

1152 Ibergereggi

Erläuterungen

RENÉ HANTKE, DOMINIK LETSCH, PAUL FELBER, ANDREAS BAUMELER,
ROGER HEINZ, JÖRG UTTINGER und ANDREAS GRÜNIG

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo
www.swisstopo.ch

2022

175

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

1:25 000

1152 Ibergereggi

Erläuterungen

53 Textfiguren, 2 Tabellen und 2 Tafelbeilagen

verfasst von

RENÉ HANTKE, DOMINIK LETSCH, PAUL FELBER, ANDREAS BAUMELER,
ROGER HEINZ, JÖRG UTTINGER und ANDREAS GRÜNIG

2022



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

HANTKE, R., TRÜMPY, R., BAUMELER, A., BOLLINGER, D., FELBER, P., LETSCH, D. & GRÜNIG, A. (2022): Blatt 1152 Ibergeregg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 175.

Erläuterungen

HANTKE, R., LETSCH, D., FELBER, P., BAUMELER, A., HEINZ, R., UTTINGER, J. & GRÜNIG, A. (2022): Blatt 1152 Ibergeregg. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 175.

Titelbilder

Umschlag

Kristallinreiche Nagelfluh vom Typus Bunte Rigi-Nagelfluh im Lautobel südöstlich von Sattel bei Koord. 2691 750/1215 260. Foto D. Kälin 2021.

Karte

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D} mit der tektonischen Nebenkarte des Atlasblatts Ibergeregg.

Erläuterungen

Ausschnitt aus herausgewittertem Block aus jurassischem Rämli-Konglomerat bei Koord. 2695 195/1210 300 auf der Ostseite der Mythen. Bildbreite ca. 13 cm. Foto D. Kälin 2021.

Herausgeber

© 2022, 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 978-3-302-40111-9

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung.....	6
Résumé.....	7
Riassunto	8
Summary	9
Einführung	10
Stratigraphie	14
Subalpine Molasse.....	14
Helvetikum	20
Penninikum	69
Ostalpin	97
Quartär.....	102
Tektonik	116
Subalpine Molasse.....	117
Helvetikum	117
Penninikum	130
Ostalpin	139
Tektonische Entwicklung.....	140
Bohrungen.....	146
Mineralische Rohstoffe.....	147
Hydrogeologie.....	149
Der Sihlsee.....	160
Literaturverzeichnis.....	161
Kartenverzeichnis	173
Anhang.....	176
Beilagen	180

VORWORT

Mit Atlasblatt Nr. 175 Ibergeregg liegt eine aktuelle und detaillierte Bestandsaufnahme der geologischen Verhältnisse dieses tektonisch und stratigraphisch sehr komplexen und interessanten Gebiets vor.

Die Schweizerische Geologische Kommission vergab 1955 die Kartierung des Atlasblatts Ibergeregg an Prof. Dr. Rudolf Trümpy und Prof. Dr. René Hantke. R. Trümpy kartierte das Gebiet der Mördergruebi und des Roggenstocks (1955–2004), R. Hantke das restliche Kartengebiet (1955–2016).

Ab 2012 erfolgte die Revision von Teilgebieten im Rahmen von Mandaten der Geologischen Landesaufnahme. Dr. Paul Felber revidierte dabei das Gebiet der beiden Mythen und der Rotenflue (2012–2014). Dr. Daniel Bollinger zeichnet verantwortlich für die Überarbeitung der wichtigsten Gebiete mit Hanginstabilitäten (2015–2018), Dr. Dominik Letsch übernahm die Revision des Gebiets der «Spirstock-Serie» sowie des Gebiets zwischen Rotenflue und Brünnelistock (2018–2020). Die sorgfältige Bearbeitung der Feuchtgebiete erfolgte durch Andreas Grünig. Spezieller Dank gebührt Andreas Baumeler, welcher die zahlreichen Kartenoriginale vereinheitlichte, sie digitalisierte und zahlreiche Überprüfungen im Gelände vornahm (2018–2020).

In die vorliegende Karte sind weitere Kartengrundlagen, so die Diplomkartierungen von Paul Baumann, Jürg A. Kuhn und Martin Stammbach sowie die Detailkartierung von Dr. Hans Burger und Dr. Andreas Strasser eingeflossen. Im Verlauf der Redaktion wurde z.T. auch auf die Karte von Edmund C. Quereau (1893) und die Originalkartierungen von Prof. Dr. Alphonse Jeannet (1912–1929) zurückgegriffen.

Die Autoren der vorliegenden Erläuterungen verfassten folgende Kapitel, wobei sie sich teilweise auf bereits vorliegende Kapitel von R. Hantke sowie die Publikation von R. Trümpy über die Iberger Klippen aus dem Jahr 2006 abstützen konnten: D. Letsch: Einführung (Erforschungsgeschichte), Stratigraphie Helvetikum, Iberg-Melange, Klippen-Decke (Iberger Klippen und Stäglerenegg-Brünnelistock-Schuppen), Arosa-Decke, Ostalpin und Tektonik; A. Baumeler: Unterpeninikum (Schlieren- und Wägital-Flysch); P. Felber: Stratigraphie und Tektonik von Mythen und Rotenflue; Dr. Roger Heinz und Dr. Jörg Uttinger: Hydrogeologie; A. Grünig: Feuchtgebiete.

Dr. Eric de Kaenel bestimmte und wertete sorgfältig zahlreiche Nannoplanktonproben aus.

Für das Bereitstellen von Bohrdaten sei Markus Gasser vom Tiefbauamt des Kantons Schwyz verdankt.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische und Italienische waren Dr. Alain Morard, Dr. Yves Gouffon und Dr. Thomas Galfetti besorgt. Dr. Lance Reynolds überarbeitete die Übersetzung ins Englische.

Als Präsident der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) koordinierte Prof. Dr. Neil Mancktelow den externen Reviewprozess der Karte und der Erläuterungen. Die sorgfältig durchgeführten Begutachtungen stammen von Prof. Dr. Neil Mancktelow, Prof. Dr. Adrian Pfiffner, Dr. Ursula Menkveld-Gfeller und Pierre Gander.

Die kartografischen Arbeiten führten Bruno Reber und Andreas Baumeler durch. Die Tafeln und Textfiguren wurden von Bruno Reber, Doris Reber und Dr. Daniel Kälin graphisch bearbeitet, den Schriftsatz gestalteten Renato Howald und Evelyne Guanter.

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen Personen und Stellen für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und die Weitergabe von Daten.

Juli 2022

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg erstreckt sich von Westen nach Osten vom Ostende des Lauerzersees bis ins obere Sihltal, von Norden nach Süden vom Süden des Ägerisees bis in die Talebene von Brunnen-Schwyz. Das Gebiet umfasst eine aussergewöhnlich vielfältige Anzahl an tektonischen und stratigraphischen Einheiten. Ganz im Nordwesten schneidet das Kartengebiet noch einen kleinen Teil der Subalpinen Molasse an, den jüngsten Anteil der steil nach Südosten einfallenden Rigi-Rossberg-Schuppe. Unmittelbar darüber folgt ein sehr schnell gegen Osten verschwindender Anteil der Subalpinen Flysch-Zone, welche ihrerseits im Westen von der Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe der Drusberg-Decke überlagert wird. Sowohl Subalpine Flysch-Zone als auch Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe werden gegen Osten von der unterpenninischen Wägital-Decke abgeschnitten. Diese zieht als breite Zone unter der Talebene von Brunnen-Schwyz in nordöstlicher Richtung quer über das ganze Kartengebiet und prägt mit ihren nach Südosten einfallenden, häufig versumpften Flyschschichten morphologisch einen Grossteil des Kartengebiets. Als dünnes, aber kontinuierlich verfolgbares Band liegen die Internen Einsiedeln-Schuppen über der Wägital-Decke. Sie kulminieren im über 1600 m ü. M. reichenden Gschwändstock nordwestlich von Oberiberg. Im zentralen südlichen Teil des Kartengebiets folgt über den Internen Einsiedeln-Schuppen die unterpenninische Schlieren-Decke, ein Äquivalent der Wägital-Decke. Darüber folgt die mittelpenninische Klippen-Decke, die durch die beiden auffälligsten Berggipfel, Gross und Klein Mythen, repräsentiert wird. Zwei bescheidene Berggipfel im Süden des Kartengebiets, der Roggenstock und die Mördergruebi, werden von Gesteinen der oberpenninischen Arosa-Decke und des Oberostalpins aufgebaut. Es sind, zusammen mit dem Iberg-Melange, diese für die Region «exotischen» Gesteine, die schon früh in der Erforschungsgeschichte das Interesse der alpinen Geologen auf sich zogen.

Der südlichste Teil des Kartengebiets wird schliesslich von der Stirn der helvetischen Drusberg-Decke eingenommen, die kaskadenartig steil nach Nordwesten einfällt und unter die Wägital-Decke zieht.

Die Letzte Eiszeit hinterliess Spuren in Form von Till; der überwiegende Teil des Gebiets von Atlasblatt Ibergeregg war von Eis bedeckt. Einzig die Mythen und vereinzelte hochgelegene Grate im Norden des Atlasgebiets blieben oberhalb der letzteiszeitlichen Maximalausdehnung; dabei trugen aber die Mythen, vor allem deren Ostseite, eigene Lokalgletscher. Nach dem Rückzug des Gletschereises bildeten sich in den Talungen z.T. mächtige Seeablagerungen, die von Verlandungssedimenten und kiesigen Sedimenten überdeckt wurden. Neben den Seeablagerungen sind es vor allem diejenigen Gebiete, deren Untergrund aus tonreichen Flyschmassen bestehen (Wägital- und Schlieren-Flysch), die von Versumpfung und Vermoorung betroffen waren. Diese ehemals grossflächigen Feuchtgebiete wurden grösstenteils drainiert und Torf abgebaut.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille d'Atlas Ibergeregg s'étend d'ouest en est depuis la terminaison orientale du Lauerzersee jusque dans la partie supérieure du Sihltal et du nord au sud depuis la terminaison méridionale de l'Ägerisee jusqu'à la plaine de Brunnen-Schwyz. Cette région comprend un nombre extrêmement varié d'unités tectoniques et stratigraphiques. Tout au nord-ouest, la zone cartographiée recouvre encore un petit secteur de la Molasse subalpine, à savoir la partie stratigraphiquement la plus jeune de l'écaille du Rigi-Rossberg, plongeant fortement vers le sud-est. Immédiatement au-dessus, suit la zone du Flysch subalpin qui disparaît très rapidement vers l'est et sur laquelle repose, à l'ouest, l'écaille du Bürgenstock-Urmiberg de la nappe du Drusberg. La zone du Flysch subalpin et l'écaille du Bürgenstock-Urmiberg sont toutes deux recoupées à l'est par la nappe du Wägital (Pennique inférieur). Cette dernière forme une large zone qui traverse tout le territoire de la feuille d'est en ouest et s'ennoie en direction du sud-ouest sous la plaine de Schwyz. Avec ses couches plongeant vers le sud-est et ses nombreuses zones marécageuses, cette unité de flysch est un élément marquant du paysage d'une grande partie de la région. Reposant sur la nappe du Wägital, les écailles internes d'Einsiedeln forment une mince bande qui peut être suivie de manière continue et culmine à plus de 1600 m d'altitude au Gschwändstock, au nord-ouest d'Oberiberg. Au centre de la partie méridionale du territoire de la carte, les écailles internes d'Einsiedeln sont surmontées par la nappe des Schlieren, qui est une unité du Pennique inférieur équivalente de la nappe du Wägital. S'y superposent diverses klippes du Pennique moyen (Klippendecke), dont les deux sommets des Gross et Klein Mythen sont les représentants les plus célèbres. Deux modestes sommets au sud du territoire de la carte, le Roggenstock et la Mördergruebli, sont constitués de roches du Pennique supérieur (nappe d'Arosa) et de l'Austroalpin. Dans l'histoire de l'exploration des Alpes, ces roches «exotiques» pour la région, associées au Mélange d'Iberg, ont très tôt attiré l'attention des géologues.

Enfin, la partie la plus méridionale du territoire de la feuille est occupée par la nappe helvétique du Drusberg, dont le front s'abaisse abruptement vers le nord-ouest en une cascade de plis et s'enfonce sous la nappe du Wägital.

La Dernière Période glaciaire a laissé des traces sous forme de tills. À cette époque la glace recouvrait la majeure partie du territoire de la feuille Ibergeregg. Seules les Mythen et quelques crêtes élevées au nord de la région sont restées au-dessus de l'extension maximale de la glace lors à cette période. Des glaciers locaux étaient toutefois présents aux Mythen, principalement sur leur flanc oriental. Après le retrait des glaciers, des dépôts lacustres pouvant atteindre de grandes épaisseurs se sont formés dans les vallées. Ils sont recouverts de dépôts d'atterrissement et de sédiments graveleux. La plupart des marais et tourbières se sont développés d'une part sur les sédiments lacustres, et d'autre part surtout dans les secteurs dont le sous-sol est constitué de niveaux de flysch riches en argile (nappes du Wägital et des Schlieren). Ces zones humides, autrefois très étendues, ont été en grande partie drainées et la tourbe exploitée.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Ibergeregg dell'Atlante geologico della Svizzera si estende, da ovest a est, dall'estremità orientale del Lauerzersee alla parte superiore della Sihltal e, da nord a sud, dall'estremità meridionale dell'Ägerisee alla pianura di Brunnen-Schwyz. Questa regione comprende un numero di unità tettoniche e stratigrafiche estremamente disparato. All'estremo nord-ovest, la zona cartografata copre ancora una piccola porzione della Molassa subalpina, ovvero la parte stratigraficamente più giovane della scaglia di Rigi-Rosshorn, che si immerge rapidamente verso sud-est. Direttamente al di sopra, segue la zona del Flysch subalpino, che scompare molto rapidamente a est e sulla quale riposa, a ovest, la scaglia del Bürgenstock-Urmiberg della falda del Drusberg. La zona del Flysch subalpino e la scaglia del Bürgenstock-Urmiberg sono entrambe intersecate, a est, dalla falda del Wägital (Pennidico inferiore). Quest'ultima forma un'ampia zona che attraversa l'intero territorio del foglio, da est a ovest, e si infossa verso sud-ovest sotto la pianura di Schwyz. Con i suoi strati che si immergono verso sud-est e le sue numerose zone paludose, questa unità di flysch è un elemento di spicco nel paesaggio di gran parte della regione. Le scaglie interne di Einsiedeln, che giacciono sulla falda di Wägital, formano una sottile fascia che può essere seguita di maniera continua e che culmina a più di 1600 m sul Gschwändstock, a nord-ovest di Oberiberg. Al centro della parte meridionale dell'area cartografata, le scaglie interne di Einsiedeln sono sovrapposte dalla falda di Schlieren, la quale corrisponde a un'unità del Pennidico inferiore equivalente alla falda di Wägital. Si sovrappongono varie klippe del Pennidico medio (Klippendecke), di cui le due cime del Gross e Klein Mythen sono le rappresentanti più celebri. Due modeste cime a sud dell'area cartografata, il Roggenstock e il Mördergruebli, sono costituite da rocce del Pennidico superiore (falda di Arosa) e dell'Austroalpino. Nella storia dell'esplorazione alpina, queste rocce, «esotiche» per la regione, associate al Mélange di Iberg, hanno molto presto attirato l'attenzione dei geologi.

Infine, la parte più meridionale del territorio cartografato è occupata dalla falda elvetica del Drusberg, il cui fronte scende bruscamente verso nord-ovest in una successione di pieghe e che sprofonda sotto la falda del Wägital.

L'Ultima Era glaciale ha lasciato tracce sotto forma di till. A quell'epoca il ghiaccio ricopriva la maggior parte del territorio del foglio Ibergeregg. Solo i Mythen e alcune alte creste a nord della regione sono rimasti al di sopra della massima estensione dei ghiacci durante questo periodo. Dei ghiacciai locali erano tuttavia presenti sui Mythen, principalmente sul versante orientale. Dopo il ritiro dei ghiacciai, nelle valli si sono formati dei depositi lacustri talvolta di grande spessore. Sono coperti da depositi detritici d'interramento e da sedimenti ricchi in ghiaia. La maggior parte delle torbiere e delle paludi si sono sviluppate, da un lato, sui sedimenti lacustri e, dall'altro, principalmente in settori con un sottosuolo costituito da strati di flysch ricchi di argilla (falde di Wägital e Schlieren). Queste zone umide, un tempo estese, sono state in gran parte drenate, la torba estratta e conseguentemente utilizzata.

SUMMARY

The area of the Ibergeregg map sheet extends from Lake Lauerz in the west to the upper Sihl valley in the east and from Lake Ägeri in the north to the Brunnen–Schwyz valley in the south. The area comprises an exceptionally diverse number of tectonic and stratigraphic units. In the northwest, the map area still intersects a small part of the Subalpine Molasse, which is the youngest part of the steeply southeast dipping Rigi-Rossberg thrust sheet. Immediately above this lies the Subalpine Flysch zone that disappears very quickly towards the east and which is in turn overlain in the west by the Bürgenstock-Urmiberg slice of the Drusberg nappe. Both the Subalpine Flysch zone and the Bürgenstock-Urmiberg slice are cut off towards the east by the lower Penninic Wägital nappe. This broad zone runs below the Brunnen–Schwyz valley floor in a northeasterly direction across the entire map area and morphologically shapes a large part of the area with its south-east-dipping, frequently marshy flysch layers. The Internal Einsiedeln slices lie as a thin but continuously traceable band above the Wägital nappe. They culminate to the northwest of Oberiberg in the over 1600 m high Gschwändstock. In the central southern part of the map area, the lower Penninic Schlieren nappe, an equivalent of the Wägital nappe, lies above the Internal Einsiedeln slices. Above this lies the middle Penninic Klippendecke, represented by the two most conspicuous mountain peaks, the Gross and Klein Mythen. Two distinct mountain peaks in the south of the map area, the Roggenstock and the Mördergruebi, are composed of rocks of the upper Penninic Arosa nappe and the Austroalpine nappe. Together with the Iberg melange, these rocks, which are “exotic” for the region, attracted the interest of alpine geologists early in the geological history of exploration.

Finally, the southernmost part of the map area is occupied by the front part of the Helvetic Drusberg nappe, which dips steeply to the northwest in a cascade-like fashion and passes under the Wägital nappe.

