

1135 Buchs

Erläuterungen

TOBIAS IBELE, PIUS BISSIG, RICCARDO BERNASCONI
und HEINRICH NAEF

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2016

149

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

1:25 000

1135 Buchs

Erläuterungen

22 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

TOBIAS IBELE, PIUS BISSIG,
RICCARDO BERNASCONI und HEINRICH NAEF

2016



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

IBELE, T., BISSIG, P. & ALLEMANN, F. (2016): Blatt 1135 Buchs. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 149.

Erläuterungen

IBELE, T., BISSIG, P., BERNASCONI, R. & NAEF, H. (2016): Blatt 1135 Buchs. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 149.

Titelbilder

Umschlag

Eng gefaltete gebankte Kalkbänke der Seewen-Formation in der Südwand des Tristenholben (Koord. 2743.600/1224.400). Foto O. Kempf, 2015.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der vereinfachten tektonischen Karte des Atlasblatts Buchs.

Erläuterungen

Angewitterte Oberfläche der fossilreichen Schrattenkalk-Formation bei Feila am Wanderweg südlich des Gamser Ruggs (bei Koord. ca. 2747.615/1224.030). Foto O. Kempf, 2015.

Herausgeber

© 2016, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40089-1



INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Summary	8
Einführung	10
Stratigraphie	13
Helvetikum	13
Oberhelvetikum	13
Glarner Deckenkomplex (Trias – Frühe Kreide)	13
Säntis-Decke (Kreide – Paläogen)	29
Ultrahelvetikum	46
Wildhaus-Melange (Späte Kreide – Paläogen)	46
Penninikum	52
Unterpenninikum	53
Üntschen-Decke (Späte Kreide)	53
Triesenberg-Schuppenzone (Späte Kreide – Paläogen)	56
Mittelpenninikum	59
Falknis-Decke (Später Jura – Paläogen)	59
Sulzfluh-Decke (Später Jura)	65
Oberpenninikum	66
Arosa-Zone (? Späte Kreide)	66
Ostalpin	68
Oberostalpin	68
Lechtal-Decke (Trias)	68
Quartär	74
Tektonik	89
Helvetikum	89
Penninikum	106
Ostalpin	110
Tektonische Entwicklung	112
Erdbeben und Neotektonik	115
Rohstoffe	118
Hydrogeologie	119
Bohrungen	123
Ur- und Frühgeschichte	124
Literaturverzeichnis	126
Kartenverzeichnis	136

VORWORT

Mit Atlasblatt 149 Buchs des Geologischen Atlas der Schweiz liegt ein aktuelles geologisches Kartenblatt im Massstab 1:25 000 vor, das in mehrfacher Hinsicht speziell ist. Zum einen ist es länderübergreifend und umfasst neben dem Schweizer Anteil auch einen bedeutenden Anteil in Liechtenstein östlich des Alpenrheins. Zum anderen ist die abgebildete Geologie, an der Schnittstelle von West- und Ostalpen gelegen, äusserst vielfältig, indem gleich drei tektonische Domänen – Helvetikum, Penninikum und Ostalpin – im Kartengebiet auftreten und in den zugehörigen Erläuterungen ausführlich diskutiert werden.

Die Feldaufnahme erfolgte gemeinschaftlich durch Dr. Tobias Ibele (geosfer AG, St. Gallen) und Pius Bissig (Dr. Bernasconi AG, Sargans). Das auf Blatt Buchs reichende Gebiet des Fürstentums Liechtenstein wurde bereits in den Jahren 1945–1950 und 1973–1983 von Prof. Dr. Franz Allemann † (Universität Bern) federführend aufgenommen und mündete in die «Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000» sowie die dazugehörigen Erläuterungen (ALLEMANN 1985, 2002); diese Kartierung wurde hier weitgehend übernommen. Verwendung fanden ausserdem unpublizierte Kartierungen von Dr. Ueli Briegel und Dr. Sibylle Franks-Dollfus (beide ehemals ETH Zürich). Die Erläuterungen wurden von Dr. Henry Naef, Dr. Tobias Ibele (beide geosfer AG), Pius Bissig und Dr. Riccardo Bernasconi (beide Dr. Bernasconi AG) verfasst; die genannten Autoren zeichnen auch für die Tafeln verantwortlich.

Eine ausführliche wissenschaftliche Begutachtung des Inhalts der Karte und der Erläuterungen seitens der Schweizerischen Geologischen Kommission erfolgte durch Prof. Dr. Karl Föllmi (Universität Lausanne), Dr. Peter Zwahlen (Büro für Technische Geologie, BTG) und Prof. Dr. Adrian Pfiffner (Universität Bern).

Für die redaktionelle Arbeit war Dr. Oliver Kempf verantwortlich; Dr. Reto Burkhalter hat den Erläuterungstext kritisch gegengelesen und lektoriert. Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Französische erfolgte durch Dr. Alain Morard und Dr. Yves Gouffon (beide swisstopo), diejenige ins Italienische durch M. Sc. Alessia Vandelli (geosfera sagl). Die kartographischen Arbeiten erfolgten durch Monika Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG, Zürich) und Remo Trüssel (swisstopo). Die Tafeln wurden von Remo Trüssel, Bruno Reber und Oliver Kempf grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Renato Howald (alle swisstopo).

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

Mai 2016

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
Landesgeologie

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Buchs liegt an der östlichen Landesgrenze zum Fürstentum Liechtenstein, die hier durch den Alpenrhein gebildet wird. Geologisch befindet sich das Kartengebiet an der Naht zwischen West- und Ostalpen und beheimatet gleich drei tektonische Domänen: Das Helvetikum bildet mit der Churfürsten-Alvier-Kette den Hauptteil und das Rückgrat des Gebiets. Das tektonisch darüberliegende Penninikum ist neben Erosionsresten in der Wildhauser Mulde vor allem im Gebiet östlich des Rheins vertreten. Dort findet man auch Gesteinsabfolgen des Ostalpins als tektonisch höchste Einheit. Der tiefste Punkt wird mit 439 m ü.M. im nördlichen Rheintal auf liechtensteinischer Seite gemessen, die höchste Erhebung bildet der Gamsberg mit 2384 m ü.M., auf liechtensteinischem Gebiet reicht der Gipsberg bis gegen 1800 m ü.M.

Die Gesteinsabfolge des Helvetikums reicht im Kartengebiet von der Trias bis ins Paläogen und baut die tektonischen Einheiten des Glarner Deckenkomplexes, der Säntis-Decke (beide Oberhelvetikum) und des Wildhaus-Melanges (Ultrahelvetikum) auf. Die Mürtchen-Decke und vor allem die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone des Glarner Deckenkomplexes ist durch Gesteine von der Trias bis in die früheste Kreide vertreten. Sie sind überschoben von kreidezeitlichen und paläogenen Einheiten der Säntis-Decke; ihr Abscherhorizont liegt in der Palfris-Formation, die hier – neben der Garschella-Formation – als Typlokalität namensgebend für eine helvetische Gesteinsformation in Erscheinung tritt. Das Wildhaus-Melange («Wildhauser Schuppenzone») bildet den Abschluss der spätkreidezeitlichen und paläogenen helvetischen Abfolge nach oben und stellt zugleich die Unterlage der nachfolgenden penninischen Einheiten dar.

Das Penninikum tritt beiderseits des Rheintals in Erscheinung: Im Westen folgen über dem Wildhaus-Melange nordpenninischer Flysch (Späte Kreide) der Ütschen-Decke (Unterpenninikum) beziehungsweise die nur schlecht abgeschlossene spätjurassisch-kretazische Abfolge der Falknis-Decke (Mittelpenninikum) in der Grabs-Klippe. Östlich des Rheins, wo die helvetische Unterlage im Kartengebiet nicht zutage tritt, folgt über der Ütschen-Decke eine Abfolge von ebenfalls nordpenninischen Flyscheinheiten («Rhenodanubischer Flysch», Späte Kreide–Paläogen), die hier in der Triesenberg-Schuppenzone zusammengefasst sind. Im äussersten Südostteil des Kartengebiets taucht mit der Glegghorn-Schuppe der nördlichste Teil der Falknis-Decke auf, bestehend aus einer flyschdominierten Abfolge des Späten Juras bis Paläogen. Über Resten der Sulzfluh-Decke (Mittelpenninikum) schliesst die Arosa-Zone (Oberpenninikum) das Penninikum nach oben ab. Sie stellt das Melange zwischen Penninikum und Ostalpin dar und ist mit diesen sowie mit nordpenninischem Flysch intensiv verschuppt. Das Ostalpin selbst ist durch die triassischen Gesteine der Lechtal-Decke (Oberostalpin) vertreten, die den Höhenzug der Drei-Schwestern-Kette östlich des Rheintals aufbaut.

Die quartären Lockergesteine bestehen einerseits aus Ablagerungen des Bündner Gletschers entlang der Flanken der Haupttäler des Rheins und der Seez, andererseits aus solchen lokaler Gletscher südlich und vor allem nordöstlich der Churfürsten-Alvier-Kette, die charakteristische Geländeformen hinterlassen haben. Ein grösserer, mindestens zweiphasiger Bergsturz ereignete sich während des ausgehenden Spätglazials südlich des Voralpsees. In jüngerer Zeit bildeten sich die grossen Schuttkegel, die die beiden Talflanken des Rheintals dominieren. Aufgrund teils verheerender Überschwemmungen in der Vergangenheit wurde die Talebene des Rheins ihrer natürlichen Prozesse durch Kanalisierung weitestgehend beraubt. Das Rheintal bildet heute die am dichtesten besiedelte Region im Gebiet des Atlasblatts Buchs.

RÉSUMÉ

Le territoire couvert par la feuille Buchs se situe à l'est du pays, à la frontière avec la Principauté du Liechtenstein tracée ici par le Rhin. Géologiquement, cette région se trouve à la jonction entre les Alpes occidentales et orientales, couvrant trois domaines tectoniques. L'Helvétique, avec la chaîne des Churfürsten-Alvier, en constitue l'épine dorsale. Le Pennique sus-jacent, outre des reliques épargnées par l'érosion dans la dépression de Wildhaus, est surtout présent à l'est du Rhin. C'est aussi dans ce secteur que se rencontre le domaine tectonique le plus élevé, l'Austroalpin. Le point le plus bas du territoire concerné (439 m d'altitude) a été mesuré dans le nord de la vallée du Rhin, sur la rive liechtensteinoise, tandis qu'avec ses 2384 m, le Gamsberg en est le point culminant. Sur le territoire du Liechtenstein, le Gipsberg atteint quant à lui presque 1800 m d'altitude.

Dans la région cartographiée, la succession stratigraphique de l'Helvétique s'étend du Trias au Paléogène et constitue les unités tectoniques du complexe de nappes de Glaris, de la nappe du Säntis (tous deux de l'Helvétique supérieur) et du Mélange de Wildhaus (Ultrahelvétique). La nappe du Mürtschen, et surtout la zone d'écaillés du Gonzen-Walenstadt, du complexe de nappes de Glaris, sont représentées par des roches du Trias au Crétacé tout à fait précoce. Elles sont chevauchées par des unités d'âge crétacé et paléogène de la nappe du Säntis. Le niveau de décollement de cette dernière se trouve au sein de la Formation de Palfris, dont la localité-type se trouve sur la feuille Buchs, tout comme celle de la Formation de Garschella, autre unité lithostratigraphique helvétique. Le Mélange de Wildhaus («Wildhauser Schuppenzone») termine la succession helvétique d'âge crétacé tardif à paléogène et constitue par là même le soubassement des unités penniques.

Le Pennique apparaît de part et d'autre de la vallée du Rhin: à l'ouest, sur le Mélange de Wildhaus vient le flysch nordpennique (Crétacé Tardif) de la nappe de l'Üntsch (Pennique inférieur), respectivement la série d'âge jurassique tardif à crétacé de la nappe du Falknis (Pennique moyen), affleurant généralement mal

dans la klippe de Grabs. A l'est du Rhin, là où le soubassement helvétique n'atteint pas la surface, la nappe de l'Üntschen est suivie par une succession d'unités de flyschs nordpenniques («Rhenodanubischer Flysch», Crétacé Tardif – Paléogène), regroupés ici dans la zone d'écaillés de Triesenberg. Tout au sud-est du territoire cartographié apparaît l'écaille du Glegghorn, partie la plus septentrionale de la nappe du Falknis, dominée par des dépôts de flysch du Jurassique Tardif au Paléogène. Sur les restes de la nappe de la Sulzfluh (Pennique moyen), la zone d'Arosa (Pennique supérieur) termine le domaine Pennique vers le haut. Cette zone représente un mélange entre le Pennique et l'Austroalpin. Elle est intensivement écaillée, avec imbrication d'éléments de l'Austroalpin et du flysch nordpennique. L'Austroalpin lui-même est représenté par les roches triasiques de la nappe du Lechtal (Austroalpin supérieur), qui forment la chaîne des Drei Schwestern à l'est de la vallée du Rhin.

Le Quaternaire est représenté d'une part par des dépôts du Glacier des Grisons le long des flancs des vallées principales du Rhin et de la Seez, et d'autre part, au sud et surtout au nord-est de la chaîne des Churfirsten-Alvier, par les dépôts des glaciers locaux aux morphologies caractéristiques. Un important écroulement s'est produit au sud du Voralpsee, en au moins deux phases vers la fin du tardiglaciaire. Plus récemment, de vastes cônes de déjection se sont formés, dominants les deux versants de la vallée du Rhin. Dans la plaine du Rhin, les travaux de canalisation du fleuve ont largement endigué ses débordements naturels qui ont parfois été dévastateurs. Cette région est aujourd'hui la plus densément peuplée du territoire de la feuille Buchs

RIASSUNTO

Il territorio coperto dal foglio Buchs è situato nella parte orientale del paese, al confine con il Principato del Liechtenstein, qui definito dal fiume Reno. Geologicamente questa regione si trova alla giunzione tra le Alpi occidentali e orientali, che ricopre tre domini tettonici. L'Elvetico, con la catena dei Churfirsten-Alvier, ne costituisce la spina dorsale. Il Pennidico sovrastante, oltre alle reliquie risparmiate dall'erosione nella depressione di Wildhaus, è presente soprattutto a est del Reno. In questo settore si trova anche il dominio tettonico più alto, l'Austroalpino. Il punto più basso del territorio interessato (439 m s.l.m.) è stato misurato nel nord della valle del Reno, sulla riva appartenente al Liechtenstein, mentre il punto culminante è costituito dal Gamsberg con i suoi 2384 m di altitudine. Sul territorio del Liechtenstein, il Gipsberg raggiunge quasi 1800 m d'altitudine.

Nella regione cartografata, la successione stratigrafica dell'Elvetico si estende dal Triassico al Paleogene e costituisce le unità tettoniche del Complesso di falde di Glarona, della Falda del Säntis (entrambi dell'Elvetico superiore) e il Mélange di Wildhaus (Ultraelvetico). La Falda del Mürtschen e soprattutto la Zona a scaglie

del Gonzen-Walenstadt, del Complesso di falde di Glarona, sono rappresentate da rocce appartenenti dal Triassico al primissimo Cretacico. Esse sono sormontate da unità di età cretacea e paleogenica della Falda del Säntis. La superficie di scollamento di quest'ultima si trova in seno alla Formazione di Palfris, la cui località-tipo si trova sul foglio Buchs, come pure quella della Formazione di Garschella, altra unità litostratigrafica elvetica. Il Mélange di Wildhaus («Wildhauser Schuppenzone») termina la successione elvetica di età tardo-cretacea a paleogenica e costituisce contemporaneamente il basamento delle unità penniniche.

Il Pennidico appare su entrambe le rive del Reno: a ovest il Mélange di Wildhaus è sormontato dal Flysch nordpennidico (Tardo Cretacico) della Falda dell'Ütschen (Pennidico inferiore), rispettivamente dalla serie di età tardo-giurassica a cretacea della Falda del Falknis (Pennidico medio), che affiora generalmente nella klippe di Grabs. A est del Reno, laddove il basamento elvetico non raggiunge la superficie, l'unità più bassa, la Falda dell'Ütschen, è seguita da una successione di unità di flysch nordpennidici («Rhenodanubischer Flysch», Tardo Cretacico - Paleogene), qui raggruppati nella Zona a scaglie di Triesenberg. Nell'angolo più a sud-est del territorio cartografato appare la scaglia del Gleggghorn, la parte più settentrionale della Falda del Falknis, dominata da depositi di flysch di età da tardo-giurassica a paleogenica. Sopra ai resti della Falda della Sulzfluh (Pennidico medio), la Zona di Arosa (Pennidico superiore) termina il dominio Pennidico verso l'alto. Questa zona rappresenta un misto tra Pennidico e Austroalpino. Essa è intensamente scagliata, con l'accavallarsi di elementi del Flysch nordpennidico e dell'Austroalpino. Quest'ultimo è rappresentato da rocce triassiche della Falda del Lechtal (Austroalpino superiore), che formano la catena delle Drei Schwestern a est della valle del Reno.

Il Quaternario è rappresentato in parte dai depositi del ghiacciaio Retico lungo i fianchi delle valli principali del Reno e della Seez, d'altra parte, a sud e soprattutto a nord-est della catena delle Churfürsten-Alvier, dai depositi dei ghiacciai locali con morfologie caratteristiche. Un'importante frana si è verificata a sud di Voralpsee, in almeno due fasi verso la fine del tardoglaciale. Più recentemente si sono formati ampi con di deiezione che dominano i due versanti della valle del Reno. Nella piana del Reno, i lavori di canalizzazione del fiume hanno fortemente ridotto le sue esondazioni naturali che furono talvolta devastatrici. Questa regione è oggi la più densamente popolata del territorio del foglio Buchs.

SUMMARY

The area of map sheet Buchs is situated east and west of the alpine Rhine river, which forms here the eastern Swiss border to neighbouring Liechtenstein. The area includes three tectonic domains at the interface of the Western and Eastern Alps. The Helvetic consists mainly of the Churfürsten-Alvier chain, which forms

the geomorphological backbone of the region. The Penninic above is represented in the Wildhaus depression by erosional relicts but in particular east of the Rhine river. The topmost Austroalpine rock units are restricted to the region east of the Rhine river. The lowest geographical point (439 m a. s. l.) is located in the northeastern Rhine valley, the highest point forms the Gamsberg (2384 m a. s. l.). East of the Rhine valley, the western flank of Gipsberg reaches ca. 1800 m a. s. l.

The Helvetic rock units of the map area are of Triassic to Palaeogene age and form the tectonic units of the Upper Helvetic Glaus nappe complex and Säntis nappe, as well as the Ultrahelvetic Wildhaus Melange. The Mürtschen nappe and the Gonzen-Walenstadt thrust zone, both of the Glarus nappe complex, include Triassic to earliest Cretaceous rocks that are overthrust by Cretaceous to Palaeogene rocks of the Säntis nappe; the detachment is located within the Palfris Formation, of which the type section, as well as those of the Garschella Formation is found in the map area. The Wildhaus Melange («Wildhauser Schuppenzone») terminates the Cretaceous to Palaeogene Helvetic sequence towards the top and is itself overlain by Penninic rocks.

Penninic rocks are found on both sides of the Rhine valley. North Penninic (Late Cretaceous) flysch of the Üntschel nappe and the poorly exposed Late Jurassic to Cretaceous succession of the Middle Penninic Grabs klippe follows above the Wildhaus Melange in the west. East of the Rhine river, where no Helvetic units reach the surface, the lowermost Üntschel nappe is overlain by several thrust sheets of Late Cretaceous to Palaeogene North Penninic flysch («Rhenodanubian Flysch») of the Triesenberg thrust zone. In the southeastern map area a flysch-dominated succession of Late Jurassic to Palaeogene age forms the Gleggshorn thrust sheet, the northernmost part of the Middle Penninic Falknis nappe. The Middle Penninic Sulzfluh nappe is represented by relicts only; the uppermost Penninic unit is the Upper Penninic Arosa zone, which represents the melange between the Penninic and Austroalpine, and is intensely imbricated with Austroalpine thrust sheets above and North Penninic flysch below. The Austroalpine is represented by the Triassic succession of the Upper Austroalpine Lechtal nappe, which forms the Drei Schwestern chain east of the Rhine valley.

The Quaternary deposits consist of till of the Rhaetian glacier along the flanks of the Rhine and Seez valley. Till of local glaciers formed south and especially northeast of the Churfürsten-Alvier chain, where also characteristic landforms can be observed. A larger, at least two-phase rock fall occurred during the terminating Late Glacial south of Lake Voralp. More recently, the large alluvial fans that dominate the flanks of the Rhine valley formed. Naturally occurring floods on the valley floor of the Rhine river, which may have been devastating in the past, have been prevented by channelization and dams. Today, the Rhine valley is the most densely populated region of the map area.

EINFÜHRUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Buchs lässt sich sowohl geologisch-morphologisch als auch geographisch wie folgt gliedern (Fig. 1, siehe auch Tektonische Übersicht 1:200 000): Im Zentrum dehnt sich der NW-SE streichende Gebirgszug der Churfirsten-Alvier-Kette aus; er nimmt etwa die Hälfte der gesamten Kartenfläche ein. Seine weitflächige Nordostflanke wird dominiert von kontinuierlich abfallenden Bergrücken und zahlreichen Erosionsrinnen und Bachläufen, die ungefähr nach Nordosten entwässern. In den höheren Lagen findet man ausgedehnte Felsplateaus, wo die prägenden Strukturen sowie vielfältige Verkarstungserscheinungen studiert werden können. Diese Morphologie ist Ausdruck des geologischen Baustils in der Säntis-Decke, deren Schichten entlang von etwa SW-NE streichenden Brüchen und Falten deformiert sind und generell nach Nordosten zum Rheintal hin abtauchen. Ganz anders die Südflanke des Gebirgskamms: Hier streichen die Schichten der Säntis-Decke und der liegenden Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone nach Südwesten in die Luft aus und bilden – je nach Erosionsresistenz der einzelnen Formationen – entweder steile Felswände mit ausgedehnten Schutthalden oder terrassenartige Verflachungen mit Alpweiden. An dieser Südflanke ist die helvetische Schichtreihe im Zusammenhang aufgeschlossen und lässt sich entlang von Bachrinnen und Felscouloirs studieren. Nach Südwesten wird die Churfirsten-Alvier-Kette durch das Seetal begrenzt, das in der SW-Ecke des Gebiets von Atlasblatt Buchs noch erfasst wird.

Im Norden geht die Churfirsten-Alvier-Kette in ein relativ sanftes Hügelgebiet über, das sich von Wildhaus – Schwendi über Maienberg – Grabser Berg bis zum Rheintal ausdehnt (Wildhauser Mulde). Es wird vom Simmitobel nach Osten und von der Wildhuser Thur nach Westen entwässert. Der vorwiegend von tonreichen Lithologien bestimmte und deshalb instabile und schlecht wasserdurchlässige Untergrund dieses Gebiets führt zu zahlreichen Rutschungen und im flacheren Terrain zu Feuchtgebieten mit Mooren und Sümpfen. Das ganze Gebiet ist von einer vielgestaltigen Morphologie geprägt, die das kleinräumige Zusammenspiel von spät- bis postglazialer Akkumulation und Erosion in exemplarischer Weise aufzeigt.

Nach Osten werden die Wildhauser Mulde und die Churfirsten-Alvier-Kette vom flachen Alpenrheintal begrenzt; hier tauchen die helvetischen Gesteinsschichten unter die holozäne Talfüllung ab. Am Talrand breiten sich Schuttfächer der Bergbäche aus, die vor allem im Gebiet zwischen Buchs und Gams weit in die Talebene vorgreifen. Das etwa N-S verlaufende Rheintal mit dem streng kanalisierten Rhein ist stark anthropogen überprägt. Die ehemals weitflächigen Aue- und Überschwemmungsgebiete sind heute grösstenteils melioriert und werden durch ein vernetztes System von Binnenkanälen entwässert. Der östliche Talrand ist ebenfalls geprägt von mächtigen Bach- und Murgangschuttfächern, auf denen

ein Grossteil des Liechtensteiner Siedlungsgebiets liegt. Ihr Einzugsgebiet bilden die geologisch äusserst vielfältig aufgebauten Decken der penninischen und ostalpinen Einheiten, deren westlichste Ausläufer am Ostrand des Gebiets von Atlasblatt Buchs noch erfasst werden.

Die Legende von Atlasblatt Buchs weist ca. 70 kartierte Festgesteinseinheiten auf. Diese Vielfalt an geologischen Formationen macht diesen Abschnitt der Westalpen/Ostalpen-Grenze zu einer Schlüsselregion für das Verständnis der regionalen Zusammenhänge. So haben z.B. Arnold Heim und Jakob Oberholzer mit ihren detaillierten Arbeiten zur Geologie des Ostschweizer Helvetikums (HEIM 1907, 1910, 1913, 1916, 1917, HEIM & OBERHOLZER 1917, OBERHOLZER 1933) gerade auch anhand der vorzüglich aufgeschlossenen Schichtserie der Churfürsten-Alvier-Kette wichtige Grundlagen der regionalen Stratigraphie und Tektonik erarbeitet. Die daraus entstandene geologische Karte der Alvier-Gruppe 1:25 000 (HEIM & OBERHOLZER 1917) ist in weiten Teilen immer noch brauchbar und bildete deshalb einen wichtigen Einstieg in die vorliegende Neukartierung. Die Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe von Arnold Heim ist ein mehrbändiges Werk zur Stratigraphie der helvetischen Schichten in diesem Gebiet, indem auch die Alvier-Gruppe behandelt wird. In diesem einzigartigen Werk findet man eine Fülle von Detailinformationen und Aufschlussbeschreibungen und zugleich zusammenfassende Auswertungen der einzelnen Informationen, die auch heute noch in Vielem aktuell sind. Basierend auf diesen Grundlagen von Arnold Heim und Jakob Oberholzer wurden im Laufe des 20. Jhd. die helvetischen Formationen vom Mittleren Jura bis ins Paläogen im Rahmen zahlreicher vor allem Zürcher Dissertationen neu bearbeitet, wobei wichtige Profile aus dem Kartengebiet stammen. So liegen auch die Typusprofile der Palfris-Formation und der Garschella-Formation im Gebiet von Atlasblatt Buchs.

Der Anteil des Fürstentums Liechtenstein am Ostrand des Kartengebiets wurde nur teilweise neu bearbeitet. Hier konnte die sehr detaillierte Kartierung von Franz Allemann (ALLEMANN 1985) im Bereich der Festgesteine übernommen werden. Das Quartär, insbesondere das ausgedehnte Rutschgebiet von Triesenberg, wurde aber überarbeitet und den heutigen Kenntnissen angepasst.

Sehr reichhaltig kommt auch der quartäre Formenschatz im Kartengebiet zur Geltung. In den Berggebieten ausserhalb der Haupttäler geht es hier vor allem um die Abgrenzung der spätglazialen Lokalformen von den älteren Zeugen des regionalen Bündner Gletschersystems (Rheingletschersystem¹⁾ auct.). Hier hat vor allem Oskar Keller zahlreiche Daten zusammengetragen und ausgewertet (KELLER 1988, KELLER & KRAYSS 2005a, b), wobei speziell das Gebiet des Voralptals mit seinen ausgedehnten Bergsturmassen und den vorgelagerten Lokalmoränenkomplexen zu erwähnen ist.

¹⁾ Die Eismassen werden seit SCHLÜCHTER (2009) nach ihrem Nährgebiet benannt. Folglich wird hier vom Bündner Gletscher und nicht mehr vom Rheingletscher gesprochen.

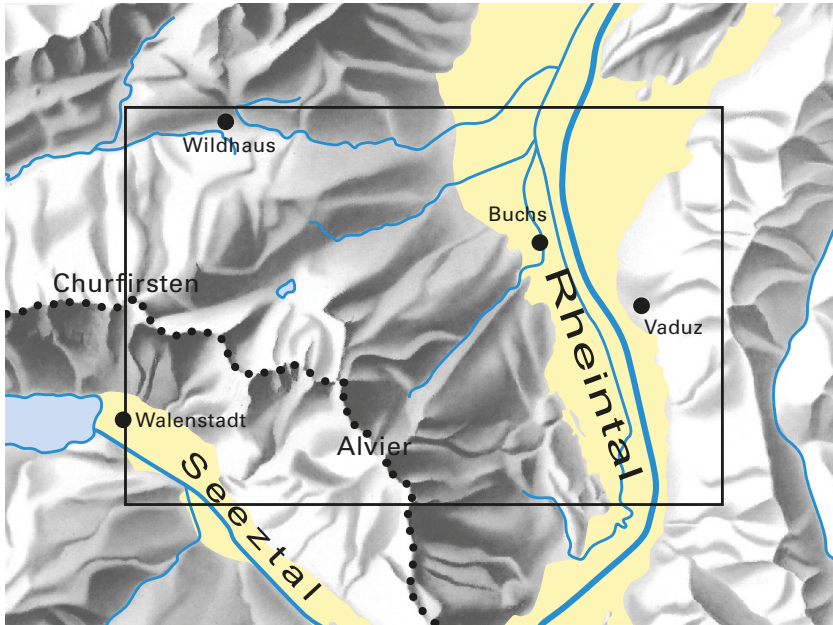


Fig. 1: Geographisch-morphologische Übersicht des Gebiets von Atlasblatt Buchs und seiner näheren Umgebung.

Der im Seetal so exemplarisch zutage tretende strukturelle Bau der hangenden südhelvetischen Säntis-Decke (Kreide-Paläogen) und ihrer «mittelhelvetischen» Unterlage aus Juraschuppen wurde bereits in zahlreichen Publikationen dargestellt (z.B. HELBLING 1938, TRÜMPY 1969). Mit der Neukartierung des gesamten Gebiets konnten zahlreiche ergänzende Strukturdaten erfasst und in geologische Profile umgesetzt werden (s. Profile 1–6, Taf. I). Dabei erweist sich der mittlere Abschnitt zwischen Höchst-Voralp und Fulfirst-Buchserberg als ziemlich kompliziert zerbrochen und mehrphasig verfaltet, während das Gebirge westlich (Gamserrugg-Churfürsten) und östlich (Alvier-Gruppe) einen deutlich einfacheren Strukturplan zeigt. Ein direkter harmonischer Zusammenhang zwischen dem Bau der liegenden Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und der hangenden Säntis-Decke konnte nur sehr allgemein festgestellt werden. Dies erschwert die Konstruktion von Tiefenprofilen; man ist dafür auf Seismikdaten angewiesen, wie sie beispielsweise durch NFP 20 (Osttraverse; PFIFFNER et al. 1997) oder im Zusammenhang mit dem Tiefengeothermieprojekt des Fürstentums Liechtenstein aufgenommen wurden (NAEF 2010).

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

Die im Gebiet von Atlasblatt Buchs aufgeschlossenen Gesteinsserien der oberhelvetischen Decken bestehen aus Teilen der Säntis-Decke sowie der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und der Mürtschen-Decke des Glarner Deckenkomplexes (Fig. 2). Dabei handelt es sich um jungpaläozoische bis känozoische Sedimentabfolgen, die von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert, verfaltet, übereinander gestapelt und nach Norden transportiert wurden. Die Fazies des Helvetikums spiegelt den Nordrand der während des Mesozoikums entstehenden Alpenen Tethys wider (TRÜMPY 1969, FUNK 1985, FUNK et al. 1987). Nach einer festländischen Phase an der Wende Paläozoikum/Mesozoikum folgen in der Trias abwechselnd marine und terrestrische Ablagerungsbedingungen. Sie führten zu einer Sedimentfolge, die der epikontinentalen Germanischen Trias verwandt, aber deutlich weniger mächtig als diese ist (z.B. BRUNNSCHWEILER 1948, PFIFFNER 2015). Im Lias herrschen im östlichen helvetischen Faziesraum marine Bedingungen (TRÜMPY 1949), die im Dogger auf den gesamten Faziesraum übergreifen. Während der Kreide entwickelt sich dann eine Schichtreihe mit proximalen Schelfablagerungen im Nordwesten und eine mit distalen Schelf- und offenermarinen Beckenablagerungen im Südosten (FUNK 1985, PFIFFNER 2015).

OBERHELVETIKUM

GLARNER DECKENKOMPLEX

MÜRTSCHEN-DECKE

Die im Südwesten des Kartengebiets, südlich des Seetals aufgeschlossenen Gesteine der Trias und des Lias werden zur Mürtschen-Decke des Glarner Deckenkomplexes gestellt. Ihre paläogeographische Herkunft liegt nördlich derjenigen der Säntis-Decke (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 2011).

Trias

Nach einer festländischen Periode setzt mit dem Sandstein der Mels-Formation vermutlich noch in der Frühen Trias eine Transgression ein. In der Folge (Anisien, Mittlere Trias) stellen sich im helvetischen Faziesraum lateral wechselnde,

intertidale bis flachmarine und vielfach hypersalinare beziehungsweise evaporitische Bedingungen ein. Paläogeographisch dürfte diese Situation den Randbereichen des Germanischen Muschelkalkmeers entsprechen (BRUNNSCHWEILER 1948, STURZENEGGER 2004, PFIFFNER 2015). Im Bereich der Mürtschen-Decke werden während dieser Zeit Rauwacke und Dolomit (Röti-Formation) abgelagert. In der Späten Trias kommt es im osthelvetischen Faziesraum nach einem Sedimentationsunterbruch – dokumentiert durch eine Schichtlücke über dem Dolomit der Röti-Formation – nochmals zu festlandnaher Sedimentation (BRUNNSCHWEILER 1948, PFIFFNER 2015). Die dabei abgelagerte, von quarzreichem Sandstein unterbrochene rote Tonsteinabfolge (Quarten-Formation) erinnert an den Germanischen Keuper (FUNK 2004, PFIFFNER 2015).

t_{II} Röti-Formation

Bei den Gesteinen der Röti-Formation handelt sich um meist massigen und grob gebankten, gelblichgrau bis grau anwitternden, im Bruch hellgrauen feinkörnigen Dolomit. Weitere Gesteinstypen wie Rauwacke, wie sie von BRUNNSCHWEILER (1948) für das Gebiet der Ostschweiz beschrieben wurden, fehlen. Zu vermerken sind einzig Dolomitbänke mit angerundeten grauen und rötlichen Lithoklasten, die allenfalls dem Übergangsbereich zur Quarten-Formation zugeordnet werden können. Im Bereich von Bruchzonen – so beim Tobelbach – kann lokal auch brekziöser Dolomit auftreten. Die Gesteine treten im südwestlichsten Teil des Kartengebiets bei St. Jakob auf; gute Aufschlüsse bestehen insbesondere entlang dem Einschnitt des Tobelbachs. Die Abfolge der Röti-Formation ist im Kartengebiet generell gefaltet und verschuppt. Aufgrund der Aufschlussverhältnisse und des fehlenden Kontakts zur liegenden Mels-Formation kann weder ein durchgehendes Profil noch eine gesicherte Mächtigkeit der Röti-Formation angegeben werden; es werden mindestens 25 m angenommen.

t_{III} Quarten-Formation

Den Hauptanteil der Quarten-Formation bildet rötlicher, untergeordnet auch grünlicher Ton- und Siltstein. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung sind Ton- und Siltstein deutlich geschiefert. Im unteren bis mittleren Teil der Abfolge treten Quarzsandstein (Quarzit) und Feinkonglomerat in kompakten, mehrere Dezimeter mächtigen Bänken auf (z. B. bei Koord. 2742.950/1218.240), die weisslich bis rötlich anwittern und morphologische Härtlinge bilden. Als Komponente im Feinkonglomerat tritt neben den dominierenden Quarzkörnern auch rötlicher Siltstein auf, der vermutlich aus der Quarten-Formation selbst aufgearbeitet wurde. Gesteine der Quarten-Formation sind nur im südwestlichsten Kartengebiet an wenigen Stellen beiderseits des Tobelbachs aufgeschlossen. Der Übergang zu den hangenden Einheiten des Lias ist im Kartengebiet aufgrund der tektonischen Ver-

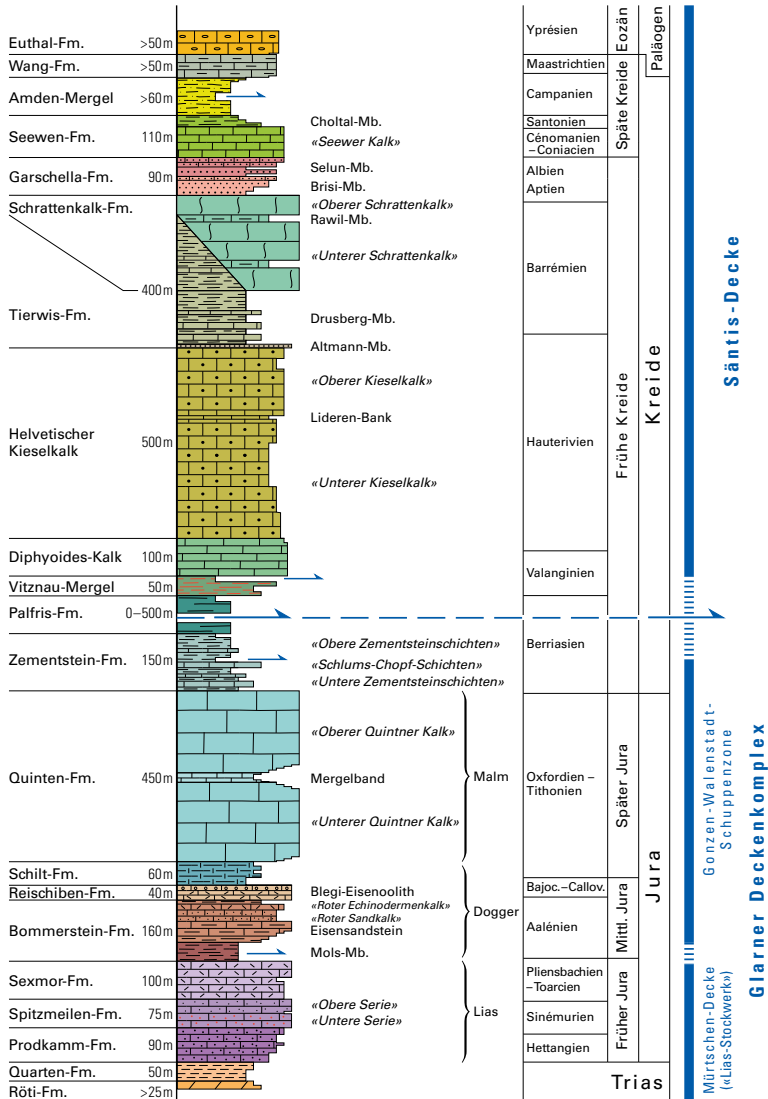


Fig. 2: Überblick der lithostratigraphischen Einheiten der helvetischen Decken im Gebiet des Atlasblatts Buchs. Die tektonische Zuordnung erscheint in Blau, die Pfeile verdeutlichen wichtige Abscherhorizonte.

schuppung nicht dokumentiert. Die Mächtigkeit der Quarten-Formation wird auf mindestens 50 m geschätzt.

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 schwäbisch-argovischen Ablagerungsraum getrennt (TRÜMPY 1952, GEYER et al. 2011), dessen Übergang von aktiver Bruchtektonik begleitet war (TRÜMPY 1949, 1952, SCHINDLER 1959). Diese von TRÜMPY (1949) als «Randflexur» bezeichnete Bruchzone verlief etwa im nördlichen Helvetikum (Ablagerungen im Glarner Deckenkomplex). Obwohl südöstlich dieser Linie und damit auch im Bereich des Kartenblatts Buchs die Mächtigkeit des Lias einige hundert Meter beträgt, blieb die Sedimentation durchwegs flachmarin (neritisch); der Sedimenteintrag konnte offenbar mit der Subsidenz Schritt halten (TRÜMPY 1949, FUNK 1985).

Im späten Hettangien – frühen Sinémurien wurde als älteste Einheit des Lias eine Wechselfolge aus Mergel, Sandstein und Kalk (Prodkamm-Formation) abgelagert. Im Kartengebiet fehlen jedoch Aufschlüsse dieser Formation; sie sind erst ca. 2 km weiter westlich im Gebiet des Atlasblatts 106 Walensee dokumentiert (Koord. ca. 2740.400/1218.020). Das Fehlen lässt sich auf tektonische Verschuppung am Übergang der triassischen Einheiten zum verkehrtliegenden Faltenschenkel von Muttenhöhi – Aulinachopf (Blatt Walensee) zurückführen.

Lias

Spitzmeilen-Formation

Die Spitzmeilen-Formation (spätes Sinémurien – frühes Pliensbachien) ist im Kartengebiet nirgends vollständig aufgeschlossen. Während im unteren Teil eisenschüssiger Sandstein dominiert, sind späterer Kalk und Mergelkalk sowie nach oben zunehmend gebankter Sand- und Kieselkalk charakteristisch (TRÜMPY 1949, STURZENEGGER 2004, FUNK 2004). In Anlehnung an TRÜMPY (1949) und analog zur Darstellung auf Atlasblatt 106 Walensee (HERB & FRANKS-DOLLFUS 2003) wird die Spitzmeilen-Formation in eine untere und eine obere Abteilung gegliedert. TRÜMPY (1949) nimmt für dieses Gebiet eine Mächtigkeit von etwa 130–150 m an.

Die Sedimente der Spitzmeilen-Formation (TRÜMPY 1949, MENKVELD 1995, www.strati.ch 2015) wurden nach wie vor in einem neritischen, aber nicht mehr

ausgesprochen flachmarinen Ablagerungsraum gebildet. Dieser wurde, vermutlich aufgrund neuerlicher Hebung des Alemannischen Lands, durch verstärkte Schüttung beeinflusst (TRÜMPY 1949).

I_{3u} *«Untere Spitzmeilen-Serie»*

Die Gesteine der «unteren Spitzmeilen-Serie» treten in einer Zone von südlich der Burgruine Gräpplang bis zur westlichen Kartengebietsgrenze auf. Es handelt sich um eine Wechselfolge von schiefrigem Mergel, kieselig-feinsandigem Kalk, Sandkalk und eisenschüssigem Sandstein beziehungsweise Quarzit, der lokal Fossilien führt (TRÜMPY 1949). Während die erstgenannten Lithologien bräunlichgrau bis grau anwittern, zeichnen sich die mehr oder weniger eisenschüssigen Sandstein- und Quarzitbänke durch ihre helle bis rostfarbene Anwitterung und ihre gröbere, im Gelände deutlich hervortretende Bankung aus. In gelegentlichen feinkonglomeratischen Lagen sind unter anderem Komponenten aus rötlich-gelbem Dolomit (vermutlich aus der Röti-Formation) enthalten.

I_{3o} *«Obere Spitzmeilen-Serie»*

Im Kartengebiet bilden die Gesteine der «oberen Spitzmeilen-Serie» eine durchgehende mächtige Felsrippe von der Burgruine Gräpplang bis zur Muttenhöhi im Westen. Die Abfolge wird hauptsächlich durch kieseligen, teils sandigen Kalk aufgebaut, der häufig massig gebankt und intern fein geschichtet ist; typisch ist die bräunlich-graue Anwitterung und der spätige Bruch. Untergeordnet kann auch Kalksandstein mit quarzreichem Detritus auftreten. Die «obere Spitzmeilen-Serie» entwickelt sich allmählich aus der unteren durch eine Zunahme von massigen Kieselkalkbänken.

I₄₋₅ **Sexmor-Formation**

Die Sexmor-Formation ist im Gebiet von Blatt Buchs südlich des Seeztals nur unvollständig aufgeschlossen und am Hang südlich von Paschga anstehend. Ihre Gesteine bestehen aus spätigem Kalk, Sandkalk und Kieselkalk. Ihre Anwitterungsfarbe reicht von hellgrau über grau zu bräunlich-grau; im Bruch sind die Gesteine in der Regel spätig. Typisch sind Belemniten führender Echinodermenkalk und Bänke mit Quarzsand- bis Feinkieseinlagerungen. Es treten auch Lagen mit herauswitternder Verkieselung auf. Die Mächtigkeit der Sexmor-Formation wird nach TRÜMPY (1949) in diesem Gebiet der Mürtschen-Decke auf etwa 150 m geschätzt.

Die Abfolge der Sexmor-Formation entspricht einem Sedimentationszyklus, der sich vom tieferen zum flacheren neritischen Ablagerungsmilieu entwickelt (TRÜMPY 1949). Während der Ablagerung der vorwiegend kalkigen Abfolge erfolgt weiterhin Zufuhr von Sand.

GONZEN-WALENSTADT-SCHUPPENZONE

Die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone umfasst die auf der Nordseite des Seetzals im Liegenden der Säntis-Decke aufgeschlossenen jurassischen bis frühkretazischen Einheiten der helvetischen Schichtreihe. Der Ablagerungsraum dürfte ungefähr mit jenem der Mürtschen-Decke übereinstimmen (PFIFFNER 2011), auf jeden Fall nördlich der Säntis-Decke (TRÜMPY 1969) gelegen haben. Die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone ist als eigenständiges tektonisches Element innerhalb des Glarner Deckenkomplexes unabhängig deformiert und weiter als dieser nach Norden transportiert worden (PFIFFNER 2011).

Jura

Lias

In der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone ist mit der Sexmor-Formation lediglich die jüngste Liasformation vertreten.

I₄₋₅ Sexmor-Formation

Im Kartengebiet treten die Gesteine der Sexmor-Formation östlich von Berschis auf und bilden dort die steile Kuppe mit der Kapelle St.Georgen sowie die Wände unterhalb von Zerfina und Sersax. Fast die gesamte Gesteinsabfolge ist mehr oder weniger sandig; nur sehr untergeordnet tritt reiner Tonmergel (Typ Mols-Member), 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 meist 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 generell dunkel bis schwarz, selten grünlich oder bräunlich (limonitisch) gefleckt und als Karbonate in der Regel sparitisch. Der Sandstein ist mittel- bis grobkörnig, gelegentlich konglomeratisch mit bis mehrere Zentimeter grossen, gut gerundeten, matrixgestützten Komponenten aus Kluftquarz. Die durchwegs gebankte Serie tritt als reine Sandsteinabfolge, als Sandstein-Kalk-Wechselfolge und als Kalk-Mergel-Wechselfolge auf, deren Bankmächtigkeiten selten einige Meter erreichen. Am Wandfuss südlich unterhalb der Kapelle St.Georgen (Koord. 2745.095/1218.530) und bei Koord. 2745.700/1218.540 verläuft zwischen einer liegenden, überwiegend sandigen, gegen oben grobsandig und kalkig-grobsparitisch werdenden Abfolge und einer hangenden, mit Tonmergel einsetzenden Tonmergel-Kalk-Wechselfolge eine scharfe Grenze; sie stellt wahrscheinlich eine Transgression dar und zeigt möglicherweise eine Schichtlücke an. Die Mächtigkeit beträgt mindestens 100 m, die Untergrenze der Formation ist nicht aufgeschlossen.

Infolge Faltung der lithologisch heterogenen Liasabfolge zu einem Synklinal-Antiklinal-Paar ist eine stratigraphische Gliederung nicht einfach. Es drängt sich folgende Gliederung von unten nach oben auf: Über einer Sandstein-Kalk-Wechselfolge folgt transgressiv eine Kalk-Mergel-Wechselfolge mit Tonmergel an der Basis; diese geht sukzessive in eine Kalk-Sandstein-Wechselfolge über, die ihrerseits gegen oben als Grobsandstein und als teilweise Belemniten führenden Echinodermenkalk ausgebildet ist, der das Top der Formation bildet.

Dogger

Im Mittleren Jura wird das Alemannische Land überflutet, ist aber noch als submarine Hochzone vorhanden (SCHINDLER 1959, DOLLFUS 1965, GEYER et al. 2011). Ihre Südostflanke («Randflexur», TRÜMPY 1949) erweist sich im Gebiet der östlichen Glarner Alpen zu Beginn des Mittleren Juras als Zone starker Mächtigkeitzzunahme (Bildung des Mols-Members). So hat auch die Bommerstein-Formation (Aalénien) der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone eine für den helvetischen Dogger aussergewöhnlich grosse Mächtigkeit (DOLLFUS 1965). Nach den durchgehend flachmarinen Bedingungen am Ende des Frühen Juras zeigt das Mols-Member (Bommerstein-Formation) eher eine Beckenfazies an. Der Tonstein geht dann über Sandstein zu Echinodermen führendem Kalk nach oben wieder sukzessive in eine Flachwasserfazies über (DOLLFUS 1965). Die durchwegs auffallende Eisen-schüssigkeit der Gesteine des Doggers wird von DOLLFUS (1965) auf einen hohen Gehalt an gelöstem Eisen zurückgeführt, das von einer im Nordosten gelegenen Landmasse (Böhmische Masse) mit grossräumiger lateritischer Verwitterung dem Meer zugeführt wurde. Etwa ab der Wende Aalénien/Bajocien setzt eine zunehmend ruhigere Phase der Sedimentation ein. Während des Bajociens herrscht weiträumig neritische Flachwasserfazies (Reischiben-Formation, DOLLFUS 1965). Sie leitet ab dem späten Bajocien in eine bis ins Oxfordien andauernde Periode der Mangelsedimentation über. In ihrer Anfangsphase (Bathonien – mittleres Callovien) wird vom nördlichen bis an den Nordrand des südhelvetischen Faziesraums der wenige Meter mächtige Blegi-Eisenoolith abgelagert, während später zusätzlich im südhelvetischen Faziesraum eine (wahrscheinlich) submarine Sedimentationslücke auftritt (DOLLFUS 1965). Diese Mangelsedimentation tritt ab dem mittleren Callovien auch im nordwestlich angrenzenden schwäbisch-argovischen Faziesraum auf (KUGLER 1987). Im obersten Dogger ist somit eine den schwäbisch-argovischen und helvetischen Faziesraum übergreifende, nach Süden zunehmende Sedimentationslücke ausgebildet, die aufgrund der flächenhaften Erhaltung des geringmächtigen Blegi-Eisenooliths im Helvetikum jedoch nicht als erosiv und kaum als festländisch interpretiert werden kann (HEIM 1924). KUGLER (1987) führt sie stattdessen auf Sedimentationsunterbruch (Omission) durch stärkere Meeresströmungen zurück.

I_{6-a2} Bommerstein-Formation

I_{6-a1} Mols-Member

Entlang des Hangfusses am Nordrand des Seetzals lässt sich innerhalb der Bommerstein-Formation das Mols-Member abtrennen (spätes Toarcien – Aalénien). Es handelt sich dabei um überwiegend ebenflächig geschiefertem dunkelgrauen bis schwarzen fossilarmen Tonstein und tonigen Mergel. Das Mols-Member ist nach DOLLFUS (1965) im Kartengebiet stärker kalkig-mergelig ausgebildet als im südöstlich anschliessenden Abschnitt des Seetzals (Blatt Sargans). Die tonigen Gesteine des Mols-Members wittern morphologisch meist stark zurück und sind nur in Bacheinschnitten aufgeschlossen; sie können aber durch erhöhten Kalkgehalt lokal hart zementiert sein. Die Mächtigkeit des Mols-Members wechselt tektonisch bedingt stark und beträgt am Berschnenbach bei Berschis mehr als 50 m. Rund 700 m weiter östlich bei Zerfina, über der Stirn einer Lias-Antiklinale, ist sie auf wenige Meter reduziert.

