dieser Terrassen wurden auch durch randglazialen Schotter gebildet. Bei Bad Ragaz markiert eine kleine, aber schöne Felsrinne bei Padaduris oberhalb der Ruine Freudenberg und auf der gegenüber liegenden Talseite, beim Heididorf Rofla oberhalb von Maienfeld eine aus den Bachschuttfächern herausragende weitere Kameterrasse (reicht noch knapp auf das Gebiet des Atlasblattes) den Sargans-Stand.

Tab. 1: *Charakterisierung der Glazialstände und -stadien im Rhein- und Seetal im Gebiet von Atlasblatt Sargans nach WELTEN (1981), JORDI (1986), KOBLER (1994), KELLER & KRAYSS (2005a), HANTKE (2011) und ZWAHLEN (2008, 2016, 2018).*

Stirnlage Bündner Gletscher	Morphologie, mittlere Höhe m ü.M.	<sup>14</sup> C-Alter (ka cal. Jahre BP)
<b>LGM</b> Pfullendorf – Hohenstoffel – Schaffhausen – Birnenstorf – Wettingen – Killwangen	Schliffgrenze: Falknis-Mittlerspitz 1800 Guscha 1700 Gamidaur 1900 Moränenböden >1500	24–23
Feuerthalen – Schlieren	Einzelerratiker auf Moränenböden >1400	22–21
Schussenried – Stein a. Rh. – Zürich	Erratikerzeilen und -schwärme Moränenböden, 1400–1100	20,5–19
Ravensburg – Konstanz – Hurden	Erratikerzeilen und -schwärme Moränenwälle, 1100–700	18–17,5
Koblach – Feldkirch – Weesen – Ziegelbrücke (Schänis)	Erratikerzeilen, Moränenstaffel Kameterrassen, Entwässerungsrinnen, 950–600	17,3–16
Sargans	Kameterrassen, randglaziale Schotter, Deltaablagerungen, 700–480	15,5–14,8
Stände der Seitentäler, Rückzüge, Wiedervorstösse v. a. Jüngere Dryas und «Egesen» bis Präboreal	Erster Gletscherschwund bis Restzunge Klosters-Serneus, Wiedervorstösse Küblis, Fideris?	14,6–13,6 Bölling ?Alleröd

## Erratiker

Typische erratische Blöcke des Bündner Gletschers sind insbesondere kristalline Gesteine (meist Granite und Gneise), wobei der augenfällige Punteglias-Granit wohl am prominentesten auftritt. Da das Kartengebiet sich in einem Liefergebiet der für den Linth-Rhein-Seitenarm im ausseralpinen Bereich sonst so typischen Verrucanogesteine befindet, stellen solche Findlinge kaum eine Besonderheit dar. Jedoch stammen einige der am höchsten gelegenen Erratiker bei Par-

dial-Obersäss aus der Wurzelregion des Verrucanos im Vorderrheintal (Illanzer Verrucano, z.B. bei Koord. 2753.888/1206.450).

### *Präletztezeitliche Erratiker*

JORDI (1986) erwähnt knapp ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Sargans einerseits am Felsberger Calanda kristalline Blockerratiker und andererseits im Falknisgebirge verschiedene «Malmkalk»-Erratiker, die heute über 2100 m ü. M. lagern. Anhand von Detailkarten (4 und 5) skizziert JORDI (1986) mögliche präletztezeitliche Eisströme, auf denen die Einzelerratiker aus dem Rätikon (Prättigau, u.a. Gruobenpass) oder dem Rheineinzugsgebiet hätten transportiert werden können. Die sehr hoch gelegenen (>2200 m ü. M.) Erratikerschwärme des sogenannten Verrucano-Niveaus auf dem Muggerchamm (JORDI 1986) im Gebiet des Atlasblattes Vättis knapp südlich des Gebiets von Atlasblatt Sargans sind ebenfalls denkbare präletztezeitliche Glazialablagerungen, wenn sie nicht vom Pizolglotser stammen sollten. Der einzige Sedimenterratiker im Gebiet des Atlasblattes Sargans mit entsprechender Genese ist an dessen Westrand südlich des Madchöpfes in vergleichbarer Höhenlage auf dem Hochplateau der basalen Trias auf 2150 m ü. M. kartiert.

### *Letztezeitliche Erratiker*

Auffällig ist eine Häufung von Erratikern des Bündner Gletschers in Höhenlagen zwischen 1100 und 1300 m ü. M. am Wildberg südlich von Flums und auf dem Lutzboden westlich von Vermol sowie – in etwas tieferer Lage – bei Montniel oberhalb von Vilters und bei Haldenberg–Gasinzer (Chropfsberg-Schuppe) südwestlich von Bad Ragaz. Die Erratikerschwärme am Wildberg und auf dem Lutzboden sind vermutlich an einen höheren Gletscherstand (?Konstanz-Hurden) gebunden, der sich auch in einer ziemlich deutlich erkennbaren Geländekante (bei jener am Wildberg könnte es sich um eine Kameterrassenkante handeln) ablesen lässt. Die auf der Moräne aufliegenden Schwärme bei Montniel und die meist auf blankem Fels liegenden, teils mehrere Kubikmeter grossen Blöcke auf der Chropfsberg-Schuppe könnten noch einen etwas tieferen Stand anzeigen. Sie liegen jedoch deutlich höher als der Koblach-Feldkirch-Weesen-Stand.

Bereits BLUMER (1908) und OBERHOLZER (1933) erwähnen kristalline Erratiker des Bündner Gletschers im Weisstannental, die bis 6 km vom Talausgang entfernt liegen. HANTKE (1970, 1980) erklärt dies mit einer Gleichgewichtslage zwischen dem Bündner und dem Seezletscher, die durch das Zurückdrängen des Seezletschers erst tief im Weisstannental erreicht wurde. Dass die Erratiker durch ein spätes Vordringen des Seezletschers nicht wieder vollständig ausgeräumt worden sind, begründet er mit einer bewegungsarmen Grenzzone, die bis ins Spätglazial zwischen den sich seiner Ansicht nach stets berührenden Gletschern bestan-

den haben soll. JORDI (1986) wie auch MÜLLER (1996) bezweifeln indes, dass sich der Seezletscher so einfach zurückdrängen liess. Das tiefe Eindringen von Bündner Eis sei vielmehr eine Folge einer frühen Abschmelzphase, als der empfindlicher darauf reagierende Seezletscher sich bereits zurückzuziehen begann und das frei gewordene Gebiet im vorderen Weisstannental von dem bei Mels immer noch mit grosser Höhe stehenden Bündner Gletscher durch passives Einfließen eingenommen wurde. Vom späteren Wiedervorstoss des Seezletschers blieben die kristallinen Erratiker aufgrund ihrer erhöhten Lage zwischen rund 1000 und 1200 m ü. M. verschont.

Nicht alle der auf der Karte von J. Oberholzer verzeichneten Erratiker konnten wiedergefunden werden. Insbesondere jene auf der nordwestlichen Talseite bei Schwendi liegen in einem von rezent aktiven gravitativen Prozessen dominierten Gebiet und wurden in der Folge wahrscheinlich verschüttet (allenfalls entsprach auch deren ursprüngliche Lage bereits nicht der glazialen Ablagerungshöhe). Der Serizitgneisblock (HANTKE 1970) auf der Felsterrasse von Stein an der Einmündung des Gafarratobels ist im Geotopinventar des Kantons St. Gallen als prüfenswertes Objekt verzeichnet (STÜRM et al. 2004).

### **Rundhöcker, rundhöckerartig geschliffene Felsoberfläche**

Im Geotopinventar als Gebiet nationaler Bedeutung verzeichnet ist die Verucano-Rundhöckerlandschaft «Melser Hinterberg – Flumser Kleinberg». Anhand der sehr zahlreichen (und deshalb in der Karte nicht dargestellten), in Südost-Nordwest-Richtung gelangten kleineren und grösseren Rundhöcker und den dazwischen liegenden glazialen Abflussrinnen kann auf eindrückliche Weise die Fliessrichtung des Bündner Gletschers abgelesen werden.

Bei Pfäfers und auf dem Wildboden wurden insbesondere die dort als Härtlinge auftretenden Nummulitenkalkbänke teilweise vom Tamina-Lappen des Bündner Gletschers zu schönen Rundhöckern geformt. Sie sind in der Karte dargestellt.

### **q<sub>1m</sub> Lokalmoräne**

Die Vorkommen von Lokalmoräne zeichnen sich vor allem durch einen reichen Formenschatz mit gut erhaltenen Moränenwällen, Terrassenkanten und vielfältigen Ausschmelzstrukturen aus. Verbreitet treten diese Spuren und Hinterlassenschaften jüngster glazialer Aktivität zwischen dem Schils- und dem Weisstannental in Höhenbereichen oberhalb von 1400 m ü. M., rund um den Gamidaurspitz sowie im Gebiet des Gonzens auf der Hochterrasse von Palfris auf. Vermutlich während des spätglazialen Sargans-Stadiums stiessen der Schils-Gletscher und der Wangser Arm des Pizolgletschers nochmals bis weit ins Haupttal hinunter vor und hinterliessen entsprechende Endmoränen. Interessanterweise können im geogra-

phisch dazwischen liegenden Weisstannental – mit Ausnahme vielleicht der Schotterterrasse von Langwiesen-Hienzi – keine eindeutigen Spuren eines analogen Vorstosses des Seezglätschers erkannt werden. Vermutlich wurden entsprechende Anzeichen durch die jüngsten Hangschutt-, Bergsturz- und Murgangablagerungen überdeckt bzw. wieder verwischt. Im Weisstannental hingegen gut dokumentiert ist der nächst jüngere bzw. nächst höhere Stand des Gamidaur-Seitenglätschers (JORDI 1986) durch einen ausgeprägten Doppelmoränenwall auf der Alp Untergamidaur-Oberprecht, welcher intern einen kleinen, heute verlandeten Glätschersee staut. Zur gleichen Zeit lag der Wangser Arm des Pizolglätschers bei Neuenhütten, während der Vermiglätscher nördlich des Gamidaurspitzes nach JORDI (1986) bereits auf einen kleinen Rest geschrumpft war.

Östlich von Gaffia und insbesondere im Valeistobel (südlich von Wangs) fehlen lokale Glätscherablagerungen ganz (im Valeistobel findet sich ausschliesslich Moräne des Bündner Glätschers). Am Muggerchamm bildeten sich anscheinend keine Glätscher, sondern lediglich Firnfelder. JORDI (1986) scheidet hier ein sogenanntes «Verrucano-Niveau» aus, oberhalb diesem keinerlei Erratiker, auch keine vom Pizol stammenden Verrucano-Findlinge, auftreten. Letztere finden sich erst wieder bei Pardiel unterhalb einer Kote von rund 1650 m, wo sie zusammen mit den klassischen Bündner Erratikern den letzteiszeitlichen Höchststand des Bündner Glätschers anzeigen. Die dortigen Verrucano-Erratiker waren nach JORDI (1986) mit dem Zanai-Arm des Pizolglätschers um den Muggerchamm herum gewandert und wurden entlang bzw. knapp unterhalb des «Verrucano-Niveaus» wieder abgelagert. Die Theorie ist mit Vorsicht zu geniessen, zumal bei Pardiel auch aus dem Vorderrheintal stammende Verrucano-Findlinge (Illanzer Verrucano) liegen. Wie erwähnt eignet sich auch der rund um den Gamidaurspitz häufig als typischer Lokalmoränen-Erratiker auftretende «Melser Sandstein» nordwestlich des Weisstannentals nicht mehr als Leitgestein, da er dorthin auch durch den Bündner Glätscher verfrachtet wurde.

Auf der Hochterrasse der Alp Palfris finden sich mehrere in Form von Moränenwällen, Kieselkalk-Blockstreu und Eisrand(stau)terrassen abgebildete Lokalgletscherstände, welche KELLER (1988) mit solchen im Voralptal korreliert.

### *Grobblockige Lokalmoräne*

Speziell zu erwähnen sind die quartären Ablagerungen zwischen Hinderelabria, Malanser Holz und Azmoos unterhalb der (ausserhalb des Kartengebiets liegenden) Felswände von Girensplatz und Flidachöpf. Bei HEIM & OBERHOLZER (1917) wurde in diesem Gebiet eine grosse, bis nach Azmoos reichende Bergsturzmasse dargestellt. Die Neukartierung führte zu einem anderen Befund: Die Hauptmasse wird neu als Lokalmoräne gedeutet. Aufgrund der Geländemorphologie mit den unregelmässigen, wallartigen, teilweise auch lobenähnlichen Formen können periglaziale Prozesse – mit Bewegungen wie bei einem Blockglätscher – nicht ausge-

geschlossen werden. Es treten verstreut Blöcke von Helvetischem Kieselkalk auf, die in einer Grundmasse mit Kieselkalk und hellem Kalkstein eingebettet sind. Insbesondere bei Hinderelabria und Gufera zeigen sich im Bereich dieser Lokalmoräne mehr als  $10\text{ m}^3$  grosse Blöcke aus Helvetischem Kieselkalk auf der Geländeoberfläche, welche wohl noch späteiszeitlich – allenfalls als Stürze auf den sich zurückziehenden Lokalglacier – abgelagert wurden. Da die Blöcke – insbesondere jenes Felspaket aus Diphyoides-Kalk – teilweise noch mehr oder weniger im Schichtverband vorliegen, sind vermutlich auch Sackungsprozesse beteiligt. Die Lokalmoräne ist in der Umgebung des Trübbachs deutlich von Rutschprozessen geprägt. Sie liegt hier direkt den Mergeln der Palfris-Formation auf, sodass – angetrieben durch den bis auf den Fels erodierenden Trübbach – die Lokalmoränenmasse rückschreitend durch Rutschungen und Lockergesteinssackungen destabilisiert wird. Dies äussert sich auch in den staffelartig auftretenden Abrissrändern. Es handelt sich somit um eine durch überlagernde und unterschiedlich alte, primär jedoch wohl glaziale Prozesse gebildete Ablagerung, welche einen spätglazialen Wiedervorstoss eines lokalen (?Gauschla-)Glaciers bis fast an den Talboden anzeigt. Die Kieselkalk-Blockmasse überdeckt zwischen Azmoos und Malans die Moräne des Bündner Glaciers. Mehrere kleinere Punteglias-Granitblöcke innerhalb der Lokalmoräne bei der Lokalität Aufstieg (Name nicht mehr in der topographischen Karte aufgeführt) belegen, dass das Moränenmaterial dabei teilweise mit Geschiebe des Bündner Glaciers vermischt wurde. Auch mehrere kameähnliche Terrassen lassen vermuten, dass sich die grobblockige Lokalmoräne am Talglacier zeitweise staut.

### **Fossile Blockglacier**

Fossile Blockglacier treten im Gebiet südlich der Gauschla unmittelbar am Nordrand des Kartengebiets auf. Der augenfälligste stirnt unmittelbar hinter dem Berggasthaus Palfris. Sie sind vor allem durch grobe Blöcke charakterisiert, die an Bergsturzablagerungen auf den einstigen Glacier erinnern. Allerdings bilden sie deutliche wallartige Girlanden, die ihre einst periglaziale Bildung verdeutlichen. Von der Materialzusammensetzung her unterscheiden sie sich nicht von Lokalmoräne.

## **Pleistozän oder Holozän**

### **q<sub>SL</sub> Spät- bis postglaziale Seeablagerung** (nur in Bohrungen aufgeschlossen)

Unter diesem Begriff werden sämtliche nach dem vollständigen Rückschmelzen des Bündner Glaciers in Schmelzwasserseen des Rhein- und des Seeztals abgelagerten feinkörnigen Seeboden- und distalen Seebeckenablagerungen zusammengefasst. Da diese überall von jüngeren Alluvionen, Schuttfächern oder

Verlandungssediment überdeckt werden, sind sie nur in Bohrungen aufgeschlossen. Lithologisch handelt es sich generell um fein laminierte Ton-Silt-Sand-Wechsellagerungen, die insbesondere im tieferen Sarganser Becken (Dreieck zwischen Bad Ragaz, Sargans und Trübbach) gegen unten in eine ungeschichtete, mit dropstones gespickte Gletscherseemoräne (waterlain till) übergehen (s.a. Fig. 32 u. 33). MÜLLER (1995b), der die Sedimente u.a. auch schwermineralogisch untersuchte, gibt für die Seeablagerungen im Seeztal eine Mächtigkeit von maximal rund 50 m an, während er deren Mächtigkeit im deutlich tieferen Sarganser Becken auf 200–300 m schätzt. In den Seeablagerungen im Seeztal kann anhand der Färbung einzelner Schichten bzw. Laminae auf deren Liefergebiet geschlossen werden. Die südlichen Zuflüsse lieferten entsprechend ihrem primär aus Verrucano bestehendem Einzugsgebiet rötliche Feinsedimente, während den Bächen des Nordhangs dunkelgraue und der Seez aus dem Weisstannental graue Lagen zuzuordnen sind (MÜLLER 1995b). Tabelle 2 führt die Datierungen, hauptsächlich <sup>14</sup>C-Alter, aus den spät- bis postglazialen Seeablagerungen im Rheintal auf.

Tab. 2: *Datierungen der spät- bis postglazialen Seeablagerungen im Rheintal*

<sup>14</sup> C-Alter ka cal BP	Bohrung	Koordinaten/ m ü. M.	Sedimenttyp/ m ü. M.	Datierungsmethode
11,7	Dornbirn 1	2773.530/1256.360 413,5	Seesediment ca. 160–110	Palynologie
11,7	Hohenems-Landhaus	2769.175/1249.700 410	Seesediment ca. 300	Palynologie
11,7	Diepoldsau-Widnau	Verschiedene 40–410	Seesedimente/distales Delta 370–360	<sup>14</sup> C
11,7	Sennwald-Vaduz	Verschiedene 435–457	Verlandungssed./Rheinschotter 430–410	<sup>14</sup> C
11,7	Sargans	Verschiedene 480–485	Verlandungssed./Rheinschotter 460	<sup>14</sup> C
11,7	Maiefeld - Untervaz	Verschiedene 505–532	Verlandungssed./Rheinschotter 510–490	<sup>14</sup> C
14,7	Dornbirn 1	2773.530/1256.360 413,5	Seesediment ca. 100? +77 (Felsoberfläche)	Palynologie
14,7	Hohenems-Landhaus	2769.175/1249.700 410	Seesediment 130?–110, bei 80 m Dropstones in Seesed., wenig Moräne, (Felsoberfläche -180)	Palynologie
14,7	Kriessern-Montlingen	Verschiedene 410–420	Seesedimente/distales Delta/Delta 400–370	<sup>14</sup> C
14,7 ?	Balzers T11	2756.751/1215.628 472,2	Dropstones in Seesedimenten, 200–135, (Felsoberfläche bei +32)	Fazies interpretiert
14,7	Sargans	2751.970/1212.720 485	Dropstones/Verlandungssediment 470–450	<sup>14</sup> C
14,7	Mels KB11	2751.070/1212.665 490,3	Bachschutt Seez/Delta 450	<sup>14</sup> C
14,7 (<14,0)	Sarelli Bad Ragaz	2759.815/1205.011 513,6	Stillwassersediment unter Bergsturz, tiefer als 485	<sup>14</sup> C

#### **q. Spät- bis postglazialer Schotter, z. T. randglazial**

Terrassen bildender spät- bis postglazialer z. T. randglazialer Stauschotter tritt im Kartengebiet nur untergeordnet auf. Seine Verbreitung beschränkt sich auf den Südrand des Seetzals im Raum von Mels, wo randglaziale Schmelzwasserbäche und lokale Zuflüsse vom zurückschmelzenden Bündner Gletscher gestaut wurden. Es handelt sich dabei meist um kameterrassenartigen, mit Moränenablagerungen vergesellschafteten, jedoch nicht mehr vollständig vom Eis überfahrenen, schlecht sortierten Kies mit variabel gerundeten Komponenten.

##### *Hinterberg südlich von Wangs (Bingelings-Kiesgrube)*

In der heute teilweise wieder verfüllten Grube auf der Terrasse westlich von Wangs wurde der randglaziale Schotter bis auf die Moräne abgebaut, weshalb auf der Karte kein Vorkommen mehr eingezeichnet ist. Ein Profil in MÜLLER (1995b) zeigt eine rund 6 m mächtige Abfolge aus chaotisch gelagertem randglazialem Lokalschotter mit schlecht gerundeten Komponenten sowie feinkörniges Stausediment. Das Geröllspektrum deutet auf ein lokales Liefergebiet hin. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Ablagerung, die vom Schmelzwasserbach des unweit oberhalb stirnenden Wangser Arm des Pizolgletschers geschüttet und an dem zur gleichen Zeit noch bei Sargans stehenden Bündner Gletscher gestaut wurde (JORDI 1986, MÜLLER 1995b).

##### *Langwiesen-Hienzi*

Die auf ca. 900 m ü. M. auf der rechten Talseite am Ausgang des Weisstannentals liegende Terrasse wurde bereits von BLUMER (1908) und OBERHOLZER (1933) beschrieben. JORDI (1986) und MÜLLER (1995b) konnten aufgrund von Befunden aus der zur damaligen Zeit noch offenen, heute aber komplett verfüllten Kiesgrube im nördlichen Bereich der Terrasse nachweisen, dass sowohl Schmelzwässer des Bündner Gletschers als auch des Seezgletschers am Aufbau des Schotterkörpers beteiligt waren. Dieser wurde nachträglich talseitig nochmals glazial verschürft und teilweise überfahren, wobei jedoch vor allem der südliche Teil davon verschont blieb. Der teilweise verkittete, aber kaum vorbelastete Schotter wird von einer dicht gelagerten Moräne des Bündner Gletschers unterlagert, an welcher sich das Grundwasser staut und durch talseitiges Ausfließen entlang der Strasse ins Weisstannental Rutschungen auslöst. Nach JORDI (1986) wurde der randglaziale Schotter während des Koblach-Feldkirch-Weesen-Stadiums sowohl durch den Bündner Gletscher als auch durch den Vermii-Seitenarm des Seezgletschers gestaut.

##### *Oberplons*

Die beiden von MÜLLER (1995b) erstmals beschriebenen kleinen Schotterterrassen bei Oberplons bestehen nach seinem Profil aus einem schlecht sortierten,

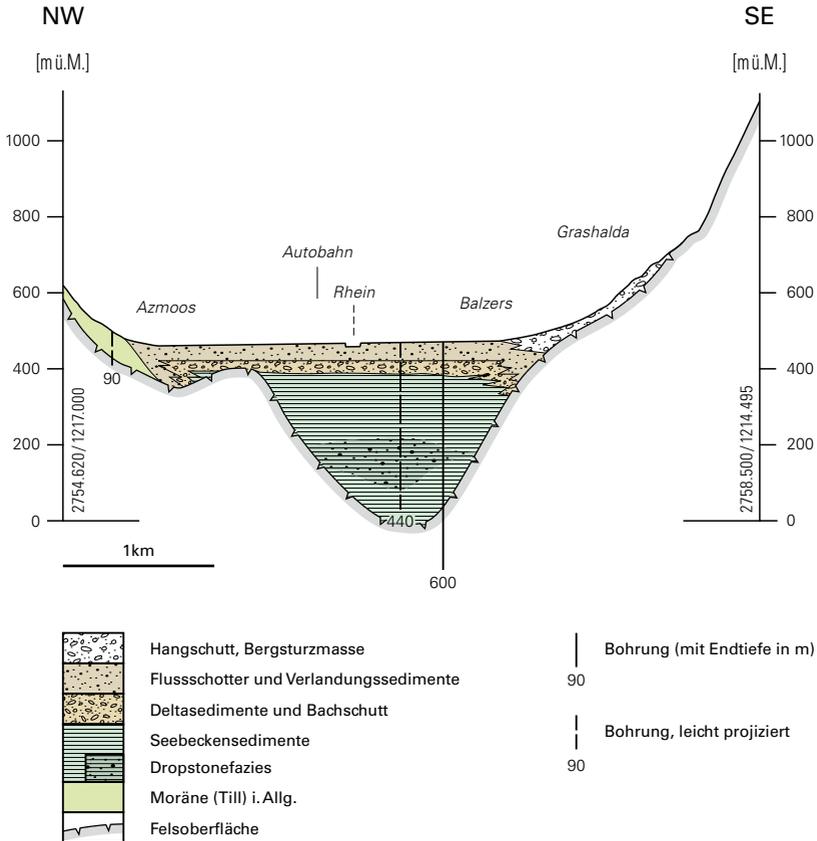


Fig. 32: Quartärgeologischer Profilschnitt Azmoos-Balzers.

sandig-siltigen Kies mit variabel gerundeten Komponenten, welche stellenweise Blockgröße erreichen. Das Geröllspektrum zeigt neben Lokalmaterial einen auffallend hohen Anteil an Bündner Kristallingesteinen.

### Vilterser Berg

In der ehemaligen Kiesgrube Warthalden südwestlich von Vilters wurde vermutlich ebenfalls randglazialer Stauschotter des Sargans-Standes abgebaut. Lief-

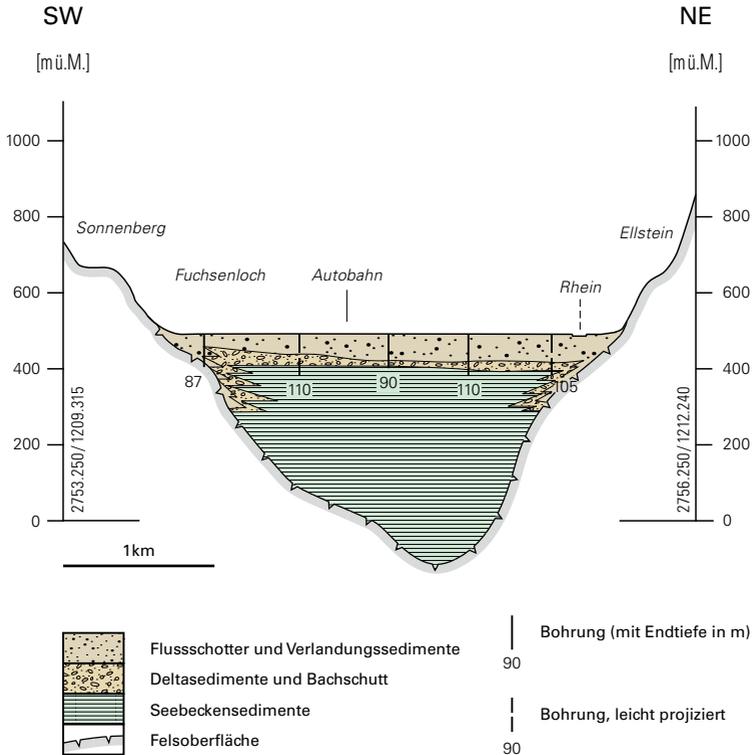


Fig. 33: Quartärgeologischer Profilschnitt Sonnenberg–Ellstein.

rant war wohl der Vilterser Bach. Entlang der östlichen Tobelflanke finden sich bei Tobel und bei Narrenberg zwei weitere Schotterreste, welche aufgrund ihrer Höhenlage zwischen dem Koblach-Feldkirch-Weesen-Stand und dem Sargans-Stand geschüttet und gestaut wurden.