The Last Glaciation left traces in the form of till sediments; most of the Ibergeregg map sheet area was covered by ice. Only the Mythen and a few high ridges in the north of the map sheet area remained above the maximum extent of the Last Glaciation; the Mythen however, especially its eastern side, had its own local glaciers. After the retreat of the glaciers, large lake deposits formed in the valleys, which were subsequently covered by alluvial and gravel-rich sediments. In addition to the lake deposits, areas whose bedrock consists of clay-rich flysch (Wägital and Schlieren flysch), were all affected by swamp and peat bog formation. These formerly extensive wetlands were largely drained and peat was extracted.

EINFÜHRUNG

Die Erforschungsgeschichte der Geographie und Geologie des Gebiets von Atlasblatt Ibergereggen reicht mindestens bis ins frühe 18. Jahrhundert zurück. So erwähnt Johann Jacob Scheuchzer in seiner «Natur-Histori des Schweizerlandes» eine Schwefel führende Quelle vom «Hacken» (d.h. der Mythen bzw. ihrer Umgebung): «Ein Schwefel-Wasser auf dem Hacken. Ist in einem Trog eingefasset und mit einem Tach bedeckt zum Dienst der Reiszenden, welche davon starke Trünke thun ohne Ungelegenheit. Es setzet sich zu Boden eine schwarze lettechte Erde von starkem Schwefel-Geruch.» (SCHEUCHZER 1717, S. 315).

Ab Ende des 18. Jahrhunderts waren es vor allem die gebirgigere Südhälfte des Kartengebiets mit den Iberger Klippen und der helvetischen Drusberg-Kette sowie auch die Einsiedler Schuppenzone am Südende des später gestauten Sihl-sees, welche die Aufmerksamkeit einheimischer als auch ausländischer Forscher auf sich zogen. So erwähnt Hans-Conrad Escher fossilreichen (eozänen) Grünsandstein vom «Schwyzerhacken» südlich der Haggenegg (ESCHER 1806) sowie ein Gipsvorkommen vom westlichen Fuss der Mythen (ESCHER 1807), welches eventuell für die von J.J. Scheuchzer erwähnte Schwefelquelle verantwortlich sein könnte. H.-C. Eschers Sohn Arnold begann ab ca. 1840 das Gebiet systematisch zu untersuchen, publizierte selber aber kaum darüber. Vereinzelte diesbezügliche Informationen finden sich beispielsweise bei MURCHISON (1849), welcher unter Eschers Führung das Gebiet durchstreifte (so z.B. ein erstes geologisches Querprofil durch die Einsiedler Schuppenzone) sowie in STUDER (1853, 1872), KAUFMANN (1877) und MOESCH (1881), welche sich allesamt Eschers Notizen bedienen konnten. Neben der Stratigraphie der helvetischen Kreide (wie z.B. der Definition der «Wangschiefer» im obersten Waagtal oder der «Drusbergschichten», beide in STUDER 1872) scheinen ihn besonders die fremdartigen Klippengesteine interessiert zu haben. Anlässlich der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1868 in Einsiedeln berichtete er über sein Erstaunen, Spilit (Metabasalte der Arosa-Decke) zwischen Lagen von mutmasslichem Urgon (Schratten)-Kalk (mittelpenninischer Sulzfluh-Kalk und ostalpiner Hauptdolomit) gefunden zu haben (ANONYMUS 1868). Wie später auch KAUFMANN (1877), welchem wir die erste umfassende Monographie der Iberger Klippen und ihrer Unterlage verdanken, sah Escher in den Klippen und den im Flysch steckenden exotischen Blöcken der Iberger Region (s.dazu BACHMANN 1863) ein autochthones Phänomen, von an Ort und Stelle wurzelnden Gebirgsteilen (und deren Erosionsschutt), welche teils bereits primär als Inseln aus dem Kreidemeer ragten, teils erst später vertikal aus der Tiefe emporgetrieben worden wären. Dass die alternative Interpretation der Klippen als tektonische Überschiebungsmassen bereits recht früh durch die Köpfe einiger Forscher gegeistert sein mag, lässt eine ungewöhnliche Bemerkung Albert Heims vermuten, welcher ironischerweise die später sich

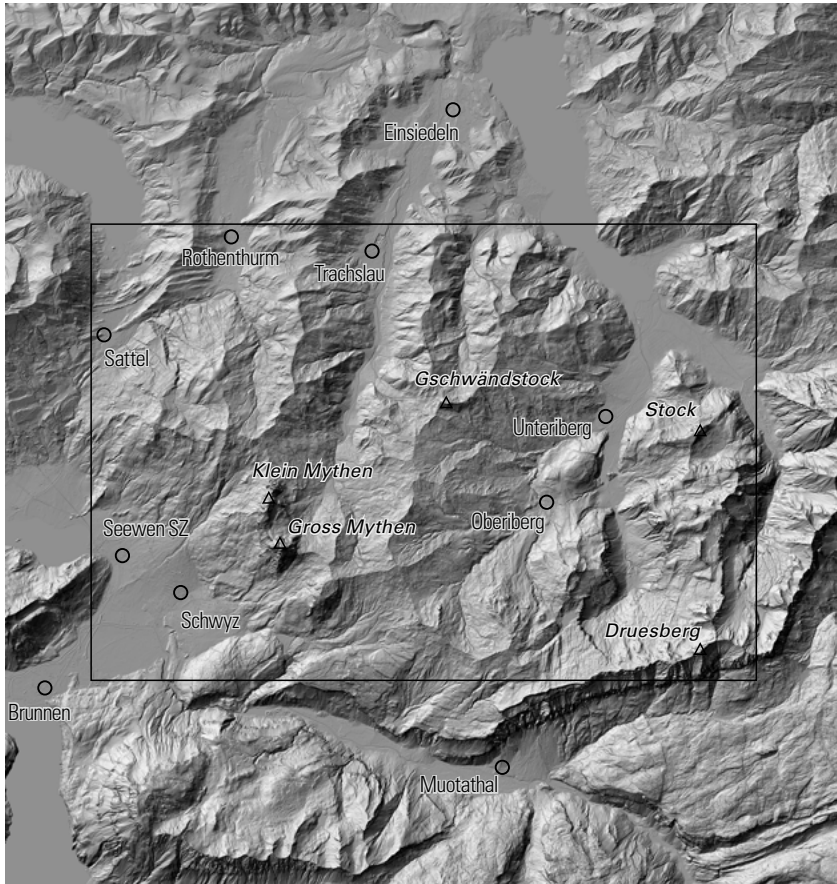


Fig. 1: Digitales Höhenmodell (swissALTI^{3D}) des Gebiets von Atlasblatt Ibergeregge und seiner Umgebung 1:200'000.

durchsetzende Erklärung als erster Geologe überhaupt formulierte, sie dann sogleich aber wieder verwarf. So schrieb er in einem ansonsten rein geomorphologisch orientierten Aufsatz: «Dass die Verwitterung diese scharfen Gestalten [Mythen und Iberger Klippen] allmählig aus einem früher viel höher umhüllenden Mantel von Flyschschiefer blossgelegt hat, ist zweifellos, ihre festen Kalkmassen liegen nicht als Decke auf dem Flysch, sondern haben unter demselben ihre Wurzel.» (HEIM 1874, S. 21).

Der Lauf der Geschichte überliess es auswärtigen Geologen, die These der Iberger Klippen als Reste tektonischer Decken deutlich zu formulieren und umfassend zu untermauern. Der Amerikaner Edmund C. Quereau interpretierte in seiner ausgezeichneten Monographie als erster die Iberger Klippen als tektonische Überschiebungsmassen, vermutete allerdings einen Schub aus Norden (QUEREAU 1893). Hans Schardt sprach sie, die Mythen sowie alle übrigen Zentralschweizer Klippen dann schliesslich als Relikte aus Süden überschobener Gesteinsmassen an (SCHARDT 1894). Zudem unterschied SCHARDT (1898) zwischen grossen Klippen wie beispielsweise den Mythen, welche die Überreste einstiger Decken selbst darstellen würden (*kliques de recouvrements*), und kleineren Klippen-Blöcken (*kliques de refoulement*), welche während des Überschiebungsprozesses der Decken von deren Fronten abgebrochen und durch eine Mischung sedimentärer und tektonischer Prozesse in den Flysch geraten wären. Somit implizierte er eine enge genetische Verwandtschaft zwischen den exotischen Blöcken des «Wildflyschs» und den überlagernden Klippen und erklärte erstere, sowie seine *kliques de refoulement* und somit weite Teile der Iberger Klippen, sinngemäss als Teile eines tektonisch-sedimentären Melanges, obwohl dieser Begriff in seinem modernen Sinne damals noch keine Verwendung fand (eine rein tektonische Erklärung für das Iberg-Melange wurde von STEINMANN 1907 postuliert). Wenngleich die frühen Pioniere QUEREAU (1893) und SCHARDT (1898) nicht sauber zwischen den eigentlichen Klippen und den faziell teilweise zwar ähnlichen, aber doch verschiedenen (und somit eben exotischen, s. insbesondere HEIM 1907, 1909) Blöcken unterschieden, so eröffneten sie doch eine bis heute offene Diskussion zum Mechanismus der Decken- und «Wildflysch»-Bildung (für spätere massgebliche Arbeiten zu diesem Thema sei auf BAYER 1982 und TRÜMPY 2006 verwiesen) und zur Frage, ob die oft eher bescheidenen Klippen von Iberg wirklich als Deckenreste oder eher als tektonische Blöcke in einem Melange zu betrachten sind.

Die Erklärung der Mythen und Iberger Klippen als die Überreste einst aus Süden überschobener Gesteinsmassen (Decken), seien sie nun echte Deckenreste oder teilweise gross dimensionierte tektonische Blöcke, setzte sich nach 1894 rasch durch und blieb die Grundlage aller weiteren Studien der Klippen im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg, wobei exemplarisch auf TOBLER (1899), HOEK (1906), SMIT SIBINGA (1921), HEIM (1921), JEANNET (1941), LIENERT (1958), FELBER (1984) und TRÜMPY (2006) verwiesen werden soll. Internationale Bedeutung erlangten die Iberger Klippen zudem durch die Studien des deutschen Geologen Gustav Steinmann, welcher im Raum des Isentobels zwischen den Schijen und der Mördergruebli erstmals das gemeinsame Auftreten von vergrüntem Metabasalt, Serpentin und Radiolarit (STEINMANN 1905) beschrieb (s. z.B. BAILEY 1936, HEIM & GANSSER 1939, S. 162). Diese Assoziation ozeanischer Gesteine, eines Ophioliths, wurde später auch als Steinmann-Trinität bezeichnet (BAILEY & MCCALLIEN 1950). Aus Gründen historischer Priorität könnte das Isentobel somit als deren Typlokalität angesehen werden (LETSCH 2017).

Neben dem Problem der Klippen und der damit verbundenen Phänomene erlangte das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg auch für die Stratigraphie und Paläontologie seiner paläogenen Sedimentabfolgen (helvetisches Eozän sowie penninische Flysche) überregionale Bedeutung. Die Externen Einsiedeln-Schuppen mit ihrer mehrfach repetierten Kreide-Paläogen-Abfolge wurden von Arnold Escher bereits zwischen 1868 und 1870 genau untersucht und auf einen engräumigen Faltenbau zurückzuführen versucht (zitiert in KAUFMANN 1877). K. Mayer-Eymar (in ANONYMUS 1868) diskutierte bereits die Frage, ob die Schuppenzone eine stratigraphische Abfolge oder eine tektonische Repetition darstelle und gab eine erste detaillierte Liste mit Fossilien aus der berühmten Steinbach-Fossilschicht (das Steinbach-Member moderner Terminologie) am Ufer des heutigen Sihlsees (s.a. MAYER-EYMAR 1877). Die eozänen Nummulitenkalke und die sie begleitenden Glaukonitsandsteine jener Region blieben in den folgenden Dekaden Gegenstand aktiver und teils sehr kontrovers ausgefochtener stratigraphisch-paläontologischer Forschung (u.a. HEIM 1908a, BOUSSAC 1912, ROLLIER 1920). Die Idee einer tektonischen Repetition ein und derselben kretazisch-paläogenen Schichtfolge in den Externen Einsiedeln-Schuppen konnte sich schliesslich auf Grundlage einer verbesserten Nummulitenstratigraphie in den 1930er-Jahren durchsetzen (JEANNET et al. 1935, LEUPOLD 1937, 1942). Letztere sowie das Aufkommen der modernen Mikropaläontologie ermöglichten zudem eine viel bessere Datierung und Differenzierung der mächtigen penninischen Flyschmassen im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg (FREI 1963, KUHN 1972). Das gesamte Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg erfuhr durch die von René Hantke initiierte «Geologische Karte des Kantons Zürich und angrenzender Gebiete» 1967 schliesslich eine übersichtliche tektonisch-geologische Darstellung, welche bereits zu grossen Teilen die Ergebnisse der modernen mikropaläontologisch untermauerten Flyschforschung mitberücksichtigte.

STRATIGRAPHIE

SUBALPINE MOLASSE

SUBALPINER SCHUPPENKOMPLEX

RIGI-ROSSBERG-SCHUPPE

Der nordwestlichste Bereich des Gebiets von Atlasblatt Ibergeregg wird von der steil nach Südosten einfallenden Rigi-Rossberg-Schuppe eingenommen, welche als breite Zone vom Morgartenberg (Ägerisee) gegen das Nordende des Sihl-sees zieht. Im Bereich Rigi-Rossberg (Atlasblatt 116 Rigi, HANTKE 2006) wurde die Molasseabfolge von STÜRM (1973) und SCHLUNEGGER (1995) in folgende lithostratigraphische Einheiten gegliedert (s.a. Erläut. Atlasblatt 116 Rigi, HANTKE 2006):

oben	Bunte Rigi-Nagelfluh Radiolaritreiche Nagelfluh Weggis-Formation
unten	Molasse rouge

Im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg ist diese Gliederung ebenfalls durchführbar, allerdings verändern sich die Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder Richtung Osten rasch (s. Fig. 2). Aufgrund der komplexen Lagerungsverhältnisse wurden für die oben aufgeführten Einheiten, mit Ausnahme der Molasse rouge, die markanten Konglomeratlagen auskartiert, aber nicht, wie beim Atlasblatt Rigi, die einzelnen Einheiten gegeneinander abgegrenzt.

o_{3M} Molasse rouge

Bei der Molasse rouge handelt es sich um eine Wechsellagerung von grauem und buntem Mergel mit geringmächtigem Silt- und Sandstein und knauerig anwitternden Kalksandsteinbänken.

Mächtigkeit: In der Geothermiebohrung Weggis (Gebiet von Atlasblatt Rigi) wurde über dem Horw-Sandstein in einer Tiefe von 576 bis 632 m eine Abfolge angetroffen, die von GREBER et al. (1994) als «Graue Serie» bezeichnet wurde. Nordwestlich von Weggis, im Seeuferwald zwischen Baumenweid und Rörli (Gebiet von Atlasblatt Rigi), ist die Wechsellagerung von rötlichem Mergel mit dünnen Silt- und Sandsteinbänken zwischen Horw-Sandstein und Weggis-Formation lediglich 40 m mächtig. Gegen Nordosten schwillt die Mächtigkeit der Molasse rouge dann rasch an; im Ghürschobel südöstlich von Küssnacht a.R. erreicht sie bereits über 400 m. Im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg liegt lediglich der jüngste Abschnitt der

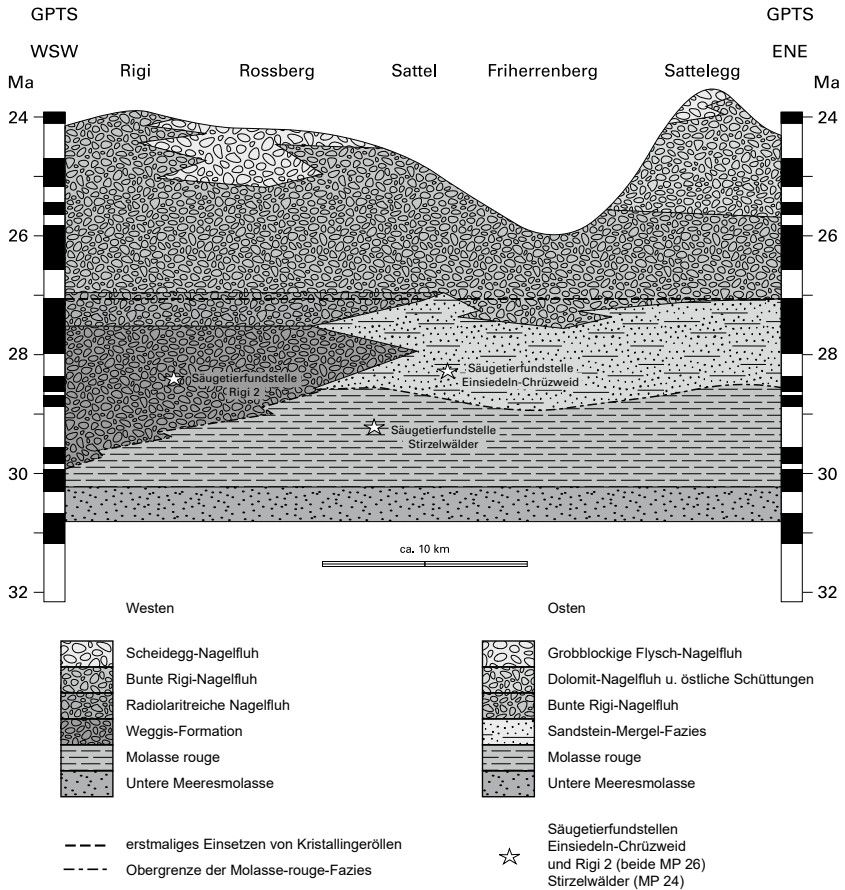


Fig. 2: Querschnitt (Wheeler-Diagramm) durch die östliche proximale Rigi-Schüttung und die verschiedenen, stark heterochronen Molassefazies. Kompilation aus STÜRM (1973, Fig. 5) und SCHLUNEGGER & JORDAN (1997, Fig. 6a). GPTS = geomagnetic polarity time scale.