Der unterste Wasserfall des Berschnenbachs (Koord. 2745.180/1219.020) und eine von dort gegen Südosten verfolgbare Steilstufe wird von der hart zementierten, morphologisch heraustretenden Varietät des Mols-Members gebildet. Darin ist die ebenflächige blättrige Schieferung als engständige Parallelstruktur deutlich erhalten.

a₂ Bommerstein-Formation (mittlerer und höherer Teil)

Dieser früher als Eisensandstein bezeichnete Teil der Bommerstein-Formation wird als äusserst heterogene und heterochrone Folge beschrieben: Von unten nach oben herrschen tendenziell knorrig-schiefriger Tonstein bis Mergel, knorriger Sandstein, Sandkalk und Kalksandstein, sandiger Spatkalk, Lumachellenlagen und roter Echinodermen führender Kalk vor; dunkler plattig-schiefriger Tonstein (Typ Mols-Member) kann aber überall dazwischen auftreten (DOLLFUS 1965, BLUM & HUG 2001, Fig. 3).

Im Feld tritt dunkel bis schwarz anwitternder, oft harter dünn- bis mittelbankiger, sandiger und toniger Kalk auf, der im frischen Bruch schwärzlich, teilweise fettglänzend ist und angewittert sandig wirkt. Er geht allmählich aus dem ebenflächigen schwärzlichen Tonstein des Mols-Members erst durch Wellung («Flaser-ton», DOLLFUS 1965), dann durch Einschaltung knolliger Kalklagen hervor, aus denen sich unebene dünne harte Kalkbänke entwickeln. Gegen oben fällt eine deutliche Rotfärbung des Bodens sowie der Anwitterungsflächen des nun deutlich sandigeren und zum Teil schräggeschichteten Kalks und Kalksandsteins auf; auch werden die Kalkbänke nach oben zunehmend echinodermenspätig. Laterale Fazieswechsel zwischen Sandstein und Kalk sind vor allem in den höheren Anteilen häufig zu beobachten. Die Mächtigkeit der mittleren und höheren Bommerstein-Formation schwankt im Kartengebiet zwischen knapp 100 m bis rund 160 m, wobei aufgrund der variablen Gesteinsausbildung der Formation nicht immer eindeutig

zwischen sedimentärer und tektonisch bedingter Mächtigkeitsschwankung unterschieden werden kann.

Aufschlüsse sind in den Nordhängen des Seeztals zwischen Walenstadt und dem südlichen Kartengebietsrand östlich von Berschis durchgängig verbreitet. Im Gebiet Tschöllhalden–Berschnenbach–Rothärdplangg ist die Mächtigkeit aufgrund von Faltung und Verschuppung besonders gross.

a₂-i₃ Reischiben-Formation

Im Feld tritt hellbraun anwitternder, dunkler grobspätiger Kalk auf, der mittel- bis dickbankig und reich an Echinodermenbruchstücken ist. Im Bereich des Berschnenbachs besteht die Reischiben-Formation auch aus grau anwitterndem, dunklem, leicht sandigem Kalk mit nur vereinzelt Echinodermenbruchstücken sowie aus bräunlichem sandigem echinodermespätigem gebanktem Kalk mit herauswitternden harten Knauern. Im Top ist häufig, jedoch nicht überall, eine bis 1 m mächtige Bank roten bis violetten Ooliths ausgebildet – der *Blegi-Eisenoolith* (Fig. 4). Die Untergrenze der Reischiben-Formation ist eine Übergangszone, die sich aus dem sandigen Echinodermen führenden Spatkalk der oberen Bommerstein-Formation entwickelt. Häufig ist der obere Anteil der Bommerstein-Formation als «oberer Tonschiefer» (DOLLFUS 1965) ausgebildet; die Grenze zur Reischiben-Formation lässt sich dann über die morphologische Änderung von weichen zu harten Gesteinen einigermaßen genau fassen. Ein ähnlicher Übergang vollzieht sich zur hangenden Schilt-Formation, doch unterscheiden sich die Gesteine der letzteren auch durch ihren mikritischen Bruch deutlich vom grobspätigen Kalk der Reischiben-Formation. Im Vergleich zum übrigen Dogger zeigt die Reischiben-Formation im Gebiet von Atlasblatt Buchs eine auffällig konstante Fazies und Mächtigkeit (maximal 42 m, DOLLFUS 1965).

Die Reischiben-Formation tritt im Kartengebiet auf der Nordseite des Seeztals als geringmächtiger morphologischer Härtling im Hangenden der Bommerstein-Formation und unterhalb der Felswände des massigen Kalks der Quinten-Formation auf und ist dort meist durchgängig zu verfolgen.

Bei Koord. 2746.680/1218.770 ist im Anschnitt der nach Sennis führenden Bergstrasse der Übergang Reischiben-Formation/Schilt-Formation aufgeschlossen: Über schwarzem dickbankigem Sparit folgt ca. 1–1,5 m geschieferter, hellgrau (wie mittlere Schilt-Formation) anwitternder, schwärzlicher Helglimmer führender Mergel mit kleinen runden schwarzen Komponenten (Ooide?). Nach einem weiteren Meter ist das Gestein weniger dunkel, feinkörniger und führt keine schwarzen Komponenten mehr. Es folgt 30 cm braunschwarzer harter feinsandiger Kalkstein unter einem maximal 10 cm mächtigen, stark zurückwitternden Horizont mit schwarzem fettglänzendem weichem schiefrigem Tonstein, in dem cm-grosse harte Konkretionen, wahrscheinlich Steinkerne von Fossilien (darunter ein Ammonit) eingebettet sind. Es folgen ca. 75 cm Blegi-Eisenoolith, der als harter, schwärzlicher, dunkelrot anwitternder eisenschüssiger oolithischer Kalk, im oberen Teil als dichter eisenschüssiger Feinsparit mit schwarzen Einschlüssen ausgebildet ist. Darüber liegt hellgrau anwitternde, schiefrige bis dickbankige Schilt-Formation, in der ein Belemnit gefunden wurde.

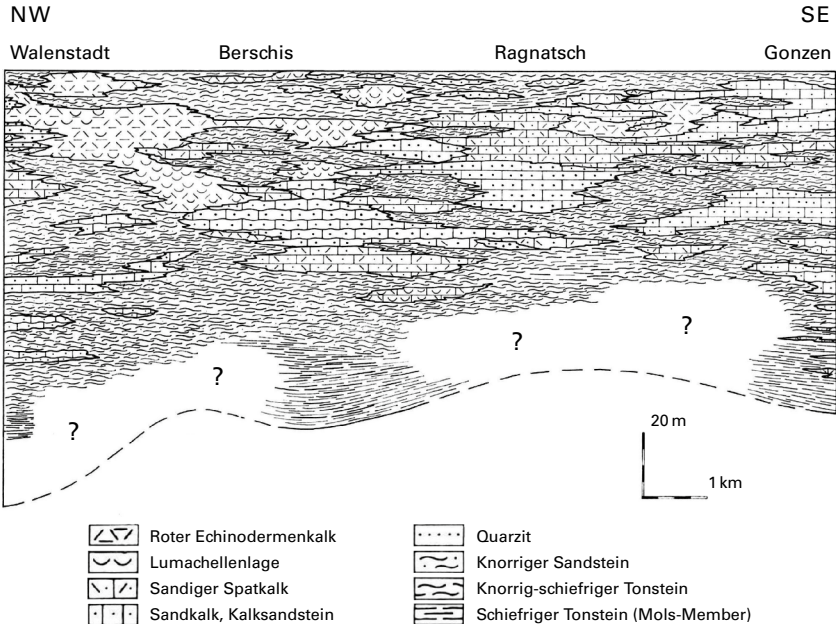


Fig. 3: Faziesänderung der Bommerstein-Formation zwischen Walenstadt und Gonzen/Sargans (leicht verändert nach DOLLFUS 1965).

Bei Koord. 2742.915/1221.925, 825 mü.M. ist im Anschnitt des Forstwegs der Übergang Reischiben-Formation/Schilt-Formation aufgeschlossen (Fig. 4) und wie folgt ausgebildet: Über dickbankigem echinodermenspätigem Kalk mit etwas welliger, von einer dünnen Tonlage überzogenen Oberfläche folgt der Blegi-Eisenoolith als insgesamt 1 m mächtiger harter, rot anwitternder oolithischer Kalkstein, der sich aus zwei dünneren und einer dickeren Bank mit glatter Oberfläche zusammensetzt. Darüber setzt konkordant die Schilt-Formation ein. Sie besteht zuunterst aus dünnbankigen, knaurigen und von dünnen Tonlagen getrennten mergeligen Kalkbänken (insgesamt 0,5 m mächtig), dann aus zunehmend dicker gebanktem mergeligem Kalk und weist auf ihren grauen Verwitterungsflächen gelbe Flecken auf.

Malm

Im spätesten Callovien setzt sowohl im schwäbisch-argovischen als auch im helvetischen Faziesbereich die Sedimentation wieder ein. So zeigen die basalen Schichten der helvetischen Schilt-Formation noch grosse Ähnlichkeiten mit dem Birnenstorf-Member der Wildeggen-Formation im Jura (KUGLER 1987). Terrigener Eintrag führt in beiden Sedimentationsräumen zu vorerst siltig-mergeligen Gesteinsfolgen, aus denen sich während des mittleren bis späten Oxfordiens durch Ab-

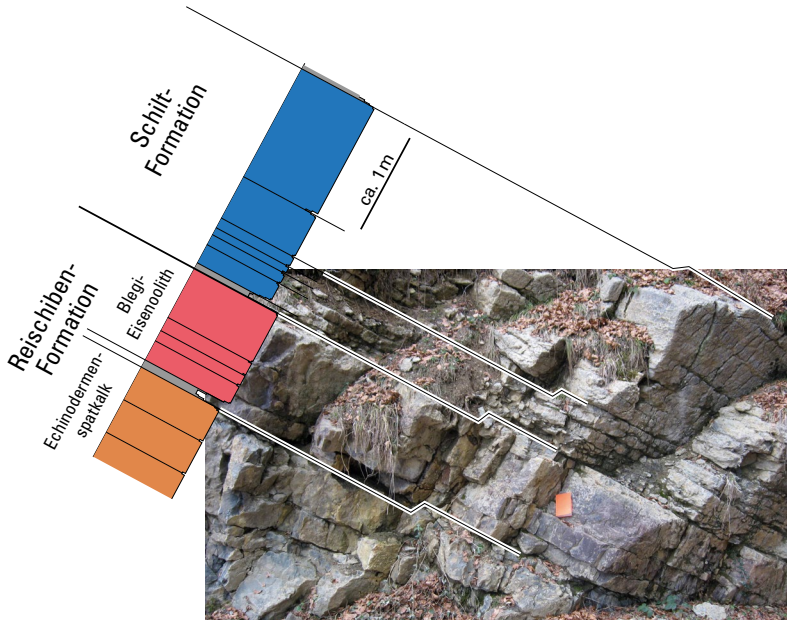


Fig. 4: Übergang Reischiblen-Formation/Schilt-Formation. Aufschluss im Anschnitt des Forstwegs bei Koord. 2742.915/1221.925, 825 mü.M. Foto T. Ibele 2013.

nahme des terrigenen Eintrags eine zunehmend karbonatische Sedimentation entwickelt, die in den beiden Faziesbereichen jedoch einen unterschiedlichen Verlauf nimmt. Im schwäbisch-argovischen Raum leitet sie zu einer Plattformsedimentation über (GYGI 1969), während sich im helvetischen Raum aus der Schilt-Formation der einheitliche und räumlich ausgedehnte hemipelagische Kalk der Quinten-Formation entwickelt (KUGLER 1987, MOHR 1992). Die bis mehrere hundert Meter mächtige Quinten-Formation (MOHR 1992, MOHR & FUNK 1995) zeigt eine deutliche Vertiefung des helvetischen Schelfs an und unterscheidet sich damit klar von den zeitgleich weiter nördlich in einem flachen Schelfmeer abgelagerten Malmkalken der Nordschweiz und Süddeutschlands (GEYER et al. 2011).

i₄₋₅ Schilt-Formation

An der Basis der Schilt-Formation tritt teilweise ein dünnbankiger, oft knolliger, gelblich anwitternder Kalkmergel auf. Im tieferen und mittleren Abschnitt dominiert hellgrau bis gelblich anwitternder, frisch dunkler Mergel mit dm-mäch-

tigen Kalkbänken. Die höheren Anteile sind durch eine regelmässige Wechsellagerung von dünn- bis mittelbankigem, hellgrau anwitterndem, frisch dunklem und dichtem Kalk (Typ Quinten-Formation) mit grauem, oft gelblich geflecktem Mergel charakterisiert. Die Gesteine sind meist stark geschiefert, so dass in mergel-dominierten Abschnitten splittiger dünnplattiger Tonmergel vorherrscht. Die tektonisch bedingte Schieferung ist im Mergel engständig und etwa schichtparallel ausgebildet, im Kalk hingegen kann sie in steilem Winkel bis orthogonal zur Schichtung orientiert sein. Die Grenze zur hangenden Quinten-Formation kann teilweise mit dem Aussetzen dieser Schieferung, die dem Fehlen eines Mergelanteils entspricht, kartiert werden. Während der tiefere Abschnitt der Schilt-Formation morphologisch stark zurückwittert, erscheinen die Kalkbänke des höheren Abschnitts als deutliche, oft auffällig regelmässige Geländerippen, die sukzessive in den morphologischen Härtling des «unteren Quintner Kalks» überleiten. Die Grenze zur liegenden Reischiben-Formation ist meist tektonisch überprägt und tritt morphologisch deutlich hervor; nur im Westteil des Kartengebiets liegt teilweise ein ungestörter Kontakt vor und es lässt sich die stratigraphische Grenze am Top des Blegi-Eisenooliths fassen (Fig. 4). Zur hangenden Quinten-Formation ist die Grenze graduell und wurde mit dem Aussetzen der Mergelzwischenlagen beziehungsweise der tektonischen Schieferung kartiert.

Die Schilt-Formation tritt im Kartengebiet an den Nordhängen des Seeztals auf. Aufgrund tektonischer Beanspruchung schwankt die Mächtigkeit zwischen wenigen Dekametern und knapp 100 m. Generell ist die tektonische Überprägung am Westrand des Gebiets oberhalb von Walenstadt deutlich geringer als im übrigen Gebiet; die stratigraphische Abfolge ist hier klarer erkennbar. Im übrigen Gebiet fehlen häufig einzelne Schichtglieder wie die basale Schilt-Formation oder der Blegi-Eisenoolith am Top der liegenden Reischiben-Formation.

i₅₋₈ Quinten-Formation

Die rund 450 m mächtige Kalkabfolge der Quinten-Formation wird durch das ca. 45 m mächtige Mergelband (i₇) informell in einen «unteren Quintner Kalk» (i₅₋₆) und einen wenige Dekameter mächtigeren «oberen Quintner Kalk» (i₈) gegliedert (HEIM 1916, MOHR 1992).

Im Feld handelt es sich um hell anwitternden, frisch dunklen bis schwärzlichen mikritischen, im Bruch splittigen Kalk. Er kann im «oberen Quintner Kalk» Hornsteinlagen führen. Zuoberst im «oberen Quintner Kalk» tritt oft feinsplittige «dolomitische», im frischen Bruch helle Verwitterung auf (HEIM 1916, MOHR 1992). Der Kalk des Mergelbands ist dünnbankig mit dünnen siltigen Zwischenlagen und lässt sich im frischen Bruch nicht vom Quintner Kalk unterscheiden (HEIM 1916, MOHR 1992). Die Quinten-Formation setzt mit dem vollständigen Ausbleiben von mergeligen Lagen über der Schilt-Formation ein. Die hangende Zementstein-Formation beginnt mit dem Einsetzen schiefriger Mergellagen (BUR-

GER & STRASSER 1981, MOHR 1992, BLUM & HUG 2001), die aber meist nicht aufgeschlossen sind. Morphologisch befindet sich zwischen Quinten-Formation und Zementstein-Formation eine Übergangszone, die Grenze ist im Feld deshalb nicht immer exakt festzulegen.

Die Quinten-Formation tritt im Kartengebiet im felsdurchsetzten Waldgürtel auf der Nordseite des Seeztals auf. Ihre Gesteine bilden dort die hohen Steilwände und gleichzeitig den Sockel der Hochterrassen Lüsis, Sennis und Palfris. Als Härtling bilden sie mechanisch das Rückgrat der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone.

Die Quinten-Formation lässt sich am besten aus der Distanz betrachten: In den Felswänden nördlich über dem Seeztal zeigt sich die Dreiteilung deutlich: Die geschlossenen Kalkwände werden etwa in ihrer Mitte von einem schichtparallel verlaufenden Vegetationsband, durchzogen, unter dem sich das Mergelband befindet. Die am leichtesten zugänglichen Aufschlüsse befinden sich entlang der Alpstrasse zwischen Tscherlach und Lüsis sowie zwischen Berschis und Sennis, wo sich das Mergelband bei Koord. 2746.900/1219.565 beispielhaft im Aufschluss studieren lässt.

Kreide

Ab dem spätesten Tithonien bildet sich im nördlichen helvetischen Faziesraum eine Karbonatplattform und aus dem hemipelagischen «Quintner Kalk» entwickelt sich dort der flachmarine Tros-Kalk (MOHR 1992). Damit wird die während der Frühen Kreide für den helvetischen Faziesraum charakteristische Zweiteilung in einen flacheren nördlichen und einen tieferen südlichen Schelf eingeleitet. Während des Berriasiens führten Meeresspiegelschwankungen zu wiederholten, durch Trockenfallen und terrigenen Eintrag charakterisierten Gesteinswechseln. Der Wechsel von hemipelagischem Kalk zu terrigen geprägten tonreichen Schichten ist typisch für die südliche Beckenfazies der auch im Kartengebiet aufgeschlossenen Zementstein-Formation (MOHR 1992, MOHR & FUNK 1995). Im Anschluss wurden auf dem helvetischen Schelf im NNW proximale Plattformsedimente (Öhrli-Formation) und im SSE distale Beckensedimente (Palfris-Formation) abgelagert (BURGER 1985). Die Plattformsedimente progradieren während des Berriasiens gegen das Becken, erreichen aber die im Kartengebiet aufgeschlossenen Bereiche nicht, so dass in der Säntis-Decke dieser Zeitabschnitt ausschliesslich durch die Gesteine der Palfris-Formation vertreten ist.

c_{1z} Zementstein-Formation

Die Zementstein-Formation besteht aus bis zu wenige Meter mächtigen hellen, im frischen Bruch dunklen bis schwärzlichen, meist mikritischen Kalkbänken (Typ Quinten-Formation), die mit dunklem bis schwärzlichem schiefrigem Tonmergel (vom Typ Palfris-Formation) wechsellagern. Nach MOHR (1992) enthalten

die Kalkbänke im unteren Abschnitt der Zementstein-Formation häufig turbiditi-sche Resedimente. Die Abgrenzung zur hangenden Palfris-Formation wurde durch das weitgehende Fehlen morphologisch auffallender und lateral verfolgbarer Kalkbänke vorgenommen. Die Zementstein-Formation lässt sich westlich des Berschnenbachs in tektonisch weniger stark beanspruchten Gebieten wie folgt be-schreiben: Auf eine gut 40 m mächtige regelmässige Kalk-Mergel-Wechselagerung folgt rund 20 m praktisch mergelfreier Kalk. Darüber liegt ein rund 50 m mächtiger mergeldominierter Abschnitt, der gegen oben von 15–20 m dünnbankigem mergel-freiem Kalk abgeschlossen wird. Dagegen folgt südöstlich des Berschnenbachs auf eine rund 50 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselagerung eine gut 200 m mächtige Tonmergelabfolge (Typ Palfris-Formation), die untergeordnet aber noch lateral aushaltende deutliche Kalk- oder Mergelkalklagen führt (Fig. 5). Stratigraphisch höhere Abfolgen zeigen weder im Nordwesten noch im Südosten auffällige, lateral aushaltende Kalk- beziehungsweise Kalkmergelbänke und können dadurch ein-deutig der Palfris-Formation zugeordnet werden.

Gesteine der Zementstein-Formation treten im Zusammenhang mit der Quinten-Formation in der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone am Nordrand des Seeztals auf und bilden dort den Untergrund der Hochterrassen Lüsis, Sennis und Palfris. Vor den Schuppenfronten formen sie häufig eine Stirnfalte. Die Mächtig-keit der Zementstein-Formation nimmt im Kartengebiet von Nordwesten nach Südosten von rund 120 m auf rund 250 m zu, einhergehend mit der Zunahme des Tonmergelanteils (HEIM 1916).

Der untere Abschnitt der Zementstein-Formation bildet mechanisch einen Übergang von den Schuppen der kompetenten Quinten-Formation zu den als Ab-scherhorizont dienenden Ton- und Mergelabfolgen der frühesten Kreide («obere Zementstein-Formation», Palfris-Formation, Vitznau-Mergel). Im Gegensatz zur Quinten-Formation sind Falten im Meter- und Dekametermassstab in der Ze-mentstein-Formation häufig. Eine meist steil zur Schichtung orientierte Schiefe-rung ist teilweise so durchgreifend ausgeprägt, dass einzelne Kalkbänke nicht mehr deutlich erkennbar sind.

c_{12a} «Obere Zementstein-Formation»

Die Gesteine der «oberen Zementstein-Formation» (HEIM 1916) im Südost-teil des Kartengebiets entsprechen dem Typ Palfris-Formation und verhalten sich auch mechanisch wie diese. Im Gebiet Strahlrüfi–Luegboden sind beide Formati-onen intensiv verschuppt oder verfaltet. Im südlich anschliessenden Gebiet von Blatt Sargans entwickelt sich dieser Abschnitt zunehmend zu einem tektonischen Melange (Fig. 5, R. Löpfle, pers. Mitt. 2015).

Tektonisch wenig gestörte Profile der Zementstein-Formation lassen sich sowohl im oberen Acherbach im Westen (Koord. 2742.600/1222.750) als auch südöstlich des Schlums

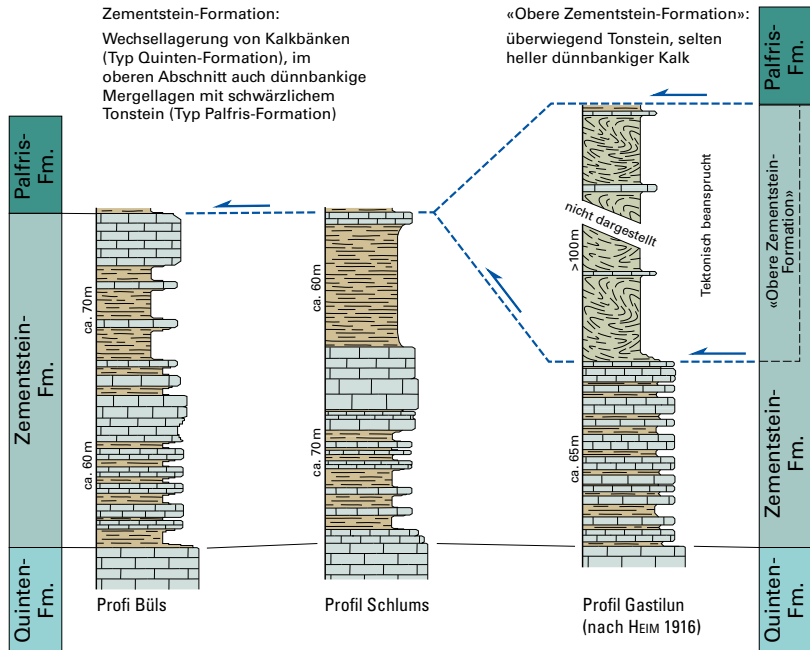


Fig. 5: Vorkommen und Profile in der Zementstein-Formation im Gebiet von Atlasblatt Buchs.

Chopf (2745.150/1220.150) beobachten. Sie weisen in beiden Fällen eine weitestgehend identische morphostratigraphische Abfolge auf: Die untersten rund 40 m zeigen eine Wechselagerung von dickbankigem, wenige Meter mächtigem Kalk mit ebenfalls wenige Meter mächtigen tonig-mergeligen Zwischenlagen. Darüber liegt ein bis 20 m mächtiger Härtling, der unten aus oft massigem und oben aus dickbankigem Kalk besteht. Darauf folgt etwa 50 m schwärzlicher Mergel, der immer wieder von bis m-mächtigen Kalkbänken unterbrochen ist. Den Abschluss bildet 15–20 m im frischen Bruch hellgrauer, leicht später dünnbankiger Kalk, der dem der Palfris-Formation und des Vitznau-Mergels ähnlich ist. «Obere Zementstein-Formation» in typischer Ausbildung ist im Anriss östlich der Alp Gastilun (Koord. 2747.400/1219.290) aufgeschlossen.

c_{1P} Palfris-Formation

Die Palfris-Formation (Berriasien) besteht aus uniformem dunklem tonigem Mergel bis Tonstein mit einzelnen, maximal 10 cm mächtigen feinsandigen Mergelkalklagen. Die Mergelkalklagen sind bioturbirt und können Fossiltrümmer (häu-



Fig. 6: Dunkelgrauer Tonstein beziehungsweise toniger Mergel der Palfris-Formation in der Typlokalität Schwarzüfi nordwestlich der Alp Palfris (Koord. 2748.575/1218.850). Foto T. Ibele 2014.

fig Echinodermen) führen (HEIM 1916, BURGER & STRASSER 1981). Dagegen zeigen weder Mergel noch Tonstein eine Bodenfauna; ein hoher Pyritgehalt deutet vielmehr auf ein ruhiges, teilweise anoxisches Ablagerungsmilieu hin (BURGER & STRASSER 1981, BLUM & HUG 2001). Tonstein und Mergel sind häufig geschiefert und tektonisch angehäuft oder ausgedünnt. Aufgrund ihrer guten Deformierbarkeit verhielt sich die mächtige Abfolge der Palfris-Formation inkompetent und diente während der Orogenese als bevorzugter Abscherhorizont, in dem auch die Basisüberschiebung der Säntis-Decke angelegt wurde (BURGER & STRASSER 1981, PFIFFNER 2011). Die gesamte Abfolge ist daher meist stark tektonisiert, häufig gefaltet und geschiefert und im Kartengebiet nirgends in primärer Mächtigkeit erhalten. So sind die Gesteine der Palfris-Formation an ihrer Typlokalität Schwarzüfi nordwestlich der Alp Palfris (Fig. 6) über 500 m mächtig, fehlen aber im Stirnbe-
reich der Sennis-Schuppe vollständig.

SÄNTIS-DECKE

Die Säntis-Decke umfasst mit dem nordwestlichen und zentralen Kartengebiet gut die Hälfte der Fläche von Atlasblatt Buchs. Gemeinsam mit der westlich anschliessenden Drusberg-Decke bildet die Säntis-Decke die tektonisch höchste und zugleich nördlichste helvetische Decke. Paläogeographisch stammt sie aus dem südöstlichen helvetischen Faziesraum (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 2011). Die Schichtenreihe der Säntis-Decke reicht im Kartengebiet von der Frühen Kreide bis ins Paläogen (Fig. 2, 7).

Kreide

c_{1P} Palfris-Formation

Der zur Säntis-Decke gehörende Teil der Palfris-Formation besteht aus uniformem dunklem tonigem Mergel bis Tonstein mit einzelnen, maximal 10 cm mächtigen feinsandigen Mergelkalklagen; er unterscheidet sich somit nicht vom Mergel der Palfris-Formation der liegenden Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone.

c_{2V} Vitznau-Mergel

Zusammen mit den Gesteinen der liegenden Palfris-Formation bildet der Vitznau-Mergel (spätes Berriasien – Valanginien) den tektonisch stark beanspruchten Abschnitt wenig kompetenter Gesteine der Frühen Kreide, die im Kartengebiet entlang der Terrassen von Palfris, Sennis und Lüsis auftreten. Die Untergrenze des Vitznau-Mergels ist im gesamten Gebiet nirgends aufgeschlossen, weshalb dessen Mächtigkeit nur grob auf etwa 50 m geschätzt wird. Vitznau-Mergel tritt vor allem in isolierten Linsen oder in kleinen Aufschlüssen im Liegenden des Diphyoides-Kalks auf. Oberhalb von Bülsegg–Lüsis–Vergoda im Westen ist der Kontakt zwischen Vitznau-Mergel und Diphyoides-Kalk stets stratigraphisch (konkordant oder diskordant), während er weiter östlich meist tektonischer Natur ist. In diesen zur unmittelbaren Basis der südlichen Säntis-Decke zählenden Aufschlüssen tritt Vitznau-Mergel in regelmässiger Wechsellagerung von welligen mikritischen Kalkbänken mit schiefrig-tonigem Mergel auf, die beide grau anwittern und tektonisch geschiefert sind. Diese monotone Kalk-Mergel-Wechsellagerung lässt sich bei Koord. 2744.905/ 1221.620 gut beobachten. Bei Koord. 2742.710/1222.885 ist der diskordante Kontakt zur hangenden Betlis-Formation aufgeschlossen (Fig. 8).

Westlich der Alp Büchel (Koord. 2745.560/1220.475) finden sich dm-mächtige Kalkbänke mit tonig-schiefrigen Zwischenlagen (Typ Palfris-Formation). Diese dunklen biotritischen, z.T. echinodermenspätigen oder oolithischen grobsparitischen Kalkbänke unterscheiden sich deutlich von der monotonen Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Die Lithofazies entspricht eher den tieferen Anteilen des mittleren Faziesbereichs des Vitznau-Mergels (s. u.), weshalb das Vorkommen als tektonische Linse im Liegenden der Säntis-Decke interpretiert wird.

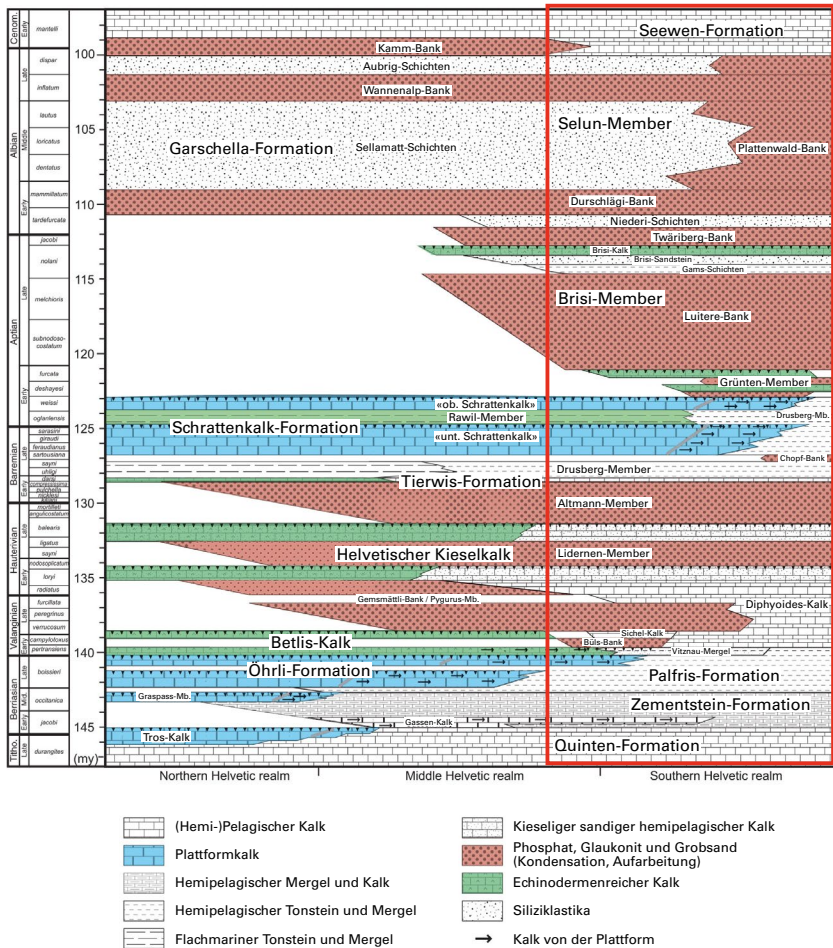


Fig. 7: Chronostratigraphisches Diagramm des Helvetikums (FÖLLMI et al. 2007). Der rote Rahmen umgrenzt etwa die im Gebiet von Atlasblatt Buchs vertretenen Fazies. Man beachte die lineare Zeitskala, wonach die vertikale Ausdehnung der dargestellten Einheiten nichts mit der tatsächlichen Mächtigkeit (vgl. Fig. 2) zu tun hat.



Fig. 8: Winkeldiskordanz zwischen Vitznau-Mergel im Liegenden und Diphyoides-Kalk im Hangenden bei Bülssegg (Koord. 2742.710/1222.885). Der Diphyoides-Kalk ist hier am Westrand des Kartengebiets dickbankig-massig ausgebildet.

Für das Valanginien ist der Plattform-Becken-Übergang in der Fazies des Vitznau-Mergels von Nordwesten nach Südosten überliefert. Nach BURGER (1985) ist der Vitznau-Mergel im Norden oft rudimentär entwickelt und zeigt nur im mittleren Teil des Schelfs eine vollständige Abfolge mit fossilreichen Kalkbänken (oft Austernbänke) im Liegenden. Ihm folgt eine sandige, teilweise turbiditische Abfolge sowie eine abschliessende monotone Kalk-Mergel-Wechselagerung, die sich im distalen südlichen Bereich über die gesamte Formation erstreckt. Neben transgressivem Übergreifen der monotonen Kalk-Mergel-Wechselagerung des südlichen Faziesbereichs auf höhere Anteile des mittleren Bereichs wird insbesondere der Übergang zwischen dem mittleren und nördlichen Faziesbereich von synsedimentärer Tektonik begleitet (BURGER & STRASSER 1981, BURGER 1985). Auch im hier repräsentierten südlichen Faziesbereich deuten Winkeldiskordanzen zwischen Vitznau-Mergel und hangendem Diphyoides-Kalk auf tektonische Verstellung, die noch vor dem späten Valanginien stattgefunden haben (Fig. 8, STRASSER

1982). Im Rahmen einer Neubearbeitung dieser Formation konnte MORALES (2013) zeigen, dass der untere Teil des Vitznau-Mergels noch ein spätes Berriasien-Alter aufweist.

c_{2D} Diphyoides-Kalk

Im Kartengebiet tritt Betlis-Kalk vom westlichen Kartengebietsrand bis in den Liegendschenkel der Sichelchamm-Synklinale oberhalb von Vergoda auf. Da er sowohl seitlich als auch nach oben in Diphyoides-Kalk (frühes Valanginien – frühes Hauterivien) übergeht, wurde er im Gebiet von Atlasblatt Buchs nicht separat kartiert, sondern als Diphyoides-Kalk ausgeschrieben. Diphyoides-Kalk und seine Äquivalente treten im Südwestteil des Kartengebiets als durchgängiges Band am Fuss der südseitigen Felswände der Churfürsten-Alvier-Kette auf. Als harte Kalkformation über der wenig kompetenten Abfolge von Palfris-Formation und Vitznau-Mergel bilden sie den Sockel, der zur Hauptsache aus Helvetischem Kieselkalk aufgebauten Steilwände. Im unteren Teil der Abfolge ist der Diphyoides-Kalk überwiegend dünn- bis mittelbankig und besteht aus grau bis gelblich anwitterndem, im frischen Bruch hellgrauem mikritischem Kalk. Gegen Westen tritt zunehmend hellgrau anwitternder feinsparitischer dickbankiger bis massiger Kalk auf, der bei Brüschegg (Koord. 2744.590/1222.885) häufig Silexknollen führt. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um Übergänge zur Fazies des Betlis-Kalks und des Sichel-Kalks. Die höheren Anteile des Diphyoides-Kalks sind als dunkelgraubraun anwitternder, grauer dünnplattig-schiefriger feinsparitisch-sandiger Kalk ausgebildet und entsprechen nach BURGER & STRASSER (1981) dem «grauen Mergelschiefer» FICHTERS (1934). Die Grenzziehung zum hangenden Helvetischen Kieselkalk ist aufgrund der grossen lithologischen und morphologischen Ähnlichkeit im Gelände vielfach nicht genau definiert, das heisst es handelt sich meist um einen fliessenden Übergang.

Bei Koord. 2742.710/1222.885 liegt der dickbankig-massige Kalk mit deutlicher Winkeldiskordanz dem liegenden Vitznau-Mergel auf (Fig. 8). Dieser Kontakt ist weiter östlich bei Koord. 2744.820/1221.910 mit geringerer und bei Koord. 2744.905/1221.620 ohne Winkeldiskordanz und jeweils gegen dünn- bis mittelbankigen Diphyoides-Kalk aufgeschlossen. Von Koord. 2744.905/1221.620 gegen Osten ist die Untergrenze in den meisten Aufschlüssen als Überschiebungsbahn unter gebanktem Diphyoides-Kalk ausgebildet.

Die seit dem Berriasien andauernde Plattform-Becken-Gliederung bleibt auch während des frühen Valanginiens bis frühen Hauteriviens (WYSSLING 1986, FÖLLMI et al. 1994) bestehen, jedoch wird die Sedimentation auf dem helvetischen Schelf insgesamt karbonatischer. Aus dem nördlichen und mittleren Faziesbereich des Vitznau-Mergels entwickelt sich nun eine gemeinsame flache Schelfplattform (Betlis-Kalk), während im südlichen Faziesraum mit dem Diphyoides-Kalk weiterhin hemipelagische Sedimentation vorherrscht. Dieser Faziesübergang vollzieht sich entlang der Südabstürze der Churfürsten und ist im Ostteil des Gebiets von At-

lasblatt Walensee (HERB & FRANKS-DOLLFUS 2003) als Sichel-Kalk anstelle des Betlis-Kalks kartiert (ISCHI 1978, BURGER & STRASSER 1981). Die Faziesgrenze ist nach STRASSER (1982) ein von synsedimentärer Bruchtektonik gekennzeichnete Bereich, der im Kartengebiet durch eine Winkeldiskordanz zum liegenden Vitznau-Mergel nachgewiesen ist (Fig. 8).

c₃ Helvetischer Kieselkalk

Der Helvetische Kieselkalk besteht im Kartengebiet aus einer relativ homogenen Abfolge von gebanktem hartem kieseligem, teils auch mergeligem Kalk. Der Hauptanteil des Quarzes ist authigen und stammt von Schwammnadeln (FUNK 1971); detritischer Quarz ist untergeordnet meist ebenfalls vorhanden. Die Verwitterungsfarbe ist dunkel bräunlich-grau bis gelblich, der frische Bruch dunkelgrau und meist spätig. Silexknollen und -lagen treten in verschiedenen Niveaus auf (FUNK 1971). Mit Ausnahme von lokal gehäuft auftretenden Belemniten und Echinodermentrümmern ist der Helvetische Kieselkalk arm an Makrofossilien; Mikrofossilien wie Schwammnadeln, benthische Foraminiferen, Echinodermen- und Bryozoenbruchstücke hingegen sind reichlich vorhanden (FUNK 1971, WYSSLING 1986). In einem relativ ungestörten Profil südlich des Sichelchamms lässt sich die gesamte Abfolge des Helvetischen Kieselkalks im Detail studieren (Fig. 9). Die Mächtigkeit des Helvetischen Kieselkalks im Kartengebiet schwankt je nach Autor von 200–530 m (THIERSTEIN 1969) über 400–550 m (BRIEGEL 1972) bis über 600 m (HEIM 1916). FUNK (1971) stellt eine starke Mächtigkeitszunahme gegen Südosten fest, von ca. 250 m im Bereich des Sichelchamms bis ca. 600 m am Alvier. Die grossen Mächtigkeiten zwischen Sichelchamm und Gauschla sind aber lokal auch tektonisch durch antithetische Staffelbrüche (BRIEGEL 1972) beziehungsweise zwischen Sichelchamm und Fulfirst durch den Falten- und Schuppenbau bedingt.

Der Helvetische Kieselkalk baut zwischen Sichelchamm und Gauschla die höchsten Gipfel im Kartengebiet auf. Nördlich anschliessend bildet er zwischen Wissi Frauen und Schlösslichopf sowie auf Isisitz/Alt Alp den Kern einer Antiklinale; Dipslopes finden sich an den Nordhängen des Alvier.

Tierwis-Formation

Der Zeitraum zwischen spätem Hauterivien bis frühem Aptien wird auf dem helvetischen Schelf der Ostschweiz durch die zeitlich aufeinander folgenden, sich aber auch lateral ablösenden Gesteine der Tierwis-Formation und der nachfolgenden Schrattenkalk-Formation vertreten (WYSSLING 1986, BODIN et al. 2006a). Während des Hauteriviens ist im Helvetischen Kieselkalk tendenziell eine kontinuierliche Zunahme der Mächtigkeit und einer stärker distalen Fazies gegen Süden erkennbar. Über dem Kieselkalk entwickelt sich ab dem späten Hauterivien

und dann im Barrémien zuerst eine Beckenfazies (Tierwis-Formation, nur im südlichen Sedimentationsraum) und dann eine praktisch den gesamten helvetischen Faziesraum erfassende Plattformfazies (Schrattenkalk-Formation). Die Tierwis-Formation wird in das Altmann-Member und das Drusberg-Member unterteilt (FÖLLMI et al. 2007), die beide auch im Kartengebiet ausgeschieden wurden.

c_{4A} *Altmann-Member*

Das Altmann-Member (spätes Hauterivien – frühes Barrémien; BODIN et al. 2006a) tritt meist als braungraue bis gelblich-braune, teilweise hellgrau anwitternde dünnbankig-plattige Abfolge von glaukonit- und phosphathaltigem Kalk und Mergelkalk auf (WYSSLING 1986). Das lokal häufige Auftreten von Belemniten und Ammoniten auf den Schichtflächen ist in weiten Bereichen des Kartengebiets charakteristisch und kann zusammen mit dem Auftreten von im Bruch sichtbaren Glaukonitkörnern zur Erkennung des Altmann-Members im Feld herangezogen werden. Die Abgrenzung gegen das hangende Drusberg-Member wird aufgrund des letzten Auftretens von Glaukonit definiert. Die Mächtigkeit des Altmann-Members beträgt wenige Meter (vgl. BRIEGEL 1972: 6–10 m, THIERSTEIN 1969: 5–8 m).

Im Kartengebiet sind die Vorkommen des Altmann-Members an den Helvetischen Kieselkalk gebunden, als dessen Hangendes sie nur dort fehlen, wo der Helvetische Kieselkalk dem weniger kompetenten Drusberg-Member aufgeschoben ist. Zusammenhängende Vorkommen sind vor allem in den Scheitelbereichen der Antiklinalen am Höchst und am Schlösslichopf sowie auf den rückwärtigen Faltenschenkeln auf der Alp Büelen und bei Isisitz/Alt Alp zu finden. Die Dipslopes nordöstlich von Fulfirst, Alvier und Gauschla, insbesondere bei Malschüel, führen teilweise zu flächenmässig grossen Ausbissarealen des Altmann-Members. Im Liegenden des stärker zurückwitternden Drusberg-Members erscheint das Altmann-Member als morphologischer Härtling und bildet aus der Distanz die durch auffällige Schichtplatten gekennzeichnete Bedeckung des Helvetischen Kieselkalks.

Das Altmann-Member ist über fast das gesamte einstige Schelfgebiet verbreitet. Es zeigt lithologische und fazielle Unterschiede, denen jedoch eine kondensierte Sedimentation und geringe Sedimentationsraten gemeinsam sind (HEIM 1916, FUNK 1969, 1971, BODIN et al. 2006a).

c_{4D} *Drusberg-Member*

Das Drusberg-Member (Barrémien – frühes Aptien) besteht aus einer Abfolge von tonigem Mergel bis mergeligem Kalk. Der feinkörnige mergelige Kalk ist dunkelgrau, teils gelblich anwitternd, dünn- bis mittelbankig und hat oft knollig-wellige Schichtflächen. Die dunklen, z.T. schwärzlichen Mergelzwischenlagen

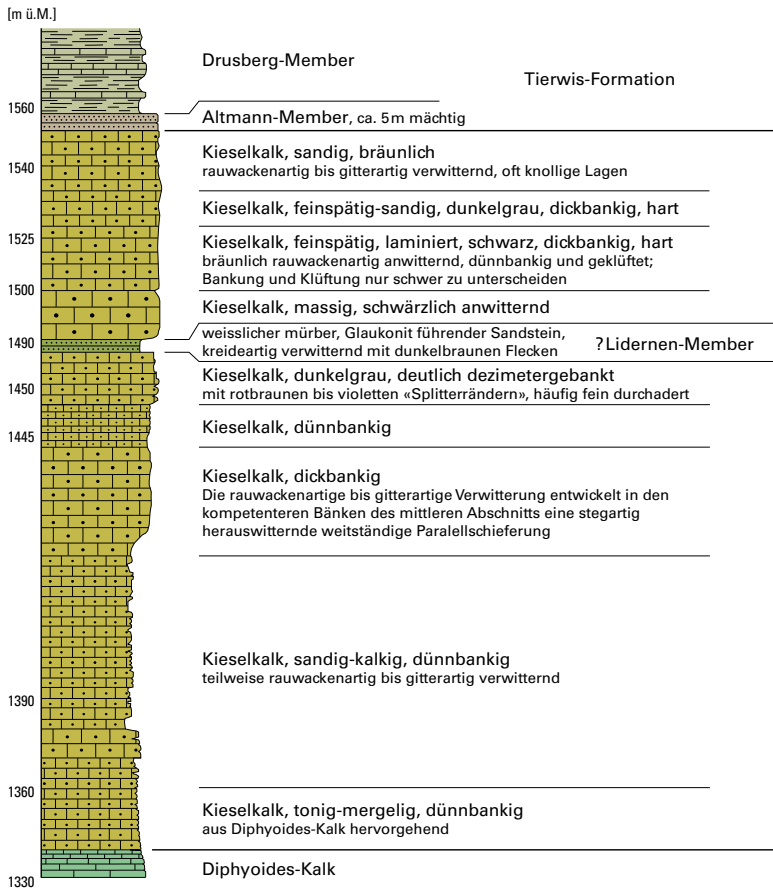


Fig. 9: Profil des Helvetischen Kieselkalks zwischen Verachta und Chammboden (Koord. 2745.000/1221.250 [Basis] bis 2745.200/1221.500 [Top]). Nach Feldskizzen T. Ibele, 2013.

witern stark zurück; in Steilhängen und bei steil stehender Schichtlagerung stehen die mergeligen Kalkbänke deshalb typischerweise als Platten hervor. Der mergelige Kalk, insbesondere jedoch der Mergel, ist oft stark geschiefert. Tektonisch bedingte Mächtigkeitsunterschiede treten zwischen Faltenschenkeln und Faltenscharnieren sowie im Bereich von Störungszonen auf. Der Fossilgehalt des Drusberg-Members wird als arten- und individuenarm beschrieben (HEIM 1916,

THIERSTEIN 1969, BRIEGEL 1972); es treten Belemniten, Echinodermen und Austern auf sowie selten vereinzelte und meist nicht näher bestimmbar Bruchstücke von Ammoniten. Aufgrund ihrer geringen Verwitterungsresistenz sind die Schichten des Drusberg-Members nur in schwer zugänglichen Steiflanken, z.B. in den Südwänden von Chäserrugg, Tristenholben, Höchst und Sichelchamm oder in den Nordwestwänden von Chapf und Hurst, aufgeschlossen. In flachem Gelände (z.B. bei Isisitz) ist das Drusberg-Member vegetationsbedeckt. Gut zugänglich ist die Abfolge im Hochtal östlich des Höchst und am Grat zwischen Glannachopf und Chli Fulfirst. Die Mächtigkeit im Kartengebiet gibt HEIM (1916) im Westen am Sichelchamm mit 160 m, östlich des Alviers mit 370 m an. THIERSTEIN (1969) kommt im nordwestlichen Kartengebiet auf 120–150 m, während BRIEGEL (1972) im zentralen Kartengebiet 200–240 m beschreibt.

Der Mergel und die Kalk-Mergel-Wechselagerung des Drusberg-Members repräsentieren den ruhigen und von terrigenem Einfluss geprägten Sedimentationsraum, der während des Barrémiens auf dem gesamten helvetischen Schelf herrscht und der auf dem äusseren Schelf bis ins frühe Aptien andauert (BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007). Die deutliche Mächtigkeitszunahme gegen Südosten beschreibt HEIM (1916) als «Vermergelung» des unteren Schrattenkalks; sie spiegelt das beckenwärts spätere Einsetzen der Plattformsedimentation der hangenden Schrattenkalk-Formation (BRIEGEL 1972, Fig. 10) wider. Im Gebiet Alvier-Hurst hat BRIEGEL (1972) innerhalb des höheren Drusberg-Members die *Chopf-Bank* («Chopf-Schichten») und den hangenden «Hurst-Mergel» ausgeschieden. Im südöstlichen Faziesraum trennt die Chopf-Bank (mittleres Spätbarrémien; BODIN et al. 2006b) einen tieferen von einem höheren, dem «vermergelten» unteren Schrattenkalk entsprechenden Abschnitt des Drusberg-Members. Damit stellt der «Hurst-Mergel» BRIEGELS (1972) das zeitliche Äquivalent des unteren Schrattenkalks im distalen Drusberg-Member dar (BRIEGEL 1972, BODIN et al. 2006b, FÖLLMI et al. 2007).

c₄₋₅ Schrattenkalk-Formation

Der hellgrau anwitternde dickbankige Kalk der Schrattenkalk-Formation (spätes Barrémien – frühes Aptien) ist im frischen Bruch dunkelgrau und oft spätig, teilweise auch bioklastisch. Der obere Abschnitt ist reich an Makrofossilien und schliesst nach oben mit einem Hartgrund ab. Die Schrattenkalk-Formation lässt sich durch das überregional auftretende Rawil-Member (c_{5R}), ein massenhaft Foraminiferen führender dünnbankig-mergeliger Kalk («Orbitolinenschichten», HEIM 1916), in einen «unteren» (c₄) und einen «oberen Schrattenkalk» (c₅) gliedern (FÖLLMI et al. 2007). Allerdings kann das Rawil-Member nicht überall im Kartengebiet durchgehend verfolgt und ausgeschieden werden; es ist dann Teil der ungegliederten Schrattenkalk-Formation (c₄₋₅).