#### **q<sub>sD</sub> Spät- bis postglaziale Deltaablagerung** (nur in Bohrungen aufgeschlossen)

Der nacheiszeitliche See, der nach dem vollständigen Rückschmelzen des Bündner Gletschers im Kartengebiet das gesamte Rhein- und Seeztal einnahm, wurde in der Folge nach und nach durch lokalen Bachschutt aus den Seitentälern

und durch das allmählich herannahende Rheindelta aufgefüllt. Unter die Bezeichnung Deltaablagerung fallen alle diesbezüglichen Sedimente, welche unterhalb des Wasserspiegels abgelagert wurden, jedoch sind meist nur die proximaleren Ablagerungen mit dominierendem Sand- und Kies-Anteil gemeint (die distalen Deltaablagerungen werden zu den Seeablagerungen gezählt). Ihre Mächtigkeit ist in der Beckenmitte und in randlichen Gebieten ausserhalb des Mündungsbereichs von Bächen reduziert. Sie bestehen aus typischerweise schräggeschichtetem, relativ gut sortiertem sandigem Kies und Grobsand, denen periodisch schlechter sortierte siltige Ablagerungen zwischenlagern. Aufgrund der Progradation des Deltas nehmen die Korngrössen generell nach oben zu. Spät- bis postglaziale Deltaablagerungen können im Gebiet von Atlasblatt Sargans nur in Bohrungen nachgewiesen werden, da sie stets unterhalb von Auflandungssedimenten liegen. Nach EBERLE (1987) setzen letztere im Rheintal ungefähr auf einer Kote von 420 m.ü.M. ein, also rund 25 m über dem heutigen mittleren Bodenseespiegel. Nach MÜLLER (1995b), der die Deltaablagerungen im Seeztal sedimentologisch genauer untersuchte, liegt die Untergrenze der Auflandungssedimente im Seeztal ebenfalls auf diesem Niveau, welches aber mit dem heutigen Wasserspiegel des Walensees übereinstimmt. Vermutlich wurde durch das schnelle Wachsen des alsbald die gesamte Talbreite einnehmenden Seezeltas der ursprünglich über beide Täler zusammenhängende See schon relativ früh in separate Becken mit unterschiedlicher Seespiegelenwicklung unterteilt (MÜLLER 1995b).

### **Spät- bis postglazialer Bachschuttkegel**

Etwas unterhalb der Kiesgrube am Hinterberg westlich von Wangs befindet sich ein die tiefsten Terrassen von Fehrbach und Gabreiten aufbauender Stauschotter. Er weist die Morphologie eines Bachschuttkegels auf, welcher postglazial vom zu Beginn wohl noch erhebliche Schmelzwasser führenden Fehrbach durchschnitten wurde. Der von MÜLLER (1995b) bei Gabreiten beschriebene, an die präletztezeitlichen Feinsedimente angelagerte randglaziale Stauschotter wird ebenfalls zu diesem Vorkommen gezählt.

Neben dem bereits oben beschriebenen randglazialen Schotter von Gabreiten-Fehrbach zählen auch die wohl etwas jüngeren, aber dennoch bereits seit längerer Zeit nicht mehr aktiven Schuttkegel bei Wangs und bei Trübbach zu den spät- bis postglazialen Bachschuttkegeln. Eine eindruckliche Morphologie zeigt der Rest eines (auf der rechten Seite) zweifach terrassierten Bachschuttkegels an der Einmündung des Gafarrabachs bei Boden im Weisstannental. Es handelt sich um einen glazial ungestörten, schräggeschichteten, schlecht sortierten, sandigen Grobkies mit abschnittsweise auffallend wenig Feinanteilen und variabel gerundeten Komponenten, welcher von dicht gelagerter Grundmoräne des Lokalgletschers unterlagert wird.

### **Q<sub>arf</sub> Spätglaziale bis subrezente Alluvion, fluvatile Sedimente in randglazialen Entwässerungsrinnen**

Darunter werden die meist geringmächtigen, fluviatilen Schmelzwasserablagerungen und Verlandungssedimente zusammengefasst, welche während und nach der Abschmelzphase in den relativ kurzzeitig aktiven randglazialen Entwässerungsrinnen des Bündner Gletschers abgelagert wurden. Es handelt sich dabei fast ausschliesslich um Rinnen, die während des Feldkirch-Koblach-Weesen-Stadiums und des Sargans-Stadiums aktiv waren. Die Füllung der Rinne bei Herenboden südwestlich von Bad Ragaz wurde pollenanalytisch untersucht (s. JORDI 1986). Als ungefähr gleichaltrig werden die alluvialen Terrassen bei Schwendi im Weisstannental eingeschätzt, welche vermutlich eine Stauage anzeigen, die durch einen spätglazialen bis subrezentem Bergsturz verursacht wurde.

### **L Löss**

Die Lössbildungen in der Umgebung von Wartau-Trübbach-Sargans-Vild sind seit längerem als weitgehend isolierte Vorkommen im St. Galler Rheintal bekannt; erste Beschreibungen erfolgten bereits durch A. Escher von der Linth (in MOUSSON 1856). Grössere flächenhafte Vorkommen erstrecken sich an den Hügeln südlich und südwestlich von Fontnas, in der Umgebung der Burgruine Wartau (Gebiet von Atlasblatt Buchs) sowie auf dem Maziferchopf westlich von Trübbach. Ein weiteres Vorkommen beschreibt ALLEMANN (2002) am südlichen Fuss des Fläscher Bergs. Typische Kennzeichen der Lössablagerungen sind neben der beigen bis hellbraunen Farbe ihr feinkörniger homogener und fast schichtungsfreier Aufbau. Nach FRÜH (1899) dominieren beim Löss von Wartau und Sevelen Korngrössen der Siltfraktion, während die Sandfraktion untergeordnet als Einsprengling auftritt. Neben erkennbarem Hellglimmer und Quarzkörnern wurden nach BRIEGEL (1972) in Materialproben diverse Schwermineralien nachgewiesen. Von Interesse ist eine Landschneckenfauna, wie sie von MOUSSON (1856) und FRÜH (1899) dokumentiert wurde. Die Mächtigkeit des Lösses ist im Allgemeinen gering; es wird von häufig weniger als 1 m bis max. 3 m Mächtigkeit ausgegangen (FRÜH 1899); nur an Böschungskanten von Terrassen sind allenfalls höhere Mächtigkeiten zu erwarten. An gewissen Stellen konnte beobachtet werden, dass der Löss ohne erkennbare Schichtgrenze der Grundmoräne des Bündner Gletschers auflagert. FRÜH (1899) gibt auch direkte Auflagerungen auf abgeschliffenem Fels und Spaltenfüllungen in Schrattenkalk an. Die äolische Entstehung des Lösses – wohl kurz nach Rückzug des Bündner Gletschers – ist allgemein anerkannt (FRÜH 1899, GOUDA 1962). In einigen Lössgebieten – so bei den Hügeln südlich von Fontnas – bestehen Terrassen mit teils über 15 m hohen Böschungen und deutlichen Böschungskanten. Ob diese markanten Terrassenbildungen ausschliesslich durch menschliche Tätigkeit zur Gewinnung von Ackerbauflächen verursacht wurden, oder ob natürliche geologische Prozesse und Inhomogenitäten bei der Terrassen-

entstehung mitbestimmend waren, lässt sich nicht abschliessend beurteilen. Nach FRÜH (1899) sprechen viele Argumente für eine rein anthropogene Terrassenbildung, so etwa lokal erkennbare rampenartige Verbindungen von Terrassenstufen.

## **Holozän**

### **Sackungsmassen, zerrüttete Sackungsmassen**

Bei noch mehr oder weniger zusammenhängenden versackten Felspaketen, insbesondere wenn Lithologie, Bankung und – bei grösseren Sackungsmassen – der Schichtaufbau darin noch erkennbar sind, werden die betroffenen Formationen in der entsprechenden Farbe angegeben. Solche Felssackungen treten in dem von Zementstein- und Palfris-Formation dominierten Gebiet nördlich des Gonzens, aber auch an den Flanken des Weisstannentals verbreitet auf. Ist der versackte Fels derart stark zerrüttet, dass von einer eigentlichen Lockergesteinsmasse mit entsprechenden geotechnischen und hydrogeologischen Eigenschaften gesprochen werden kann, wurden diese Gebiete mit einer entsprechenden Lockergesteinsignatur ohne Angabe der betroffenen Formationen versehen. Vor allem im Verrucano rund um den Gamidaurspitz kommen solche meist blockigen Massen verbreitet vor, aber auch bei den instabilen Gesteinsmassen auf der Nordwestseite der Taminaschlucht handelt es sich um solche stark zerrüttete Sackungsmassen. Diese zerrütteten Sackungsmassen bestehen demnach primär aus Felsmaterial, wobei in gewissen Gebieten auch ehemals auf dem Fels liegendes Lockergestein in die Sackungsmasse miteingearbeitet wurde, so wie z.B. im Sackungsgebiet bei Neuenbergwald südwestlich von Mels. Ältere Sackungsmassen, die durch glaziale Prozesse überprägt wurden, sind im Kartengebiet keine auszumachen. Die bekannten Sackungsmassen sind daher vermutlich alle nachletzteiszeitlich, jedoch dürften insbesondere die grossen Blöcke aus Kieselkalk und Diphyoides-Kalk in der Lokalmoränenmasse von Labria als glazial verschürfte bzw. versackte Felspakete interpretiert werden. Weitestgehend inaktive Felssackungen sind teilweise mit jüngeren Lockergesteinsablagerungen (in der Regel Hangschutt, aber auch Bachschutt und oberflächennahen Rutschungsmassen) überdeckt, so z.B. die tiefgründige Sackungsmasse bei Heiligkreuz oder die unteren Bereiche der mehrheitlich im Gebiet von Atlasblatt Vättis liegenden Grosssackungsmasse südöstlich von Pfäfers.

### **Rutschmassen**

Durch Rutschprozesse erfasste Lockergesteine kommen im Gebiet Labria nördlich des Gonzens und im Weisstannental vor und dies auffallend oft innerhalb von Lokalmoräne. Bei den verursachenden Faktoren spielen fast immer oberflächennahe Diskontinuitäten in der hydraulischen Durchlässigkeit eine Rolle,

welche beispielsweise bei untief anstehendem, schlecht durchlässigem Fels auftreten. Die grössten und aktivsten Rutschmassen im Kartengebiet befinden sich zwischen Labria und Trübbach, wo das auf den mergelreichen Gesteinen der Palfris- und der (oberen) Zementstein-Formation gestaute Wasser den oberflächennahen Felsbereich, aber insbesondere auch die diesem auflagernde, grobblockige Lokalmoräne – gefördert durch die fortwährende Erosion durch den Trübbach – grossräumig destabilisiert. Stark aktive Rutschmassen mit typisch unruhiger Morphologie, starker Vernässung und beeinträchtigtem Bewuchs werden hier mit einer weissen Farbe versehen, während weniger aktive Bereiche und mehr oder weniger noch zusammenhängende Lockergesteinspakete mit der Farbe der betroffenen Formation dargestellt werden.

### **Gebiete mit Solifluktion**

Das Kartengebiet bietet für permafrostbedingtes Bodenfließen vermutlich zu wenig geeignete Höhenlagen und Expositionen (s. a. Hinweiskarte der potenziellen Permafrostverbreitung des Bundesamtes für Umwelt BAFU) bzw. die Gebiete höher als 2000 m.ü.M. bestehen aus Gesteinen (insbesondere Verrucano), welche primär groben Blockschutt und kaum Boden oder feinkörnigen Hangschutt bilden. Dennoch konnte unmittelbar nördlich des Gamidaurspitzes (mit rund 2300 m.ü.M. der höchste Berggipfel des Kartengebiets) ein Gebiet mit Solifluktion ausgeschieden werden.

### **Lawinenschuttkegel**

Schön ausgebildete, aktive Lawinenschuttkegel befinden sich z.B. bei Gaffia östlich des Gamidaurspitzes. Schneehaldenmoränen wurden westlich des Hüenerchopfs und der Bremenhöpf im westlichen Kartengebiet erkannt, jedoch aus Massstabsgründen auf der Karte nicht ausgeschieden.

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

Die grössten Bergsturzablagerungen mit entsprechenden Volumen und Translationsdistanzen finden sich im Weisstannental und unterhalb der Steilwände am Nordrand des Seeztals. Bei Schwendi im Weisstannental bildet die aus Verrucano und Trias-Formationen aufgebaute Rot Wand (Name aufgrund der rötlich gefärbten Gesteine der Quarten-Formation) die Ausbruchsnische der Bergsturzmassen von Eggberg–Tuggstein–Esel, welche bis an die Seez hinunter reichen. Die mächtige Schuttmasse wurde vermutlich nicht durch ein einzelnes Bergsturzeignis gebildet, sondern durch Akkumulation mehrerer Sturzereignisse unterschiedlichen Alters und Ausmasses. Vor allem in den älteren Ablagerungen – durch tief in die Schuttmasse eingeschnittene Bäche zugänglich gemacht – finden sich neben dem lokalen Schutt auch Steine und Blöcke aus Nummulitenkalk und

Flyschsandstein, welche ursprünglich durch den Seezgletscher abgelagert wurden. Demnach könnten die ältesten Sturzmassen allenfalls auch glazial geprägt sein und ein spätglaziales bis subrezentenes Alter aufweisen. Auf der mit Blöcken aus den Gesteinen der Rot Wand übersäten Oberfläche der Bergsturzmasse finden sich hingegen keine Hinweise auf eine glaziale Überprägung, dafür finden auf ihr diverse sekundäre Umlagerungsprozesse wie Murgänge und Rutschungen statt. Solche jüngeren Umlagerungsprozesse prägen auch die Bergsturzablagerungen von Flums-Hochwiese östlich von Flums.

### **Hangschutt, Hangschutt mit Blockschutt**

Unter Hangschutt werden alle nicht weiter differenzierten, meist aber relativ feinkörnigen und gut sortierten Ansammlungen aus eher kleineren und regelmässigen Sturzereignissen ohne Beteiligung von Fliessprozessen zusammengefasst (Trockenschuttkegel, Hangschuttschleier). Beim Hangschutt mit Blockschutt mischten sich auch einzelne grössere Sturzblöcke oder schlecht abgrenzbare (wieder zugeschüttete) Felssturzablagerungen unter die «normale» Hangschuttmasse (Fig. 34). Solche finden sich meistens unterhalb grösserer Felswände, wie z.B. am Gonzen. Die Hangschuttablagerungen sind primär holozänen Alters. Ältere, pleistozäne Hangschuttablagerungen im Kern von grösseren Hangschuttvorkommen sind grundsätzlich möglich, wurden aber nicht festgestellt bzw. nachgewiesen.

In den Bachtobeln bei Chli Wildeberg (z.B. bei Koord. 2743.900/1214.500) sind die dortigen kleinräumigen Hangschuttbildungen (in der Karte nicht dargestellt) oft stark verkittet. Die Verkittung greift stellenweise auch in die liegenden Moränenablagerungen. Es wird vermutet, dass diese Verkittung mit den in unmittelbarer Umgebung anstehenden Gesteinen der Röti-Formation zusammenhängt. Wahrscheinlich ist in der den Fels überlagernden Moräne, aus deren Verwitterungsprodukt der Hangschutt entanden ist, ein erhöhter Anteil an Dolomit- und Anhydrit-Komponenten vorhanden.

### **Gemischte Schuttkegel**

Gemischte, d.h. sowohl durch trockene Sturzprozesse als auch durch Murgangereignisse entstandene bzw. durch Wassertransport lokal wieder umgelagerte Schuttkegel finden sich vor allem unterhalb von steilen, kurzen Felsrunsen, aus welchen in der Regel Hang- bzw. Blockschutt geschüttet wird, die aber insbesondere bei Starkniederschlägen auch grössere Wassermengen führen können.

### **Bachschuttkegel, Murgangschuttkegel**

Bach- und Murgangablagerungen treten meist in Form von Schuttkegeln an den Austrittsstellen von Bachläufen aus den Seitentälern in die Ebenen des Seez-



Fig. 34: Holozäne Trockenschuttkegel mit Blockschutt (Ablagerungen eines kleineren Bergsturzes) in der Bildmitte. Rechts bereits mit Vegetation bewachsene ältere Bergsturzmasse. Im Vordergrund lokal verrutschte Lokalmoräne (Lokalität Hinderelabria, Koord. ca. 2750.750/1217.950). Foto R. Löpfle 2014.

und des Rheintals auf. Dabei sind durch die Schils bei Flums, die Seez bei Mels und die Tamina bei Bad Ragaz aufgrund der Einzugsgebietsgrössen dieser Bäche erwartungsgemäss grössere Schuttfächer entstanden. Da der nacheiszeitliche See, in den sie ursprünglich geschüttet wurden, im Kartengebiet schon im Spätglazial vollständig aufgefüllt war, besitzen die tieferen Abschnitte dieser Bachschuttkegel ein spätpleistozänes Alter, wie Datierungen an Holzproben belegen (MÜLLER 1995b, ZWAHLEN 2017). Grosse Murgangschuttfächer wurden jedoch auch von Seitenbächen mit deutlich kleineren Einzugsgebietsgrössen gebildet. Das eindrucklichste Beispiel hierfür stellt der über 5 km<sup>2</sup> Fläche einnehmende, mit zahlreichen Murgangrinnen durchzogene Schuttfächer zwischen Fläsch und Maienfeld dar, dessen Einzugsgebiet gerade einmal rund 4,5 km<sup>2</sup> gross ist. Das sehr grosse Volumen der Ablagerungen kann daher nur mit einer extrem hohen Erosionsrate in einem mit reichlich mobilisierbarem Schutt besetzten Einzugsgebiet erklärt werden. Das gleiche gilt für den ebenfalls ziemlich beträchtlichen Murgangschuttkegel von Trübbach, welcher durch die erhöhte Erosion in den Rutschgebieten von Labria-Lauboden und Walsberg genährt wird.

#### **q<sub>v</sub> Verlandungssedimente**

Vorwiegend siltige Verlandungssedimente mit Torf entstanden in Gebieten, welche von den Einflüssen der Hauptflüsse verschont blieben. Dies war im Rheintalabschnitt offenbar längere Zeit im Gebiet zwischen Vilters, Wangs und Sargans-Vild der Fall, wo anhand von Bohrungen, Bodenkartierungen und alten Flurbezeichnungen (Wolfriet, Tiefriet usw.) ein grossflächig zusammenhängendes Gebiet aus teils mächtigen feinkörnigen und torfhaltigen Verlandungssedimenten ausgeschieden werden kann. Aufgrund des bedeutend kleineren Einzugsgebiets der Seez und der dadurch bedingten geringeren Breite des Flusssystemes treten im Seeztal Gebiete mit Verlandungssedimenten und ehemalige (drainierte) Sumpfgebiete insbesondere ausserhalb des Einflussbereichs der Seitenbäche verbreiteter auf (Müliriet, Bleichiriet, Halbmilriet, Burgerriet usw.).

#### **q<sub>l</sub> Hanglehm**

Lokal gebildeter feinkörniger Hang- oder Schwemmlehm findet sich vor allem in kleinräumigen Geländemulden in tieferen Lagen der südlichen Rheintalflanke sowie auf der Alp Palfris. Im Gebiet der letzteren werden die über den Mergeln der Palfris-Formation gebildeten (und noch nicht abgerutschten) Verwitterungslehme bei Chammboden dazu gezählt.

#### **Sümpfe, drainierte Sümpfe, Torfmoore**

Sumpf und vernässter Boden treten verbreitet in flacheren Gebieten oder in der Regel kleineren Geländemulden über hydraulisch schlecht durchlässigem Untergrund auf, so am ausgedehntesten im mit Moräne bedeckten Gebiet bei Mädems und Luggenböden westlich des Chapfensees. Zudem treten sie in mit geringmächtiger Moräne gefüllten Senken zwischen den Rundhöckern der Verrucano-Felsplatte südwestlich der Seez, in aus Mergelzwischenlagen erosiv geformten Mulden der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») bei Pardiell sowie auf Palfris über den Mergeln der Zementstein- bzw. der Palfris-Formation auf. Die auf als Verlandungssedimenten kartierten Gebieten vorkommenden, drainierten Rietflächen wurden nicht speziell ausgeschieden.

Unter Naturschutz stehende, im Bundesinventar der Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung des Bundesamtes für Umwelt eingetragene Torfmoorreste sind in der Umgebung des Chapfensees sowie in einem kleineren Gebiet auf der Vilterser Alp zu finden.

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

Da die Felsoberfläche bei Mels höher liegt als im Rheintalgebiet östlich davon, wurde der ursprünglich zusammenhängende nacheiszeitliche See durch die

Aufschüttung des Seezeltas getrennt, worauf das Seeztal bis zur heutigen Situation ausschliesslich durch Geschiebe der Seez und ihrer Nebenbäche aufgefüllt wurde, während im Rheintal nur Flusssedimente des Bündnerlandes zur Ablagerung kamen. Nach EBERLE (1987) beträgt die Mächtigkeit der aus sandigem Grobkies mit grösseren Steinen und Blöcken bestehenden Flussablagerungen zwischen Bad Ragaz und Sargans 60 m. Die Auflandungssequenzen im Seeztal zeichnen sich durch eine intensive Verzahnung des relativ gut sortierten Seez-Schotters mit schlecht sortierten, generell sandig-siltigeren Murgangablagerungen aus den Seitenbächen aus (MÜLLER 1995b). Die Mächtigkeit bewegt sich über das gesamte Seeztal gesehen zwischen 0 m am Walensee und rund 70 m bei Mels.

### **Künstlich verändertes Gelände**

Bei Mels fanden auf dem Hügel von Chastels kleinere Terrainveränderungen für Festungsbauten statt. Eine zum gleichen Befestigungsring gehörende Bunkeranlage zeigt sich in Form einer künstlich gestalteten Geländeform im Malanser Holz unweit des Kurhauses Alvier. Bei Furt oberhalb von Wangs wurde das Gelände für die dortige Skipiste neu gestaltet.

### **Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen**

Künstliche Ablagerungen finden sich fast ausschliesslich auf oder nahe der Talböden im Bereich von aufgefüllten Kiesgruben, in Form von kleineren Geländeauffüllungen, Deponien oder bergbaubedingten Schutthalden (z.B. an Stollenausgängen des Bergwerks Gonzen oder bei Festungsbauten) sowie als Dammschüttungen im Bereich der Autobahn und entlang des Rheins.

### **Ehemalige Flussbetten, ehemalige Bachbetten**

Die auf der Karte verzeichneten ehemaligen Läufe des Rheins und der Seez wurden anhand von an der Oberfläche noch erkennbaren Geländeformen oder anhand historischer Karten (z.B. Eschmannkarte) rekonstruiert.

### **Lesesteinhaufen, Blockstreu**

In Gebieten mit nur geringer Moränenbedeckung helfen aus verwittertem, allenfalls leicht glazial verschürftem Fels zusammengetragene Lesesteinhaufen, die untief anstehenden Felsformationen abzugrenzen. Auf der Karte sind Lesesteinhaufen lediglich bei Älpli westlich des Chapfensees eingezeichnet, wo sie zur Abgrenzung der Röti- bzw. der Quarten-Formation herangezogen wurden. Weiter wurden weite Teile der die Chropfsberg-Schuppe aufbauenden Formationen (auch hier insbesondere die Röti-Formation) anhand von Lesesteinhaufen auskartiert (in der Karte aus Gründen der Lesbarkeit nicht eingezeichnet).

## Felsisohypsen des Alpenrhein- und Seetzals

Figur 35 stellt die glazial übertieften Becken des Alpenrhein- und Seetzals dar. Die Felsisohypsen wurden in Abhängigkeit ihrer Lagesicherheit in unterschiedlichen Abständen konstruiert. Ab der Talsohle bei 480 bis 500 m ü.M. sind die Isohypsen bis auf Kote 350 in 50-m-Abständen gezeichnet. Die Lage der Kote 350 ist anhand von tieferen Bohrungen relativ zuverlässig bekannt. Die Kote 250 liegt nach verschiedenen Seismogrammen (MÜLLER 1995, PFIFFNER et al. 1997) in sehr steilen Beckenwänden und schmiegt sich deshalb eng an die Kote 350. Die Koten 0 und -100 wurden anhand der genannten Seismogramme und der Gravimetrie nach MÜLLER (1995) und KLINGELÉ (2009) abgeschätzt, die jedoch alle nicht geeichte Interpretationen darstellen. Einzig die Tiefbohrung nördlich von Balzers hat die Felsoberfläche des Talbeckens bei 32 m ü.M. erreicht. Die Isohypsen 100 und 200 sind nicht dargestellt, weil deren Verläufe nicht bekannt sind bzw. irgendwo zwischen 0 und 300 liegen.

Im Becken von Landquart wurde eine Übertiefung tiefer als Kote 0 angenommen, weil die Seismogramme in PFIFFNER et al. (1997) bereits bei Chur-Rosboden auf Kote 0 bis -100 interpretiert wurden (Eichung an einer Tiefbohrung, die eine Kote von 300 m ü.M. innerhalb von glazilakustrischen Feinsedimenten erreicht hatte).

Die bis heute vorliegenden Datierungen gestatten es nicht, die Frage nach dem Alter der Felsübertiefung eindeutig zu beantworten. Gemäss der Beurteilung der Hauptmasse der spätpleistozänen Seesedimente [älteste Dryas, pollenanalytisch bestimmt nach KLAUS (1963) und I. Draxler in OBERHAUSER et al. (1991)] wurden die Taltröge erst in der Spätphase der Letzten Eiszeit aufsedimentiert, wobei die meisten Tiefbohrungen, die den Fels erreicht haben, eine unmittelbare Auflagerung von feinkörnigen Seesedimenten auf die Felsoberfläche nachgewiesen haben (s. a. Fig. 30, 32 u. 33). Die «Prä-LGM-Sedimente» nach MÜLLER (1995) an der Konfluenz von Rhein- und Seezletscher bei Mels bilden den einzigen Nachweis von älteren, die Felsoberfläche auf- oder anlagernden, vorbelasteten Seesedimenten, Grundmoränen und Kamesschottern. Offenbar wurden die Taltröge weitgehend erst in der Spätphase der Letzten Eiszeit vermutlich unter extremen hydrodynamischen Turbulenzen mitsamt älterer Grundmoräne bis auf die Felssohle ausgeräumt und anschliessend in stehendem Wasser subglazial- und/oder in offenen Trogseen aufsedimentiert.