Molasse rouge vor, die Untergrenze wird durch die Aufschiebung auf die Sedimente der Grindelegg-Schuppe gebildet. Die konstruierte Mächtigkeit der noch erhaltenen Molasse rouge dürfte bei ca. 750 m liegen.

Gute Aufschlüsse im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg sind selten. Einzig bei Koord. 2689 867/1217 327 (bereits ausserhalb des Kartengebiets) stehen in einer steilen Bachrunse braunbeige Sand- und Siltsteine an, die zur Molasse rouge gestellt werden können.

Alter: Aus der Molasse rouge der Rigi-Rossberg-Schuppe liegen einzig aus dem Gebiet der westlich angrenzenden Atlasblätter Rigi und Zug wenige Altersdaten vor. So enthält die Molasse rouge bei den Koord. 2687 295/1218 040 (Atlasblatt Zug) die Kleinsäugerfundstelle Stirzelwälder, welche ca. 550 m unterhalb der Basis der Weggis-Formation liegt. Sie weist biostratigraphisch ein MP24-Alter auf. An der Basis der Rigi-Schuppe (Atlasblatt Rigi) weist die Molasse rouge nach dem magnetostratigraphischen Profil von SCHLUNEGGER (1995) ein numerisches Alter von ca. 30 Ma auf.

o₃ Wechsellagerung von Konglomerat, Sandstein und Mergel der Rigi- und Friherrenberg-Schüttung («Karbonatreiche Molasse»)

Kalk-Dolomit-Nagelfluh (Weggis-Formation)

Die Weggis-Formation (SCHLUNEGGER 1995) ist eine Wechsellagerung von 5–20 m mächtigen flyschgeröllreichen Kalk-Dolomit-Nagelfluhbänken mit Sandstein und gelbgrau geflecktem Mergel. Unter den Geröllen der Nagelfluh dominiert mit einem Anteil von 40% dichter, blaugrauer Kalk und dolomit-arenitischer Sandkalk bis Kalksandstein. Ob dieser direkt aus südpenninischen bis ostalpinen Ablagerungsräumen stammt oder als Umlagerungsprodukte präalpiner Flysche aus dem subalpinen Flysch zu beziehen ist, ist noch abzuklären. Die mit über 10% vertretenen gerundeten Gerölle aus teils zuckerkörnigem Dolomit sind überwiegend ostalpiner Herkunft (CADISCH 1923, SPECK 1953). Das Schwermineralspektrum beinhaltet neben Granat vorwiegend Zirkon, Spinell, Rutil und etwas Turmalin. Der hohe Gehalt an Spinell deutet auf süd- bis ultrapenninische Liefergebiete. Die Hangendgrenze zur Radiolaritreichen Nagelfluh wird mit dem Erscheinen der ersten roten Radiolaritgerölle gezogen.

Seitlich verzahnt sich die Weggis-Formation mit der Molasse rouge. Die rasche Vermergelung der Weggis-Formation gegen Nordosten deutet darauf hin, dass die Geröllschübe des Rigi-Rossberg-Fächers an der Rigi am weitesten nach Westen gelangt sind. Während die Weggis-Formation an der Rigi eine maximale Mächtigkeit von ca. 1100 m erreicht, treten im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg nur noch geringmächtige Ausläufer dieser Formation auf. Eine Konglomeratbank mit typischer Geröllzusammensetzung ist bei Hessenen, nordwestlich des Morgartenbergs bei Koord. 2691 730/1217 900 aufgeschlossen.



Fig. 3: Sehr kristallinreiche Bunte Rigi-Nagelfluh im Lautitobel bei Koord. 2691750/1215260.
Foto D. Kälin 2021.

Alter: Im westlich angrenzenden Gebiet von Atlasblatt Rigi enthält die Weggis-Formation die Säugetierfundstellen Rigi 1 und Rigi 2 (ENGESSER & KÄLIN 2017). Sie weisen biostratigraphisch ein MP26-Alter auf, was nach dem magnetostratigraphischen Profil von SCHLUNEGGER (1995) einem numerischen Alter von ca. 28,5 Ma entspricht.

Radiolaritreiche Nagelfluh

Die Radiolaritreiche Nagelfluh (SCHLUNEGGER 1995) besteht aus einer Wechsellagerung von Nagelfluh, Sandstein und Mergel, wobei die Nagelfluh etwa 60% der Abfolge ausmacht. Die Gerölle der Nagelfluh bestehen zu über 50% aus Gesteinen der Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe; der Anteil an Radiolarit und brekziösem Begleitgut liegt über 20%. Rote, verwitterungsresistente Radiolarite alleine machen 5–10% der Gerölle aus. Gerölle von Mocausa-Konglomerat sind spärlich. Sie zeichnen sich durch einen höheren Anteil an Radiolaritkomponenten aus als jene aus der Bunten Rigi-Nagelfluh und stammen aus Äquivalenten der Sim-

men-Decke. Die im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg noch maximal ca. 300 m mächtige Radiolaritreiche Nagelfluh mit hohem Cr-Gehalt stammt von einem südpenninischen, ophiolithreichen Element (STÜRM 1973). Die Hangendgrenze zur Bunten Rigi-Nagelfluh wird mit dem ersten Einsetzen der typischen roten Rigi-Granite gezogen.

Bunte Rigi-Nagelfluh

Die Bunte Rigi-Nagelfluh (SCHLUNEGGER 1995) ist eine Wechsellagerung von Kristallin führender Kalk-Dolomit-Nagelfluh mit Mergel und Sandstein; der Kristallinanteil der Gerölle schwankt zwischen 5 und 20%. Gerölle von Mocausa-Konglomerat zeigen mit bis 16% ihre grösste Verbreitung. Die Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe ist mit bis 15% gut vertreten. Flyschgerölle machen bis 45% aus. Die Mächtigkeit der bunten Rigi-Nagelfluh liegt in der Rigi-Hauptschuppe um 1100 m.

Die bunte Rigi-Nagelfluh bildet markante Geländekanten und im Gebiet von Sattel markante Geländeriegel, die von der heutigen Hauptstrasse durchquert werden. Aufschlüsse in der Nagelfluh sind häufig, die zwischengelagerten Sandstein- und Mergellagen entziehen sich hingegen weitgehend der Beobachtung. Gute und weitgehend zusammenhängende Aufschlüsse zeigt das Lautobel südöstlich von Sattel, wo sich in der Mergel-, Silt- und Sandsteinabfolge nur noch wenige Nagelfluhbänke beobachten lassen. Ein weiterer gut zugänglicher Aufschluss, vorwiegend in einer Mergel-Siltstein-Abfolge, befindet sich südöstlich von Redingburg bei Koord. 2693 830/1216 140 (Fig. 4).

Im Blattenrunsenbach oberhalb von Trachslau liegen in der bunten Rigi-Nagelfluh zwischen Mergel mit Süsswasserkalk und Kalknagelfluh Kohleflözchen von 1–7 cm Dicke (KOPP 1940). Ihr Anteil beträgt insgesamt 0,5 m auf 25 m Profilhöhe. Der Fundpunkt liegt auf 1065 m ü.M. bei Koord. ca. 2696 410/1217 230. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Kohleflözchen wurden sie selbst in Notzeiten nicht abgebaut. Heute ist das fragliche Gebiet überwachsen und von Rutschmassen bedeckt.

Die auf die Bunte Rigi-Nagelfluh folgende Scheidegg-Nagelfluh (SCHLUNEGGER 1995) tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg nicht mehr auf, sie keilt bereits weiter westlich aus.



Fig. 4: Siltstein-Sandstein-Abfolge innerhalb der Bunten Rigi-Nagelfluh südöstlich von Redingburg bei Koord. 2693 830/1216 140. Die dunklen Siltsteinlagen enthalten stellenweise Gastropoden- und Pflanzenreste. Foto D. Kälin 2021.

HELVETIKUM

UNTERHELVETIKUM

SUBALPINE FLYSCH-ZONE

Aus historischen Gründen wird das komplex gebaute und sowohl faziell, altersmässig als auch paläogeographisch heterogen zusammengesetzte dünne Sedimentkissen, welches den Alpenrand der Zentral- und Ostschweiz über weite Strecken begleitet, als Subalpine Flysch-Zone bezeichnet. Der Begriff ist insofern irreführend, als dass eigentliche Flyschgesteine nur einen sehr geringen, streckenweise gar keinen Anteil an seinem Aufbau haben.

e₄₋₆ **Stad-Formation** Lutétien–Priabonien

Im Liegenden der Externen Einsiedeln-Schuppen tritt eine gemäss der Kartierung homogene Masse von hellgrauem, gelblich anwitterndem, glimmerreichem Mergel auf, welcher der Stad-Formation zugewiesen wird. Als Alter wird Lutétien–Priabonien vermutet. Im Gegensatz zu den Externen Einsiedeln-Schuppen tritt als einzige Formation nur die Stad-Formation auf.

EXTERNE EINSIEDELN-SCHUPPEN

Zu beiden Seiten des Südendes des Lauerzersees als auch des Sihlsees tritt innerhalb der Subalpinen Flysch-Zone eine charakteristische Verschuppung der Abfolge Amden-Formation, Euthal-Formation und Stad-Formation auf, die als Externe Einsiedeln-Schuppen bezeichnet und abgegrenzt werden können.

c₁₀₋₁₁ **Amden-Formation** Santonien–Campanien

Bei der Amden-Formation handelt es sich um grauen bis gelblich anwitternden tonig-siltigen Mergel. BERSET (1984) konnte Amden-Formation an zwei Lokalitäten mittels Nannoplankton gesichert nachweisen: z.B. bei Koord. 2688 125/ 1209 135 (bereits im Gebiet von Atlasblatt Rigi) unterlagert sie die Nummulitenkalk-Platte (Euthal-Formation) des Weidsteins südöstlich von Lauerz. Trotz ihrer weiten Verbreitung als basale Einheit fast jeder Schuppe ist die Amden-Formation aufgrund ihrer wenig verwitterungsresistenten Lithologie kaum aufgeschlossen und zudem meist vom Schutt der hangenden Euthal-Formation bedeckt.

e₃ **Euthal-Formation und unterster Anteil der Bürgen-Formation** spätes Thanétien – frühes Lutétien

Unter diesen Begriff fällt eine maximal rund 50 m mächtige Abfolge aus organogenem Kalk, Glaukonitsandstein (Grünsand) und untergeordnet glaukonit- und phosphoritreichem Kalk, die traditionell als «Einsiedler Nummulitenkalke» oder «Nummulitikum» bezeichnet wurde. Gemäss aktueller stratigraphischer Nomenklatur wird diese Abfolge in zwei Formationen unterteilt, wobei jedoch im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen von der hangenden Bürgen-Formation nur das geringmächtige Steinbach-Member vertreten ist und die beiden Formationen somit zusammengefasst auskartiert wurden.

Am Westufer des Lauerzersees (im Gebiet von Atlasblatt Rigi) sind am Hügel des Weidsteins mindestens sieben Bänke von Nummulitenkalk tektonisch übereinandergestapelt (LEUPOLD 1966, W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003). Ebenso wird die Insel Schwanau aus Nummulitenkalk aufgebaut.

Auf der Ostseite des Lauerzersees sind hingegen nur zwei Bänke von Nummulitenkalk vorhanden. Eine detaillierte Beschreibung der beiden Nummulitenkalk-Schuppen gibt W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003).

Ausgezeichnete Aufschlüsse anlässlich des Strassenbaus im Zuge der Aufstauung des Sihlsees während der 1930er-Jahre erlaubten JEANNET et al. (1935) und LEUPOLD (1937) die Aufnahme sehr detaillierter Profile durch den Einsiedler Nummulitenkalk v.a. auf der linken Seite des Sihlsees. Für weitergehende stratigraphische Details, insbesondere den Fossilgehalt (speziell die Grossforaminiferen, d.h. Nummuliten, Assilinen und Discocyclinen), sei deshalb auf jene Arbeiten sowie auf W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003), HERB & HOTTINGER (1965), BERSET (1984), LETSCH (2010, 2012) und MENKVELD-GFELLER et al. (2016) verwiesen.

Die Schichtfolge in der am komplettesten erhaltenen Schuppe, der Kalkrippe von Steinbach (welche – in W. Leupolds Worten – als Paradigma für die Externen und in geringerem Masse auch für die Internen Einsiedler-Schuppen dienen kann), lässt sich wie folgt beschreiben. Über spätkretazische Amden-Formation transgrediert entlang einer ausgesprochenen Schichtlücke (der «forebulge unconformity», CRAMPTON & ALLEN 1995) eine Abfolge glaukonitreichen, teils spätig ausgebildeten Kalks und Glaukonitsandsteins, welche reich an Muscheln und Phosphoritknollen (sowie selten Fischzähnen) ist und starke Mächtigkeitschwankungen aufweist («Unterer Grünsand»). Diese ist durch stratigraphische Übergänge mit leuchtend weissem, grau anwitterndem, zumeist mikritischem, an Rotalgenfragmenten reichem Kalk verbunden («Lithothamnienkalk»), welcher seltene Grossforaminiferen (z.B. *Discocyclina seunesi*) führt. Zusammen bilden diese beiden basalen Schichtglieder, deren Mächtigkeit zwischen 0 und rund 12 m schwankt, das Chruteren-Member der Euthal-Formation. Das hangende Einsiedler-Member beginnt mit einer markanten Glaukonitsandsteinlage (ca. 1,5–3 m),

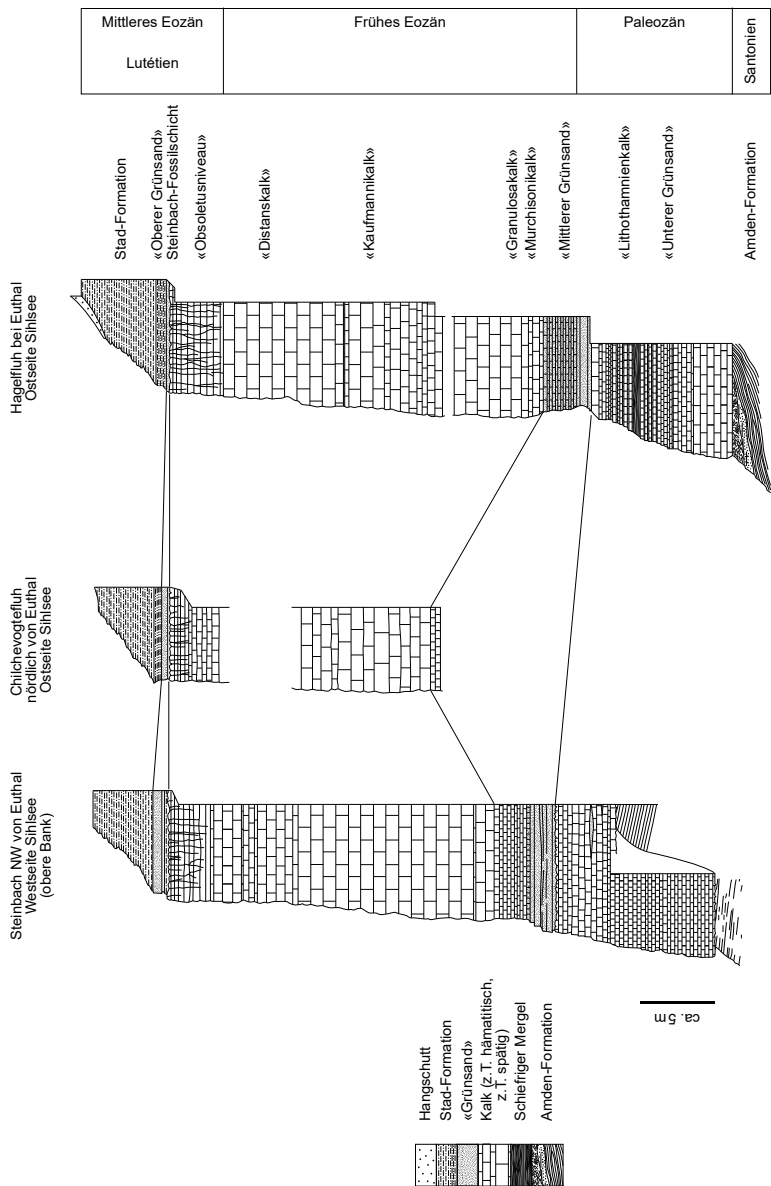


Fig. 5: Stratigraphische Detailprofile in den Externen Einsiedeln-Schuppen auf der West- und Ostseite des Sihlsees. Leicht verändert nach DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003).

welche taschenartig in den unterliegenden «Lithothamnienkalk» eingreift («Mittlerer Grünsand») und neben Austern gelegentlich Grossforaminiferen führt. Im Dünnschliff fallen seltene, gut gerundete und bis zu einigen mm grosse Quarzkörner auf (LETSCH 2010). Der «Mittlere Grünsand» wird wiederum von einer knapp 30 m mächtigen Abfolge zumeist sehr fossilreichen Kalks überlagert, welcher basal mikritisch und stark rötlich («Murchisonikalk»), zur Hauptsache aber sparitisch und grau ausgebildet ist («Hauptmasse der grauen Nummulitenkalke»). Entsprechend den vorherrschenden Grossforaminiferen (v.a. Nummuliten, Assilinen und Discocyclusen sowie seltenen Alveolinen) können unterschiedliche Niveaus (wie z.B. «Distanskalk», «Kaufmannikalk», ein Niveau mit Alveolinen usw.) unterschieden werden. Gegen das Hangende wird der graue Kalk teilweise wieder rötlich («siderolithisch infiltriert»), was u.a. auf kleine Hämatitkörnchen sowie auf hämatitgefüllte Kammern von Grossforaminiferen zurückzuführen ist (BERSET 1984). Zusammen bilden der «Mittlere Grünsand» und der Nummulitenkalk das Einsiedeln-Member von MENKVELD-GFELLER et al. (2016). Es wird mit scharfer, unregelmässiger Grenze vom Steinbach-Member der Bürgen-Formation überlagert. Diese ist zweigeteilt und besteht aus der basalen Steinbach-Fossilschicht und einem hangenden Glaukonitsandstein mit *Assilina exponens* («Oberer Grünsand», maximal wenige Meter mächtig). Die bekannte basale Fossilschicht besteht aus einer ca. 30 cm mächtigen phosphoritreichen Kalkbank, welche erfüllt ist von phosphatisierten Muscheln, Gastropoden, Korallen und Grossforaminiferen (s. MAYER-EYMAR 1877 für ein mittlerweile allerdings ziemlich obsoletes Fossilverzeichnis). Als Besonderheit vermeldet BERSET (1984) zudem den Fund eines vereinzelt Nautiliden aus dem mittlerweile verfüllten Steinbruch Chalch (östlich von Chalhweid am Westufer des Sihlsees).