Die Grenze zum liegenden Drusberg-Member ist stark heterochron und durch fazielle Verzahnung gekennzeichnet (Fig. 10, 11). Im Feld orientierte sich die

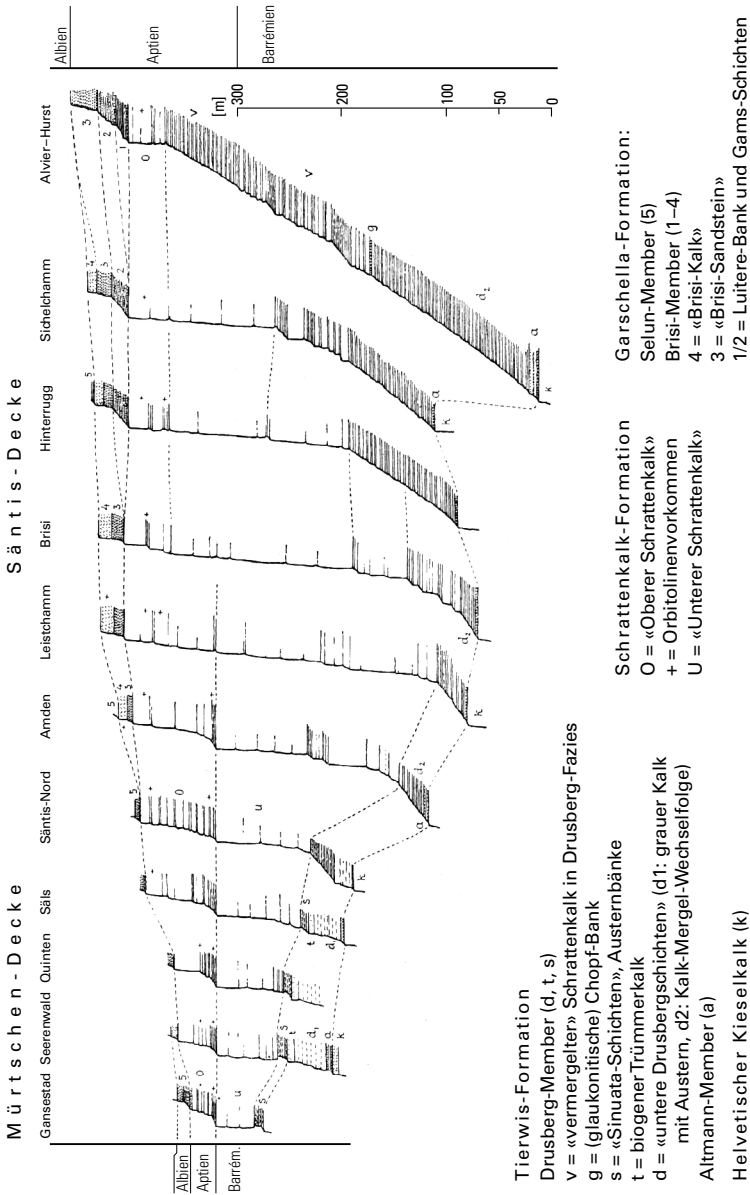


Fig. 10: Entwicklung der Fazies von Schrätkalk-Formation und Drusberg-Member in der Mürtchen- und Sântis-Decke (aus HEIM 1916).

Grenzziehung daher am Einsetzen des für die Schrattenkalk-Formation typischen grobgebankten Kalks (meist 1–2 m mächtig). Aufgrund seiner ausgeprägten Verwitterungsresistenz tritt Schrattenkalk häufig landschaftsprägend auf und bildet östlich und südlich des Gamser Ruggs weitläufige, wenig geneigte, stark verkarstete Hochflächen. Als Wandbildner tritt er am Förenchopf, in der NW-Flanke des Sichelchamms, am Chapf, am Margelchopf und am Glannachopf in Erscheinung. Mit einer deutlichen Mächtigkeitsabnahme verliert sich der landschaftsprägende Charakter gegen Osten und Süden zunehmend. Nach HEIM (1916) nimmt die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation von fast 200 m am Hinterrugg (Ostrand des Gebiets von Atlasblatt Walensee) über rund 150 m am Sichelchamm bis auf wenige Dekameter im Alviergebiet und östlich davon ab (Fig. 11). Dabei werden der untere Schrattenkalk und das Rawil-Member sukzessive durch Mergel des Drusberg-Members ersetzt («Hurst-Mergel», BRIEGEL 1972).

Im Kartengebiet treten mehrere lateral verfolgbare Mergelbänder innerhalb des Schrattenkalks auf. Die untersten und obersten Anteile dieser Mergelbänder bilden deutliche, stark mergelige oder sandige Kalkbänke und lassen sich gegen Nordwesten in den Schrattenkalk hinein verfolgen. So zeigt sich am Glannachopf, am Margelchopf, in der Chapf-Westwand und auf der NW-Seite des Sichelchamms eine durch diese zwei Bänder definierte Dreiteilung der Schrattenkalk-Formation (Fig. 11). Während das obere Band in der Scharte südlich des Förenchopfs noch kartierbar und im Nordwesten bei Plisa noch als dünnbankige Kalkfolge erkennbar ist, keilt das untere Band gegen Westen aus und ist in der Südwand des Tristenholben nicht mehr eindeutig zu erkennen. Das überregional vorkommende obere Band wird als Rawil-Member (c_{SR}) bezeichnet und konnte im mittleren Kartengebiet ausgeschieden werden.

In der Schrattenkalk-Formation werden die Sedimente der Karbonatplattform zusammengefasst, die sich im späten Barrémien am nördlichen Rand des helvetischen Schelfs etablierte und bis ins frühe Aptien stetig südwärts progradierte (BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007). Die Untergrenze der Formation ist daher ausgeprägt heterochron (HEIM 1916, BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007), und die fazielle Verzahnung mit dem Drusberg-Member ist sowohl vertikal als auch lateral gegeben.

c₆₋₈ Garschella-Formation

Mit der Garschella-Formation ersetzen FÖLLMI & OUWEHAND (1987) den früheren Begriff «Helvetischer Gault». FÖLLMI & OUWEHAND (1987) legten am Südrand des Garschella-Plateaus (Koord. 2743.100/1223.775) die Typlokalität fest und unterteilten die Garschella-Formation anhand detaillierter Profile in ein älteres Brisi-Member und ein jüngeres Selun-Member.

Die Garschella-Formation (Aptien – frühes Cénomanien) besteht aus einem vielfältigen Wechsel von dunkel anwitterndem Glaukonitsandstein, tonigem Sandstein und sandigem Kalk. Die Untergrenze der Formation ist in der Regel scharf; Phosphoritlagen, Phosphoritkrusten oder Glaukonitsandstein lagern dem Kalk der

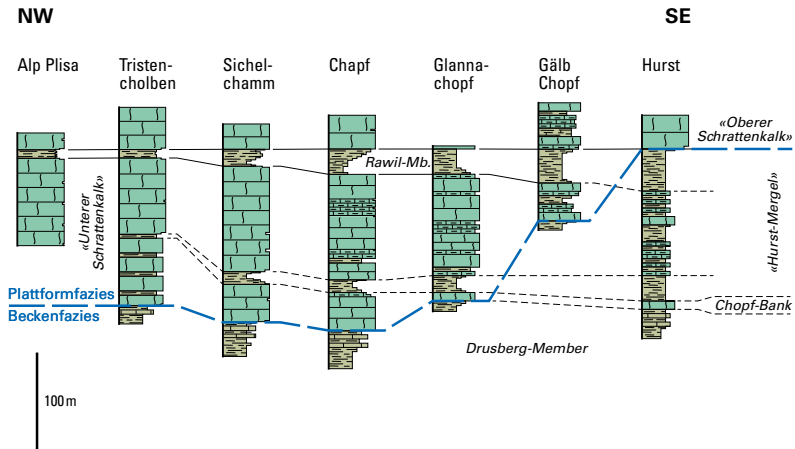


Fig. 11: Schematische Darstellung der Faziesbeziehung von Schratzenkalk-Formation und Tierwis-Formation (Drusberg-Member) im Gebiet von Atlasblatt Buchs. Nach HEIM (1916), BRIEGEL (1972) und FÖLLMI et al. (2007) sowie eigenen Aufnahmen.

Schrattenkalk-Formation über einer Schichtlücke auf, die lokal unterschiedlich lang innerhalb des Aptiens–Albiens andauerte (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Der deutliche lithologische Kontrast, oft mit aufgeschlossenem Hartgrund am Top des hellen Schratzenkalks, sowie ein auffälliger Vegetationswechsel erleichtern die Grenzziehung im Feld. Die Obergrenze ist im Kartengebiet meist ein Übergang von knolliger Wechsellagerung von Kalk und Glaukonitsandstein der Aubrig-Schichten zum mikritischen Kalk der Seewen-Formation. FÖLLMI & OUWEHAND (1987) ziehen diese Grenze dort, wo sich der Glaukonitsandstein in Schlieren auflöst. Im Nordwesten des Kartengebiets, bei Garschella–Gamserrugg–Chäserrugg, ist die Obergrenze der Formation durch die markante Kamm-Bank gut definiert. Dagegen ist die Grenzziehung zwischen dem Brisi-Member und dem Selun-Member mit grösseren Unsicherheiten behaftet. Bei fehlenden Aufschlüssen oder sehr sandiger Ausbildung des Brisi-Kalks können die Nieder-Schichten (Selun-Member) lithologisch nur schwer von den Gams-Schichten und dem Brisi-Sandstein (Brisi-Member) unterschieden werden. In nicht zugänglichen Steiflanken, bei schlechten Aufschlussverhältnissen oder bei tektonischer Überprägung können die beiden Member ebenfalls nicht unterschieden werden. In solchen Fällen ist in der Karte Garschella-Formation ungegliedert eingetragen.

Die Garschella-Formation tritt im gesamten Kartengebiet zwischen den Kalen der Schratzenkalk-Formation und der Seewen-Formation auf (Fig. 12). Im tektonisch wenig gestörten nordöstlichen Kartengebiet liegt Garschella-Formation

häufig in Form isolierter Erosionsreste auf den grossflächigen Schrattekalkplateaus. Im stärker gefalteten zentralen Kartengebiet ist die Garschella-Formation vor allem entlang der Synklinalschenkel aufgeschlossen. Grossflächige Vorkommen finden sich auch auf Gampernei, östlich des Margelchopfs, auf dem Buchserberg und dem Seveler Berg bis nach Buchs. Die Mächtigkeit der Garschella-Formation beträgt an der Typlokalität 82,9 m, wovon 40,3 m auf das Brisi-Member und 42,6 m auf das Selun-Member entfallen (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die Mächtigkeit nimmt gegen Nordwesten auf unter 70 m ab, im südöstlichen Kartengebiet werden rund 100 m erreicht.

c_{6B} *Brisi-Member*

Im Feld zeigt sich das Brisi-Member als teilweise toniger Glaukonitsandstein und sandiger Kalk. Im Detail lässt es sich in die lithologisch ineinander übergehenden Glieder der *Gams-Schichten*, des *Brisi-Sandsteins* und des *Brisi-Kalks* aufteilen (Fig. 12); die Basis bildet die nicht immer vorhandene und nur selten aufgeschlossene *Luitere-Bank*, ein bis 0,3 m mächtiger Kondensationshorizont (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die von West nach Südost von rund 20 m auf bis zu 50 m Mächtigkeit anwachsenden Gams-Schichten bestehen aus dunkelgrauem, eher dünnbankigem zurückwitterndem tonigem Glaukonitsandstein. Darauf folgt ein dunkler, im splittrigen Bruch braun oder grünlich schimmernder, heller anwitternder, dickbankiger, harter, sandiger, feinspätiger Kalk- und Glaukonitsandstein, der Brisi-Sandstein. Auffällig sind z.T. auch hell anwitternde Bänke mit quarzitischem Brisi-Sandstein. Der nach oben abschliessende sandige, grob-spätige, biodebitrische Brisi-Kalk sticht im Gelände durch Verwitterungsresistenz, Dickbankigkeit und sedimentäre Schrägschichtung hervor. Im östlichen Teil des Kartengebiets fehlt der Brisi-Kalk.

c_{6-8S} *Selun-Member*

Im Selun-Member sind die zunehmend kalkigen, verbreitet von Kondensationshorizonten unterbrochenen höheren Abschnitte der Garschella-Formation zusammengefasst (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Analog zum Brisi-Member setzt auch das Selun-Member über dem Brisi-Kalk mit einem phosphoritreichen Kondensationshorizont ein, der *Twäriberg-Bank*; im südöstlichsten Kartengebiet ist diese allerdings nicht ausgebildet. Dagegen kann der gering mächtige Glaukonitsandstein der *Klaus-Bank* auftreten (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Darüber finden sich im Feld überwiegend Wechsellagerungen feinkörnigen Sandsteins und Kalks, im unteren Teil auch karbonatarmer bis -freier Sandstein. Neben diesen geringmächtigen und selten aufgeschlossenen Kondensationshorizonten treten als mächtigere Schichtglieder von unten nach oben die *Nederi*-, *Sellamatt*- und *Aubrig-Schichten* auf. Als weitere Kondensationshorizonte sind die *Wannenalp*-

Bank zwischen Sellamatt- und Aubrig-Schichten im Nordwesten und die *Plattenwald-Bank* zwischen Niederi- und Aubrig-Schichten im Südosten zu nennen. Das im Kartengebiet lokal wechselnde Auftreten der verschiedenen Schichten und Bänke wurde von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) beschrieben (Fig. 12).

Die Niederi-Schichten sind als hell- bis dunkelgrauer, manchmal toniger Glaukonitsandstein ausgebildet, der oft morphologisch deutlich als einige Meter mächtige Bank herauswittert. Sie treten vor allem im östlichen und südöstlichen Kartengebiet auf und keilen gegen den nordwestlichen Kartengebietsrand aus. Das im Gegensatz zu den Gams-Schichten harte Gestein ist im frischen Bruch meist schwärzlich, im Gegensatz zum Brisi-Sandstein feinkörnig homogen ausgebildet. Die Sellamatt-Schichten zeigen eine Wechsellagerung von hellbraun anwitterndem, frisch dunkelgrauem feinem Sandstein bis sandigem Mergelkalk mit wenigen bis einige Dezimeter mächtigen, grau anwitternden, dunkelgrauen schwach sandigen Kalkbänken. Sie sind nur im nordwestlichen Kartengebiet verbreitet und keilen gegen Südosten rasch aus.

c_{8A} *Aubrig-Schichten*

Die auffälligen Aubrig-Schichten zeigen in Lagen zusammenhängende Kalksteinknollen in einer Matrix aus feinkörnigem Glaukonitsandstein. Sie können in Einzelaufschlüssen dennoch mit den Sellamatt-Schichten oder den höheren Partien des Brisi-Members verwechselt werden, die beide stellenweise knollenartige Kalkeinschaltungen aufweisen. Die Basis der Aubrig-Schichten wird im Südosten am Sevelerberg durch die *Plattenwald-Bank* gebildet. Diese stellt einen Kondensationshorizont mit Fossilien und Phosphoritknollen dar und bildet im Feld häufig eine gut erkennbare Abgrenzung zu den hier im Liegenden auftretenden Niederi-Schichten. Im Nordwesten, bei Garschella–Gamserrugg–Chäserrugg, ist die markante, Phosphoritknollen, Fossilien und Stromatolithen führende *Kamm-Bank* als höchstes Glied des Selun-Members ausgebildet (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die Aubrig-Schichten sind nur südöstlich des Tobelbachs (zwischen Hurst und Buchs) auf der Karte ausgeschieden.

Näheres zu den zahlreichen Einzelprofilen der Typlokalität findet sich bei FÖLLMI & OUWEHAND (1987) und OUWEHAND (1987). Daneben sei auf folgende Aufschlüsse verwiesen:

- Bei der Alp Malbun Obersäss (Koord. 2750.265/1223.495) kann die Basis des Selun-Members als Brekzie mit Komponenten des Brisi-Kalks beobachtet werden. Ein ähnlicher Aufschluss der Basis des Selun-Members befindet sich bei Koord. 2753.895/1225.570 an der innerörtlichen Strasse Fallengässli in Buchs.
- Ebenfalls auf der Alp Malbun Obersäss ist bei Koord. 2749.725/1223.395 ein grobkörniger Glaukonitsandstein mit schillartigen Ansammlungen von Fossilbruchstücken aufgeschlossen, der teilweise gelblich und rauwackenartig-löchrig verwittert und in vereinzelt Schlieren feinkörniges Material der Niederi-Schichten führt. Das Gestein muss als das von HEIM (1913) und FÖLLMI & OUWEHAND (1987) als Durschlägi-Bank beschriebene Glied des Selun-Members interpretiert werden.

- Die Sellamatt-Schichten in typischer Ausbildung sind gut zugänglich ca. 300 m N der Bergstation des Gamsalp-Sessellifts bei Koord. 2744.170/1226.695 aufgeschlossen. Sie bilden hier die Basis des Selun-Members und sitzen als Erosionsrest im kleinen Hügel des Gamsberglis dem in der näheren Umgebung ebenfalls schön ausgebildeten Brisi-Kalk auf.

Im frühen Aptien endete die Plattformsedimentation im Bereich der Säntis-Decke mit einem Hiatus am Top der Schrattenkalk-Formation. Die von SE nach NW darüber transgredierenden Sedimente der Garschella-Formation repräsentieren mit ihren niedrigen Sedimentationsraten und dem Wechsel zwischen hohem terrigenem Eintrag und wiederkehrender Omission eine lange Zeit wechselhafter Sedimentationsbedingungen, die an der Wende Aptien/Cénomaniens sukzessive in pelagische Karbonatsedimentation der späteren Kreide überleiten (FÖLLMI & OUWEHAND 1987, FÖLLMI et al. 2007). Im Brisi-Member sind die stark detritisch beeinflussten Sedimente des unteren Abschnitts der Garschella-Formation zusammengefasst (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Das Member repräsentiert insgesamt eine Shallowing-upward-Sequenz (FÖLLMI et al. 2007). Dagegen ist das Selun-Member durch Abnahme des terrigenen Eintrags und das Überleiten in pelagische Karbonatsedimentation gekennzeichnet (FÖLLMI et al. 2007). Mit dem Ende der Ablagerung der Garschella-Formation wird ein Wechsel von der durch die Plattform-Becken-Gliederung des helvetischen Ablagerungsraums bestimmten kleinräumig differenzierten Sedimentation zu einheitlichen hemipelagischen Bedingungen vollzogen (HEIM 1910, FESSLER et al. 1992, FRIEBE 2007b). Die hemipelagische Sedimentation der Seewen-Formation setzt heterochron ein (FÖLLMI et al. 2007, WIESE 2010, WOHLWEND et al. 2015) und beginnt im südöstlichen Faziesraum bereits im späten Albien, im nordwestlichen jedoch erst im Cénomaniens.

c₉₋₁₁ Seewen-Formation

Die Seewen-Formation (Cénomaniens – Santonien) besteht hauptsächlich aus einem von terrigenem Eintrag und Makrofossilien weitestgehend freien, von Foraminiferenschlamm dominiertem mikritischem Kalk (HEIM 1910, FESSLER et al. 1992, FRIEBE 2007b). Die Seewen-Formation ist nicht synonym mit dem vielfach als «Seewer Kalk» bezeichneten Member, sondern beinhaltet im oberen Abschnitt zusätzlich das Choltal-Member, eine Kalk-Mergel-Wechselagerung, die durch episodischen terrigenen Eintrag geprägt ist (HEIM 1910, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Während der Kalk eine durchgängige Verbreitung hat, fehlt das Choltal-Member häufig, was von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) auf spätkretazische (prä-Amden-Mergel) Erosion oder vage auf «die tektonische Situation» zurückgeführt wird. HEIM (1910) schätzt für den mikritischen Kalk eine Wassertiefe von ca. 1000 m, während OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) aufgrund des Verhältnisses der Anzahl planktonischer zu benthonischen Foraminiferen im Choltal-Member auf eine Wassertiefe von >500 m schliesst.

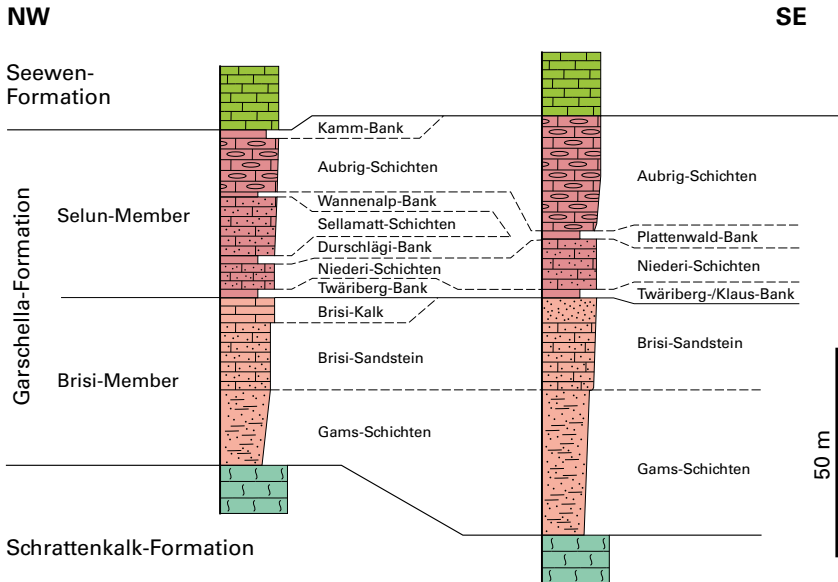


Fig. 12: Schematische lithostratigraphische Profile der Garschella-Formation im Gebiet des Atlasblatts Buchs. Die gesamte Abfolge ist im Nordwesten ca. 80 m, im Südosten ca. 100 m mächtig. Anstelle des Brisi-Kalks tritt im Südosten ein schräggeschichteter Sandstein mit vereinzelt Kalkknauern auf, der aus dem Brisi-Sandstein hervorgeht. Die Plattenwald-Bank vertritt die Durschlägi-Bank, Sellamatt-Schichten und Wannenalp-Bank im Südosten. In der Twäriberg-Bank finden sich teilweise Komponenten des Brisi-Kalks und gegen Südosten Übergänge zur Klaus-Bank.

In detaillierten Profilaufnahmen am Chäserrugg konnten Sedimentationsunterbrüche in Form von Lösungserscheinungen, die mit Glaukonitsandstein verfüllt sind, nachgewiesen werden (WOHLWEND et al. 2015). Sie werden mit dem im Vorarlberger Raum verbreiteten Götzis-Member («Seewergrünsand») korreliert (FÖLLMI 1981, WOHLWEND et al. 2015).

Mikritischer Kalk («Seewer Kalk»)

Der hellgraue mikritische Kalk ist dünnbankig mit welligen Schichtfugen. Die Abfolge kann auch stark knollig ausgebildet sein, und in Lagen von wenigen Metern Mächtigkeit kann eine deutliche Rotfärbung auftreten. Im frischen, oft muscheli- gen Bruch ist der Kalk von hellgrauer bis beiger Farbe, häufig mit mm-grossen planktonischen Foraminiferen. Jüngst wurden zahlreiche Wirbelkörper und Zähne

verschiedener Haie in mehreren Platten im gebankten Kalk zwischen Tristencholben und Bergstation Chäserrugg gefunden (BÜRGIN et al. 2015). Im Kartengebiet tritt der mikritische Kalk in flacher, relativ ungestörter Lagerung und flächenmässig grösserer Verbreitung im Nordwesten auf den Hochflächen zwischen Tristencholben und Chäserrugg, auf dem Gamserrugg und, in mittlerer Höhenlage, im Bereich Gamperfin-Ölberg auf. In den stärker gefalteten Regionen des Kartengebiets bildet er kleinere, wenig zusammenhängende Vorkommen entlang der Synklinalen. Im weniger deformierten südöstlichen Teil beschränken sich die Vorkommen hauptsächlich auf die grabenartig eingesunkenen Schollen im Bereich des Tobelbachs und der Umgebung des Hügels von Ansa-Geissberg.

Die Untergrenze stellt einen fließenden Übergang dar, der sich morphologisch mit seiner kontinuierlichen Zunahme der Verwitterungsresistenz kaum bemerkbar macht. Gegen Westen (Tristencholben) findet sich im Zusammenhang mit der im Dach der Garschella-Formation auftretenden Kamm-Bank teilweise eine messerscharfe Fuge (HEIM 1910, FÖLLMI & OUWEHAND 1987), die aber nur bei guten Aufschlüssen zu erkennen ist und weiter im Osten fehlt.

Zwischen den liegenden Aubrig-Schichten mit ihren Kalkknollen in schlieriger Glaukonitsandmatrix und dem hangenden Kalk der Seewen-Formation besteht ein Übergangsbereich mit schlierigen, aber nur noch unterbrochenen Fetzen von Glaukonitsandstein in mikrosparitischem bis mikritischem Kalk, der demjenigen der Seewen-Formation weitgehend entspricht. Aus diesem Übergangsbereich entwickelt sich im westlichen Kartengebiet durch die Aufnahme von Makrofossilien, Phosphoritknollen und Glaukonit die von HEIM (1910) als Turrilitenschichten bezeichnete und von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) neu definierte und zur Garschella-Formation gestellte, bis 2 m mächtige Kamm-Bank. Wo die Kamm-Bank fehlt, wurde die Grenze nach FÖLLMI & OUWEHAND (1987) dort gezogen, wo sich der Verband des Glaukonitsandsteins in Schlieren auflöst.

Die Grenze des «Seewer Kalks» zum hangenden Choltal-Member wird mit dem Einsetzen zurückwitternder Mergellagen gezogen und ist bei guter Aufschlusslage eindeutig, bei starker Überdeckung durch Vegetation jedoch schwierig festzulegen. Meist grenzt der Kalk der Seewen-Formation gegen das Hangende an Amden-Mergel. Da Aufschlüsse häufig fehlen, wurde die Grenze in der Regel mit Hilfe des starken morphologischen Kontrasts zu den weichen Geländeformen des Amden-Mergels gezogen. Ist die Grenze Seewen-Formation/Amden-Mergel aufgeschlossen, zeigt sie häufig eine tektonische Überprägung. Die Seewen-Formation erreicht im Kartengebiet eine Mächtigkeit von 80–110 m.

Choltal-Member

Bei den Gesteinen des Choltal-Members handelt es sich um hellgrauen, manchmal auch gelblich anwitternden Kalkmergel, der mit mikritischem Kalk wechsellagert. Das gesamte Schichtpaket ist deutlich weniger verwitterungsresistent als der liegende Kalk und häufig geschiefert. Im frischen Bruch ist der Kalkmergel

feinkörnig bis glatt und hellgrau bis beige. Die Verbreitung des Choltal-Members ist im Kartengebiet sehr lückenhaft. Grössere Vorkommen beschränken sich auf die Hochfläche der Rosenböden westlich des Tristencholbens und den von Lochgatter (Gamperfin) über Äpli und Freienalp zu den Schwendiseen streichenden Gesteinskomplex.

Bei Koord. 2744.455/1227.465 ist der obere Abschnitt der Seewen-Formation entlang eines ca. 50 m langen Wegprofils aufgeschlossen. Die Untergrenze des Choltal-Members wird an der Basis der ersten Mergellage gezogen, mit der die Mergel-Kalk-Wechsellagerung einsetzt.

c₁₁₋₁₂ Amden-Mergel

Beim Amden-Mergel (Santonien – Campanien) handelt es sich im Kartengebiet um gelblich-beige bis grau anwitternden, im frischen Bruch dunkelgrauen bis schwarzen kalkigen bis tonig-siltigen Mergel. Im unteren Teil ist die Abfolge oft uneben dünnbankig, sonst handelt es sich um ein schiefriges, rasch zerfallendes, wenig erosionsresistentes Gestein. In kleinen frischen Aufschlüssen wie unter Baumwurzeln, in Bachrinnen oder Murgängen tritt Amden-Mergel oft auch als schwarzes, kleinsplittiges und erdiges Lockermaterial in Erscheinung.

Amden-Mergel tritt grossflächig, aber meist schlecht aufgeschlossen zwischen Gams und Wildhaus und von Grabs über Grabser Berg bis Voralp auf. Weitere Vorkommen von Amden-Mergel liegen meist in den Synklinalkernen der stärker gefalteten Bereiche der Säntis-Decke, z.B. auf der Alp Naus sowie gegen das Rheintal zu in den Tobeln des Studener Bachs und des Walchenbachs. In diesen Gebieten ist die Grenze zur liegenden Seewen-Formation in der Regel tektonisch überprägt, wobei das Choltal-Member fehlt und der kompetente Kalk der Faltenschenkel geringfügig über den Amden-Mergel der Synklinalkerne geschoben ist. Innerhalb des Amden-Mergels verläuft die Grenze zwischen der gegen die Wildhauser Mulde absinkenden Säntis-Decke und dem im Kern dieser Mulde erhaltenen darüberliegenden Wildhaus-Melange.

Morphologisch bildet der Amden-Mergel weiche Geländeformen und ist in der Regel schlecht aufgeschlossen. Als Wasserstauer führt er zur Durchnässung des überlagernden Lockermaterials, was in weniger steilen Lagen (z.B. bei Gamperfin – Grabser Berg) häufig zur Moorbildung und in steileren Lagen, vor allem bei grösserer Moränenüberdeckung, zu Bodenbewegungen und Hanginstabilitäten führt.

Der im frühen Santonien mit dem Choltal-Member episodisch einsetzende terrigene Eintrag setzte ab dem späten Santonien nicht mehr aus. Bis ins mittlere Campanien wurde monotoner kalkiger Amden-Mergel sedimentiert (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Der hemipelagische Ablagerungsraum war ähnlich dem der Seewen-Formation, erreichte aber bei etwas geringerer Wassertiefe (einige 100 m) eine etwas höherer Sedimentationsrate. Die von HEIM (1910) eingeführte und von HERB (1962, 1963) für die Gegend von Amden und Wildhaus übernommene Unterteilung der «Amdener Schichten» in «Leibodenmergel» und in «Leist-

mergel» kann von THIERSTEIN (1969) für den Bereich der Säntis-Decke im Gebiet von Atlasblatt Buchs nicht nachvollzogen werden und wird seit OBERHÄNSLI-LAN-GENEGGER (1978) auch nicht mehr verwendet.

c₁₃ Wang-Formation

Bei Sevelen (Hügel von Ansa-Geissberg) geht Amden-Mergel nach oben in eine massige Sandkalkabfolge über, die der basalen Wang-Formation zugeordnet werden kann (BRIEGEL 1972); die Wang-Formation (Maastrichtien) geht demnach stratigraphisch konkordant aus dem Amden-Mergel hervor (STACHER 1980). Es handelt sich um bräunlich bis dunkelgrau anwitternden, im Bruch dunkelgrauen feinkörnigen Kalk mit Quarzitkörnern, der z. T. eine leichte Schieferung aufweist.

Weiter nördlich, auf dem gegen die Wildhauser Mulde einfallenden Teil der Säntis-Decke, fehlt die Wang-Formation. Nach FORRER (1949) transgrediert dort paläogener «Grünsandstein» und Nummulitenkalk direkt auf Amden-Mergel.

Paläogen

Im Gebiet von Atlasblatt Buchs treten paläogenen Gesteine, die eindeutig der Säntis-Decke zuzuordnen sind, einzig am nördlichen Kartengebietsrand bei der Ruine Wildenburg zutage.

e₃ Euthal-Formation

Der am Nordrand des Kartengebiets bei der Ruine Wildenburg aufgeschlossene massige, hellgrau anwitternde Kalk ist sparitisch, biodetritisch und teilweise brekziös ausgebildet. Der vermutlich dem Einsiedeln-Member zuzuordnende Kalk unterscheidet sich vom Nummulitenkalk des Wildhaus-Melanges dadurch, dass er sandfrei und sowohl frisch als auch angewittert deutlich heller ist. Der Kalk liegt hier über Amden-Mergel. FUNK et al. (2000) geben für den Kalk ein früheozänes Alter (Yprésien) an.

ULTRAHELVETIKUM

WILDHAUS-MELANGE

Das Wildhaus-Melange nimmt zwischen Wildhaus und dem Rheintal einen gut 3–4 km breiten Streifen am Nordrand des Kartengebiets ein. Dabei handelt es sich um einen zusammenhängenden, muldenartig in die Säntis-Decke eingefalteten Rest einer tektonisch höheren Einheit. Die in sich stark verschuppten, überwie-

gend tonig-mergeligen spätkretazischen (Amden-Mergel, Wang-Formation) und paläogenen (Stad-Formation, Euthal-Formation) Einheiten des Wildhaus-Melanges werden überwiegend dem südlichsten, ultrahelvetischen Abschnitt des helvetischen Faziesraums zugeordnet (z.B. LEUPOLD 1937, TRÜMPY 1980, OBERHAUSER 1998, 2007a, b, PFIFFNER 2010, PFIFFNER et al. 2010). Daneben tritt nordpenninischer Leimern-Kalk in Erscheinung.

Nach FORRER (1949) wird im Bach östlich der Strasse Voralp–Gamperfin Amden-Mergel transgressiv von paläogenem Grünsandstein mit grossen Echinodermentrümmern überlagert. Auch THIERSTEIN (1969) kartierte hier glaukonitreiche massige harte 1–3 dm mächtige Kalksandsteinbänke und stratigraphisch höher bräunlich verwitternden dunkelbraunen bis schwarzen tonigen glaukonitfreien Sandkalk, dessen Globigerinenfauna paläogenen Alters ist. THIERSTEIN (1969) stellte überdies tektonische Komplikationen fest, für die er die Interpretation einer Schuppenzone mit in den Amden-Mergel eingeschupptem Paläogen favorisiert. Bei den Feldaufnahmen für Atlasblatt Buchs wurden die fraglichen Aufschlüsse undifferenziert als zusammenhangslose Schollen aus Gesteinen der Wang-Formation oder als Nummulitenkalk (Euthal-Formation) angesprochen. Generell fällt eine starke tektonische Beanspruchung der Gesteine und ihre steile Lagerung auf. Die im Bach auftretenden Gesteine werden daher ebenfalls als eine tektonisch verschuppte Zone («Wildflysch») des Wildhaus-Melanges interpretiert.

Das Wildhaus-Melange wird paläogeographisch an den äussersten Südrand des Helvetikums gestellt, wo es als synorogenes Sediment in unmittelbarer Nähe tektonisch aktiver Bereiche abgelagert wurde (TRÜMPY 1980, BAYER 1982, FRIEBE 2007b). Dabei bildete sich das Melange wahrscheinlich bereits sedimentär aus, indem exotische Blöcke und olisthostromartig abgleitende Gesteinspakete aus nahegelegenen Hochzonen in die pelitische Hintergrundsedimentation eingebettet wurden. Bei diesen als Komponenten und Linsen im Wildflysch auftretenden Gesteinen handelt es sich häufig um Leimern-Kalk beziehungsweise -Mergel und um Flyschsandsteine sowie um Gesteine des Liegenden. Es sind also nordpenninische und ultrahelvetische, während der Sedimentation des «Wildflyschs» bereits von der Deformation erfasste Einheiten, die nicht nur die Olisthostrome belieferten, sondern an der Deformationsfront auch tektonisch mit den Peliten des Wildflysch-Stockwerks verschuppt wurden (BAYER 1982). Der so entstandene, mechanisch inkompetente Gesteinsverband wurde während der Deckenüberschiebung intensiv beansprucht und tektonisch oft vollständig zu einem Melange ausgewalzt.

Kreide

c₁₁₋₁₂ Amden-Mergel

Der Amden-Mergel (Santonien–Campanien) ist wie in der Säntis-Decke gelblich-beige bis grau anwitternd, im frischen Bruch dunkelgrau bis schwarz, kalzig, im unteren Teil oft uneben dünnbankig, sonst stets schiefrig tonig-siltig ausge-

bildet. Zusätzlich treten innerhalb des Amden-Mergels immer wieder hellgraue, teils harte kalkige Lagen auf.

Im Kartengebiet tritt Amden-Mergel innerhalb des Wildhaus-Melanges in einem breiten Zug vom Bluetlosenbach über Tobelsäge bis Koratschwendi sowie entlang der Wildhuser Thur südlich von Lisighaus auf. Ausserdem wurden Aufschlüsse des Amden-Mergels am Rand des Wildhaus-Melanges entlang ihrer Basis kartiert; diese Vorkommen können im Feld aber nicht vom Amden-Mergel der Säntis-Decke abgetrennt werden. Der Amden-Mergel ist nur mikropaläontologisch, im Feld einzig im stratigraphischen Verband klar abgrenzbar. In tektonisch komplexen Gebieten wie dem Wildhaus-Melange ist er makroskopisch nur schwer von der paläogenen Stad-Formation (Globigerinenmergel) zu unterscheiden (FELBER & WYSSLING 1979, FRIEBE 2007b).

c₁₃ Wang-Formation

Hell- bis dunkelgrauer sandig-glaukonitischer schiefriger Mergel bildet die Basis der Wang-Formation (Maastrichtien); er unterscheidet sich aufgrund eines höheren Quarzgehalts vom Amden-Mergel (STACHER 1980). Der auf den Mergel folgende, überwiegend gebankt ausgebildete Kalk verwittert hellbraun bis weissgrau und ist im unteren Teil stellenweise massig. Der mit 10–15 cm regelmässig gebankte Kalk tritt mit ca. 5–10 cm mächtigem schwärzlichem Tonstein in welliger Wechsellagerung auf. Frisch ist der harte kieselige Kalk schwärzlich sandig und meist sparitisch, in gebankter Fazies zwischen Tonsteinlagen auch dicht; die frischen Bruchränder schimmern bräunlich. Die Wang-Formation zeigt tendenziell eine lithologische Abfolge von Brekzie – Mergel – sandiger Kalk – Kieselkalk. Innerhalb des Wildhaus-Melanges treten Gesteine der Wang-Formation im Gebiet Koratschwendi–Burstel–Schutzgunten am nördlichen Kartengebietsrand auf.

Die höchsten Anteile der Wang-Formation werden im Kartengebiet durch ein auffälliges Schichtpaar markiert, das nach HERB (1963) bereits der Untergrenze des Paläogens entspricht: Eine liegende, bis 2 m mächtige Bank eines harten massigen, aus grobem Detritus bestehenden Kalks, der im frischen Bruch entlang seiner Bruchkanten auffällig violett und grün schimmert und von HERB (1963) als «glaukonitische Transgressionsbank des Tertiärs» bezeichnet wird (vgl. Euthal-Formation, s. u.). Darüber folgt eine 2 m mächtige, bereits zur Stad-Formation zu zählende, jedoch stark zurückwitternde Lage dunklen bis schwarzen weichen Tonmergels.

Die Kalke der Wang-Formation sind im Wildhaus-Melange tektonisch stark beansprucht. Sie zeigen häufig eine dichte Kalzitädernung, während die wechselgelagerte, stärker tonige Fazies geschiefert sein kann; eine Unterscheidung von den hangenden und liegenden Formationen ist dann oft schwierig. Innerhalb der eher weichen, überwiegend tonig-schiefrigen Gesteine des Wildhaus-Melanges bildet die Wang-Formation im Feld einen morphologischen Härting. Mechanisch führt dieser Härtekontrast häufig zu einer tektonischen Überprägung der Formationsgrenzen. Somit kann die von FORRER (1949) und FUNK et al. (2000) erwähnte scharfe, häufig deutlich diskordante Grenze zwischen Amden-Mergel und Wang-

Formation mit HERB (1963) auf tektonische Vorgänge zurückgeführt werden. Ungestörte Aufschlüsse der Obergrenze (bei Koord. 2748.850/1228.920) und der Untergrenze (im Tobel westlich Burstel, Koord. 2748.050/1229.210) sowie in den Vorkommen der Säntis-Decke bei Sevelen zeigen, dass die Wang-Formation im Gebiet von Atlasblatt Buchs stratigraphisch konkordant den Amden-Mergel überlagert und damit kontinuierlich aus diesem hervorgeht (STACHER 1980). Die Sedimentabfolge reicht somit vom Santonien bis ins Paläogen.

Die Wang-Formation des Wildhaus-Melanges lässt sich am besten an der Strasse Gams-Wildhaus im Bereich des Schutzgunten beobachten (s.a. HERB 1963, S. 887). Bei Koord. 2748.850/1228.920 ist der stratigraphische Übergang in die hangende Stad-Formation aufgeschlossen: Über einer Wechsellagerung von harten dunkelgrauen, z.T. leicht sandigen, 10–50 cm mächtigen welligen Kalkbänken mit schwärzlichem schiefrigem Tonmergel («Wang-Schieferkalk», STACHER 1980) folgt die «glaukonitische Transgressionsbank des Tertiärs» (HERB 1963) und die untersten, stark zurückwitternden Anteile der Stad-Formation. Im Tobel westlich Burstel lässt sich bei Koord. 2748.050/1229.210 der kontinuierliche Übergang des Amden-Mergels in die Wang-Formation («Wang-Basisschichten», STACHER 1980) nachvollziehen. Bei Koord. 2748.990/1228.960 und 2748.400/1229.020 ist die Grenze hingegen tektonisch überprägt.

Im östlichen und südlichen helvetischen Faziesraum geht der sandige und schiefrige Kalk der Wang-Formation lückenlos aus dem Amden-Mergel hervor, während er im westlichen und nördlichen Ablagerungsraum heterochron über eine Erosionsfläche transgrediert (STACHER 1980). Aus dem Verhältnis der Anzahl planktonischer zu benthonischen Foraminiferen schloss STACHER (1980) auf eine Wassertiefe zwischen 100 m und 1000 m; er positionierte den Ablagerungsraum paläogeographisch zwischen Aussenschelf und Kontinentalhang.

Paläogen

Im frühesten Paläogen war der helvetische Ablagerungsraum durch Sedimentationslücken (Omission und Erosion) gekennzeichnet. Ab dem späten Paleozän folgte eine mehrphasige, von wiederkehrender Aufarbeitung unterbrochene Transgression mit der Ablagerung von neritischem Sandstein und Nummulitenkalk (HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1997). Ab dem mittleren Eozän etablierte sich dann von Südosten her zunehmend und bis zum späten Eozän den ganzen Sedimentationsraum einnehmend die Sedimentation tiefmarinen Mergels der Stad-Formation (HERB 1988). Der südöstliche helvetische Faziesraum war generell durch geringere Erosion und ein früheres Einsetzen der Stad-Formation gekennzeichnet. Im Wildhaus-Melange werden über der unterschiedlich stark erodierten Wang-Formation nur ein teilweise vorhandener Numulitenkalk (Euthal-Formation) und ein bereits im frühesten Eozän einsetzender Mergel (Stad-Formation) unterschieden (HERB 1988).

e₃ **Euthal-Formation**

Die Euthal-Formation (U. Menkveld-Gfeller in FUNK et al. 2013) besteht aus gebanktem bis massigem, verwitterungsresistentem, häufig Nummuliten und Glaukonit führendem mehr oder weniger sandigem Kalk von grosser Variabilität (HERB 1963). Der bräunlich anwitternde dunkle und entlang frischer Bruchkanten grün und violett schimmernde Kalk ist grobsparitisch und häufig biodetritisch.

Nummulitenkalk tritt innerhalb des Wildhaus-Melanges im Verband mit Mergel der Stad-Formation auf, mit dem er sich seitlich verzahnt. Der Nummulitenkalk bildet im Streichen langgezogene felsige Hügelkuppen, die sich jedoch nicht zusammenhängend über grössere Distanzen verfolgen lassen. Auffallend ist seine lithologische Ähnlichkeit zur «glaukonitischen Transgressionsbank des Tertiärs» (Yprésien; HERB 1963) im Dach der Wang-Formation, wie sie in einer tektonisch höheren und damit paläogeographisch südlicheren Position im Schutzgunt (Koord. 2748.850/1228.920) aufgeschlossen ist; diese Bank stellt offenbar ein Äquivalent der Euthal-Formation dar.

Einen besonders eindrücklichen Aufschluss von Nummulitenkalk bietet die felsige Kuppe des Eggenwäldlis westlich des Munzenrieds bei Wildhaus (Koord. 2744.350/1229.430). Auch aus dem auf stauenden tonigen Lithologien liegenden Munzenriet ragen noch zwei Felsköpfe aus Nummulitenkalk (Koord. 2744.685/1229.270 und 2744.775/1229.320).

c₄₋₅ **Stad-Formation**

Die Stad-Formation (Mittleres Eozän) besteht aus hellgrau anwitterndem, gelblich bis gelblichgrünem, im Bruch grauem feinsandigem, oft stark kalkigem und relativ hartem schiefrigem Mergel mit dunklen, wenige cm grossen unregelmässigen bräunlichen Flecken. In südlicheren Bereichen des Wildhaus-Melanges tritt auch im Anschlag schwarzer, oft harter feinsandig-schiefriger Mergel auf. Die im frischen Bruch hellere Varietät kann von Amden-Mergel kaum unterschieden werden. Im Feld kann man sich oft (aber nicht immer) an der höheren Verwitterungsresistenz der Stad-Formation orientieren.

Die auch als Globigerinen- oder Fleckenmergel bezeichneten (FORRER 1949, HERB 1963) Gesteine der Stad-Formation treten im Kartengebiet linsenförmig im Wildhaus-Melange auf. Sie liegen in einem breiten Zug nördlich und südlich der Wildhuser Thur beziehungsweise der Simmi von Unterwasser über Wildhaus bis Schutzgunt. Die Stad-Formation folgt stratigraphisch generell auf die Euthal-Formation. Durch die starke tektonische Verschuppung ergibt sich ein Bild von im Mergel der Stad-Formation «schwimmenden» Linsen aus Nummulitenkalk. Einzig bei Schutzgunt kann die normale stratigraphische Abfolge Wang-Formation – Euthal-Formation²⁾ – Stad-Formation klar nachgewiesen werden.

²⁾ Hier vertreten durch die «glaukonitische Transgressionsbank des Tertiärs» (HERB 1963).

f_w «Wildflysch»

Bei dem als «Wildflysch» kartierten Gestein handelt es sich um meist dunklen bis schwarzen, teils intensiv roten oder bräunlichen, seltener grauen, oft glänzenden Tonstein und Tonmergel, der teilweise linsenförmig ausgezogene Kalzitknauer enthält. Sandige Lagen führen oft Helleglimmer und erinnern stark an den Flyschsandstein der «Basisserie» der Reiselsberg-Formation des nordpenninischen Vorarlberg-Flyschs (siehe S. 53 ff.). Im «Wildflysch» eingeschlossen finden sich häufig gerundete und eckige Komponenten aller Grössen zumeist von «Ölquarzit» und Sandsteinen des Vorarlberg-Flyschs. Von den anderen tonig-mergeligen bis sandigen Gesteinen des Wildhaus-Melanges unterscheidet sich der «Wildflysch» auch bei Abwesenheit exotischer Komponenten durch den abgerissenen oder welligen, vielfach klar tektonisch durchmischten und «gekneteten» Schichtverband.

Beim «Ölquarzit» handelt es sich um harten, fettig glänzenden, grün und teilweise violett schimmernden quarzitischen, teilweise karbonatischen Sandstein unbekannter Herkunft. Nordpenninische Flyschsandsteine können sowohl als gerundete und eckige Komponenten als auch als ganze Schichtpakete auftreten. Im Tobel der Wildhuser Thur findet sich Flyschsandstein in der Tonmergelmatrix, bei denen trotz linsenförmigem Umriss Wühl- und Weidespuren auf den Schichtflächen erhalten sind. Als Komponenten treten ausserdem im Bruch weisser (?Sardona-) Quarzit, Kalk der ?Wang-Formation und exotische Sandsteine auf.

Ein ca. 30–40 m mächtiges zusammenhängendes Profil des «Wildflyschs» lässt sich trotz Tektonisierung bei Koord. 2746.065/1229.000 beobachten: Tonstein, im unteren Teil überwiegend schwarz, enthält zunächst ausgezogene und abgerissene Lagen sandigen, auf frischen Bruchflächen braun schimmernden Kalks, der demjenigen der «Basisserie» der Reiselsberg-Formation entspricht, gefolgt von ausgezogenen und abgerissenen dünnen Lagen harten Ölquarzits. Darüber geht der schwarze Tonstein in bunten, oft weinroten Tonstein über. Es folgen einige Dezimeter mächtige und durchgängige Lagen harten grünen Ölquarzits und nach wenigen Metern Tonstein einige durchgehende Lagen gebankten feinsandigen, eher harten weinroten Mergels, der offenbar mit dem bunten Tonstein des höheren Abschnitts verwandt ist. Zu beachten ist, dass oben und unten im Aufschluss nicht zwingend dem stratigraphisch jüngeren beziehungsweise Älteren entspricht.

In charakteristischer Ausprägung ist der Wildflysch im südlichen Quellbach der Wildhuser Thur bei Vorderschwendi zwischen Koord. 2743.940/1228.770 und 2743.875/ 1228.700 aufgeschlossen. Er enthält dort zahllose sowohl gerundete als auch vollkommen eckige Komponenten aller Grössen und Art, die in einer meist schwarzen und stark «fliessenden» Tonsteinmatrix eingebettet sind.

Im Wildhaus-Melange tritt «Wildflysch» sowohl in dünnen, stark ausgewalzten Zonen als auch in flächenmässiger Verbreitung als Tonmergel mit exotischen Gesteinen in Blöcken und Linsen auf. Bei flächenmässig grosser Verbreitung treten auch die übrigen Einheiten des Wildhaus-Melanges in grösseren Paketen auf. So beiderseits der Wildhuser Thur zwischen Lisighaus und dem westlichen Kartengebietsrand sowie vermutlich im gesamten, praktisch komplett von Moräne (Till) bedeckten Bereich Schwendi–Wildhus–Ratzenmoos; ferner im Gebiet Lerchengarten und im Gebiet östlich Gamperfin.

Die vielfältige Gesteinszusammensetzung des «Wildflyschs» und der meist nicht vorhandene stratigraphische Zusammenhang geben dem Gestein den Charak-

ter eines Melanges. Häufig kann nicht zwischen sedimentärem und tektonischem Ursprung der einzelnen Lithologien unterschieden werden. BAYER (1982) und BAYER et al. (1983) unterstreichen den eigenständigen Charakter, den diese Gesteine als tektonische Einheit zwischen helvetischen und penninischen Decken einnehmen. Die Bildung des «Wildflyschs» erfolgte vermutlich während des Mittleren bis Späten Eozäns.

c_L *Leimern-Kalk*

Neben Vorarlberg-Flysch tritt im «Wildflysch» auch Leimern-Kalk in grösserem Verband auf. Darunter werden selten in grösserem Zusammenhang auftretender Kalk, Mergel und flyschartige Gesteine spätkretazischen Alters aus dem ultrahelvetischen oder penninischen Sedimentationsraum bezeichnet («Leimern-Schichten»). Bei den als Leimern-Kalk kartierten Gesteinen handelt es sich um harten, teils wellig geschichteten, zum Teil siltigen oder leicht sandigen hellen grau-bräunlichen Mergel mit Übergängen zu hartem hellem Kalk. Dieser sehr charakteristische mikritische Kalk ist beige und dem Kalk der Seewen-Formation ähnlich, wird aber von dunklen bis schwarzen Schlieren und Flecken durchzogen. Leimern-Kalk liegt stets in Form von Linsen im «Wildflysch» vor.

Während BAYER (1982) für die mit dem «Wildflysch» des Habkern-Melanges in Zusammenhang stehenden Gesteine eine mittelpenninische Herkunft annimmt, wird der Leimern-Mergel im Vorarlberger Raum als ultrahelvetisches Äquivalent des Amden-Mergels und der Wang-Formation betrachtet (FRIEBE 2007b). Darauf gestützt scheidet OBERHAUSER (2007) auf seiner Karte den Amden-Mergel innerhalb der Wildhaus-Schuppenzone gesamthaft als Leimern-Mergel aus. Aus dem Wurzentobel (Koord. 2745.945/1228.610) beschreibt HERB (1963) ein grösseres im Wildflysch eingeschlossenes Paket von Leimern-Mergel und Leimern-Kalk als spätkretazisch und südhelvetisch und korreliert es stratigraphisch mit dem Amden-Mergel. Ein weiteres Vorkommen wurde bei Koord. 2749.560/1228.505 nördlich von Werden kartiert.

PENNINIKUM³⁾

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 Kontinental-

²⁾ Die im Gebiet von Atlasblatt Buchs östlich des Rheins aufgeschlossenen penninischen und ostalpinen 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 digitalem Geländemodell topographisch leicht 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.

rändern 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 Atlasblatts Buchs 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. Westlich des Rheins wird das höchste tektonische Element, die Flyschabfolgen im Kern der Wildhauser Mulde, dem Vorarlberg-Flysch und somit ebenfalls dem nordpenninischen Raum zugeordnet (ALLEMANN et al. 1951, HERB 1962, FUNK et al. 2000). Zusätzlich ist mit der Grabs-Klippe ein mittelpenninisches Element vorhanden.