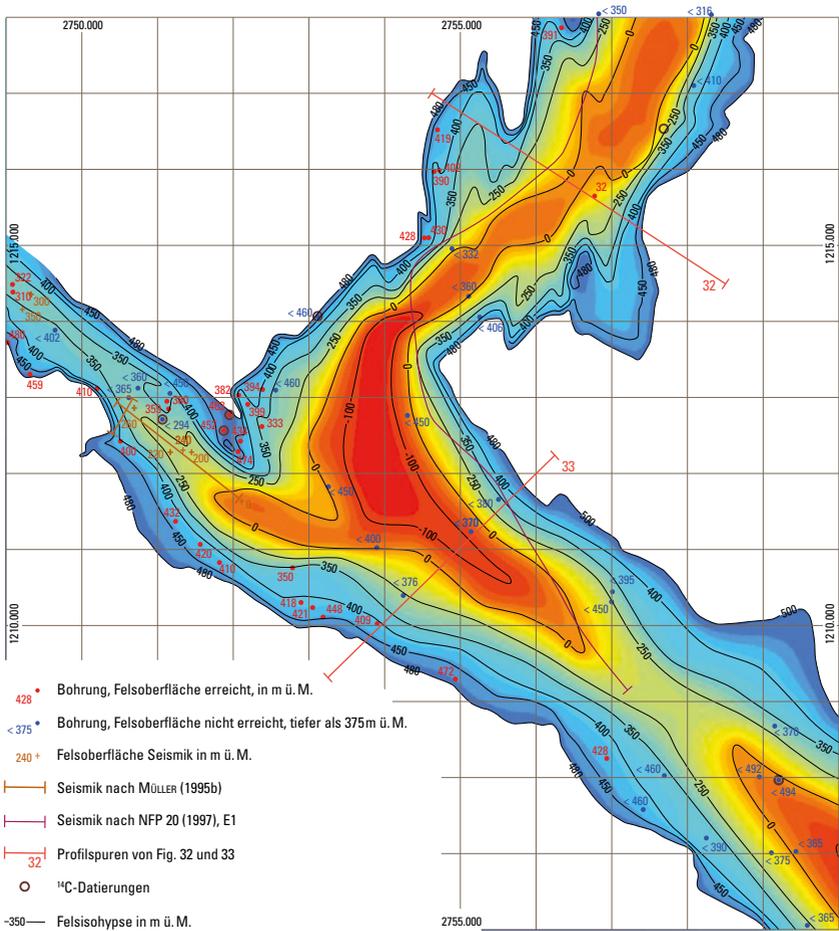


Fig. 35: Felsisohypsenkarte der glazial übertieften Becken des Alpenrheins und Seetals.

## TEKTONIK

Im Gebiet von Atlasblatt Sargans sind mit dem Helvetikum und Penninikum zwei tektonische Grosseinheiten der Alpen vertreten. Dabei nimmt das Helvetikum das weitaus grössere Gebiet ein; das Penninikum ist einzig östlich des Rheintals im nordöstlichen Kartengebiet vertreten.

Der Faziesraum des östlichen Helvetikums wird anhand seiner heutigen tektonischen Position in drei Haupteinheiten gegliedert. Als Unterhelvetikum werden die externen, kristallinen Massive (z. B. Aar-Massiv) und ihre autochthon-parautochthone Sedimentbedeckung bezeichnet. Dieser ursprünglich am nördlichsten gelegene Ablagerungsraum des helvetischen Schelfs liegt nun tektonisch unter der Glarner Hauptüberschiebung in der untersten Position des helvetischen Deckenstapels. Die paläogeographisch weiter südlich davon beheimateten Sedimente wurden durch den subduktionsbedingten Zusammenschub von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert und liegen nun als ein rein sedimentärer Deckenkomplex weiter nördlich und oberhalb des Unterhelvetikums. Dieser als Oberhelvetikum oder generell als «helvetische Decken» zusammengefasste Deckenkomplex wird im Gebiet des Atlasblattes Sargans in die beiden Untereinheiten Glarner Deckenkomplex und Säntis-Decke gegliedert. Die Sedimente des ursprünglich am südlichsten gelegenen Ablagerungsraums (auch als süd- bis ultrahelvetischer Schelf bezeichnet) schliesslich bilden generell die obersten tektonischen Einheiten und werden unter dem Begriff Ultrahelvetikum zusammengefasst. Im Gebiet des Atlasblattes Sargans wurden diese ausschliesslich aus Sedimenten der jüngeren Kreide und des Paläogens bestehenden Formationen zwischen Unter- und Oberhelvetikum eingeklemmt («eingewickelt») und liegen als intensiv verfaltete und verschuppte Decken zwischen diesen beiden Haupteinheiten vor. Eine Ausnahme bildet dabei die Fläscherberg-Decke; sie liegt am südlichen Ende des Fläscher Bergs der Säntis-Decke in oberhelvetischer Position auf.

Ein zentrales Element des östlichen Helvetikums stellt die Glarner Hauptüberschiebung dar, welche die über weite Strecken verfolgbare Untergrenze des oberhelvetischen Glarner Deckenkomplexes bildet und die tektonisch darunter liegenden Sedimentdecken des Unterhelvetikums bzw. des Ultrahelvetikums scharf abschneidet. Die tektonischen Einheiten unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung werden auch als Infrahelvetikum oder «Infrahelvetic complex» bezeichnet (PFIFFNER 1977, MILNES & PFIFFNER 1977).

Im Gebiet des Atlasblattes Sargans sind alle drei helvetischen Haupteinheiten vertreten. Das Unterhelvetikum zeigt sich allerdings lediglich in eng begrenzten tektonischen Fenstern im Weisstannental und bei Vilters. Hingegen nehmen die Sedimentgesteine des Oberhelvetikums sowie des Ultrahelvetikums weite Teile des Kartengebiets ein. Aufgrund des Abtauchens der Deckenstapel wie auch der Überschiebungen (Deckengrenzen) gegen Nordosten finden sich die Gesteine des



Fig. 36: Blick vom Gebiet Pardiel südwestlich von Bad Ragaz gegen Norden. Links die Alviergruppe mit der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone an der Basis und der sie überlagernden Säntis-Decke (Helvetikum), rechts im Hintergrund die Drei-Schwestern-Schuppe (Lechtal-Decke) des Ostalpins östlich des Rheins und rechts im Mittelgrund der nördliche Teil des Fläscher Bergs (wiederum Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und überlagernde Säntis-Decke). Foto D. Reber 2017.

unteren Glarner Deckenkomplexes (Verrucano und ältere Formationen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone) sowie der ultrahelvetischen Einheiten (inkl. südhelvetische) ausschliesslich im südwestlichen Teil des Kartengebiets. Die Gesteine des oberen Glarner Deckenkomplexes und der Säntis-Decke bilden das Gebirge um den Gonzen und den Fläscher Berg im nordöstlichen Teil des Kartengebiets. Weiter gegen Nordosten werden die Helvetischen Decken schliesslich von den Penninischen Decken überschoben, von welchen die mittelpenninische Falknis-Decke noch auf das Kartengebiet reicht.

## HELVETIKUM

### Unterhelvetikum

#### Aar-Massiv

#### *Parautochthone Sedimentbedeckung*

Das Unterhelvetikum ist im Gebiet von Atlasblatt Sargans lediglich in zwei tektonischen Fenstern aufgeschlossen, wobei es sich in beiden Fällen ausschliesslich um paläogene Formationen handelt. Im Fenster im Weisstannental zwischen Schattenberg und Steinegg sind stark geschieferter Mergel, Silt- und Sandstein der Elm- und Matt-Formation aufgeschlossen. Das Hangende bildet hier die Blattengrat-Decke. Das Fenster am Vilterser Berg wird durch die Sardona-Decke begrenzt und gewährt den Einblick in ältere Schichten der nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Taveyannaz-Formation) sowie der Stad- und der Bürgen-Formation.

Die die beiden unterhelvetischen Fenster nach oben begrenzenden Überschiebungen (Blattengrat- bzw. Sardona-Decke) sind als Folge einer nachfolgenden Deformationsphase (Calanda-Phase, s. S. 148) verfaltet und verschuppt, was die Abgrenzung der teilweise ziemlich ähnlichen Lithologien im Hangenden und Liegenden im Aufschluss zusätzlich erschwert. Insbesondere am Vilterser Berg kann dadurch (unterhelvetischer) Taveyannaz-Sandstein lokal auch über den (ultrahelvetischen) Flyschsandstein der Sardona-Decke zu liegen kommen. Die Basisüberschiebung der Sardona-Decke kann im Saartobel südlich von Vilters besonders gut studiert werden, wo eine Wechselfolge aus dünnbankigem, stark boudiniertem Flyschsandstein und -mergel der Sardona-Decke dem Mergel und Kalk der Stad-Formation – wiederum verfaltet und verschuppt – aufliegt.

Die paläogenen Schichten in beiden unterhelvetischen Fenstern sind intensiv und eng verfaltet, jedoch im Gegensatz zu den Schichten in der Blattengrat- bzw. Sardona-Decke ziemlich ruhig gelagert und weniger boudiniert. Die Achsenebenen fallen wie die sämtliche Abfolgen durchdringende Achsenebenenschieferung mit rund 30–50° in SSE-Richtung ein. In den Profilen 2 und 3 der Tafel I sind sowohl die Deckengrenzen als auch die verfalteten und geschieferten Schichten stark vereinfacht dargestellt worden. Faltung und Schieferung können vor allem in den NNE–SSE verlaufenden Einschnitten (Tobeln) der Seez (Weisstannental), des Valeisbachs und des Saarbachs beobachtet werden. Am Vilterser Berg sind sie aufgrund des hohen Sandsteinanteils wie auch der Topographie (sanft nach NNE abfallende Geländeoberfläche) schwieriger zu erkennen.

#### **Chropfsberg-, Gaffia- und Logsbach-Schuppe**

TRÜMPY (1944, 1969) verwendete den Begriff «subhelvetisch» für unter der Glarner Hauptüberschiebung mitgerissene Schuppen und «Scherben» verschiede-

ner, jedoch wohl hauptsächlich nordhelvetischer Herkunft (eingehendere Erläuterung zum Begriff s. PFIFFNER 1977). Nach TRÜMPY (1969, 1980) stammen diese komplex aufgebauten Einheiten vom Verkehrtshenkel einer frühen, grossen liegenden Falte mit Verrucano im Kern. Durch die anschliessende Ausbildung der Glarner Hauptüberschiebung wurden demnach die mesozoischen Sedimente des Verkehrtshenkels zwischen dem Verrucano und den liegenden allochthonen ultrahelvetischen Einheiten (Blattengrat- und Sardona-Decke) zerschert und verschuppt. SCHMID (1975) weist darauf hin, dass manche dieser Schuppen (z.B. die Schuppe aus Schrattenkalk am Foostock oder weiter westlich die Griesstock-Decke) auch an der Basis deutlich und teilweise unter Ausbildung lochsitenkalkähnlicher Tektonite überschoben sind. Eine Aussage, die auch auf die Basis der Chropfsberg-Schuppe zutrifft (S. 130, Fig. 37). PFIFFNER (2009) interpretiert die Chropfsberg-Schuppe als Verkehrtshenkel einer ostvergente Falte am Ostrand des Verrucano-Trogs. Dies würde zu den Verkehrtserien bei Wangs (mit Verrucano und Trias) passen.

Da bei dem von SCHMID (1975) genannten Beispiel am Foostock die Überschiebung an der Basis der Schuppe die Falten der Hauptdeformationsphase im liegenden «Sardona-Flysch» abschneidet, muss diese Überschiebung zwischen der Hauptdeformationsphase (Phase 2 nach SCHMID 1975, Calanda-Phase nach MILNES & PFIFFNER 1977, s.S. 148) und der Überschiebungsphase der Glarner Hauptüberschiebung (Phase 3 bzw. Ruchi-Phase) stattgefunden haben. An der Basis der Chropfsberg-Schuppe zeigt sich in den liegenden Flyschgesteinen ein deutliches Einbiegen der Hauptschieferung (Calanda-Phase) in die generell nordfallende, ebenfalls verfaltete und lokal verschuppte Überschiebungsebene (Fig. 6). Die Hauptschieferung in den Gesteinen der Chropfsberg-Schuppe – welche im Übrigen eine leichte Synform mit ungefähr Nord-Süd streichender und mit ca. 10° nach Norden einfallender Faltenachse bilden – fällt wie die Hauptschieferung in den darunter liegenden Gesteinen der Sardona- bzw. der Bad-Ragaz-Decke mit rund 40° nach SSE ein. Die durch die nachfolgende Deformationsphase (Ruchi-Phase) verursachte Runzelschieferung (crenulation cleavage), die sich in der Chropfsberg-Schuppe vor allem im Kalk der Seewen-Formation als Kleinfältelung der stylolitisch ausgebildeten Hauptschieferung zeigt und in den Gesteinen des Liegenden im Nahbereich der Basisüberschiebung am ausgeprägtesten ist, fällt mit rund 60° in südliche bis südsüdöstliche Richtung ein (NYFFENEGGER 1981). Das Einbiegen der Hauptschieferung in die nordwärts fallende Basisüberschiebung bzw. das Umfliessen der wellenförmig und boundinartig (lappig) angelegten Schuppenbasis (Fig. 6) durch die Schieferung sind vermutlich eine Folge des Kompetenzunterschieds zwischen den kalkigen Gesteinen der «subhelvetischen» Schuppe und dem Mergel und Sandstein der Bad-Ragaz- bzw. der Sardona-Decke. Demnach fand die Platznahme der «subhelvetischen» Schuppen bereits vor der Calanda-Phase während der Cavistrau-Phase statt. Diese Ansicht wird generell von PFIFFNER (1977) und MILNES & PFIFFNER (1977) vertreten, obschon PFIFFNER (1977) die Faltung der Untergrenze des Lochsiten-Kalks der Ru-



Fig. 37: Basis der Chropfsberg-Schuppe an der Alpstrasse beim «Chrinnenloch» (Koord. 2754.528/1208.482). Foto R. Löpfle 2015.

chi-Phase zuschreibt. Nach SCHMID (1975), GASSER & DEN BROK (2008) und DÄNIKEN & FREHNER (2017) fand die Platznahme der «subhelvetischen» Schuppen früher, zwischen der Calanda- und der Ruchi-Phase oder in der späten Calanda-Phase, statt.

Die zwischen Gaffia und Wangs verstreut auftretenden Vorkommen von tektonisiertem Kalk der Quinten-Formation werden als Reste einer ursprünglich grösseren und zusammenhängenden tektonischen Einheit – der Gaffia-Schuppe – aufgefasst.

Was das von RÜEFLI (1956) beschriebene Dogger-Vorkommen im Weisstantal (Logsbach-Schuppe) betrifft, so interpretiert der gleiche Autor in RÜEFLI (1959) dieses als einen zwischen Blattengrat- und Sardona-Decke gequetschten «Schürfling» südhelvetischer Herkunft («Südhelvetische Schwellenregion»). Demnach wäre der «Schürfling» bereits während der Platznahme der Sardona-Decke von seiner Unterlage abgeschert worden, was der oben beschriebenen Definition der «subhelvetischen Schuppen» nach TRÜMPY (1969, 1980) widerspricht. Ein geo-

logisches Profil in TRÜMPY (1969) zeigt die «Aalénien-Schiefer» zwar tatsächlich in einer Position zwischen «Sardona-Flysch» und Stad-Formation der Blattengrat-Decke, jedoch auch an die Glarner Hauptüberschiebung (Lochsiten-Kalk) stossend.

## **Oberhelvetikum**

Das Oberhelvetikum, welches in der Ostschweiz die eigentlichen helvetischen Decken über der Glarner Hauptüberschiebung umfasst, ist im Gebiet des Atlasblattes Sargans durch den Glarner Deckenkomplex und die Säntis-Decke vertreten.

### **Glarner Deckenkomplex**

Im Gebiet westlicher Walensee – Mürtchenstock – Glarus lassen sich unter der Säntis-Decke eine höhere Decke (Mürtchen-Decke) und eine tiefere Decke (Glarner Decke) des Glarner Deckenkomplexes mit jeweils vom Verrucano bis ins Paläogen reichender Schichtfolge unterscheiden (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 2011, Plate VII). Im Seeztal-Querschnitt geht dieser klare Bezug allerdings verloren. Dort kann zwischen Flums und Sargans die Verrucano-Lias-Abfolge südlich des Tals als Sockel der Dogger-Malm-Schuppen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und diese wiederum als Jura-Sockel der von ihr abgescherten Kreidefolgen der Säntis-Decke im Zusammenhang beobachtet werden (PFIFFNER 2011). Aus diesem Grund bezeichnete TRÜMPY (1969) die vollständige Abfolge der Glarner Decke bei Glarus als «Glarner-Decke s. str.» und alle nicht eindeutig dieser oder der Mürtchen-Decke zuzuordnenden Teile der Verrucano-Lias-Abfolge zwischen Linth und Seez als «Glarner-Decke s. l.».

Im Kartengebiet erscheinen im tektonisch Liegenden der Säntis-Decke die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone nördlich und die Verrucano-Lias-Abfolge südlich des Seeztals, die unter der Bezeichnung Glarner Deckenkomplex zusammengefasst werden.

### ***Verrucano-Lias-Abfolge südlich des Seeztals («Glarner Decke s. l.»)***

Die tieferen Anteile des unteren Glarner Deckenkomplexes («lower Glarus nappe complex», PFIFFNER 2011) umfassen die Gesteine des Verrucanos, der Trias und des Lias, die im Gebiet von Atlasblatt Sargans südlich des Seeztals und oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung aufgeschlossen sind. Bereits OBERHOLZER (1933) kartierte einen kleinräumigen Schuppenbau innerhalb dieser Gesteine, in denen HELBLING (1938) unterschiedliche Baustile in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus erkannte und eine Stockwerkstektonik postulierte. BRUNN-SCHWEILER (1948) und TRÜMPY (1949) wiesen an einigen Stellen Strukturen nach, die die Stockwerke HELBLINGS (1938) übergreifen, womit sich diese nicht als De-

cken auffassen lassen. Basierend auf den älteren Arbeiten und eigenen Detailkartierungen unterscheidet RICHTER (1968) im Perimeter des Atlasblattes Sargans im Wesentlichen eine Guscha-, eine Laii- und eine Hühnerkopf-Schuppe.

Insgesamt zeigt der Verrucano einen einheitlichen Bau, ist aber an mehreren Stellen mit der untersten Trias verschuppt. Ebenfalls Schuppenbau zeigen die Einheiten des oberen Teils der Röti-Formation bis in den unteren Lias, während im höheren Lias Faltenbau dominiert. Die Schuppen zeigen Überschiebungsweiten von wenigen hundert Metern bis maximal wenigen Kilometern und gehen aus Faltenstrukturen hervor (BRUNNSCHWEILER 1948).

Oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung, die gegen Norden einfallend bei Mühleboden unter den Talboden des Weisstannentals und bei Wangs unter den Talboden des Rheintals abtaucht, liegen die verschiedenen Gesteine des Verrucanos als weitestgehend einheitlicher Schichtstapel vor. Die Glarner Hauptüberschiebung schneidet dabei gegen Norden in ihrem Hangenden sukzessive jüngere Gesteine an. Südlich von Mels biegt im Bereich Vorderberg das sandige Konglomerat der Kapfen-Formation in ein NNW-SSE-Streichen und in steile bis überkippte Lagerung um. Bei Steix haben Bohrungen für Erdwärmesonden unter sandigem Konglomerat der Kapfen-Formation erneut Trias durchteuft. Weiter südlich sind bei Gargums und Masaura Trias-Einheiten in steiler und überkippter Lagerung aufgeschlossen, und der Verrucano im Diggerwald bildet lokal eine ostvergente Antiklinalstruktur. Sie ist möglicherweise als «Ausstülpung» am ENE-Ende des Permokarbondrogens entstanden, in welchem die Gesteine des Verrucanos abgelagert wurden (PIFFNER 2011, S. 30). Dementsprechend ist der überkippte Lias beim Kirchenhügel von Wangs, an dessen südlichem Rand OBERHOLZER (1933) noch einen Rest von heute nicht mehr aufgeschlossenem Lochsiten-Kalk beobachtete, direkt im Hangenden der Glarner Hauptüberschiebung gelegen.

Weitere tektonische Strukturen sind erst wieder an der Obergrenze der Verrucano-Gruppe mit Sicherheit feststellbar, wo sie durch die scharfe lithologische Grenze zur überlagernden Trias deutlich in Erscheinung treten. So ist bei Schnäls am Flumserberg Sandstein der Kapfen-Formation und bei Sässlwiese (Flumserberg-Kleinberg) Schönbühl-Formation des Verrucanos auf Trias überschoben. RICHTER (1968) bezeichnet das Hangende dieser Überschiebung bei Sässlwiese als Guscha-Schuppe. Sie lässt sich aufgrund schlechter Aufschlussverhältnisse aber nicht weiter gegen Osten verfolgen.

Faltung und Verschuppung von Verrucano und Trias-Schichten kann auch im Bereich Garmil-Fürggli-Vermii beobachtet werden. Drei aufeinanderfolgende, nordvergente Überschiebungen reichen unterschiedlich tief in den Sedimentstapel hinunter. Während die beiden Überschiebungen am Garmil bis in die Schönbühl-Formation reichen, lässt sich die Abscherung bei Fürggli lediglich bis in die Rauwacke der Röti-Formation hinunter verfolgen. Auffällig ist dabei das Umbiegen der Überschiebungsflächen in ein mehr oder weniger hangparalleles Einfallen, was zu komplizierten Anschnittseffekten mit der Topographie führt. Auf der Nordseite

des Garmil liegt beispielsweise über grössere Flächen Schönbühl-Formation über Rauwacke und Dolomit der Röti-Formation. Die Schichten nahe der Überschiebungsflächen sind zudem durch Schleppung knieförmig verfaltet. In den Verrucano-Einheiten im Bereich zwischen Gaffia und dem Gamidaurspiz erscheinen insbesondere die schiefrigen Anteile auffallend stark tektonisiert.

Als tektonisch höhere Einheit innerhalb des unteren Glarner Deckenkomplexes lässt sich im Südwesten des Kartengebiets die Hühnerkopf-Schuppe ausscheiden. Sie umfasst die Trias- und Unterlias-Gesteine des Madchopfs, des Hüenerchopfs, des Brochs und des Schwarzchopfs und liegt im Gebiet von Atlasblatt Sargans als tektonische Klippe vor. Ihre Basis lässt sich vom Steinboden nördlich des Madchopfs durch die Westflanke des Hüenerchopfs auf die Terrasse zwischen Bremenhöpf und Schitteregg kartieren, von wo sie ostwärts über Löcher und nördlich und östlich um den Schwarzchopf herum bis gegen den langen Ostgrat von Hüenerchopf und Broch zieht, den sie wenig westlich von Pkt. 1932 m quert. Von hier folgt ihr Ausbiss westwärts über Hintersäss zur Madfurggl und erreicht von dort über Vorder Mad den westlichen Kartengebietsrand. Dabei liegt im Bereich nördlich und südlich des Madchopfs Schönbühl-Formation über unterer Röti-Formation und im Bereich Bremenhöpf Röti-Formation über Gesteinen des unteren Lias. Als weiteres Erosionsrelikt der Hühnerkopf-Schuppe liegt am Westgrat des Wannenchopfs Schönbühl-Formation über Röti-Formation. Am Gipfel des Guscha, am westlichen Kartengebietsrand, bilden Gesteine der Prodkamm-Formation eine tektonische Klippe auf Gesteinen der Bommerstein-Formation und entsprechen in ihrem Niveau ebenfalls der Hühnerkopf-Schuppe (RICHTER 1968).

Am Nordrand der Hühnerkopf-Schuppe treten in deren Liegendem im Bereich östlich von Bremenhöpf weitere Schuppen auf. So ist vom Pkt. 1821 m über den Bereich östlich von Bremenhöpf in das Tälchen nördlich von Garmil und von Schitteregg über nördlich von Loschopf bis Leckstein (Tamons-Rinderhütten) je eine Überschiebung kartierbar, an der Quarten-Formation über Cardinien-Member liegt. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um kleinräumig überschobene, isoklinale Falten. Auch in der östlichen Nordwand der Guscha ist eine Überschiebung entwickelt, die am Ostgrat der Guscha bei Pkt. 1892 m Spitzmeilen-Formation über Sexmor-Formation platziert und gegen Westen in einer Falte der Sexmor-Formation ausläuft. RICHTER (1968) fasst diese tektonischen Elemente zu der von BRUNNSCHWEILER (1948) ausserhalb des Kartengebiets definierten Laui-Schuppe zusammen. Die Kleinräumigkeit dieser Strukturen, ihr enger kinematischer Bezug zur Faltung und ihre Position nahe der Basis der Hühnerkopf-Schuppe deuten an, dass auch Letztere wahrscheinlich keinen weiten Überschiebungsbetrag aufweist (BRUNNSCHWEILER 1948).

### ***Lias-Einheiten nördlich des Seeztals***

Die Sexmor- und Spitzmeilen-Formation, die nördlich des Seeztals in schmalen Streifen unmittelbar über dem Talboden auftreten, streichen Nordwest-Südost bis Nord-Süd und bilden somit einen Winkel mit der Talachse. Da die Aufschlüsse dennoch talparallel aneinander gereiht sind, muss angenommen werden, dass die Einheiten zwischen den Aufschlüssen isoklinal verfaltet oder kleinräumig verschuppt sind. Eine direkte Korrelation mit den überlagernden Dogger-Malm-Schuppen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone ist nicht möglich. Vielmehr ist eine kinematische Entkopplung entlang der weichen Gesteine des Mols-Members analog zu den Verhältnissen auf dem angrenzenden Atlasblatt Buchs (IBELE et al. 2016) wahrscheinlich. In der tektonischen Übersichtskarte sind die Lias-Einheiten nördlich des Seeztals als Bestandteil der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone eingezeichnet.

Zwischen dem sandigen Konglomerat der Kapfen-Formation am Südrand des Seeztals und der Sexmor- und Spitzmeilen-Formation am Nordrand ist zu erwarten, dass der Felsuntergrund des Seeztals zwischen Flums und Sargans aus einer mehr oder weniger zusammenhängenden Folge von Trias und unterem Lias besteht. Ebenso wahrscheinlich ist, dass auf den verschiedenen, inkompetenten Lithologien der entsprechenden Formationen tektonische Bewegungen stattgefunden haben. Kinematik und Grössenordnung dieser Bewegungen sind aber nicht näher bestimmbar.

### ***Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone***

Die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone bildet die markanten steilen Nordhänge des Seeztals unterhalb der Hochterrasse von Sennis-Palfris. Die einzelnen Dogger-Malm-Schuppen wurden im Zuge der Orogenese an den mechanisch schwachen Einheiten des unteren Doggers (Mols-Member der Bommerstein-Formation) sowie vereinzelt in der Schilt-Formation abgesichert und von Südosten nach Nordwesten überschoben. Die einzelnen Überschiebungen laufen im Hangenden mit der basalen Überschiebung der Säntis-Decke zusammen (PIFFNER 2011).