Generell kann die hier beschriebene Schichtabfolge, wenn auch oftmals nicht so vollständig, in beiden Einsiedeln-Schuppen nachvollzogen werden. Für Detailbeschreibungen der einzelnen Gebiete sei auf die ausführlichen Arbeiten von JEANNET et al. (1935), LEUPOLD (1942) und W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003) verwiesen.

Altersmässig fällt die ganze Abfolge der Euthal-Formation in den Zeitraum vom späten Paleozän (Chruterer Member: spätes Thanétien bis möglicherweise frühes Yprésien) bis ins frühe Mittlere Eozän (oberster Abschnitt des Nummulitenkalks: frühes Lutétien, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Diese Datierungen basieren auf den reichlich vorhandenen Grossforaminiferen. Chemostratigraphische Daten des Steinbachprofils ($\delta^{13}\text{C}$ an Gesamtgesteinsproben, Foraminiferen und Muschelschalen, LETSCH 2010, 2012) stützen diese Alterszuweisungen im Grossen und Ganzen. Sie lassen aber eine leicht verschobene Paleozän/Eozän-Grenze, welche gemäss MENKVELD-GFELLER et al. (2016) bereits im Chruterer-Member zu verorten wäre, als möglich erscheinen. Letztere fällt nach internationalen Standards (AUBRY et al. 2007) mit einer mutmasslich global gleichzeitigen negativen Anomalie der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sowohl mariner als auch terrestrischer Karbo-

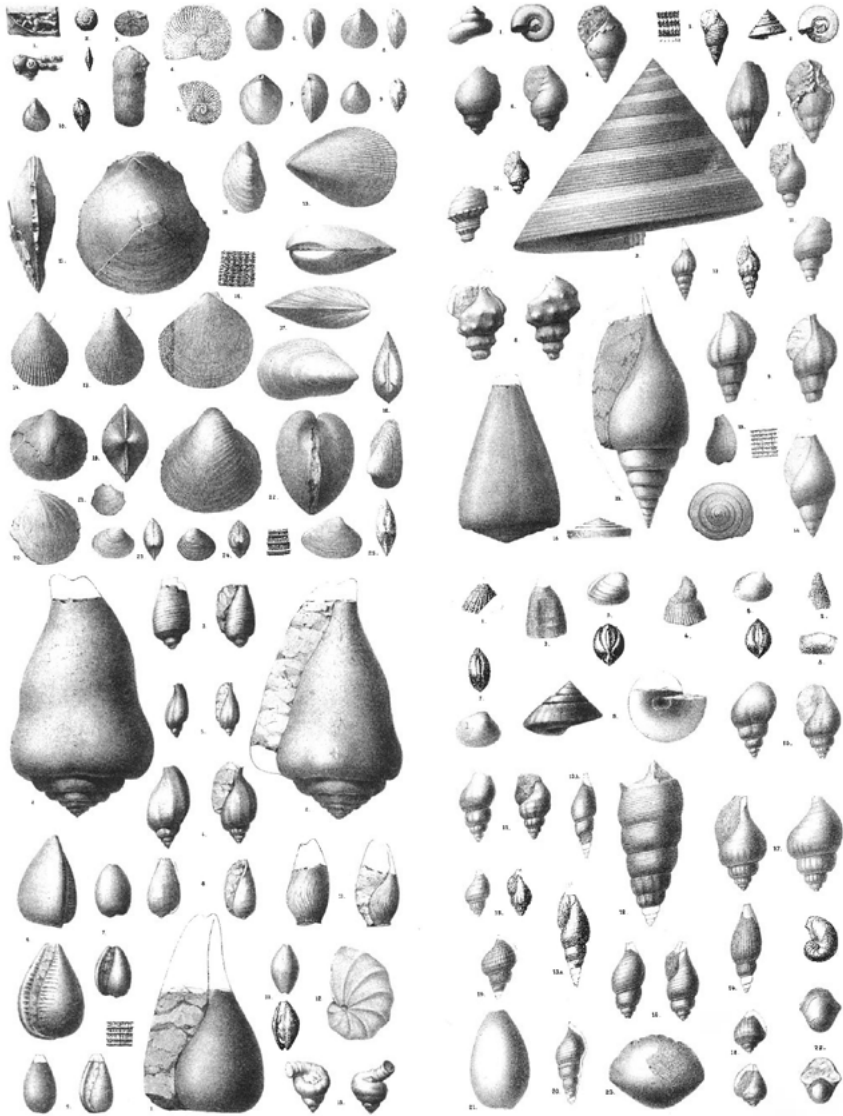


Fig. 6: Fossilien aus dem Nummulitikum (wahrscheinlich aus dem Steinbach-Member) der Umgebung von Einsiedeln. Abbildungen aus MAYER-EYMAR (1877).

nate sowie fossiler Biomasse zusammen (s. LETSCH 2012 für eine weiterführende Diskussion). Auch wenn diese Isotopenanomalie, welche in die Nannoplanktonzone NP9 fällt, nicht im Steinbachprofil direkt nachgewiesen werden konnte, so lässt die Form der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve doch vermuten, dass die Paleozän/Eozän-Grenze irgendwo in den vermutlich stark kondensierten Abschnitt des «Mittleren Grünsands» fällt (s. Fig. 4 in LETSCH & KIEFER 2017 mit der ebenfalls flachmarinen Referenzkurve von ZAMAGNI et al. 2012 aus slowenischen Abfolgen). Eine solche Platzierung dieser Grenze würde aber im Widerspruch stehen mit dem von HERB & HOTTINGER (1965) vermeldeten Auftreten von *Nummulites irregularis* aus dem mittleren Grünsand, welcher gemäss der biostratigraphischen Korrelationsschemata von SCHAUB (1981) und SERRA-KIEL et al. (1998) während der Zonen NP12–NP14 auftritt und somit auf ein deutlich jüngeres Alter schliessen liesse. Demgegenüber vermutete jedoch bereits LEUPOLD (1966), dass die auf der Biostratigraphie von Grossforaminiferen basierende Stufe des Illerdien sich in der Schichtlücke an der Basis des «Mittleren Grünsands» verberge. Neuere Korrelation unterschiedlicher stratigraphischer Datensätze lassen es nun wahrscheinlich erscheinen, dass die Basis des Illerdien (welches durch massive Umwälzungen der benthischen Grossforaminiferenfaunen bestimmt ist) tatsächlich mit der chemostratigraphisch definierten Paleozän/Eozän-Grenze zusammenfällt (PUJALTE et al. 2003) und mit dieser wahrscheinlich auch ursächlich verbunden ist (ZAMAGNI et al. 2012). Das Eozän begänne somit erst während der Schichtlücke an der Basis des «Mittleren Grünsands» bzw. der durch diese dokumentierten Phase stark reduzierter Sedimentation, was sich gut mit der von LETSCH & KIEFER (2017) vorgeschlagenen Grenze im Steinbachprofil vereinbaren liesse.

e₄₋₆ **Stad-Formation** spätes Lutétien–Priabonien

Die Stad-Formation besteht im Gebiet der beiden Einsiedeln-Schuppen ausschliesslich aus monotonem, Glimmer führendem grau-grünlich, teils fast schwarzem, teilweise gelb anwitterndem Mergel, welcher aufgrund seines Reichtums an v.a. planktonischen Foraminiferen auch als «Globigerinenmergel» bezeichnet wurde. Glimmer- und Quarz-Einschwemmungen sind meist vorhanden und können lokal angereichert sein, was zu siltigen Mergeln führt. Infolge tektonischer Beanspruchung zerfällt die Stad-Formation spieessig; ihre Mächtigkeit variiert stark. Die Stad-Formation setzt mit scharfer Grenze über dem «Oberen Grünsand» bzw. der Steinbach-Fossilschicht der liegenden Euthal- bzw. Bürgen-Formation (wo vorhanden) ein. Ohne mikropaläontologische Untersuchungen lassen sich dunkler Mergel der Stad-Formation und Amden-Formation kaum unterscheiden und die Auskartierung dieser beiden Formationen, speziell in den komplex gebauten Einsiedeln-Schuppen, ist daher schwierig. Trotz des kompletten Mangels an Makrofossilien erlauben die reichhaltigen Mikrofaunen eine Datierung ins jüngere

Mittlere Eozän (spätes Lutétien bis Bartonien, NP16–NP17, KUHN 1972). Von E. de Kaenel ausgeführte neue Altersbestimmungen bestätigen diese Alter (Proben in Tab. 2 im Anhang). Die Mächtigkeit der Stad-Formation beträgt nach KUHN (1972) 40–65 m.

e_{6B} Burg-Sandstein

Die feinkörnige Stad-Formation geht nach oben in den hellen, grobkörnigen Burg-Sandstein über. An der Typlokalität des Burg-Sandsteins bei Koord. 2690 425/1211 260 besteht dieser aus flyschartigem Kalksandstein und feinsandigem Mergel mit *Halkyardia* aff. *minima*. Neben der von FREI (1963) beschriebenen Abfolge von der Typlokalität ist der Burg-Sandstein neuerdings an der Strasse bei Koord. 2690 537/1211 325 wesentlich besser aufgeschlossen. Das Profil zeigt aber nicht den Kontakt zur unterliegenden Stad-Formation.

Neben den Vorkommen an der Typlokalität und seiner nächsten Umgebung tritt der Burg-Sandstein zudem möglicherweise im Dach der obersten Schuppe bei der Lokalität Amselspitz auf (südlich von Einsiedeln, nach KUHN 1972 nur temporär aufgeschlossen).

Auch wenn die oftmals schlechten Aufschlussverhältnisse keine zuverlässigen Aussagen erlauben, vermutet FREI (1963) aufgrund von Belastungsmarken (load casts) sowie einer mutmasslichen Wechsellagerung (am Weidstein, westlich des Lauerzersees, W. Leupold, zitiert in FREI 1963), dass der Burg-Sandstein sich normalstratigraphisch aus dem oberen Teil der Stad-Formation heraus entwickelt. Lithologisch handelt es sich beim Burg-Sandstein um gebankten fein- bis grobsandigen Kalksandstein und Sandkalk mit reichlich Glaukonitkörnern und umgelagerten Grossforaminiferenbruchstücken (FREI 1963, KUHN 1972). Altermässig liesse sich der Burg-Sandstein aufgrund der von FREI (1963) beobachteten Foraminifere *Halkyardia* aff. *minima* dem mittleren Eozän zuordnen (spätes Lutétien bis Bartonien nach der biostratigraphischen Korrelation von SERRA-KIEL et al. 1998). KUHN (1972), welcher die von FREI (1963) erwähnte *Halkyardia* für aufgearbeitet hält, schlägt aufgrund der Foraminiferenfaunen des direkt unterliegenden Mergels der Stad-Formation ein wahrscheinlich mittel- bis obereozänes Alter (Bartonien bis frühes Priabonien) vor. Eine neuerliche Beprobung bei Koord. 2690 537/1211 325 ergab nur aufgearbeitete Formen des frühen Campaniens.

Der Burg-Sandstein wurde verschiedentlich als Beginn der «orogenen Flyschfazies» interpretiert und folgerichtig auch als südhelvetischer Flysch klassifiziert (LEUPOLD 1966, MENKVELD-GFELLER et al. 2016), doch abgesehen von Belastungsmarken und einer östlich des Sihlsees (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln) beobachteten «kleinzyklischen Flyschfazies» (KUHN 1972) gibt es wenig direkte Anzeichen dafür, den Sandstein als Flysch (d.h. das Produkt tiefmariner Sedimentation, welche durch den Schutt des heranrückenden orogenen Keils gespiesen wird) aufzufassen. Vielmehr scheinen sowohl bezüglich sedimentärer Provenienz

(insbesondere das praktisch vollständige Fehlen von Feldspäten sowie der Seltenheit von Glimmer) als auch des sedimentologischen Umfelds mehr Ähnlichkeiten mit der teils sehr flachmarinen «Spirstock-Serie» der Drusberg-Decke (s. S. 40) vorzuliegen (s.a. BAYER 1982).

F_E Flysch: dunkler Mergel mit «Ölquarzit», Kalk, Sandkalk und Sandstein

Schon LEUPOLD (1942) stellte fest, dass die Stad-Formation der Externen Einsiedeln-Schuppen oben von einer Sandstein/schiefrigen Tonstein-Wechselfolge abgelöst wird, was FREI (1963, S. 30 u. 34) und BAUMANN (1967) bestätigt haben. Durch die Zunahme des Quarzsandgehalts wird die Stad-Formation gegen oben sandiger. Auf Unter Hummel fand BAUMANN (1967) zwischen der drittobersten und der obersten Nummulitenkalkschuppe einen Flysch. 15 m über der Stad-Formation wechsellagert dunkler Mergel mit «Ölquarzit»-Phakoiden und hellen, gerundeten Granitgeröllen mit sterilem Kalk und Sandkalk. Nach rotem, gelbem, grauem und schwarzem Mergel stellt sich 20 m graubeiger Sandstein und Sandkalk ein: Sandstein-Flysch mit stadformationsartigen Lagen mit aufgearbeiteten Globigerinen, Nummulitentrümmern, Discocyclinen und Globotruncanen mit einer jüngsten Fauna des späten Lutétien. Altersmässig passt die beschriebene Abfolge zum Ruestel-Flysch (von MENKVELD et al. 2016, S. 191, mit dem Burg-Sandstein synonymisiert). Möglicherweise entsprechen sich Burg-Sandstein, Ruestel-Flysch und das hier aufgeführte Vorkommen. Die aber doch z.T. unterschiedliche Lithologie und die unsichere Alterskorrelation veranlassen uns, das hier besprochene Vorkommen vorderhand als eigenständig und isoliert zu betrachten.

OBERHELVETIKUM

DRUSBERG-DECKE

Kreide

Die Kreide des Helvetikums tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg in drei verschiedenen tektonischen Einheiten auf: den Internen und Externen Einsiedeln-Schuppen sowie der Drusberg-Decke (inkl. Aubrig-Schuppe) und der ihr angehörigen Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe. Diese auch paläogeographisch ursprünglich nahe beieinander liegenden Einheiten (TRÜMPY 1969) weisen im Grossen und Ganzen faziell ähnlich ausgebildete Kreideserien auf, welche jedoch nur in der Drusberg-Decke einigermaßen komplett erhalten sind. So sind in den Einsiedeln-Schuppen aufgrund früh erfolgter Abscherungen nur die jüngsten Kreideformationen zu finden, während sich deren ursprüngliche Kreideunterlage in frontalen Teilen der Drusberg-Decke (Räderten-Teildecke, im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg

egg unter penninischen Flyschen verdeckt) befindet. Im Folgenden werden sämtliche auftretenden Kreideformationen für die jeweiligen tektonischen Einheiten separat beschrieben. Da die Drusberg-Decke die vollständigste und am besten aufgeschlossene Kreideabfolge aufweist, werden deren Kreideformationen am ausführlichsten beschrieben und für weiterführende Informationen zu jeder Formation sei auf dieses Kapitel verwiesen.

Erdgeschichtlich dokumentiert die im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge erhalten gebliebene helvetische Kreideabfolge einen wesentlichen Teil der kretazischen Entwicklung des proximalen nördlichen passiven Kontinentalrands der Tethys (helvetischer Schelf, s. z.B. TRÜMPY 1980, FUNK 1985, WILDI et al. 1989, FÖLLMI 1989, FUNK et al. 1993, FÖLLMI et al. 1994). Fazielle Ausbildung, Mächtigkeit sowie Erhaltungsgrad dieses flach- bis tiefmarinen karbonatisch dominierten Sedimentstapels wurden bestimmt durch ein Zusammenspiel globaler Faktoren (wie Meeresspiegelschwankungen, Klimaveränderungen, dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre oder dem pH-Wert der Ozeane) mit regionalen bis lokalen Entwicklungen (thermisch bedingte Subsidenz des helvetischen Schelfs, regionale Tektonik, Meeresströmungen, Nährstoffgehalte usw.). Während unterschiedlicher Abschnitte der Kreide dominierten jeweils unterschiedliche dieser Faktoren; das Resultat dieses Zusammenspiels ist die ausgeprägt vertikal gegliederte Abfolge, welche in den Bergen um den Drusberg beobachtet werden kann.