UNTERPENNNINIKUM

ÜNTSCHEN-DECKE

VORARLBERG-FLYSCH

Im Kern der östlichen Wildhauser Mulde treten kalkige und sandige Kreideflysche auf, die dem Wildhaus-Melange als tektonische Klippe auflagern (FORRER 1949). Sie werden dem nordpenninischen Sedimentationsraum zugeordnet und lassen sich mit den in der nordöstlichen Ecke des Gebiets von Blatt Buchs zwischen Schaan, Planken und Nendeln in grösserem Verband auftretenden Einheiten des Vorarlberg-Flyschs korrelieren (ALLEMANN et al. 1951, HERB 1962, OBERHAUSER 1995, FUNK et al. 2000). Sie nehmen nach Nordosten im Vorarlberger Raum generell an Mächtigkeit und flächenmässig an Bedeutung zu und bauen dort die Üntschendecke auf (OBERHAUSER 1998, FRIEBE 2007c). Diese nicht metamorphen, überwiegend kretazischen tiefmarinen Flyschsedimente repräsentieren im Ostalpenraum unter dem Namen «Rhenodanubikum» den südlich an den helvetischen Schelf angrenzenden nordpenninischen Faziesraum.

Kreide

In der Wildhauser Mulde tritt nur die Reisselsberg-Formation mit ihrer «Basisserie» (FORRER 1949) auf, östlich des Rheintals (ALLEMANN 1985) beginnt die auf-

geschlossene Folge mit der Reiselsberg-Formation («Reiselsberger Sandstein» und reicht bis in die Fanola-Formation («Fanóla-Serie»).

F_{VR} Reiselsberg-Formation

Die Reiselsberg-Formation besteht aus hell- bis dunkelbraun anwitterndem, dunkel- bis blaugrauem, selten gelblichem hartem meist mittelkörnigem Sandstein («Reiselsberger Sandstein») mit Weidespuren auf den Schichtflächen und auffallend viel Hellglimmer im Bruch; er ist meist tiefgründig verwittert. Zwischen den bis m-mächtigen Sandsteinlagen treten dünne, bis ca. 10 cm mächtige Zwischenlagen von schiefrig-sandigem Tonstein auf, der häufig Pflanzenhäcksel führt. Vor allem im unteren Teil der Abfolge können die Tonsteinlagen noch bis 50 cm mächtig sein. Im Übergangsbereich aus der «Basisserie» sowie nach oben finden sich gelegentlich dünnbankige Kalksteinlagen. Die Reiselsberg-Formation ist in Vorarlberg bis 1400 m mächtig, ihre Vorkommen sind aufgrund der Tendenz zu grobblockiger Verwitterung des Sandsteins und zur Bildung saurer Böden häufig durch Waldbedeckung charakterisiert (OBERHAUSER 1991).

Westlich des Rheintals tritt die Reiselsberg-Formation vor allem zwischen Hinderwald und Gams auf. Östlich des Rheintals bildet sie eine morphologische Steilstufe in den Wäldern zwischen Nendeln und Planken. Die Reiselsberg-Formation lässt sich südlich von Nendeln entlang der Strasse Richtung Schaan und in einem aufgelassenen Steinbruch (Koord. 2759.250/1228.575) beobachten. Nach dieser Lokalität wird die Reiselsberg-Formation in Liechtenstein auch als «Schwabbrünnen-Serie» bezeichnet (ALLEMANN 2002).

F_{VRB} «Basisserie»

Die kalkig-kieselige «Basisserie» wurde nur im Kern der Wildhauser Mulde, wo sie die tiefste Einheit des nordpenninischen Kreideflyschs bildet, kartographisch ausgedehnt. Im Aufschluss besteht die Abfolge aus hellbraun anwitternden, schwärzlichen, selten schwach mergeligen 5–50 cm dicken mikritischen Kalkbänken, die unregelmässig mit geringer mächtigem kalkigem, z.T. schwärzlichem, Hellglimmer führendem schiefrigem Tonstein wechsellagern. Vor allem gegen oben treten auch Glimmersandsteinbänke auf. Immer wieder finden sich Lagen feinkörnigen Sandsteins und polygener Brekzie mit bis 2 cm grossen Komponenten (FORRER 1949).

Vorkommen der «Basisserie» finden sich im unteren Simmitobel zwischen Schwendi und Tiefenbrunnen sowie südlich des Simmitobels zwischen Plenen und Schwendi. Ein isoliertes Vorkommen bei Koord. 2748.310/1227.930 wird als Erosionsrelikt und nicht als ein in den «Wildflysch» eingegliedertes Gesteinspaket interpretiert und ebenfalls der Kreideflyschklippe zugeordnet.

Eine massige harte polygene Brekzienlage ist an der Simmi bei Koord. 2750.200/1229.100 aufgeschlossen. Sie steckt in einer tektonisch intensiv zerscherten Matrix aus Sandstein, Kalk

und kohlig-schiefriem Tonstein.

Im Feld besteht im Bereich der Wildhauser Mulde eine gewisse Verwechslungsmöglichkeit mit dem gebankten und ebenfalls mit schwärzlichem schiefriem Tonstein wechsellagernden Kalk der Wang-Formation. Im Gegensatz zu diesem ist der Kalk der «Basisserie» dicht, nur selten sandig und die Schichtflächen sind stets eben, beim Wang-Kalk hingegen wellig. Zudem ist die Wechsellagerung des Wang-Kalks regelmässig, die der «Basisserie» dagegen sehr unregelmässig.

Die Reiselberg-Formation besteht aus einer Turbiditserie mit überwiegend Bouma-A- bis -C-Intervallen (ALLEMANN 2002). Sie wird im mittleren Vorarlberg als aus Süden kommende, sich fächerförmig nach Westen auf die Tiefseeebene ausbreitende Schüttung interpretiert, was sich in einer Abnahme der Korngrösse, Bankdicke und Gesamtmächtigkeit von Ost nach West äussert (MATTERN 1998). Im Schwermineralspektrum dominiert Turmalin, und der Anteil an Apatit, Zirkon und Granat ist höher als in den jüngeren Einheiten des Vorarlberg-Flyschs (ALLEMANN 2002). Das Alter von Turonien – frühes Santonien ist schlecht belegt (OBERHAUSER 1991, ALLEMANN 2002).

F_{VP} Planken-Formation

Die Reiselberg-Formation geht mit einem Übergang in die weiterhin turbiditische, aber weniger detritusreiche karbonatische und hemipelagische Abfolge der Planken-Formation über («Plankner-Serie», ALLEMANN 2002; in Österreich als Piesenkopf-Formation bezeichnet, FRIEBE 2007c). Sie tritt als monotone Wechsellagerung von dünnbankigem (5–10 cm) reinem Kalk mit siltig-plattigem Kalk, die von dünnen, selten mehr als wenige cm mächtigen Tonsteinlagen getrennt sind (ALLEMANN 2002), auf. In Aufschlüssen ist die oft vorhandene Fäلتelung charakteristisch (ALLEMANN 2002). Die Planken-Formation bildet das Hangende der Reiselberg-Formation im oberen Teil der Steilstufe zwischen Nedeln und Planken und ist rund 200 m mächtig (ALLEMANN 2002).

Die meist nur schwach gradierten Kalkbänke können als Kalkturbidite mit Bouma-DE- und selten Bouma-CDE-Intervallen interpretiert werden (ALLEMANN 2002). Das Alter reicht vom Coniacien bis ins frühe Campanien (ALLEMANN 2002) oder bis ins mittlere Campanien (FRIEBE 2007c).

F_{VPb} Planknerbrücke-Formation

Die Planknerbrücke-Formation («Planknerbrücke-Serie», BLASER 1952; Hällritzer-Formation in Österreich, FRIEBE 2007c) geht mit einem Übergang aus der Planken-Formation hervor. Die gebankte Abfolge besteht aus schwarzem schiefriem Tonstein, Sandstein, hellem Mergel, Sand- und Kieselkalk sowie kalkigen und polygenen Brekzienlagen in buntem Wechsel. Die einzelnen Bänke sind in der Regel turbiditisch mit teilweise vollständigen Bouma-Zyklen; die Brekzien enthalten neben Kalken und Dolomiten seltener auch Gneise und Schiefer als Komponenten

(ALLEMANN 2002). Die variable Abfolge des späten Campanien – frühen Maastrichtien führt innerhalb des Vorarlberg-Flyschs als einzige Serie einen bedeutenden Anteil an Glaukonit (ALLEMANN 2002, FRIEBE 2007c).

Die Planknerbrücke-Formation ist im Kartengebiet in der Wildhauser Mulde nicht mehr vorhanden. Östlich des Rheintals tritt sie im Hangenden der Planken-Formation in kleinen Aufschlüssen oberhalb von Planken sowie entlang der Strasse von Schaan nach Planken im Bereich des Efiplankentobels auf. Hier gibt ALLEMANN (2002) eine Mächtigkeit von 120 m an.

F_{VF} Fanola-Formation

Die Planknerbrücke-Formation geht nach oben mehr oder weniger unvermittelt in die Fanola-Formation («Fanóla-Serie», ALLEMANN 2002; in Österreich Bleicherhorn-Formation, FRIEBE 2007c) über. Die Abfolge setzt mit dunklem bis schwarzem sandig-schiefrigem Tonstein ein, der hier – im Gegensatz zu den eher Schichtfugen repräsentierenden Zwischenlagen der älteren Schichtglieder des Vorarlberg-Flyschs – 2–10 m mächtige Abfolgen bildet und die Gesteinsfolge dominiert. Es schalten sich dünnbankige, bis 15 cm mächtige polymikte Brekzienlagen und verschiedenartige Sandsteine, Feinbrekzien, dichter Kalk und Mergel ein. Im oberen Drittel wird der sandig-schiefrige Tonstein durch helleren grauen schiefrigen Tonstein, die Brekzienbänke durch ebenflächigen 10–40 cm mächtigen Sandstein und Kieselkalk abgelöst (ALLEMANN 2002). In der Fanola-Formation hält der wechselhafte Charakter der Schüttungen an, doch wird mit der schlagartigen Mächtigkeitszunahme der tonigen Zwischenlagen entweder die Hintergrundsedimentation bedeutender, oder es nimmt die Häufigkeit der turbiditischen Schüttungen ab.

Im nordöstlichen Kartengebiet trifft man die Fanola-Formation in kleinen Aufschlüssen oberhalb von Planken und Schaan, vor allem im Efiplankentobel, an. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 250 m (ALLEMANN 2002). Aus der Mikropaläontologie lässt sich ein Maastrichtien-Alter ableiten (ALLEMANN 2002).

TRIESENBERG-SCHUPPENZONE

LIECHTENSTEIN-FLYSCH

Die Vorkommen spätkretazischen bis frühpaläogenen Flyschs treten an den Liechtensteiner Rheintalhängen östlich und vor allem südlich von Schaan in zwei verschiedenen Abfolgen auf und werden von ALLEMANN (2002) als Liechtenstein-Flysch zusammengefasst. Die nördliche Abfolge besteht aus dem östlich von Vaduz verbreiteten *Vaduz-Flysch* einschliesslich der ihm verwandten, östlich von Schaan und im Hangenden des Vorarlberg-Flyschs auftretenden Gaschlo-Formation («Gaschló-Serie»). Die südliche Abfolge besteht aus dem oberhalb von Triesen vorkommenden *Triesen-Flysch*. Dieser unterscheidet sich lithologisch vom

Vaduz-Flysch und vom Vorarlberg-Flysch und wird von OBERHAUSER (1995, 1998, 2007a, b) paläogeographisch in die Nähe des Prättigau-Flyschs gestellt. Beide Abfolgen treten im Vorarlberger Raum als tektonisch höhere Schuppen über den Flyschabfolgen der Üntschen-Decke auf (FRIEBE 2007d). Sie werden hier in der Triesenberg-Schuppenzone zusammengefasst.

Kreide – Paläogen

F_L Liechtenstein-Flysch, undifferenziert

ALLEMANN (1985, 2002) fasst im «undifferenzierten Liechtenstein-Flysch» alle tektonisch verschuppten, nahe der Basis der Lechtal-Decke und der Arosa-Zone auftretenden Flyschvorkommen – Glaukonit führender Kieselkalk und schiefriger Tonstein – zusammen, die den übrigen Liechtensteiner Flyschabfolgen lithologisch weitestgehend entsprechen. Er tritt in kleinen Aufschlüssen am östlichen Rand des Kartengebiets nahe von Maschesa auf, wo er mit Spänen von Sulzfluh-Kalk und mit der Arosa-Zone verschuppt ist.

Vaduz-Flysch

Die Gaschlo-Formation, Schloss-Formation und Eichholztobel-Formation werden zum Vaduz-Flysch zusammengefasst, der wiederum zum Liechtenstein-Flysch gerechnet wird (ALLEMANN 2002).

F_{LG} Gaschlo-Formation

Lithologisch handelt es sich bei der Gaschlo-Formation («Gaschló-Serie») im unteren Teil um harten Sandstein, Kieselkalk und Quarzit mit wenigen Mergelagen. Darüber tritt Tonmergel häufiger auf und dominiert den mittleren Teil der Abfolge, ehe sein Anteil gegen oben wieder abnimmt. Der Tonmergelanteil ist geringer als in der Fanola-Formation des Vorarlberg-Flyschs, und Brekzieneinschalungen fehlen gänzlich (ALLEMANN 2002).

Die Gaschlo-Formation tritt im nordöstlichen Kartengebiet im unteren Kröppeltobel, bei Efisal und im mittleren Efiplankentobel auf. Zwischen der jüngeren Fanola-Formation (Vorarlberg-Flysch) im Liegenden und der Arosa-Zone im Hangenden bildet sie eine eigene tektonische Einheit. Die Gaschlo-Formation weist starke Ähnlichkeit mit der nachfolgend beschriebenen Abfolge Schloss-Formation und Eichholztobel-Formation auf, ist allerdings weniger mächtig und repräsentiert wahrscheinlich deren nördliche Fortsetzung. Das Alter der Gaschlo-Formation ist schlecht belegt und wird von ALLEMANN (2002) als «Senonien» (Coniacien – Maastriktionen) angegeben.

F_{LS} ***Schloss-Formation***

Die Schloss-Formation («Schloss-Serie») besteht aus einer monotonen Abfolge von hartem, graubraun anwitterndem, im frischen Bruch grauem feinkörnig-glaukonitischem Sandstein, Kieselkalk und selten reinem Kalk, der in welligen dm-mächtigen Bänken aufgeschlossen ist. Nach oben schalten sich zunehmend, über die ganze Formation aber spärlich bleibende Lagen schiefrigen Tonmergels ein (ALLEMANN 2002).

Aufschlüsse finden sich östlich oberhalb von Vaduz von der Tidiröfi bis Meierhof. Die Schloss-Formation bildet als morphologischer Härtling eine erste felsige Steilstufe über der Rheinebene. Die Mächtigkeit wird mit 120–230 m (BLASER 1952) angegeben, das Alter mit Turonien–Santonien (ALLEMANN 2002).

F_{LE} ***Eichholtobel-Formation***

Bei der Eichholtobel-Formation («Eichholtobel-Serie») handelt es sich um eine Wechsellagerung von schiefrigem Mergel- bis Tonstein mit harten, schwarz-grau bis rostbraun anwitternden, grauen feinkörnigen, leicht glaukonithaltigen Kieselkalkbänken, die denen der Schloss-Formation sehr ähnlich sind. Ihre Mächtigkeit schwankt um 15–25 cm, kann aber auch bis zu 80 cm erreichen. Die Schichtoberflächen sind oft wellig ausgebildet (ALLEMANN 2002).

Die Eichholtobel-Formation geht stratigraphisch aus der Schloss-Formation hervor und ist im Tobel oberhalb von Meierhof sowie westlich unterhalb Rotaboden aufgeschlossen. Ihre Mächtigkeit wird von BLASER (1952) auf ca. 200 m geschätzt. Das Alter muss aufgrund des stratigraphischen Kontakts mit der liegenden Schloss-Formation jünger als Turonien sein (? Coniacien–Santonien).

F_{LT} ***Triesen-Flysch***

Beim Triesen-Flysch handelt es sich um eine 500–700 m mächtige Wechselfolge von schiefrigem Tonstein, kieseligem und mergeligem Kalk sowie Feinbrekzien (ALLEMANN 2002). Lithologisch überwiegen meist harte kieselige Kalkbänke, wobei tonig-mergelige Lagen im oberen Teil der Schichtfolge deutlich zunehmen. Der teils sandige Tonmergel ist im unteren Teil dunkelgrau bis schwarz, weiter oben grau bis violett. Die Feinbrekzie führt bis 2 cm, selten bis 5 cm grosse Quarze, Dolomite und Kalke, seltener Quarzite und Gneise in einer tonreichen Matrix. Die Feinbrekzienbänke sind 0,2–1 m mächtig, können aber Bankfolgen von 5–10 m Mächtigkeit aufbauen (ALLEMANN 2002). Teile der Abfolge sind östlich und südlich von Triesen-Oberdorf im südöstlichen Kartengebiet aufgeschlossen.

Der Triesen-Flysch ist von der mittelpenninischen Falknis-Decke überschoben. Der Bezug zum Vaduz-Flysch kann aufgrund der weiträumigen Überdeckung durch die Rutschmasse von Triesenberg nicht festgestellt werden. Grössere lithologische Unterschiede sowohl zum Vaduz-Flysch und Vorarlberg-Flysch als auch

zu den Gesteinen der Falknis-Decke deuten aber auf die tektonische Eigenständigkeit des Triesen-Flyschs (ALLEMANN 2002); sein Alter gibt ALLEMANN (1985) mit Maastrichtien–Yprésien (frühes «Cuisinien») an.

MITTELPENNINIKUM

FALKNIS-DECKE

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

GRABS-KLIPPE

Die Grabs-Klippe wurde von HEIM (1907) beschrieben und von FORRER (1949) detailliert kartiert. Sie wird von einem vom Malm bis in die Späte Kreide reichenden, tektonisch zerrütteten losen Gesteinsverband aufgebaut, der aufgrund lithostratigraphischer Ähnlichkeiten der Gesteine des oberen Malms und der kretazischen Couches-Rouges-Gruppe von TRÜMPY (1916) und FORRER (1949) zur Falknis-Decke gestellt wurde. Da jedoch der in der Grabs-Klippe im unteren Malm auftretende schwarze schiefrige Tonmergel in der Falknis-Decke fehlt und in der Grabs-Klippe zudem keine der in der Falknis-Decke häufig vorkommenden mittelkretazischen Sandsteine auftreten, vermutete GRUNER (1981) einen Zusammenhang mit der Feuerstätter-Decke oder dem südlichen Fläscher Berg. Das tektonische Stockwerk der Grabs-Klippe wäre in diesem Fall über dem Wildhaus-Melange und unter dem Vorarlberg-Flysch (Üntschen-Decke) einzuordnen. Wie der Vorarlberg-Flysch tritt auch die Grabs-Klippe als Erosionsrest eines höheren tektonischen Stockwerks im Kern der Wildhauser Mulde über den Gesteinen des Wildhaus-Melanges auf. Da jedoch beide Klippen gemäss Kartierbefund nebeneinander liegen, bleibt die tatsächliche tektonostratigraphische Abfolge unklar. Wir folgen hier jüngeren Kompilationen, welche die Grabs-Klippe durchwegs als mittelpenninisch ausgeschieden haben und sie somit in die Nähe der Falknis-Decke stellen (OBERHAUSER 1998, 2007, PFIFFNER 2010, PFIFFNER et al. 2010).

Jura

Der Malm der Grabs-Klippe lässt sich nach HEIM (1907) und FORRER (1949) in den schwärzlich-schiefrigen Tonmergel des Oxfordiens («Argovien»), in gebankten Kalk und Brekzien des Kimméridgiens sowie in gebankten Kalk des Tithoniens unterteilen. Folglich wird hier der Tonmergel als unterer Malm ausgeschieden, die verschiedenen Kalke und Brekzien hingegen als mittlerer und oberer Malm zusammengefasst (Fig. 13). Im Feld lässt sich der fast durchwegs gebankte harte mikritische Kalk des Malms nicht gut von demjenigen der Frühen Kreide unterscheiden, ebenso wenig der Sandstein und die Brekzien des mittleren Malms von jenen der frühesten Kreide. Die Abgrenzung erfolgte bei der Kartierung nach morphostratigraphischen Zusammenhängen und ist daher im Detail unsicher.

Das älteste Schichtglied, der erdig weiche Tonstein des unteren Malms (Pannier-Formation, HEIM 1907, TRÜMPY 1916), ist fast durchgängig an der Peripherie der Klippe aufgeschlossen und bildet wahrscheinlich deren Basis.

i₄₋₆ Unterer Malm

Der untere Malm (Oxfordien) besteht aus schwarzem schiefrigem, erdig zerfallendem Tonmergel, der gelegentlich braun-grau und sandig ist und Hellglimmer führt. Er zeigt teils wellige glänzende Schichtflächen und gelblichen Kluftkalzit und bildet als tiefste Einheit die Basis der Grabs-Klippe. Meist kleine Aufschlüsse finden sich oberhalb von Werden, entlang des Lehnbachs, bei Averschnära und in Strassenanschnitten bei Winnewies.

i₇₋₈ Mittlerer und oberer Malm

Der tiefere Anteil (Falknis-Brekzie, Kimméridgien–Tithonien) stellt lithologisch eine sehr heterogene Abfolge dar. Neben hartem, überwiegend gebanktem mikritischem Kalk und schwarzem schiefrigem Tonmergel sind hier besonders Sandstein, Konglomerat und Brekzie charakteristisch. Sie sind als Glaukonitsandstein, als Feinbrekzie mit Komponenten aus Kluftquarz, als Konglomerat mit bis kopfgrossen Komponenten aus angerundeten braunen Sandsteinen und als Kalk mit brekziöser Verwitterungsstruktur («Pseudobrekzie») entwickelt. Ausserdem findet sich immer wieder sandig-siltiger, Hellglimmer führender braungrauer schiefriger Tonmergel mit zum Teil welligen, schwärzlich glänzenden Schichtflächen, wie sie bereits im unteren Malm auftreten. Untergeordnet sind auch Wechselfolgen dm-mächtigen hell anwitternden Kalks mit hell anwitterndem schiefrigem Mergel verbreitet. Während mikritischer Kalk und dunkler, Glimmer führender Tonmergel überall auftreten kann, kommt der sandig-siltige Tonstein tendenziell im tieferen, die Kalk-Mergel-Wechselfolge im mittleren und Konglomerat und Sandstein im höheren Teil der Abfolge vor.

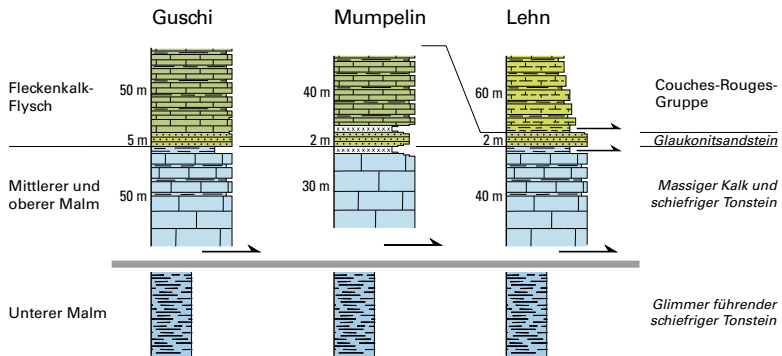


Fig. 13: Schematische stratigraphische Profile der einzelnen tektonisch getrennten (schwarze Pfeile) Einheiten der Grabs-Klippe. Im Profil Mumpelin fehlen Aufschlüsse im direkten Kontakt zum Fleckenkalk-Flysch («Neokom-Flysch»).

Der höhere Anteil (Tithonien) bildet eine vergleichsweise homogene Abfolge aus dm-mächtigen Bänken harten, sehr hell verwitternden mikritischen Kalks in Wechsellagerung mit cm-mächtigem Tonmergel. Der helle beige Kalk ist im frischen Bruch dicht und dem Kalk der Seewen-Formation sehr ähnlich, weist aber im Gegensatz zu diesem durchwegs ebene Schichtflächen auf. Nach oben kann der Kalk auch dick gebankt sein und massig anwittern. Frisch weist er dann oft schlierige Bereiche mit grobspätiger Ausbildung auf.

Über dem schiefrigen Tonstein des unteren Malms bildet der Gesteinsverband aus mittlerem/oberem Malm, Fleckenkalk-Flysch und Couches-Rouges-Gruppe drei Schuppen. In der westlichen Schuppe treten Gesteine des oberen Malms in der Wand nördlich von Guschi auf, in der mittleren Schuppe am Berglitenstein im Wald nordwestlich von Mumpelin, und in der östlichen Schuppe nördlich von Lehn (Fig. 13).

Kreide

Die Kreide ist in der Grabs-Klippe durch Kalk und Fleckenmergel des Fleckenkalk-Flyschs sowie durch jüngere Gesteine – Mergel und Tonstein – der Couches-Rouges-Gruppe vertreten.

c₁₋₄ Fleckenkalk-Flysch

Heller dm-gebankter mikritischer Kalk, gelegentlich gefleckter Mergel und mergeliger Kalk («Neokom-Flysch», Berriasien–Barrémien) mit 5–10 cm mächtigen

gen Zwischenlagen schwärzlichen Tonsteins. Makroskopisch ist der etwas dunklere Kalk nur aufgrund seines geringen Bitumengehalts von der gebankten Kalkserie des oberen Malms zu unterscheiden. An der Basis treten wenige Meter Brekzie und Sandstein auf, die nach FORRER (1949) transgressiv ausgebildet sind und bei Mumpelin (Koord. 2749.590/1227.985) sowie in der Felswand nördlich von Guschi die Abgrenzung zum oberen Malm klar definieren.

Die Kalkbänke des Fleckenkalk-Flyschs treten in den beiden westlichen Schuppen im stratigraphischen Verband mit dem oberen Malm auf, fehlen aber in der östlichen Schuppe zwischen oberem Malm und der Couches-Rouges-Gruppe.

Am äussersten Ostrand der Grabs-Klippe ist bei Koord. 2750.640/1228.305 ein dunkler schwärzlicher glimmerfreier schiefriger Mergel in Wechsellagerung mit bis 5 cm mächtigen Kalkbänken in einem kleinen Aufschluss sichtbar. Zu dieser Lokalität schreibt FORRER (1949, S. 75): «Im Naturhistorischen Museum Basel liegt in einer Exkursionssammlung vom Jahre 1909 ein Stück Neocomienkalk mit einem Belemniten, welches aus der Strassenkurve NNE Winnewies stammen soll.». Damit wäre auch hier die Frühe Kreide vertreten.

c₉₋₁₃ Couches-Rouges-Gruppe

Mittelgrauer, teils beige-gelblich gefleckter toniger Mergel und teils erdig verwitternder schiefriger Tonstein, der gelegentlich rötlich und grünlich oder sehr feinblättrig und grau ist und dann nur schwer vom Amden-Mergel zu unterscheiden ist. Im Gegensatz zum Amden-Mergel ist der frische Mergel hier aber meist etwas dunkler und eher bräunlich-gelblich. Häufig sind wellige Schichtflächen, die den Mergel z. T. wie sehr feinen Knollenkalk erscheinen lässt.

Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe (Turonien – Maastrichtien) treten nur in der östlichen Schuppe auf, in flächenmässig grösserer Verbreitung an der Schuppenbasis. Aufschlüsse finden sich an der Steilkante nördlich von Mumpelin im Strassenanschnitt (Koord. 2750.220/1228.510) und entlang der Strasse nördlich von Lehn (Koord. 2750.175/1228.210), wo die invers gelagerten Gesteine mit tektonischem Kontakt (mit dazwischen liegenden Bänke von Glaukonitsandstein und schwarzer Tonstein) an Gesteine des mittleren und späten Malms grenzen.

GLEGGHORN-SCHUPPE

Spätjurassisch-paläogene Gesteine der Glegghorn-Schuppe treten in der äussersten Südostecke des Kartengebiets und nur in reduzierter Folge auf (vgl. Darstellung in ALLEMANN 2002, Taf. 2).

Jura

i_{8-cl} Jes-Formation

Die älteste im Kartengebiet aufgeschlossenen Einheit der Falknis-Decke ist die die Jura/Kreide-Grenze übergreifende Jes-Formation (GRUNER 1981, ALLEMANN 2002). Sie 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, im Kartengebiet jedoch nicht aufgeschlossenen 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 Kalke und Dolomite sowie Fossiltrümmer (GRUNER 1981).

Die Gesamtmächtigkeit der Jes-Formation (spätes Tithonien – frühes Berriasien) beträgt im westlichen Rätikon nach GRUNER (1981) 120–150 m, nach ALLEMANN (2002) jedoch 150–200 m. Der im Kartengebiet vorhandene Sporn der Falknis-Decke (bei Koord. 2759.400/1218.000) erreicht noch ca. 80 m (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

Kreide

c₁₋₄ Fleckenkalk-Flysch

Im unteren Teil des Fleckenkalk-Flyschs («Neokom-Flysch») dominiert sandiger Kieselkalk mit Bänken von einigen dm bis maximal 1 m Mächtigkeit, die von dunklem sandigem schiefrigem Tonstein getrennt sind. Nach oben nimmt der sandig-schiefrige Tonstein und der mergelige dichte, um 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–Barrèmien) 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 kleinmassstäblicher Verfall-

tung des Schichtverbands und zu ausgeprägten Mächtigkeitsschwankungen. Die primäre Mächtigkeit beträgt 250 m, im Kartengebiet (Koord. 2759.400/1218.000) werden noch maximal 40 m erreicht (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

c₄₋₆ Tristel-Formation

Die Tristel-Formation (spätes Barrémien – frühes Aptien) 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 echinodermenspätig. 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, indem 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 aber nur noch knapp 20 m (ALLEMANN 2002, Taf. 2).

c₆₋₈ Quarzsandstein-Flysch

Im dunkelgrauen, teils grünlichen schiefrigen Tonmergel des unteren Teils des Quarzsandstein-Flyschs («Gault-Flysch», spätes Aptien – frühes Cénomani- en, ALLEMANN 2002) finden sich dünne Lagen von Kieselkalk und glaukonitischem Sandstein sowie Brekzie und Sandkalk vom Typ der Tristel-Formation. Der für die Serie charakteristische Glaukonit führende Sandstein tritt in gradier- ten, knapp ein bis mehrere Meter mächtigen Bänken auf und führt zuerst über- wiegend Quarz, gegen oben dann zunehmend Feldspat und Karbonat. Im obersten Abschnitt dominiert wieder dunkelgrau-grünlicher schiefriger Tonmer- gel 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).

c₉₋₁₃ Couches-Rouges-Gruppe

Über dem Quarzsandstein-Flysch folgt mit einer Schichtlücke und scharfem lithologischem Kontrast die Couche-Rouge-Gruppe (spätes Turonien–Maastrichti- en, ALLEMANN 2002). Lithologisch handelt es sich um hellgrauen splittrigen mikri- tischen 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_F Falknis-Flysch

Der Falknis-Flysch (Paleozän – Frühes Eozän) besteht aus einer Wechselfolge von dunklem schiefrigem Tonmergel und dm-mächtigen ebenflächigen 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 Koord. 2759.400/ 1218.000 über Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe, weiter südlich über Quarzsandstein-Flysch und südlich ausserhalb des Kartengebiets über die Jes-Formation (TRÜMPY 1916, ALLEMANN 2002). Die Mächtigkeit des Falknis-Flyschs wird von ALLEMANN (2002) mit 50–80 m angegeben.

SULZFLUH-DECKE

Die Sulzfluh-Decke hat ihr Hauptverbreitungsgebiet zwar im zentralen und östlichen Rätikon, kann aber als dünnes und teilweise unterbrochenes Band im Liegenden der Arosa-Zone bis nach Liechtenstein verfolgt werden. Paläogeographisch ist die Sulzfluh-Decke südlich der Falknis-Decke einzuordnen.

i₈ Sulzfluh-Kalk

Beim Sulzfluh-Kalk handelt es sich um einen massigen hellgrauen, meist dichten, selten oolithischen Kalk, der bei Koord. 2759.950/1222.400 oberhalb von

Masescha aufgeschlossen ist. Mit den darin enthaltenen Foraminiferen und Algen (*Clypeina jurassica*) kann ein Alter von Kimméridgien–Tithonien nachgewiesen werden (ALLEMANN 2002). Sulzfluh-Kalk ist meist mit wenige Meter mächtigen Gesteinen der Couches-Rouges-Gruppe assoziiert. Bei diesen kretazischen Gesteinen handelt es sich um grauen, stellenweise rötlichen schiefrigen Mergel, basal auch um hellen beigen gebankten Kalk (ALLEMANN 2002), der ab dem späten Albin bis ins Maastrichtien auf Sulzfluh-Kalk (Malm) transgredierte.

OBERPENNINIKUM

AROSA-ZONE («OPHIOLITH-MELANGE»)

Die Arosa-Zone bildet ein Melange im tektonisch Liegenden der ostalpinen Deckeneinheiten und ist an deren Nord- und Westrand zwischen Mittelbünden und dem Allgäu aufgeschlossen. Ihre laterale Fortsetzung nach Südwesten bildet die ophiolithische Platta-Decke, gegen Osten die synorogenen Klastika des sogenannten «Randcnomans» (OBERHAUSER 1980, WINKLER 1988). Allgemein handelt es sich um ein Melange mit Blöcken kompetenter Ophiolitheinheiten, ozeanischer Sedimente und ostalpinen Grund- und Deckgebirgslithologien in teilweise serpentinitischer, meist aber toniger Matrix (OBERHAUSER 1980, WEISSERT & BERNOULLI 1985, WINKLER 1988, RING et al. 1990). Das heutige Melange entstand bei der Scherung und tektonischen Vermischung von ostalpinen und süd penninischen Einheiten mit einem älteren oder zeitgleich gebildeten Mergel beziehungsweise Tonstein während der Akkretion am aktiven Kontinentalhang der apulischen Platte in der Früh- bis frühen Spätkreide (WINKLER 1988). Bei der späteren Deckenüberschiebung wurde dieser Bereich der Arosa-Zone zur heutigen Gestalt als «Gleitteppich» zwischen den ostalpinen und im weitesten Sinne penninischen Einheiten ausgewalzt.

Die Mächtigkeit der Arosa-Zone nimmt von bis zu 1000 m in Mittelbünden und dem oberen Prättigau auf wenige Dekameter im Allgäu kontinuierlich ab. Ebenso nimmt der Gehalt ophiolithischer Lithologien von Südwesten nach Nordosten ab. Dies gab Anlass zu einer Unterteilung in eine Arosa-Zone mit häufig vorkommenden Ophiolithen und eine Walsertal-Zone⁴⁾, charakterisiert durch selten vorkommenden Ophiolithe (WINKLER 1988). Hierüber herrscht allerdings keine

³⁾ Mit dieser lithologischen Unterteilung geht ein Wechsel der tektonischen Position einher: Die Arosa-Zone wird unterlagert von mittelpenninischen Einheiten, die Walsertal-Zone von nordpenninischem Flysch. Dieser Wechsel vollzieht sich innerhalb des Rätikons, dessen ostalpine Einheiten am Südrand auf der mittelpenninischen Falknis- und Sulzfluh-Decke, am Nordrand auf nordpenninischem Flysch liegen. Demzufolge wären die im Gebiet von Blatt Buchs aufgeschlossenen Bereiche der Arosa-Zone, welche die Drei-Schwester-Schuppe unter- und den Liechtenstein-Flysch (Triesenberg-Schuppenzone) überlagern, nach WINKLER (1988) der Walsertal-Zone zuzuordnen.

Einigkeit; so lehnt ALLEMANN (2002) diesen Begriff kategorisch ab, und auch hier wird darauf verzichtet.

Unter dem Westrand der Lechtal-Decke zeigt die im Liechtensteiner Gebiet aufgeschlossene Arosa-Zone einen komplexeren Aufbau, den ALLEMANN (2002) detailliert beschreibt und zu gliedern versucht. Die als «knorrige, rekristallisierte, glaukonitische Flyschserie» bezeichnete und stets im basalen Teil des Komplexes auftretende Abfolge weist am ehesten Ähnlichkeit mit dem Alpbach-Schiefer (HALDIMANN 1975) auf, einer stark tektonisierte Serie aus schwarzem, teils grünlichem glänzendem Tonschiefer mit Sandsteinlinsen, die häufig invers gelagerte Olistholithe und schichtartig angereicherte Olisthostrome ophiolithischer, meist jedoch oberostalpinen Herkunft enthalten (HALDIMANN 1975, BURGER 1978). Die lithologische Zusammensetzung des Alpbach-Schiefers ist damit weitestgehend identisch mit der lithologischen Zusammensetzung der in Aufbrüchen der Lechtal-Decke des westlichen Rätikons aufgeschlossenen Arosa-Zone (IBELE & BEHRMANN 2007).

f_{WA} Arosa-Melange

Die sowohl an der Basis der Lechtal-Decke als auch zwischen den Basisschuppen und der Hauptmasse der Drei-Schwester-Schuppe der Lechtal-Decke im Kartengebiet auftretenden Gesteine der südenninischen «Quetschzone» werden von ALLEMANN (1985) als Arosa-Zone i.Allg. ausgeschieden und hier als Arosa-Melange (? Céomanien – Turonien) bezeichnet. Die aufgeschlossenen Lithologien beschreibt BLASER (1952) als zerkneteten dunklen, manchmal grünlichen Mergelschiefer mit abgerissenen Sandsteinlinsen und Brekzien («Wildflysch»). Er kann damit am ehesten als Äquivalent des Alpbach-Schiefers im westlichen Rätikon beziehungsweise der Arosa-Zone betrachtet werden. Von ALLEMANN (2002) detaillierten Profilbeschreibungen sind lediglich Teile des Profils Bargella-West im Gebiet von Blatt Buchs vertreten. ALLEMANN (1985, 2002) beschreibt tektonisch stark durchbewegte und kleinlinsig von Kalzitadern durchschwärmte «knorrige, rekristallisierte, glaukonitische Flyschserien» bei Koord. 2759.950/1223.000.

Als Olistholithe aus dem Ostalpin treten hier auf:

c₈ «Céoman-Schiefer-Brekzien-Serie»

ALLEMANN (1985) weist am unmittelbaren Ostrand des Gebiets von Atlasblatt Buchs die «Céoman-Schiefer-Brekzien-Serie» des Unterostalpins als Teil des Arosa-Melanges aus. Der Aufschluss bei Koord. 2759.960/1223.000 ist Teil des in ALLEMANN (2002) wiedergegebenen Profils Bargella-West und wird als «Mergel-Kalk-Tonschiefer» mit eingelagerten gradierten Brekzienbänken beschrieben. Die Komponenten der Brekzien bestehen aus Calpionellenkalk, während die Matrix Rotaliporen Cenomanen Alters enthält (ALLEMANN 2002).

Arlberg-Formation

Bei Koord. 2759.980/1222.725 scheidet ALLEMANN (1985) den «Fercheneck-Dolomit» als Teil des Arosa-Melanges aus. Dabei handelt es sich jedoch um einen dolomitisierten Riffkalk der Arlberg-Formation des Oberostalpins, der nur aufgrund seiner tektonischen Stellung von ALLEMANN (2002) separat ausgeschieden wurde. Während KOBEL (1969) den Dolomit am Fercheneck als Teil der Heubühl-Schuppe der Lechtal-Decke ansieht, interpretiert ALLEMANN (1985, 2002) ihn mit weiteren kleinen Vorkommen von Alpinem Muschelkalk, Partnach- und Arlberg-Formation als invers gelagerten Olistholith in einer Matrix der «Cénoman-Schiefer-Brekzien-Serie».

OSTALPIN

Als Ostalpin werden alpenweit diejenigen Einheiten zusammengefasst, die paläogeographisch südlich des Penninikums beheimatet sind und als Deckensysteme heute das höchste tektonische Stockwerk bilden. Die kontinentalen Grundgebirgseinheiten des Ostalpins und ihre sedimentäre Bedeckung sind Teil des ab dem Jura gedehnten adriatischen Kontinentalrands, der durch die Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans im penninischen Raum von Europa getrennt wurde.

OBEROSTALPIN

LECHTAL-DECKE

Die Lechtal-Decke der Nördlichen Kalkalpen, der die am Ostrand des Atlasblatts Buchs auftretenden ostalpinen Gesteine angehören (Taf. 1, Profil 7; Fig. 14), ist eine von ihrem kristallinen Grundgebirge abgescherte Sedimentdecke des oberostalpinen Deckensystems. Im Sedimentationsraum der Nördlichen Kalkalpen wurden nach einer frühen siliziklastisch-terrestrischen Phase ab dem Anisien (Mittlere Trias) und unter den episodischen Subsidenz- und Rift-Prozessen eines ausgedehnten passiven Kontinentalrands bis mehrere Kilometer mächtige Plattformkarbonate abgelagert (BRANDNER 1984, LEIN 1987).

Trias

t₁ Fuorn-Formation

Die Fuorn-Formation (Induen–Olénékien, «Alpiner Buntsandstein») ist aus zumeist rot gefärbtem Sandstein oder Tonstein mit einzelnen Konglomeratlagen

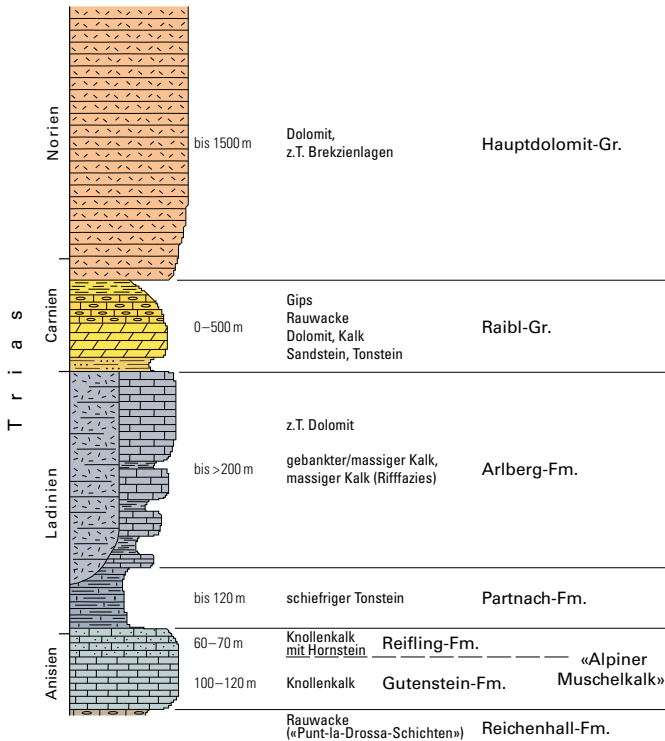


Fig. 14: Übersicht der oberostalpinen Schichtabfolge in der Lechtal-Decke während der Mittlere–Späten Trias (Anisien–Norien). Nach IBELE & BEHRMANN (2007).

und mit nahezu ausschliesslich quarzitischem Detritus zusammengesetzt. In sie können Lagen grünlichen Quarzits mit deutlichen Hellglimmeranteilen eingeschaltet sein (ALLEMANN 2002, IBELE & BEHRMANN 2007). Die Fuorn-Formation tritt im Gebiet von Atlasblatt Buchs nur in einem grösseren versackten Gesteinspaket bei Koord. 2759.475/1221.600 auf.

t₁₋₂ Reichenhall-Formation

Am Westrand der Nördlichen Kalkalpen ist der Übergang von siliziklastisch-terrestrischem «Alpinem Buntsandstein» zu karbonatisch-marinem «Alpinem Mu-

schelkalk» auf die nur wenige Meter mächtige Abfolge der «Punt-la-Drossa-Schichten» reduziert (FURRER & ORTNER 2007, ALLEMANN 2002); sie werden zur Reichenhall-Formation gestellt, die meist aus mürber, gelblich-brauner sandiger Rauwacke besteht (Olénékien – Anisien, ALLEMANN 2002). Im Kartengebiet tritt sie im Gebiet des Gipsbergs (Koord. 2759.800/1225.000) in zwei kleinen, tektonisch verschürften Vorkommen zwischen der Gutenstein-Formation und der Arosa-Zone auf.

t₂ Gutenstein-Formation und Reifling-Formation

In ALLEMANN (1985) sind alle im Gebiet von Atlasblatt Buchs auftretenden Gesteine des Anisien bis frühen Ladinien undifferenziert als «Gutensteiner-Schichten und Alpiner Muschelkalk i. Allg.» ausgeschieden. Dies erscheint insbesondere deshalb berechtigt, da es sich um stark tektonisierte und mechanisch reduzierte Vorkommen in Teilschuppen und an der unmittelbaren Basis der Lechtal-Decke handelt.

Im Feld umfasst die *Gutenstein-Formation* (Österreich: Virgloria-Formation, FURRER & ORTNER 2007) dünn- bis mittelbankigen dunkelgrauen, häufig dolomitisierten bituminösen Kalk. Auf den welligen bis knolligen Schichtfugen treten oft fettglänzende Tonhäute auf (IBELE & BEHRMANN 2007). Gemäss ALLEMANN (2002) ist bei insgesamt stark lateral variierender Fazies knolliger Kalk in den tieferen, Dolomit in den höheren Anteilen vorherrschend. Die Mächtigkeit beträgt 100–120 m (KOBEL 1969).

Die darüber folgende *Reifling-Formation* setzt mit graubraun anwitternden, Crinoiden (Trochiten) führenden Kalkbänken von wenigen Metern Mächtigkeit ein; es folgt vorherrschend knolliger Kalk mit Hornsteinkonkretionen. ALLEMANN (2002) beschreibt ferner eine 1–4 m mächtige Wechsellagerung des Knollenkalks mit grünlich anwitternden Tuffitlagen. Die Mächtigkeit der Reifling-Formation beträgt 60–70 m (KOBEL 1969).

Die Sedimentation der Gesteine der Gutenstein-Formation und der Reifling-Formation findet unter schelfmeerartigen Bedingungen mit Wassertiefen von kaum mehr als hundert Metern statt und erreicht mit der hornsteinreichen oberen Reifling-Formation vermutlich ihre grösste Wassertiefe (KOBEL 1969).

t_{3p} Partnach-Formation

Die Partnach-Formation (Ladinien) erscheint als meist schwärzlicher, selten bräunlicher karbonatarmer harter schiefriger Mergel, der oft griffelförmig-splittrig zerfällt («Griffelschiefer»). Der Karbonatgehalt steigt von unten nach oben an und führt zu tendenziell bräunlicheren Farben und eher blättrigem Zerfall in den höheren Anteilen. Im mittleren Teil der Formation treten einzelne, bis wenige Meter mächtige hell anwitternde Kalkbänke auf, die lateral weit verfolgbar sind, aber teilweise durch Boudinage unterbrochen sein können (KOBEL 1969, ALLEMANN 2002).

Vor allem in den höheren Anteilen sind gelblich-bräunlich anwitternde, flache, bis m-grosse schichtparallel eingeregelter kieselige Kalkkonkretionen häufig (KOBEL 1969, IBELE & BEHRMANN 2007).

Die Untergrenze der Partnach-Formation wird oberhalb der höchsten Kalkbank der Reifling-Formation gezogen (KOBEL 1969, ALLEMANN 2002), ist aber auch morphologisch durch den Wechsel zu weicheren Landschaftsformen in den zurückwitternden Gesteinen der Partnach-Formation gekennzeichnet. Die Grenze zur hangenden Arlberg-Formation ist ein Übergangsbereich. Die Mächtigkeit der Partnach-Formation variiert stark und reicht im Kartengebiet von wenigen Dekametern bis maximal 120 m (KOBEL 1969). Hauptgrund dafür ist tektonische Ausdünnung und Anhäufung des weichen Gesteins. Im Gebiet Drei Schwestern kann auch laterale Ablösung der lokalen Rifffazies durch die hangenden Arlberg-Formation Ursache sein (KOBEL 1969).

Das Einsetzen der Partnach-Formation spiegelt eine markante Änderung der Sedimentationsbedingungen wider. BRANDNER (1984) nimmt für das Ladinien der Nördlichen Kalkalpen eine ausgeprägte Gliederung in Becken (Partnach-Formation) und Schwellen (Wetterstein-Kalk) an. Dagegen sprechen FURRER & ORTNER (2007) für den Sedimentationsraum der Partnach-Formation lediglich von einem schmalen, schlecht durchlüfteten Meeresbecken von ca. 100 m Wassertiefe.

t_{3A} Arlberg-Formation

Die Gesteine der Arlberg-Formation (Ladinien, «Arlberg-Schichten») bestehen aus gebanktem, hellgrau anwitterndem, frisch meist schwärzlichem dichtem bis feinkörnigem Kalk. Im unteren und mittleren Abschnitt wechselt der Kalk mit schwärzlichem schiefrigem Mergel ähnlich dem der Partnach-Formation. Der obere Abschnitt besteht zunehmend aus massigem Kalk und Dolomit ohne Mergelzwischenlagen, gegen das Top auch aus rauwackenartiger Brekzie und Trümmerrauwacke. Während Kalk den unteren Teil zwar dominiert, schwarzer Mergel aber noch bis einige Meter Mächtigkeit erreichen kann, ist letzterer zwischen den dickbankigen Kalklagen des mittleren Teils nur noch einige Dezimeter mächtig und fehlt im oberen Teil ganz (KOBEL 1969, ALLEMANN 2002, FURRER & ORTNER 2007, IBELE & BEHRMANN 2007).

In den basalen Schuppen der Drei-Schwestern-Schuppe ist die Arlberg-Formation als dunkelgrauer massiger dolomitisierter *Riffkalk* ausgebildet, der leicht sandig wirkt und rundliche bis längliche, mm-grosse vadoso Pisolite zeigt (BLASER 1952, KOBEL 1969, ALLEMANN 2002). KOBEL (1969) unterscheidet zudem eine weniger dolomitische Riffrandfazies frei von vadosen Pisoiden. Ausserdem tritt hier eine Bankung und teilweise seitliche Verzahnung mit Mergel vom Typ der Partnach-Formation auf. Ihre grösste Verbreitung im Kartengebiet findet die in Rifffazies ausgebildete Arlberg-Formation zwischen Schaan (Efiplankatobel) und Vaduz (Schlosswald). Nur das von den Wänden des Gipsbergs zum Rotabodenwald

unterhalb von Masescha sich erstreckende Vorkommen tritt in der oben genannten dreigliedrigen Fazies auf. Die Mächtigkeit der Arlberg-Formation im Kartengebiet wird von KOBEL (1969) mit gut 200 m angegeben.