Die jeweiligen Schuppen werden nach den ihnen aufliegenden Alpen sowie Berggipfeln bezeichnet (s. HELBLING 1938). Für das Verständnis des gesamten Schuppenbaus ist es notwendig, die weiter nordwestlich liegenden Strukturen mit einzubeziehen (s. Atlasblatt Buchs, IBELE et al. 2016). Dort liegt die Sennis-Schuppe der Lüsis-Schuppe auf, welche wiederum der Walenstadt-Zwischendecke aufliegt. Die im Gebiet von Atlasblatt Sargans auftretenden Schuppen werden von unten nach oben als Sennis-, Strahlegg-, Vorderspina-, Tschuggen-, Gonzen-, Schollberg- und Ellhorn-Ellstein-Schuppe bezeichnet. Eine ganzheitliche Betrachtung kann von der gegenüberliegenden Talseite vorgenommen werden, wobei man am besten die Ansichtsprofile von HELBLING (1938) sowie das Profil von TRÜMPY (1969) zur Hilfe nimmt.

### *Sennis-Schuppe (mit Gastilun-Teilschuppe)*

Die Sennis-Schuppe erstreckt sich von der Alp Sennis bis hinunter nach Poli (HELBLING 1938). Sie weist eine interne Verschuppung auf, die einerseits als verscherte Falte, andererseits als eine in ihrer Entstehungsphase steckengebliebene, grössere Verschuppung angesehen werden kann (BLUM & HUG 2001). Im Kartengebiet ist lediglich der südöstlichste Teil aufgeschlossen, welcher von IBELE et al. (2016) als Gastilun-Schuppe beschrieben wurde. Die Basis der Schuppe, welche die Überschiebung auf die Lüsis-Schuppe darstellt, ist nirgends ersichtlich. Diese verbirgt sich aber im Tonstein des Mols-Members der Bommerstein-Formation, welche im Bereich von Gapöschen und Poli oberhalb der Lias-Formationen (Sexmor-Formation) zu suchen ist. Dagegen ist die Abtrennung zur hangenden Strahlegg-Schuppe bei Balzu im Bacheinschnitt vom Schreiabach (Koord. 2748.110/1217.370) ersichtlich. Dort grenzen tektonisch Tonstein und Mergel der Zementstein-Formation im Liegenden an Eisensandstein der Bommerstein-Formation im Hangenden.

### *Strahlegg-Schuppe*

Die Strahlegg-Schuppe bildet die markanten Felswände unterhalb der Strahlegg (im Gebiet von Atlasblatt Buchs), Spitzbüel, Runenberg sowie Gspalte Berg. Die Basis kann, wie bereits erwähnt, von Balzu über Valdirsch, Wissegg hinunter in den Ragnatscher Wald und Bleichi verfolgt werden. Die Abtrennung zur nächst höheren Vorderspina-Schuppe ist tektonisch erst im Bereich von Twirri und Stutz unterhalb der Balmenchöpf einigermaßen gut ersichtlich, wobei auch dort ihr Ausbiss im Hangschutt des Weges von Heiligkreuz hinauf zur Alp Hinderspina versteckt ist. Wie bereits im Kapitel Stratigraphie beschrieben, nimmt die Mächtigkeit der Zementstein-Formation in den distaleren Schuppen erheblich zu. Diese Zunahme ist in der Gastilun-Schuppe im Gebiet von Atlasblatt Buchs (IBELE et al. 2016) ersichtlich. Im Gebiet von Atlasblatt Sargans kann die Unterteilung in die «untere» und die «obere Zementstein-Formation» erst in der Strahlegg-Schuppe durchgeführt werden. Die Abfolge der Zementstein-Formation kann im Bachverlauf des Hagerbaches östlich des Runenbergs (Koord. 2749.000/1217.000) beobachtet werden. Diese markante Zunahme der «oberen Zementstein-Formation» ist auf eine primäre, d.h. sedimentationsbedingte Mächtigkeitszunahme zurückzuführen, jedoch ist im Bereich von Hinderspina eine tektonische Anhäufung festzustellen, da die Überschiebung der hangenden Vorderspina-Schuppe in der «oberen Zementstein-Formation» ausläuft.

### *Vorderspina-Schuppe*

Die Vorderspina-Schuppe (Name in der topographischen Karte nicht mehr aufgeführt) bildet die Felswände unterhalb des Wanderwegs von Hinderspina nach Spinaguet, welche weiter über die Balmenwand hinunter nach Bawald verfolgt wer-

den können. Die direkte Fortsetzung ist bei Talid durch eine grosse Sackungsmasse verdeckt, kann jedoch bei der Passati-Felswand weiterverfolgt werden. Die letzten Aufschlüsse finden sich beim Schloss Sargans und rund um die Kirche. Die Basis, wie bereits beschrieben, verbirgt sich in der Geländeverflachung, die von Stutz über Twirri nach Hinderspina hinaufführt und ist nirgends direkt beobachtbar. Die steil abtauchenden Schichten der Vorderspina-Antiklinale sind sichtlich tektonisch ausgedünnt, wobei der «obere Quintner Kalk» noch 115 m, der «untere Quintner Kalk» gerade noch 20 m misst (BLUM & HUG 2001). Die Mächtigkeitsabnahme des «oberen Quintner Kalks» kann bis nach Sargans verfolgt werden, wo nur noch einige Zehnermeter übrigbleiben. Der Vorderspina-Schuppe überschoben ist die Tschuggen-Schuppe (s. u.). Vom Pflästertobel hinauf zum Spinaguet und weiter bis über die Front der Tschuggen-Schuppe findet man dünne Linsen und Schuppen aus «oberem Quintner Kalk», welcher vermutlich während der Überschiebungsphase von der Vorderspina-Schuppe abgeschert wurde (BLUM & HUG 2001). Diese einzelnen abgescherten Linsen und Schuppen würden erklären, warum gegen Sargans der oberste Anteil der Quinten-Formation fehlt (BLUM & HUG 2001). Diese Linsen und Schuppen werden von BLUM & HUG (2001) als Spina-Zwischenschuppe benannt.

#### *Tschuggen-Schuppe*

Die Tschuggen-Schuppe kann dem breiten Kamm des Tschugga entlang bis zum Ghutlet Gonzen verfolgt werden. Die Basis ist im Pflästertobel (Koord. 2750.827/1214.330) sowie dem Wanderweg folgend hinauf zum Spinaguet immer wieder aufgeschlossen. Der tonige Sandstein der Bommerstein-Formation lagert dort entweder der Zementstein-Formation (Vorderspina-Schuppe) oder Kalklinsen von Quinten-Formation (Spina-Zwischenschuppe) auf. Die Stirn der Tschuggen-Schuppe ist durch die komplizierte Struktur des Rundchopf-Bruchs, welcher von Bawald zum Rundchopf ersichtlich ist, geprägt (BLUM & HUG 2001). Auffallend ist dabei die enorme Mächtigkeit der Reischiben-Formation am Rundchopf, die auf kurze Distanz auf rund 100 m anwächst. Eine solch abrupte Verdoppelung der Mächtigkeit wird durch BLUM & HUG (2001) durch eine tektonische Anhäufung auf Scheitelhöhe der Antiklinale erklärt. Am Ghutlet Gonzen biegen die Schichten der Tschuggen-Schuppe in einer grossen Synklinale um.

#### *Gonzen-Schuppe*

Die Gonzen-Schuppe ist bei der Follaplatte (Name in der topographischen Karte nicht mehr aufgeführt) entlang der Gonzen-Überschiebung um rund 350 m über die Tschuggen-Schuppe überschoben. Die Ausbisslinie der Überschiebungsfläche ist aber durch die jüngere tektonische Aktivität des Folla-Bruches, welcher fast parallel dazu verläuft, stark überprägt. Im Bereich dieses Bruches sind die al-

ten Gruben des Gonzenbergwerks (Grube III, IV und Adliswerk, BLUM & HUG 2001, EISENBERGWERK GONZEN AG 2010) angesiedelt. Vor allem die Grube IV ermöglicht einen einmaligen Einblick in die kleinräumige Verfaltung der Erzschiehten. Der Gipfel des Gonzens wird durch die Gonzen-Antiklinale gebildet. Betrachtet man den Gonzen von Sargans aus, sind die zahlreichen grossen Brüche ersichtlich, die die Gonzenwand durchziehen: Folla-Bruch, Grube-II-Bruch (oder Gonzen-Verwerfung), Grube-I-Bruch, Nauswand-Bruch und Fluewand-Bruch. Die vertikalen Brüche zeigen alle ein mehrheitlich NNW–SSE orientiertes Streichen (BLUM & HUG 2001). Die Brüche weisen alle einen vertikalen Versatz auf, der zwischen 50 und ca. 200 m variiert.

#### *Schollberg-Schuppe*

Die Überschiebung der Schollberg-Schuppe ist am Naus-Chopf bei Naus zu finden. Die Schollberg-Schuppe beinhaltet eine Synklinale, gefolgt von einer Antiklinale. Die Synklinale ist bei Meiersberg und Atscha durch die Sedimente der Zementstein-Formation, welche dem «oberen Quintner Kalk» aufliegen, angedeutet. Diese Synklinale kann weiter bis nach Matug verfolgt werden und wird daher von BLUM & HUG (2001) als Matug-Synklinale bezeichnet. Der Maziferchopf bzw. Schollberg beinhaltet die nächstfolgende Antiklinale, welche schön im Gipfelaufbau ersichtlich ist. Der Maziferchopf wird durch den Fluewand-Bruch aus dem Gelände herausgehoben. Der vertikale Versatz muss an der Fluewand mindestens 120 m betragen. Bei Atscha wird er durch BLUM & HUG (2001) auf etwa 180 m geschätzt.

#### *Ellhorn-Ellstein-Schuppe*

Die südlichsten Aufschlüsse der Dogger-Malm-Schuppen findet man an den gegenüberliegenden Felswänden von Ellhorn und Ellstein am nördlichen Ende des Fläscher Bergs. Schon von weitem betrachtet sieht man, dass der tektonische Bau am nördlichen Ellhorn etwas komplizierter ist und der Kalk der Schilt- und Quinten-Formation stark verfaultet sowie intern überschoben ist. Im Mozentobel sind scharfe Grenzen zwischen der Quinten- und der Zementstein-Formation sowie zwischen der Zementstein- und der Palfris-Formation ersichtlich (OBRIST 1980). Nach PFIFFNER (2011) verläuft in diesen inkompetenten Schichten die basale Überschiebung der Säntis-Decke.

#### **Säntis-Decke**

Die Überschiebung der Säntis-Decke auf die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone verläuft im inkompetenten Tonstein und Mergel der Palfris-Formation und des Vitznau-Mergels. Diese mächtige Tonmergelabfolge ermöglichte die Absche-

rung des Kreidestockwerks während der Orogenese (BURGER & STRASSER 1981, PFIFFNER 1992, 2011). Sie verläuft auf der Hochterrasse von Palfris. Die Überschiebung kann nicht auf eine einzige Ebene festgelegt werden, vielmehr handelt es sich bei den bis zu einer Mächtigkeit von 1000 m tektonisch angehäuften Sedimenten der Frühen Kreide um eine mächtige Dislokationszone mit diversen Scherbahnen (IBELE et al. 2016). Dieser Dislokationsbereich ist im Gelände mehrheitlich von Lokalmoräne überdeckt. Gegen Südosten verläuft die Überschiebung quer durch das Rheintal und dann weiter durch das Elltal und das Mozentobel. Die Sedimentabfolgen der Frühen Kreide des Fläscher Bergs und diejenigen, die bei Malans und Fontnas (Gemeinde Wartau) aufgeschlossen sind, gehören demzufolge der Säntis-Decke an.

### **Glarner Hauptüberschiebung und Lochsiten-Kalk**

Die Glarner Hauptüberschiebung («Glarus thrust») trennt den durch permischen Verrucano dominierten Glarner Deckenkomplex (helvetische Decken) im Hangenden in scharfer Ausbildung von den unterhelvetischen Einheiten im Liegenden. Die zwischen dem Aar- und Gotthardmassiv wurzelnde, ursprünglich nordvergente und nach Süden einfallende Überschiebung erfuhr später eine regionale Krümmung infolge einer differentiellen Hebung des Aar-Massivs (RAHN et al. 1997), sodass sie heute eine domartige Struktur aufweist und im Gebiet des Atlasblattes Sargans generell nach Norden einfällt.

Im Weisstannental schneidet die Überschiebung durch die allochthone Sardona- und Blattengrat-Decke bis in die nordhelvetische Flysch-Gruppe des Parautochthons hinunter und verschwindet bei Schattenberg unter den Talboden. Durch die ausgeprägte Quartärbedeckung ist sie meistens nicht aufgeschlossen. Seltene, dafür besonders attraktive Ausnahmen stellen die beiden Aufschlüsse am südwestlichen Kartengebietsrand und somit in höchster Lage zwischen Obersulz und Ofen auf der orographisch rechten und bei Bärenwand auf der linken Talseite dar. Beim ersteren kamen durch die Überschiebung Verrucano-Konglomerat auf ultrahelvetische Seewen-Formation zu liegen, beim letzteren grüne Verrucano-Gesteine der Mären-Formation auf das Sardona-Quarzit-Member (Fig. 38). An beiden Stellen tritt auch der die Glarner Hauptüberschiebung prominent begleitende Lochsiten-Kalk auf. Der in beiden Fällen von einer intensiven Feinfältelung durchzogene Kalktektonit ist maximal 1 m mächtig und wird typischerweise oben durch eine scharf ausgebildete Überschiebungsbahn zum hangenden Verrucano begrenzt, während seine Untergrenze zu den liegenden und stark verschieferten Schichten der Sardona-Decke lobenartig gewellt ist. Nicht tektonisierte Bereiche im Lochsiten-Kalk können hier keine ausgemacht werden, sodass das Ursprungsgestein makroskopisch nicht identifizierbar ist. Bei Bungert fällt die Überschiebungsfäche mit 20° in NNW-Richtung ein. Gut erkennbar ist insbesondere beim Aufschluss bei Bungert auch eine die ursprüngliche Schieferung zerstörende bzw.



Fig. 38: Glarner Hauptüberschiebung (rot eingezeichnet) und Lochsiten-Kalk unterhalb der Bärenwand im Weisstannental (Koord. 2743.048/1206.890). Foto R. Löpfle 2011.

überprägende Verfältelung und Schieferung im Verrucano unmittelbar über der Überschiebung (hier parallel zur Überschiebung). Der auf der Karte von J. Oberholzer eingezeichnete dritte Aufschluss der Hauptüberschiebung bei Mühleboden, wo südhelvetische Stad-Formation das Liegende und wiederum Verrucano-Konglomerat das Hangende bilden, ist fast vollständig mit Hangschutt bedeckt.

Südlich des Gamidaurspitzes streicht die Glarner Hauptüberschiebung an den Grauen Hörnern (Gebiet von Atlasblatt Vättis) in die Luft aus. Östlich davon liegt sie im Gebiet zwischen Gaffia und Wangs unter quartären Lockergesteinen verborgen. Hingegen belegen zahlreiche Vorkommen von «subhelvetischen Schuppen» und aus diesen hervorgehendem Lochsiten-Kalk wie auch die meist intensiv verfalteten und geschieferten Gesteine der Martinsmad-Formation, dass in diesem Gebiet die Überschiebungsfläche mehr oder weniger entlang der heutigen Topographie verlaufen muss. Insbesondere bei den grösseren Vorkommen von Lochsiten-Kalk (z.B. bei Gaffia) tritt die Tektonisierung des Gesteins deutlich zurück, sodass die Lithologie des Ursprungsgesteins erkennbar wird (dort: Quinten-Formation). Weiter gegen Osten scheint die Überschiebung wiederum in die Luft auszustreichen, da östlich des Valeistobels keine Aufschlüsse mit Lochsiten-Kalk mehr auftreten. Allerdings deutet die «subhelvetische» Schuppe des Chropfsbergs und die mit dieser in Zusammenhang stehenden lochsitenkalkähnlichen Tektonite zumindest auf die Nähe zur Hauptüberschiebung hin (NYFFENEGGER 1981).

Über die Glarner Hauptüberschiebung und den Lochsiten-Kalk («Lochsiten-Kalkmylonit», «Lochsiten-Tektonit») finden sich zahlreiche ältere wie neuere Untersuchungen und Publikationen, wobei die Diskussion über den Charakter und die Entstehung dieser einzigartigen tektonischen Begebenheit ziemlich kontrovers geführt wird. Eine entsprechende Übersicht kann anhand der folgenden Artikel und der darin enthaltenen, weiterführenden Literaturverzeichnisse gewonnen werden: TRÜMPY (1969, 1991), SCHMID (1975), HERWEGH et al. (2008), DÄNIKEN & FREHNER (2017). Aufgrund der grossen wissenschaftshistorischen und internationalen Bedeutung der Glarner Hauptüberschiebung ist das Gebiet zwischen Flims und Walensee unter dem Namen «Tektonikarena Sardona» seit 2007 in der Liste der UNESCO Weltnaturerbe eingetragen (IMPER 2004).

## Ultrahelvetikum

Die stark allochthonen Einheiten Blattengrat-Decke, Bad-Ragaz-Decke und Sardona-Decke – die ersteren beiden mit Sedimenten südhelvetischer, letztere mit Sedimenten ultrahelvetischer paläogeographischer Herkunft – gehören tektonisch zum Ultrahelvetikum, liegen jedoch als Folge der Einwicklung (out-of-sequence thrusting) unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung und daher in unterhelvetischer Stellung. TRÜMPY (1969) bezeichnete sie auch als «frühabgeglittene» oligo-

zäne Divertikel, SCHMID (1975) als «slip sheets», PFIFFNER (1977) und MILNES & PFIFFNER (1977) als «exotische Flyschpakete» bzw. als «exotic strip sheets». Die Sardona-Decke liegt dabei tektonisch über der Blattengrat- und der Bad-Ragaz-Decke. Aufgrund mehrphasiger Deformation (s. S. 147ff.) sind die zu einem grossen Teil aus tonigen Gesteinen aufgebauten Formationen wie auch die die Decken begrenzenden Überschiebungen intensiv verfaltet und verschuppt. Die Einheiten durchdringt zudem eine starke Schieferung. In den Profilen 2 und 3 der Tafel I sind sowohl die Deckengrenzen als auch die verfalteten und geschieferten Schichten stark vereinfacht dargestellt worden. Da die Achsenebenen generell WSW-ENE streichen, kann der Verlauf der Falten und Schuppen sowie der Überschiebungen am besten in rechtwinklig dazu verlaufenden, tieferen Taleinschnitten beobachtet werden. Solche sind im Gebiet des Atlasblattes Sargans eher rar. Am besten gewähren im Weisstannental die beiden gegen Südosten abweigendem Tobel des Prechtbachs und des Gafarrabachs einen Einblick, an deren Flanken beinahe die gesamte tektonische Abfolge von der der nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Parautochthon) aufliegenden Blattengrat-Decke bis zur die Sardona-Decke abschneidenden Glarner Hauptüberschiebung aufgeschlossen ist. Die intensive Faltung der Deckengrenzen zeigt sich jedoch erst weiter taleinwärts entlang des Gafarrabachs bei Vermol (Gebiet von Atlasblatt Vättis) eindrucklich, wo durch das Anschneiden einer grossen Antiklinalstruktur inmitten von Gesteinen der Martinsmad-Formation wieder Stad-Formation und Einsiedeln-Member der Blattengrat-Decke zu Tage treten (s. Erläut. zu Atlasblatt Vättis, LÖPFE et al. in Vorb.). Auf der Nordwestflanke des Weisstanntals zeigt sich die Überschiebung zwischen Blattengrat- und Sardona-Decke insbesondere westlich des Siemelenchopfs, wo diese unweit oberhalb dieser Stelle erstmals von der Glarner Hauptüberschiebung überschritten wird.

Die tektonische Abgrenzung der primär durch Schuppenbau bestimmten Bad-Ragaz-Decke von der intensiv verfalteten Sardona-Decke ist im Feld aufgrund sehr ähnlicher Lithologien und angesichts weitgehend fehlender Geländeeinschnitte nicht einfach nachzuvollziehen. Auf der weitgehend von Lockergestein unbedeckten, ausgedehnten, sanft gegen Nordosten geneigten, nur wenig zerfurchten Hangfläche zwischen Laufböden (Gebiet von Atlasblatt Vättis) und Pardiel-Mittelsäss finden sich auf engstem Raum abwechselnd sandig-quarzitisch dominierte «Sardona-Flysch»-Abfolgen und eher kalkig-mergelige Gesteine der Bad-Ragaz-Decke, wobei das Einsiedeln-Member – wenn auch stark boudiniert und oft nur sehr lokal vorkommend – als Leitgestein für die Bad-Ragaz-Decke dient. Aufgrund der engen Verfaltung der generell WSW-ENE streichenden Schichten bildet die von Südwest nach Nordost verlaufende Deckengrenze auf dieser Fläche in der Realität eine zerschlitze und wellenförmige Ausbisslinie. Die Deckengrenze ist auf der Karte demnach vereinfacht dargestellt. Sie verläuft zwischen Pardiel-Mittelsäss und der Zashgawand unterhalb der unterhelvetischen Chropfsberg-Schuppe und ist anschliessend bis zur Rheintalebene unter Lockergestein versteckt.

RÜEFLI (1959) beschreibt den tektonischen Aufbau der Blattengrat-Decke und der Sardona-Decke im Weisstannental detailliert und weist – unter Berufung auf LEUPOLD (1942) – erstmals auf mögliche tektonische Entwicklungsszenarien hin. LIHOU (1996) diskutiert u.a. anhand neuerer Feldbefunde den strukturellen Zusammenhang zwischen Sardona- und Blattengrat-Decke und stellt diesen in den regionaltektonischen und deformationsgeschichtlichen Kontext. Über die Struktur und die tektonische Stellung der Bad-Ragaz-Decke schreibt LEUPOLD (1938) letztmals ausführlicher. RÜEFLI (1959) und LIHOU (1995b) äussern sich dazu lediglich am Rande.

### **Fläscherberg-Decke**

Die durch eine scharfe Überschiebung von der Alviergruppe getrennte Sedimentabfolge des Mittleren und Späten Juras am südlichen Fläscher Berg ist nach ALLEMANN (2002) vermutlich ebenfalls süd- bis ultrahelvetischer Herkunft. Eine intensive interne Verschuppung erschwert eine schlüssige tektonische Abwicklung und eine genaue paläogeographische Zuordnung (LORENZ 1900, TRÜMPY 1916, ALLEMANN 2002).

Die Fläscherberg-Decke liegt hier nicht wie die Blattengrat-, Bad-Ragaz- und Sardona-Decke in unterhelvetischer Stellung vor, sondern ist analog zu den Einheiten wie beispielsweise der Wildhauser Schuppenzone auf dem «Rücken» der helvetischen Decken verblieben und somit in oberhelvetischer Stellung.

### **Blattengrat-Decke**

Der strukturelle Aufbau der südhelvetischen Blattengrat-Decke ist in RÜEFLI (1959) detailliert beschrieben. Die darin enthaltenen Profilschnitte Nr. 1–4 liegen im Bereich des Kartengebiets. Sämtliche Falten, die sich fast ausschliesslich anhand der kompetenteren und dadurch aus den ansonsten mergeligen Gesteinen herauswitternden Nummulitenkalkbänken verfolgen lassen, wurden von RÜEFLI (1959) durchnummeriert und über sein gesamtes Untersuchungsgebiet im Weisstannental und seinen Seitentälern hindurch parallelisiert. Dabei handelt es sich um kaskadenartig nach Nordwesten absteigende Falten, deren Achsenebenen durchwegs nach Südosten geneigt sind und deren Verkehrtchenkel durch Scherung meist derart ausgedünnt sind, dass vielerorts von einem ausgeprägten Schuppenbau mit meist normal liegender stratigraphischer Abfolge gesprochen werden kann. Dennoch lässt der im Vergleich zum Sernftal (s. BISIG 1957, WEGMANN 1961) einfachere Bau nach RÜEFLI (1959) eine schlüssigere tektonische Abwicklung zu. Demnach lag der Ablagerungsraum des südhelvetischen Blattengrat-Schichtstapels nordöstlich des Ablagerungsraums jenes der Einsiedler Schuppenzone, wobei letztere nicht zum eingewickelten Helvetikum gehört. Aufgrund des Verlaufs des Weisstannentals parallel zur allgemeinen Streichrichtung der Faltenachsen und



Fig. 39: Runzelschieferung in Gesteinen der Wang-Formation bei Pkt. 1207 m (Koord. 2745.807/1208.175) östlich von Schwendi im Weisstannental. Blick Richtung Westen. Foto R. Löpfe 2011.

wegen der intensiven Quartärbedeckung können im Gebiet von Atlasblatt Sargans weder Faltenumbiegungen noch Verschuppungen im Gelände gut verfolgt werden. Am ehesten sieht man solche Phänomene in der Wand des Girsteins östlich von Weisstannen, obschon die Nummulitenkalkbänke dort auch durch Brüche versetzt sind. Hingegen zeigen sich eindruckliche Faltenstrukturen in den Felswänden entlang des Gufelbachs zwischen Weisstannen und Batöni oder weiter westlich an der Englawand auf der Alp Scheubs im Gebiet des benachbarten Atlasblattes Vättis. Am letzteren Beispiel zeigt sich zudem eindrucklich die Mehrphasigkeit der Faltung, indem die Achsenebene der ersten Faltungsphase derart verbogen wurde, dass sich im Ausbiss mit der Topographie eine imposante Augenstruktur bildete. In den Profilen 2 und 3 der Tafel I sind sowohl die Deckengrenzen als auch die verfalteten und geschieferten Schichten stark vereinfacht dargestellt worden.

In den mergelig ausgebildeten Gesteinen der Blattengrat-Decke zeigt sich eine durchdringende Hauptschieferung (Achsenebenenschieferung), die im Gebiet des Atlasblattes Sargans mit rund  $40^\circ$  in SSE-Richtung einfällt. Gesteine, die nahe unterhalb der Glarner Hauptüberschiebung liegen, zeigen in Form einer Runzelschieferung eine weitere Deformationsphase an. Da die Hauptüberschie-

bung auf die Blattengrat-Decke fast nirgends direkt aufgeschlossen ist, kann diese ansonsten in der Martinsmad-Formation ziemlich verbreitete Runzelschieferung in der Blattengrat-Decke nur sehr selten beobachtet werden. Einer dieser raren Aufschlüsse befindet sich östlich oberhalb von Schwendi am Felskopf bei Pkt. 1207 m, wo die Hauptschieferung im Kalkmergel der Wang-Formation – rund 180 m unter der Hauptüberschiebung liegend – durch die Runzelschieferung schöne Fältelungen aufweist, deren Achsenebenen generell in südliche Richtung einfallen (Fig. 39).