Im Wesentlichen gliedert sich die helvetische Kreide im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge in drei Abschnitte. Teile der frühkretazischen Sedimentgesteine (welche zeitlich den Abschnitten des Valanginiens bis frühen Aptiens entsprechen) bestehen aus einer rhythmischen Abfolge flachmarinen Kalks und Mergels, welche durch dünne, jedoch sehr auffällige glaukonitisch-phosphoritische Lagen unterbrochen werden (s. die klassische Monographie von FICHTER 1934). In paläobathymetrischer Hinsicht repräsentiert die typische Abfolge glaukonitisch-phosphoritische Lage – Mergel-Kalk-Abfolge – massiver Kalk einen Zyklus abnehmender Meerestiefe (shallowing upward sequence), wobei die glaukonitisch-phosphoritischen Lagen Zeiten tiefermariner Mangelsedimentation entsprechen (Kondensation). Im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge sind drei bis vier solcher Grosszyklen (teils überlagert von kleineren Zyklen) zumindest teilweise erhalten geblieben (Diphyoides-Kalk, Helvetischer Kieselkalk mit dem Lidernen-Member, Tierwis-Formation/Schrattenkalk-Formation, s. z.B. FÖLLMI 1989, FUNK et al. 1993). Neben regionalen Faktoren (Subsidenz) dürften teilweise auch überregionale bis globale Faktoren (ozeanische Anoxia im Fall des Altmann-Members, BODIN et al. 2006, eustatische Meeresspiegelschwankungen usw.) eine gewisse Rolle gespielt haben bei der Ausprägung dieser zyklisch aufgebauten stratigraphischen Abfolge. Im mittleren Aptien kam es dann zu einer radikalen Veränderung des helvetischen Schelfs mit dem stufenweisen Ertrinken der Schrattenkalk-Karbonatplattform und dem Einsetzen der tiefermarinen Mangelsedimentation der Garschella-Formation. Die Ursachen, welche dazu geführt haben, dürften mehrheitlich globaler

Natur gewesen sein. Die Garschella-Formation dokumentiert somit eine globale Biokalzifizierungskrise aufgrund erhöhten CO₂-Gehalts der Atmosphäre und der Ozeane sowie der damit verbundenen klimatisch-hydrologischen Veränderungen (erhöhter Eintrag von Nährstoffen und siliziklastischem Detritus). Für weitere Ausführungen zu dieser Thematik sei auf FÖLLMI et al. (1994), WEISSERT et al. (1998) und WISSLER et al. (2003) verwiesen. Die obere Kreide, welche über der Garschella-Formation einsetzt, ist dann ausschliesslich pelagisch und hemipelagisch ausgebildet und dokumentiert tiefermarine ruhige Sedimentationsverhältnisse, die erst wieder während des frühen Paläogens durch flachmarine Bedingungen abgelöst wurden («Paleozäne Restauration», TRÜMPY 1973).

c_{1P} Palfris-Formation
Berriasien

Die Kreideabfolge der Drusberg-Decke setzt unterhalb des namensgebenden Druesbergs mit der Palfris-Formation ein. Es handelt sich dabei um siltig-sandigen bis tonigen dunkelgrauen Mergel, welcher gelegentlich Aptychen und Belemniten führt. Der einzige Aufschluss befindet sich bei Koord. 2706 545/1206 045.

c_{2V} Vitznau-Mergel
frühes–mittleres Valanginien

Der Vitznau-Mergel (Kalk-Mergel-Wechselagerung) ist aufgrund der Bedeckung durch quartäre Ablagerungen nicht aufgeschlossen.

c_{2D} Diphyoides-Kalk
mittleres–spätes Valanginien (?frühestes Hauterivien)

In der südöstlichen Ecke des Blattgebiets, vor allem bei Chöpf, finden sich vereinzelte Aufschlüsse eines plattigen, blassgelb-grau anwitternden biomikritischen Kalks, welcher gegen den hangenden Helvetischen Kieselkalk in grauen schiefrigen Mergel übergeht. Diese früher als Teil des «Valanginienkalks» verstandene Abfolge stellt ein tiefermarines Äquivalent der neritischen Betlis-Formation und teilweise auch der glaukonitisch-phosphoritischen Gemsmättli-Bank dar (HALDIMANN 1977, FUNK et al. 1993, FÖLLMI et al. 1994) und wird als Diphyoides-Kalk bezeichnet (nach dem Brachiopoden *Pygope diphyoides*). Für eine detaillierte lithologische Beschreibung sowie ein stratigraphisches Profil im östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Klöntal wird auf BURGER & STRASSER (1981) verwiesen. Zeitlich fällt der Diphyoides-Kalk ins mittlere bis späte Valanginien; eventuell noch ins früheste Hauterivien (BURGER & STRASSER 1981).

c₃ **Helvetischer Kieselkalk** Hauterivien

Der Helvetische Kieselkalk tritt im obersten Sihltal sowie an den südlichen Abhängen der Druesberg-Forstberg-Kette als düster anwitternde Felswand in Erscheinung und erreicht eine Mächtigkeit von 400–500 m. Lithologisch handelt es sich um eine monotone Abfolge dunkelbraun anwitternden, gebankten, kieselligen, spätigen Kalks mit vereinzelt schiefrigen Mergeleinlagerungen (vorwiegend an der Basis). Diese wird durch ein im unteren Drittel auftretendes glaukonitreiches echinodermenspätiges Niveau von einigen dm Mächtigkeit (dem Lidernen-Member) zweigeteilt. Altersmässig dürfte der gesamte Helvetische Kieselkalk im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg, basierend auf Vergleichen mit den besser untersuchten Vorkommen im Säntis-Churfirsten-Gebiet (FUNK 1971, FUNK et al. 1993) sowie aufgrund der Alter der liegenden sowie der hangenden Formation, ins Hauterivien fallen.

c₄ **Tierwis-Formation** spätestes Hauterivien – spätes Barrémien

Die Tierwis-Formation besteht aus dem Altmann-Member und dem Drusberg-Member, wovon vor allem Letzteres in der Druesberg-Forstberg-Kette als auch in den beiden Klusen des Waagtals prominent in Erscheinung tritt.

Das Altmann-Member folgt direkt auf den Helvetischen Kieselkalk und besteht aus rostig anwitterndem glaukonitischem Kalk, welcher Mächtigkeiten von 3–5 m erreicht (JEANNET 1941). Dieser führt haufenweise schlecht erhaltene Ammoniten sowie Phosphoritknollen. Das Altmann-Member ist das Produkt einer überregional verfolgbaren temporären Vertiefung (drowning episode) des nördlichen Schelfmeeres der Tethys während des spätesten Hauteriviens und frühen Barrémiens (BODIN et al. 2006).

Das Drusberg-Member besteht an seiner Typlokalität, der Gämsstafel, eine Karmulde südöstlich des Druesbergs (Arn. Escher in STUDER 1872), aus einer Wechsellagerung dunkelgrauen kalkigen Mergels und dunkelgrauem, teils knolligem mergeligem Kalk. Besonders prominent tritt diese monotone Kalk-Mergel-Abfolge am Grat Chläbdächer–Höch Hund (östlich des Druesbergs) in Erscheinung und erreicht dort eine maximale Mächtigkeit von 200 m (JEANNET 1941). Weitere gute Aufschlüsse finden sich am Druesberg-Nordwestabhang (u.a. mit gut sichtbaren Sedimentationsstörungen sowie vermutlich in noch nicht lithifiziertem Zustand erfolgten engräumigen Verfaltungen) sowie im Steinbruch Herti-Dräck südlich von Unteriberg. Dort kann auch der allmähliche Übergang in die hangende Schrattekalk-Formation durch stetiges Zurücktreten der mergeligen Zwischenlagen beobachtet werden. Das Drusberg-Member ist generell arm an Makrofossilien. Arn. Escher (in KAUFMANN 1877) fand jedoch in der Unterlage des



Fig. 7: Drusberg-Member, nahe seiner Typlokalität (Chläbdächer, Koord. ca. 2706 580/1207 145).
Foto D. Letsch 2020.

Druesbergs eine lokal gut verfolgbare Schicht ca. 12 m unter der Basis der hangenden Schrattenkalk-Formation, welche reich an Seeigeln (*Toxaster* sp.) ist. Altersmässig fällt das Drusberg-Member ins mittlere bis spätere Barrémien (BRIEGEL 1972, FUNK et al. 1993), wobei seine Obergrenze stark heterochron ist (allmählicher Übergang in die Schrattenkalk-Formation bzw. Vermergelung des Schrattenkalks, s. TRÜMPY 1980, FUNK et al. 1993).

Schrattenkalk-Formation

frühes Barrémien – frühes Aptien

Die Schrattenkalk-Formation bildet sowohl im oberen Sihltal, in der Druesberg-Forstberg-Kette wie auch in den beiden Klusen des Waagtals prominente, steil abfallende und teils spektakulär verfaltete Wände. Die Formation wird in drei Glieder unterteilt, wobei der «Untere Schrattenkalk» (c_{4-5u}) und der «Obere Schrattenkalk» (c_{5o}) durch das etwas zurückwitternde Rawil-Member (c_{5R}) getrennt werden. Aufgrund der bereits relativ distalen, südlichen paläogeographischen Lage ist die Schrattenkalk-Formation der Drusberg-Decke im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg auf Kosten des bedeutend mächtigeren Drusberg-Members der unterliegenden bzw. seitlich sie ersetzenden Tierwis-Formation in ihrer Mächtigkeit stark reduziert (FUNK et al. 1993).

Der «Untere Schrattenkalk» entwickelt sich kontinuierlich aus dem liegenden Drusberg-Member und ist faziell dem «Oberen Schrattenkalk» sehr ähnlich. Lateral geht er teilweise in das Drusberg-Member über. Dickbankige bis massige Kalkabfolgen, gelegentlich von mergeligen Schichtfugen unterbrochen, dominieren die Abfolge. Mikrofaziell bestehen beide Schrattenkalk-Member aus einer Mischung aus tonigem biomikritischem Kalk (schlammige Beckenfazies) und reinem biosparitischem Kalk (Plattformfazies). Letzterer ist zum Teil oolithisch ausgebildet und führt neben Orbitolinen, Milioliden (dickschalige Foraminiferen), Dasycladaceen, Crinoiden, Muscheln (namentlich auch Rudisten), Brachiopoden, Gastropoden und seltenen Ammoniten auch Korallen. Arn. Escher (in KAUFMANN 1877) erwähnt eine Fundstelle aus dem «Oberen Schrattenkalk» (Chäserenalp, nordwestlich der Druesberg-Forstberg-Kette) mit verkieselten Korallenstöcken, wovon sich dekorative Stücke in der Sammlung des Klosters Einsiedeln befinden sollen. Weitere Vorkommen verkieselter Korallen aus dieser Region werden von GANZ (1912) beschrieben (Alpweg südwestlich von Chöplishütte). Das trennende Rawil-Member (früher als «untere Orbitolinenschichten» bezeichnet) ist mergelig-sandig ausgebildet und reich an agglutinierenden Grossforaminiferen (Orbitolinen).

Für den «Unteren Schrattenkalk» geben GANZ (1912) und JEANNET (1941) Mächtigkeiten von 20–22 m, für den «Oberen Schrattenkalk» solche von 15–24 m im Druesberggebiet an. Das dazwischenliegende Rawil-Member erreicht im selben Gebiet Mächtigkeiten von 5–20 m. In nördlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation zu, und die prominenten Felswände des Waag-

Guggerenchopf-Gewölbes (mit der schönen Klus südlich von Unteriberg) lassen eine totale Mächtigkeit von rund 100–140 m vermuten. Altersmässig fällt die gesamte Schrattenkalk-Formation ins frühe Barrémien bis frühe Aptien (BRIEGEL 1972, FUNK et al. 1993, WISSLER et al. 2003, LINDER et al. 2006). Sie dokumentiert eine Phase tropischer und flachmariner Verhältnisse mit Ausbildung einer ausgedehnten Karbonatplattform, welche im späteren Frühen Aptien schliesslich durch eine Kombination anhaltender Subsidenz, eustatischer Meeresspiegelschwankungen und globaler klimatischer und ozeanographischer Veränderungen (erhöhter CO₂-Gehalt der Atmosphäre, verstärkter Eintrag terrestrischer Nährstoffe und siliziklastischen Materials in die Ozeane, tiefere pH-Werte des Meereswassers usw.) «ertrank» (FÖLLMI et al. 1994, WEISSERT et al. 1998, WISSLER et al. 2003) und durch karbonatärmere Ablagerungen der hangenden Garschella-Formation abgelöst wurde.

c₆₋₈ Garschella-Formation frühes Aptien – frühes Cénomanien

Die Garschella-Formation ist in der Drusberg-Decke im südlichen Abschnitt von Atlasblatt Ibergeregge grossflächig aufgeschlossen und bildet die Unterlage ausgedehnter Alpweiden, namentlich östlich der Fallflue, im Gebiet der Chäseren (südwestlicher Talabschluss des Waagtals) und im Raum Wannen und Weid zwischen Waag- und oberem Sihltal. Aufgrund ihrer reichen Fossilführung und ihrer lithologischen Auffälligkeit (Reichtum an Glaukonit und Phosphorit) wurde die Garschella-Formation (in der älteren Literatur als «Gault» bezeichnet) im Gebiet der Drusberg-Decke ausgiebig erforscht und beschrieben. Es existiert somit eine unübersichtliche Fülle an lokalen und teils doppeldeutigen Unterteilungen (RENEVIER 1868, KAUFMANN 1877, GANZ 1912, JEANNET 1941, BOLLI 1944). Für die moderne Nomenklatur sei auf FÖLLMI & OUWEHAND (1987), FÖLLMI (1989) und LINDER et al. (2006) verwiesen. Die Garschella-Formation wird, den letztgenannten Autoren folgend, in drei Member (Grünten-Member, Brisi-Member und Selun-Member) unterteilt.

Das *Grünten-Member* (c_{6G}) wurde von LINDER et al. (2006) eingeführt. Im Druesberggebiet ist seine Ausscheidung nicht immer einfach; es handelt sich bei ihm um eine maximal wenige Meter mächtige mergelig-kieselig-kalkige Abfolge zwischen der Obergrenze des typischen «Oberen Schrattenkalks» (mit Korallen und anderen Flachwasserindikatoren) und der phosphoritreichen Luitere-Bank des hangenden Brisi-Members. An Makrofossilien führt das Grünten-Member gelegentlich Brachiopoden und Echinodermentrümmer sowie selten Ammoniten (GANZ 1912).

Das *Brisi-Member* (c_{6B}) überlagert das Grünten-Member (bzw. den «Oberen Schrattenkalk», wo letzteres fehlt) mit scharfem Kontakt und kann in weitere Bänke und Schichten gegliedert werden, wobei aber für die vorliegende Karte nur

die Luitere-Bank und die Gams-Schichten (zusammengefasst) zusätzlich auskartiert wurden. An den meisten Stellen beginnt das Brisi-Member mit einer wenigen cm bis dm dicken, knollig ausgebildeten Phosphoritkruste. Dieser Hartgrund, die Luitere-Bank (oder Luitere-Schicht sensu FÖLLMI & OUWEHAND 1987), ist reich an oftmals schlecht erhaltenen Fossilien (u.a. Ammoniten und Belemniten). Die darüber folgenden *Gams-Schichten* (Luitere-Schichten p.p. bei GANZ 1912) sind von variabler Mächtigkeit (0–30 m) und lithologischer Zusammensetzung; neben sandigem und glaukonitreichem Mergel treten Echinodermen führende, glaukonitische und sandige Oolithbänke auf (der «Sternenoolith», GANZ 1912, JEANNET 1941). Der Brisi-Sandstein folgt über den Gams-Schichten: diese bis zu 30 m mächtige sandige und Glaukonit führende Abfolge ist meist eher fossilarm, führt jedoch hin und wieder Brachiopoden und Austernschalen. Das Brisi-Member wird durch eine Glaukonit führende, echinodermenspätige Kalkabfolge, den Brisi-Kalk («Brisibrecce» bei GANZ 1912), abgeschlossen. Brisi-Sandstein und Brisi-Kalk zeigen im Druesberggebiet oft Übergänge ineinander; letzterer ist allerdings fossilreicher (stellenweise Austernbänke, Brachiopoden, Orbitolinen). Er erreicht eine Mächtigkeit von maximal 30 m.

Das *Selun-Member* (c_{6-8s}), welches im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen meist deutlich geringmächtiger ausgebildet ist als das liegende Brisi-Member (wenige Meter bis maximal 13 m, JEANNET 1941), unterliegt starken lateralen Veränderungen und ist oftmals nur lückenhaft erhalten. Es lässt sich ganz grob in eine Abfolge aus glaukonitisch-sandig-mergeligem Kalk gliedern, welcher durch zwei phosphoritisch-glaukonitische Kondensationshorizonte unterbrochen wird. Von unten nach oben können folgende Horizonte unterschieden werden (welche allerdings kaum je komplett in einem Profil auftreten): Twäriberg-Schicht und Durschlägi-Schicht p.p. (erster Phosphorit-Kondensationshorizont, teilweise mit etwas Glaukonitsandstein, den Nideri-Schichten, vergesellschaftet), Sellamatt-Schichten (sandiger, mergeliger und glaukonitischer Kalk [«Flubrigschichten» und «Twirrenschichten» bei GANZ 1912]), Wannenalp-Schicht (zweiter Phosphorit-Kondensationshorizont) und die Aubrig-Schichten (knolliger, Glaukonit führender Kalk sowie glaukonitischer Sandstein mit Kalkknollen, «Knollenschichten» bei GANZ 1912 und BOLLI 1944). Eine abschliessende dritte Phosphoritlage (Kamm-Schicht) scheint in der Druesbergregion meist zu fehlen; die Seewen-Formation folgt direkt auf die Aubrig-Schichten. Möglicherweise eine Ausnahme stellt ein glaukonitreicher Kalk mit reichlich Phosphoritknollen und phosphatisierten Fossilien (u.a. Ammoniten und Bivalven) dar, welcher entlang des Strässchens zur Alp Hinter Wang im obersten Waagtal direkt unter basaler Seewen-Formation ansteht. Alternativ könnte es sich hierbei aber auch um die Wannenalp-Schicht handeln. Das gesamte Selun-Member ist reich an Fossilien (Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden, Muscheln usw.) und insbesondere die beiden Phosphorithorizonte wurden in der Vergangenheit ausgiebig beprobt und beschrieben. Die Typlokalität der Twäriberg-Schicht am Südostende des Pfannenstöcklis (FÖLLMI & OUWEHAND

1987) wurde von Arn. Escher (in KAUFMANN 1877) und GANZ (1912) ausgiebig untersucht, ebenso die reiche Fauna der Wannenalp-Schicht an ihrer Typlokalität (Alp Wannen, nördlich von Fidisberg, RENEVIER 1868, KAUFMANN 1877, GANZ 1912).