Der im Rätikon dokumentierte Übergang der Partnach-Formation in die Arlberg-Formation als Wechsellagerung der entsprechenden Lithologien weist auf einen durch äussere Einflüsse wie beispielsweise terrigenen Eintrag oder Vulkanismus (KOBEL 1969) bedingten Sedimentationswechsel hin. Während der Sedimentation der Arlberg-Formation nahm die Wassertiefe ständig ab; die oberen Anteile zeigen eine lagunäre Flachwasserfazies (KOBEL 1969).

t₄ Raibl-Gruppe

Die Gesteine der Raibl-Gruppe (Carnien) zeigen ein breites Spektrum von gelbem, rötlichem und grünlichem Tonstein, Siltstein und Sandstein, gebanktem Kalk und Dolomit, Rauwacke und mit dieser in Zusammenhang stehende Brekzien-, Anhydrit- und Gipslagen. Als mechanische Schwächezone liegt die Raibl-Gruppe im Gebiet von Atlasblatt Buchs nur als tektonisches Melange vor, innerhalb dessen der ursprüngliche stratigraphische Verband vollkommen aufgelöst ist. Dementsprechend schwankt die Mächtigkeit der Raibl-Gruppe tektonisch bedingt zwischen 0 m und mehreren 100 m (ALLEMANN 2002). Die Gesteine der Raibl-Gruppe ziehen sich entlang der von Masescha nordwärts über den Moggawald streichenden tektonischen Grenzen zwischen den basalen Schuppen und der Drei-Schwestern-Schuppe der Lechtal-Decke. Sie sind im Moggawald tektonisch angehäuft, sonst eher geringmächtig. Ausserdem treten Gesteine der Raibl-Gruppe im stratigraphischen Verband, aber ebenfalls tektonisch ausgedünnt, innerhalb der Drei-Schwestern-Schuppe zwischen der liegenden Arlberg-Formation und der hangenden Hauptdolomit-Gruppe auf.

Die Raibl-Gruppe setzt mit klastischer Sedimentation von Ton- und Sandstein ein, geht aber rasch in eine karbonatisch-dolomitische, später evaporitische Sedimentation über. Die Gesteine spiegeln generell einen lagunären, von Gezeiten und episodischem Trockenfallen beeinflussten Ablagerungsraum wider (ALLEMANN 2002, FURRER & ORTNER 2007). Dabei bleiben die anfänglichen klastischen Schüttungen zunehmend aus, was auf ein endgültiges Ausgleichen des Reliefs hinweist (BRANDNER 1984).

t₅ Hauptdolomit-Gruppe

Die Hauptdolomit-Gruppe (Carnien–Norien) besteht aus hellem weisslich-grauem, angewittert auch dunkelgrauem oder gelblichgrauem Dolomit. Die Abfolge ist regelmässig im Bereich weniger dm bis weniger m gebankt oder massig, und dann meist stark geklüftet. Charakteristisch sind weissliche dolomitreiche beziehungsweise schwach bituminöse Lagen im Abstand einiger Meter sowie häufig

auf tretende intraformationelle Brekzienlagen, in denen der Zement meist heller als die Komponenten ist (ALLEMANN 2002, FURRER & ORTNER 2007, IBELE & BEHRMANN 2007). Im Kartengebiet kommen Gesteine der Hauptdolomit-Gruppe nur in den Wänden oberhalb des Gipsbergs vor, wo sie die höchsten im Kartengebiet erscheinenden Partien der Westabstürze der Drei-Schwestern-Kette bilden. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis über 1000 m.

Zur Zeit der Ablagerung der Hauptdolomit-Gruppe herrschten über einem ausgeglichenen Relief in einem ausgedehnten Flachmeer, in dem die Sedimentation mit der Subsidenz über längere Zeit Schritt hielt, lagunäre hypersalinare Bedingungen (CZURDA & NICKLAS 1970, BRANDNER 1984, FURRER & ORTNER 2007).

QUARTÄR

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Entstehung lassen sich die quartären Ablagerungen des Kartengebiets in zwei Teilbereiche gliedern: einerseits die Talebenen des Rheintals und des Seeztals mit ihren pleistozänen und holozänen Talfüllungen, andererseits die Talflanken und Gebirgszüge mit meist geringmächtiger, spätpleistozäner bis holozäner Lockergesteinsbedeckung. Generelle Überlegungen zur regionalen Landschaftsentwicklung im Quartär finden sich unter anderem in HANTKE (1980), KELLER (1988, 2009) sowie KELLER & KRAYSS (2005a, b).

Die Entstehung des Seeztals und des Rheintals ist das Resultat mehrfacher glazialer Übertiefung mit wiederholter Ausräumung älterer Talfüllungen und deren jüngste, im Wesentlichen postglaziale Auffüllung mit Lockergesteinen. Der Verlauf der Felsoberfläche unter den Talebenen ist vor allem an den Talrändern durch Bohrungen dokumentiert. Bei Balzers wurde südlich ausserhalb des Kartengebiets, etwas östlich der Talmitte in der Sondierbohrung T 11 die Felsoberfläche auf Kote 32 m ü. M. angetroffen und damit eine Lockergesteinsmächtigkeit von 440 m nachgewiesen (NÄNNY 1983). Weitere Bohrungen im Bereich der tiefen Talrinne fehlen. Eine wichtige Grundlage für die Interpretation der Felsoberfläche im Rheintal bilden die gravimetrischen Messungen von KLINGELÉ (2009); ergänzend dazu erfolgte eine Zusammenstellung von Daten zum Felsverlauf durch SCHÄLLI (2012). Die Felsoberfläche liegt nach diesen Unterlagen im südlichen Taltrog des Rheintals – etwa zwischen Balzers und Sevelen – unterhalb von 100 m ü. M. Damit ergeben sich für zentrale Bereiche des Taltrogs im Kartengebiet Lockergesteinsmächtigkeiten von bis über 400 m.

Ausserhalb der Talebenen besteht das Quartär aus den älteren, glazial abgelagerten oder glazial überformten Bildungen des Pleistozäns – im Wesentlichen Grundmoräne des Bündner Gletschers (cf. SCHLÜCHTER 2009, vgl. Hinweis S. 11) sowie Grund- und Wallmoränen der Lokalgletscher – und den jüngeren, postglazialen Bildungen des Holozäns, wo gravitativ bedingte Ablagerungen wie Hangschutt dominieren.

Das Quartär im Gebiet des Fürstentums Liechtenstein wurde im Rahmen dieser Kartierung auf der Basis der Karte von ALLEMANN (1985) überarbeitet.

Pleistozän

? Mittleres – Spätes Pleistozän

Bergsturzablagerung bei Brüsis

Eine spezielle und quartärgeschichtlich sehr komplexe Situation besteht bei der Lockergesteinsterrasse von Brüsis (Koord. ca. 2744.250/1220.150). HEIM &

OBERHOLZER (1917) stellten am Hangfuss bei Brüsis unmittelbar bei den dortigen Quellaufstössen ein Vorkommen von Quintner Kalk dar. Dagegen zeigten die Untersuchungen von MÜLLER (1994, 1995) einen davon wesentlich abweichenden Aufbau: Eine Bohrung auf der Geländeterrasse von Brüsis erbrachte Lockergesteine bis mindestens 35 m unter die rezente Talsohle. Dieser Lockergesteinskörper von rund 1 km Breite weist intern eine mächtige Schicht aus blockigem Bergsturmateri- al auf, die am Böschungsfuss mit Quintnerkalkblöcken gebietsweise aufgeschlos- sen ist. Darüber folgt Hangschutt, z. T. mit reliktischem Paläoboden, gefolgt von Grundmoräne des Bündner Gletschers und darüber erneut Hangschutt. Da- mit ist eine Entstehung der Bergsturm- masse vor dem letzten grossen Eisvorstoss dokumentiert. MÜLLER (1994) stellt diesen Bergsturz anhand von Pollen und des darüberliegenden Paläobodens sogar ins Mittelpleistozän.

Spätes Pleistozän

Während der Letzten Vergletscherung waren weite Teile des Kartengebiets eisbedeckt. Zur Zeit des Maximalstands ragten nur die Höhenlagen über 1700–1800 m ü. M. entlang der Churfürsten-Alvier-Kette aus der Eismasse heraus (SCHLÜCHTER 2009). In diesen Höhen befanden sich lokale Gletscher, die mit der grossen Eismasse zusammenhingen und in die Talgletscher einmündeten. Im Raum Sargans teilte sich der grosse Bündner Gletscher (SCHLÜCHTER 2009) in den Hauptstrom des Bodensee-Rheinarms und in einen Linth-Rhein-Seitenarm, der sich über das Seet- tal und den heutigen Walensee gegen Nordwesten ausdehnte. Über den Sattel von Wildhaus stiess ein Arm des Bündner Gletschers ausserdem ins Toggenburg vor (KELLER 1988, SCHLÜCHTER 2009).

q_{mB} Letzteiszeitliche Moräne (Till) des Bündner Gletschers

Moränenablagerungen des Bündner Gletschers sind an den Talflanken des Seet- tals und des Rheintals verbreitet vorhanden und werden generell der letzteis- zeitlichen Vergletscherung 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 Ge- schiebespektrum dominieren Kalke, gefolgt von Sandsteinen, Quarziten und nicht genauer bestimm- baren Quarzgeröllen. Untergeordnet treten kristalline Gesteine aus dem Einzugsgebiet in den Bündner Alpen auf. Dabei sind Granite und Gnei- se, selten auch Grünschiefer charakteristisch, die häufig eine gute Rundung auf- weisen. Aufgrund der lithologischen Zusammensetzung der Moräne wie auch der Erratiker lassen sich im Gebiet des Seet- tals Unterschiede zum Rheintal feststel- len. So ist im Seet- tal der Anteil an kristallinen Gesteinen meist stark untergeord- net, während erhöhte Anteile lokaler Gesteinen 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-Walenseearm des Bündner Gletschers hin, vor allem durch die südlich einmündenden Lokalgletscher aus dem Gebiet Tamina bis Schilstal. Im Gebiet der Wildhuser Mulde lässt sich Moräne des Bündner Gletschers auf der Nordseite von Wildhuser Thur und Simmi oberhalb von ca. 1040 m finden. Sie zieht von Letzi gegen Osten bis in den Talgrund bei Unterschwendli auf 700 m hinab.

Die Abgrenzung der Moräne des Bündner Gletschers zu den zahlreichen Lokalmoränen basiert auf morphologischen und lithologischen Kriterien. Die höchsten Lagen mit dominantem Einfluss des Bündner Gletschers liegen am Seveler Berg aufgrund 1200–1300 m ü. M., am Buchserberg reichen sie bis gegen 1400 m ü. M. KELLER (1988) ordnet diese höchste Lage am Buchserberg mit einem Moränenwall auf rund 1300 m ü. M. dem Konstanz-Stadium zu. Auf der östlichen Talseite ist die Moräne des Bündner Gletschers im Gebiet Masescha und Gaflei bis auf maximal rund 1460 m ü. M. dokumentiert. Im Gebiet des Seetzals wurde sie bei der Alp Gastilun bis auf eine Höhe von maximal 1708 m ü. M. kartiert (Koord. 2747.985/1218.750).

Kameterrassenkanten, Moränenwälle

Deutliche Moränenwälle des Bündner Gletschers sind im Kartengebiet praktisch nicht vorhanden. Frühere Eisrandlagen des Talgletschers sind z. B. am Seveler Berg zwischen Surberg, Windegg und Stangenbüel sowie bei Wildhaus auf Höhen von 950–1100 m ü. M. dokumentiert. Dieser Stand wird durch eine Häufung von vielfach kristallinen Erratikern und asymmetrischen Moränenwällen bis terrassenartigen Formen angezeigt. KELLER (1988) postuliert in diesem Gebiet auch Rundhöcker und nahezu hangparallele Schmelzwasserrinnen.

Erratische Blöcke

Als charakteristische erratische Blöcke des Bündner Gletschers sind insbesondere die kristallinen Gesteine – meist Granite und Gneise – zu erwähnen. Sie treten neben Sedimentgesteinserratikern gebietsweise gehäuft auf: so am Seveler Berg beim erwähnten Eisrand zwischen Surberg und Stangenbüel, nördlich von Oberschan oder an der östlichen Talseite bei Masescha. Bemerkenswert ist auch ein einzelner grosser granitischer Erratiker am Schaner Berg auf ca. 1150 m ü. M. (Koord. 2752.795/1220.495), der sich in einem Gebiet mit Lokalmoräne befindet, aber ein umgelagertes Relikt der Moräne des Bündner Gletschers darstellt.

q_{im} Lokalmoräne

Die Lokalmoränen zeichnen sich durch ihre ausschliesslich lokalen und häufig kantigen Gesteinskomponenten sowie durch einen reichen Formenschatz mit Moränenwällen und Terrassenkanten aus. Die flächenmässig ausgedehnteste Verbreitung finden eiszeitliche Ablagerungen in den wenig steilen mittleren Höhenlagen, vor al-

lem im Norden von Schwendi über Wildhaus bis Gams, vom Grabserberg und Studener Berg bis zur Voralp sowie auf den Hochterrassen bei Lüsis und Sennis-Palfris südlich der Churfirsten-Alvier-Kette. Bei diesen Hochterrassen findet sich grossflächig Lokalmoräne, die sich durch markante, häufig zungenartig angeordnete Wallformen (fossile Blockgletscher, s. u.) und blockige Moränen auszeichnet (KELLER 1988).

Grössere Lokalgletscher bildeten sich in den Talkesseln nordöstlich der Churfirsten-Alvier-Kette. Im Talkessel von Malschüel lässt sich die Lokalmoräne am Tobelbach bis ungefähr zur Under Tobelbrugg auf 740 m ü. M. kartieren. Innerhalb dieser maximalen Ausdehnung sind im Talkessel aufgrund von verschiedenen Höhenstufen mit Moränenwällen jüngere, späteiszeitliche bis holozäne Eisrandlagen dokumentiert. Wie im Gebiet der Schaner Alp treten an der Oberfläche oder in der Moräne eingebettet häufig Blöcke von Helvetischem Kieselkalk auf. Auch die Moränenwälle sind aufgrund des im Einzugsgebiet vorherrschenden Kieselkalks meist grobblockig. Der Lokalgletscher aus dem Talkessel des Voralpsees kann anhand seiner Moränen über Maienberg und Eggenberg bis nach Tischenhus/Walchen verfolgt werden. KELLER (1988) unterscheidet in diesem Gebiet vier spätglaziale Vorstossstadien: das Gamperfin-, Schwarzenberg-, Maienberg- und Chalchofen-Stadium. Sie lassen sich in den Nachbartälern des Studener Bachs und des Tobelbachs und teilweise auch auf der Nordostabdachung des Alvier sowie an den Schwendiseen jedoch nur bedingt wiedererkennen (KELLER 1988).

Aus der Talung zwischen Chäserrugg und Gamser Rugg hat ein Lokalgletscher im Gebiet Schwendi bis nach Riet und Lisighaus Moräne abgelagert, wobei eine Eisrandlage bei den Schwendiseen in Form von Moränenwällen besonders ausgeprägt ist. Die Schwendiseen werden als eiszeitlich entstandene Karsen gedeutet (HEIM 1917, KELLER 1988, BECKER 2007).

An verschiedenen Stellen, wo Ablagerungen der Lokalgletscher bis in tiefe Lagen reichen, konnte festgestellt werden, dass Lokalmoräne über Moräne des Bündner Gletschers liegt. Beobachtet wurde eine solche Überlagerung z. B. in Aufschlüssen bei Surberg am Schaner Berg (KELLER 1988). Während die Lokalmoräne meist durch kantige, teils grosse Blöcke von Lokalmaterial charakterisiert ist, ist die Moräne des Bündner Gletschers aufgrund ihrer häufig gut gerundeten kristallinen Komponenten zu erkennen. Stellenweise lässt sich auch Vermischung von Lokalmaterial mit Material aus dem Bündner Einzugsgebiet beobachten; diese können als vom Lokalgletscher aufgearbeitete Moräne des Bündner Gletschers gedeutet werden. Insgesamt werden durch diese Phänomene Lokalgletschervorstösse belegt, die jünger sind als die Moränen des sich zurückziehenden Bündner Gletschers (KELLER 1988). Diesem Umstand trugen zwar bereits HEIM & OBERHOLZER (1917) auf ihrer Karte Rechnung, indem sie die Grenze am Ausfluss des Voralptals zugunsten der Lokalmoränen talabwärts zogen. Insgesamt ergibt sich aber mit der aktuellen Karte ein von HEIM & OBERHOLZER (1917) deutlich abweichender Grenzverlauf, der auf der Kartierung des Formenschatzes mithilfe der inzwischen deutlich besseren Geländeerfassung sowie neuer Detailstudien (KELLER 1988) basiert.

Speziell zu erwähnen sind die quartären Ablagerungen der Talflanke südöstlich der Felswände von Girenschpiz und Flidachöpf. Bei HEIM & OBERHOLZER (1917) wurde in diesem Gebiet eine grosse, bis nach Azmoos (Blatt Sargans) reichende Bergsturzmasse dargestellt. Die Neukartierung führt 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 Blockgletscher – nicht ausgeschlossen werden. Es treten verstreut Kieselkalkblöcke auf, die in einer Grundmasse mit Kieselkalken und hellen Kalksteinen eingebettet sind. Südlich der Kartengebietsgrenze zeigen sich im Bereich dieser Lokalmoräne gebietsweise mehr als 10 m³ grosse Blöcke aus Helvetischem Kieselkalk auf der Geländeoberfläche, die wohl noch späteiszeitlich – allenfalls als Stürze auf den sich zurückziehenden Lokalgletscher – abgelagert wurden. Die Lokalmoräne ist in der Umgebung des Trüebachs von deutlichen Rutschprozessen geprägt (Blatt Sargans, R. Löpfe in Vorb.). Im Kartengebiet Buchs fehlen in der Lokalmoräne dagegen eindeutige Hinweise auf Rutschungen. Als jüngste Ablagerungen sind die Hangschuttschleier und -kegel unterhalb der Felswände Girenschpiz bis Flidachöpf zu verzeichnen, die über der Lokalmoräne auslaufen.

Moränenwälle, Erratische Blöcke

In Gebieten lokaler Vergletscherung sind Moränenwälle häufig erhalten geblieben. Die markantesten Moränenwälle finden sich auf der Hochterrasse von Sennis/Malun, wo gestaffelte Moränenwälle mehrere Zungenbecken der Lokalgletscher dokumentieren. Generell sind in den Lokalmoränen grosse Blöcke aus lokalem Gesteinsmaterial häufig anzutreffen. So liegen diese Blöcke teilweise im Bereich der Moränenwälle, verbreitet aber auch flächenhaft als Blockstreu über der lokalen Grundmoräne. Die Darstellung einzelner erratischer Blöcke muss in solchen Gebieten selektiv erfolgen. Kameterrassenkanten – hier nicht berücksichtigt – lassen sich vor allem im Voralptal und auf der Nordseite des Wildhauser Sattels und des Simmitobels beobachten (KELLER 1988).

Fossile Blockgletscher

Fossile Blockgletscher treten im Gebiet südlich der Churfirsten-Alvier-Kette auf Höhen zwischen ca. 1600 und 1800 m auf. Sie sind charakterisiert durch vor allem grobe Blöcke, die an Bergsturzaflagerungen auf den einstigen Gletscher erinnern. Allerdings bilden sie deutliche wallartige Girlanden, die ihre einst periglaziale Bildung verdeutlichen. Vom Material her unterscheiden sie sich nicht von Lokalmoräne.

Bergsturzmaterial auf Lokalmoräne

Die Bergsturmassen unter den Südhängen der Gauschla und des Alvier sind kleineren Ausmasses und teilweise nicht deutlich von Hangschuttablagerungen mit Blockschutt abgrenzbar. Sie zeigen vielfach glaziale Umlagerungsspuren, indem sie beispielsweise durch jüngere Lokalgletschervorstösse zu Moränenwällen aufgeschoben wurden. Diese älteren Bergsturmassen werden lokal von jüngeren, postglazialen Bergstürzen überlagert, so am Südfuss des Chli-Alvier.

Lesesteinhaufen

Über härterem Felsuntergrund sind teilweise rundhöckerartige Landschaften ausgebildet. Hier finden sich über kuppig-gerundetem felsigem Untergrund kaum Moränen, häufig aber auffallende Lesesteinhaufen. Typisch ausgebildet ist diese Situation am Buchserberg im Bereich Guscha-Guggi, gebietsweise auf der Nordostabdachung der Fulfirst-Alvier-Kette, bei der Alp Naus Obersess, östlich und südlich des Gamser Ruggs, auf dem Galferbühel und auf dem Seichberg.

Bergsturzablagerung Chapf

Die Bergsturzmasse am Chapf füllt unterhalb des Voralpsees den Grund des Voralptals bis gegen Amadang. Die Ablagerungen sind gegenüber der Ausbruchsnische am Chapf auffallend asymmetrisch. Während das unmittelbar unterhalb gelegene Becken des Voralpsees von Bergsturzmaterial weitgehend frei ist, erstreckt sich die Bergsturzmasse talabwärts des Sees über ca. 2 km entlang des Talgrunds. Nach KELLER (1988) war das Voralpseebecken während der Aktivität des Bergsturzes eisgefüllt, so dass das Bergsturzmaterial talseits abgelenkt beziehungsweise durch das Eis abtransportiert wurde. Bei Chalchofen (Koord. 2747.910/1225.575) liegt ein auffallender stirnnaher Moränenwall innerhalb der Bergsturzmasse, der das Chalchofen-Stadium des Voralpgletschers markiert und den Bergsturz in mindestens zwei Phasen teilt: ein frühes Bergsturzereignis vor und ein späteres während des Chalchofen-Stadiums (KELLER 1988). Auch der spätere Bergsturz ging auf Eis im Becken des Voralptals nieder und lagerte sich anschliessend im Zungenbecken ab. Im Gegensatz zu KELLER (1988), der die gesamten Bergsturmassen des Chapfs als nicht glazial überprägt beschreibt, wurden bei der Kartierung gewisse Bereiche als glazial überprägt beurteilt. Dies gilt für die nördlich und westlich über dem Voralpsee gelegenen Vorkommen von Bergsturzmaterial, die im Wald nördlich des Sees einen wenig ausgeprägten Moränenwall bilden ebenso wie für die Ansammlung teils grosser Schrattenkalkblöcke oberhalb Höhi (Koord. 2747.330/1225.675), die der Bergsturzmasse zugeordnet werden und wahrscheinlich vom Gletscher während des Chalchofen-Maximums in ihre heutige Position transportiert wurden.

Pleistozän oder Holozän

Sackungsmassen

Sackungsmassen kommen im Kartengebiet hauptsächlich im Gebiet zwischen Wildhaus und Gams und an den Talhängen der Alvierkette vor. An der Talflanke südöstlich des Hurst treten zwei Sackungsmassen auf, die aufgrund ihrer Morphologie und der Überdeckung mit Lokalmoräne als älter und glazial überprägt gedeutet werden. Bei der kleineren Sackungsmasse in der Mulde von Innglasür sind

nur Gesteine des Drusberg-Members betroffen; bei der grösseren Sackungsmasse am Schaner Berg dagegen auch solche der Schrattekalk-Formation und der Garschella-Formation, die verkippt und gegen Osten abgeglitten sind.

Versackter Vorarlberg-Flysch tritt im Hinderwald nördlich der Simmi in Erscheinung. Versackter Helvetischer Kieselkalk befindet sich westlich von Oberschan an der Südflanke des Trunachopf sowie als zerrüttete Sackungsmasse im Läuï nordöstlich des Gipfels. Im Chelenwald ist ein grösseres Paket von Garschella-Formation versackt.

Zusammenhängende, von ihrem anstehenden Verband aber losgelöste, insgesamt gravitativ versackte grössere Gesteinspakete bestimmter Formationen wurden teilweise als versackte Pakete abgegrenzt:

- Zwei Vorkommen von Diphyoides-Kalk oberhalb von Lüsüs bei Koord. 2743.650/1222.475 und östlich oberhalb von Vergoda bei Koord. 2744.560/1221.860.
- Der im Wald südlich von Grabs-Studen bei Koord. 2751.900/1225.475 aufgeschlossene Kalk der Seewen-Formation ist aufgrund seiner im Kontext nicht passenden Schichtlage ebenfalls als versackt und nicht im Verband anstehend zu interpretieren.
- Ein grösseres Vorkommen von Kalk der Seewen-Formation im Verband mit dem Choltal-Member im Wald zwischen den Schwendiseen ist invers gelagert und deshalb, trotz seiner Grösse, wahrscheinlich nicht im Verband anstehend.
- Eine Reihe von kleinen Sackungsmassen befinden sich im Gebiet von Liechtenstein, so im Kröppel östlich von Schaan, oberhalb von Rotaboda und südöstlich von Triesen-Oberdorf.

Fels- bzw. Bergsturzlagerungen

Fels- beziehungsweise Bergsturzlagerungen treten im Kartengebiet verbreitet auf; typisch sind Vorkommen unter steilen Felswänden (Ausbruchnischen), unter anderem aus Steilwänden mit Helvetischem Kieselkalk oder Schrattekalk. Einige der Bergsturzmassen – in der Regel solche in höheren Lagen – zeigen Hinweise auf eine glaziale Überprägung und damit auf eine spätglaziale Entstehung mit nachträglicher Umlagerung oder Überfahung durch Gletscher.

Am Nordhang des Seetzals befinden sich bei Forggels und nordöstlich oberhalb von Berschis zwei grössere Bergsturzmassen, die aus den steilen Felswänden der Quinten-Formation ausbrachen. Südlich des Felskamms von Glännlichopf und Gälb Chopf ist bei der Alp Untersäss eine grössere Bergsturzmasse kartiert, die bergseits von Hangschutt bedeckt wird und stellenweise auch eine Bedeckung durch Lokalmoräne aufweist. Diese zeigt eine spätglaziale Überprägung des Bergsturzes an.

Bergsturzlagerung Irraggell

Der Hügel von Irraggell erhebt sich keilförmig zwischen den Rinnen der Tidiröfi/Quaderröfi und der Möliholzröfi südöstlich von Schaan. Am südlichen Abhang des Hügels, der durch die Möliholzröfi angeschnitten wurde, sind Berg-

sturzablagerungen freigelegt. Diese bestehen u.a. aus grossen Blöcken von Rauwacke und Dolomit, die aus den Felswänden des Gipsbergs stammen. Der westliche Abhang des Hügels weist eine Bedeckung mit vorwiegend kiesigem, z.T. verkittem Hangschutt auf; lokal wurde auch eine lössartige Bedeckung festgestellt. Diese Bedeckung deutet auf eine frühe Ablagerung des Bergsturzes hin, vermutlich mit anschliessender glazialer Überprägung. Die Hügelform wurde durch spätere Erosion entlang der Riefenschuttrinnen verstärkt.

Zementierter Hangschutt (Hangschuttbrekzie)

In der Umgebung der Ruine Schalun («Wildschloss» Vaduz, bei Koord. ca. 2758.880/1224.320) findet sich ein kleines, gut aufgeschlossenes Vorkommen von Hangschutt, das hangparallele Schichtung und Verkittung zeigt. Auffallend sind die teils steilstehenden Wände, die aufgrund der Verkittung und der sich daraus ergebenden Erosionsresistenz des Lockergesteins entstanden sind. Bei der Korngrößenverteilung liegt ein grosses Spektrum von Sand über Kies bis zu Steinen und einzelnen Blöcken vor, wobei schichtweise auch eine Sortierung erkennbar ist. Bemerkenswert ist das deutliche Auftreten von kantengerundeten kristallinen Gesteinen – häufig Quarzite und Gneise – neben den meist kantigen lokalen Gesteinskomponenten. Erwähnt wird dieses Hangschuttvorkommen von BLASER (1952).

L Löss

Die Lössbildungen in der Umgebung von Wartau südlich von Sevelen 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 entlang der Hügel von Lonna und Major bis nach Plattsnas und an den Hängen unterhalb der Felskuppe der Ruine Wartau (Fig. 15). Kleinere und stärker verstreute Vorkommen findet man in der nördlichen Fortsetzung Richtung Heuberg–Uscherholz und auf dem Hügel von Ansa westlich von Sevelen. 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 Einsprenglinge auftritt. Neben erkennbarem Hellglimmer und Quarzkörnern wurden gemäss BRIEGEL (1972) in Materialproben diverse Schwerminerale nachgewiesen. Von Interesse ist eine Landschneckenfauna, wie sie von MOUSSON (1856) und FRÜH (1899) dokumentiert wurde. Die Mächtigkeit der Lössablagerungen 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



Fig. 15: Die Lössterrassen von Wartau. Im Vordergrund der lössbedeckte Hügel Major mit seiner markanten Terrassierung. Im Mittelgrund der aus Schrattenkalk bestehende Hügelzug des Ochsenbergs mit der Ruine Wartau am linken Bildrand. Im Hintergrund die Gipfel von Alvier-Chopf-Verschmutchopf-Hurst (von links nach rechts). Das generelle Einfallen der Schichten gegen Nordost zeigt sich insbesondere bei der Schrattenkalkplatte am Verschmutchopf. Blickrichtung gegen WNW. Foto P. Bissig, 2013.

auflagert. FRÜH (1899) gibt auch direkte Auflagerungen auf abgeschliffenem Fels und Spaltenfüllungen in Schrattenkalk an. Zu erwähnen sind auch einzelne kleinere Lössvorkommen am östlichen Rand des Rheintals bei Vaduz im Gebiet Heiligkreuz (BLASER 1952, ALLEMANN 2002). Diese wurden bereits von A. Escher von der Linth (in MOUSSON 1856) erkannt und weisen nur geringe Mächtigkeiten auf.

Die äolische Entstehung der Lössbildungen – wohl kurz nach Rückzug des Bündner Gletschers – ist allgemein anerkannt (FRÜH 1899, GOUDA 1962). In einigen Lössgebieten – so bei den Hügeln von Lonna bis Plattsnas – bestehen Terrassen mit teils über 10m hohen Böschungen und deutlichen Böschungskanten (Fig. 15). Ob diese markanten Terrassenbildungen ausschliesslich durch menschliche Tätigkeit zur Gewinnung von Ackerbauflächen verursacht wurde, oder ob natürliche geologische Prozesse und Inhomogenitäten bei der Terrassenentstehung

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

Rutschmassen

Rutschmassen sind vor allem an den nordöstlichen Flanken der Churfürsten-Alvier-Kette verbreitet, wobei diese bevorzugt in Lokalmoränen vorkommen. Eine bedeutende Rutschung dieser Lagen bildet die Rutschmasse bei Valpalos talseits der Schaner Alp. Dort liegt die Rutschmasse vorwiegend der Felsunterlage des Drusberg-Members auf. Weitere Rutschmassen existieren grossflächig im Gebiet zwischen Wildhaus und Grabserberg; zu erwähnen sind dabei Rosswald südlich von Wildhaus sowie die drei Rutschgebiete bei Chrostobel, Rohregg und Salegg oberhalb des Grabser Bergs.

Als Beispiele für Rutschmassen in überwiegend tonreichen verwitterten Festgesteinen sind v.a. folgende Gebiete zu nennen: Auf der Hochterrasse von Gastilun-Palfris sind Schichtabfolgen der oberen Zementstein-Formation und der Palfris-Formation erfasst. Im Gebiet Schmidswald südöstlich von Wildhaus und bei Impertschils existieren mehrere teils versackte Rutschmassen im Amden-Mergel. Dazwischen besteht eine grössere Rutschmasse zwischen Chaltenbach und Simmitobel, die Gesteine des «Wildflyschs», der Amden-Formation und der Reiselberg-Formation betrifft.

Rezente Instabilitäten im Gebiet Bruch

Im Bruch zwischen Lüsis und Sennis (Koord. 2745.2/1220.9) sind bergsturzartige Blockmassen mit unterliegender Palfris- und Zementstein-Formation derzeit in kriechender und nach Starkniederschlägen episodisch murgangartiger Bewegung. Während der Feldaufnahmen änderten sich die Geländemorphologie und die Ausdehnung des betroffenen Gebiets laufend. Bei den bergsturzartigen Blockmassen handelt es sich um höher am Berg anstehenden Diphyoides-Kalk und Helvetischen Kieselkalk. Sie haben keine eindeutige Ausbruchsnische und wurden in der Karte als Rutschmasse ausgeschieden.

Rutschmasse von Triesenberg

Im südöstlichen Teil des Kartengebiets befindet sich das Rutschgebiet von Triesenberg. Das Gebiet erstreckt sich vom Felskamm zwischen Rheintal und Saminatal – ausgehend von einer Zone mit Sackungsmassen östlich ausserhalb des

Gebiets von Blatt Buchs – über das Siedlungsgebiet von Triesenberg bis zum morphologisch deutlich ausgebildeten Fuss der Rutschung bei Triesen. Der Aufbau der insgesamt rund 5 km² umfassenden Gesteinsmasse ist sehr heterogen. Im Gebiet von Blatt Buchs tritt im unteren Teil der Rutschmasse Mischschutt aus verwitterten, tonig-siltigen bis sandigen Flyschgesteinen sowie Gesteinen aus dem Ostalpin auf. In den höheren Lagen sind blockstromartige grobkörnigere Rutschmassen dokumentiert, die von der bergseits anschliessenden Sackungsmasse ausgehen. Im Zentrum von Triesenberg wurde eine Mächtigkeit der Rutschmasse von über 80 m nachgewiesen; der in jüngster Zeit aktive Tiefenbereich der Rutschbewegungen betrifft die obersten 10–15 m (BERNASCONI & TACHER 2010).

In früheren Kartierungen und Beschreibungen von ALLEMANN (1985, 2002) lag bei der Entstehungsgeschichte dieser Rutschmasse der Schwerpunkt vor allem auf Bergsturzereignissen und das Gebiet wurde deshalb gesamthaft als Bergsturzgebiet bezeichnet. Neuere Untersuchungen und Studien (TULLEN 2002, TACHER et al. 2006, BERNASCONI & TACHER 2010) heben dagegen die Bedeutung der Rutschprozesse hervor. Im Rutschgebiet zeigen sich an mehreren Stellen auch sekundäre Rutschungen mit Abrissrändern und Stauchwülsten.

Hangschutt, Hangschuttkegel

Trockene Hangschuttkegel, Hangschuttschleier und Hangschutt mit Blockschutt sind verbreitet unter steilen Felswänden vorhanden. Zu erwähnen sind insbesondere die steilen Südwände der Bergkette von Sichelchamm über Fulfirst, Alvier, Gauschla bis Flidachöpf, die durch den sehr kompetenten Helvetischen Kieselkalk gebildet werden. Am Fuss der Felswand besteht eine praktisch durchgehende Zone aus einzelnen Hangschuttkegeln und Hangschuttschleiern.

Gemischte Schuttkegel

Gemischte Schuttkegel zeigen neben oberflächlichem trockenem Hangschutt auch Anzeichen von gelegentlichem Wassertransport, wohl vor allem nach heftigeren Gewittern. Man findet sie im Gebiet nördlich des Hurst und auf der Südseite der Alvierkette, häufig assoziiert mit trockenen Hangschuttablagerungen.

Bach- und Murgangschutt, Bach- und Murgangschuttkegel

Bedeutende Vorkommen von Bach- und Murgangschutt bestehen in erster Linie in Form von Schuttkegeln bei den Austritten von Bachläufen aus den Talflanken in die Ebenen des Seeztals und Rheintals. Im Seeztal sind als grössere Bachschuttkegel diejenigen von Berschis und Tschlerlach zu nennen. Am westlichen Talrand des Rheintals sind die Bachschuttkegel von Sevelen und Buchs sowie die breite Zone am Hangfuss des Studner-, Grabser- und Gamserbergs zu erwäh-

nen. Der aus dem Geissbergtobel austretende Seveler Bach hat einen Schuttkegel geschüttet, der sich in der Ebene an der Felskuppe der Ruine Herrenberg aufteilt. Der Schuttkegel des Tobelbachs reicht bei Buchs aus dem Gebiet Altendorf bis ins Dorfzentrum, wo er sich mit den alluvialen Ablagerungen des Rheins verzahnt. Die grossen Bachschuttkegel der erwähnten Zone zwischen Werdenberg und Gams umfassen eine Fläche von rund 5 km² und bestehen hauptsächlich aus Bachschutt des Studner Bachs, des Walchenbachs und der Simmi. Sie weisen einen flachen Hangfuss mit weitläufigen Übergangsbereichen zu den Talalluvionen auf.

Am östlichen Rand des Rheintals bestehen ausgedehnte Bach- und Murgangschuttfächer, die aus den steilen, von Rinnen durchsetzten Flanken der Bergkette von Heubühl bis zu den Drei Schwestern geschüttet wurden. Südlich von Triesen dehnt sich ein Schuttfächer aus, dessen Zentrum bei Garnis am Ausgang von mehreren Tobelbächen liegt und der hangseits durch verschiedene Rutschflächen begrenzt wird. Der kleine Schuttfächer von Meierhof wird südlich ebenfalls von einer Rutschung begrenzt (Fuss der Rutschmasse von Triesenberg). Eine beträchtliche Ausdehnung haben mit rund 6,5 km² Fläche die Schuttfächer am Hang von Vaduz und Schaan, die Liefergebiete aus verschiedenen Rüfezügen aufweisen. Die Möliholzrüfi baute bei Vaduz den südlichen Teil des Schuttfächerkomplexes auf. Gegen Norden folgen Ablagerungen aus der Tidröfi, die in ihrem Unterlauf als Quaderröfi bezeichnet wird. Der oberste Teil des Schuttfächers, östlich des Iragellbüchels, ist zumindest rezent nicht mehr von Schuttanlieferung betroffen, zeigt jedoch einen zum ganzen Schuttfächerkomplex anschliessenden Geländeverlauf. Nordöstlich von Schaan bilden sich in der weiteren Fortsetzung Schuttfächer ausgangs von drei Tobelrinnen; als nördlichster und bedeutendster dieser Rüfezüge gilt die Forstrüfe. Bei Nendeln wurde ein weiterer grosser Schuttfächer aus zwei Rüfezügen gebildet.

Die ausgedehnten Schuttfächer der Liechtensteiner Talseite sind massgeblich durch Ablagerungen bei episodischen Murgangereignissen (Rüfen) entstanden und können grosse Mächtigkeiten aufweisen; so sind beim Schuttfächerkomplex von Vaduz und Schaan Mächtigkeiten von über 100 m nachgewiesen (vgl. Fig. 16).

Hanglehm, Schwemmlehm

Feinkörniger Hang- oder Schwemmlehm, der kleinräumige Geländemulden füllt, findet sich an folgenden Orten: bei Stofel südlich von Wildhaus, auf Gamperfin und bei Büelen sowie am Hangfuss des Grabserbergs nordwestlich von Grabs.

Kalksinter (Quelltuff)

Nennenswerte Vorkommen von Kalksinter (Quelltuff) beschränken sich auf einen Bacheinschnitt östlich von Heiligkreuz, am nördlichen Zufluss zum Walchenbach bei Walchen und nah der Wildhuser Thur bei Boden.

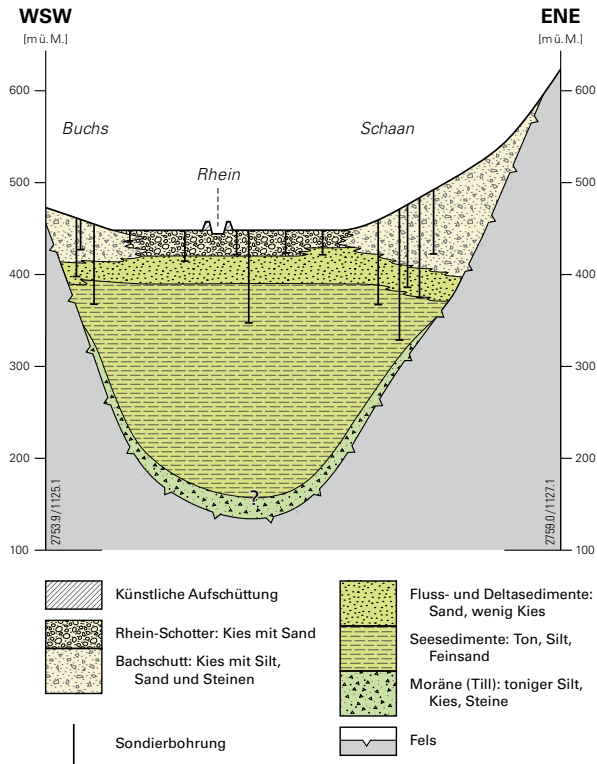


Fig. 16: Quartärgeologisches Querprofil Buchs-Schaan (Koord. ca. 2753.9/1225.1 – 2759.0/1227.1), verändert nach NAEF & BERNASCONI (2010). Profil 10-fach überhöht.

q_a **Rezente Alluvionen**

Seeztal

Die Talauffüllung des Seeztals besteht gemäss MÜLLER (1995) aus einer Abfolge von feinkörnigen Seeablagerungen und sandig-kiesigen Ablagerungen der Seez und der Schils. Diese beiden Bäche bildeten Schuttfächer, zu einem frühen Zeitpunkt auch Deltaablagerungen im Seebecken des Seeztals. Im Abschnitt von Flums bis Walenstadt dominieren ausserhalb der Schuttfächer in den oberen 10–20 m feinkörnige Verlandungs- und Überschwemmungssedimente mit nur lokal kiesigen Rinnenablagerungen.

Rheintal

Eine rund 30–40 m mächtige Sedimentabfolge von kiesigen Flussablagerungen (Rhein-Schotter) dominiert im südlichen Abschnitt des Rheintals bis Buchs und Schaan weitgehend den Talquerschnitt. In randlichen Lagen – so etwa nördlich von Sevelen – treten auch feinkörnige Hinterwasserablagerungen⁵⁾ und Verlandungssedimente auf. Im Abschnitt nördlich von Buchs und Schaan erfolgt eine Aufweitung des Rheintals, und die kiesigen Flussablagerungen sind nur im zentralen, ungefähr dem heutigen Rheinverlauf entsprechenden Gebiet als durchgehende Abfolge vorhanden. Gegen die Talhänge von Grabs und Gams treten – ab einer Linie etwa nördlich von Werdenberg – zunehmend Hinterwasserablagerungen und Verlandungssedimente auf. Auch an der östlichen Talseite keilen die kiesigen Flussablagerungen allmählich in der Talebene aus, ausgehend vom Dorfzentrum Schaan über das Rietgebiet bei Meder nach Tentscha. Die östlichen Rietgebiete gegen Nendeln zu werden durch Hinterwasserablagerungen und Verlandungssedimente dominiert. Im gesamten Gebiet wird der Rhein-Schotter von einer geringmächtigen Schicht aus jungen feinkörnigen Überschwemmungssedimenten überdeckt.

Bei rund 410–420 m ü. M. besteht ein in Bohrungen dokumentierter Übergang zu einer Abfolge aus vorwiegend Sand mit untergeordnet Kies, die als Deltasedimente interpretiert werden (EBERLE 1987). Der grösste Teil der Talfüllung besteht ab einer Kote von ca. 390 m ü. M. aus feinkörnigen tonigen bis siltig-feinsandigen Seesedimenten (Fig. 16). In der stark glazial übertieften Felsrinne des Rheintals wird als ältestes Quartärsediment über der Felsoberfläche stellenweise Moräne vermutet (NAEF & BERNASCONI 2010). Im Kartengebiet ist dies mangels entsprechender Bohrungen jedoch nicht nachgewiesen; auch in der Sondierbohrung T 11 Balzers, wo die Basis des Quartärs in ca. 400 m Tiefe angetroffen wurde, liegen Seesedimente direkt auf dem Fels (NÄNNY 1983).

Sümpfe, Torfmoore

Gebiete mit Sümpfen und vernässten Böden treten verbreitet über Wasser stauenden Lithologien auf. Zu nennen sind die Hochterrasse von Sennis-Palfris mit Lokalmoräne und Gesteinen der Palfris-Formation, das Gebiet Voralp–Gamperfin–Grabserberg und Gebiete nahe des Wildhauser Sattels (südlich von Wildhaus, Schwendi, Äpli und Oberdorf) mit Moräne und schlecht durchlässiger Unterlage aus tonreichen Gesteinen des Amden-Mergels und des Wildhaus-Melanges. In den Talebenen existieren nur vereinzelt Gebiete mit Sümpfen und Vernässungen, meist im Bereich verlandeter Wasserläufe. Als Torfmoore sind im Gebiet von Blatt Buchs folgende Gebiete aufzuführen: Schaner und Gretschinser Riet bei Oberschan, Turbenriet bei Gamperfin (dort sind auch ehemalige Abbau-

⁵⁾ Regionaler Begriff für feinkörnige alluviale Ablagerungen ausserhalb der Flussrinnen.

spuren – Torfstich – zu erkennen), Moorgebiet bei Äpli, Umgebung Schwendiseen und Naturschutzgebiet bei Schwabbrünnen/Äscher (westlich vom Planken). In der grossen Rietebene zwischen Schaan, Nendeln und Planken sind zwar gebietsweise Torfschichten auch oberflächennah vorhanden, es handelt sich aber nicht um aktive Moorgebiete.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Grössere Auffüllungen finden sich in der Deponie Buchserberg südwestlich sowie im ehemaligen Steinbruch südlich von Buchs. Auf der östlichen Rheintalseite ist vor allem die Deponie «Im Rain» bei Schaan zu nennen.

An künstlichen Aufschüttungen sind in erster Linie die im Gebiet des Atlasblatts Buchs zahlreichen Murgangschutzbauten zu erwähnen: im Seeztal nördlich von Berschis am Austritt des Bachs ins Seeztal bei Gela sowie ausgangs der grossen Rüfenrinnen zwischen Nendeln und Vaduz. Weitere Aufschüttungen befinden sich entlang der Autobahn bei Walenstadt, auf dem dortigen Waffenplatz und bei den Gleisanlagen von Buchs. Daneben ist der Rhein auf seiner gesamten Länge im Karstengebiet von künstlichen Dämmen begleitet.

Künstlich verändertes Gelände

Zwei Gebiete sind als künstlich verändertes Gelände ausgewiesen: der Golfplatz im Rheintal bei Eich östlich von Gams und die Skipisten nördlich des Gamsbergli am Gamser Rugg.

Karstbildungen

Als bedeutendstes verkarstungsfähiges Gestein ist der Kalk der Schrattenkalk-Formation zu nennen. Verkarstungsfähig sind auch die Kalke der Seewen-, Quinten- und Zementstein-Formation sowie der Trias der Lechtal-Decke auf der Liechtensteiner Seite des Rheintals. In diesen Gesteinen zeigen sich Verkarstungserscheinungen wie Karrenfelder, Dolinen und Höhlen. Als teilweise verkarstungsfähig gilt auch der Helvetische Kieselkalk. Oberflächliche Verkarstungserscheinungen wie Karrenfelder können in gewissen Fällen auch in den Kalksteinen geringer Verbreitung wie z.B. dem Brisi-Kalk auftreten. Typische grossflächige Karstgebiete prägen das Gebiet Chäserrugg – Gamser Rugg – Neuenalp – Gamperfin, wo sie hauptsächlich im Schrattenkalk, auf den Hochflächen auch im Kalk der Seewen-Formation ausgebildet sind. In diesem Gebiet ist auch ein weitläufiges Karsthöhlsystem bekannt (FILIPPONI 2006, BECKER 2007).

Im Gebiet Maschesa auf der Liechtensteiner Seite des Rheintals befinden sich über den gipshaltigen Schichten der Raibl-Gruppe Dolinen, die infolge der Lösung des Gipses (Gipstrichter) entstanden (ALLEMANN 1985, 2002).

TEKTONIK

Tektonische Gliederung

Im Gebiet von Atlasblatt Buchs sind mit Helvetikum, Penninikum und Ostalpin drei tektonische Grosseinheiten der Alpen vertreten. Den Hauptteil des Kartengebiets, die Churfürsten-Alvier-Gruppe, nimmt die oberhelvetische Säntis-Decke ein, die topographische Depression von Wildhaus wird vom ultrahelvetischen Wildhaus-Melange aufgebaut (Fig. 17). Darüber folgen in flächenmässig geringer Verbreitung und vor allem östlich des Rheintals auf Liechtensteiner Gebiet penninische und ostalpine Einheiten.

Beiderseits des Seeztals sind mit der Mürtchen-Decke südlich und mit der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone nördlich des Tals bis zu den Hochterrassen Lüsis-Sennis-Palfris die tieferen Einheiten des oberhelvetischen Glarner Deckenkomplexes aufgeschlossen. Darüber folgt die ebenfalls oberhelvetische Säntis-Decke, die sich vom Hauptkamm der Churfürsten-Alvier-Kette über seine Nordabdachung bis zum westlichen Rheintalrand ausdehnt. Auf die Säntis-Decke überschoben und im Nordwestteil des Kartengebiets in der Wildhauser Mulde erhalten folgen ultrahelvetische Einheiten des Wildhaus-Melanges. Am Unterlauf der Simmi und nördlich anschliessend liegen auf dem Wildhaus-Melange als tektonisch höhere Einheit unterpenninische Flyschserien. Ebenfalls tektonisch über den helvetischen Einheiten liegt die mittelpenninische Grabs-Klippe (Falknis-Decke). In den östlich des Rheintals aufsteigenden Hängen des Fürstentums Liechtenstein treten zwischen Nendeln und Triesen unterpenninische Flyschserien auf, über denen südöstlich von Triesen schliesslich mit der Sulzfluh-Decke und der Falknis-Decke noch mittelpenninischen Einheiten in das Kartengebiet hinein streichen. Darüber folgen oberhalb Schaan und mit dem tektonischen Melange der oberpenninischen Arosa-Zone an der Basis die Einheiten der oberostalpinen Lechtal-Decke.

Helvetikum

Oberhelvetikum

Der helvetische Faziesraum, der den nördlichen Schelf der ehemaligen alpinen Tethys umfasst, ist im heutigen Gebirgsbau in der autochthonen Sedimentbedeckung der Externmassive (z.B. Aar-Massiv) und in den ehemals südlich daran anschliessenden, von ihrem kristallinen Untergrund abgesicherten helvetischen Decken erhalten. Die südlich der Externmassive beheimateten Decken wurden über diese hinweg nach Norden und Nordwesten transportiert. Dabei gilt innerhalb der Decken, dass ehemals südlichere Bereiche über ehemals nördlichere Bereiche und zudem insgesamt weiter nach Norden geschoben wurden.

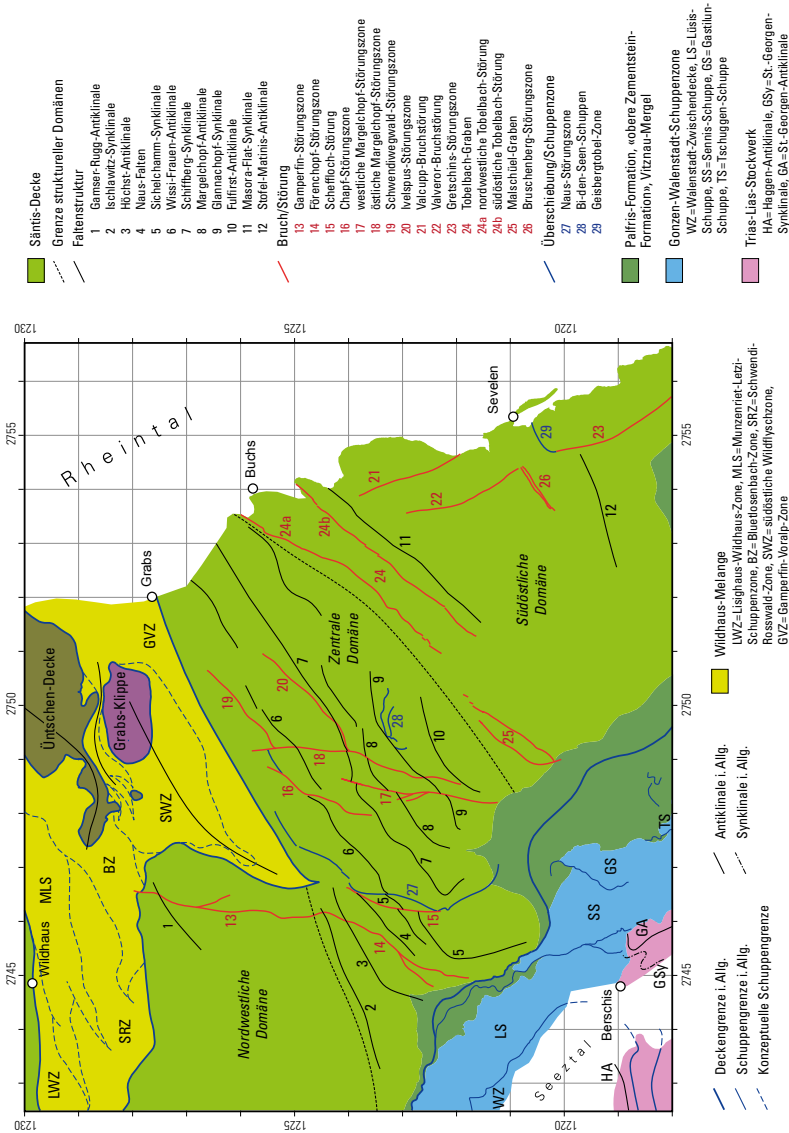


Fig. 17: Übersicht über die im Text beschriebenen tektonischen Elemente westlich des Rheins.