Die Kaskadenfalten und die zugehörige dominante Achsenebenenenschieferung sind Effekte der Calanda-Phase (PFIFFNER 1977, s.S. 148) bzw. der Phase 2 von SCHMID (1975), die Runzelschieferung ein Resultat der späteren Ruchi-Phase bzw. der Phase 3.

### ***Bad-Ragaz-Decke***

Die von OBERHOLZER (1933) noch zum «Wildflysch» (Sardona-Decke) zugeordnete südhelvetische Bad-Ragaz-Decke zeichnet sich durch einen ausgeprägten Schuppenbau aus, wobei alle Schuppen unterschiedlich steil gegen Südosten einfallen und die darin enthaltenen Formationen überall in normalstratigraphischer Abfolge vorliegen. Lineationen, welche anhand von Rutschharnischen auf parallel zur Schieferung verlaufenden Verschiebungsebenen gemessen werden können, zeigen meist einen sinistralen Verschiebungssinn in Richtung NNW (LIHOU 1995b). Falten oder verkehrt liegende Schichten lassen sich nirgends beobachten. Die Hauptschieferung fällt mit rund 45° ebenfalls in Richtung Südosten ein und weicht damit leicht ab von der durchdringenden Hauptschieferung in der benachbarten Sardona-Decke, aber auch von jener in der Blattengrat-Decke. Insbesondere östlich der Taminaschlucht lässt sich der Schuppenbau anhand der dort ziemlich mächtigen Bänke der Euthal-Formation nachvollziehen. Aber auch anhand der vor allem im zentralen Bereich zwischen Bad Ragaz und Suldis vorkommenden Bänke aus Guschakopf-Sandstein können die einzelnen Schuppen unter Zuhilfenahme von LEUPOLD (1938), der jeder Schuppe einen eigenen Namen gab, noch einigermaßen schlüssig abgegrenzt werden. Weiter westlich, von Wildboden bis Pardiel, ist die Tektonisierung der Schichten vermutlich aufgrund der Nähe zur Chropfsberg-Schuppe und zu der damit wohl in Relation stehenden Glarner Hauptüberschiebung derart stark, dass angesichts der lediglich noch als Boudins in einer Masse aus Mergel und untergeordnet Sandstein schwimmenden Vorkommen von Euthal-Formation und Seewen-Formation von einer eigentlichen tektonischen Melange gesprochen werden kann (wodurch J. Oberholzers Bezeichnung Wildflysch als verständlich erscheint). Hier kommen auch einzelne Quarzsandsteinbänke vor, die dem Sardona-Quarzit äusserst ähnlich sehen und vermuten lassen, dass es sich dabei allenfalls nicht um stratigraphisch der Bad-Ragaz-Decke angehörende Schichtglieder handelt, sondern um tektonisch eingeschuppte Quarzsandsteinbänke und -boudins aus der Martinsmad-Formation.

Je nach palinspastischer Rekonstruktion der Schuppen kommt W. Leupold in RUTSCH (1966, S. 453) auf unterschiedliche Modelle der Ablagerungsreihenfolge von LEUPOLDS (1938) Fazieszonen (s. S. 80). Paläogeographisch nimmt die Bad-Ragaz-Decke eine Mittelstellung ein zwischen der praktisch flyschfreien Blattengrat-Decke und der flyschdominierten Sardona-Decke. RÜEFLI (1959) und LIHOU (1995b) stellen die Sedimente – den Ausführungen von LEUPOLD (1942) folgend – in den südlichsten Ablagerungsraum der Blattengrat-Schichtfolge. TRÜMPY (1969) hingegen vergleicht den «Ragazer Divertikel» mit der Liebensteiner Decke Vorarlbergs und ordnet die Abfolge dem ultrahelvetischen Raum zu.

### *Sardona-Decke*

Das strukturelle Erscheinungsbild in der ultrahelvetischen Sardona-Decke unterscheidet sich von jenem der Blattengrat-Decke insofern, als durch die regelmässige Wechsellagerung von kompetentem Flyschsandstein und zurückwitterndem Ton- und Siltstein die Schichtung und mit ihr die struktureologischen Phänomene wie Faltung, Verschuppung und Boudinage in der Sardona-Decke deutlich auffälliger erscheinen als in der kalkmergeldominierten Blattengrat-Decke, wo solche Elemente fast nur anhand der Nummulitenkalkbänke erkannt werden können. Hingegen ist die Tektonisierung derart stark, dass die stratigraphische Einordnung der gegenüber den monoton erscheinenden Flyschgesteinen lithologisch für etwas Abwechslung sorgenden Schichtglieder der Seewen-Formation («Globotruncanenkalke» und «-mergel») sowie des Sardona-Quarzits schwerfällt. Auch ist eine tektonische Abwicklung und paläogeographische Zuordnung in einen Ablagerungsraum schwierig durchzuführen. Dies und wohl auch die lithologisch ziemlich exotisch zusammengesetzten Flyschsandsteine, -konglomerate und -megakonglomerate veranlassten OBERHOLZER (1933) dazu, die Sardona-Decke als «Wildflysch-Decke» zu bezeichnen. Insbesondere LEUPOLD (1937, 1942), RÜEFLI (1959) und schliesslich LIHOU (1995b) erkannten aufgrund ihrer bio- und lithostratigraphischen Arbeiten jedoch, dass es sich bei der Sardona-Decke zwar um eine intensiv verfaltete und verschuppte, «eingewickelte» Einheit ultrahelvetischer Herkunft, jedoch nicht um «Wildflysch» im Sinne einer tektonischen Melange handelt. Nach LIHOU (1996) sind auch aus den Strukturen der Sardona-Decke zwei Faltungsphasen ablesbar: eine erste mit nord- bis NNW-vergenten Falten mit leicht nach Osten bis ENE oder Westen bis WSW geneigten Faltenachsen und einer entsprechenden Achsenebenenschieferung sowie eine zweite, die vorangegangene überprägende Faltungsphase mit generell in südliche Richtung fallenden Faltenachsen. Beide dürften durch die Calanda-Phase (PFIFFNER 1977, s. S. \$\$) bzw. die Phase 2 von SCHMID (1975) verursacht worden sein. Im Gebiet des Atlasblattes Sargans sind die Aufschlüsse mit struktureologischer Aussagekraft entweder infolge Lockergesteinsbedeckung und durch tektonische Reduktion (Weisstannental) oder mangels tiefreichender, rechtwinklig zur Streichrichtung verlaufender

Geländeeinschnitte wiederum eher rar. Im von Lockergesteinen weitgehend unbedeckten, leicht gegen Norden geneigten Gebiet zwischen Laufböden, Pardiell und Vilterser Alp geben die mit rund 40° nach Süden bis SSE einfallenden und entsprechende Geländestufen bildende Schichtköpfe zwar Einblick in deren Lithologie und in die kleinräumige tektonische Struktur, jedoch können in diesem Gebiet kaum grossräumigere Falten oder Verschuppungen erkannt werden. Dazu geben das obere Saarbachtobel und der Talkessel von Valeis die besten Einblicke. Im Letzteren liegen beispielsweise grössere Flyschpakete in überkippter Lage vor. Die Achsenebenschieferung fällt mit ebenfalls rund 40° in SSE-Richtung ein. In den Profilen 2 und 3 der Tafel I sind sowohl die Deckengrenzen als auch die verfalteten und geschieferten Schichten stark vereinfacht dargestellt worden. Wie bereits erwähnt, tritt die Seewen-Formation («Globotruncanenkalke» und «-mergel») als ältestes Schichtglied der Sardona-Decke auffallend oft in tektonisch erhöhter Lage insbesondere an der Basis der Glarner Hauptüberschiebung auf, z.B. östlich des Vilterser Seelis und bei den Laufböden (Gebiet von Atlasblatt Vättis), wo als sonst eher seltenes Phänomen auch Falten darin beobachtet werden können, sowie an der Bärenwand und bei Gafarra-Ofen im Weisstannental. RÜEFLI (1959) erklärt dies mit einer zweiphasigen Abscherung bzw. Platznahme der Sardona-Decke, wonach in einer ersten Phase sämtliche Flyschgesteine (Martinsmad-Formation) von der Seewen-Formation und dem Amden-Mergel («Globotruncanenkalke» und «-mergel») abgetrennt und nach Norden verfrachtet und letztere dann in einer zweiten Abscherungsphase der Martinsmad-Formation («Sardona-Flysch») nachträglich aufgeschoben wurden. Aufgrund der Nähe zur Glarner Hauptüberschiebung ist in diesen Gesteinen wiederum eine Runzelschieferung (Ruchi-Phase) zu beobachten.

## **PENNINIKUM**

### **Mittelpenninikum**

#### **Falknis-Decke (Glegghorn-Schuppe)**

Die Falknis-Decke wird heute generell dem Mittelpenninikum zugeordnet (OBERHAUSER 1995, SCHMID et al. 2004). Ihre tektonische Position ist damit über der des Vorarlberg-Flyschs, der aber unter der Falknis-Decke nicht vorhanden ist. Ihre Basis muss, da sie über dem nach OBERHAUSER (1995, 1998) noch weiter nördlich beheimateten Prättigau-Flysch liegt, ein Décollement von grosser Überschiebungsweite sein. Dies gilt auch für den Kontakt zum Triesen-Flysch im Gebiet des nördlich benachbarten Atlasblattes Buchs. Das Hauptverbreitungsgebiet der Falknis-Decke befindet sich im westlichen Rätikon, unmittelbar östlich des Kartenge-

biets. Dort wird die Falknis-Decke in drei Schuppen gegliedert, von unten nach oben und von Westen nach Osten in die Glegghorn-, die Falknis- und die Tschingel-Schuppe (TRÜMPY 1916, GRUNER 1981, ALLEMANN 2002). Diese Schuppen sind nach TRÜMPY (1916) aus liegenden Falten hervorgegangen, was ALLEMANN (2002) bestätigt. Im Gebiet des Atlasblattes Sargans ist lediglich die tiefste, die Glegghorn-Schuppe mit ihrer komplex verfalteten Basis («basale Fältelungszone», ALLEMANN 2002) vertreten.

## TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

In der Ostschweiz können drei plattentektonische Phasen unterschieden werden: mesozoische Dehnungstektonik, kretazische–eozäne Subduktion und paläogene–neogene Kollision (IBELE et al. 2016). Effekte der mesozoischen Dehnungstektonik zeichnen sich beispielsweise in den – zwar im Kartengebiet nicht besonders gut sichtbaren – durch Bruchtektonik bedingten Mächtigkeitsunterschieden und Schichtlücken im Lias ab. Aber auch die deutliche Mächtigkeitszunahme und generelle Vermergelung mit teils abrupten Fazieswechslern in den Formationen der Frühen Kreide (z.B. Palfris-, Zementstein- und Öhrli-Formation) nach Süden sind eine Folge der dieser Phase zuzuschreibenden synsedimentären Subsidenz (PFIFFNER 2009). Spuren der kretazischen–eozänen Subduktion finden sich vor allem im ostalpinen Raum. Besonders gut zeichnen sich im Gebiet des Atlasblattes Sargans sowie im Gebiet des südlich angrenzenden Atlasblattes Vättis die Strukturen der sich im Helvetikum in drei Hauptphasen vollziehenden paläogenen–neogenen Kollisionsphase ab (SCHMID 1975, PFIFFNER 1977, MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 2009). Das Aar-Massiv war zudem von einer vierten Phase betroffen. Während diese Phasen generell vom ausgehenden Eozän bis ins Miozän abliefen, ereigneten sie sich über den gesamten helvetischen Bereich gesehen diachron, im Ultrahelvetikum und in den oberhelvetischen Decken früher, im Unterhelvetikum später (PFIFFNER 2009). Diese helvetischen Deformationsphasen werden nachfolgend kurz charakterisiert und den im Kartengebiet beobachtbaren Strukturen zugeordnet:

### *Pizol-Phase*

Zu Beginn der Kollision wurden an der Wende Eozän/Oligozän die ultrahelvetischen Einheiten von ihrem Substrat abgeschert, verschuppt und auf die ober- und unterhelvetischen Einheiten überschoben. Der Pizol-Phase entsprechen im Kartengebiet die Aufschubung der Sardona-, Blattengrat- und Bad-Ragaz-Decke auf die jüngsten Einheiten (nordhelvetische Flysch-Gruppe) des parautochthonen Unterhelvetikums (Aar-Massiv). Als Typlokalität wurde von PFIFFNER (1977) der

Pizol gewählt (Gebiet von Atlasblatt Vättis), in dessen Umgebung sowohl die Auflage der Sardona-Decke auf das Parautochthon (Tersol, Zanai) als auch die Grenze zwischen Sardona- und Blattengrat-Decke (Lavtina) zu beobachten sind. Strukturen dieser frühen Deformationsphase sind aufgrund der Überprägung durch die nachfolgenden Phasen oft schwierig zu erkennen. Dazu gehören die grösserskaligen Falten des Einsiedeln-Members und die Verschuppungen (z.B. Schwendi-Sässli, Weisstannental, s. Taf. I) in der Blattengrat-Decke, die vermutlich etwas später aufgeschobenen Kreide-Einheiten der Sardona-Decke (LIHOU 1996) sowie allenfalls auch gewisse Verschuppungen innerhalb der nordhelvetischen Sedimente des Aar-Massivs, wie z.B. die tektonische Repetition der Bürgen-Formation im Fenster des Vilterser Bergs oder bei Tersol (Atlasblatt Vättis, PFIFFNER 1977).

### *Cavistrau-Phase*

Zur Cavistrau-Phase (Typlokalität im Gebiet von Atlasblatt Tödi) zählt nach PFIFFNER (1977) die Bildung und Platznahme von grossen liegenden Falten («frühhelvetische Überfaltungsphase» von TRÜMPY 1969), deren Verkehrtshenkel durch die anschliessende Ausbildung der Glarner Hauptüberschiebung zwischen dem hauptsächlich aus Verrucano bestehenden Kern der Falten und den liegenden allochthonen unterhelvetischen Einheiten (Blattengrat-Decke und Sardona-Decke) zerschert und verschuppt wurden. Demnach könnten die «subhelvetischen Schuppen» von Chropfsberg, von Gaffia und von Logsbach sowie im Gebiet von Atlasblatt Vättis die Stelli-Schuppe zu den Relikten dieser Phase gehören. Nach SCHMID (1975) und GASSER & DEN BROK (2008) erfolgte die Platznahme dieser Schuppen jedoch erst nach der Calanda-Phase und nach DÄNIKEN & FREHNER (2017) in der späten Calanda-Phase.

### *Calanda-Phase*

Die Calanda-Phase stellt die Hauptdeformationsphase dar und umfasst Faltung, Abscherung und Schieferung. Im Frühen Oligozän führte sie zur Anlage der oberhelvetischen Decken und zu deren Transport auf das künftige Unterhelvetikum entlang der Glarner Hauptüberschiebung. Dabei bildeten sich in den oberhelvetischen Decken mehrere tektonische Stockwerke aus. So verliefen die enge Faltung des Lias im Bereich des Seetzals, die Verschuppung von Dogger und Malm in der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und die Faltung im Kreidestockwerk der Säntis-Decke mehr oder weniger synchron. Im Unterhelvetikum führte die Calanda-Phase zu einer dominanten Schieferung, einer intensiven Faltung und Zerschlit- zung insbesondere der parautochthonen Sedimentbedeckung, wie z.B. im Calanda-Gebiet, wo PFIFFNER (1977) diese Strukturen typisierte. Durch das «Einwickeln» (out-of-sequence thrusting) der zuvor schon vom Oberhelvetikum abgeglittenen süd- und ultrahelvetischen Einheiten wurden aber vor allem auch die entsprechen-

den, zu einem grossen Teil aus feinkörnigem Material aufgebauten Formationen der Blattengrat-, Bad-Ragaz- und Sardona-Decke wie auch deren Deckengrenzen intensiv geschiefert, verfaultet und teilweise gar zu einer Melange tektonisiert. Die alle diese Einheiten durchdringende Schieferung und die in gleicher Richtung einfallenden Faltenachsebenen sind eine Folge dieser Phase. In den Profilen 2 und 3 der Tafel I sind sowohl die Deckengrenzen als auch die verfaulteten und geschieferten Schichten stark vereinfacht dargestellt worden.

### *Ruchi-Phase*

Bewegungen längs der Glarner Hauptüberschiebung verursachten eine an bestimmte Lithologien gebundene erneute Deformation der Schieferung der Calanda-Phase, wodurch in den unterhelvetischen Einheiten (inkl. «subhelvetische Schuppen»), vor allem im Nahbereich der Überschiebung, eine Runzelschieferung (crenulation cleavage) beobachtet werden kann. Während die Calanda-Phase oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung keine dominante Schieferung verursachte, kann der Effekt der Ruchi-Phase stellenweise auch im Verrucano unmittelbar oberhalb der Glarner Hauptüberschiebung festgestellt werden.

Die während der späten (miozänen) Einengung des alpinen Deckenstapels erfolgte Inversion des Verrucano-Trogs (PIFFNER 2009) hatte einen deutlichen Effekt auf die Strukturen im Kartengebiet. So sind die in steiler und überkippter Lagerung vorliegenden Trias-Einheiten südwestlich von Wangs und der dort eine ostvergente Antiklinalstruktur bildende Verrucano und das grossräumige nordostwärtige Einfallen der Schichten im Gonzen-Alvier-Gebiet gegen das Rheintal am besten durch die Ausstülpung des Verrucano-Trogs zu erklären. Die Linie Gaf-fia-Mels bildet vermutlich den Rand des ehemaligen Trogs.

## **METAMORPHOSE**

Der Metamorphosegrad der Gesteine im Gebiet von Atlasblatt Sargans wurde im Rahmen des ostschweizerischen Helvetikums in mehreren Arbeiten untersucht (FREY et al. 1980, GROSHONG et al. 1984, ERDELBROCK 1994, WANG et al. 1996 und FREY & FERREIRO MÄHLMANN 1999). Die Untersuchungen berücksichtigten die Tonmineralogie, die Illit-Kristallinität und den Inkohlungsgrad. Die Resultate sind in Fig. 40 dargestellt. Obschon lediglich Bedingungen im Übergangsbereich zwischen der Diagenese und niedriggradiger Metamorphose vorliegen, lassen sich trotzdem interessante Schlüsse aus diesen Untersuchungen ziehen. Der Grad der metamorphen Überprägung nimmt generell von extern nach intern wie auch von oben nach unten zu. Im Oberhelvetikum schneiden die Linien der Reaktionsisograde die Internstruktur der oberhelvetischen Decken (beispielsweise der Säntis-

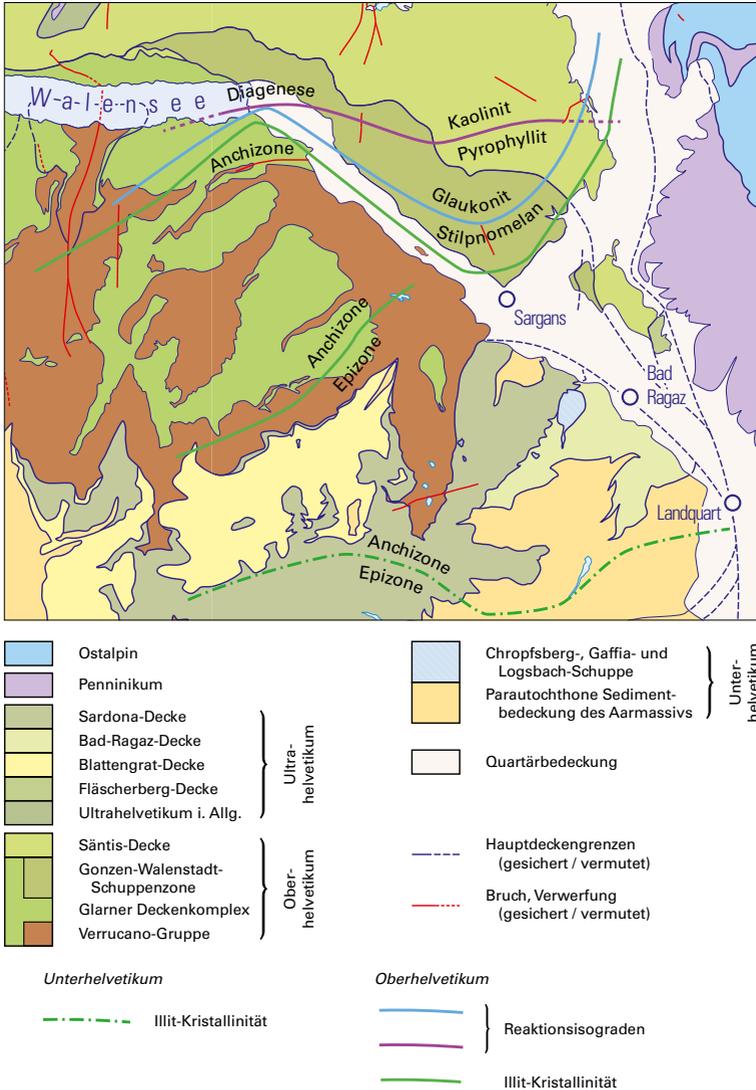


Fig. 40: Lage der Grenzen der Reaktionsisograden und des Metamorphosegrades (Illitkristallinität) im Gebiet des Atlasblattes Sargans und angrenzender Gebiete. Grundlage: Spezialkarte Nr. 128, Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, PFIFFNER et al. (2011), angepasst an die aktuelle tektonische Übersicht in der Nebenkarte.

Überschiebung). Dasselbe gilt für das Unterhelvetikum. Das Temperaturmaximum wurde also nach der Deckenstapelung erreicht. Allerdings sind an der Glarner Hauptüberschiebung diese Isograden nach Norden versetzt. Das heisst, dass nach dem Temperaturmaximum noch ein weiterer Transport von der Grössenordnung von 5 bis 10 km an der Hauptüberschiebung stattgefunden haben muss.

## ERDBEBEN UND NEOTEKTONIK

Das Gebiet Seetzal–Rheintal mit der Linie Wildhaus–Toggenburg ist eine der seismisch aktivsten Regionen der Schweiz (Fig. 41). Sie ist durch eine rege Erdbeben­­tätigkeit charakterisiert, wie die zahlreichen in den letzten Jahrzehnten instrumentell aufgezeichneten (z.B. ROTH et al. 1992, BAER et al. 1999, 2001, DEICHMANN et al. 1998, 2002, 2004, 2006, 2010, 2011, 2012, DIEHL et al. 2014, 2015) und aus den letzten Jahrhunderten in historischen Quellen überlieferten Erdbeben bestätigen (GISLER et al. 2003, ECOS-09).

In den letzten 30 Jahren wurden im Kartengebiet rund 30 Erdbeben der Stärke grösser Magnitude 2,0 aufgezeichnet (Tab. 3). Die meisten dieser Beben zeigen eine Tiefenlage um 3 km und zwischen 5 bis 10 km. Sie ereigneten sich somit teilweise im Grundgebirge, meist aber im Deckgebirge der europäischen Kruste unterhalb der Helvetischen Decken (PFIFFNER & HITZ 1997, PFIFFNER 2011). PERSAUD & PFIFFNER (2004) diskutieren Herdtiefen im Querschnitt Vättis–Säntis, die rezenten Brüche in der Ostschweiz und die Hebungsgeschichte aufgrund von Spaltspurenaltern. Die meisten Beben sind blattverschiebend aufgrund einer subhorizontalen Kompression in NNE-SSW-Richtung. Daneben wurden am Walen-

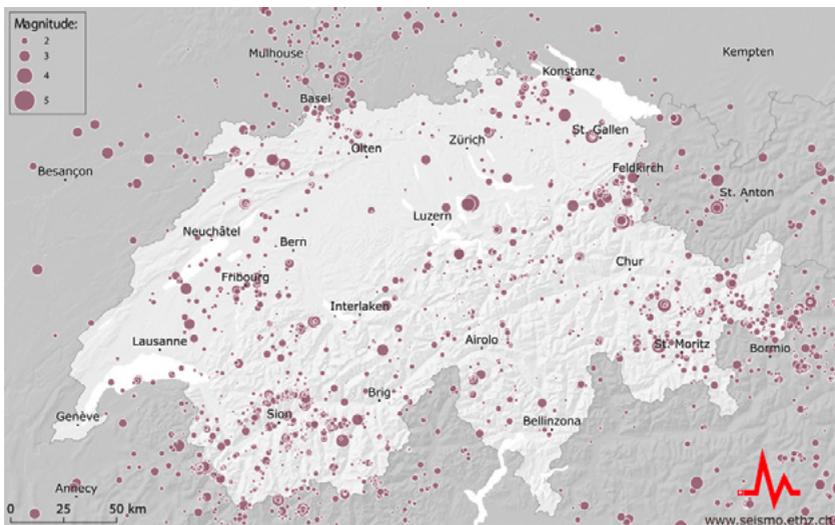


Fig. 41: Erdbeben in der Schweiz zwischen 1975 und 2016 mit einer Magnitude grösser 2. Deutlich ist die im landesweiten Vergleich relativ hohe Erdbeben­­tätigkeit entlang des Rheintals und des Seetzals zu erkennen. (Quelle: <http://www.seismo.ethz.ch/index>, 2017).

Tab. 3: Die wichtigsten der grösseren ( $>Ml 2,0$ ) Erdbeben im Bereich Rheintal–Seeztal zwischen 1987 und 2016. Die Angaben zu den kursiv geschriebenen Beben stammen aus dem Erdbebenkatalog der Schweiz (ECOS-09) und der Liste der instrumentell aufgezeichneten und ausgewerteten aktuellen Erdbeben des Schweizer Erdbebendienst (SED 2017) und sind weniger gut abgesichert. ( $P = P$ -Achse,  $T = T$ -Achse. Daten aus ROTH et al. (1992), DEICHMANN et al. (1998, 2002, 2004, 2006, 2010, 2011, 2012), BAER et al. (1999, 2001), DIEHL et al. (2014, 2015).