Die gesamte Garschella-Formation markiert eine Phase stark reduzierter Sedimentationsraten, was sich einerseits in der für marine Mangelsedimentation typischen Fazies (Glaukonit, Phosphorit, reduzierter Karbonatgehalt, Hinweise auf Anlösungen und Umlagerung sedimentärer und biologischer Komponenten) als auch der Kondensation eines langen Zeitraumes (frühes Aptien bis frühes Céomanien, rund 20 Ma) in wenigen Metern Sedimentgestein manifestiert. Die Garschella-Formation dokumentiert somit das «Ertrinken» der flachmarinen Karbonatplattform des späten Barrémiens und frühen Aptiens (vertreten durch die Schrattenkalk-Formation) und den Übergang zur tiefermarinen pelagischen und hemipelagischen Karbonatsedimentation der Späten Kreide (vertreten durch die Seewen- und die Amden-Formation). Auslöser für dieses Ertrinken sowie die damit verbundene Biokalkifizierungskrise waren eine Kombination globaler klimatischer (erhöhter CO₂-Gehalt der Atmosphäre, verstärkter Nährstoff- und Sedimenteintrag in die Ozeane, Versauerung der Ozeane usw.) sowie regionaler Faktoren (verstärkte Subsidenz des helvetischen Schelfs, verstärkte Bodenströmungen usw.). Für weiterführende Diskussionen zu dieser Thematik sei auf FÖLLMI (1989), FÖLLMI et al. (1994), WEISSERT et al. (1998) sowie WISSLER et al. (2003) verwiesen.

c₉₋₁₀ Seewen-Formation spätes Céomanien–Coniacien

Die Seewen-Formation besteht grösstenteils aus hellgrauem, weiss anwitterndem, dünnbankigem, teils knollig-flaserigem mikritischem Kalk mit tonigen Zwischenhäutchen und schwärzlichen Mergelzwischenlagen (der «Seewerkalk» der älteren Nomenklatur). Gegen die hangende Amden-Formation ist sie teilweise mergelig ausgebildet (das Choltal-Member, Teile der «Seewerschiefer» der älteren Literatur, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Die basalen Meter der Seewen-Formation, welche teils mit deutlicher Grenze, teils mehr kontinuierlich über der Garschella-Formation einsetzt, führen oftmals etwas Glaukonit (die «Überturritenschichten» der älteren Literatur). Vereinzelt lassen sich auch blassrötliche Varietäten des hellgrauen «Seewerkalks» beobachten (QUEREAU 1893). Makrofossilien sind spärlich und beschränken sich meist auf Inoceramen und Belemniten sowie selten Seeigel. Die hingegen sehr reiche Mikrofauna der Seewen-Formation (v.a. Globotruncanen) erlaubt eine zeitliche Einordnung ins späte Céomanien bis Turonien–Coniacien (BOLLI 1944, WESTERMANN et al. 2010). Zwei neue Beprobungen im höheren Teil der Seewen-Formation (Ib 21 u. Ib. 35, s. Tab. 2 im Anhang) ergaben mittleres bzw. spätes Coniacien. Die Seewen-Formation ist starken und

teils abrupten Mächtigkeitsschwankungen unterworfen (s.a. CARDELLO & MANCKTELOW 2014); ihre Dicke schwankt zwischen wenigen Metern (beispielsweise im Raum Trittlipass–Gross Sternen, KAUFMANN 1877) und bis zu rund 60 m (JEANNET 1941).

C₁₁₋₁₂ Amden-Formation ?Coniacien, spätes Santonien–spätes Campanien

Die in der Drusberg-Decke weit verbreitete Amden-Formation entwickelt sich ziemlich abrupt aus der unterliegenden Seewen-Formation (insbesondere dem mergelig ausgebildeten Choltal-Member). Sie wurde in der älteren Literatur (KAUFMANN 1877, QUEREAU 1893, STEINMANN 1907) noch nicht als eigene Formation ausgeschieden bzw. teilweise als Flysch angesprochen. Lithologisch handelt es sich um dunkel- bis rauchgrauen, teils siltig-sandigen, kalkreichen Mergel mit eingelagerten, meist bloss wenigen cm mächtigen, Glaukonit führenden Sandkalkbänken (JEANNET 1923). Letztere sind oft linsenförmig, lassen sich aber teilweise lateral bis zu 50 m verfolgen und weisen vereinzelt Sohlmarken (load casts) auf (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Im Mergel können oft Parallellamination, Bioturbation, Slump-Falten sowie synsedimentäre Mikroabschiebungen (wenige mm bis maximal cm Sprunghöhe) beobachtet werden. Am Südabhang des Fidisbergs finden sich zudem cm-grosse, rostig anwitternde Hämatit-Pyrit-Nester. Makrofossilien sind relativ selten und beschränken sich meist auf Inoceramen-Fragmente, pectinide Muscheln, Austern, Belemniten (JEANNET 1923) sowie sehr seltene Seeigel (*Micraster* sp., ROLLIER 1912). Die reiche Foraminiferen-Mikrofauna der Amden-Formation wurde von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) in drei Profilen im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg bearbeitet (am Fidisberg, Schülberg und Chli Stärnen) und erlaubt eine zeitliche Einordnung ins späte Santonien bis späte Campanien. Neue Altersbestimmungen an Proben der Amden-Formation der Internen Einsiedeln-Schuppen (die vom Rücken der Drusberg-Decke stammen) ergaben aber auch Coniacien-Alter (Tab. 2 im Anhang).

Die Amden-Formation ist lateral starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. So vermindert sich ihre Dicke zwischen dem Schülberg und dem Fidisberg über bloss rund 1 km Horizontalstanz von 160 m auf 40 m, was vermutlich auf synsedimentäre Tektonik und damit verbundene submarine Erosionstätigkeiten zurückzuführen ist (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Gestützt wird diese Vermutung durch die zahlreichen Slump-Strukturen und synsedimentären Deformationsstrukturen (Mikrobrüche), welche auf unebenen Meeresgrund hindeuten. Aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen schätzt OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) die Ablagerungstiefe der hemipelagischen Amden-Formation auf 100–300 m bzw. 500–1000 m. Letztere Zahl gilt für die südlichsten Vorkommen im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg (Sternengrat), wo die Amden-Formation bereits

primär (d.h. durch reduzierte Sedimentzufuhr) stark reduziert ist (8 m am Chli Stärnen). Die oberen Sihltaleralpen dokumentieren somit einen Ausschnitt des einstigen oberen Kontinentalabhanges des spätkretazischen Nordrands der alpinen Tethys.

C₁₂₋₁₃ Wang-Formation spätes Campanien – frühes Maastrichtien

Die Wang-Formation ist im Talkessel des oberen Waagtals (Alp Wang), am Schülberg und auf der Alp Hesisbool hervorragend aufgeschlossen. Es war in eben-dieser Gegend, in welcher Arn. Escher (in STUDER 1872 und in KAUFMANN 1877) die «Wangschichten» oder «Schülbergschiefer» erstmals beschrieb. Lithologisch handelt es sich um dunkelgrau-schwarzen, teils glaukonitischen, meist kieseligen Kalk und Kalkmergel, welcher oftmals in charakteristische rhomboedrische Polyeder zerfällt. Wie STACHER (1980) an der von ihm festgelegten Typuslokalität (Felswand der Wangflue zwischen Alp Wang und Seebli, s.a. ZIMMERMANN 1936) zeigen konnte, sind Basis und Dach der Wang-Formation mergelig-schiefrig ausgebildet und diese geht kontinuierlich aus der liegenden Amden-Formation durch Einschaltungen von sandigem Kalkmergel, Kalksandstein und Quarzsandstein hervor. Letztere sandige Übergangsfazies wurde von ZIMMERMANN (1936) unpassenderweise als «Flyschfazies mit Quarziten» bezeichnet. Sie kann am Westhang des Schülbergs beobachtet werden (JEANNET 1923).

Makrofossilien sind selten in der Wang-Formation. Neben den charakteristischen Serpulidenröhren (*Jeremina pfenderae*, LUGEON) finden sich Fragmente von Muscheln (v.a. Inoceramen und Austern), Belemniten, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen. Im Gebiet der Fue deregg (Chöpfentobel) erwähnt STACHER (1980, Fig. 23) den Fund eines kompletten Ammoniten (*Pachydiscus robustus*, typisch für Campanien–Maastrichtien) und aus der Schülberg-Region beschrieb JEANNET (1923) einen grobkörnigen Quarzsandstein mit zahlreichen phosphatisierten Fossilien (Mollusken, Knochenfragmente und Zähne). Aufgrund planktonischer Foraminiferen datierte STACHER (1980) die Wang-Formation im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg (Profil der Wangflue) ins späte Campanien bis frühe Maastrichtien.

Die Wang-Formation ist in der Drusberg-Decke im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg starken und oftmals sehr abrupten Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Neben einer generellen und scheinbar kontinuierlichen Mächtigkeitsszunahme von Norden nach Süden (30–70 m in den Internen Einsiedeln-Schuppen, Zunahme von 70 auf 170 m zwischen Fidisberg und dem Gebiet im Streichen der Alp Seebli, STACHER 1980), gefolgt von einer starken Mächtigkeitsabnahme (nur noch wenige Meter am Sternengrat), treten rasche Mächtigkeitssprünge auf. Besonders instruktiv ist diesbezüglich die imposante Felswand der Wangflue, welche den Talabschluss des Waagtals bildet. An ihrem Nordende setzen die Felswände



Fig. 8: Belemnit aus der Wang-Formation. Koord. 2702 952/1206 853. Fund und Foto T. Bolliger 2020.

der Wang-Formation östlich der Roggenhütte abrupt aus, es folgen die sumpfigen Wiesen der Alp Roggen. Grund dafür ist das praktische vollständige Aussetzen der Wang-Formation, so dass in den Bächen zwischen Vorder Wang und Roggen eozäner Quarzsandstein des Spirstock-Members («Untere Sandsteine») unmittelbar (das lokale Auftreten von Resten der Wang-Formation in Form dünnbankigen sandigen Mergelkalks kann nicht ganz ausgeschlossen werden) auf Amden-Formation folgt (JEANNET 1941, W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003). Während die generelle Mächtigkeitszunahme und anschließende -abnahme der Wang-Formation in südlicher Richtung auf die ursprünglichen paläogeographischen Verhältnisse zur Zeit der Späten Kreide zurückzuführen sein dürfte (unterschiedliche Sedimentationsraten kombiniert mit submariner Erosion des damaligen Kontinentalabhanges, s. HANTKE et al. 2013), sind die abrupten Mächtigkeitssprünge in der Unterlage des Roggenstocks und zwischen Fidisberg und Schülberg (STACHER 1980) auf eozäne Bruchbewegungen und damit verbundene Erosionsprozesse zurückzuführen (JEANNET 1941, FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017).

Paläogen

e₃ **Euthal-Formation** spätes Thanétien – frühes Lutétien

Der organogene Kalk und Glaukonitsandstein der Euthal-Formation ist auf dem Rücken der Drusberg-Decke nur sporadisch erhalten geblieben und weist zudem im Vergleich zu den Einsiedeln-Schuppen, welche paläogeographisch nördlich daran anschliessen, eine stark reduzierte Mächtigkeit auf. Grund dafür sind intra-eozäne Erosionsprozesse, welche teilweise zu seiner vollständigen Abtragung bzw. «tektonischen Denudation» führten und zudem das überlagernde Spirstock-Member mit Erosionsschutt alimentierten (JEANNET 1941, FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017). Aufgrund dessen fehlt die Euthal-Formation beispielsweise unter dem Roggenstock komplett und tritt im weiter südlich gelegenen Gebiet des Spirstocks nur in Form weniger Meter dicker Linsen und isolierter Blöcke in den «Unteren Sandsteinen» des Spirstock-Members in Erscheinung (beispielsweise beim Nühüttli). Im Raum der zwischen Spirstock und Roggenstock gelegenen Fuederegg (Seeblistöckli und die nördlich anschliessende Erhebung um Pkt. 1547 m) ist maximal 10 m mächtiger, sprödetektonisch stark gestörter grauer Nummulitenkalk normalstratigraphisch bzw. tektonisch leicht bewegt über dunkelgrauem kieseligem Kalkmergel der Wang-Formation erhalten geblieben, setzt aber lateral teilweise abrupt aus, was durch intraeozäne Bruchbewegungen erklärt werden kann (FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017).

Komplettere Vorkommen der Euthal-Formation sind weiter nördlich, nahe der Front der Drusberg-Decke, erhalten geblieben. So wird die Gipfelplatte des Fidisbergs im obersten Waagtal durch eine 30–40 m mächtige eozäne Abfolge gebildet, welche mit einer Aufarbeitungsbrekzie auf schiefrigen dunkelgrauen Kalkmergel der kretazischen Wang-Formation transgrediert (JEANNET et al. 1935, JEANNET 1935). Basal findet sich geringmächtiger glaukonitisch-phosphoritischer Spatkalk, welcher neben seltenen kleinen Nummuliten und Fischzähnnchen auch Rotalgenfragmente (kugelförmige Lithothamnien-Aggregate) führt und dem Chruteren-Member der Euthal-Formation von MENKVELD-GFELLER et al. (2016) entspricht. Der Spatkalk wird von knapp 10 m sehr glaukonitreichem Gestein (der «Mittlere Grünsand») und rund 20 m nummulitenreichem grauem Kalk bedeckt, welche gemeinsam das hier, gegenüber den Einsiedeln-Schuppen, bereits etwas reduzierte Einsiedeln-Member der Euthal-Formation bilden. Aufgrund der reichhaltigen Grossforaminiferenfaunen konnten JEANNET et al. (1935) zeigen, dass die ganze graue Nummulitenkalkplatte biostratigraphisch nur den basalen Einheiten des Nummulitenkalks des Steinbach-Standardprofils der Externen Einsiedeln-Schuppen entspricht (unterhalb der «Hauptmasse der grauen Nummulitenkalke»). Die einstige Anwesenheit jüngerer Einheiten des Nummulitenkalks (namentlich des «Kaufmannikalks», des «Distanskalks» sowie des Niveaus mit Alveolinen) ist

allerdings durch aufgearbeitete Nummulitenkalkgerölle (u.a. mit *Nummulites kaufmanni* und Alveolinen) im hangenden Sandstein des Spirstock-Members (Stad-Formation) belegt (JEANNET et al. 1935). Die Obergrenze des Kalks ist unregelmässig, weist ein beträchtliches Relief auf und ist durch eine wenige cm dicke dunkelbraune Phosphoritkruste überzogen, worin Arn. Escher im Juli 1869 (zitiert in KAUFMANN 1877, S.58) fragliche Knochen- und Fischzahnreste beobachten konnte. Diese Kruste dürfte dem Steinbach-Member der Bürgen-Formation entsprechen.

Noch etwas weiter nordwärts, direkt auf der frontalen Falte des Nordrands der Drusberg-Decke, findet sich am Stock («Stockfluh» in der älteren Literatur) oberhalb von Unteriberg eine vermutlich nur wenig dislozierte («parautochthone») Schuppenzone aus Wang-Formation und eozänen Abfolgen (Arn. Escher in KAUFMANN 1877, QUEREAU 1893, JEANNET 1941, W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003). W. Leupolds Profile (in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) durch sämtliche drei Schuppen lassen einen ziemlich mächtigen Nummulitenkalk erkennen, wobei das basale Chruteren-Member sowie der «Mittlere Grünsand» meist zu fehlen scheinen. Aufgrund von W. Leupolds Profilen ist zu vermuten, dass der Nummulitenkalk am Stock zur Hauptsache jene jüngeren Horizonte umfasst, welche am Fidisberg weiter südlich bereits fehlen. Gegen oben werden jedoch auch sie erosiv abgeschnitten, so dass als letzter noch erhaltener Horizont von W. Leupold Nummulitenkalk mit *Nummulites distans* sowie Alveolinen erwähnt wird.

e₆ **Stad-Formation** Priabonien

Über die erosiv stark reduzierte Euthal-Formation bzw. direkt auf die Wang-Formation transgrediert im Gebiet Fuederegg-Spirstock, in geringerem Masse auch unter der Roggenstock-Klippe und am Fidisberg sowie der Stockfluh, eine klastische Abfolge, welche seit ihrer Erstbeschreibung durch ROLLIER (1920) das Interesse zahlreicher Bearbeiter auf sich gezogen hat (u.a. JEANNET 1935, 1941, LEUPOLD 1942, FREI 1963, BAYER 1982, LETSCH & KIEFER 2017). W. Leupold (in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) generierte für diesen Faziesbereich die Bezeichnung «Südliche Reduktionszone», welche später auch von LETSCH & KIEFER (2017) wieder verwendet worden ist.

Spirstock-Member

Spätestens seit FREI (1963) hat sich für die klastische Eozänabfolge im Dach der Nummulitenkalk-Relikte und der liegenden Wang-Formation die Bezeichnung «Spirstock-Serie» eingebürgert, welche allerdings keinen Eingang in die neue Paläogen-Nomenklatur von MENKVELD-GFELLER et al. (2016) gefunden hat. Hier



Fig. 9: Die markante Geländekante südlich des Spirstockgipfels besteht aus den «Oberen Sandsteinen» des Spirstock-Members. Foto D. Kälin 2021.

wird für die «Spirstock-Serie» der offizielle Begriff Spirstock-Member eingeführt. Dieses Vorgehen scheint gerechtfertigt in Anbetracht der Tatsache, dass es sich beim Spirstock-Member um eine genetisch zusammenhängende Abfolge handelt (wie von LETSCH & KIEFER 2017 sedimentologisch-sequenzstratigraphisch belegt), die lokal gut verfolgbar und kartierbar ist, bereits eingehenden Eingang in die Literatur gefunden hat und sich zudem sowohl lithologisch als auch entstehungsgeschichtlich von der Stad-Formation (der sie gemäss MENKVELD-GFELLER et al. 2016 zuzuordnen wäre) deutlich unterscheidet. Ein Typusprofil kann nicht angegeben werden, da die Aufschlussverhältnisse bescheiden sind und kein durchgehendes Profil existiert. Gute Aufschlüsse befinden sich bei der markanten Felswand südlich des Spirstockgipfels. Dieses Felsband wird durch die «Oberen Sandsteine» des Spirstock-Members gebildet (Fig. 9) und wird bei Koord. 2701 570/1206 400 durch den Wanderweg gequert.

Im Gebiet Fuederegg-Spirstock gliedert sich das Spirstock-Member in drei lithostratigraphische Einheiten (von unten nach oben): die «Unteren Sandsteine», die «Blockmergel» und die «Oberen Sandsteine» (JEANNET 1941, LETSCH & KIEFER 2017). Die «Oberen Sandsteine» wurden von JEANNET (1941) und diversen späteren Bearbeitern auch als «Plattige Sandsteine» bezeichnet; hier wird aber der neutralere, wenn auch formal nicht korrekte Terminus «Obere Sandsteine» verwendet. In seiner kompletten Ausbildung, welche im Folgenden beschrieben wird

(für eine detailliertere Beschreibung sei auf LETSCH & KIEFER 2017 verwiesen), findet sich das Spirstock-Member nur im oben umrissenen engeren Kerngebiet. Seine Basis (die «Unteren Sandsteine») tritt aber auch in der Unterlage der Roggenstock-Klippe, auf dem Fidisberg und auf dem Stock auf; diese Vorkommen werden weiter unten separat besprochen. Die beiden letzteren Vorkommen auf dem Fidisberg und auf dem Stock wurden in der Karte innerhalb der Stad-Formation nicht speziell ausgeschieden.