Die tektonischen Einheiten des Helvetikums werden in drei Abteilungen gegliedert: Im Unterhelvetikum werden die Externmassive und ihre autochthon-parautochthone Sedimentbedeckung zusammengefasst. Das Oberhelvetikum beinhaltet die eigentlichen helvetischen Decken, die in der Zentral- und Ostschweiz über der Hauptüberschiebung liegen. Davon treten im Gebiet von Atlasblatt Buchs der tiefere Glarner Deckenkomplex mit der Mürtschen-Decke und der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone («lower Glarus nappe complex») sowie die höhere Säntis-Decke («upper Glarus nappe complex», PFIFFNER 1981, 2011) auf. Die oberste Abteilung, das Ultrahelvetikum umfasst im Gebiet von Atlasblatt Buchs das Wildhaus-Melanget («Wildhauser Schuppenzone»).

Tiefbohrungen im schweizerischen Molassebecken und am Alpennordrand sowie reflexionsseismische Untersuchungen zeigen, dass vom nordhelvetischen Autochthon der Externmassive unter den helvetischen Decken, der subalpinen und der mittelländischen Molasse hindurch bis zum Jura und der Schwäbisch-Fränkischen Alb eine direkte Verbindung besteht, d.h. die helvetische Fazies in nicht genau bekannter Weise nach Norden mit dem argovisch-schwäbischen Faziesraum korreliert werden kann. Zur Klärung dieser Beziehung haben vor allem die Resultate des NFP 20 (PFIFFNER et al. 1997) sowie verschiedene stratigraphische Arbeiten und regionale Synthesen beigetragen (z.B. BRUNNSCHWEILER 1948, TRÜMPY 1959, GWINNER 1978, KUGLER 1987). Anschaulich wird dieser Zusammenhang auch mit den aktuellen geologischen Profilen in PFIFFNER (2011, 2015) und SOMMARUGA et al. (2012) dargestellt.

Glarner-Deckenkomplex

Im Gebiet westlicher Walensee–Mürtschenstock–Glarus lassen sich unter der Säntis-Decke die höhere Mürtschen-Decke und die tiefere Glarner Decke des Glarner Deckenkomplexes mit jeweils vom Verrucano bis ins Paläogen reichender Schichtfolge unterscheiden (TRÜMPY 1969; PFIFFNER 2011, Taf. VII). Im Seetalquerschnitt geht dieser klare Bezug allerdings verloren. Dort kann zwischen Flums und Sargans die Verrucano- bis Liaseinheit südlich des Tals als Sockel der Dogger-Malm-Schuppen der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone, und diese wiederum als Jurasockel der von ihr abgesicherten Kreidefolgen der Säntis-Decke im Zusammenhang studiert 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 Mürtschen-Decke zuzuordnenden Teile der Verrucano- bis Liaseinheit zwischen Linth und Seez als Glarner-Decke s.l.

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

Mürtschen-Decke

Die zwischen Flums und Walenstadt auf der Südseite des Seetzals auftretenden Einheiten von Trias und Lias und die östlich von Berschis auf der Nordseite des Seetzals anstehenden Liaseinheiten der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone zeigen einen sehr ähnlichen, von Falten geprägten Baustil, der sich von demjenigen der höheren Einheiten der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone deutlich unterscheidet. Dies veranlasste HELBLING (1938), die Liasvorkommen des Seetzals zu einer sogenannten «Lias-Decke» zusammenzufassen. Obwohl der Begriff Decke hier irreführend ist, da sich die Einzelstrukturen trotz Änderung ihres tektonischen Stils lateral verfolgen lassen (TRÜMPY 1949), werden die genannten Abfolgen als Verrucano- bis Liaseinheit zusammenfassend betrachtet.

Verrucano- bis Liaseinheit südlich des Seetzals

Dieser im südwestlichen Kartengebiet zwischen Haggen, Tobelbach und Chalchtare aufgeschlossene Bereich ist durch Faltung und kleinräumige Verschupung mit vielfach inverser Schichtlagerung gekennzeichnet. Es lassen sich drei Bereiche unterscheiden: ein nördlicher Bereich aus Gesteinen der Sexmor-Formation des Lias, ein mittlerer Bereich aus älteren liasischen Gesteinen der Spitzmeilen-Formation und ein südlicher Bereich mit verschuppten triassischen Gesteinen der Röti- und Quarten-Formation; Verrucano tritt erst weiter südlich ausserhalb des Kartengebiets in Erscheinung. Intern bildet der nördliche Bereich die nordvergente Haggen-Antiklinale (HA in Fig. 17), der mittlere Bereich eine invers gelagerte, einheitlich gegen Südosten einfallende Schichtplatte und der südliche Bereich eine intern verschuppte, teilweise invers, teilweise normal gelagerte Zone variablen Streichens. Die drei Bereiche sind durch Überschiebungen voneinander getrennt.

HELBLING (1938) und TRÜMPY (1949) erkennen im mittleren Bereich den Verkehrtsschenkel einer Synklinale, der durch eine Überschiebung gegen den nördlichen Bereich abgetrennt wird. Die auf den mittleren Bereich überschobene Trias des südlichen Bereichs dürfte mit den Gesteinen des Verrucanos stratigraphisch in Beziehung stehen (im Gebiet von Blatt Buchs nicht aufgeschlossen).

Liaseinheiten nördlich des Seetzals

Die westlich von Berschis im Kartengebiet aufgeschlossene Liaseinheit (Sexmor-Formation) ist tektonisch entlang des tonreichen Mols-Members von der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone entkoppelt und zeigt einen eigenständigen Strukturstil. Ihr interner Bau ist durch kleinräumige enge bis isoklinale Faltung charakterisiert. Im Wesentlichen kann eine Synklinale und eine Antiklinale unterschieden werden, deren Achsenebenen flach gegen Südosten einfallen. Die Spur der St.-Georgen-Synklinale (GSy in Fig. 17) streicht von Lochriet schweifend mit der Aufschlusswand südlich unter der Kapelle St. Georgen westwärts, um westlich des Gipfelaufbaus des Kapellhügels in etwa 540 m ü. M. den Westgrat des Hügels

nach Norden zu überschreiten. Im nördlich von St.Georgen liegenden Tälchen beschreibt die Achsenebenenspur einen Bogen nach Südosten um dann im Hangschutt unter den Südwestwänden des Pkt.626m nach Norden und in rund 560 mü.M. westlich um diesen herum an den Berschnenbach zu ziehen, wo sie sich in den Gesteinen des Mols-Members verliert. Die St.-Georgen-Antiklinale (GA in Fig. 17) ist bei Koord. 2745.775/1218.825 am Berschnenbach mit ihrer Stirn-umbiegung aufgeschlossen. Von dort verläuft ihre Achsenebenenspur über westlich von Brüge und Rüti bis unter die Wand unterhalb von Sersax.

Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone

Die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone bildet im Kartengebiet die steilen, überwiegend bewaldeten Nordhänge des Seeztals unterhalb der Hochterrassen Lüsiss-Sennis-Palfris. Die mechanische Stratigraphie der Schuppenzone hat ihre heutige Geometrie massgeblich beeinflusst und kann etwa wie folgt gegliedert werden: Über dem Lias-Stockwerk bilden die Doggereinheiten der Bommerstein-Formation und der Reischiben-Formation einen unteren, bis wenige hundert Meter mächtigen kompetenten Anteil. Darüber folgt in der Schilt-Formation ein mittlerer, wenige Dekameter mächtiger und wesentlich besser verformbarer Teil, in dem kleinräumige Dislokationen stattfanden. Der obere Teil bildet in Form der Quinten-Formation einen ca. 500 m mächtigen, sehr kompetenten Abschnitt über dem die Kalk-Mergel-Wechselagerung der Zementstein-Formation in die inkompetenten Lithologien der Frühen Kreide überleiten. Das insgesamt mechanisch stabile Paket wurde im Zuge der Orogenese sowohl an den mechanisch schwachen Einheiten des unteren Doggers (Mols-Member der Bommerstein-Formation) gegenüber der Liasunterlage disharmonisch gefaltet als auch im Tonstein der Palfris-Formation von der hangenden Kreideschichtfolge gelöst und tektonisch eigenständig zum heutigen Schuppenbau deformiert (PIFFNER 2011).

Die im Kartengebiet auftretenden Schuppen werden von Nordwesten (unten) nach Südosten (oben) nach den über ihnen gelegenen Alpen als Lüsiss-, Sennis-, Gastilun- und Tschuggen-Schuppe bezeichnet. Diese Schuppen liegen der tiefsten Einheit der Walenstadt-Zwischendecke auf (Fig. 17, Taf. I, Profile 1-3).

Walenstadt-Zwischendecke

Als tiefster Teil der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone tritt sie im Kartengebiet entlang des Hangfusses zwischen Tscherlach und Walenstadt auf. Der Walenstadt-Zwischendecke sind die Aufschlüsse der Zementstein-Formation im unteren Acherbach und der Schilt- und Quinten-Formation am Schlössli westlich von Tscherlach zuzuordnen.

Lüsiss-Schuppe

Sie streicht von Berschis bis zum westlichen Kartengebietsrand. Ihr Rückgrat bilden die Quintnerkalkwände unterhalb von Verachta, des Schlums Chopf und Casalta, sowie unterhalb von Bülsegg. Im dazwischen liegenden Bereich Gloggner-Widenbach-Cafäntisbach sind diese Wände weniger geschlossen ausgebildet. Dies korreliert mit einer Synklijalstruktur, die durch

ein Umbiegen des generellen NW-SE-Streichens in N-S- bis NE-SW-Streichen und ein Versteilen des Einfallens gekennzeichnet ist, weshalb die um 1000–1200 m.ü.M. ausbeissende Grenze zwischen Quinten- und Zementstein-Formation im Widenbachs auf 920 m.ü.M. absinkt.

Die Basis der Lüsis-Schuppe entspricht der Überschiebung auf die Walenstadt-Zwischendecke und ist bei Tschlerlach sowie im Tobel des Acherbachs aufgeschlossen. Bei Tschlerlach grenzt Bommerstein-Formation der Lüsis-Schuppe an mylonitisch ausgewalzten Quintner Kalk der Walenstadt-Zwischendecke. Im Tobel des Acherbachs ist zwischen Zementstein-Formation der Walenstadt-Zwischendecke und Bommerstein-Formation der Lüsis-Schuppe bei Koord. 2742.590/1221.710 ein an der Überschiebung verschlepptes Paket Quinten-Formation aufgeschlossen. Am östlichen Tobelrand markieren perlschnurartig entlang des Hangs aufgereichte Kalkblöcke der Quinten-Formation den Verlauf der Überschiebungsbahn.

Sennis-Schuppe

Die Sennis-Schuppe umfasst neben den vom Bruch über den Furggelenchopf und den Berschnenbach bis zur Rotherdplangg ziehenden Kalkwänden der Quinten-Formation die Doggervorkommen der Tschöllahalden und des Rotensteins sowie die Zementstein-Formation im Schlagwald und Hinterschindlenwald. Die Basis der Sennis-Schuppe entspricht der Überschiebung auf die Lüsis-Schuppe. Ihr Verlauf ist morphologisch durch die vom Schlums Chopf zur Casalta ziehende Waldterrasse gekennzeichnet, entlang derer Zementstein-Formation im Liegenden und Schilt-Formation im Hangenden tektonisch aneinander grenzen. Im Bereich Tschöllahalden–Berschnenbach deuten das Schichtstreichen und die flächenmässig grosse Verbreitung der Bommerstein-Formation ein synformes Umbiegen an. Dagegen zeigt die Zementstein-Formation an der Stirn der Sennis-Schuppe im Bruch ein antiformes Umbiegen. Als diskrete Überschiebungsbahn ist die Basis der Sennis-Schuppe nur bei Koord. 2745.545/1219.670 aufgeschlossen. Der liegende Quintner Kalk ist hier nicht mylonitisch ausgewalzt, sondern zeigt eher den Charakter einer durch Kalzit verheilten Brekzie. Der Versatzbetrag zwischen der Sennis-Schuppe und der Lüsis-Schuppe ist deutlich geringer als jener zwischen der Lüsis-Schuppe und der Walenstadt-Zwischendecke.

Gastilun-Schuppe

Sie ist nur undeutlich von der Sennis-Schuppe getrennt. Ihr Rückgrat wird durch die Kalkwände der Quinten-Formation gebildet, die vom Milchbachchopf und Älplichopf gegen das Seeztal abstürzen und über den Hinterschindlenwald gegen den Schröterchopf ziehen. Während die Vorkommen des Doggers und der Schilt-Formation zwischen Rotherdplangg und Forgelswald als Antiklinal-Synklinal-Paar ununterbrochen von der Gastilun- in die Sennis-Schuppe verfolgbar sind, ist im Hinterschindlenwald deutlich ein oberes, der Gastilun-Schuppe zuzuordnendes Paket der Quinten-Formation über Zementstein-Formation der Sennis-Schuppe geschoben. Eine Trennung beider Schuppen ist damit auf das Stockwerk der Quinten-Formation und der Zementstein-Formation beschränkt. In der Gastilun-Schuppe nimmt die Mächtigkeit der Zementstein-Formation zu, wodurch die «obere Zementstein-Formation» unterscheidbar wird. Am Vorderbach versetzt eine mässig steil gegen Süden fallende Störung (190/38) die Zementstein-Formation im Hangendblock gegen Quinten-Formation im Liegenden (Fig. 18). Sekundärstörungen zeigen eine ursprünglich abschiebende Kinematik. Wird die gemessene Störungsfläche (190/38) um das lokal gemessene Schichtfallen (044/30) zurückrotiert, erhält man eine ursprünglich mit etwa 60° gegen SSW einfallende Orientierung. Wahrscheinlich handelt es sich um eine syndementäre Abschiebung, die während der alpinen Orogenese passiv rotiert wurde.

Tschuggen-Schuppe

Die Tschuggen-Schuppe bildet das Fundament der Hochterrasse der Alpen Tschuggen und Palfris, ist an der Strahlrüfi aber nur noch mit ihrer Stirn vertreten. Ihre Basis entspricht der



Fig. 18: Abschiebung zwischen Quinten-Formation (Q) und Zementstein-Formation (Z). Bei den Sekundärstörungen in der Zementstein-Formation ist ein Verdicken des Schichtstapels im Hangendblock zu beobachten, was auf eine synsedimentäre Aktivität der Störung hinweist. Aufschluss am Vorderbach bei Koord. 2747.250/1219.790. Foto T. Ibele, 2014.

Überschiebung auf die Gastilun-Schuppe. Westlich der Strahlrüfi biegt die Zementstein-Formation um die Stirn der Quinten-Formation der Tschuggen-Schuppe, die am südlichen Kartengebietsrand bei Koord. 2747.700/1218.000 auf die Zementstein-Formation der Gastilun-Schuppe überschoben ist. Wie aus der Kartierung von Atlasblatt Sargans (R. Löpfe et al. in Vorb.) hervorgeht, nimmt der Überschiebungsbetrag an der Basis der Tschuggen-Schuppe wieder deutlich zu.

Säntis-Decke

Die flächenmässig grössten Teile des Helvetikums im Gebiet von Atlasblatt Buchs werden von der Säntis-Decke eingenommen. Dabei handelt es sich um eine von ihrer Unterlage vollkommen abgescherte, westlich des Rheins aus überwiegend Kreideformationen aufgebaute tektonische Einheit, die paläogeographisch

dem südlichen helvetischen Faziesraum entstammt und tektonostratigraphisch die höchste Position einnimmt (TRÜMPY 1969, PFIFFNER 2015). Im Gebiet der Atlasblätter Säntis und Buchs lassen sich innerhalb der Säntis-Decke ein nördlicher und ein südlicher Teil unterscheiden, die durch die Synklinalstruktur der Wildhauser Mulde voneinander getrennt sind (PFIFFNER 2011, 2015). Der nördliche, frontale Teil (Atlasblatt Säntis; EUGSTER et al. 1982) ist durch Verschuppung und enge Faltung gekennzeichnet, während der rückwärtige südliche Teil (Atlasblatt Buchs) weniger gefaltet und nicht verschuppt ist (PFIFFNER 2011, Taf. VII).

Basale Überschiebung der Säntis-Decke

Die Überschiebung der Säntis-Decke auf die Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone verläuft in den mechanisch inkompetenten Gesteinen der Palfris-Formation und des Vitznau-Mergels, deren mächtige Tonmergelabfolgen während der Orogenese die Abscherung des Kreidestockwerks und dessen eigenständige Deformation ermöglichten (BURGER & STRASSER 1981, PFIFFNER 1992, 2011). Die Überschiebung verläuft im Kartengebiet von Lüsis im Westen über Sennis nach Palfris im Südosten. Der mechanisch inkompetente, tektonisch stark überprägte Gesteinsstapel der frühesten Kreide ist zwischen Sennis und Palfris insgesamt sehr mächtig, so dass die Überschiebung einen breiten Bereich einnimmt. Dabei handelt es sich um eine bis 1000 m mächtige Dislokationszone mit diversen Scherbahnen.

Westlich von Sennis, zwischen Bruch und Büchel (Koord. 2745.365/1220.670), fehlt die gesamte inkompetente Abfolge der frühesten Kreide, so dass auf kurzer Strecke Dipyoides-Kalk im Hangenden und Quinten-Formation im Liegenden der Überschiebungszone aneinander grenzen. Zwischen dem Caplärwald und Bruch ist die Basis des Dipyoides-Kalks als Störungskontakt auf Palfris-Formation ausgebildet. Von der Alp Berschner Ahoren bis zum Westrand des Kartengebiets hingegen weisen alle Aufschlüsse der Basis des Dipyoides-Kalks einen ungestörten Kontakt zum liegenden Vitznau-Mergel auf. Die Überschiebung greift hier also lokal gegen Nordwesten in tiefere Schichten vor. Unter der ausgedehnten Quartärbedeckung um Lüsis lässt sich keine diskrete Störungsbahn kartieren. Die Deformation wurde sehr wahrscheinlich gesamthaft von der Palfris-Formation aufgenommen, die hier als Kern der Höchst-Antiklinale tektonisch angehäuft ist. Westlich von Lüsis beträgt die Mächtigkeit der mechanisch inkompetenten Gesteine der frühesten Kreide relativ konstant rund 200 m. Hier verläuft die Basis der Säntis-Decke zwischen der Zementstein-Formation im Liegenden und dem Vitznau-Mergel im Hangenden. Letzterer zeigt einen ungestörten Kontakt zum Dipyoides-Kalk und die Existenz einer Überschiebung erschliesst sich nur aus dem regionalen Zusammenhang.

Die Basis der Säntis-Decke fällt von rund 1800 m.ü.M. südlich des Fulfirst auf rund 1300 m.ü.M. südlich des Sichelhamms. Im geologischen Profil parallel zur Transportrichtung (Taf. I, Profil 3) zeigt sich das auffällige nordwestliche Fallen der Deckenbasis, das wahrscheinlich auf die Verschuppung im liegenden Jura-stockwerk zurückzuführen ist.

Strukturen der Säntis-Decke

Die Strukturen der Säntis-Decke im Gebiet von Atlasblatt Buchs legen südlich der Wildhauser Mulde eine Unterteilung in drei Domänen nahe (vgl. Fig. 17). Die *nordwestliche Domäne* erstreckt sich im Gebiet Chäserrugg–Gamser Rugg–Gamperfin und ist durch plateauartige flache Lagerung gekennzeichnet. Die *zentrale Domäne* erstreckt sich vom Hauptkamm der Churfürsten-Alvier-Kette zwischen Nideri und Gross Fulfirst nordostwärts bis ins Rheintal und wird im Nordwesten durch das Voralptal und im Südosten durch den Tobelbach begrenzt. Sie ist durch Faltung mit nach Nordosten einfallenden Faltenachsen und NW-vergenten Überschiebungen gekennzeichnet. Die *südöstliche Domäne* erstreckt sich östlich von Alvier und Tobelbach und zeigt grossflächig hangparallel gegen das Rheintal abfallende Schichtlagerung. Im Detail sind die Grenzen zwischen diesen Domänen aber unscharf.

Nordwestliche Domäne

Das Gebiet Chäserrugg–Gamser Rugg–Gamperfin bildet eine weitgespannte, leicht nach Norden gekippte Antiklinalstruktur, deren zentraler Teil verbreitet flach gelagert ist. Aus dieser flachen Lagerung biegen die Schichten am Nordrand zwischen Seichbergwald und Schöntobel zunehmend steil, schliesslich mit bis 60° nordfallend gegen die Wildhauser Mulde ein. Im Südosten fallen die Schichten mit bis 20° südostwärts gegen die Ischlawitz-Synklinale ein. Aus den Strukturdaten kann man eine sich nach ENE akzentuierende asymmetrische Antiklinale konstruieren (*Gamser-Rugg-Antiklinale*, 1 in Fig. 17), die nach NNW möglicherweise leicht auf die Wildhauser Mulde überschoben ist (Taf. I, Profile 4, 5). Die Antiklinale wird gegen Osten zunehmend enger, wobei sich ihre Spur, aufgrund des Axialgefälles, zwischen der Grabs-Klippe und dem Vorarlberg-Flysch der Üntschen-Decke im hangenden Wildhaus-Melange verliert.

In der nordwestlichen Domäne treten vor allem steile, meist auf einige 100 m Länge verfolgbare Bruchstörungen auf. Ihre Orientierung ist überwiegend NNE–SSW und NNW–SSE. Sie sind im Feld durch Versätze im Meterbereich und morphologisch durch wenige Meter tiefe Tälichen und perlschnurartig zu Lineamenten angeordnete Dolinen erkennbar.

Einzige bedeutendere Einzelstruktur dieser Domäne ist die annähernd N–S streichende *Gamperfin-Störungszone* (13). Sie lässt sich vom Ischlawitzer Bach bei Bachboden–Risiwald über Germil, Witi und Gersteren bis zur Grenze gegen das Wildhaus-Melange verfolgen und südwärts mit der *Förenchopf-Störungszone* (14) der zentralen Domäne verbinden. Generell ist die Ostseite gegenüber der Westseite abgeschoben. Aus der Interferenz der Störungszone mit einer NNE–SSW streichenden Bruchstörung resultiert bei Schwanz–Germil lokal ein kleinräumiges Schollenmosaik. Nördlich davon liegt der relative Versatz zwischen Schratzenkalk- und Seewen-Formation bei gut 100 m. Zwischen Gersteren und Ölberg verringert sich der kartierbare Versatzbetrag, jedoch lässt sich die Störungszone noch in den westlichen Langenwald und den obersten Bluetlosenbach bis gegen den Grenzbereich zur Wildhaus-Schuppenzone verfolgen. Bei der Verringerung des Versatzbetrags im Norden und Süden, der aus den beiderseits der Störungszone an der Oberfläche kartierten Formationen abgeleitet wurde, handelt es sich wahrscheinlich um einen Schnitteffekt, da mit dieser Verringerung jeweils ein sich im Streichen der Störung versteilendes Einfallen kartiert wurde.

Zentrale Domäne

Die zentrale Domäne zeigt einen komplizierten, durch Faltung und – damit einhergehend – lokale Überschiebungen charakterisierten internen Bau. Als Hauptelemente sind je vier NW-vergente Synklinale und Antiklinalen zu nennen, die im Tonmergel der Palfris-Formation an der Basis der Säntis-Decke wurzeln. Ihre NE–SW streichenden Achsenebenen fallen gegen Südosten ein (Falten 5, 7, 9 und 10 in Fig. 17). Im Diphyoides-Kalk und im Helvetischen Kieselkalk sind die engeren SE-gerichteten Falten an Überschiebungen aufgebrochen (Taf. I, Profil 3). Im Gegensatz zur nordwestlich anschliessenden *Sichelchamm-Synklinale* (5) sind diese Falten in den südlichen Felswänden zwischen Gamsberg und Fulfirst nicht ohne Weiteres zu erkennen, da im lithologisch einheitlichen Paket aus Diphyoides-Kalk und Helvetischem Kieselkalk die achsenparallele Schieferung dominiert. In den jüngeren Einheiten sind die Falten auf der Nordseite des Hauptkamms in der Regel gut kartierbar. Der Faltenbau wird von einer Anzahl vorwiegend N–S streichender steilstehender Bruchstörungen versetzt. Die als schräge Rampe wahrscheinlich mehrphasig aktive *Naus-Störungszone* (27) trennt die zentrale Domäne in eine östliche Subdomäne – hier liegen die Falten in jüngeren Einheiten – und in eine westliche Subdomäne. Deshalb erscheinen Einheiten jünger als Helvetischer Kieselkalk nur in der Sichelchamm-Synklinale auf der Südseite des Hauptkamms. Die Falten der westlichen Subdomäne konvergieren gegen die Voralp und verschwinden dort gemeinsam mit der Naus-Störungszone im von der Voralp gegen Grabs ziehenden Wildhaus-Melange. Im Folgenden werden die wichtigsten Strukturen der zentralen Strukturdomäne beschrieben:

Die *Ischlawitz-Synklinale* (2) folgt in etwa dem vom Voralpsee zur Alp Ischlawitz ansteigenden Tal. Als nordwestlichste Faltenstruktur der zentralen Strukturdomäne bildet sie gleichzeitig die Grenze zur nordwestlichen Strukturdomäne, deren gegen Südosten abfallende hangparallele Schichten den offenen Nordwestflügel dieser Synklinale bilden. Der Südflügel ist steil und im Gipfel des Tristenholben nordwärts überkippt. Die *Höchst-Antiklinale* (3) streicht vom Gipfel des Höchst nordostwärts gegen den Förenchopf und den Muttelberg. Der Nordschenkel entspricht dem Südschenkel der Ischlawitz-Synklinale und ist überkippt gelagert.

Südwestlich des Voralpsees streicht die *Förenchopf-Störungszone* (14) NNE–SSW von den Wandabstürzen westlich von Gulms über Stelli und die Südostflanke des Förenchopf zum Muttelberg; südlich von Aggla besteht sie aus zwei Ästen. Der westliche Ast überquert den Grat Stelli-Höchst südlich von Pkt. 1995 bis in die Brüschegg, der östliche Ast verläuft südwärts bis gegen Caplärwald. Am westlichen Muttelberg im Norden trennt sie sich erneut: Der westliche Ast versetzt sinistral und senkt die Ostseite relativ ab, der östliche Ast fällt mit 40° nach ENE. Mittels dieser beiden Äste ist eine Verbindung der Förenchopf-Störungszone mit der nördlich gelegenen Gamperfin-Störungszone über Bachboden hinweg wahrscheinlich. Für die gesamte Störungszone ergibt sich das Bild einer N–S streichenden und nach Osten einfallenden Abschiebung. Sie wurde während der Faltung nicht nur sinistral überprägt, sondern auch rotiert. Die *Sichelchamm-Synklinale* (5) ist schon aus der Distanz als auffällige Struktur in der Südwestflanke des Schichelchamms zu erkennen, wo sie durch die morphologisch auffällige Gesteinsfolge Helvetischer Kieselkalk–Tierwis-Formation–Schrattenkalk-Formation nachgezeichnet wird. Die Spur der Faltenachse verläuft von Falggelen über Chammboden zur Sichelchamm-Nordwestwand und weiter bis nördlich von Scheffloch. Hier wird die Faltenachse an der Scheffloch-Störung

mehrere 100 m nach Norden versetzt (Koord. 2746.450/1223.250), ehe die Naus-Störungszone (s.u.) sie abschneidet. Die *Naus-Falten* (4) bilden im Hochtal der Alp Naus ein Synklynal-Antiklynal-Paar (Synklynalkern bei Koord. ca. 2746.050/1223.400, Antiklynalkern bei 2746.050/1222.925). Die N-S streichende, steil stehende *Scheffloch-Störung* (15) ist in der Steilrinne unterhalb von Scheffloch aufgeschlossen. Sie versetzt die invers gelagerte Gesteinsfolge des Südostflügels der Sichelchamm-Synklinale um knapp 200 m sinistral, streicht unter dem Quartär bei Undersess bis in den Nausbach und versetzt auch den Nordwestflügel der Sichelchamm-Synklinale und die Antiklynale der Naus-Falten.

Die *Naus-Störungszone* (27) verläuft vom Scheffloch in der Westwand der Wissi Frauen (Fig. 19) nach Norden und verschwindet östlich von Undersess im Hangschutt. Die Störungszone fällt mit 30° gegen Süddosten ein. Im Helvetischen Kieselkalk verliert sich ihre Spur rasch; das Gestein ist homogen, und es dominiert die Schieferung 115/40, ohne dass eine diskrete Störung kartierbar in Erscheinung tritt. Die Naus-Störungszone trennt die zentrale Domäne der Säntis-Decke in einen westlichen und einen östlichen Teil. Da ihr N-S-orientierter Verlauf schräg zu den NE-SW streichenden Faltenachsen ist, folgt ihre Anlage wahrscheinlich einer älteren Struktur. Während der späteren Phase der Faltung wirkte die Störungszone wahrscheinlich als Rampe mit sinistral-aufschiebender Kinematik.

Die *Wissi-Frauen-Antiklynale* (6) erstreckt sich von den Wissi Frauen über den Schlössli-chopf zu den Spitzige Chöpf. Zwischen Inggernast, Chappeli und Spitzige Chöpf zeichnet umlaufendes Streichen der Tierwis- und Schratzenkalk-Formation den Verlauf der Antiklynale im Kartenbild nach. Die Antiklynale lässt sich über Cherhalde in den Schwendiwegwald weiterverfolgen. Die *Schiffberg-Synklinale* (7) beginnt im Südwesten am Schiffberg und verläuft über Büelen-Niederi und nördlich des Margelchopfs gegen Nordosten. Von Lalzen streicht die Faltenachse nach Ivelps und entlang der Amden-Formation des Studener Bachs gegen das Rheintal. Die *Margelchopf-Antiklynale* (8) zeigt sich vor allem im nahezu E-W streichenden Schratzenkalkgewölbe des Margelchopfs, das sich als deutlich nordvergente Falte bis Falernär verfolgen lässt. Von dort gegen Nordosten ist der Verlauf undeutlich, könnte jedoch im Schratzenkalkgewölbe vom Buchserberg bis gegen den Werdenberger See zu finden sein. Die *Glannachopf-Synklinale* (9) verläuft von der Isisitzer Rosswies über den Glannachopf gegen den Buchserberg. Die kleinen Vorkommen von Seewen-Formation auf der Hochfläche nordöstlich des Glannachopfs liegen zwar im Streichen der Synklinale, sind aber meist von Brüchen und teilweise von Überschiebungen (siehe Schuppen: «Bi den Seen») begrenzt. Letztere stehen jedoch kaum mit der hier und weiter östlich gegen Malbun nur noch sehr flachen Synklynalstruktur in Verbindung. Die *Fulfirst-Antiklynale* (10) bildet die südöstlichste Falte der zentralen Domäne und ist nur noch im Kieselkalk des Chli und Gross Fulfirst deutlich ausgeprägt.

Die *Chappf-Störungszone* (16) lässt sich als NNE-SSW streichende, steil ostfallende Bruchstörung von der Chappf-Westwand über die Spitzige Chöpf in den Lidmälwald verfolgen. Da sie nahezu parallel zur Chappf-Westwand verläuft, ist die Störung hier nicht immer sichtbar, geht aber klar aus dem Versatz der Schichtglieder (im Osten tiefer liegend) hervor. Im Lidmälwald werden die steilstehenden Formationen zwischen Schratzenkalk und Amden-Mergel durch die Störungszone versetzt, wobei der Hangendblock stets im Schratzenkalk bleibt. Diese Tatsache kann nur mit überschiebender und/oder sinistraler Kinematik erklärt werden und zeigt, dass die Störungszone trotz Rotation durch die Faltung auch während der Faltung aktiv war.

Die *westliche Margelchopf-Störungszone* (17) ist eine N-S streichende, steilstehende Störungszone mit überwiegend sinistraler Kinematik. Nördlich des Margelchopfs verliert sich die Störungszone im Streichen rasch und ist bei der Alp Foren bereits nicht mehr kartierbar. Südlich des Margelchopfs verliert sie sich im Hangschutt, ist aber kinematisch mit der westlich des Chli-Fulfirst-Gipfels über den Grat streichenden Störung verbunden. Der gerade Verlauf und die eindeutig sinistralen Versätze weisen auf ein junges Alter dieser Störungszone hin. An der ebenfalls N-S streichenden *östlichen Margelchopf-Störungszone* (18) wird das Schratzenkalk-Gewölbe der Margelchopf-Antiklynale um gut 200 m nach Osten relativ tiefer und dabei möglicherweise einige Dekameter sinistral versetzt. Die Störungszone verläuft vom Glannachopf im Süden in die

Steilrinne zwischen Margelchopf und Forenchopf, wo sie innerhalb des Schrattekalks als NNE–SSW streichende, steil ESE-fallende Störung mit ca 1 m breitem mylonitisch geschiefertem kataklastischem Kern aufgeschlossen ist. Von dort lässt sich eine steilstehende, morphologisch akzentuierte Störung nach Norden verfolgen, entlang derer zwischen Lalzen und Trittli die Ostseite gut 100 m nach unten versetzt ist. Sie setzt sich dann weniger auffällig nach Norden über Gampernei in die Cherhalde fort. Insgesamt zeigt die Störungszone eine die Ostseite relativ abschiebende Kinematik mit einer sinistralen Komponente im südlichen Abschnitt. Während der südliche Teil der Störungszone wahrscheinlich mit und nach der Faltung aktiv war, wurde der nördliche, jüngere Teil nicht mehr in die Faltung einbezogen.

Die *Schwendiwegwald-Störungszone (19)* und *Ivelspus-Störungszone (20)* sind zwei parallel zu den Faltenachsen NE–SW verlaufende Störungszone, die durch ihre relativ steile Lagerung jedoch nicht eindeutig als im Zuge der Faltung entstandene Überschiebungen angesprochen werden können. Die Schwendiwegwald-Störungszone verläuft entlang der Wissi-Frauen-Antiklinale vom Lidmälwald über Schwendiwegwald–Schochenschwendi–Banholz bis zum Walchenbach. Aufgrund der Altersbeziehung der kartierten Formationen muss insgesamt eine aufschiebende Bewegung angenommen werden. Die Ivelspus-Störungszone verläuft nördlich der Schiffberg-Synklinale von Trittli über Sess–Härzer ins Tobel des Studener Bachs.

Unter den *Bi-den-Seen-Schuppen (28)* wird eine Zone kleinräumiger tektonischer Strukturen zusammengefasst, die von der Hochfläche Bi den Seen (NE Glannachopf) über Hanenspil gegen Osten (Malbun) streicht. Hier müssen zahlreiche Grenzen lithostratigraphischer Einheiten als tektonisch interpretiert werden. Das Störungsmuster setzt sich im Wesentlichen aus älteren, flach gegen Südosten einfallenden, etwa E–W streichenden Überschiebungen und jüngeren, steilstehenden, meist N–S streichenden Bruchstörungen zusammen. An den Überschiebungen kann an mehreren Stellen eine Foliation und Mylonitisierung des Liegenden beobachtet werden. Insgesamt handelt es sich um mindestens zwei parallele Überschiebungen, die stets von den steil stehenden Bruchstörungen abgeschnitten und möglicherweise auch von der hier nicht sehr starken Faltung erfasst werden. Ein Zusammenhang dieser Überschiebungen mit der regionalen Tektonik kann aufgrund ihrer nur noch reliktschen Erhaltung nicht hergestellt werden.

Südöstliche Domäne

Die südöstliche Domäne zeigt mit grossräumig hangparallel gegen Südosten abfallenden Schichten wieder einen einfacheren tektonischen Bau. Die Grenze zur zentralen Domäne ist fließend, indem die charakterisierende Faltung der zentralen Domäne allmählich abklingt. Die Domänengrenze bildet die markante Struktur des Tobelbach-Grabens. Neben einzelnen Falten geringer Amplitude treten hier vor allem NNW–SSE und NE–SW streichende steilstehende Störungen auf.

Falten

Die wichtigsten Faltenstrukturen bilden die NE–SW streichende *Masora-Flat-Synklinale (11)* südwestlich von Buchs und die schwach ausgeprägte ENE–WSW streichende *Stofel-Matinis-Antiklinale (12)* nordwestlich von Oberschan.

NNW–SSE streichende Störungen

NW–SE streichende Bruchstörungen sind meist nur auf kurzer Distanz verfolgbar und daher in Figur 17 nicht abgebildet. Sie weisen Versätze im Meter- bis Dekameterbereich auf, und es werden überwiegend die Südwestseiten relativ abgesenkt, wobei charakteristische antithetische Verwerfungen entstehen (vgl. BRIEGEL 1972).

NNW–SSE verlaufende Bruchstörungen treten vermehrt gegen das Rheintal auf und lassen sich als Bruchzonen über längere Strecken verfolgen. Die *Valcupp-Bruchstörung (21)* ist über

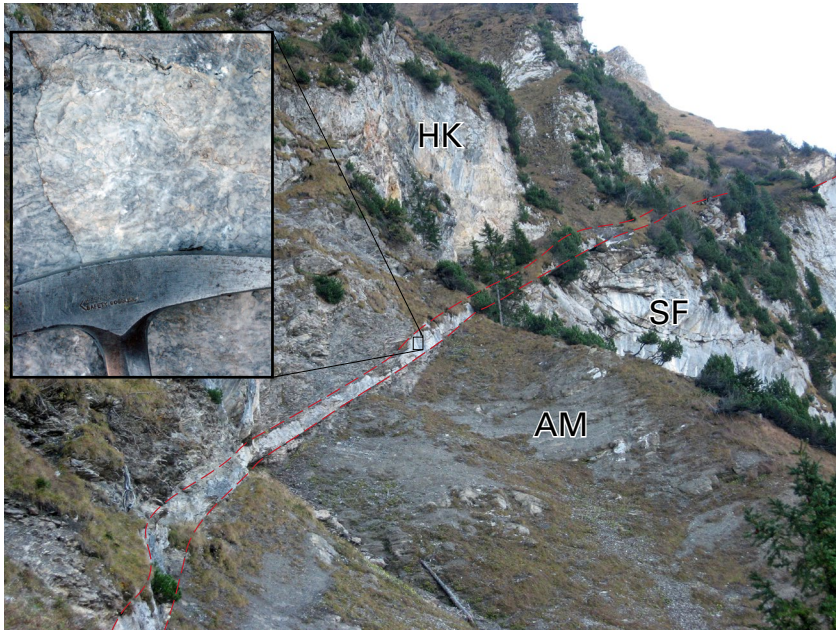


Fig. 19: Naus-Störungszone mit Helvetischem Kieselkalk (HK) im Hangenden und Amden-Mergel (AM) beziehungsweise Kalk der Seewen-Formation (SF) im Liegenden. Der Verlauf der Störung (gestrichelte rote Linien) wird von einem bis 0,5 m mächtigen Störungskalk (s. Detailansicht, bei Koord. 2746.515/1223.255) nachgezeichnet. Fotos T. Ibele 2014, Blickrichtung ist gegen Süden.

eine Strecke von rund 2 km verfolgbar und zeigt eine relative Aufwärtsbewegung der Ostseite an. In ihrem Südtail fächert sie sich in eine Schar von sowohl aufstreichenden als auch abschiebenden Brüchen auf. Die *Valveror-Bruchstörung* (22) lässt sich von Birentobel über Steig-Geienberg bis westlich von Kleinberg verfolgen. An der Bruchstörung werden die Schichten auf der Ostseite um maximal wenige Dekameter relativ nach unten versetzt. Die von Valschnära bis Gretschnins ziehende *Gretschnins-Störungszone* (23) ist nirgends gut aufgeschlossen. Sie verläuft innerhalb des mechanisch schwachen Drusberg-Members und ist dort wahrscheinlich als diffuse Scherzone ausgebildet. Bei Valschnära grenzt sie an die kompliziert verschuppte, NE-SW streichende *Geissbergobel-Zone* (29, s. u.), in der Gesteine der Garschella-Formation im Usseholz über die im Tobelgrund aufgeschlossenen Gesteine der Seewen-Formation geschoben wurden.

NE-SW streichende Störungen

Die NE-SW streichenden Störungen treten meist in parallelen Paaren auf, zwischen denen die Formationen grabenartig eingesunken sind.

Der sich vom Kessel bei Malschüel bis Buchs erstreckende tiefe Einschnitt des Tobelbachs wird beiderseits von Störungen begleitet, die den 500–1000 m breiten *Tobelbach-Graben* (24) bilden. Die *nordwestliche Tobelbach-Störung* (24a) verläuft vom Werdenberger See entlang der Deponie Buchserberg über Bidenberg–Pfüfis bis Scheitenbödeli. Der Vertikalversatz am nordwestlichen Grabenrand kann auf etwa 150–200 m geschätzt werden. Eine ca. 25 m westlich der Störung im Schrattenkalk niedergebrachte Bohrung (bei Koord. 2753.079/1225.342) traf zwischen 58 m und 70 m (Endtiefe) auf gestörtes Gestein des Brisi-Members. Dieser Befund beweist mindestens lokal eine steil nach Nordwesten einfallende Störungsfläche. Die *südöstliche Tobelbach-Störung* (24b) verläuft stets in der bewaldeten Steiflanke des südlichen Tobelhangs und lässt sich von Altendorf bis Hinder Höland verfolgen. Zwischen Altendorf und Unter Tobelbrugg setzt sie sich aus zwei parallelen Störungen zusammen, deren innere einen Versatz von mindestens 150 m anzeigt; gegen Südwesten nimmt der Versatz sukzessive ab. Die Störungsfläche fällt insgesamt steil gegen Südosten ein. Sowohl die nordwestliche als auch die südöstliche Tobelbach-Störung werden von NW–SE streichenden Bruchstörungen versetzt. Der Bereich des Tobelbach-Grabens ist gegenüber den Rändern um bis zu 200 m eingesunken. Da aber heute die nordwestliche Tobelbach-Störung steil gegen Nordwesten und die südöstliche Tobelbach-Störung steil gegen Südosten einfällt, muss davon ausgegangen werden, dass beide Störungen durch Faltung in eine etwa grabenparallel streichende Synklinalstruktur in ihre heutige Position rotiert wurden. In diesem Fall geschah die Anlage des Tobelbach-Grabens vor der Faltung.

Im Kessel bei Malschüel bilden zwei im Abstand von etwa 300 m parallel verlaufende Bruchstörungen den *Malschüel-Graben* (25), der um einige Dekameter bis rund 100 m eingesunken ist. Beide Störungen streichen nordwestlich des Chrummensteins über den Grat und lassen sich im Helvetischen Kieselkalk bis unter den Hangschutt östlich der Alp Malun verfolgen. Die südöstliche Störung ist sehr steil, was auf eine Inversion der Struktur während NW-gerichteter Einengung und somit auf eine Anlage des Grabens vor der Faltung hinweist.

In der *Bruschenberg-Störungszone* (26) südlich von Bruschenberg ist zwischen zwei in 50 m Abstand parallel verlaufenden Bruchstörungen Seewen-Formation grabenartig um mindestens 50 m gegenüber Brisi-Member eingesunken. Im Gegensatz zum gleichmässigen Einfallen des Brisi-Members in der Umgebung, zeigt der in einem Tälchen auch topographisch tiefer liegende Kalk der Seewen-Formation unregelmässig gegen Osten bis Südosten gerichtetes Fallen, was auf Verkippung und leichte Verfaltung dieser Zone deutet. Zwischen Sevelen und Valschnära ist die aus kleinräumigen Schuppen komplex aufgebaute *Geissberg-tobel-Zone* (29) aufgeschlossen. Im Tobelgrund grenzt Wang-Formation an Seewen-Formation, die südlich von mehrfach verschuppter Garschella-Formation überlagert wird. Sie könnte als ursprüngliche Grabenstruktur mit späterer Einengung durch kleinräumige Überschiebungen und Brüche gedeutet werden.

Insgesamt entsteht der Eindruck, dass hier frühe, allenfalls bereits synsedimentär aktive, etwa SW–NE verlaufende Zerrungsstrukturen durch die Faltung der Säntisdecke reaktiviert und kompressiv überprägt wurden.

Wildhauser Mulde

Die Wildhauser Mulde nimmt den nördlichen Teil des Kartengebiets ein. Obwohl hier ultrahelvetische Sedimente kartiert sind, handelt es sich um eine Synklinalstruktur der Säntis-Decke, in deren Kern die tektonisch höheren Einheiten erhalten sind (s. Taf. I, Profile 4–6). Von der E–W streichenden Hauptmulde zweigt eine mehr NE–SW streichende Mulde zwischen der Voralp und Grabs ab, in der ebenfalls ultrahelvetische Einheiten des Wildhaus-Melanges auftreten. Beide Mulden werden im Westteil des Kartengebiets durch die nach Nordosten abtauchende Gamser-Rugg-Antiklinale voneinander getrennt.

Ultrahelvetikum

Das Ultrahelvetikum bezeichnet den paläogeographisch südlichsten Teil des helvetischen Faziesraums, dessen durchwegs hemipelagisch-pelagische Sedimente früher als diejenigen des Helvetikums von der aus Süden anrückenden Deformationsfront erfasst wurden. Dabei wurden im osthelvetischen Raum die höheren, spätkretazisch-paläogenen Anteile abgesichert, nach Norden auf die künftige Säntis-Decke überschoben und später zusammen mit dieser verfaultet (TRÜMPY 1980, PFIFFNER 2011, 2015).

Wildhaus-Melange

Die ultrahelvetischen Einheiten des Wildhaus-Melanges wurden wahrscheinlich bereits bei ihrer Platznahme auf der späteren Säntis-Decke intern verschuppt und als Schuppenstapel sowohl in die nachfolgende Deformation der Säntis-Decke einbezogen als auch mit ihr nach Norden transportiert. Sie sind im Gebiet von Atlasblatt Buchs im Wildhaus-Melange («Wildhauser Schuppenzone») als tektonisch höhere Einheit innerhalb der Wildhauser Mulde der Säntis-Decke klippenartig erhalten geblieben (TRÜMPY 1980).

Im Gebiet der Wildhauser Mulde wurde im Feld in meist kleinen Aufschlüssen überwiegend kalkig-schiefriger Tonmergel und Nummulitenkalk ultrahelvetischer Herkunft in meist steiler, E-W bis ENE-WSW streichender Lagerung kartiert, die im Wildhaus-Melange zu einer tektonischen Einheit zusammengefasst wurden. Das linsige Auftreten des kompetenten Nummulitenkalks (Euthal-Formation) und die Verteilung der unterschiedlichen Tonmergelserien (Amden-Mergel, Stad-Formation, «Wildflysch») deuten auf einen internen Schuppenbau des Wildhaus-Melanges. Ein solcher Schuppenbau wird auch durch das Detailprofil des Letzibachs unterstützt, das mit mikropaläontologisch bestimmten Altern innerhalb einer lithologisch einheitlichen Abfolge mehrfache Repetition anzeigt (HERB 1963).

Bedingt durch die Struktur der unterlagernden Wildhauser Mulde – eine enge Mulde im Westen und eine Doppelmulde im Osten – lässt sich das Wildhaus-Melange im Kartengebiet in einen westlichen und einen östlichen Teil gliedern. Im breiteren Ostteil des Wildhaus-Melanges ist die Schichtlagerung meist flacher und die relative Position der einzelnen Einheiten aus dem Kontext klarer ersichtlich. Hier sind über dem Wildhaus-Melange auch die nordpenninischen Klippen des Vorarlberg-Flyschs und die mittelpenninische Grabs-Klippe erhalten (Taf. I, Profil 6). Mit Hilfe variierender Fazies in stratigraphisch ähnlichen Abfolgen verschiedener Aufschlüsse wurde versucht, den tektonischen Bau des Wildhaus-Melanges informell zu strukturieren (Figs. 17, 20). Die verwendeten lithologischen und strukturgeologischen Informationen beschränken sich dabei auf meist kleine Aufschlüsse und wenige EWS-Bohrungen. Für die Profile 4–6 (Taf. I) und die Konstruktion der Felsoberfläche (Taf. II) wurde diese konzeptuelle Schuppen-

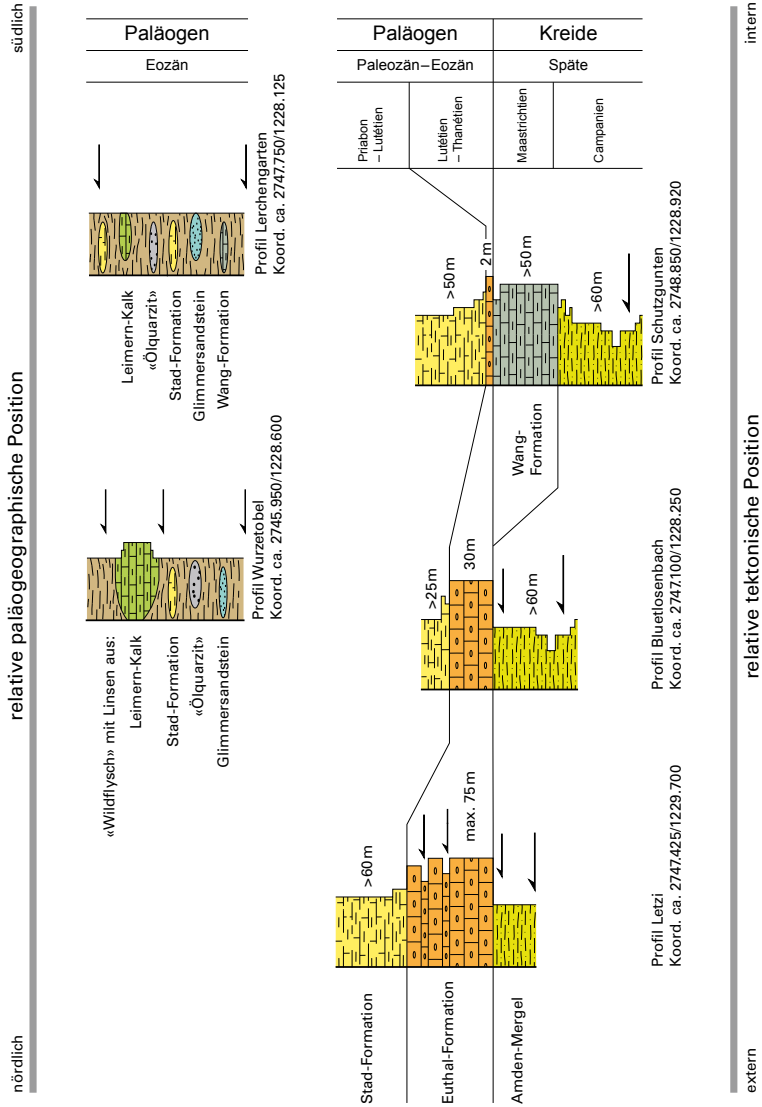


Fig.20: Ausgewählte lithostratigraphische Profile des Wildhaus-Melanges und ihre relative paläogeographische und tektonische Position.

struktur umgesetzt. Auf der geologischen Karte hingegen wurde aus Gründen der Lesbarkeit und Übersichtlichkeit auf die Darstellung der einzelnen Schuppen verzichtet. Im Folgenden wird der Schuppenbau dennoch kurz erläutert.