Datum	Ort	Magnitude (Ml)	Tiefe [km]	Herdmechanismus	Orientierung der Spannungsachse
28.10.1987	Mürtschenstock	4,2	7	blattverschiebend	132/05 (P)
01.11.1987	Feldkirch	2,6	1	blattverschiebend	159/16 (P)
02.04.1989	Weesen	3,2	8	überschiebend	303/05 (P)
07.11.1991	<i>Buchs</i>	3,2	1		
08.05.1992	<i>Buchs</i>	4,7	2		
15.05.1992	<i>Buchs</i>	3,9	11		
02.06.1992	<i>Vaduz</i>	3,0	1		
28.12.1992	<i>Walensee</i>	3,1	13		
17.05.1996	<i>Buchs</i>	3,6	1		
22.11.1997	Quinten	3,8	1–2	unbekannt	unbekannt
21.04.1989	Walenstadt	3,6	10	blattverschiebend	NNW – SSE (P)
23.03.1998	Kerenzerberg	3,3			
22.02.2000	Fläscherberg	3,6	7	blattverschiebend	NW–SE (P)
04.03.2000	Gams (Buchs)	3,6	3	überschiebend	NW–SE (P)
14.03.2001	Oberriet	2,9	30	blattverschiebend	NNW – SSE (P)
01.10.2003	Nesslau	3,0	8	blattverschiebend	NW–SE (P)
27.05.2005	Bad Ragaz	2,9	7	blattverschiebend	NW–SE (P)
04.01.2009	Wildhaus	4,1	3,7	blattverschiebend	NNW – SSE (P)
07.01.2009	Vaduz	3,0	4,7	abschiebend	NE–SW (T)
25.10.2010	Wildhaus	3,0	5	überschiebend	NNW – SSE (P)
27.01.2011	Bregenz	3,3	31	blattverschiebend	
12.12.2013	<i>Balzers</i>	4,1	5,9	<i>blattverschiebend</i>	<i>NW–SE (P)</i>
27.12.2013	<i>Balzers</i>	3,7	6,2	<i>blattverschiebend</i>	<i>NW–SE (P)</i>
10.01.2014	<i>Balzers</i>	2,1	7		
15.01.2014	<i>Balzers</i>	2,4	6,9		
05.03.2014	<i>Balzers</i>	2,6	7		
14.11.2014	<i>Walenstadt</i>	3,1	-0,4		
04.12.2014	<i>Wildhaus</i>	2,4	2,7		
04.12.2014	<i>Werdenberg</i>	2,7	4	blattverschiebend	NNW – SSE (P)
07.12.2014	<i>Wildhaus</i>	2,7	2,7		

see zwei Beben mit sehr flachen Herden registriert (1997 und 2014). Auffallend ist eine Häufung von Erdbeben der Magnitude  $>1$  im Raum Balzers seit 2002. Hier wurde am 12. Dezember 2013 auch das bisher im Gebiet von Atlasblatt Sargans stärkste und deutlich spürbare Beben mit einer Magnitude von 4,1 und mehreren Nachbeben registriert (DIEHL et al. 2014).

## BOHRUNGEN

Im Perimeter des Atlasblattes Sargans wurden in den vergangenen Jahrzehnten zahlreiche Sondierbohrungen ausgeführt. Diese Sondierungen dienten in erster Linie hydrogeologischen Untersuchungen, Baugrunduntersuchungen (z.B. Autobahn, SBB) und in neuerer Zeit der Installation von Erdwärmesonden. Die auf der Karte dargestellten Sondierbohrungen basieren auf folgenden Archivrecherchen und Datenständen:

Amt für Umwelt und Energie (AFU, Hydrogeologisches Register) des Kantons St. Gallen: August 2012 (punktuell nachgeführt bis 2017)

Geologische Dokumentationsstelle: Juni 2011

Archive der CSD Ingenieure AG (Filialen St. Gallen, Frauenfeld und Thusis): Juni 2011 sowie vereinzelte Nachträge bis Juni 2018

Im Gebiet des Atlasblattes wurden nur jene Bohrungen dargestellt, welche für das geologische Verständnis des Aufbaus des Untergrundes erforderlich sind. Bei diesen Bohrungen sind die Tiefe der Obergrenze verschiedener Quartärformationen oder die Tiefe der Felsoberfläche und meist auch die Endtiefe (vereinzelte mit Angabe der erreichten Formation) angegeben.

Zu erwähnen sind folgende Bohrungen, die wichtige Aufschlüsse zum Aufbau des Untergrundes der Talebenen und Talränder lieferten:

Tab. 4: Die wichtigsten Bohrungen im Gebiet von Atlasblatt Sargans.

Bohrung	Koordinaten Horizont/Formation	Bohrart	Endtiefe [m] bzw. Obergrenze Formation	Literatur/Quelle
Balzers (T11)	2756.751/1215.625	Spülbohrung	600	NÄNNY (1983)
	Spät- bis postglaziale Seeablagerung Helvetischer Kieselkalk (Säntis-Decke)		90 440 bis Endtiefe	
Fläsch (34 A)	2757.010/1210.324	Spülbohrung	100	BÜCHI (1980)
	Spät- bis postglaziale Seeablagerung		74	
Maienfeld (29/IA)	2759.373/1206.997	Spülbohrung	141	BÜCHI (1980)
	Spät- bis postglaziale Seeablagerung		115	
Trübbach (SB 6)	2754.560/1215.080	Spülbohrung	62	BTG (1981)
	Zementstein-Formation		54	
Trübbach (SB 4)	2754.732/1215.681	Kernbohrung	107	WEBER (1998)
	Spät- bis postglaziale Seeablagerung Quinten-Formation		74 96 bis Endtiefe	
Balzers (SB T1)	2754.889/1214.916	Spülbohrung	151	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung Spät- bis postglaziale Seeablagerung		52 74 bis Endtiefe	

Bohrung	Koordinaten Horizont/Formation	Bohrart	Endtiefe [m] bzw. Obergrenze Formation	Literatur/Quelle
Vilters Schinderi (SB 5)	2753.920/1209.970	Spülbohrung	87	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung Martinsmad-Formation (Sardona-Decke)		35 77 bis Endtiefe	
Vilters Meierhof (SB 4)	2754.330/1210.450	Spülbohrung	84	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung Spät- bis postglaziale Seeablagerung		57 84 bis Endtiefe	
Vilters Baschär (SB 3)	2754.790/1210.820	Spülbohrung	90	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung		69 bis Endtiefe	
Vilters Wangser Au (SB 2)	2755.170/1211.190	Spülbohrung	110	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung Spät- bis postglaziale Seeablagerung		71 91 bis Endtiefe	
Vilters Wangser Au (SB 1)	2755.520/1211.620	Spülbohrung	105	BTG (1981)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung Spät- bis postglaziale Seeablagerung		75 91 bis Endtiefe	
Bad Ragaz (Nr. 5)	2756.996/1208.200	Spülbohrung	109	BERNASCONI (1992)
	Bachschuttfächer der Tamina Flysch (Bad-Ragaz-Decke)		bis 79 79 bis Endtiefe	
Erkundungsbohrung Mels	2750.192/1213.074	Spülbohrung	178	BTG (1991)
	Bachschuttfächer der Seez Kapfen-Formation (Verrucano)		bis 79 79 bis Endtiefe	
Tiergarten (Versuchsbohrung, nicht auf Karte verzeichnet)	2754.790/1210.820	Kernbohrung	50	TEUSCHER (2009)
	Kapfen-Formation (Verrucano)		bis Endtiefe	
Mels Steix (ESB)	2750.440/1211.901	Imlochhammerbohrung	112	Hydrogeologisches Register Kanton St. Gallen (Bohr-ID 305850)
	Kapfen-Formation (Verrucano)		2	
	Mels-Formation		12	
	Kapfen-Formation (Verrucano)		20	
	Mels-Formation		48	
	Röti-Formation		60	
Quarten-Formation		80		
?Lias		96 bis Endtiefe		
Mels I (Nr. 1)	2750.645/1212.950	Kernbohrung	126	MÜLLER (1995b)
	Bachschuttfächer der Seez Spät- bis postglaziale Deltaablagerung		bis 71 71 bis Endtiefe	
Mels II (Nr. 11)	2751.070/1212.665	Kernbohrung	196	MÜLLER (1995b)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung		73	
	Spät- bis postglaziale Seeablagerung (Glazilimnische Beckensedimente von Seez und Rhein) Glazilimnische Deltasequenz des Rheingletschers		108  150 bis Endtiefe	

Bohrung	Koordinaten Horizont/Formation	Bohrart	Endtiefe [m] bzw. Obergrenze Formation	Literatur/Quelle
Müliriet (Nr.2)	2749.085/1214.380	Kernbohrung	160	MÜLLER (1995b)
	Seez-Schotter Spät- bis postglaziale Deltaablagerung (Glazilimnische Beckensedimente von Seez und Rhein) Spät- bis postglaziale Seeablagerung (Distale Deltasequenz der Seez und Glazilimnische Beckensedimente) Röti-Formation		26 51 67 148 bis Endtiefe	
Halbmil (Nr.3)	2746.940/1216.280	Kernbohrung	164	MÜLLER (1995b)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung (Seez, Schils und Schreienbach) Spät- bis postglaziale Seeablagerung (Distale Deltasequenz der Seez und Glazilimnische Beckensedimente) Letzteiszeitliche Moräne des Bündner Gletschers (Grundmoräne) Mels-Formation		38 75 157 159 bis Endtiefe	
Flums Dorf (Nr.10)	2744.738/1217.216	Kernbohrung	170	MÜLLER (1995b)
	Spät- bis postglaziale Deltaablagerung (Schilsdelta)		35 bis Endtiefe	
Valaschga (Nr.14) (nicht auf Karte verzeichnet)	2745.610/1216.575	Kernbohrung	24	MÜLLER (1995b)
	Verlandungssedimente Bachschutt der Seez und des Röllbachs Kapfen-Formation (Verrucano)		1 19 22 bis Endtiefe	

## HYDROGEOLOGIE

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Kartengebiet wurden in den Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100 000 generell beschrieben (HAERING et al. 1994). Umfassende Angaben zur Karsthydrologie im Gebiet Churfürsten-Alvier finden sich im Untersuchungsbericht von LEIBUNDGUT et al. (1994). Die Grundwasservorkommen der Talebenen und Talränder sind in der Grundwasserkarte des Kantons St. Gallen dargestellt ([www.geoportal.ch](http://www.geoportal.ch)). Im Fürstentum Liechtenstein besteht aktuell nur eine Gewässerschutzkarte mit zusätzlicher Darstellung der Grundwasserisohypsen (Geodatenportal, [www.llv.li](http://www.llv.li)). Im Gebiet von Atlasblatt Sargans wurden die Grundwasserfassungen und Quellen des Kantons St. Gallen aus dem Datensatz des Amtes für Umwelt und Energie übernommen (Stand 2016) und zum Teil mit eigenen Aufnahmen ergänzt (insbesondere ungefasste Quellen<sup>1</sup>). Die Quellen der Liechtensteiner Talflanke entsprechen dem Stand der Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000 (ALLEMANN 1985).

### Grundwasserverhältnisse im Rheintal

Den wichtigsten Grundwasserleiter im Kartengebiet bilden die subrezent bis rezenten Alluvionen des Rheins (Rhein-Schotter), die liegenden spät- bis postglazialen sandigen, teils kiesigen Deltaablagerungen sowie entlang der Talränder auch mit dem Rhein-Schotter verzahnte kiesige Bachschuttablagerungen. Das darin allgemein in Richtung Norden fliessende Grundwasser weist eine Mächtigkeit zwischen rund 80 m (bei Maienfeld) und maximal 40 m (bei Trübbach) auf. Der durchschnittlich in einer Tiefe von 5 m liegende Grundwasserspiegel ist in diesem Abschnitt in der Regel nicht gespannt. Aufgrund der hohen Durchlässigkeit von  $k = 1 \times 10^{-3}$  bis  $2 \times 10^{-2}$  m/s (HAERING et al. 1994) sind insbesondere die oberen Schichten interessant für die Trinkwasserversorgung. Die wichtigsten Grundwasserfassungen (konzessionierte Entnahmemenge  $>1000$  l/min) befinden sich bei Maienfeld Schrägländer (8000 l/min), bei Bad Ragaz Föhrenwald (6600 l/min), bei Sargans Baschär (6000 l/min), bei Trübbach Dornau (6200 l/min) und bei Balzers Rheinau (6000 l/min). Mit zunehmender Tiefe und generell gegen den Talrand hin nimmt die Durchlässigkeit aufgrund des erhöhten Feinanteils generell ab. Die spät- bis postglazialen distalen Delta- und Seeablagerungen bilden den Grundwasserstauer. Das Grundwasser im Rhein-Schotter wird massgeblich von Infiltrat des Rheins gespeist, obschon die Infiltrationsrate durch die Absenkung der Flusssohle infolge der ab den

---

<sup>1</sup> Teilweise sind ungefasste Quellen als gefasst dargestellt worden

1950er-Jahren praktizierten Kiesbaggerungen heute kleiner ist als früher (HAERING et al. 1994). Die Beeinflussung durch Rheinfiltrat zeigt sich auch in einer erhöhten Sauerstoffsättigung und einer geringeren Karbonathärte im Nahbereich des Rheins im Vergleich zu rheinferner und tiefer fliessendem Grundwasser. In der Nähe von schlecht durchlässigen Hinterwasserablagerungen und insbesondere im Bereich von Rietgebieten zeigen sich zudem sauerstoffarme bis reduzierende Grundwasserverhältnisse und ein damit verbundener erhöhter Gehalt an Eisen und Mangan. Neben der Rheininfiltration tragen die seitlichen Zuflüsse von den Talhängen grösstenteils zur Alimentation des Rheintal-Grundwasserstroms bei. Bekannte Zuflüsse aus dem Fels bilden die teilweise verkarsteten Kalkformationen des Gonzens, z.B. die Quinten-Formation am Schollberg bei Trübbach, wo im Gebiet des dortigen Untertagesteinbruchs die Interaktion Karst-/Lockergesteinsgrundwasser von WEBER (1998) vertieft untersucht wurde. Rechtsrheinisch fliesst das Felsgrundwasser vor allem aus dem Kalk der Falknis-Decke von Maienfeld bis Balzers und aus dem Fläscher Berg zu, wobei der Zufluss in den Rhein-Schotter meist indirekt über die dem Fels auflagernden Schuttkegel erfolgt (HAERING et al. 1994).

### **Grundwasserverhältnisse im Seeztal**

Aufgrund der generell höher liegenden Felsoberfläche und des höheren Anteils an feinkörnigen Sedimenten ist der Grundwasserquerschnitt im Seeztal im Vergleich zum Rheintal deutlich reduziert. Wichtigste Grundwasserleiter bilden die bis in tiefere Lagen reichenden Schuttfächer der Seez und der Schils sowie deren Auflandungssequenzen. Das allgemein in Richtung Nordwesten fliessende Grundwasser weist im Seez-Schuttfächer bei Mels eine maximale Mächtigkeit von 60 m auf. In Richtung Nordwesten nimmt die Mächtigkeit jedoch sukzessive ab und beträgt bei Halbmitl nur noch 2–5 m, ehe sie im Schuttfächer der Schils bei Flums wieder bis auf 60–80 m ansteigt. Zwischen diesen beiden Vorkommen bewirkt eine Wechsellagerung von stauenden Seeablagerungen und Verlandungssedimenten mit insbesondere von der rechten Talseite alimentierten Schotter- und Bachschutttablagerungen einen Stockwerkbau mit gespannten, teils auch artesischen Grundwasservorkommen, die in diversen Brunnen zu landwirtschaftlichen Zwecken genutzt werden (max. 60 l/min, HAERING et al. 1994). Die Durchlässigkeit im Seez-Schuttfächer ist aufgrund des relativ hohen Anteils an tonig-siltigem Material nur mässig. Ein Brauchwasser-Pumpwerk bei Mels-Plons weist eine maximale Förderleistung von 1000 l/min auf. Etwas besser durchlässig sind die Ablagerungen des Schils-Schuttfächers bei Flums und insbesondere die überwiegend aus grobkörnigen Kalk- und Sandsteinkomponenten bestehenden Bach- und Hangschutttablagerungen der rechten Talflanke (HAERING et al. 1994). Die Mög-

lichkeiten zur Nutzung des Grundwassers im Seeztal zu Trinkwasserzwecken sind neben der mangelnden Ergiebigkeit auch von deren Qualität her begrenzt. Die seichteren Grundwasservorkommen sind meist anthropogen belastet (die Seez ist meist Infiltrant), und die Vorkommen tieferer (gespannter) Stockwerke sind – obschon bakteriologisch unbedenklich – sauerstoffarm, eisenhaltig und meist sehr stark mineralisiert (HAERING et al. 1994, TEUSCHER 2009). Nach HAERING et al. (1994) erfolgt die Speisung der Grundwasservorkommen im Seeztal hauptsächlich durch Zufluss aus den klüftigen und teils auch verkarsteten Felsformationen der rechten und teilweise aus geklüfteten Verrucano-Gesteinen der linken Talflanke.

### **Quellen im Gebiet Palfris – Gonzen**

Die rechte Flanke des Seeztals weist eine Kluft- und Karstwasserzirkulation in der jurassischen Gesteinsabfolge der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone auf, die gegen oben durch schlecht durchlässige tonige Gesteine der Kreide (Zementstein-Formation, Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) weitgehend abgedichtet wird. Als wichtigster Karst- und Kluftwasseraquifer sammelt die Quinten-Formation das Felsgrundwasser und leitet es überwiegend ins Alluvialgrundwasser des Seeztals ab (HAERING et al. 1994). Sind die quartären Talfüllungen schlecht durchlässig, können die Felswasserzutritte zurückgestaut werden und es bilden sich am Hangfuss Stauquellen. Ein gutes Beispiel hierfür stellt die Katharinenbrunnenquelle bei Halbmil (Koord. 2747.520/1216.100) dar. Die oberhalb der Quelle liegenden Bergsturzablagerungen werden vorwiegend von Karstwasser aus der Quinten-Formation gespeist. Da die Bergsturzablagerungen am Talboden schlecht durchlässigen Sedimenten aufliegen, wird das Wasser zurückgestaut und tritt an den Quellen mit einer Ergiebigkeit von bis zu 1800 l/min aus (LEIBUNDGUT et al. 1994). Bemerkenswert ist bei dieser Quelle zudem, dass bei Markerversuchen auch eine Herkunft des Karstwassers aus dem Gebiet nördlich des Alviers nachgewiesen werden konnte (LEIBUNDGUT et al. 1994).

Ebenfalls als Stauquellen zu beurteilen sind die teils sehr ergiebigen Quellen bei Azmoos, Malans und Oberschan in der Gemeinde Wartau. Die grobblockige Lokalmoräne, welche vom Gebiet Labria am Fusse der Gauschla bis nach Azmoos hinunter reicht, bildet einen heterogen aufgebauten, jedoch gut durchlässigen Grundwasserspeicher. Das darin zirkulierende Wasser tritt überall dort an der Oberfläche aus, wo die stauende Felsunterlage (Mergel der Palfris-Formation) zu Tage tritt, wie beispielsweise entlang des Trübbachs, wo diese Austritte mit den dortigen aktiven Rutschungsprozessen im Zusammenhang stehen. Insbesondere bei Malans und Oberschan verzahnt sich die grobblockige Lokalmoräne zudem mit der deutlich weniger gut durchlässigen letzteiszeitlichen Moräne des Bündner

Gletschers, wodurch das Grundwasser etwas zurückgestaut wird und an den dortigen Quellen überläuft. Die ergiebigsten unter ihnen sind die St. Otterisquelle (Koord. 2753.995/1218.440, Gebiet von Atlasblatt Buchs) und die Vermärschquelle (Koord. 2753.206/1217.780), mit einer Schüttung von je bis zu 9000 l/min (LEIBUNDGUT et al. 1994). Neben lokal versickerndem Niederschlagswasser wird die grobblockige Lokalmoräne auch durch Felswasserzutritte aus dem Helvetischen Kieselkalk der Säntis-Decke gespeist (LEIBUNDGUT et al. 1994).

### **Quellen im Gebiet südwestlich des Seetzals und im Weisstannental**

Das Gebiet südlich des Seetzals wird dominiert von Gesteinen generell geringer bis sehr geringer Durchlässigkeit, insbesondere jenen des Verrucanos und der mergelreichen Formationen der Blattengrat- und Sardona-Decke. Quellen finden sich bevorzugt an der Basis von Formationen, deren Durchlässigkeit etwas höher ist, wie z.B. am Übergang der teils verkarsteten Röti-Formation zur Mels-Formation (z.B. Stegenälpli-Quelle auf der Alp Tamons) oder an der Basis der kalkigeren Lias-Gesteine (z.B. bei Mädems östlich von Guscha). Oft dient grobkörniger Hangschutt als Zwischenspeicher. Die Glarner Hauptüberschiebung bildet im Weisstannental abschnittsweise einen Quellhorizont, entlang welchem das in die teils stark geklüfteten und versackten Gesteine des Verrucanos eingesickerte Niederschlagswasser durch die gering durchlässigen Mergel (Stad-Formation, Martinsmad-Formation) im Liegenden gestaut wird (z.B. bei Galans nordwestlich von Weisstannen oder bei Schattenberg nordöstlich von Schwendi).

### **Quellen im Gebiet Gaffia – Pardiel**

Auch dieses Gebiet wird von generell gering durchlässigen Gesteinen dominiert. Die zu Trinkwasserzwecken genutzten Quellen bei Furt und Gaffia liegen zwar ebenfalls im Nahbereich der Glarner Hauptüberschiebung und der diese begleitenden Vorkommen von Lochsiten-Kalk, sind jedoch vermutlich hauptsächlich an Lockergesteinsgrundwasser (Moräne, Hangschuttfächer) gebunden, wie dies auch für die zahlreichen Quellfassungen auf der Vilterser Alp der Fall sein dürfte. Die kalkigen Gesteine der Chropfsberg-Schuppe bilden ein lokal begrenztes Gebiet deutlich erhöhter hydraulischer Durchlässigkeit. Das über die zahlreichen Kluftsysteme und lokale Verkarstungshohlräume einsickernde Niederschlagswasser wird an den gering durchlässigen Gesteinen an der Basis der Schuppe (Bad-Ragaz-Decke, Sardona-Decke) gestaut und tritt an der Ausbisslinie lokal in Schichtquellen aus (z.B. bei Cholgrueb).

## Quellen im Gebiet östlich des Rheins (Fürstentum Liechtenstein)

Als bedeutendste Quellen in diesem Gebiet sind die im Helvetischen Kieselkalk des Fläscher Bergs (Säntis-Decke) austretenden Quellen südlich von Mäls (Wiesle-Quellen der Trinkwasserversorgung Balzers) sowie der «Katharinenbrunnen» (Koord. 2757.563/1214.127) zu nennen. Bei dem letzteren handelt es sich um einen Weiher, der von ergiebigen, schuttbedeckten Karstquellen mit Einzugsgebiet am Falknis gespeist wird (HAERING et al. 1994).

### Mineralquellen

Der Schwefelbadplatz in Sargans erinnert an eine ehemalige, seit dem Mittelalter betriebene Badstube (HAERING et al. 1994, EISENBERGWERK GONZEN AG 2010). Die zugehörigen Quellaustritte in siltigem Kiessand – das Wasser stammt vermutlich aus der untief anstehenden Quinten-Formation – versiegten zwischenzeitlich, wurden Mitte der 1970er-Jahre jedoch wieder neu gefasst und zu Badezwecken genutzt. Die Schüttung der mit 399 mg/l nur leicht mineralisierten Quelle ist mit 2 l/m bescheiden (HAERING et al. 1994).

Im Zuge der Kartierarbeiten wurde im Weisstannental westlich von Schattenberg unweit der Seez (Koord. 2747.253/1209.552) ein bisher nicht dokumentierter Quellwasseraustritt mit deutlichem Schwefelgeruch entdeckt. Das Quellwasser tritt diffus aus geringmächtiger Lokalmoräne aus.

Auf der Karte von ALLEMANN (1985) ist die rund 2 km nordwestlich von Fläsch gelegene Quelle des Fläscher Bads ebenfalls als Mineralquelle verzeichnet. Die Bezeichnung des Quellwassers als Mineral- oder Heilwasser ist jedoch fraglich (FUCHS 2001).

## MINERALISCHE ROHSTOFFE

### Eisenerz

Der wichtigste abgebaute Rohstoff der Region Sargans ist derjenige von Eisenerz. Der Abbau von Eisen- und Manganerzen am Gonzen ist seit 1396 urkundlich belegt (EISENBERGWERK GONZEN AG 1944). EPPRECHT (1986b) vermutete aufgrund von <sup>14</sup>C-Datierungen an Holzkohlestücken aus Schlacken, welche bei Ausgrabungen auf Chastels bei Mels zum Vorschein kamen, dass bereits in der Eisenzeit und der frühromischen Zeit Eisenerzbergbau am Gonzen betrieben wurde. Jedoch kann dies nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, da eindeutige Datierungen fehlen und zudem wichtige Eisenfunde aus jener Zeit (z.B. bei Wartau-Ochsenberg) nicht aus Gonzenerz bestehen. Eine vorindustrielle Eisenproduktion lässt sich archäologisch somit erst mit den Schmelzöfen von Mels-Heiligkreuz belegen (Früh- bis Spätmittelalter, EPPRECHT 1986b, IMPER 1998).

In einer Urkunde von 1516 über die Alp Riet wird erstmals auf eine Grube hingewiesen. Bei den darin genannten «ertz löchern» kann es sich fast nur um die alte Grube IV handeln (EPPRECHT 1986a). Im Kaufbrief des Zürcher Apothekers H.U. Wolff aus dem Jahr 1593 ist dann die Rede von «zween ertzberg, der ober und unter» am Gonzen (G. Agricola, zitiert in EPPRECHT 1984). Während der Blütezeit im 15. bis 19. Jahrhundert konzentrierte sich der Hauptabbau vermutlich auf die Gruben I und II, es wurde wahrscheinlich aber auch in den kleinen Stollen der Grube III und dem sogenannten Abliswerk gearbeitet. Der Betrieb der Grube I ist erst aus dem Jahre 1771 schriftlich überliefert (EPPRECHT 1986a). Abgebaut wurde das Erz durch Feueretzen (OBERHOLZER 1923), wobei das noch heisse Erz vermutlich mit Wasser abgeschreckt wurde, um es aufzulockern. Erst im Verlauf des 18. Jahrhunderts wurde dann das Schwarzpulver zum Sprengen im Gonzen eingeführt (EPPRECHT 1986b). Das Bergwerk und das Plonser Eisenwerk blühten über mehrere Jahrzehnte auf, bis sich schliesslich die Folgen des Eisenbahnbaus in den Sechzigerjahren des 19. Jahrhunderts bemerkbar machten, da nun billiges Roheisen aus den grossen europäischen Zentren der Eisengewinnung eingeführt werden konnte. 1878 wurde die bergwerksnahe Verhüttung endgültig unwirtschaftlich, so dass die Gruben geschlossen wurden.