Bei den «Unteren Sandsteinen» (e_{6us}) handelt es sich um eine oftmals nur schlecht aufgeschlossene Abfolge von maximal ca. 50 m Mächtigkeit, welche in zwei Teile gegliedert wird. Der untere Teil besteht aus massigem, teils plattigem, reinem Quarzsandstein und grobkörnigem kalkigem Sandstein und Feinbrekzien (teilweise mit schöner beulenförmiger Schrägschichtung, hummocky cross stratification). Während ersterer völlig fossilieer erscheint, ist letzterer erfüllt mit aufgearbeiteten Bruchstücken von Grossforaminiferen (v.a. Nummuliten) und Brocken und Geröllen von Nummulitenkalk sowie teils sandigem, mikritischem Kalk. Der obere Teil der «Unteren Sandsteine» besteht aus sandig-siltigem Mergel mit eingelagerten glimmerreichen Feinsandsteinbänken, welche vermutlich Turbidite darstellen dürften. Vereinzelt finden sich zudem teils ziemlich grosse (der grösste auf Laucheren misst 10x8 m), teils eckige, teils angerundete Blöcke aus Nummulitenkalk, welche oftmals Spuren intensiver Spröddeformation aufweisen. Sie wurden von LETSCH & KIEFER (2017) als submarine Sturzblöcke gedeutet, welche bereits während des Eozäns entlang steiler submariner Bruchkanten in die Tiefe gestürzt oder geglitten wären. In der Unterlage des Spirstocks treten zudem wenig deformierte Blöcke aus Nummulitenkalk auf, welche von Quarzsandstein der «Unteren Sandsteine» umgeben sind und als mehr oder weniger in situ liegende Erosionsrelikte in flachem Wasser betrachtet werden können.

Aus dem siltig-sandigen Mergel der oberen «Unteren Sandsteine» entwickelt sich dunkelgrauer, teils grünlich-gelblich anwitternder siltiger Mergel (40–60 m), welcher meist massig, vereinzelt fein laminiert erscheint. Dieser enthält regellos verteilte, teils eckige, teils aber auch sehr gut gerundete Blöcke und Gerölle (Fig. 10), was zur Bezeichnung als «Blockmergel» (e_{6bm} , erstmals auf Deutsch durch JEANNET 1941 eingeführt) geführt hat. Die Blöcke und Gerölle schwanken in der Grösse zwischen weniger als einem und rund 80 cm und stammen aus paläogenen, kretazischen und spätjurassischen Schichten vermutlich südhelvetischer Provenienz. Am häufigsten können glaukonitreiche und fossilreiche kalkige Lithologien aus der Euthal-Formation sowie hellgrauer foraminiferenreicher mikritischer Kalk der Seewen-Formation beobachtet werden. Seltener ist sparitischer bioklastischer Kalk (teilweise oolithisch), der wahrscheinlich der Schrattenkalk-Formation zugeordnet werden kann, kieselsandsteinähnliche Lithologien sowie dunkler glaukonitischer Kalk aus der Wang-Formation. Für komplettere Geröllinventare sei auf JEANNET (1941) sowie LETSCH & KIEFER (2017) verwiesen. Genetisch dürften die «Blockmergel» als eine Mischung aus relativ tiefmariner, hemipelagischer, fein-



Fig. 10: «Blockmergel»-Fazies des Spirstock-Members mit isolierten Blöcken aus mikritischem Kalk (Fuederegg, Koord. 2701 587/1207 194). Foto D. Letsch 2020.

körniger Hintergrundsedimentation und gravitativ über steile submarine Halden zugeführte, vermutlich vorgängig fluvial gerundeten Blöcken und Geröllen (submariner Bergsturzschutt) gedeutet werden (BAYER 1982).

Der «Blockmergel» wird messerscharf durch die «*Oberen Sandsteine*» (e_{60s} , 10–20 m) überlagert. Dieser zumeist sehr quarzreiche, mittel- bis grobkörnige Sandstein zeichnet sich durch eine stark hervortretende horizontale Schichtung im cm- bis dm-Massstab aus. Seltener können auch Rippelmarken, beulenförmige Schrägschichtungen (hummocky und swaley cross stratifications) sowie kleine Rinnen beobachtet werden. An der Basis sind die «*Oberen Sandsteine*» teilweise brekziös ausgebildet und enthalten aufgearbeitete Grossforaminiferen. Ihre Mächtigkeit ist ziemlich konstant, wobei ihre Obergrenze kaum direkt aufgeschlossen ist, jedoch aufgrund der Oberflächenmorphologie durch stark zurückwitternde Schichten gebildet wird (vermutlich überschobener kretazischer Flysch).

Altersmässig dürfte das gesamte Spirstock-Member in der weiteren Umgebung seiner Typlokalität (Spirstock–Fuederegg) ins späte Eozän fallen. Kalkiges Nannoplankton weist auf ein priabones Alter sowohl der «*Unteren Sandsteine*»

(NP 19) als auch der «Oberen Sandsteine» (NP19–NP20, BAYER 1982 sowie neuere Datierungen, s. Tab. 2 im Anhang) hin, woraus sich ein relativ kurzer Zeitraum von maximal 1,8 Ma (gemäss der biostratigraphischen Korrelation von SERRA-KIEL et al. 1998) für die Ablagerung der ganzen Abfolge ergibt. Darin enthalten sind auch Perioden früher diagenetischer Verfestigung und interner Sedimentaufarbeitung, welche durch Gerölle und Blöcke der basalen «Unteren Sandsteine» weiter oben belegt sind. Sequenzstratigraphisch lässt sich das Spirstock-Member zwanglos als das Produkt einer Sequenz anfänglich ansteigenden relativen Meeresspiegels (beginnend mit den teils gezeitenbeeinflussten Strandbildungen der «Unteren Sandsteine»), gefolgt von relativ tiefmarinen Verhältnissen («Blockmergel») und schliesslich rapide fallenden relativen Meeresspiegels (wiederum flachmarine Bildungen der «Oberen Sandsteine») deuten (LETSCH & KIEFER 2017). Die lokalen Sedimentations- und Erosionsmuster (insbesondere die teils komplette Entfernung älterer eozäner Sedimente) wurden dabei durch synsedimentär aktive Bruchstaffeln (ca. Nord–Süd bis Nordost–Südwest verlaufend) massgeblich mitbestimmt (JEANNET 1941, FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017). Entgegen der Vermutungen früher Bearbeiter, welche die flyschartigen Züge (d.h. durch den orogenen Keil der sich entwickelnden Alpen belieferte tiefmarine Massensedimentation) der «Oberen Sandsteine» betonten, scheinen sie aufgrund der Arbeiten von BAYER (1982) und LETSCH & KIEFER (2017) viel eher von lokalen Schwellen belieferte flachmarine Sedimente darzustellen. Als echte frühe Flyschsedimente dürften hingegen die ebenfalls als «Blockmergel» bezeichneten «Globigerinenmergel mit einsedimentierten Blöcken» der Subalpinen Flysch-Zone im Wägitalgebiet (Gebiet von Atlasblatt Linthebene, OCHSNER 1975) betrachtet werden. Im Gegensatz zum «Blockmergel» des Spirstock-Members treten dort ausschliesslich Lithologien aus penninischen Flyschen auf. Der in den Einsiedeln-Schuppen auftretende Burg-Sandstein wiederum dürfte, aufgrund seiner Fazies und seines Alters, eine ähnliche Bildung wie das Spirstock-Member darstellen und könnte ein laterales Äquivalent der «Unteren» oder auch der «Oberen Sandsteine» repräsentieren.

In der Unterlage der Roggenstock-Klippe findet sich das Spirstock-Member nur in reduzierter Form, welche sich auf die «Unteren Sandsteine» beschränkt, wobei diese teilweise aber sehr gut aufgeschlossen sind. So werden einige Steilstufen in den Bächen östlich des Roggenstocks (zwischen Roggen und der Alp Wang) von rund 25–30 m mächtigem mittel- bis seltener grobkörnigem Quarzsandstein gebildet. Dieser ist mehrheitlich plattig, teils massig, häufig aber gut geschichtet und weist flache Kreuzschichtungen (swaley cross stratification) sowie teils prominente, grossräumige Kreuzschichtung sowie vereinzelte Bioturbationsspuren auf. Aufgrund der typischen sedimentären Architektur sowie der räumlichen Verteilung der Spurenfossilien können diese grossräumigen kreuzgeschichteten Körper plausibel als fossile, gezeitendominierte Sanddünen (tidal sand waves, HOMEWOOD & ALLEN 1981) gedeutet werden. Der Sandstein ist fossilifer, teils Glaukonit führend und scheint direkt auf Amden-Formation zu folgen. Die eigentlich dazwi-

schenliegende Wang-Formation, welche wenig weiter im Südwesten die mächtige Wand der Wangflue bildet, setzt gegen die Bäche von Roggen abrupt aus, was bereits JEANNET (1941) bemerkte und von W. Leupold (in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) durch einen möglicherweise prä-paläogenen Bruch, kombiniert mit früher Verfaltung der Kreideunterlage erklärt wird (s.a. Profilschnitt II in JEANNET 1941). Aufgrund der gut dokumentierten eozänen Bruchtektonik im westlich anschliessenden Fuederegg-Spirstock-Gebiet (LETSCH & KIEFER 2017) scheint es allerdings plausibler, auch für diesen, leider nicht direkt beobachtbaren Bruch ein eozänes Alter anzunehmen.

Gerade östlich der Hütte von Roggenegg, im Gebiet um Pkt. 1566 m herum, ragen aus grasbewachsenem Eluvialboden einige Blöcke eines flechtenbewachsenen groben Quarzsandsteins hervor, welcher kleine Gerölle (maximal ca. 1 cm Durchmesser) eines blassrosafarbenen Quarzes führt. Dieser Sandstein wurde von QUEREAU (1893), JEANNET et al. (1935), JEANNET (1941) und W. Leupold (in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) als helvetisches Eozän («Untere Sandsteine» der «Spirstock-Serie») gedeutet. Da ganz ähnliche Gesteine aber als eindeutige Blöcke im Iberg-Melange der nahegelegenen Bachgräben von Roggen sowie als Komponenten in sedimentären Brekzien des Wildflyschs auftreten (BAYER 1982, TRÜMPY 2006) und sie zudem teils Zeichen duktiler tektonischer Deformation aufweisen, deuten wir auch das Vorkommen der Roggenegg in Übereinstimmung mit TRÜMPY (2006) als grossen exotischen Block mutmasslich frühtriassischen Quarzsandsteins (aus der Klippen-Decke oder verwandten Einheiten wie der Roggenegg-Assoziation sensu TRÜMPY 2006) im Iberg-Melange. Vergleichbare Quarzsandsteine treten auch als Blöcke in den Klippenresten von Stäglernenegg-Brünnelstock nördlich der Ibergeregg sowie in lateralen Äquivalenten des Iberg-Melanges nördlich der nördlichen Front der Drusberg-Decke zwischen Fluebrig und den Aubrigen auf (Gebiet von Atlasblatt Klöntal). Für diese isolierten Blöcke vermutete bereits H. Schardt (zitiert in OCHSNER 1921, S. 101) eine Herkunft aus der Trias der Klippen-Decke.

In der ostnordöstlichen streichenden Fortsetzung des Roggenstocks auf der anderen Seite des Waagtals ist das Spirstock-Member nur noch reliktsch vorhanden. Am Fidisberg konnten sowohl Arn. Escher (zitiert in KAUFMANN 1877) als auch JEANNET et al. (1935) über der unregelmässigen Obergrenze des Nummulitenkalks der Euthal-Formation und der Phosphoritkruste des Steinbach-Members der Bürgen-Formation einige Meter Glaukonit führenden schiefrigen Mergel («Globigerinenmergel») beobachten, welcher allerdings nur sporadisch auftritt und daher auf der Karte nicht verzeichnet wurde. An gewissen Stellen zumindest wird der Nummulitenkalk und die darauf haftende Phosphoritkruste direkt von teils bräunlich anwitterndem, etwas Glimmer führendem, teils hellgrau-weissem sehr quarzreichem Sandstein (ebenfalls zu kleinräumig, um kartographisch erfasst werden zu können) überlagert, welcher aufgearbeitete Gerölle und kleine Blöcke von Nummulitenkalk sowie teils isolierte Grossforaminiferen führt (JEANNET

et al. 1935, W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003). Teilweise kann auch ein brekzienartiges Aufbrechen des liegenden Kalks beobachtet werden. Im Bachschutt gerade südlich des Fidisbergs findet sich zudem grauer, Glimmer und Pflanzenhäcksel führender Feinsandstein, welcher ebenfalls vom Fidisberg-Plateau stammen muss. Dieser sowie auch der gröbere Quarzsandstein dürften somit den «Unteren Sandsteinen» des Spirstock-Members entsprechen. Die aufgearbeiteten Fossilien (u.a. *Nummulites kaufmanni* und Alveolinen) bezeugen die einstige Anwesenheit einer einst bedeutend vollständigeren Abfolge des liegenden Nummulitenkalks.

Auch am weiter nördlich liegenden Stock (der «Stockfluh») wird der liegende Nummulitenkalk durch einige Zehnermeter Sandstein überlagert. Dieser ist teils weiss und sehr quarzreich, teils grobkörnig, kalkig und reich an aufgearbeiteten Kalkgeröllen und isolierten Fossilien (W. Leupold, in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003, erwähnt *Nummulites kaufmanni* und *Nummulites polygyratus*). Arn. Escher (in KAUFMANN 1877) beobachtete zudem «flysch-ähnliche Platten». All diese Sandsteine dürften ebenfalls zu den «Unteren Sandsteinen» des Spirstock-Members gehören.

BÜRGENSTOCK-URMIBERG-SCHUPPE

Die Kreideabfolge der Aubrig-Schuppe (östlich von Euthal) wird aufgrund vergleichbarer Fazies zusammen mit derjenigen der Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe beschrieben.

c₃ **Helvetischer Kieselkalk** Hauterivien

Der Helvetische Kieselkalk der Urmiberg-Schuppe reicht am Ostende des Urmibergs südlich des Lauerzersees marginal noch auf das Gebiet von Atlasblatt Ibergereg. Die aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ca. 100 m (HEIM 1908b). Lithologisch handelt es sich um gebankten, dunkel anwitternden, kieselreichen, sparitischen Kalk, dessen Bänke durch siltige Mergellagen voneinander getrennt werden. Für ausführlichere lithologisch-stratigraphische Beschreibungen wird auf die Erläuterungen des westlich anschliessenden Atlasblatts Rigi sowie auf BÄRTSCHI (2012, inklusive mikrofazielle Beschreibung) verwiesen. Altersmässig dürfte der gesamte Helvetische Kieselkalk im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg, basierend auf Vergleichen mit den besser studierten Vorkommen im Säntis-Churfürsten-Gebiet (FUNK 1971), ins Hauterivien fallen (s.a. FUNK et al. 1993).

c₄ **Tierwis-Formation**

Aufgrund tektonischer Komplikationen (laterale Ausquetschung) fehlt die gesamte Tierwis-Formation (Altmann-Member und Drusberg-Member) der Urmiberg-Schuppe.

berg-Schuppe im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg; der Helvetische Kieselkalk grenzt direkt an die Schrattenkalk-Formation (HEIM 1908b, BERSET 1984).

Schrattenkalk-Formation

spätes Barrémien – frühes Aptien

Die Schrattenkalk-Formation ist sowohl in der Urmiberg-Schuppe südlich des Lauerzersees als auch am Westende der Aubrig-Schuppe im Chilentobel (ca. 2 km östlich von Euthal) mit sämtlichen drei Mitgliedern – «Unterer Schrattenkalk» (c_{4-su}), Rawil-Member (c_{5R}), «Oberer Schrattenkalk» (c_{5o}) – aufgeschlossen. «Unterer» und «Oberer Schrattenkalk» sind lithologisch identisch ausgebildet und bestehen aus grauem, oftmals spätigem, fossilführendem Kalk. Das zwischengeschaltete Rawil-Member, die «unteren Orbitolinenschichten» der älteren Literatur, erreicht am westlichen Blattrand eine Mächtigkeit von 32 m und besteht aus sandigem, teils oolithischem, teils mergeligem Kalk mit Brachiopoden, Korallen und agglutinierenden Grossforaminiferen, namentlich Orbitolinen (für ein detailliertes Profil wird auf HANTKE 1961, S. 128 verwiesen). Altersmässig fällt die gesamte Schrattenkalk-Formation ins späte Barrémien und frühe Aptien (BRIEGEL 1972, FUNK et al. 1993, WISSLER et al. 2003, LINDER et al. 2006).

c_{6-8}

Garschella-Formation

Aptien – frühes Cénomani

Die Garschella-Formation ist am Ostende der Urmiberg-Schuppe aufgrund tektonischer Ausquetschung nur unvollständig erhalten und fehlt teilweise ganz (HEIM 1908b). BOLLI (1944) erwähnt einige Dezimeter glaukonitischen, phosphoritreichen konglomeratischen Kalks von der Lokalität Hebleren, welche er der «Turrilitenschicht» (Kamm-Schicht des Selun-Members sensu FÖLLMI & OUWEHAND 1987) zuordnet. Rund 1,5 km weiter westlich (südlich der Züggelenflue, bereits im Gebiet von Atlasblatt Rigi) ist die Garschella-Formation in einer Mächtigkeit von 24 m aufgeschlossen (HANTKE 1961, S. 129) und umfasst sowohl das Brisi-Member (glaukonitischer Echinodermenkalk, Brisi-Kalk) als auch das Selun-Member (Sellamatt-Schichten, Aubrig-Schichten, Kamm-Schicht sensu FÖLLMI & OUWEHAND 1987).