Die *Basisüberschiebung des Wildhaus-Melanges* ist nirgends direkt aufgeschlossen. Da am Top der Säntis-Decke meist Amden-Mergel liegt und dieser im Feld nicht vom Amden-Mergel des Wildhaus-Melanges unterschieden werden kann, erfolgt die tektonische Grenzziehung konzeptuell. Dabei wird angenommen, dass alle jüngeren Formationen der Späten Kreide und des Paläogens ultrahelvetische Einheiten des Wildhaus-Melanges sind. Einzige Ausnahme bildet der bei Koord. 2745.550/1230.000 am Nordrand des Kartengebiets auftretende Nummulitenkalk der Euthal-Formation, der sich faziell von allen anderen Nummulitenkalken dieser Formation im Kartengebiet unterscheidet und zur Säntis-Decke gestellt wird.

Als nordwestlichste und tektonisch tiefste Schuppe streicht die *Lisighaus-Wildhaus-Zone* (LWZ, vgl. Fig. 17) in einem schmalen Streifen von der Wildhuser Thur über Lisighaus bis Wildhaus-Dörfli. An der Wildhuser Thur und am westlichen Kartengebietsrand sind «Wildflysch» und Stad-Formation aufgeschlossen, wobei die Lithologien stets subvertikal gelagert und stark tektonisiert sind, so dass auch die Stad-Formation oft wildflyschartigen Charakter aufweist. Der Amden-Mergel bei Hütten wurde aufgrund seiner steilen Lagerung ebenfalls dieser Zone zugewiesen, doch ist eine Zuordnung zur Säntis-Decke und damit eine Basis des Wildhaus-Melanges entlang der Grenze zwischen Amden-Mergel und «Wildflysch» ebenso denkbar.

Die gegen Süden anschliessende nächst höhere Einheit ist die *Munzenriet-Letzi-Schuppenzone* (MLS). Sie erstreckt sich von der Wildhuser Thur im Westen über das Munzenriet und Sägebode bis Letzi im Osten. Die Zone ist geprägt durch den in auffälligen Geländerippen aufgeschlossenen Nummulitenkalk (Euthal-Formation), der linsenartig im in Bacheinschnitten aufgeschlossenen Mergel (Stad-Formation, im Westen auch Amden-Mergel) «schwimmt».

Die wiederum gegen Süden anschliessende *Schwendi-Rosswald-Zone* (SRZ) erstreckt sich von Schwendi im Westen über Wildhaus-Oberdorf und den Rosswald bis südlich von Sägebode. Zwar sind die Aufschlüsse westlich von Wildhaus-Oberdorf selten, doch sowohl im Chessler als auch westlich der Schwendiseen und im Mülitobel durchweg als «Wildflysch» anzusprechen. Bei Forenmoos ist Mergel der Stad-Formation in den «Wildflysch» eingeschuppt und zwischen dem Wurzentobel und Schmidswald ist eine grössere Linse Leimern-Kalk aufgeschlossen. Die südwestlich von Wildhaus-Oberdorf zwischen «Wildflysch» auftretenden Aufschlüsse von Nummulitenkalk der Euthal- und Mergel der Stad-Formation sind wiederum der Munzenriet-Letzi-Schuppenzone zugeordnet. Ihr Auftreten wird durch spätere Verschuppung der Munzenriet-Letzi-Schuppenzone mit der Schwendi-Rosswald-Zone interpretiert. Gegen Osten keilt die Schwendi-Rosswald-Zone aus.

Die gegen Süden und Osten anschliessende *Bluetlosenbach-Zone* (BZ) erstreckt sich von nördlich von Äpli nach Osten und über das Tobel des Bluetlosenbach nach Norden bis Koratschwendi. Amden-Mergel dominiert und geht im Norden mit stratigraphischem Kontakt in die Wang- und diese dann in die Stad-Formation über. Nach Süden beobachtet man ebenfalls eine konkordante stratigraphische Folge, die aber über die Euthal-Formation in die Stad-Formation leitet. Das Vorkommen von Wang- und Stad-Formation nördlich von Impertschils im unteren Simmitobel ist wahrscheinlich ebenfalls der Bluetlosenbach-Zone zuzuordnen, mit der es unter der Klippe des Vorarlberg-Flyschs (Üntschen-Decke) hindurch in Verbindung steht. Der bei Pkt.1347m nördlich von Äpli aufgeschlossene Nummulitenkalk (Euthal-Formation) ist vermutlich nicht direkt mit den nördlich anschliessenden Vorkommen westlich von Wildhaus-Oberdorf verbunden, sondern grenzt mit tektonischem Kontakt an sie an. Hauptgrund für diese Annahme ist die offenkundig flache Schichtlagerung des bei Pkt.1347m grossflächig aufgeschlossenen Nummulitenkalks. Ausserdem zeigt ein Aufschluss bei Koord. 2745.380/1228.160 inverse Lagerung von Nummulitenkalk über Stad-Formation.

Die *südöstliche Wildflyschzone* (SWZ) umfasst die «Wildflysch»-Aufschlüsse im Bereich Hirzenbäder, Chaltenbach, Gamperfin-Erlen und Chrosstobel sowie den «Wildflysch» an der Basis

der nordpenninischen Klippe des Vorarlberg-Flyschs und der Grabs-Klippe. Die sich zwischen diesen Aufschlüssen erstreckenden Gebiete sind weitestgehend durch Moräne bedeckt. Aus vereinzelt Aufschlüssen lässt sich ableiten, dass im «Wildflysch» Linsen von Amden-Mergel, Wang- und Stad-Formation, sowie bei Koord. 2749.560/1228.505 von Leimern-Kalk eingeschlossen sind.

Die *Grabs-Voralp-Zone (GVZ)* umfasst den südlichsten, am schlechtesten aufgeschlossenen und daher am wenigsten differenzierten Bereich des Wildhaus-Melanges. Sie erstreckt sich von der Voralp bis Grabs und nördlich des Grabserbergs von Leverschwendi westwärts über Hinteregg bis Bädli. Die gesamte Zone wird wahrscheinlich von Amden-Mergel aufgebaut und ist tektonisch unterhalb der südöstlichen Wildflyschzone einzuordnen.

Penninikum

Unter dem Begriff Penninikum werden diejenigen Deckeneinheiten zusammengefasst, deren Sedimente aus den paläogeographisch südlich an den helvetischen Faziesraum anschliessenden ozeanischen Faziesräumen hervorgegangen sind (paläogeographisch nord-, mittel- und südenninisch). Im Ostschweizer Gebirgsbau können die tektonischen penninischen Untereinheiten, das Unter-, Mittel- und Oberpenninikum, nachgewiesen werden, wobei die jeweils höhere Einheit einer interneren paläogeographischen Herkunft entspricht (Unter=Wallis, Mittel=Briançon, Ober=Piemont).

Unterpenninikum

Aus dem ehemaligen tiefmarinen nordpenninischen Ablagerungsraum sind in der Nordostschweiz und in Vorarlberg im Wesentlichen kretazische Flyschserien vertreten. In Vorarlberg wird eine schmalere nördliche und eine breite südliche Flyschzone unterschieden. Zwischen beiden Zonen liegen isolierte Klippen unterpenninischen Flyschs. Die nördliche und die südliche Flyschzone treffen sich ostwärts im Allgäu, wo sie als ehemals südlichere, tektonisch höhere Sigiswang-Decke und ehemals nördlichere, tektonisch tiefere Üntschen-Decke direkt übereinander liegen (OBERHAUSER 1998, FRIEBE 2007c, ORTNER 2007). Die mächtigere Üntschen-Decke zieht als südliche Flyschzone am Südrand der Säntis-Decke gegen Südwesten bis in den Nordostteil des Kartengebiets (ALLEMANN 2002, OBERHAUSER 2007, FRIEBE 2007c). Westlich des Rheins besitzen die kretazischen Flyschserien Klippencharakter, indem sie dem oberhelvetischen Wildhaus-Melange tektonisch aufliegen und als Erosionsrest im Kern der Wildhauser Mulde bei Gams erhalten sind. Sie werden dort als nordpenninische Flyschserie (FUNK et al. 2000) oder als Vorarlberg-Flysch bezeichnet (OBERHAUSER 1998, 2007a, b, ALLEMANN 2002).

Üntschen-Decke

Der zwischen Nendeln und Planken aufgeschlossene *Vorarlberg-Flysch* wird in Vorarlberg tektonisch zur Üntschen-Decke gestellt (FRIEBE 2007c). Ihr interner

Bauplan im Kartengebiet ist durch einheitliches südöstliches Einfallen gekennzeichnet, was neben dem tatsächlichen Schichtfallen auch auf der gegen Nordosten rasch anwachsenden Schichtmächtigkeit und der damit einhergehenden keilförmigen Geometrie des Gesamtkomplexes beruht (ALLEMANN 2002).

Die westlich von Gams in der Wildhauser Mulde vorkommende Klippe des nordpenninischen Vorarlberg-Flyschs liegt tektonisch auf dem oberhelvetischen Wildhaus-Melange. Die Hauptmasse besteht aus Sandstein der Reiselsberg-Formation und deren «Basisserie», die den Gesteinen, die bei Nendeln-Planken in der Nordostecke des Kartengebiets als Teil der Ütschen-Decke kartiert wurden, äusserst ähnlich sind. Die Flyschklippe wird daher als westlichster Ausläufer der Ütschen-Decke betrachtet.

Die Basisfläche des Vorarlberg-Flyschs ist westlich des Rheins gefaltet und hat eine Muldenform. Sie ist über weite Strecken nicht aufgeschlossen, kann aber aufgrund der auffälligen Lithologie der Reiselsberg-Formation (harter Glimmersandstein) gegenüber dem kalkigen Amden-Mergel auch durch Lesesteine recht gut eingegrenzt werden. Schwieriger ist die Abgrenzung gegen den «Wildlysch», der häufig Komponenten und Linsen aus nordpenninischen Kreideflyschen führt. Die Basalfläche ist bei Schutzgunten an einem Einlaufschacht nahe der unteren Strassenbrücke (Koord. 2748.950/1228.890) als steilstehende, unscheinbare Trennfläche aufgeschlossen. Sie trennt die Kalk-Tonstein-Wechselfolge der «Basisserie» der Reiselsberg-Formation vom Kalkmergel der Stad-Formation. Südlich von Badweid (Koord. 2747.720/1228.975) ist die «Basisserie» der Reiselsberg-Formation in Kontakt mit «Wildlysch» im Liegenden aufgeschlossen, hier keilt die Flyschklippe nach Westen aus. Der Südrand ist mit stark tektonisierten Gesteinen zwischen Koord. 2750.200/1229.110 und 2750.240/1229.000 im Bachlauf der Simmi aufgeschlossen. Bei Koord. 7248.300/1227.925 tritt isoliert über «Wildlysch» des Wildhaus-Melanges nochmals ein Vorkommen der Reiselsberg-Formation auf und wird aufgrund seiner Einheitlichkeit als weitere Klippe des Vorarlberg-Flyschs interpretiert.

Triesenberg-Schuppenzone

Die Vorkommen nordpenninischer Flyschserien an den Liechtensteiner Rheintalhängen südlich von Schaan stellen die im regionaltektonischen Massstab wichtige Verbindung zwischen dem Vorarlberg-Flysch im Norden und dem auf gleichem tektonischem Stockwerk liegenden Prättigau-Flysch im Süden her. Die Flyschserien unterscheiden sich aber sowohl untereinander als auch vom Vorarlberg-Flysch und Prättigau-Flysch. Sie werden von ALLEMANN (2002) als *Liechtenstein-Flysch* zusammengefasst und treten in zwei tektonisch voneinander getrennten Schuppen auf: Während der *Vaduz-Flysch* im Norden als westliches Äquivalent der Oberstorf-Decke aufgefasst werden könnte (FRIEBE 2007d), besitzt der *Triesen-Flysch* darüber eine Affinität zum Prättigau-Flysch (ALLEMANN 2002, FRIEBE 2007a). Aufgrund ihrer räumlichen Nähe werden Triesen-Flysch und Vaduz-Flysch hier jedoch informell in der Triesenberg-Schuppenzone zusammengefasst. Der Prättigau-Flysch im Süden liegt auf «Bündner Schiefer» und wird als Teil der Tomül-Decke angesehen.

Vaduz-Flysch

Der Vaduz-Flysch, hier durch die Schloss- und Eichholztobel-Formation vertreten, mit der möglicherweise tektonisch von ihm abgetrennten, aber lithologisch verwandten Gaschlo-Formation im Liegenden, ist zwischen Schaan und östlich von Planken als Teil des Vorarlberg-Flyschs auf die Üntschen-Decke aufgeschoben (ALLEMANN 1985, 2002). In diesem Stockwerk entspricht er in Vorarlberg der Üntschen-Decke und an ihrem Südrand aufgeschobenen lokalen Spänen, die sich im Allgäu zur Oberstdorf-Decke vereinen (OBERHAUSER 1998, FRIEBE 2007c). Tektonisch überlagert wird der Vaduz-Flysch vom tektonischen Melange der Arosa-Zone und von den Gesteinen der oberostalpinen Lechtal-Decke. Östlich von Vaduz, zwischen Frommenhaus und Erbi, lässt sich Vaduz-Flysch zwischen den basalen Schuppen der Lechtal-Decke mindestens 500 m nach Norden verfolgen. Dies beweist, wie auch der im Valorschtal östlich ausserhalb des Kartengebiets innerhalb der Lechtal-Decke auftretende Flysch (ALLEMANN 1985, 2002, OBERHAUSER 1998), dass die Basis der Lechtal-Decke während späterer Phasen der Gebirgsbildung mit ihrer Unterlage verschuppt wurde.

Triesen-Flysch

Der südlich anschliessende Triesen-Flysch wird von ALLEMANN (2002) als linsenförmiger Körper unter der Front der Falknis-Decke beschrieben. Seine tektonische Beziehung zum Vaduz-Flysch kann aufgrund der grossräumigen Überdeckung durch quartäre Rutsch- und Sackungsmassen zwischen Triesen und Triesenberg nicht festgestellt werden. Ebenso fehlen Aufschlüsse, um einen Bezug zum Prättigau-Flysch herzustellen. Der Triesen-Flysch wird tektonisch von der Falknis-Decke überlagert. OBERHAUSER (1995, 1998, 2007a, b) stellt den Triesen-Flysch in die Nähe des Prättigau-Flyschs und ordnet beide paläogeographisch deutlich nördlich des Vorarlberg-Flyschs ein. In diesem Sinne müsste der Triesen-Flysch als Fortsetzung des Prättigau-Flyschs nach Norden tektonisch jedoch *unter* den Vaduz- und Vorarlberg-Flysch korreliert werden.

Mittelpenninikum

Falknis-Decke

Die Falknis-Decke wird heutzutage generell dem Mittelpenninikum zugeordnet (TRÜMPY 1980, OBERHAUSER 1995, SCHMID et al. 2004). Ihre Basis muss, da sie über dem im Nordpenninikum beheimateten Prättigau-Flysch liegt, ein Décollement von grosser Überschiebungsweite sein. Das Hauptverbreitungsgebiet der Falknis-Decke befindet sich im westlichen Rätikon, unmittelbar östlich und südlich des Kartengebiets.

Glegghorn-Schuppe

Im westlichen Rätikon wird die Falknis-Decke in drei Schuppen gegliedert, von unten nach oben und von Westen nach Osten in die Glegghorn-, die Grauspitz⁶⁾- und die Tschingel-Schuppe (TRÜMPY 1916, GRÜNER 1981, ALLEMANN 2002). Diese Schuppen sind nach TRÜMPY (1916) aus liegenden Falten hervorgegangen, was ALLEMANN (2002) bestätigt. Die tiefste, die Glegghorn-Schuppe erreicht südöstlich von Triesen das Kartengebiet, wo ihre Basis als komplex verfaltete Zone aufgeschlossen ist («basale Fältelungszone», ALLEMANN 2002, Taf. 1 u. 2); im Kartengebiet ist davon allerdings nur ein reduzierter Normalflügel mit SE-gerichteter Schichtlagerung vertreten.

Grabs-Klippe

Bei der Grabs-Klippe (HEIM 1907, FORRER 1949) handelt es sich um einen tektonisch stark zerrütteten Gesteinsverband mittelpenninischer Herkunft, der als Erosionsrest innerhalb der Wildhauser Mulde dem ultrahelvetischen Wildhaus-Melange in tektonisch höherem Stockwerk aufliegt. Die interne Struktur der Grabs-Klippe zeigt einzelne, meist kleine isolierte Felsaufschlüsse, die sich nur sehr bedingt miteinander korrelieren lassen; wahrscheinlich handelt es sich um eine Vielzahl kleiner tektonischer Schuppen.

Generell lassen sich folgende Beobachtungen machen: Der untere Malm ist als ältestes Schichtglied fast durchgängig an der Peripherie der Klippe aufgeschlossen und bildet wahrscheinlich deren Basis. Darüber lassen sich von Westen nach Osten und von unten nach oben drei durch vermutete Überschiebungen getrennte Bereiche unterscheiden, die eine stratigraphische Abfolge andeuten: Die Steilabbrüche nördlich von Guschi, die Steilabbrüche nördlich von Mumpelin und die Steilabbrüche nördlich von Lehn (Fig. 13). Auch wenn die tatsächliche Ausbildung der Kontakte nicht bekannt ist, sind die Grenzen zwischen diesen Einheiten doch vermutlich tektonischer Natur.

Die *Basis der Grabs-Klippe* ist nirgends aufgeschlossen; sie wird auf der Karte als vermutete Umhüllende der Aufschlüsse der schwarzen Tonsteine des Unteren Malms gezogen.

In den *Steilabbrüchen nördlich von Guschi* fallen die invers gelagerten Schichten im Westen mit 45°, im Osten mit 30° gegen Osten ein. In den *Steilabbrüchen nördlich von Mumpelin* streichen die Schichten NW-SE und fallen im Nordosten flach gegen Süden, im Südwesten flach gegen Norden ein. Schichten der Frühen Kreide im Nordosten liegen dabei dem Malm im Südwesten normal auf und deuten eine flache Synklinale an. In den Aufschlüssen bei Pkt. 984 m («Berglitenstein») bilden die Schichten eine enge NNW-SSE streichende Synklinale mit subvertikalem Süd- und steilem Nordflügel aus Malm sowie Früher Kreide im Kern. Gegen die Aufschlüsse in den Steilabbrüchen nördlich von Guschi biegen die Schichten rasch in NW-SE Streichen und flaches Einfallen um. Wie die beiden Aufschlüsse zusammenhängen, bleibt unklar.

⁶⁾ Ursprünglich wurde diese Schuppe «Falknis-Schuppe» genannt. Um eine Verwechslung mit der Falknis-Decke zu vermeiden, wurde sie hier in Grauspitz-Schuppe umbenannt (vgl. tektonisches Nebenkärtchen).

Innerhalb der östlichen Einheit um die *Steilabbrüche nördlich von Lehn* und bei Winnewis deuten die Schichten insgesamt umlaufendes Streichen einer weiten Synform an, die mit Malm im Kern sowie Kreide an den Flanken allerdings eine invers gelagerte Antiklinale ist. In den Aufschlüssen am Strässchen nördlich von Lehn liegt Malm über Kreide (Couches-Rouges-Gruppe) wobei dazwischen liegende Fetzen von Glaukonitsandstein und schwarzer Tonstein (unterer Malm) nahe legen, dass der Kontakt tektonischer Natur ist.

Sulzfluh-Decke

Die Sulzfluh-Decke liegt über der Falknis-Decke und wird ebenfalls dem Mittelpenninikum zugeordnet (TRÜMPY 1980, OBERHAUSER 1995, SCHMID et al. 2004). Im Rätikon und auch am Ostrand des Gebiets von Blatts Buchs wird sie von der oberpenninischen Arosa-Zone überschoben. Ob die kleinen, bei Koord. 2759.950/1222.400 oberhalb von Maschesa aufgeschlossenen Teile der Sulzfluh-Decke tatsächlich mit der ausgedünnten Sulzfluh-Decke südlich des Heubühl (östlich ausserhalb des Kartengebiets) zusammenhängen, oder ob es sich dabei lediglich um lose, tektonisch an der Basis der Arosa-Zone verschleppte Späne handelt, kann aufgrund der wenigen Aufschlüsse nicht beurteilt werden.

Oberpenninikum

Arosa-Zone

Als stark ausgewalzter «Gleitteppich» an der Basis der ostalpinen Decken gilt die Arosa-Zone als oberpenninisches Stockwerk im alpinen Bauplan (vgl. TRÜMPY 1975). Im westlichen Rätikon und so auch am Ostrand des Gebiets von Blatt Buchs tritt die Arosa-Zone an der Basis der oberostalpinen Lechtal-Decke und immer wieder zwischen den einzelnen deckeninternen Schuppen auf (HEISSEL et al. 1965, AL-LEMANN 1985, IBELE & BEHRMANN 2007). Die Internstruktur der Arosa-Zone repräsentiert ein tektonisches Melange, in dem einzelne abgerissene kompetente Lagen und exotische Blöcke in einer tonreichen Matrix «schwimmen», die vielfach tektonisch foliiert ist und duktile Strukturelemente aufweist (RING et al. 1990). Tektonisch spielt die Arosa-Zone im Kartengebiet vor allem als Schuppentrenner innerhalb der am östlichen Kartengebietsrand auftretenden Lechtal-Decke eine Rolle.

Ostalpin

Oberostalpin

Die ostalpinen Decken stellen im tektonischen Bau der Alpen die höchsten Stockwerke. Ihre Sedimente entstammen paläogeographisch dem nordwestlichen adriatischen Kontinentalrand. Gemäss Herkunft und struktureller Position kann ein unterostalpin und ein oberostalpin Deckenkomplex unterteilt werden. Die

oberostalpinen Decken können in den westlichen Ostalpen in die intern gelegenen Kristallindecken und die externen, von ihrer kristallinen Unterlage abgescherten Sedimentdecken der Nördlichen Kalkalpen unterschieden werden (z.B. TRÜMPY 1980, PFIFFNER 2015). Die westlichste Decke der Nördlichen Kalkalpen bildet die Lechtal-Decke; ihr Westrand erreicht den Ostteil des Kartengebiets. Als ihr ehemaliges kristallines Substrat muss die Silvretta-Decke angenommen werden, was klar aus den Verhältnissen im Vorarlberger Montafon hervorgeht (MOSTLER 1972, BERTLE et al. 1979, SCHMID et al. 2004, FURRER & ORTNER 2007, BERTLE 2007).

Lechtal-Decke

Die Lechtal-Decke nimmt weite Teile der westlichen Nördlichen Kalkalpen ein und ist dort intern in Falten und einzelne Schuppen zerlegt (EISBACHER et al. 1990). Im Querschnitt des Rätikons zeigt ihre Basis die Form einer weitgespannten Synform (IBELE 2005), die an ihrem Westrand in Liechtenstein augenfällig ist: Hier fällt die Basis von rund 2000 m ü. M. am Heubühlgrat südöstlich von Triesenberg nordwärts auf rund 800 m ü. M. östlich von Vaduz ab, um dann nördlich der Drei Schwestern wieder auf gut 1600 m ü. M. anzusteigen (ALLEMANN 1985). Die Lechtal-Decke ist intern in Schuppen zerlegt, deren nordwestlichste und unterste als Drei-Schwestern-Schuppe bezeichnet wird (TRÜMPY 1916, KOBEL 1969; Drei-Schwestern-Scholle in ALLEMANN 1985, 2002). Ihr gehören die auf dem Kartengebiet von Blatt Buchs erhaltenen Teile der Lechtal-Decke an, wobei BLASER (1952) entlang ihrer Basis drei Schuppen unterschied, die von ALLEMANN (1985, 2002) zu zwei zusammengefasst wurden. Die Basis der Lechtal-Decke ist im westlichen Rätikon und auch im Kartengebiet sowohl in sich selbst als auch mit den unterlagernden Einheiten des nordpenninischen Flyschs verschuppt. Die Drei-Schwestern-Schuppe gliedert sich wie folgt:

- Die *untere basale Schuppe* erstreckt sich vom Tobel südlich von Efisalf im Norden über die Tidiröfi und den Prufatschengwald bis zum Hof Erbi im Süden. Die Schuppe ist mit Arosa-Zone auf Vaduz-Flysch überschoben, ihre Basis verläuft etwa 800 m ü. M. Das Rückgrat der Schuppe bildet die Kalkabfolge der Arlberg-Formation, die im Süden auf Kalken des «Alpinen Muschelkalks» im Norden direkt auf der Arosa-Zone liegen. Die Partnach-Formation scheint bis auf wenige kleine Aufschlüsse im nördlichen Teil zu fehlen. Beim Hof Erbi wird die untere basale Schuppe von Vaduz-Flysch überlagert, der an der Basis der oberen basalen Schuppe geschleppt wurde.
- Die ausgedehntere *obere basale Schuppe* erstreckt sich von oberhalb von Planken im Norden bis in die Felswände unterhalb von Vorder Prufatscheng und Maschesa im Süden. Die Schuppe ist nördlich der unteren basalen Schuppe mit Arosa-Zone auf Vaduz-Flysch überschoben, ihre Basis verläuft über der unteren basalen Schuppe in Gesteinen der Raibl-Gruppe und liegt zwischen Vorder Prufatscheng und Maschesa direkt auf Vaduz-Flysch. Die obere basale Schuppe besteht im Norden aus einer von der Reifling-Formation bis in die Raibl-Gruppe vollständigen stratigraphischen Abfolge. Über der unteren basalen Schuppe ist sie fast ausschliesslich durch die Arlberg-Formation vertreten. Zwischen beiden basalen Schuppen sind von Süden her einzelne Aufschlüsse verschleppter Gesteine der Raibl-Gruppe und der Arosa-Zone bis in den Profatschengwald zu finden.

- Die vor allem östlich des Kartengebiets liegende *Hauptschuppe*, deren Kernelement die Gesteine der Hauptdolomit-Gruppe bilden, erreicht in den Steilabstürzen östlich von Schaan mit ihrem Westrand noch das Kartengebiet. Sie lagert dort mit tektonischem Kontakt, der aus Fetzen von Gesteinen der Raibl-Gruppe und der Arosa-Zone besteht und entlang dessen die Reifling-, Gutenstein- und Partnach-Formation nur unvollständig erhalten sind, der oberen basalen Schuppe auf. Die bei Koord. 2760.000/1223.000 am Ostrand des Kartengebiets aufgeschlossene Arosa-Zone ist bereits «Schuppentrenner» der nächsthöheren, nicht mehr auf das Kartengebiet übergreifenden Heubühl-Schuppe (TRÜMPY 1916, KOBEL 1969; «Heubühl-Schönberg-Scholle», ALLEMANN 1985, 2002; vgl. tektonische Übersicht 1:200 000).

Tektonische Entwicklung

Im Gebiet von Atlasblatt Buchs zeigt der heutige Gebirgsbau übereinandergeschobene tektonische Einheiten des Helvetikums, des Penninikums und des Ostalpins. Aufgrund der stratigraphischen Zusammenhänge sowie der tektonischen Deformationsstile in diesem Deckenstapel können drei plattentektonische Phasen unterschieden werden: mesozoische Dehnungstektonik, kretazisch-eozäne Subduktion und oligozän-miozäne Kollision.

Mesozoische Dehnungstektonik

Während der mesozoischen Dehnungstektonik entwickelten sich ozeanische Becken und kontinentale Schelfbereiche, in denen die helvetischen, penninischen und ostalpinen Gesteinsserien abgelagert wurden. Die dabei gebildeten synsedimentären Strukturen sind in der Regel durch die nachfolgende Orogenese reaktiviert und oft bis zur Unkenntlichkeit überprägt worden. Dehnungsstrukturen werden daher überwiegend aus Mächtigkeits- und sedimentären Faziesunterschieden sowie aus dem plattentektonischen Regime abgeleitet, und weniger auf konkrete Strukturen zurückgeführt.

Im Wesentlichen betrifft die Dehnungstektonik den europäischen und den adriatischen Kontinentalrand (Helvetikum und Ostalpin; z.B. MANDL 2000, SCHMID et al. 2004). Im Jura kam es zur Öffnung des Piemont-Ligurischen-Ozeans (Südpenninikum) und damit verbunden zu verstärkter Subsidenz und synsedimentärer Bruchtektonik im Oberostalpin sowie zur Bildung flacher Detachements im Unterostalpin (EBERLI 1988, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997). Hauptsächlich während der Kreide kam es weiter im Nordwesten zur Öffnung des Wallis-Trogs (Nordpenninikum; FRISCH 1979, SCHMID et al. 2004); zwischen beiden ozeanischen Becken lag die Briançonnais-Schwelle. Der bis zum Jura epikontinentale Faziesraum des Helvetikums gelangte in die Position eines passiven Kontinentalrands, der während der Kreide die Sedimentationsmuster bestimmte. So wurden im östlichen helvetischen Faziesraum präorogene, mesozoisch aktive, synsedimentäre Bruchstörungen sowohl durch Kartierung als auch durch Faziesana-

lyse nachgewiesen (z.B. TRÜMPY 1949, SCHINDLER 1959, FÖLLMI 1981, STRASSER 1982, PFIFFNER 2011, ZERLAUTH et al. 2014).

Im Kartengebiet gibt es in der Säntis-Decke einige Hinweise auf präorogene tektonische Aktivität des helvetischen Schelfs, wie z.B. die Winkeldiskordanz zwischen Vitznau-Mergel und Diphyoides-Kalk (vgl. Fig. 8) oder die durch Faltung rotierte Abschiebung zwischen Zementstein- und Quinten-Formation (vgl. Fig. 18).

Kretazisch-eozäne Subduktion

Im ostalpinen Raum wurden die zentralen Nördlichen Kalkalpen infolge der Schliessung des südöstlich anschliessenden Meliata-Ozeans im Späten Jura von konvergenter Tektonik erfasst (GAWLICK et al. 1999, MANDL 2000). Die spätkretazische Hochdruckmetamorphose ostalpiner Einheiten (FROITZHEIM et al. 1996, OBERHÄNSLI et al. 2004) und die eozäne Hochdruckmetamorphose penninischer Einheiten (z.B. Adula-Decke; OBERHÄNSLI et al. 2004, PFIFFNER 2015) zeigen die Schliessung des Piemont-Ligurischen-Ozeans und des Wallis-Trogs, d.h. die Subduktion der süd- und nordpenninischen Einheiten, an.

Die südpenninische Arosa-Zone enthält Gesteinspakete des Ostalpins und Ophiolith-Olisthostrome des nahen Akkretionskeils, die ihr als Schürflinge tektonisch eingeschuppt wurden, sowie Sandsteine, deren Schwermineralspektrum die Erosion ozeanischer Kruste im Liefergebiet anzeigen (OBERHAUSER 1998); ihre Bildung erfolgte während der Späten Kreide (ca. Cénomanien–Turonien; WINKLER 1988, ALLEMAN 2002).

Paläogen-neogene Kollisionsphase

Während der Späten Kreide (Ostalpin) und des Känozoikums (Penninikum, Helvetikum) erfolgte die Deckenstapelung zeitlich von intern zu extern (vgl. Zusammenstellung der orogenen Fahrpläne in PFIFFNER 2015): Beginnend mit der Blaisun-Phase (Ostalpin, FROITZHEIM et al. 1994, 1996, NEUBAUER et al. 2000, SCHMID et al. 2004) verlagerte sich die Deformation sukzessive gegen Norden bis Nordwesten und erreichte über die Avers-Phase (Oberpenninikum, SCHMID et al. 1997) schliesslich das Helvetikum mit seinen Deformationsphasen beziehungsweise die noch weiter nordwestlich befindliche Subalpine Molasse (PFIFFNER 1986).

Der Falten- und Schuppenbau der Lechtal-Decke im Rätikon wurde bereits in der kretazischen Orogenese-Phase angelegt, ihre heutige Position auf den tieferen penninischen Einheiten und die auch am Ostrand des Gebiets von Blatt Buchs zu beobachtende Verschuppung mit nordpenninischem Flysch war dagegen das Ergebnis der Blaisun-Phase. Die Überschiebung der Üntschen-Decke (Vorarlberg-Flysch) auf die ultrahelvetischen Einheiten erfolgte während der Avers-Phase.

Die Kollision innerhalb des Helvetikums vollzog sich in drei Hauptphasen (SCHMID 1975, PFIFFNER 1978, 2011, 2015). Während diese Phasen generell vom ausgehenden Eozän bis ins Miozän reichten, ereigneten sie sich über den gesam-

ten helvetischen Bereich gesehen diachron, in den oberhelvetischen Decken früher, im Unterhelvetikum später (GROSHONG et al. 1984, PFIFFNER 2011). Diese helvetische Deformationsphasen werden nachfolgend kurz charakterisiert und lassen sich, wo möglich, auch Strukturen im Kartengebiet zuordnen.

Pizol-Phase

Zu Beginn der Kollision wurden an der Wende Eozän/Oligozän die ultrahelvetischen Einheiten von ihrem Substrat abgeschernt, verschuppt und auf die ober- und unterhelvetischen Einheiten überschoben. Der Pizol-Phase entsprechen im Kartengebiet die Abscherung und die Verschuppung des Wildhaus-Melanges sowie seine Platznahme auf der späteren Säntis-Decke.

Insgesamt ist die Entwicklung der Strukturen innerhalb des Wildhaus-Melanges mindestens zweiphasig. Während der Platznahme auf der künftigen Säntis-Decke wurden die ultrahelvetischen Einheiten verschuppt, wobei mindestens ein unteres spätkretazisch-paläogenes und ein oberes, aus «Wildflysch» bestehendes Stockwerk vorliegen. Die spätere Deformationsphase im Verband mit der Säntis-Decke führte im westlichen, engeren Teil zur weiteren Verschuppung und im östlichen, breiteren Teil zur Verfallung des Schuppenstapels.

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 verlief die enge Faltung des Lias im Bereich des Seetals, die Verschuppung von Dogger- und Malm in der Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone und die Faltung im Kreidestockwerk der Säntis-Decke mehr oder weniger synchron. Dabei wurde die basale Überschiebung des Wildhaus-Melanges passiv verfalltet.

Ruchi-Phase

In der Glarner Hauptüberschiebung ist die Ruchi-Phase durch einen postmetamorphen Überschiebungsbetrag gekennzeichnet (PFIFFNER 2011). In der Säntis-Decke äussert sie sich durch fortdauernden, im Wesentlichen passiven Transport auf die Subalpine Molasse. Dabei wurden innerhalb der Säntis-Decke kaum neue Strukturen gebildet. Interessant in diesem Zusammenhang ist, dass frühere Autoren (HEIM 1906, RENZ 1937) die Basis der Säntis-Decke als «Reliefüberschiebung» deuteten und Überlegungen bezüglich Überschiebungsbeträgen zum Schluss führten, dass die basale Überschiebung der oberhelvetischen Decken an ihrer externen Front sehr rasch die Erdoberfläche erreichte (PFIFFNER 1985). Ähnlich wie

das seitliche Auskeilen der Nagelfluhschüttungen der Molasse für das differenzielle Vordringen der Deckenfront (HABICHT 1945), könnte ein Relief der zu überschiebenden Fläche für Phänomene wie das kilometertiefe Einfallen und Wiederauftauchen der Faltenachsen über das Rheintal hinweg verantwortlich sein. In diesem Zusammenhang postulieren RING & GERDES (2016) eine dem Alpenrheintal zugrunde liegende Grabenstruktur die sich in sinistral transpressivem Rahmen einer NE-SW Dehnung ab dem Oligozän unmittelbar vor oder sogar gleichzeitig mit der Platznahme der Säntis-Decke im Miozän bildete.

Die während der späten (miozänen) Einengung des alpinen Deckenstapels erfolgte Inversion des Verrucanotrogs (PFIFFNER 2015, S. 76) hatte einen deutlichen Effekt auf die Strukturen im Kartengebiet. So sind das südöstliche Axialgefälle und das grossräumige nordostwärtige Einfallen der Schichten zwischen Fulfirst und Alvier gegen das Rheintal am besten durch die Ausstülpung des Verrucanotrogs zu erklären. Die weitgespannte Synform (möglicherweise eine «spätpalpine Grossfalte» sensu BURKHARD 1999) am Westrand der Lechtal-Decke ist dagegen wahrscheinlich auf die späte Hebung des Aar-Massivs zurückzuführen. Aus dieser Phase stammen auch die jungen, mehrheitlich offenen und nicht mehr kompressiv überprägten Brüche, wie sie südlich des Kartengebiets im Raum Gonzen nachgewiesen wurden (BLUM & HUG 2001). Im Kartengebiet zählen hierzu sehr wahrscheinlich die NW-SE bis WNW-ESE-streichenden kurzen Brüche der südöstliche Domäne.

Erdbeben und Neotektonik

Das Gebiet Seeztal–Rheintal mit der Linie Wildhaus–Toggenburg ist eine der seismisch aktivsten Regionen der Schweiz (Fig. 21). Sie ist durch eine rege Erdbebenständigkeit 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) und aus den letzten Jahrhunderten in historischen Quellen überlieferten Erdbeben bestätigen (GISLER et al. 2003, ECOS-09).

In den letzten 25 Jahren wurden hier über 25 Erdbeben der Stärke grösser M_L 2,0 aufgezeichnet (Tab. 1). Die meisten dieser Beben zeigen eine Tiefenlage um 3 km und zwischen 5–10 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 Walensee zwei Beben mit sehr flachen Herden registriert (1997 und 2014). Im nördlichen Rheintal wurden bei Oberriet (2001) und Bregenz (2011) zwei Beben mit Tiefenlagen im Bereich der Unterkruste aufgezeichnet, die damit als typische Beben des nördlichen Alpenvorlands anzusprechen sind (DEICHMANN et al. 2000).

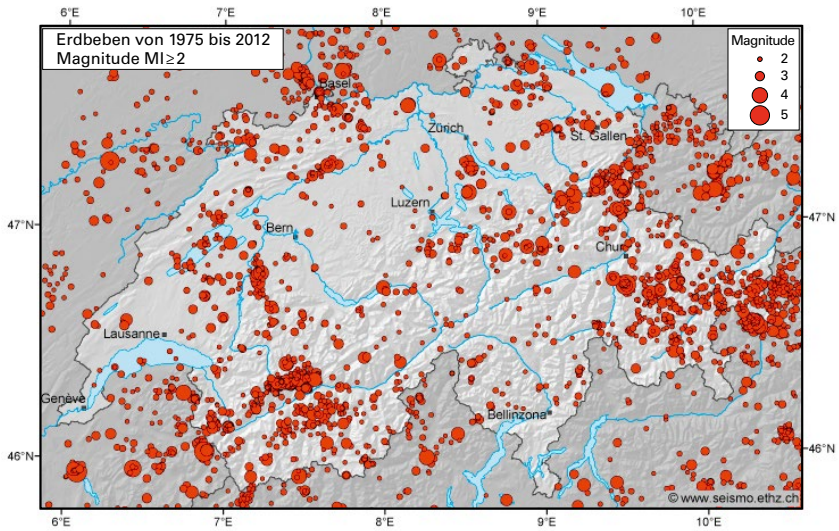


Fig. 21: Erdbeben in der Schweiz zwischen 1975 und 2014 mit einer Magnitude grösser 2. Deutlich ist die im landesweiten Vergleich relativ hohe Erdbebenaktivität entlang des Rheintals und des Seetals zu erkennen. (Quelle: <http://www.seismo.ethz.ch/index>, 2014.)

Tabelle 1: Die wichtigsten der grösseren ($>M12,0$) Erdbeben im Bereich Rheintal-Seeztal zwischen 1987 und 2014. 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 Erdbebedienst (SED 2014) 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).

Datum	Ort	Magnitude (MI)	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	blattverschiebend	NW–SE (P)
27.12.2013	<i>Balzers</i>	3,7	6,2	blattverschiebend	NW–SE (P)
10.01.2014	<i>Balzers</i>	2,1	7		
15.01.2014	<i>Balzers</i>	2,4	6,9		
14.11.2014	<i>Walenstadt</i>	3,1	-0,4		
04.12.2014	<i>Wildhaus</i>	2,4	2,7		
07.12.2014	<i>Wildhaus</i>	2,7	2,7		

ROHSTOFFE

Hartgestein

Am Buchserberg wurde ab ca. 1925 Sandstein der Garschella-Formation abgebaut und als Bruchstein sowie vor allem für Bahnschotter verwertet. 1982 musste dieser Abbau aufgegeben werden; das Areal wird heute als Reststoff-Deponie für die Kehrichtschlacke der KVA Buchs genutzt. Ein ähnlicher Abbau von Hartgesteinen aus der Garschella-Formation wurde bis vor kurzem als Steinbruch Gampjun oberhalb von Rans in der Gemeinde Sevelen betrieben. Der Abbau ist zwar zur Zeit aus raumplanerischen Gründen stillgelegt, könnte aber längerfristig wieder aufgenommen werden.

Weitere aufgelassene, ältere Steinbrüche im Brisi-Member der Garschella-Formation findet man bei Buchs im Wald bei Muntaschin und unmittelbar südlich des Werdenberger Seeleins; dort wurde offenbar auch Schrattenkalk abgebaut. Ein Steinbruch in der Schrattenkalk-Formation bestand auch bei Plattsnas südlich von Sevelen; ebenfalls bei Sevelen wurde früher auch Kalkstein der Wang-Formation abgebaut und für Wuhrsteine sowie Abdeckplatten verwendet (DE QUERVAIN 1969).

Unterhalb von Planken, an der Strasse nach Nendeln besteht ein aufgelassener Steinbruch im Vorarlberg-Flysch, wo Sandstein der Reiselsberg-Formation abgebaut wurde.

Gemäss DE QUERVAIN (1969) war im Barock Kalk der Quinten-Formation als dunkler Marmor sehr beliebt und wurde im Seetal an diversen Stellen, unter anderem auch bei Berschis ausgebeutet.

Kies und Sand

Die Kiese und Sande des Rheintals wurden früher an diversen Stellen durch Nassabbau direkt aus dem Rhein oder in angrenzenden Auegebieten ausgebeutet. Eine zeitgemässe Nutzung dieser Vorkommen im Trockenabbau ist wegen des allgemein hohen Grundwasserspiegels nur sehr beschränkt möglich. Die einzige, heute ebenfalls aufgelassene Kiesgrube bestand im Kartengebiet bei Plattis in der Gemeinde Sevelen.

Im Fürstentum Liechtenstein wird subrezipenter Bach- und Murgangschutt (Rüfeschotter) in grossem Stil für die Kiesgewinnung abgebaut. Sowohl in Vaduz (Deponie Im Rain) als auch in Schaan (Ställa, Forstrüfe) sind kombinierte Betriebe mit Abbau dieses feinkörnigen Kiesel und anschliessender Auffüllung (Aushubmaterial und Inertstoffe) aktiv. Das Rohmaterial muss allerdings aufwendig gewaschen und in die einzelnen Bauklassen aufgeteilt werden.

Phosphorit

1918 wurden die Phosphorit-Vorkommen der Garschella-Formation auf Alp Masora oberhalb von Sevelen und bei Buchs von Arn. Heim untersucht und beschrieben; entsprechende Manuskripte sind in der Geologischen Dokumentationsstelle verfügbar. Diese wenig ausgedehnten Vorkommen weisen einen sehr geringen Gehalt an reinem Phosphor auf und sind deshalb nur noch von historischem Interesse.

Kohlenwasserstoffe

SCHMIDT (1917) erwähnt ein versacktes Vorkommen von pleistozäner Schieferkohle östlich von Wildhaus, auf 1030 m Höhe am Simmibach. Dieses kann heute aber nicht mehr gefunden werden.

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 Churfirsten-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). Im Fürstentum Liechtenstein besteht aktuell nur eine Gewässerschutzkarte mit zusätzlicher Darstellung der Grundwasserisohypsen (Geodatenportal, www.llv.li). Im Gebiet von Atlasblatt Buchs wurden die Quellen des Kantons St. Gallen aus dem Datensatz des Amtes für Umwelt und Energie übernommen (Stand 2014) und zum Teil mit eigenen Aufnahmen ergänzt. Die Quellen der Liechtensteiner Talflanke entsprechen dem Stand der Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000 (ALLEMANN 1985). Die dargestellten Grundwasserfassungen in der Talebene repräsentieren wichtige Wasserfassungen mit einer Fördermenge über 1000 l/min.

Grundwasser und Quellen im Gebiet Churfirsten-Alvier

Zwischen Seeztal, Wildhaus und dem Rheintal lassen sich drei hydrogeologische Gebiete unterscheiden: das rechtsseitige Gebiet des Seetzals (Gonzen-Walensstadt-Schuppenzone), der Hauptkamm der Churfirsten-Alvier-Kette mit seiner Nord- und Ostabdachung (Säntis-Decke) sowie die Wildhauser Mulde.

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). Bei stauenden Alluvionen können Grundwasseraustritte verzeichnet werden. Bemerkenswert sind zum Beispiel die Quellaufstösse Valungagraben am Talfuss zwischen Tscherlach und Berschis. Diese zeichnen sich durch eine mittlere Schüttung von über 100 l/s aus. Sie werden als Quellen aus einem Lockergesteinsaquifer im Bergsturzmaterial gedeutet, der am Talfuss durch feinkörnige Alluvionen gestaut wird und bergseits bedeutende Karstwasserzuflüsse aufweist (ARMBRUSTER 1993, LEIBUNDGUT et al. 1994, MÜLLER 1995). Bei einigen Quellen im Gebiet von Lüsis erfolgte ein Nachweis von Fließwegen aus dem Gebiet Naus nördlich des Sichelhamms. Damit ergibt sich lokal ein hydrogeologisches Einzugsgebiet, das über die Kammlinie der Churfirsten-Alvier-Kette reicht (ROSS 1993, LEIBUNDGUT et al. 1994). Die Quellen der Hochterrassen von Sennis bis Palfris sind nur von geringer Ergiebigkeit und entspringen häufig am Fuss von durchlässigen Moränen.

In der Gesteinsabfolge der Säntis-Decke, die den östlichen Teil der Churfirsten und die nördliche und östliche Abdachung der Alvierkette umfasst, sind die Schrattenkalk-Formation und der Helvetische Kieselkalk als bedeutende Felsaquifere bekannt. Das ins Karstsystem der Schrattenkalk-Formation infiltrierte Wasser fliesst vorwiegend in nordöstlicher Richtung talwärts und speist grösstenteils das Grundwasser der Alluvionen des Rheintals; nur untergeordnet tritt es bereits im Hangbereich in Quellen zutage. Schwerpunkt der unterirdischen Übertritte ist das Gebiet Buchs, wo diese in den Schuttfächer des Tobelbachs erfolgen oder bei stauenden Alluvionen auch Quellen auftreten (z.B. beim Werdenberger See oder beim Traubenweiher bei Koord. 2753.915/1225.810; vgl. ROSS 1993, LEIBUNDGUT et al. 1994). Eine komplexe Funktion als Zwischenspeicher nimmt der Voralpsee mit seinen Zuflüssen aus Bächen und zeitweise auch aus einem höher gelegenen Karstsystem ein. Er besitzt keinen oberirdischen Abfluss, jedoch mehrere Schwinden am Seeboden, die ein tiefer gelegenes Karstsystem speisen (HAERING et al. 1994, LEIBUNDGUT et al. 1994). Die regionale Wasserscheide zwischen dem Karstsystem des Voralptals mit der Ostabdachung der Alvierkette und demjenigen der Churfirsten liegt nach bisherigen Untersuchungen ungefähr im Gebiet des Gamser Ruggs. Dies bedeutet, dass das Karstwasser westlich des Gamser Ruggs weiter gegen Westen im System der Churfirsten mit der Rinquelle entwässert wird (u.a. LEIBUNDGUT et al. 1994).

Der Aquifer des weit verbreiteten Helvetischen Kieselkalks taucht generell gegen Nordosten ab und wird gegen oben durch schlecht durchlässige Gesteine des Drusberg-Members abgedichtet, was in Hanglage zu Überlaufquellen führen

kann. Häufig entspringen bedeutende Quellen dieses Aquifers aus einer Lockergesteinsbedeckung; so im Gebiet westlich von Oberschan aus blockreicher Lokalmoräne; im Gebiet der Alp Malschüel und des oberen Tobelbachs aus Hangschutt, Lokalmoräne und Bergsturzmaterial. Als weitere ertragsreiche Quelle aus einem Aquifer im Helvetischen Kieselkalk ist die Quelle «In den Bächen» (Koord. 2747.430/1224.140) südöstlich oberhalb des Voralpsees aufzuführen (ARMBRUSTER 1993, HAERING et al. 1994).

In der Wildhauser Mulde bestehen keine grösseren Felsaquifere. Die vorhandenen Quellen sind meist gering bis mässig ergiebig und entspringen der Lockergesteinsbedeckung.

Grundwasser und Quellen der Liechtensteiner Rheintalflanke

Die Situation der Quellen der Rheintalflanke des Fürstentums Liechtenstein ist in HAERING et al. (1994) dargestellt und beschrieben. In den durchlässigen Schuttfächern treten keine Quellen auf, es bestehen jedoch tief liegende Grundwasservorkommen, die massgeblich aus unterirdischen Hangzuflüssen und durch Bachwasserinfiltration gespeist werden und zumeist mit dem Talgrundwasservorkommen in Verbindung stehen. Im Gebiet der Rutschmasse von Triesenberg treten Quellen vorwiegend im mittleren bis unteren Teil, am Fuss von blockstromartigen grobkörnigen Bereichen der Rutschmasse auf. Bedeutsam für die Hydrologie der Rutschmasse ist die Feststellung, dass das hydrogeologische Einzugsgebiet das topographische Einzugsgebiet bei Weitem übersteigt, wobei Grundwasserzuflüsse aus dem Gebiet von Valüna, im Samina-Hochtal, belegt werden konnten (BERNASCONI & TACHER 2010).