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts liess O. Neher aus Mels verschiedene Gutachten erstellen (u.a. HEIM 1899; RÜCKER 1901), die bezüglich eines Neuabbaus alle positiv ausfielen. Der Erste Weltkrieg verzögerte vorerst O. Neher's Pläne, aber aufgrund von erneuten Gutachten von A. Heim, J. Oberholzer, Bergassessor E. Stade (Dortmund) und anderen Fachleuten wurde bei Naus ein Suchstollen söhlig vorgerieben, der am 5. Januar 1918 die Erzschieferung beim Faltenscheitel der Gonzenfalte erreichte. Mit dem Nachweis eines abbauwürdigen Erzlagers schloss das «Gonzensyndikat» am 16. Mai 1919 den Vertrag zur Errichtung der Eisenbergwerk Gonzen

AG (EGAG) und leitete damit die letzte Abbauphase ein. Zwischen 1919 und 1920 entstand die Bergbausiedlung Naus mit der Seilbahn hinunter nach Malerva. Die Nausgrube wurde zunächst von der Naussohle nach oben gegen die Grube I gebaut, welche im Jahr 1929 erreicht wurde, womit eine natürliche Bewetterung erzielt werden konnte. Die wirtschaftliche Entwicklung des Bergbaus im Gonzen war aber von grossen konjunkturellen Schwankungen geprägt. So folgte im 20. Jahrhundert nach einem Betriebsunterbruch in den Dreissigerjahren auch die intensivste Abbauphase mit bis zu 420 Angestellten während des Zweiten Weltkriegs. Durch diesen intensivierte Abbau war es auch möglich, das Gonzenlager eingehender zu untersuchen. Das Erzvorkommen besteht aus drei Flözen, wobei das Hauptflöz eine Mächtigkeit von bis zu 2 m (s. Titelbild Erläuterungen), eine Ausdehnung von 3000x300 m und mit 52–54% einen relativ hohen Eisengehalt aufweist (EPPRECHT 1987).

Mit der Inbetriebnahme der Basisstollenbahn im Jahre 1951 wurde der ganze Abbau modernisiert, wobei das abgebaute Erz über zusammenhängende Stollen-Bremsberg-Systeme von der Grube I zum Nausstollen, von dort zum Wolfslochgebiet und schliesslich zum Basisstollen hinunter befördert wurde. Unter der Leitung von Ing. R. Amberg und mittels der durch ihn veranlassten Rationalisierungen von 1959 und 1962 wurde der Bergwerksbetrieb noch einmal auf den neusten Stand der Technik gebracht. Doch auch diese Anstrengungen vermochten die Folgen der Veränderungen auf dem Rohstoffmarkt in den Sechzigerjahren nicht mehr aufzuhalten. Der Fall des Erzpreises von Fr. 66,70/t im Jahr 1959 auf Fr. 39,50/t im Jahr 1963 (EPPRECHT 1987) und der unerwartete Methanaustritt in der Basisgrube (EPPRECHT & AMBERG 1963) hatten zur Folge, dass der Verwaltungsrat am 2. Mai 1966 die Stilllegung des Betriebs veranlasste.

Die bergmännische Erzgewinnung führte im Verlauf der Jahrhunderte zu einem riesigen Stollen- und Galerisystem von ungefähr 90 km Länge, welches sich von 320 bis gegen 1400 m.ü.M. erstreckt. Zusätzlich wurden 52 Kleinkern- und 36 Tiefbohrungen abgeteuft, einige davon auch in Gebieten, die später nie erschlossen wurden (BLUM & HUG 2001). Bis zur Stilllegung des Bergwerkes Ende Mai 1966 wurden insgesamt 2,7 Mio. t Erz abgebaut, 1,8 Mio. t stammten dabei aus der Nausgrube (1920–1954) und 0,9 Mio. t aus der Basisgrube (1953–1966). Der gesamte noch vorhandene Vorrat an Eisenerz wird auf rund 5,5 Mio. t geschätzt (EPPRECHT 1987).

Seit der Gründung der Firma Eisenbergwerk Gonzen AG (EGAG) im Jahre 1919 ist fast ein Jahrhundert vergangen. Obwohl die EGAG seit 1966 kein Eisenerz mehr fördert, existiert das Unternehmen noch heute, wenn auch mit stark reduzierter und veränderter Tätigkeit. Die Firma beabsichtigt zusammen mit dem Verein Pro Gonzenbergwerk, der für das Schaubergwerk verantwortlich ist («Wiedereröffnung» im Jahre 1983), das industriegeschichtliche Kulturgut von nationaler Bedeutung zu wahren, damit die Geschichte des Bergbaus am Gonzen nicht in Vergessenheit gerät. Um dem Verein das Betreiben des Schaubergwerks weiterhin zu ermöglichen, wurde im Jahre 2003 die Konzession der EGAG für weitere 80 Jahre verlängert.

## **Sandstein und Konglomerat**

Über viele Jahrhunderte waren die Gesteine um Mels wichtige Lieferanten für die Bau- und Mühlsteinproduktion («Melser Stein»). Die wichtigsten Abbaustellen im Verrucano (v.a. Sernifite) befinden sich am Vorderberg, am Chastels (Fig. 42) und auf dem Tierget. Der Sandstein der Mels-Formation wurde bei Runggalina und Harzloch abgebaut und als Mühl- und Baustein, aufgrund des hohen Quarzgehalts aber auch zur Herstellung von Glas genutzt (Glashütte bei Mels, IMPER 1996). Weitere Abbaustellen (nur für Bausteine) finden sich bei Vilters im Sandstein der Taveyannaz-Formation und am Kirchhügel bei Wangs im Sandstein der Spitzmeilen-Formation.

## **Kalkstein**

Naturstein zu Bauzwecken wird ebenfalls seit mehreren Jahrhunderten aus dem Kalk der Quinten-Formation am Schollberg bei Trübbach gewonnen (seit 1984 im Untertagebau). Heute wird der «Quintner Kalk» auch als Zuschlagstoff für Beton und Beläge gebrochen. Weitere Abbaustellen in der Quinten-Formation befinden sich bei Vild und Passati (Sargans) sowie am Ellhorn. Mehrere Kirchen im Sarganserland wurden mit lokalem Kalk der Quinten-Formation geschmückt (z.B. «Vilder Marmor» in der Pfarrkirche Sargans, IMPER 1996). Auch befanden sich vielerorts Kalkbrennereien, wie z.B. bei Heiligkreuz und Pfäfers (IMPER 1996). Für die Alpbewirtschaftung genutzte Kalköfen befinden sich bei Gaffia (Lochsiten-Kalk) und westlich von Chropfsberg (Seewen-Formation).

Der Nummulitenkalk der Bad-Ragaz-Decke wurde im Raum Bad Ragaz – Pfäfers in mehreren Steinbrüchen abgebaut und fand als Schmuckstein lokal (Kirche Pfäfers), national (altes Physikgebäude der ETH) wie auch international (Justizpalast Wien) Verwendung (QUERVAIN 1984).

## **Schieferplatten**

Der rotviolette «Verrucano-Schiefer» der Schönbühl-Formation wurde bei Vermol hauptsächlich für Ofenplatten und für Einfriedungen gewonnen (IMPER 1996).

Schieferplatten der nordhelvetischen Flysch-Gruppe (Elm- und Matt-Formation, «Dachschiefer») wurden bei Vadura im Taminatal (Gebiet von Atlasblatt Vätis) zur Steinplatten- und Wandtafelproduktion abgebaut und in Pfäfers verarbeitet.



Fig. 42: Abbaustelle im Verrucano (sandiges Konglomerat der Kapfen-Formation) für die Mühlesteinproduktion auf Chastels. Foto R. Löpfle 2012.

## Kies und Sand

Kiesabbau ist in der Rheintalebene aufgrund des hoch liegenden Grundwasserspiegels und im Raum Sargans und im Seetal auch wegen mächtigen Deckschichten nur eingeschränkt möglich. Aufgelassene oder wieder verfüllte ehemalige Kiesgruben finden sich daher meist in leicht erhöhter Lage entlang der Talränder, wie z.B. oberhalb von Wangs (Fehrbach) und Vilters sowie bei Mels (Plons, Langwiesen-Hienzi), wo die dort anstehenden und teils komplex aufgebauten, randglazialen Schotter und Bachschuttablagerungen vor allem während der Zeit des Autobahnbaus ausgebeutet wurden. An der steilen Nordflanke des Seetals werden zum Teil Ablagerungen der jüngsten Murgangschuttkegel (z.B. am Hagerbach) zu Baumaterial aufbereitet. Nach IMPER (1996) fand in historischer Zeit Sand aus dem Rhein und aus der Seez auch bei der Herstellung von Glas Verwendung (Glashütte bei Mels).

## SIEDLUNGSGESCHICHTE

Weit ins Gebirge reichende Flusstäler, die zu begeharen Passübergängen führten, waren schon immer Durchzugsgebiete für die Menschen. Exemplarisch lässt sich dies an der Talgabelung von Sargans sowie dem südlich anschliessenden Gebiet zeigen: Hier kreuzt die West-Ost-Verbindung vom Zürichsee ins Inntal die Nord-Süd-Verbindung vom Bodensee zu den Alpen und nach Oberitalien. Die Verkehrswege führten einerseits entlang der Hangfüsse beidseits von Rhein und Seez, wobei Flussschleifen und grössere Sumpfflächen wenn möglich umgangen wurden; andererseits ist auch mit der Benutzung von Flössen und Booten zu rechnen. Siedlungen wurden auf Hügeln, Hangterrassen und überschwemmungssicheren Bachschuttkegeln angelegt, sodass man sehen konnte, wer woher kam und wohin ging. Aus den Flussebenen selbst sind bisher nur Einzelfunde bekannt; da das Gebiet als sehr gut erforscht gelten kann, dürften die Forschungslücken gering sein.

### **Altsteinzeit**

Paläolithikum, bis ca. 9500 v.Chr.

Fundstellen der Altsteinzeit sind in der ganzen Schweiz sehr selten. Die meisten Spuren menschlicher Aktivitäten wurden durch die Gletschervorstösse zerstört oder überdeckt. Reste von Besiedlungen und Begehungen des Gebiets durch Jäger-/Sammler-Gruppen konnten sich einzig in geschützten Lagen wie Höhlen erhalten. Im Drachenloch bei Vättis, auf 2427 mü.M., konnte eine Nutzung der Höhle durch Menschen während des Interstadials vor über 50 000 Jahren nachgewiesen werden. Es dürfte sich um einen Sommerlagerplatz gehandelt haben; im Winter war die Höhle ein Überwinterungsplatz für Höhlenbären.

### **Mittelsteinzeit**

Mesolithikum, ca. 9500 bis 5500 v.Chr

Nach dem Ende der Letzten Eiszeit setzte eine rasche Bewaldung des Gebiets ein, was sich auch auf die Faunenentwicklung auswirkte. Die wärmeren Verhältnisse und die damit einhergehende bessere Nahrungsgrundlage führten zu einer vermehrten Nutzung des Gebiets in allen Höhenlagen. Davon zeugen einige wenige mittelsteinzeitliche Einzelfunde. Ein während längerer Zeit benutzter Lagerplatz fand sich in Wartau-Oberschan im Bereich des Oberschaner Sees (wenig nördlich des Kartengebiets).

## **Jungsteinzeit**

Neolithikum, ca. 5500 bis 2200 v. Chr

Mit dem Beginn der Jungsteinzeit verbreiteten sich Ackerbau und Viehzucht. Dies erforderte eine vorwiegend sesshafte Lebensweise. Neu ist die Herstellung von Keramikgefäßen. Werkzeuge und Geräte bestanden wie bisher häufig aus Stein, wobei die vorhandenen Rohstoffe Radiolarit und Serpentin verarbeitet wurden. Aufgrund der Erhaltung seltener sind Gegenstände aus Holz, Knochen und Geweih. Dauerhafte Siedlungen befanden sich im Sarganserland auf Hügeln in Talrandlage wie dem Severgal bei Vilters und dem Chastels bei Mels sowie auf flachen Hangterrassen wie in Wartau. Genutzt wurden aber auch höhere Lagen; davon zeugen Funde von Steinbeilen und Pfeilspitzen in Höhenlagen von über 1600 m ü. M. Nicht zuletzt gab es Handelsbeziehungen in alle Richtungen: Speziell zu erwähnen sind zwei Dolchklingen aus oberitalienischem Silex, die oberhalb von Sargans und in Wartau-Azmoos gefunden wurden.

## **Bronzezeit**

2200 bis 800 v. Chr

Die Verwendung des Werkstoffs Bronze ist charakteristisch für die Bronzezeit. Schon während der Jungsteinzeit hatte man Kupfer zu (Status-)Geräten verarbeitet; jetzt verwendete man das Metall allgemein, entweder Arsenbronze (aus Fahlerzkupfer) oder Zinnbronze. Der Rohstoffbedarf verstärkte die Handelstätigkeiten. Gleichzeitig nahm die soziale Differenzierung zu; es bildete sich eine Oberschicht mit eigentlichen Machtterritorien. Verbesserte Lebens- und Produktionsbedingungen führten zu einem Bevölkerungswachstum und zur Erschließung von bisher nicht oder kaum besiedelten Gebieten. Im Sarganserland und in der Bündner Herrschaft sind mehrere früh-, mittel- und spätbronzezeitliche Höhengründungen belegt: Wartau-Ochsenberg, Mels-Chastels, Vilters-Severgal, Fläsch-Matluskopf, Untervaz-Lisibühl und Haldenstein-Hexenbödali. Von Kontakten zwischen den Siedlungen und Handelsaktivitäten zeugen Einzelfunde und Händlerverstecke (z.B. Depotfund von Mels-Rossheld). Gräber sind bisher nur aus der Früh-, Mittel- und frühesten Spätbronzezeit bekannt (z.B. Fläsch-Ancaschnal; Mels-Chastels; Mels-Heiligkreuz). In der Gegend von Passübergängen finden sich Kultplätze (Fläsch-Persax) und Einzelfunde, die als Opferfunde gedeutet werden (z.B. ein Griffangelschwert von der Alp Walabütz oberhalb von Mels). Während der Spätbronzezeit intensivierten sich die Kontakte mit dem Südtirol/Trentino. Die Zusammensetzung der Siedlungsfunde deutet darauf hin, dass sich Menschen aus dieser Gegend im Rahmen von Handelsaktivitäten dauerhaft im Sarganserland und im Alpenrheintal niederliessen.

## **Eisenzeit**

Hallstattzeit, 800 bis 450 v. Chr, Latènezeit, 450 bis 15 v. Chr

Der Übergang von der Bronze- zur Eisenzeit fällt mit einer massiven Klimaverschlechterung zusammen, die zu Siedlungsverlagerungen und wohl auch zu Veränderungen in der Bevölkerungsstruktur führte. Während der Eisenzeit wurden Geräte und Waffen aus Eisen hergestellt; eine Ausbeutung der Eisenvorkommen am Gonzen konnte allerdings bisher nicht nachgewiesen werden. Für Schmuck hingegen wurde nach wie vor Bronze verwendet. Gegen Ende der Latènezeit kamen erstmals Münzen in Umlauf. Im Sarganserland und in der Bündner Herrschaft scheinen die schon bisher besiedelten Hügellagen wie Mels-Chastels, Vilters-Severgal, Fläsch-Matluskopf und Haldenstein-Hexenbödali weiterhin genutzt worden zu sein; aber auch in Abris sind Siedlungsschichten nachgewiesen (Fläsch-Persax, am Passübergang St. Luzisteig). Die Kontakte zu südalpinen Gebieten blieben bestehen. Davon zeugen Schmuckstücke und viele Fibeln, die aus

dem Tessin stammen. Zu Beginn der späten Eisenzeit werden im Rheintal zudem Keramikformen entwickelt, die ebenfalls auf intensive Beziehungen mit dem inner- und südalpinen Gebiet hinweisen. Religionsgeschichtlich hingegen scheinen sich die Menschen nach Osten/Südosten orientiert zu haben: Bisher konnten mehrere Brandopferplätze nachgewiesen werden (Wartau-Ochsenberg, Fläsch-Persax, Balzers-Gutenberg, evtl. Balzers-Rietle; und weitere werden vermutet). Noch unklar ist, wo und wie die Toten begraben wurden.

### **Römerzeit**

15 v. Chr bis ca. 450 n. Chr

Mit der Eroberung des Alpengebiets durch die Römer (sog. Alpenfeldzug von Tiberius und Drusus, 16/15 v. Chr) und der Einrichtung der römischen Provinz Raetia verdichtete sich die Besiedlung im Sarganserland. Die bestehenden Verkehrswege wurden ausgebaut, Strassenstationen, militärische Anlagen und grössere landwirtschaftliche Betriebe erstellt. In Sargans-Malerva und im Bereich der späteren St. Justuskirche in Flums befanden sich Landgüter, die teilweise auch Baumaterial produzierten (Ziegelbrennöfen in Sargans); Siedlungen konnten in Wartau-Azmoos und auf dem Chastels bei Mels nachgewiesen werden. Eine spätrömische kleine Militärstation war auf dem Severgal bei Vilters angelegt. Die rechtsrheinische Hauptstrasse von Chur (Curia) führte über Maienfeld, St. Luzisteig und Balzers nach Bregenz (Brigantium). Es muss aber ebenso einen linksrheinischen Verkehrsweg gegeben haben. Auch das Seeztal dürfte durch Wege auf beiden Talseiten erschlossen gewesen sein. Einen direkten Weg zu den Bündner Pässen boten das Taminatal und der Kunkelsspass. Davon zeugt eine aus Steinplatten gebaute Depotkiste im Gamswald, die zuerst als Altmetalllager, später als Versteck für angespartes Geld diente. Die bereits prähistorisch genutzten Brandopferplätze Wartau-Ochsenberg und Fläsch-Persax wurden bis in die Spätantike aufgesucht. Interessanterweise sind auch aus römischer Zeit kaum Gräber bekannt (Ausnahme: Bad Ragaz, ein Frauengrab mit Beigaben aus der Flur Malez). Wo und wie die Menschen ihre Toten begraben haben, bleibt unklar.

### **Mittelalter und Neuzeit**

ab 450 n. Chr

Ab dem 4. Jahrhundert erfolgte die Christianisierung des rätischen Gebiets. Das Bistum Chur trat nach dem Rückzug der Römer die Rechtsnachfolge der römischen Provinz Raetia I an. Einige der frühen Kirchengründungen (Flums St. Justus, Mels St. Peter und Paul, Wartau-Gretschins) zeugen von der kirchlichen

Verwaltung. Dass die Gegend während des Frühmittelalters immer besiedelt war, belegen Gutshöfe (Wartau-Herrenfeld), Gräber (Kirchen Flums St. Justus und Mels St. Peter und Paul, Gräberfeld von Berschis-Capölla, Untervaz und Haldenstein, kleine Grabgruppen in Wartau, Sargans und Untervaz) und Siedlungen (Mels-Chastels, Vilters-Severgal). In karolingischer Zeit wurden weitere Kirchen und auch Klöster gegründet, so die Kirche St. Luzius auf der St. Luzisteig und das Kloster Pfäfers. Ab dem Hochmittelalter fand ein teilweise systematischer Landesausbau statt. Es entstanden Herrschaftsterritorien mit Burgengründungen, aus denen sich Kleinstädte entwickelten (Sargans, Maienfeld). Andere geplante Stadtgründungen hingegen blieben in den Anfängen stecken (Bad Ragaz, Burg Freudenberg). Klassische Burgen (z.B. Haldenstein und Lichtenstein) und Balmburgen (Haldenstein-Grottenstein, Untervaz-Rappenstein) dienten nicht nur als Herrschaftssitze, sondern sicherten zusammen mit Letzinen (Fläsch Burg Grafenberg am nördlichen Zugang zur St. Luzisteig) auch Grenzen und Verkehrswege (Fläsch Burg Grafenberg am nördlichen Zugang zur St. Luzisteig). Ab dem Mittelalter und in der frühen Neuzeit rückte zudem die Ausbeutung von Bodenschätzen (Eisenbergbau am Gonzen, Goldbergbau am Calanda, Ziegelproduktion in Pfäfers Ragol, Kalkproduktion in der Gegend von Flums, Wangs, Untervaz und Haldenstein) vermehrt in den Fokus. Die Berggebiete wurden, auch wegen des hochmittelalterlichen Klimaoptimums, vermehrt aufgesucht, und teilweise auch über Passübergänge aufgesiedelt (St. Martin im Calfeisental, Wartau Hinterpalfris). Viele heute verlassene Alpwüstungen (beispielsweise Rothusböden und Malanseralp im Calfeisental) zeugen von der intensiven Nutzung dieser hoch gelegenen Gebiete. Die Verkehrswege veränderten sich hingegen bis ins 19. Jahrhundert hinein kaum und verliefen nach wie vor im hochwassersicheren Bereich an den Talrändern. Die einzige Ausnahme war die alte Schollbergstrasse, die ab 1492 als befahrbare Kunststrasse von Vild nach Trübbach führte. Der Weg über den Kunkelspass verlor im Verlauf des 19. Jahrhunderts wegen des Ausbaus der Talstrasse an Bedeutung. Der einfach begehbare Passübergang St. Luzisteig erhielt im frühen 17. Jahrhundert eine mehrteilige Befestigungsanlage mit Festung und verschiedenen Schanzen. Das Gebiet spielte auch im Ersten und Zweiten Weltkrieg sowie während des Kalten Krieges eine militärisch wichtige Rolle (Festung Sargans mit den Artilleriewerken Magletsch und Ellhorn).

## LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein.
- BAER, M., DEICHMANN, N., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GIARDINI, D., KASTRUP, U., KIND, F., KRADOLFER, U., KÜNZLE, W., RÖTHLISBERGER, S., SCHLER, T., SELLAMI, S., SMIT, P. & SPÜHLER, E. (1999): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1998. – *Eclogae geol. Helv.* 92/2, 265–273.
- BAER, M., DEICHMANN, N., BRAUNMILLER, J., BALLARIN DOLFIN, D., BAY, F., BERNARDI, F., DELOUIS, F., FÄH, D., GERSTENBERGER, M., GIARDINI, D., HUBER, S., KASTRUP, U., KIND, F., KRADOLFER, U., MARAINI, S., MATTLE, B., SCHLER, T., SALICHON, J., SELLAMI, S., STEIMEN, S. & WIEMER, S. (2001): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2000. – *Eclogae geol. Helv.* 94/2, 253–264.
- BENZ-MEIER, C. (2003): Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand: digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem geographischen Informationssystem. – Diss. Univ. Zürich.
- BERNASCONI, R. (1992): Grundwasser-Untersuchung in der Rheinebene zwischen Bad Ragaz und Sennwald Teilgebiet Bad Ragaz. – Dr. R. Bernasconi Beratender Geologe und Hydrogeologe, Sargans. Ber. (unpubl.).
- BISIG, W.K. (1957): Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass – Elm – Ramintal – Grosse Scheibe. – Diss. ETH Zürich.
- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil, Geologie des nördlichen Gebietes, Schellenberg, Drei Schwestern und Umgebung von Vaduz. Mit Anhang: Flächerberg. – *Jb. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein* 52, 5–228.
- BLUM, A. & HUG, R. (2001): Geologische Untersuchungen im Raum Sargans (inkl. 3D-Geometrie des Gonzenerzlagers). – Diplomarb. Univ. Bern. (unpubl.).
- BLUMER, E. (1908): Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weiss-tannentales (Kt. St. Gallen). – *Eclogae geol. Helv.* 10/2, 201–213.
- BODIN, S., GODET, A., VERMEULEN, J., LINDER, P. & FÖLLMI, K.B. (2006): Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian – Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 99/2, 157–174.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. – Diss. Univ. Zürich.
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schratzenkalkformation. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BRUNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Diss. ETH Zürich.
- BÜCHI, U.P. (1980): Erarbeitung eines Modells zur Simulation und Bilanzierung der Grundwasserströmungen im Bündnerischen Rheintal. – Dr. Ulrich P. Büchi Geologische Expertisen AG, Chur, Ber. (unpubl.).
- BTG [BÜRO FÜR TECHNISCHE GEOLOGIE AG] (1981): Grundwasser-Untersuchungen im Rheintal zwischen Bad Ragaz und Sennwald. – Ber. (unpubl.).
- (1991): Pilotprojekt für Geothermische Bohrungen Phase II im Raum Sargans, Schlussbericht. – Ber. (unpubl.).
- BURGER, H. (1985): Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein: Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. – Diss. Univ. Zürich.

- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- DÄNIKEN, P. A. VON & FREHNER, M. (2017): 3D structural model and kinematic interpretation of the Panixer Pass Transverse Zone (Infrahelvetic Complex, eastern Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 110, 653–675.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BALLARINI DOLFIN, D., FÄH, D., FLÜCK, P., KASTRUP, U., KRADOLFER, U., KÜNZLE, W., MAYER-ROSA, D., RÖTHLISBERGER, S., SCHLER, T., SELLAMI, S., SMIT, P. & GIARDINI, D. (1998): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 1997. – *Eclogae geol. Helv.* 91/2, 237–246.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., BALLARINI DOLFIN, D., BAY, F., BERNARDI, F., DELOUIS, B., FÄH, D., GERSTENBERGER, M., GIARDINI, D., HUBER, S., KRADOLFER, U., MARAINI, S., OPRSAI, I., SCHIBLER, R., SCHLER, T., SELLAMI, S., STEIMEN, S., WIEMER, S., WÖSSNER, J. & WYSS, A. (2002): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2001. – *Eclogae geol. Helv.* 95/2, 249–261.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., CORNOU, C., FÄH, D., GIARDINI, D., GISLER, M., HUBER, S., HUSEN, S., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U., MAI, M., MARAINI, S., OPRSAI, I., SCHLER, T., SCHORLEMMER, D., WIEMER, S., WÖSSNER, J. & WYSS, A. (2004): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2003. – *Eclogae geol. Helv.* 97/3, 447–458.
- DEICHMANN, N., BAER, M., BRAUNMILLER, J., HUSEN, S., FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U. & WIEMER, S. (2006): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2005. – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 443–452.
- DEICHMANN, N., CLINTON, J., HUSEN, S., EDWARDS, B., HASLINGER, F., FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U., MARSCHALL, I. & WIEMER, S. (2010): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2009. – *Swiss J. Geosci.* 103/3, 535–549.
- DEICHMANN, N., CLINTON, J., HUSEN, S., EDWARDS, B., HASLINGER, F., FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., KRADOLFER, U. & WIEMER, S. (2011): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2010. – *Swiss J. Geosci.* 104/3, 537–547.
- (2012): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2011. – *Swiss J. Geosci.* 105/3, 463–476.
- DIEHL, T., CLINTON, J., KRAFT, T., HUSEN, S., PLENKERS, K., GUILHELM, A., BEHR, Y., CAUZZI, C., KÄSTLI, P., HASLINGER, F., FÄH, D., MICHEL, C. & WIEMER, S. (2014): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2013. – *Swiss J. Geosci.* 107/2–3, 359–375.
- DIEHL, T., DEICHMANN, N., CLINTON, J., KÄSTLI, P., CAUZZI, C., KRAFT, T., BEHR, Y., EDWARDS, B., GUILHELM, A., KORGER, E., HOBIGER, M., HASLINGER, F., FÄH, D. & WIEMER, S. (2015): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2014. – *Swiss J. Geosci.* 108/2–3, 425–443.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–555.
- EBERLE, M. (1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 193–206.
- EISENBERGWERK GONZEN AG [Hrsg.] (1944): Das Eisenbergwerk am Gonzen und 25 Jahre Eisenbergwerk Gonzen AG. 1919/1944. – Winterthur.
- (2010): Gonzen – Der Berg und sein Eisen. – Verl. Neue Zürcher Zeitung.
- EPPRECHT, W. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 24.
- (1984): Die Entwicklung des Bergbaues am Gonzen (Sargans). – *Minaria Helv.* 4a, 3–39.
- (1986a): Das Inventar des Eisenbergwerkes Gonzen 1771. – *Bergknappe* 35, 12–17.
- (1986b): Neues vom alten Bergbau am Gonzen (Sargans). – *Minaria Helv.* 6a, 18–28.
- (1987): 2000 Jahre Eisenbergwerk Gonzen, Sargans. – *Ver. Pro Gonzenbergwerk.*

- EPPRECHT, W. & AMBERG, R. (1963): Zum Vorkommen von Erdgas im Eisenbergwerk Gonzen, Sargans. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 30/78, 12–14.
- ERDELBROCK, K. (1994): Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit-«Kristallinität»). – Diss. rhein.-westf. techn. Hochsch. Aachen.
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Brengenerwald (Vorarlberg) – *Ecolgae geol. Helv.* 72/3, 673–714.
- FICHTER, H. J. (1931): Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. – *Ecolgae geol. Helv.* 24, 222–225.
- (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 69.
- FISCH, W.P. (1961): Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Ecolgae geol. Helv.* 100/3, 349–369.
- FÖLLMI, K.B. & OUWEHAND, P.J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – *Ecolgae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FÖLLMI, K.B., WEISSERT, H., BISPING, M. & FUNK, H. (1994): Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 106, 729–746.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral petrogr. Mitt.* 79, 135–154.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – *Ecolgae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FRÜH, J. (1899): Der postglaciale Löss im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lössfrage im allgemeinen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 24/2, 157–191.
- FUCHS, K. (2001): Das ehemalige Bad Fläsch. Die Entwicklung eines Heilbades vom 16. bis zum 18. Jahrhundert. – *Bündner Mbl.* 4/2001, 276–296.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Ecolgae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – *Ecolgae geol. Helv.* 64/2, 345–433.
- (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 78/2, 249–272.
- (in Vorb.): Blatt 1134 Walensee. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Erläut.* 106.
- GASSER, D. & BROK, B. DEN (2008): Tectonic evolution of the Engi Slates, Glarus Alps, Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 311–322.
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. – Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- GISLER, C., HOCHULI, P.A., RAMSEYER, K., BLÄSI, H. & SCHLUNEGGER, F. (2007): Sedimentological and palynological constraints on the basal Triassic sequence in Central Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 100/2, 263–272.

- GISLER, M., FÄH, D. & SCHIBLER, R. (2003): Two significant earthquakes in the Rhine Valley at the end of the 18th century: the events of December 6, 1795 and April 20, 1796. – *Eclogae geol. Helv.* 96/3, 357–366.
- GOUDA, H.G. (1962): Untersuchungen an Lössen der Nordschweiz. – Diss. Univ. Zürich.
- GREBER, E.A. & OUWEHAND, P.J. (1988): Spaltenfüllungen im Dach der Schrattekalk-Formation. – *Eclogae geol. Helv.* 81/2, 373–385.
- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L.R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. struct. Geol.*, Vol. 6/1–2, 5–18.
- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersäquivalente Einheiten in Graubünden. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 154*.
- HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., STARCK, R. & WYSSLING, L. (1994): Blatt Toggenburg. – *Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000*, Erläut. 5.
- HANTKE, R. (1970): Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich 115/1*, 101–126.
- (1980): *Eiszeitalter* (Bd. 1 u. 2). – Ott, Thun.
- (2011): *Eiszeitalter – Kalt-/Warmzeit-Zyklen und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum*. – Ott Sachbuchverlag, Bern, 576 S.
- HEIM, ALB. (1899): Über das Eisenerz am Gonzen. In: *Das Eisenerz-Bergwerk am Gonzen bei Sargans* (Schweiz), 1906. – Zollikofer & Cie., St. Gallen, 13–17.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizer Alpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 35/4.
- (1910–1916): *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20*.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76/II*.
- (1948): *Photogeologische Studien im Anschluss an die geologische Kartierungen in der Schweiz insbesondere der Tödikette*. – Inst. Orell Füssli AG, Zürich.
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114*.
- (1988): *Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums*. – *Eclogae geol. Helv.* 81/3, 611–657.
- HERWEGH, M., HÜRZELER, J.-P., PFIFFNER, O.A., SCHMID, S.M., ABART, R. & EBERT, A. (2008): The Glarus thrust: Excursion guide and report of a field trip of the Swiss Tectonic Studies Group (Swiss Geological Society), 14.–16.09.2006. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 323–340.
- HÜRZELER, J.-P. & ABART, R. (2008): Fluid flow and rock alteration along the Glarus thrust. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 251–268.
- IBELE, T., BISSIG, P., BERNASCONI, R. & NAEF, H. (2016): Blatt 1135 Buchs. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000*, Erläut. 149.
- IMPER, D. (1996): *Gesteine, Rohstoffgewinnung und Steinverarbeitung im Sarganserland*. – *Minnaria Helv.* 16a, 3–53.
- (1998): *Das Eisenbergwerk Gonzen bei Sargans. Der Anschnitt*. – *Z. Kunst u. Kultur im Bergbau* 50, 4, 154–166.
- (2004): *Der GeoPark Sarganserland – Walensee – Glarnerland*. – *Ber. st.gall. natw. Ges.* 90, 101–136.
- JORDI, U. (1986): *Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch*. – *Geographica bernensia G 27*, 1–168.

- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – *Phys. Geogr.* 27/A, 1–241; 27/B, 1–291.
- (1990): Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. – In: *Werdenberger Jb.* 1990(3), 12–19. – BuchsDruck und Verlag.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005a): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/1–2, 19–32.
- (2005b): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 150/3–4, 69–85.
- (2006): Letzte Eiszeit und Landschaftsformung am Hoehrhein und am Alpenrhein. – In: KLÖTZLI, F., CAPAUL, U., HILFIKER, H., MÜLLER, J.P., SCHLÄFLI, A. & BÜRGIN, T. (2005): *Der Rhein – Lebensader einer Region.* – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 2005, 458 S.
- KLAUS, W. (1959): Bericht über pollenanalytische Untersuchung der Bohrproben Dornbirn 1 (Preussag) vom 17. Okt. 1959. Recherchiert durch Dr. Ilse Draxler. – *Palynol. Lab., Arch. Geol. Bundesanst. Wien.*
- KOBLER, E. (1994): Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. – *Jb. natf. Ges. Graub.* 107, 45–128.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – *Diss. Univ. Zürich.*
- KUHN, O. (1996): Der Einfluss von Verwitterung auf die Paläozoogeographie zu Beginn des Kreide-Treibhausklimas (Valanginian und Hauterivian) in der West-Tethys. – *Diss. ETH Zürich.*
- LEIBUNDGUT, C., RIEG, A. & ABRAMOWSKI, C. (1994): Karstwasseruntersuchungen im Gebiet Churfürsten/Alvier. – *Ber. Univ. Freiburg i. Br. z.H. Kt. St. Gallen* (unpubl.).
- LETSCH, D., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2015): The volcano-sedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U–Pb age dating and Hf isotope geochemistry. – *Int. J. Earth Sci.* 104, 123–145.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- (1938): Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch. – *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 403–428.
- (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- LIHOU, J.C. (1995a): A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the South Helvetic realm. – *Eclogae geol. Helv.* 88/1, 91–114.
- (1995b): The early evolution and deformation of the North Alpine foreland basin, eastern Swiss Alps. – *Diss. Univ. Oxford.*
- (1996): Structure and deformational history of the Infrahelvetic flysch units, Glarus Alps, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 439–460.
- LIHOU, J. & ALLEN, A. (1996): Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – *Basin Res.* 8, 425–442.
- LIHOU, J. & MANGE-RAJETZKY, M. (1996): Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. – *Sediment. Geol.* 105/3–4, 141–157.

- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J.-L., GAINON, F. & FÖLLMI, K. B. (2006): The Early Aptian Grüntes Member: Description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 327–341.
- LORENZ, T. (1900): Monographie des Fläscherberges. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 10.
- MARKUS, J.H. (1967): Geologische Untersuchungen in den Flumserbergen (St. Galler Oberland). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 71.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klismenhorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 245–261.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 171–199.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOESCH, C. (1872): Der Jura in den Alpen der Ost-Schweiz. – *Diss. Univ. Jena.*
- MOHR, H. (1992a): Die Entwicklung der Calpionellen an der Jura-Kreide Grenze im Helvetikum der Ostschweiz. Rückschlüsse auf die Biostratigraphie und Sedimentationsgeschichte. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 1–21.
- (1992b): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – *Diss. ETH Zürich.*
- MOHR, H. & FUNK, H.P. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 281–320.
- MOUSSON, A. (1856): Über den Löss des St. Galler Rheintales. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 1/3, 242–261.
- MÜLLER, B.U. (1995a): Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese: vom Entstehen und Vergehen des grossen Rheintal-/Zürichsees. – *Bern*
- (1995b): Zur Quartärgeschichte des Seeztals (Kt. St. Gallen, Schweiz). – *Diss. ETH Zürich.*
- (1996): Letzteiszeitliche Glazitektonik im Weisstannental (SG): Eismechanische und klimatostratigraphische Implikationen. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 1065–1075.
- NÄNNY, P. (1983): Bericht über die Ergebnisse der im Jahre 1981 in der Gemeinde Balzers zwecks Erschliessung von Thermalwasser abgeteuften Bohrung T11. – *Ber. EAWAG* (unpubl.).
- NYFFENEGGER, K. (1981): Geologie der Chrinne (Bad Ragaz) und ihrer Umgebung. – *Diplomarb. ETH Zürich.* (unpubl.).
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 150.
- OBERHAUSER, R. (1995): Zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie des Ostalpenraumes zur Kreide-, Paleozän- und Eozänzeit. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 138, 369–432.
- (1998): Geologisch-Tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200 000 mit Erläuterungen. – *Geol. Bundesanst. Wien.*
- OBERHAUSER, R., DRAXLER, I., KRIEG, W. & RESCH, W. (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – *Geol. Karte Repub. Österr.* 1:25000, *Geol. Bundesanst. Wien*, 1–77.
- OBERHOLZER, J. (1923): Das Eisenerzvorkommen am Gonzen bei Sargans. – *Die Eisen- und Manganerze der Schweiz* 1, *Bern.*
- (1933): Geologie der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 28.
- (1937): Das Eisenbergwerk am Gonzen, Kt. St. Gallen. – *Schweiz. Bauztg.* 109–110/18, 215–220.

- OBRIST, M. (1980): Geologische Untersuchungen am NW-Teil des Fläscherbergs. – Diplomarb. Univ. Zürich. (unpubl.).
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. (2016): The concise geologic time scale. – Cambridge University Press, 184 pp.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O.A. (2004): Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift. – *Tectonophysics* 385(1–4), 59–84.
- PFEIFER, H.R., OBERHÄNSLI, H. & EPPRECHT, W. (1988): Geochemical evidence for a synsedimentary origin of jurassic iron-manganese deposits at Gonzen (Sargans, Helvetic Alps, Switzerland). – *Marine Geol.* 84, 257–272.
- PFIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich.
- (1992): Zur Tektonik des Helvetikums im Querschnitt der Ostschweiz. Bericht der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 8. und 9. Oktober 1991. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 235–244.
- (2009): Geologie der Alpen. – Haupt, Bern.
- (2011): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – Geol. spec. Map 128. Explanatory notes.
- PFIFFNER, O.A. & HITZ, L. (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., MUELLER, S. & STECK, A. (Ed.): Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP 20 (p. 73–100). – Birkhäuser, Basel.
- QUERVAIN, F., DE (1984): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz. – Band 3.
- RAHN, M. K., HURFORD, A.J. & FREY, M. (1997): Rotation and exhumation of a thrust plane: Apatite fission-track data from the Glarus thrust, Switzerland. – *Geology* 25/7, 599–602.
- RICHTER, J. (1968): Die Geologie der Guschagruppe im St. Galler Oberland. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 99.
- ROTH, P., PAVONI, N. & DEICHMANN, N. (1992): Seismotectonics of the Eastern Swiss Alps and evidence for precipitation-induced variations of seismic activity. – *Tectonophysics* 207, 183–197.
- ROTHPLETZ, A. (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. – Fischer, Jena.
- RÜCKER, A. (1901): Gutachten über die Eisensteingruben der HH. Neher & Cie. am Gonzen bei Sargans (Schweiz). In: Das Eisenerz-Bergwerk am Gonzen bei Sargans (Schweiz), 1906. – Zollikofer & Cie., St. Gallen, 18–23.
- RÜEFLI, W. (1956): Ein Aufschluss von Aalénien-Schiefeln im eingewickelten Glarner Flysch. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 486–494.
- (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstantental (St. Galler Oberland). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.], 75.
- RUTSCH, R.F. (1966): Schweizer Alpen und Südtessin. – Lexi. stratigr. int. Vol. 1, Fasc. 7c, Cent. Nat. de la Rech. sci., Paris 1966.
- RYBACH, L. (1970): Geologische und radiometrische Untersuchungen im Murgtal und im Gebiet südlich Flums–Mels. – Arbeitsausschuss Atombrennstoffe, 20. Februar 1970.
- RYF, W. (1965): Geologische Untersuchungen im Murgtal, St. Galler Oberland. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 50.
- SCHÄLLI, L. (2012): The diffuence of the Rhine Glacier at Sargans in connection to the solid rock surface. – Masterarb. Univ. Zürich.
- SCHINDLER, C.[M.] (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.

- SCHINDLER, C., FISCH, W. & STREIFF, P. (1985): Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees – Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 167–196.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), Karte 1:500 000 – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHMID, S.M. (1975): The Glarus Overthrust: field evidence and mechanical model. – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 247–280.
- 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.
- SIEGENTHALER, C. (1972): Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 201.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 152.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz, erster Band.* – Stämpfli & Schulthess, Bern u. Zürich.
- STÜRM, B., HEINZ, R. & NAEF, H. (2004): Geotopinventar Kanton St. Gallen. – *Ber. st.gall. natw. Ges.* 90, 13–31.
- STURZENEGGER, J. (2004): Sedimentologie und Paläozeanografie des frühen Lias am Nordrand der Tethys (Helvetikum). – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- STYGER, G.A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Käpffgruppe. – *Diss. Univ. Zürich.*
- TEUSCHER, A. (2009): Hydrogeologie des Verrucano am Standort Tiergarten in Mels, St. Gallen. – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- TOLWINSKI, K. (1910): Die Grauen Hörner. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 55/3–4, 331–390.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 46/2.
- TRÜMPY, R. (1944): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 405–409.
- (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79, Abh. 1.
  - (1952): Der Nordrand der Liassischen Tethys in den Schweizer Alpen. – *Geol. Rdsch.* 40/2, 239–242.
  - (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 77.
  - (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
  - (1980): *Geology of Switzerland, a guide book.* – Schweiz. geol. Komm., Wepf & Co., Basel.
  - (1991): The Glarus nappes: a controversy of a century ago. – In: MUELLER, D.W., MCKENZIE, J.A. & WEISSERT, H. (Ed.): *Controversies in modern geology* (p. 358–404), Academic Press, London.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. – *Matér. Géol. Suisse [N.S.]* 97.
- WANG, H., FREY, M. & STERN, W.B. (1996): Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the Helvetic Alps of eastern Switzerland. – *Clays and Clay Minerals* 44/1, 96–112.
- WEBER, A. (1998): Hydrogeologische Untersuchungen im Abstromgebiet des Schollbergs, Pilotprojekt Deponie Schollberg (Phase 2). – *Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.)*.
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus). – *Diss. ETH Zürich.*

- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 31, 187–202.
- WISSLER, L., FUNK, H. & WEISSERT, H. (2003): Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 200/1–4, 187–205.
- WOHLWEND, S., HART, M. & WEISSERT, H. (2015): Ocean current intensification during the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 – Evidence from the northern Tethys. – *Terra Nova* 27/2, 147–155.
- WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 129, 161–265.
- ZWAHLEN, P. (2008): Geologische Karte des Quartärs im Prättigau (Graubünden, Schweiz). – *Geographica helv.* 63/3, 193–205.
- (2016): Würmeiszeit und die Rückzugsstadien im Alpenrheintal. – *GeoTirol 2016, Annual Meeting DGGV*, 25.–28. Sept. 2016, Univ. Innsbruck. Posterpräsentation.
  - (2017): Würmeiszeit und die Rückzugsstadien im Alpenrheintal. Korrelation von <sup>14</sup>C-Datierungen aus Bohrprofilen mit Glazialstadien und -schwankungen, Klimaphasen, archaischen Kulturen und Biozonen. – *Swiss Geosc. Meet. 2017, Poster Sess. 8.18*.

### **Geologische Exkursionsführer**

- HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – *Samml. geol. Führer 75* (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).
- IMPER, D. (2003): Exkursionen im GeoPark Sarganserland – Walensee – Glarnerland. – In: *Tageband zur Internationalen Tagung GEOTOP 2003: Geotope – wie schützen/Geotope – wie nutzen?*
- IMPER, D. & DUROT, S. (2003): *GeoTrail Flumserberg*. – Mels.
- RICHTER, M. (1978): *Vorarlberger Alpen*. – *Samml. geol. Führer 49* (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).
- STAUB, R. (1934): *Fahrt d. Zürich – Weesen – Chur – Thusis – Tiefenkaasel – Julier – Engadin – Bergell – Chiavenna*. – In: *Geologischer Führer der Schweiz (Fasc. 4 Eisenbahnfahrten)*. – Wepf, Basel.
- TRÜMPY, R. (1967): *Geologischer Führer der Schweiz, Heft 7*. – Wepf & Co., Basel.

## KARTENVERZEICHNIS

**Geologische Karte der Schweiz 1:500000**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Tektonische Karte der Schweiz 1:500000**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500000**

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

**Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000**

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

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

**Geologische Karte der Schweiz 1:100000**

Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH & F. J. KAUFMANN, 1875.

Blatt X Feldkirch–Arlberg, von G. THEOBALD, 1865.

**Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000**

Nr. 106 Walensee (LK 1134), von R. HERB & S. FRANKS-DOLLFUS, 2003.

Nr. 149 Buchs (LK 1135), von T. IBELE, P. BISSIG & F. ALLEMANN, 2016.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 18 Geologische Karte des Calanda, 1:50000, von C. PIPEROFF, 1897.

Nr. 22 Geologische Karte des Fläscherberges, 1:25000, von T. LORENZ, 1900.

Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.

Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.

Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50000, von J. OBERHOLZER, 1920.

Nr. 79 Geologische Karte des Falknis, 1:25000, von D. TRÜMPY, 1916.

Nr. 80 Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1917.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000, von J. OBERHOLZER, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten von A. OCHSNER, H. J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942 (Unveränderter Nachdruck, 1984).

Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J. W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011.

**Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage**

A ALLEMANN, F. (1985): Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein (Hrsg.).

### Geologische Detailkarten (enthalten in den Beiträgen zur Geologischen Karte der Schweiz)

- a HELBLING, R. (1938): Tektonische Karte: St. Galler Oberland und Glarneralpen, 1:100 000. – In: Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76/II.
- b LORENZ, T. (1900): Geologische Karte des Fläscherberges, 1:25 000. – In: Monographie des Fläscherberges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 10.
- c PIPEROFF, C. (1897): Geologische Karte des Calanda, 1:50 000. – In: Geologie des Calanda. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 7.

### Unpublizierte geologische Karten

- BLUM, A. & HUG, R. (2001): Geologische Untersuchungen im Raum Sargans (inkl. 3D-Geometrie des Gonzenerzlagers). – Diplomarb. Univ. Bern. (unpubl.).
- BRIEGEL, U. (1972): Geologische Originalkartierung der östlichen Alviergruppe 1:10 000. – Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.
- NYFFENEGER, K. (1981): Geologie der Chrinne (Bad Ragaz) und ihrer Umgebung. – Diplomarb. ETH Zürich. (unpubl.).

### Topographische Karten

- 1134–1136 }  
 1154–1156 } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000  
 1174–1176 }

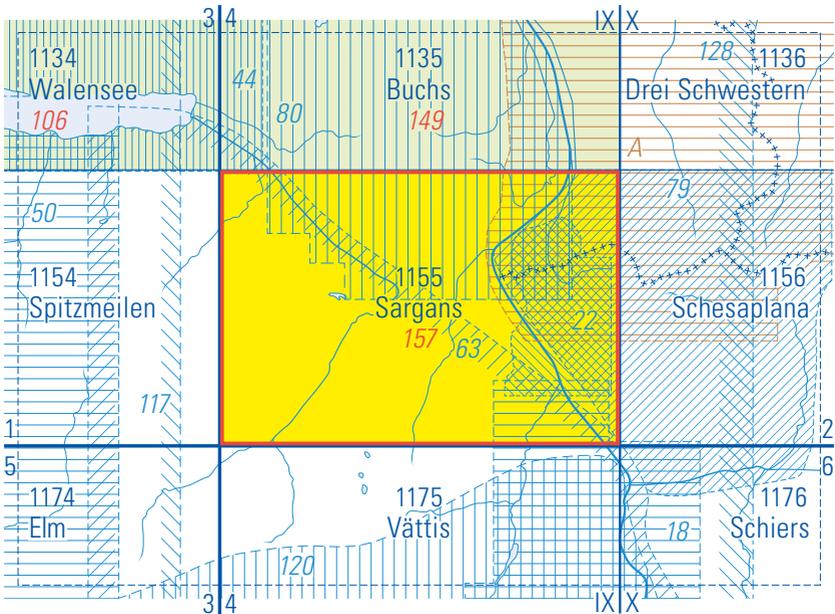


Fig. 43: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.

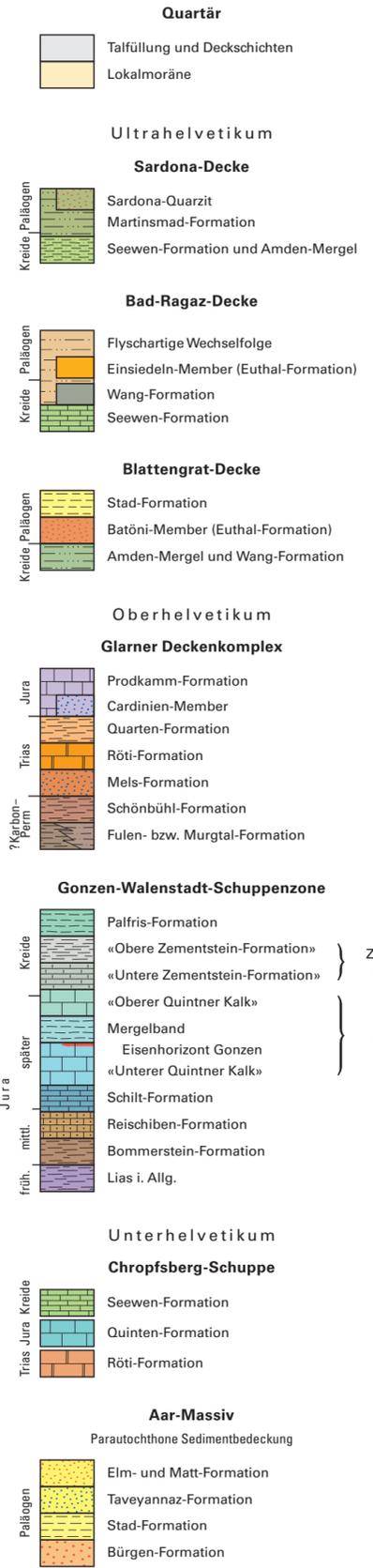
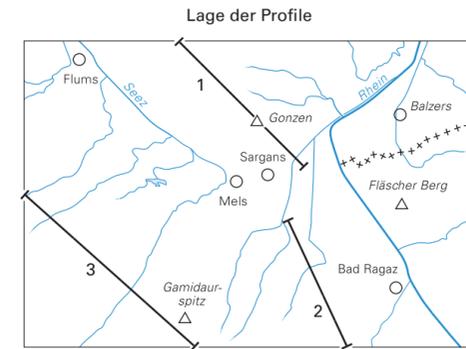
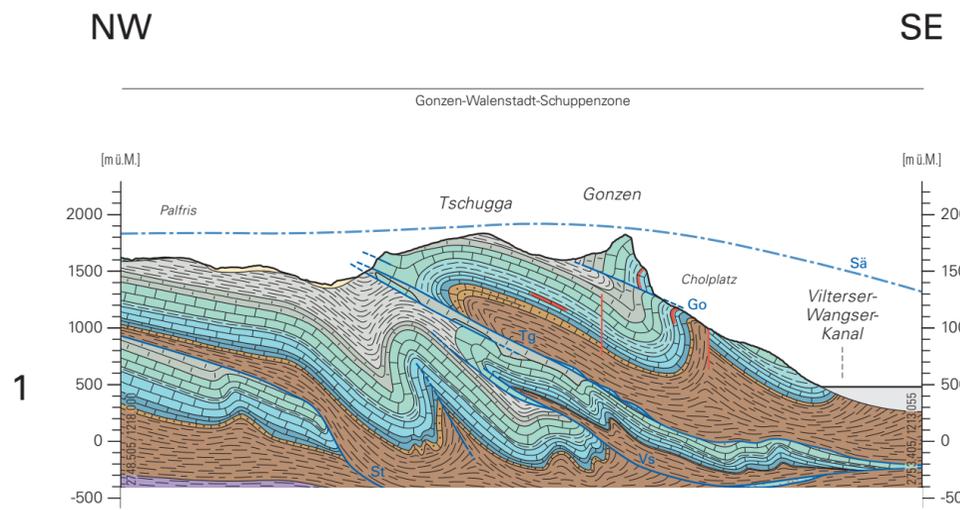
**BEILAGEN**

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sargans



# Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Sargans

von René Löpfe und Stephan Wohlwend



- Bruch (gesichert)
- - - Deckengrenze (gesichert – vermutet)
- - - Schuppengrenze (gesichert – vermutet)
- GH Glarner Hauptüberschiebung
- Sä Säntis-Überschiebung
- Go Gonzen-Überschiebung
- St Basisüberschiebung der Strahlegg-Schuppe
- Tg Basisüberschiebung der Tschuggen-Schuppe
- Vs Basisüberschiebung der Vorderspina-Schuppe
- AM Aar-Massiv (Parautochthone Sedimentbedeckung)
- BD Blattengrat-Decke
- SD Sardona-Decke