Grundwasserverhältnisse im Rheintal

Der fluviatile Rhein-Schotter bildet den regionalen Hauptgrundwasserleiter des Rheintals, der von Bonaduz bis zum Bodensee reicht. Während der gut durchlässige Rhein-Schotter im Kartengebiet bis Buchs und Schaan praktisch die gesamte Breite der Talebene einnimmt, wird er weiter talabwärts seitlich von schlecht durchlässigen Hinterwasserablagerungen und Verlandungssedimenten begrenzt. Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters im Rhein-Schotter beträgt im Mittel rund 25–35 m und nimmt talabwärts ab. Die darunterliegenden sandigen, teils kiesigen Deltasedimente sind noch Teil des Grundwasserleiters. Die Durchlässigkeit nimmt mit der Tiefe generell ab und ist in den liegenden feinsandig-siltigen Seesedimenten so gering, dass dort von einem Grundwasserstauer gesprochen werden muss. Der Grundwasserleiter im Rheintal steht randlich mit Schuttfächersedimenten der Seitenbäche oder feinkörnigen Hinterwasserablagerungen in Kontakt, gebietsweise kann er seitlich auch an die Felsoberfläche anschliessen. Daher sind die randlichen Zuflüsse von der jeweiligen lokalen hydrogeologischen Situation

geprägt: Bekannte Zuflussgebiete sind die angrenzenden Karstaquifere der Ostabdachung des Alvierts, insbesondere das Verbreitungsgebiet der Schrattenkalk-Formation bei Buchs. Häufig findet ein Übertreten von Felsgrundwasser in die Schuttfächer und anschliessend in den Talgrundwasserleiter statt. Durch die unter die Alluvionen abtauchenden Karst- und Felsaquifere können sich bei aufliegenden Grundwasserstauern lokal auch artesisch gespannte Grundwasserverhältnisse ergeben; bekannt sind solche Gebiete nördlich des Werdenberger Sees und bei Studen. Auf der Liechtensteiner Talseite wird ebenfalls von massgeblichen Grundwasserzuflüssen aus Felsaquiferen über die ausgedehnten Schuttfächerablagerungen in den Talgrundwasserleiter ausgegangen. Als wichtigste direkte Speisung des Hauptgrundwasserleiters gilt aber die Infiltration des Rheins (KOBEL 1990, HAERING et al. 1994). An den Talrändern zeigen sich in der Nähe von schlecht durchlässigen Hinterwasserablagerungen sauerstoffarme bis reduzierende Grundwasserverhältnisse, so z.B. zwischen Sevelen, Räfis und Altendorf. Dagegen ist das Grundwasser im Hauptstrom des Grundwasserleiters im Rheintal sauerstoffreich und die Grundwasserqualität in der Regel einwandfrei (BERNASCONI 1987, KOBEL 1990).

Grundwasserverhältnisse im Seeztal

Im Seeztal herrschen aufgrund der heterogenen Talfüllung wechselhafte und komplexe Grundwasserverhältnisse. Als wichtige lokale Grundwasserleiter gelten die Schuttfächer der Schils bei Flums und des Berschnenbachs bei Berschis. In der Talachse und Richtung Walensee vermischen sich diese Ablagerungen in der Tiefe mit sandig-kiesigen und zunehmend feinkörnigen Deltasedimenten, die diese Bäche zusammen mit der Seez geschüttet haben (HAERING et al. 1994, MÜLLER 1995). Da in den oberen 10–20 m Tiefe ausserhalb der Schuttfächer schlecht durchlässige Verlandungs- und Überschwemmungssedimente dominieren, verringert sich talabwärts von Flums der durchflusswirksame Talquerschnitt, und es ergeben sich lokal Grundwasseraufstösse, wie im Gebiet von Scholbina (Koord.2744.000/1218.750). Die schlecht durchlässige Deckschicht bewirkt gespannte Grundwasserverhältnisse; im Gebiet Paschga ist in sandig-kiesigen Deltasedimenten sogar artesisch gespanntes Grundwasser dokumentiert. Dieses Grundwasserstockwerk weist sauerstoffarme Bedingungen auf. Die oberflächennahen kiesigen Rinnensedimente alter Seezläufe stellen nur unbedeutende, lokale Grundwasserleiter dar.

BOHRUNGEN

Im Kartengebiet wurden für verschiedenste Zwecke zahlreiche Bohrungen abgeteuft. Neben den meist untiefen Sondierungen für Baugrunderkundungen gibt es auch einige tiefere Bohrungen, die insbesondere für hydrogeologische Untersuchungen und für Erdwärmesonden abgeteuft wurden. Diese liefern wichtige Informationen über die vertikalen und lateralen Zusammenhänge der quartären Einheiten in den Talebenen sowie über den Felsuntergrund randlich oder ausserhalb der Haupttäler. Grundwasserbohrungen werden meist gekernt und sind deshalb zwar detaillierte Informationsquellen, reichen aber häufig nur bis an die Basis der nutzbaren Grundwasserleiter (maximal einige Dekameter). Erdwärmesondenbohrungen werden destruktiv als Spül- oder Airlift-Hammerbohrungen abgeteuft und liefern deshalb nur grobe, teilweise lückenhafte Informationen über die durchbohrten Gesteinsabfolgen; sie erreichen jedoch in der Regel wesentlich grössere Tiefen und stellen damit eine wertvolle Ergänzung der Oberflächenkartierung dar. Bohrungen, in denen die Felsformation nicht bestimmt werden konnte, sind auf der Karte gesondert als «Bohrung mit unbekannter Formation» dargestellt; sie geben zumindest die Tiefe des Felses an. Im Kartengebiet sind maximale Endtiefen von 300 m dokumentiert.

Eine Auswahl dieser Bohrungen ist auf der Karte dargestellt. Sie liegen vor allem innerhalb der Siedlungsgebiete entlang der Talränder und im Raum Wildhaus sowie im Bereich der nutzbaren Grundwasservorkommen im Rheintal und Seeztal. Zu erwähnen sind folgende Bohrungen aus umfangreichen Messkampagnen, die wichtige Aufschlüsse zum Aufbau des Untergrunds der Talebenen und Talränder lieferten:

- Sondierbohrungen T04 bis T07 (Grundwasseruntersuchungen Rheintal Fürstentum Liechtenstein, Bohrtiefen 100–125 m, 1977, z.H. Amt für Gewässerschutz FL).
- Sondierbohrungen SB7 bis SB17 (Grundwasseruntersuchungen Rheintal Kt. St. Gallen, Bohrtiefen 36–118 m, 1980, z.H. Baudepartement Kt. St. Gallen).
- Sondierbohrungen AZ3 bis AZ5 (Tiefengeothermische Untersuchungen im Rheintal Fürstentum Liechtenstein, Bohrtiefen 71–180 m, 2010, z.H. Amt für Umweltschutz FL, NAEF & BERNASCONI 2010).
- Sondierbohrungen KB11 bis KB13 (Grundwasseruntersuchungen Seeztal, Bohrtiefen 60–92 m, 1990/1991, z.H. Baudepartement Kt. St. Gallen).

Dokumentationen dieser Sondierbohrungen sind beim Amt für Umwelt und Energie des Kantons St. Gallen und beim Amt für Umwelt des Fürstentums Liechtenstein zu finden.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Menschliche Spuren aus der älteren Steinzeit (Paläolithikum) wurden im Gebiet des Atlasblatts Buchs wie im gesamten alpinen Raum von den Gletschervorstössen der Letzten Eiszeit häufig ausgelöscht. Funde von Jagdlagern in Höhlen (z.B. Drachenloch/Blatt Vättis, Wildenmannisloch/Blatt Walensee, Wildkirchli/Blatt Säntis) belegen jedoch, dass das Gebiet bereits vor der Letzten Eiszeit zumindest begangen wurde (LEUZINGER-PICCAND 2003, STEINHAUSER 2003).

Archäologische Fundstätten, die verlässliche Rückschlüsse auf die Ur- und Frühgeschichte im Kartengebiet zulassen, sind aus dem Mesolithikum (ab ca. 9000 v.Chr.) erhalten. Überreste von Lagerplätzen zeigen, dass die Menschen nach dem Gletscherrückzug entlang der grossen Täler wieder in die Alpen vorstieszen. Funde z.B. bei Oberschaan und Werdenberg belegen, dass besonders Plätze unter Felsnischen aufgesucht wurden, die in der Nähe der damals im Rheintal noch existierenden, nach dem Gletscherrückzug erst nach und nach verlandenden Restseen lagen (STEINHAUSER 2003).

Während aus der Jungsteinzeit (Neolithikum, ab ca. 5000 v.Chr.) Pfahlbausiedlungen an den Schweizer Seen weit verbreitet sind, zeigen Spuren dorftartiger Dauersiedlungen aus dem Gebiet Sevelen-Wartau (z.B. Stätten auf dem Geissberg, Koord. 2754.770/1220.630 und im Herrenfeld, 2755.550/1218.500), dass die Menschen auch im Gebiet von Atlasblatt Buchs sesshaft waren (STEINHAUSER 2003). In der folgenden, etwa bis 800 v.Chr. dauernden Bronzezeit verdichteten sich die Spuren der Besiedelung entlang des Rheintals und Seetzals sukzessive, wobei die leicht erhöhten Lagen an den Talrändern – wie etwa die die Hügellandschaft um Sevelen-Wartau – offensichtlich ideale Siedlungsräume darstellten (SCHINDLER 2003). Auch zahllose Funde mit Ansammlungen von Waffen, Geräten oder Schmuck (sogenannte Hortfunde) sind aus dieser Zeit bekannt geworden (EBERSCHWEILER 2003). Spätestens aus der folgenden Eisenzeit (ab ca. 800 v.Chr.) besteht, durch Funde charakteristischer Artefakte belegt, ein reger Austausch mit Oberitalien, Süddeutschland und dem Ostalpenraum. So waren Rhein- und Seeztal schon früh Durchgangsgebiet und ein wichtiger Verkehrsweg. Neben grösseren Siedlungen sind auch über Jahrhunderte genutzte Kultstätten wie der Brandopferplatz auf dem Ochsenberg (SCHINDLER 2003, SCHMID-SIKIMIĆ 2013) bekannt.

In der Geschichtsschreibung der Antike finden sich nach etwa 500 v.Chr. zunehmend auch schriftliche Erwähnungen der Völker im Gebiet der heutigen Nordostschweiz. Mit den Eroberungen durch Caesar ab 50 v.Chr. beginnt die Römerzeit nördlich der Alpen. Systematisch werden Strassen und militärische Festungsanlagen auch im Rhein- und Seeztal errichtet. Obwohl damit die Zeit der Geschichtsschreibung einsetzt, bleiben archäologische Fundstätten bis weit ins Mittelalter hinein wichtige historische Quellen. Neben heute noch sichtbaren Ruinen oder existierenden Ortschaften gab es auch Siedlungsstellen, die aufgegeben und erst

durch Ausgrabung entdeckt oder bestätigt worden sind. Meist handelt es sich dabei um kleinere Burgstellen (z.B. Buschgel, Koord.2751.780/1225.740) oder Kapellen (z.B. St.Sebastian, Grabserberg, Koord.2750.800/1227.150) sowie um aufgegebene Höhensiedlungen (z.B. die Walsersiedlung auf der Alp Palfris, STROMER 2003).

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. (1985): Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein.
- (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein.
- ALLEMANN, F., BLASER, R., NÄNNY, P. (1951): Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. – *Eclogae geol. Helv.* 44/1, 159–168.
- ARMBRUSTER, M. (1993): Modellierung dreier Quellen im Alviergebiet. – Diplomarb. Univ. Freiburg i.Br. (unpubl.).
- 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.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Melange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Diss. ETH Zürich.
- BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W.O., GYGI, R.A., HERB, R., MATTER, A., MOHLER, H.-P., REMANE, J. & WINKLER, W. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 125–180.
- BECKER, A. (2007): Geologie der Gamsalp. – Info Spezial, Arbeitsgem. Speläologie, Regensdorf.
- BERNASCONI, R. (1987): Chemische Grundwasseruntersuchung in der Rheinebene zwischen Bad Ragaz und Au. – *Hydrogeol. Ber. Büro tech. Geol.* (unpubl.).
- BERNASCONI, R. & TACHER, L. (2010): Rutschung Triesenberg (FL): Monitoring der hydrogeologischen Parameter, Instrumentierung und Modellierung. In: BAUFU (Hrsg.): Rutschungen: Hydrogeologie und Sanierungsmethoden durch Drainage. – Bern.
- BERTLE, H., FURRER, H. & LOACKER, H. (1979): Geologie des Wallgaus und des Montafons mit Berücksichtigung der Hydrogeologie (Exkursion G am 20. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.]* 6/1, 101–115.
- BERTLE, R.J. (2007): Silvretta-Seckau-Deckensystem. In: Geologie der Österreichischen Bundesländer – Vorarlberg (S. 49–53). – Geol. Bundesanst. Wien.
- BLASER, R. (1952): Geologie des Fürstentums Liechtenstein, 2. Teil, Geologie des nördlichen Gebietes, Schellenberg, Drei Schwestern und Umgebung von Vaduz. Mit Anhang: Fläscherberg. – *Jb. hist. Ver. Fürstentum Liechtenstein* 52, 5–228.
- BLUM, A. & HUG, R. (2001): Geologische Untersuchungen im Raum Sargans inkl. 3D-Geometrie des Gönzenerzlagers. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- BODIN, S., GODET, A., VERMEULEN, J., LINDER, P. & FÖLLMI, K.B. (2006a): 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.
- BODIN, S., VERMEULEN, J., GODET, A. & FÖLLMI, K.B. (2006b): New data on the age of the installation of Urgonian-type carbonates along the northern Tethyan margin: biostratigraphy of the Chopf Member (Helvetic Alps, eastern Switzerland). – *C.R. Geosci.* 338/10, 727–733.

- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen Osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. – Diss. Univ. Zürich.
- BRANDNER, R. (1984): Meeresspiegelschwankung und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. – Jb. geol. Bundesanst. Wien 126, 435–475.
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation (Unterkreide). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Ernst Lang, Zürich.
- BURGER, H. (1978): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen dem Schollberg und der Verspala (Osträtikon). – *Eclogae geol. Helv.* 71/2, 255–266.
- (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.
- BÜRGIN, T., KINDLMANN, R. & OBERLI, U. (2015): Kreidezeitliche Haiwirbel und Haizähne aus den östlichen Churfürsten (Kanton St. Gallen/Ostschweiz). – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 92, 205–222.
- BURKHARD, M. (1999): Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit. In: Löw, S. & Wyss, R. (Hrsg.): Vorerkundung und Prognose der Basistunnels am Gotthard und am Lötschberg (S. 45–57). – A. A. Balkema, Rotterdam.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1970): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikons (Nördliche Kalkalpen, Voralberg). In: 300-Jahrfeier der Universität Innsbruck (S. 165–253). – Festband geol. Inst. Univ. Innsbruck.
- 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., OPRSA, 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., OPRSA, 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.

- DE QUERVAIN, F.(1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz (3. Aufl.). – Schweiz. Geotech. Komm. (Hrsg.), Kümmerly & Frey, Bern.
- 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.
- DOLLFUS, S.(1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–554.
- EBERLE, M.(1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 193–206.
- EBERLE, G.B.(1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 81/1, 175–214.
- EBERSCHWEILER, B.(2003): Von Opfergaben, Händlerverstecken, Münzschätzen und Schrottlagern. – *St.-Galler Geschichte*, Bd.1: Frühzeit bis Hochmittelalter, 143–156.
- ECOS-09 (2009): Earthquake Catalog of Switzerland 2009. Webseite Schweizerischer Erdbeben-dienst SED: <http://hitseddb.ethz.ch:8080/ecos09/index.html?locale=de>. (21.03.2016)
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R.(1996): Superposed fold-thrust structures and highangle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 553–571.
- EISBACHER, G.H., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R.(1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae geol. Helv.* 83/3, 711–725.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K.(1982): Blatt 1115 Säntis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 78.
- FELBER, B. & WYSSLING, G.(1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Brengenzwald (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 673–714.
- FESSLER, U., KIESSLING, T., RISCH, H. & ZACHER, W.(1992): Die vorquartäre Geologie im Andelsbucher Becken (Vorarlberg). – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 135/4, 825–834.
- FICHTER, H.J.(1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 69.
- FILIPPONI, M.(2006): Karstwanderführer Gamsalp. – *Ortsgde. u. polit. Gde. Grabs*.
- FÖLLMI, K.B.(1981): Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 175–187.
- FÖLLMI, K.B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & VAN DE SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 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. – *Eclogae 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.
- FORRER, M.(1949): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – *Ber. st.gall. natw. Ges.* 73, 3–99.

- FRIEBE, J.G. (2007a): Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg. – Geol. Bundesanst. Wien.
- (2007b): Helvetikum. In: Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg (S. 67–85). – Geol. Bundesanst. Wien.
 - (2007c): Vorarlberger Flysch mit Oberstdorfer, Üntschen- und Sigiswanger Decke. In: Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg (S. 62–65). – Geol. Bundesanst. Wien.
 - (2007d): Vaduzer Flysch mit Gaschlo-Formation. In: Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg (S. 61–62). – Geol. Bundesanst. Wien.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophys.* 60, 121–139.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. – *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S. M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. – *Eclogae geol. Helv.* 89/1, 81–110.
- FROITZHEIM, N., WEBER, S., NAGEL, T., IBELE, T. & FURRER, H. (2012): Late Cretaceous extension overprinting a steep belt in the Northern Calcareous Alps (Schesaplana, Rätikon, Switzerland and Austria). – *Int. J. Earth Sci.* 101/5, 1315–1329.
- FRÜH, J. (1899): Der postglaciale Löss im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lössfrage im allgemeinen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 24/2, 157–191.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmann-Schichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433.
 - (1985): Mesozoische Subsidenzgeschichte im helvetischen Schelf der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 249–272.
 - (2004): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 106. Textmanusk. z.H. geol. Landesaufnahme (unpubl.).
- FUNK, H., HABICHT, J.K., HANTKE, R. & PFIFFNER, O.A. (2000): Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 78.
- FUNK, H., OBERHÄNSLI, R., PFIFFNER, O.A., SCHMID, S. & WILDI, W. (1987): The Evolution of the Northern Margin of Tethys in Eastern Switzerland. – *Episodes* 10/2, 102–106.
- FUNK, H., PFIFFNER, O.A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 137.
- FURRER, H. & ORTNER, H. (2007): Nördliche Kalkalpen. In: Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg (S. 41–48). – Geol. Bundesanst. Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geol. Rdsch.* 87/4, 644–657.
- GEYER, M., NITSCH, E. & SIMON, T. (2011): Geologie von Baden-Württemberg. – Schweizerbart (Nägele und Obermiller), Stuttgart.
- 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.

- GRUNER, U. (1981): Die jurassischen Breccien der Falknis-Decke und altersaequivalente Einheiten in Graubünden. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 154.
- 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. 6/1, 5–18.
- GWINNER, M. (1978): Geologie der Alpen. Stratigraphie–Paläogeographie–Tektonik. – Schweizerbart (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- GYGI, R. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 136.
- HABICHT, J.K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 83.
- HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILIPP, R., STARCK, P. & WYSSLING, L. (1994): Blatt Toggenburg. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Karte u. Erläut. 5.
- HALDIMANN, P.A. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – Eclogae geol. Helv. 68/2, 301–310.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Bd.2. – Ott, Thun.
- HEIM, [Arnold] (1906): Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 51/2–3, 441–461.
- (1907): Ueber den Berglitenstein und die Grabser-Klippe. – Eclogae geol. Helv. 9/3, 425–437.
- (1910): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, I. Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur Mittleren Kreide, Atlas. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 20.
- (1913): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, II. Teil: Stratigraphie der Mittleren Kreide. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 20.
- (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, III. Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 20.
- (1917): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, IV. Teil: Tektonik und Oberflächengestaltung. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 20.
- (1924): Submarine Denudation und chemische Sedimente. – Geol. Rdsch. 15/1, 1–47.
- HEIM, [Arnold] & OBERHOLZER, J. (1917): Geologische Karte der Alvier-Gruppe 1:25 000. – Geol. Spezkarte 80.
- HEISSEL, W., OBERHAUSER, R., REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon (Vorarlberg) 1:25 000. – Geol. Bundesanst. Wien.
- HELBLING, R. (1938): II. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114.
- (1963): Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 881–904.
- (1988): Eocene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HERB, R. & FRANKS-DOLLFUS, S. (2003): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 106.
- HEUBERGER, S. & NAEF, H. (2012): The St. Gallen fault zone (NE Switzerland): A long-lived, multiphase structure in the North Alpine Foreland – Insights from high-resolution 3D seismic data. – 10th Swiss Geosci. Meet., Bern, Abstr. Vol.

- IBELE, T. (2005): Geologische Kartierung und Strukturanalyse der Blankuskopf- und Wildberggruppe im Rätikon/Vorarlberg sowie ein bilanziertes Profil durch das nordwestliche Rätikon. – Diplomarb. Univ. Freiburg i.Br. (unpubl.).
- (2015): Tectonics of the Hegau and Lake Constance region: a synthesis based on existing literature. – Nagra Arbeitsber. NAB 12–23.
- IBELE, T. & BEHRMANN, J. (2007): Geologie und Strukturentwicklung der Blankuskopf und Wildberggruppe im südlichen Brandnertal (Rätikon, Österreich). – Vorarlb. Naturschau, Forschen u. Entdecken 20, 123–154.
- ISCHL, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. 27A, 1–241; 27B, 1–291.
- (2009): Geologische Geschichte des Alpenrheintals. In: BROGGI, M.F. (Hrsg.): Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Von der Erdgeschichte bis zur Gegenwart (S. 9–48). – Liechtenstein. akad. Ges. 45.
- 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.
- KLINGELÉ, E. (2009): Gravity survey of the Rhine valley. Gravity interpretation final report. – Ber. z.H. Geowatt, Zürich (unpubl.).
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 118.
- (1990): Die hydrogeologischen Verhältnisse in der Talebene des Werdenbergs. – Werdenberger Jb. 1990/3, 137–141, Buchs.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum, ein Vergleich. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 259.
- LEIBUNDGUT, C., RIEG, A. & ABRAMOWSKI, C. (1994): Karstwasseruntersuchungen im Gebiet Churfürsten/Alvier. – Ber. Univ. Freiburg i.Br. z.H. Kt. St.Gallen (unpubl.).
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic times. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps (S. 85–102). – Wien.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein (vorläufige Mitteilungen). – Eclogae geol. Helv. 30/1, 1–23.
- LEUZINGER-PICCAND, C. (2003): Leben unter ertümlichsten Verhältnissen: Wildmandlisloch und Drachenloch. – St.-Galler Geschichte, Bd.1: Frühzeit bis Hochmittelalter, 87–100.
- MANATSCHAL, G. & NIEVERGELT, P. (1997): A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 90/1, 3–27.
- MANDL, G. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. österr. geol. Ges. 92, 61–77.
- MATTERN, F. (1998): Lithostratigraphie und Fazies des Reiselberger Sandsteins: sandreiche, submarine Fächer (Cenomanium-Turonium, westlicher Rhenodanubischer Flysch, Ostalpen). – Berlin. geowiss. Abh. (A) 198, 1–139.
- MENKVELD, J.W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.

- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klimenshorn-Fm.: formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 245–261.
- MOHR, H. (1992): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 281–320.
- MORALES, C. (2013): The late Berriasian – early Valanginian interval: evidence of major environmental change before the Valanginian Episode. – Diss. Univ. Lausanne.
- MOSTLER, H. (1972): Postvariscische Sedimente im Montafon (Vorarlberg). – *Verh. geol. Bundesanst. Wien* 1972, 171–174.
- MOUSSON, A. (1856): Über den Löss des St. Galler Rheintales. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 1/3, 242–261.
- MÜLLER, B.U. (1994): Zur Quartärgeschichte des Seeztales (Kt. St. Gallen). – *Ber. st.gall. natw. Ges.* 87, 9–20.
- (1995): Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Vom Entstehen und Vergehen des grossen Rheintal/Zürichsees. – Diss. Univ. Bern.
- NAEF, H. (2010): Tiefengeothermie im Fürstentum Liechtenstein: Geologische Interpretation der Testseismik 2010. – Büro für angewandte Geologie, Bericht Nr. 10–03 (unpubl.).
- NAEF, H. & BERNASCONI R. (2010): 2D-Testseismik Fürstentum Liechtenstein: Aufzeitbohrungen und Quartärgeologie. – *Ber. Arbeitsgem. Dr. H. Naef & Dr. Bernasconi AG* (unpubl.).
- NÄNNY, P. (1983): Bericht über die Ergebnisse der im Jahre 1981 in der Gemeinde Balzers zwecks Erschliessung von Thermalwasser abgeteufte Bohrung T11. – *Ber. EAWAG* (unpubl.).
- NEUBAUER, F., GENSER, J., HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: result of a two-stage collision process. – *Mitt. österr. geol. Ges.* 92, 117–134.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLINO, R., ROSSI, P., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, S. & SPALLA, I. (2004): Metamorphic structure of the Alps (Karte 1:1 000 000). – *Comm. geol. Map of the World*, SGMW, Paris.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OBERHAUSER, R. (1980): Das Altalpidikum (Die geologische Entwicklung von der Mittleren Kreide bis an die Wende Eozän – Oligozän). In: OBERHAUSER, R.: *Der Geologische Aufbau Österreichs* (S. 35–48). – Wien.
- (1991): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – *Geol. Bundesanst. Wien*.
- (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*.
- (2007a): Geologische Karte von Vorarlberg 1:100 000. – *Geol. Bundesanst. Wien*.
- (2007b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Vorarlberg 1:100 000. – *Geol. Bundesanst. Wien*.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*, I. Textband, II. Atlas. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 28.

- ORTNER, H. (2001): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitt. österr. geol. Ges.* 94, 63–77.
- (2007). Deformationsgeschichte. In: *Geologie der Österreichischen Bundesländer, Vorarlberg* (S. 13–17). – Geol. Bundesanst. Wien.
- OUEHAND, P.J. (1987): Die Garschella-Formation («Helvetischer Gault», Aptian–Cenomanian) der Churfürsten-Alvier Region (Ostschweiz): Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – Diss. ETH Zürich.
- PERSAUD, M. & PFIFFNER, O.A. (2004): Active tectonics in the eastern Swiss Alps: postglacial faults, seismicity and surface uplift. – *Tectonophysics* 385/1–4, 59–84.
- PFIFFNER, O.A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E Switzerland). In: MCCLAY, K. & PRICE, N.J. (Ed.): *Thrust and nappe tectonics* (S. 319–327). – Spec. Publ. geol. Soc. London 9.
- (1985): Displacements along thrust faults. – *Eclogae geol. Helv.* 78/2, 313–333.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. In: ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (Ed.): *Foreland basins* (S. 219–228). – Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 8.
- (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, 239–244.
- (2010): Blatt 34 Vorarlberg, with parts of 33 Toggenburg. Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France) 1:100 000. – Geol. spec. Map 128/7.
- (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.
- (2015): *Geologie der Alpen* (3. aktualisierte u. erweiterte Aufl.). – Haupt, Bern.
- 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 NFP20* (S. 73–100). – Birkhäuser, Basel.
- PFIFFNER, O.A., LEHNER, E., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. [Ed.] (1997): *Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP20*. – Birkhäuser Basel.
- PFIFFNER, O.A., RAMSAY, J.G., SCHMID, S.M. (2010): Blatt 33 Toggenburg, with parts of 38 Panixerpass. – Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France) 1:100 000. – Geol. spec. Map 128/6.
- POMELLA, H., ORTNER, H., ZERLAUTH, M. & FÜGENSCHUH, B. (2015): The Alpine nappe stack in western Austria: a crustal-scale cross section. – *Int. J. Earth Sci.* 104, 733–745.
- RENZ, H.H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 87–214.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., DÜRR, S. & BORCHERT, S. (1990): The internal structure of the Arosa Zone (Swiss–Austrian Alps). – *Geol. Rdsch.* 79/3, 725–739.
- ROSS, H. (1993): Zur Karsthydrologie des Voralptals im Churfürsten-Alviergebiet. – *Diplomarb. Univ. Freiburg i.Br.* (unpubl.).
- 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.

- RUPF, I. & NITSCH, E. (2008): Das Geologische Landesmodell von Baden-Württemberg: Datengrundlagen, technische Umsetzung und erste geologische Ergebnisse. – LGRB-Informationen 2/1, Freiburg i.Br.
- SCHÄLLI, L. (2012): The Diffuence of the Rhine Glacier at Sargans in connection to the solid rock surface. – Masterarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- SCHINDLER, C. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.
- SCHINDLER, M.P. (2003): Siedlungskammer Wartau: Eine Kulturlandschaft entsteht. – St.-Galler Geschichte, Bd.1: Frühzeit bis Hochmittelalter, 157–172.
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten 500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, 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.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A. & SCHREURS, G. (1997): Rifting and collision in the Penninic Zone of the eastern Switzerland. In: PFIFFNER, O.A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MUELLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep structure of the Swiss Alps: results of NFP20 (S. 160–185). – Birkhäuser, Basel.
- SCHMID-SIKIMIĆ, B. (2013): Der eisenzeitliche Brandopferplatz auf dem Ochsenberg bei Gretschins. – Werdenberger Jb. 26, 300–306.
- SCHMIDT, C. (1917): Fundorte von Mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. Karte 1:500 000 m. Erläut. – Schweiz. Geotech. Komm. (Hrsg.), Francke, Bern.
- SOMMARUGA, A., EICHENBERGER, U. & MARILLIER, F. (2012): Seismic atlas of the Swiss Molasse basin. – Beitr. Geol. Schweiz, Geophys. 44.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 152.
- STEINHAUSER, R. (2003): Von den Neandertalern im Drachenloch bis zu den Alamannen im Thurtal. – St.-Galler Geschichte, Bd.1: Frühzeit bis Hochmittelalter, 15–86.
- STRASSER, A. (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 75/1, 1–21.
- STROMER, M. (2003): Besiedlung im Mittelalter. – St.-Galler Geschichte, Bd.1: Frühzeit bis Hochmittelalter, 263–285.
- STURZENEGGER, J. (2004): Sedimentologie und Paläozoozoografie des frühen Lias am Nordrand der Tethys (Helvetikum). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- TACHER, L., LALOUI, L. & BERNASCONI, R. (2006): Geologische, hydrogeologische und geomechanische Modellierung des Erdrutsches von Triesenberg (Fürstentum Liechtenstein). – Ber. EPF Lausanne & Bernasconi R (unpubl.).
- THIERSTEIN, H. (1969): Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Grabser Voralp (Churfürsten). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 46/2.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 79/1.
- (1952): Der Nordrand der Liasischen Tethys in den Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. 40/2, 239–242.
- (1959): Hypothesen über die Ausbildung von Trias, Lias und Dogger im Untergrund des Schweizerischen Molassebeckens. – Eclogae geol. Helv. 52/2, 435–448.

- TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspatischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- (1975): Penninic–Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. – *Amer. J. Sci.* 275-A, 209–238.
- (1980): Geology of Switzerland. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. – Wepf, Basel/New York.
- TULLEN, P. (2002): Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables. – Diss. EPF Lausanne.
- WEISSERT, H.J. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.* 74/3, 665–679.
- WIESE, F. (2010): Stratigraphic reassessment of the Seewen Formation in the classic Helvetic key locality «An der Schanz» quarry, Burgberg (Bavarian Alps, Turonian, Coniacian): biostratigraphy and δ^{13} correlations. – *Cretaceous Res.* 31, 130–146.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to Early Late Cretaceous Flysch and Melage Formations in the Western Part of the Eastern Alps. Palaeotectonic Implications. – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 131, 341–389.
- 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, doi: 10.1111/ter.12142.
- WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – *Jb. geol. Bundesanst. Wien* 129, 161–265.
- ZERLAUTH, M., ORTNER, H., POMELLA, H., PFIFFNER, O.A. & FÜGENSCHUH, B. (2014): Inherited tectonic structures controlling the deformation style: an example from the Helvetic nappes of the Eastern Alps. – *Swiss J. Geosci.* 107, 157–175.

www.geoportal.ch (Gewässerkarte Kt. St. Gallen, Stand 22.05.2015)

www.llv.li (Gewässerschutzkarte Fürstentum Liechtenstein, Stand 22.05.2015)

www.strati.ch (Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz, Stand 22.05.2015)

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:500 000, Grundwasservorkommen

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

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

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

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 1:100 000

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 1:25 000

Nr. 78 Säntis (LK 1115), von H. EUGSTER, M. FORRER, H. FRÖHLICHER, T. KEMPF, L. SCHLATTER, R. BLASER, H. FUNK, H. LANGENEGGER, M. SPOERRI & K. HABICHT, 1982.

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

Nr. 141 Nesslau (LK 1114), von A. ZAUGG, R. LÖPFE, M. KRIEMLER & T. KEMPF, 2011.

Geologische Spezialkarten

Nr. 5 Geologische Karte des Sentis, 1:25 000, von A. ESCHER VON DER LINTH, 1878.

Nr. 37 Westende der Säntisgruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM, 1905.

Nr. 38 Säntisgebiet, 1:25 000, von ALB. HEIM, 1905.

Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.

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

Nr. 80 Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1917.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten von A. OCHSNER, H.J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942 (unveränderter Nachdruck, 1984).

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

A ALLEMANN, F.(1985): Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein, 1:25 000. Regierung des Fürstentums Liechtenstein.

F FORRER, M. (1949): Geologische Karte der östlichen Wildhauser Mulde, 1:25 000. In: Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – Ber. st.gall. natw. Ges. 73, 3–99.

- H HABICHT, J.K. (1945): Tektonisch-geologische Karte und Strukturkarte der südlichensanktgallisch-appenzellischen Molasse, 1:50 000. – Beitr.geol. Karte Schweiz [N.F.] 83,Taf. II u. III.
- T THIERSTEIN, H. (1969): Geologische Karte der Voralp (Gemeinde Grabs, SG), 1:10 000. In: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Grabser Voralp (Churfürsten). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

Geologische Karten Österreichs

HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R.; REITHOFER, O. & SCHMIDEGG, O. (1965): Geologische Karte des Rätikon (Vorarlberg) 1:25 000. Geol. Bundesanst. Wien.

HEISSEL, W.; OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgaues 1:25 000. Geol. Bundesanst. Wien. (Zusammendruck und Vergrößerung aus den Blättern der österreichischen Karte 1:50 000 Buchs 140 und Feldkirch 141.)

OBERHAUSER, R. (2007). Geologische Karte von Vorarlberg 1:100 000. Geol. Bundesanst. Wien.

Unpublizierte geologische Karten

BRIEGEL, U. (1972). Geologische Originalkartierung der östlichen Alviergruppe 1:10 000. Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.

FRANKS-DOLLFUS, S. (1988): Geologische Originalkartierung von Blatt Walensee mit südwestlichem Anteil von Blatt Buchs 1:25 000. Manusk.-Karte, Arch. Landesgeol.

Topographische Karten

1114–1116	} Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000
1134–1136	
1154–1156	

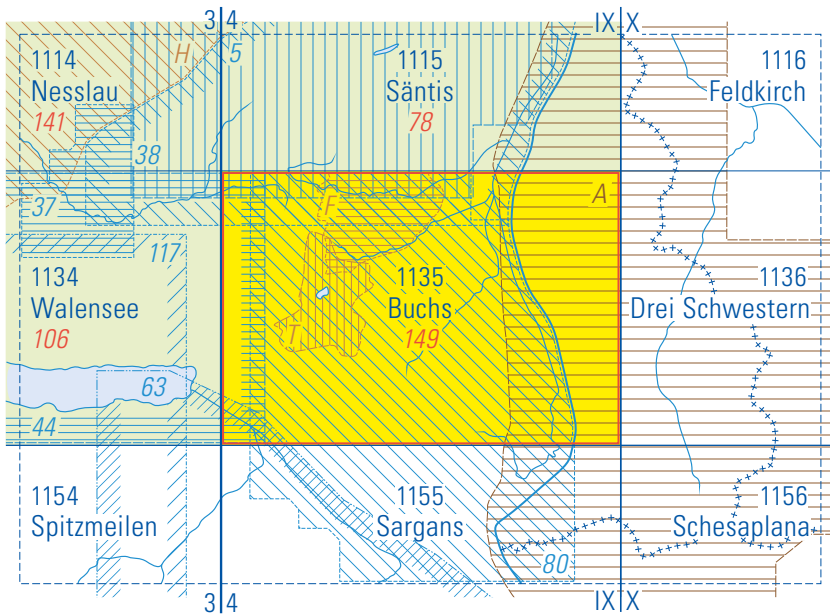
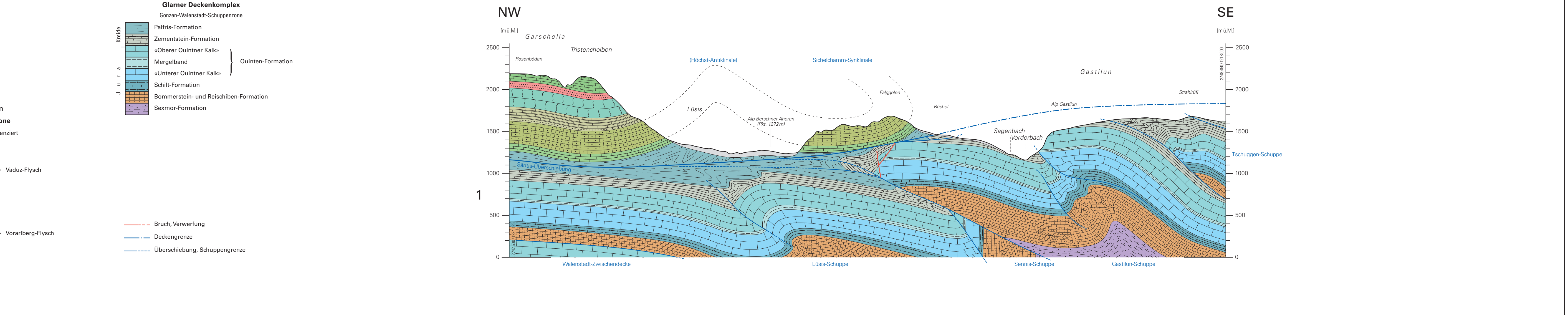
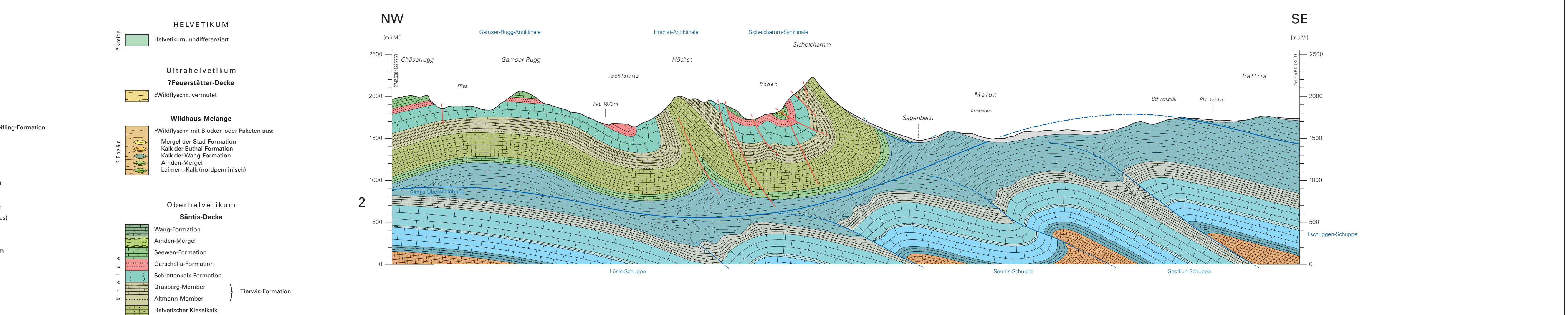
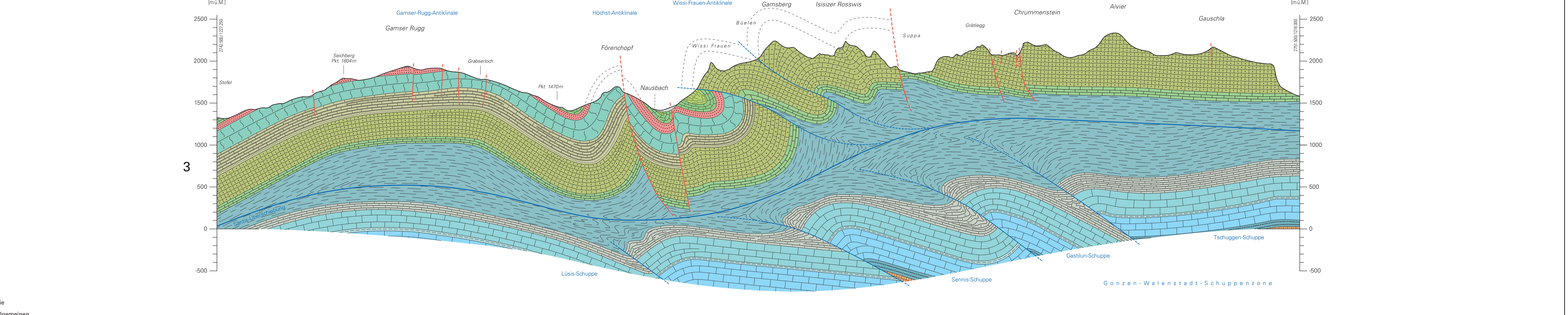
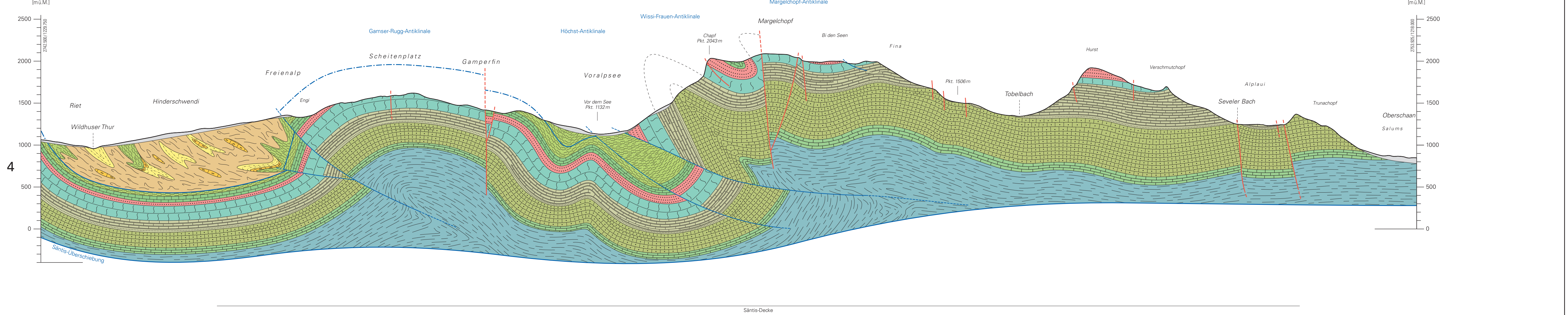
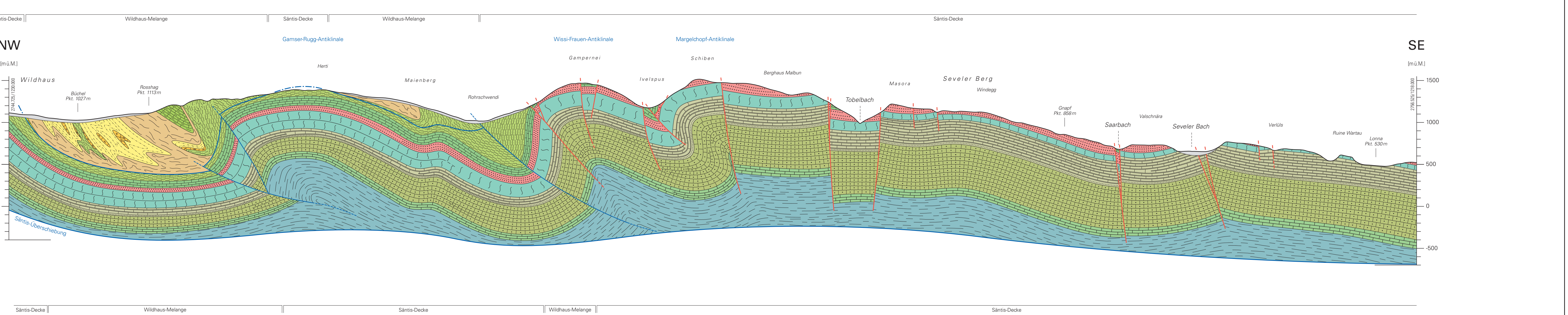
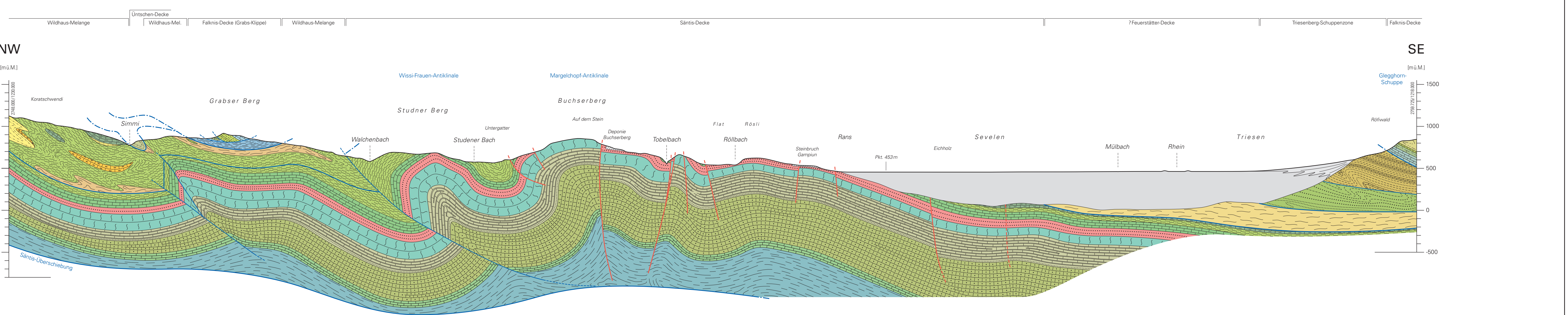
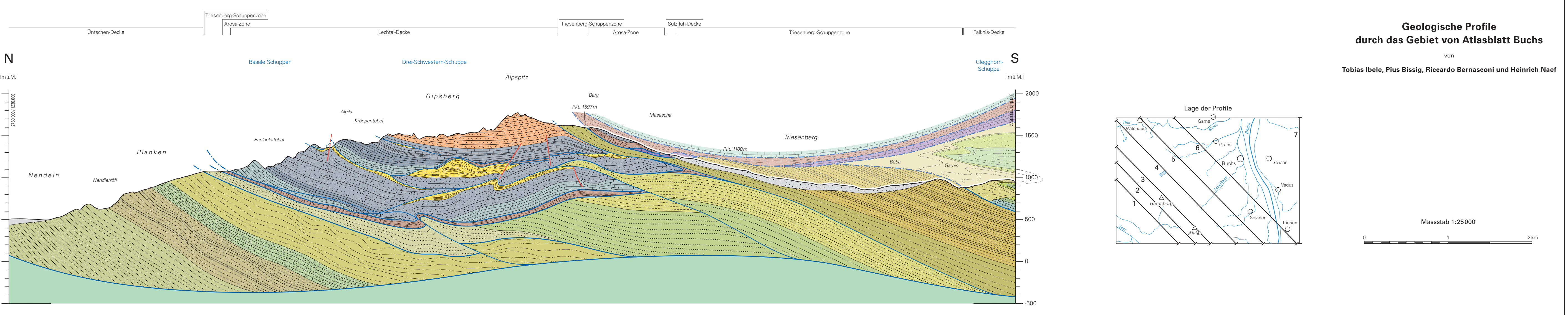


Fig. 22: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.

BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Buchs

Tafel II: Vereinfachte abgedeckte Karte des Felsuntergrunds im Gebiet von Atlasblatt Buchs



Abgedeckte Karte des Felsuntergrunds
im Gebiet von Atlasblatt Buchs

von

Tobias Ibele und Pius Bissig

Massstab 1:50 000

1000m 0 1 2 km

1 Profilsur: vgl. Tafel I

- Begrenzung des bekannten Felses im Rhein- und Seeztal
- - - Bruch, Verwerfung (gesichert – vermutet)
- . - Deckengrenze (gesichert – vermutet)
- - - Schuppengrenze, jüngere Überschiebung (gesichert – vermutet)
(Schuppengrenzen im Wildhaus-Melange sind konzeptuell)
- . - Umgrenzung einer grösseren Sackungsmasse

Unbekannter Fels unter mächtiger Quartärbedeckung

Oberhelvetikum

Säntis-Decke

K r e i d e	Eoän	Euthal-Formation	
		Wang-Formation	
		Amden-Mergel	
		Choltal-Member	
		Seewen-Formation	
		Aubrig-Schichten	} Garschella-Formation
		Selun-Member	
		Brisi-Member	
		«Oberer Schrattenkalk»	} Schrattenkalk-Formation
		Rawil-Member	
		«Unterer Schrattenkalk»	
		Tierwis-Formation	
		Altmann-Member	
		Helvetischer Kieselkalk	
		Diphyoides-Kalk	
		Vitznau-Mergel	
		Palfris-Formation	

Glarner Deckenkomplex

Gonzen-Walenstadt-Schuppenzone

Früher Jura – Frühe Kreide	Palfris-Formation	
	Zementstein-Formation	
	«Oberer Quintner Kalk»	} Quinten-Formation
	Mergelband	
	«Unterer Quintner Kalk»	
	Schilt-Formation	
	Reischiben-Formation	
	Bommerstein-Formation	
	Mols-Member	
	Sexmor-Formation	

Mürtchen-Decke

Trias – Früher Jura	Sexmor-Formation
	Spitzmeilen-Formation
	Quarten-Formation
	Röti-Formation

Oberostalpin

Lechtal-Decke

Drei-Schwestern-Schuppe

T r i a s	Hauptdolomit-Gruppe
	Raibl-Gruppe
	Arlberg-Formation
	Riffazies
	Partnach-Formation
	Gutenstein-Formation und Reifling-Formation

Oberpenninikum

Arosa-Zone

? Späte Kreide	Arosa-Melange mit Olistholithen aus:
	«Cénoman-Schiefer-Brekzien-Serie» (Unterostalpin)
	Arlberg-Formation (Oberostalpin)

Mittelpenninikum

Sulzfluh-Decke

Jura – Kreide	Kalke und Mergel (u.a. Sulzfluh-Kalk, Mergel der Couches-Rouges-Gruppe)
---------------	---

Falknis-Decke

Glegghorn-Schuppe

Sp. Jura – Kreide Eoz.	Falknis-Flysch
	Tristel-Formation bis Couches-Rouges-Gruppe
	Fleckenkalk-Flysch
	Jes-Formation

Grabs-Klippe

Spät Jura – Kreide	Couches-Rouges-Gruppe
	Fleckenkalk-Flysch
	Mittlerer – oberer Malm
	Unterer Malm

Unterpenninikum

Triesenberg-Schuppenzone

Sp. Kreide – Paläoz.	Liechtenstein-Flysch, undifferenziert	
	Triesen-Flysch	} Liechtenstein-Flysch
	Vaduz-Flysch	

Üntschen-Decke

Späte Kreide	Vorarlberg-Flysch
--------------	-------------------

Ultrahelvetikum

Wildhaus-Melange

? Eo z ä n	«Wildflysch» mit Linsen und Paketen aus:
	Stad-Formation
	Euthal-Formation
	Wang-Formation
	Amden-Mergel
	Leimern-Kalk (nordpenninisch)