In der Aubrig-Schuppe (Chilentobel, ca. 2 km östlich von Euthal) sind sowohl das Brisi- als auch das Selun-Member (Twäriberg-Schicht, Sellamatt-Schichten, Wannenalp-Schicht, Aubrig-Schichten und Kamm-Schicht sensu FÖLLMI & OUWEHAND 1987) mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 33 m ausgebildet (ein detailliertes stratigraphisches Profil findet sich bei HANTKE 1961, S. 150). Für eine ausführlichere lithologische Beschreibung sei zudem auf die Erläuterungen zum nordöstlich anschliessenden Atlasblatt Linthebene verwiesen (OCHSNER 1975), in dessen Gebiet die Garschella-Formation der Aubrig-Schuppe grossflächiger aufge-

geschlossen ist. Altersmässig fällt die gesamte Garschella-Formation im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen aufgrund von Vergleichen mit weiter östlich gelegenen Gebieten (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) sowie des Alters der überlagernden Seewen-Formation (BOLLI 1944) ins Aptien bis frühe Cénomaniën.

c₉₋₁₀ Seewen-Formation frühes Turonien–Coniacien

Die Seewen-Formation ist an ihrer Typlokalität am Ostende der Urmiberg-Schuppe in einem heute aufgelassenen Steinbruch und seiner Umgebung aufgeschlossen (Lokalität Hebleren, Koord. 2690 450/1209 100, A. Mousson in STUDER 1872, HEIM 1908b). In diesem Steinbruch wurde das Gestein früher als Baustein für Sockel, Treppenstufen oder Brunnentröge abgebaut (QUERVAIN 1969). In ihrer typischen Ausbildung handelt es sich bei der Seewen-Formation um hellgrauen, weiss anwitternden, gebankten, teils knolligen mikritischen Kalk mit mergeligen Zwischenlagen, welche teils flaserartig oder bloss als dunkle Tönhäutchen ausgebildet sind. Aufgrund tektonischer Komplikationen erscheint die Seewen-Formation an der Lokalität Hebleren deutlich mächtiger; BOLLI (1944) schätzt ihre wahre Mächtigkeit auf 80–100 m. An der Basis ist der mikritische Kalk der Seewen-Formation teilweise reich an Glaukonit (welcher aus der unterliegenden Garschella-Formation aufgearbeitet sein dürfte); deshalb wurde er in der älteren Literatur auch als «Überturrilitenschicht» bezeichnet. Abschnittsweise ist die Seewen-Formation als teils sandig-glaukonitische intraformationelle Brekzie ausgebildet (bis mehrere cm grosse eckige Kalkkomponenten in mikritischer Grundmasse: «Konglomeratischer Seewerkalk»), welche den Götzis-Schichten (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) entsprechen dürfte. Aufgrund planktonischer Foraminiferen kann die Seewen-Formation der Urmiberg-Schuppe ins frühe Turonien bis Coniacien datiert werden (BOLLI 1944).

In der Aubrig-Schuppe (Chilentobel, ca. 2 km östlich von Euthal) ist die Seewen-Formation in typischer Ausbildung und in einer Gesamtmächtigkeit von 85 m aufgeschlossen (HANTKE 1961) und dürfte aufgrund eines weiter östlich gelegenen Profils am Ufer des Wägitalersee in Cénomaniën bis Coniacien fallen (BOLLI 1944). Die Basis der Seewen-Formation wurde im Chilentobel zudem detailliert bio- und chemostratigraphisch ($\delta^{13}\text{C}$ -Werte an Karbonatgesamtgesteinsproben) untersucht, wobei die Cénomaniën/Turonien-Grenze nachgewiesen werden konnte (WESTERMANN et al. 2010, s.a. WOHLWEND et al. 2015 für eine leicht abweichende stratigraphische Interpretation).

Paläogen

e₄₋₅ **Bürgen- und Wildstrubel-Formation** Lutétien – ?Bartonien

Am Südostabhang des Urmibergs (dem Nordostende der helvetischen Randkette der Rigi-Region, welche am westlichen Kartenrand noch auf das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg reicht) steht nach HEIM (1908b) über kretazischer Seewen-Formation 15–20 m praktisch fossilleerer, leicht kalkiger Glaukonitsandstein an, welcher mit einer 1,5 m mächtigen, sehr fossilreichen (Assilinen, Discocyclinen sowie Muscheln und Nummuliten) Lage abschliesst («Bürgengrünsand», «Assilinengrünsand», das früh-lutétische Scharti-Member der Bürgen-Formation sensu MENKVELD-GFELLER et al. 2016). In diesem fossilreichen Glaukonitsandstein fand HEIM (1908b) ein 10 cm langes rötliches Graniteröll («typischer Habkerngranit»). Bereits zu Heims Zeiten nur vereinzelt aus der Gasnarbe hervortretender, feinkörniger, glimmer- und glaukonitreicher Sandstein im Hangenden des Grünsandsteins dürfte ebenfalls noch zum Scharti-Member gehören.

Im Gebiet des westlich anschliessenden Atlasblatts Rigi (HANTKE 2006) tritt im Hangenden der Bürgen-Formation noch das 10–40 m mächtige Tierberg-Member («Hohgant-Schiefer») der Wildstrubel-Formation auf. Obwohl das Tierberg-Member anstehend nicht angetroffen wurde, wird davon ausgegangen, dass es auch im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg (am Südostabhang des Urmibergs) noch in Form von feinsandigem, schiefbrigem Mergel auftritt.

e₆ **Stad-Formation** Priabonien

Hellgrauer, blassgrün-gelblich anwitternder glimmerreicher Tonmergel bildet das Hangende der glaukonitisch-sandig-kalkig ausgebildeten Bürgen- und Wildstrubel-Formation am zumeist bewaldeten und grasbewachsenem Südosthang des Urmibergs westlich von Schwyz. Dieser globigerinenreiche, wahrscheinlich überwiegend priabone Tonmergel wurde während langer Zeit im Steinbruch Nägeli nördlich der ARA entlang der Muota zur Zementherstellung abgebaut.

INTERNE EINSIEDELN-SCHUPPEN

Die Internen Einsiedeln-Schuppen erstrecken sich unter der Talebene von Schwyz (Seewen-Formation, erbohrt bei Koord. 2691 022/1207 127) über die Aufschlüsse östlich von Ibach nach Tschaibrunnen bei Schwyz. Von dort verlaufen sie weiter unter den beiden Mythen hindurch zur Haggenegg. Danach ziehen sie über das Zwäckentobel nördlich des Furgelenstocks zum Gschwändstock, um dann über Unteriberg und den Karenstock und das obere Sihltal das Kartengebiet zu

verlassen. Ein isoliertes exotisches Element stellt das Vorkommen nordöstlich von Mythenbad dar, das zwischen der Schlieren- und der Klippen-Decke eingeschoben ist.

Obwohl die Internen und die Externen Einsiedeln-Schuppen durch vergleichbare Formationen aufgebaut werden, sind die Internen Einsiedeln-Schuppen deutlich komplexer aufgebaut und enthalten zusätzliche Gesteinseinheiten, die den Externen Einsiedeln-Schuppen fehlen. Während die Externen Einsiedeln-Schuppen häufig eine Repetition der Abfolge Amden-Formation–Euthal-Formation–Stad-Formation (inkl. Burg-Sandstein) unter gelegentlicher Einschuppung kleiner Flyschvorkommen darstellen, sind die Internen Einsiedeln-Schuppen vor allem im Gebiet Gschwändstock–Unteriberg sehr komplex aufgebaut. Die einzelnen Nummulitenkalkvorkommen sind zerrissen und weisen häufig keinen Zusammenhang mehr auf. Dies führte dazu, dass im ohnehin schlecht aufgeschlossenen Gebiet (Feuchtgebiete, Rutsch- und Sackungsmassen) südlich des Gschwändstocks bis nach Unteriberg Amden- und Stad-Formation nebeneinander auftreten können. Da sie lithologisch im Feld nicht zuverlässig voneinander unterschieden werden können, wurde in diesem Gebiet die «Grundmasse» aus Amden- und Stad-Formation dort, wo sich nicht sicher über Altersbestimmungen (Nannoplankton) identifiziert werden konnte, als tektonisches Melange dargestellt.

Tektonisches Melange: überwiegend Amden-Formation, untergeordnet Euthal- und Stad-Formation, seltener Iberg-Melange und Flyschanteile

Kreide

c₉ Seewen-Formation
?Turonien, ?Coniacien

Seewen-Formation tritt in den Internen Einsiedeln-Schuppen oberflächlich aufgeschlossen einzig bei Koord. 2694 755/1208 765, nordöstlich von Mythenbad, unter dem Gross Mythen auf. Die höhere der beiden Schuppen ist als markante steile Geländekante aufgeschlossen. Es handelt sich um hellbeigen bis hellgrauen, knorrigen mikritischen Kalk. Aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung sind die mergeligen Zwischenlagen oft ausgequetscht.

Seewen-Formation, die wahrscheinlich ebenfalls den Internen Einsiedeln-Schuppen angehört, wurde in der Talebene von Schwyz bei den Koord. 2691 022/1207 127 in 22 m Tiefe erbohrt.

c₁₀₋₁₁ Amden-Formation
mittleres Coniacien–frühes Campanien

Dunkel- bis rauchgraue, oft ziemlich kalkreiche, seltener sandige Amden-Formation bildet die Basis einer jeden Schuppe der Externen Einsiedeln-Schup-



Fig. 11: Leicht nach Südwesten einfallende Amden-Formation nördlich der Stirn der Drusberg-Decke (somit wahrscheinlich den Internen Einsiedeln-Schuppen angehörend), im Unterlauf des Surbrunnenbachs (Glastobel), Koord. 2701450/1211980. Die Basis der Abfolge konnte mittels Nannoplankton als spätes Coniacien datiert werden. Foto D. Kälin 2020.

pen. In den Internen Einsiedeln-Schuppen bildet sie deren Hauptanteil, vor allem im Gebiet zwischen dem Gschwändstock und der Front der Drusberg-Decke, wo eine extreme tektonische Anhäufung von Amden-Formation vorliegt.

Die maximal erhaltene Mächtigkeit (als einzelne Schuppe) liegt zwischen 30 und 80 m. Aufgrund ihrer Mikrofauna (u.a. Globotruncanen) stellte KUHN (1972) die Amden-Formation der Einsiedeln-Schuppen in die mittlere Späte Kreide (Santonien). Für das Atlasblatt Ibergereggen vorgenommene Altersbestimmungen mittels Nannoplankton ergaben Alter von mittlerem Coniacien bis frühem Campanien (s. Tab. 2 im Anhang).

Makrofossilien sind nicht allzu selten, jedoch oftmals nur schlecht erhalten. Neben häufigen (teils nesterweise auftretenden) und bis zu einigen cm grossen Exemplaren der Muschel *Inoceramus* sp., sind rostrot erhaltene Seeigel (*Micraster* sp.) mehrfach gefunden worden (ROLLIER 1912, D. Letsch, unpubliziert). Bedeutend seltener sind pectinide Muscheln sowie teilweise pyritisiert erhaltene winzige Gastropoden (Vertreter der Lilliput- oder Zwergfauna, welche weiter östlich typisch sind für Teile der Amden-Formation, ROLLIER 1912).



Fig. 12: Westseite des Gschwändstocks (Butziflue) bei Koord. 2699 150/1213 370. Die Felswand besteht an der Basis aus schuttbedeckter Amden-Formation, darüber folgt die Steilwand der kalkig ausgebildeten Wang-Formation und als Abschluss Kalk der Euthal-Formation.
Foto D. Kälin 2021.

c₁₂₋₁₃ **Wang-Formation** Campanien – Maastrichtien

Aufgrund bereits primärer Faziesverteilungen tritt die Wang-Formation nur in den Internen Einsiedeln-Schuppen in Erscheinung (STACHER 1980). Dabei handelt es sich (beispielsweise im Gebiet Gschwändstock, 4–5 km westlich von Unteriberg, Fig. 12) um 30–40 m mächtigen grauen schiefrigen Kalk, oftmals sandig und Glaukonit führend, welcher sich zwischen die liegende Amden-Formation und den hangenden eozänen Nummulitenkalk einschaltet. Sehr geringmächtige fragliche Wang-Relikte wurden von JEANNET (1935) auch aus den Externen Einsiedeln-Schuppen erwähnt, wiesen aber gemäss mikropaläontologischer Untersuchungen santone Alter auf und sind somit deutlich älter als die spätkretazische (Campanien – Maastrichtien) Wang-Formation (KUHN 1972).

Paläogen

Nach der allgemeinen und lang anhaltenden Subsidenz des helvetischen Schelfs während weiten Teilen des Juras und der Kreide, welche speziell während der Späten Kreide zu einer zunehmenden Vertiefung des Ablagerungsraums führte (z.B. die pelagische Seewen-Formation oder die hemipelagische Amden-Formation), setzte im frühen Paläogen eine sukzessive von Südosten nach Nordwesten vorrückende temporäre Verflachung und teilweise Trockenlegung des Schelfs ein. Diese von TRÜMPY (1973) als «paleozäne Restauration» bezeichnete Tendenz führte zu einer nach Nordwesten, d.h. in distaler Richtung, zunehmenden Schichtlücke an der Basis der flachmarinen paläogenen Abfolgen des entstehenden Vorlandbeckens der werdenden Alpen (BOUSSAC 1912, HERB 1988). ALLEN et al. (1991) und CRAMPTON & ALLEN (1995) interpretieren die «paleozäne Restauration» und die sie begleitende Schichtlücke als Ausdruck der wandernden Aufwölbung, welche sich im externen Bereich eines durch orogene Lasten sich absenkenden Vorlandbeckens bildet, die so genannte Vorlandbeule oder «foreland bulge/forebulge». Dadurch kam es zur Ausbildung eines temporären, schmalen karbonatischen Schelfs, welcher im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge durch die Euthal-Formation repräsentiert ist. Diese dokumentiert mehrere Zyklen eines sich vertiefenden und wieder verflachenden Schelfmeeres, was durch Überlagerung gradueller, tektonisch bedingter Subsidenz und globaler (eustatischer) Meeresspiegelschwankungen erklärt werden kann (ALLEN et al. 2001, KEMPF & PFIFFNER 2004). Durch weiteres Vorrücken der beckenbildenden orogenen Last (die werdenden Alpen, der «orogene Keil»), wanderte die Vorlandbeule weiter nach Nordwesten. Auf ihrer internen Seite setzten nun wiederum tiefmarine Verhältnisse ein, wie bereits vor der «paleozänen Restauration». Im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge wird dies durch das abrupte Ende des durch die Euthal-Formation dokumentierten Karbonatschelfs bekundet, welcher während der Ablagerung des Steinbach-Members der Bürgen-Formation ertränkt wurde und dessen scharfe Obergrenze sequenzstratigraphisch eine drowning unconformity darstellt. Bei den darüber folgenden Ablagerungen handelt es sich aber nicht um hemipelagischen und pelagischen Kalk und Kalkmergel wie vor der Restauration, sondern um teils Glimmer und Sand führenden Mergel (Stad-Formation) sowie schliesslich tiefmarine Sandstein-Mergel-Abfolgen (Flysch), welche zum Teil noch von externeren Teilen des Vorlandes, vor allem aber aus dem orogenen Keil selbst beliefert wurden. Diese Abfolge (flachmariner Kalk, tiefmariner Mergel und turbiditischer Sandstein) ist ein typischer Wesenszug entstehender Vorlandbecken (SINCLAIR 1997); sie bereitete den Boden für das spätere flachmarine und terrestrische Vorlandbecken, welches teilweise in den Schichten der Subalpinen Molasse im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge erhalten ist. Dass diese ideale, von SINCLAIR (1997) propagierte Entwicklung dem paläogenen nordalpinen Vorlandbecken nicht gänzlich gerecht wird und dass lokale Faktoren eine wichtige Rolle spielten, wird durch das im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge

egg auftretende Spirstock-Member (s.S.40) sehr schön illustriert (LETSCH & KIEFER 2017).

e₃ **Euthal-Formation** spätes Thanétien – frühes Lutétien

Für die Schichtabfolge der Euthal-Formation der Internen Einsiedeln-Schuppen wird auf die ausführliche Beschreibung im Abschnitt Externe Einsiedeln-Schuppen verwiesen. Generell kann die dort beschriebene Schichtabfolge, wenn auch oftmals nicht so vollständig, in beiden Einsiedeln-Schuppen nachvollzogen werden. Für Detailbeschreibungen der einzelnen Gebiete sei auf die ausführlichen Arbeiten von JEANNET et al. (1935), LEUPOLD (1942) und W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003) verwiesen.

Die besten Aufschlüsse von Euthal-Formation finden sich am Gschwändstock nordwestlich von Oberiberg.

Altersmässig fällt die ganze Abfolge der Euthal-Formation in den Zeitraum des späten Paleozäns (Chruterer Member: spätes Thanétien bis möglicherweise frühes Yprésien) bis ins frühe mittlere Eozän (oberster Abschnitt des Nummulitenkalks: frühes Lutétien, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Diese Datierungen basieren auf den reichlich vorhandenen Grossforaminiferen (s. Fig. 13).

e₄₋₆ **Stad-Formation**

Die Stad-Formation besteht im Gebiet der Internen und Externen Einsiedeln-Schuppen ausschliesslich aus monotonem, grau-grünlich, teils fast schwarzem, teilweise gelb anwitterndem Mergel, welcher aufgrund seines Reichtums an v.a. planktonischen Foraminiferen auch als «Globigerinenmergel» bezeichnet wurde. Die Stad-Formation setzt mit scharfer Grenze über dem «Oberen Grünsand» bzw. der Steinbach-Fossilschicht der liegenden Euthal- bzw. Bürgen-Formation (wo vorhanden) ein.

«Blockmergel»-Fazies

Ein von D. Letsch neu entdeckter Aufschluss (Abrissnische) nordwestlich von Stöckweid (Unteriberg, Koord. 2701 825/1213 115) zeigt z.T. geschichteten, gelblichen, grünlichen, grauen bis schwarzen siltigen Tonstein mit bis kopfgrossen Geröllen (Fig. 14). Letztere sind eckig oder kaum angerundet und bestehen aus grünsandähnlichen Gesteinen und plattigem Sandstein. Brekzienartige Lagen enthalten auch aufgearbeitete eckige Komponenten aus Silt- und Tonstein.

Das Alter des Tonsteins wurde von E. de Kaenel als Bartonien (NP 17) bestimmt. Aufgrund des deutlich höheren Alters kann die «Blockmergel»-Fazies von Stöckweid nicht mit der «Blockmergel»-Fazies des Spirstock-Members korreliert werden.



Fig. 13: Fossilreiche Euthal-Formation vom Höchgütsch westlich von Unteriberg (Koord. ca. 2702 680/1213 220. Links Muscheln führender Grünsandstein, rechts typischer, an Grossforaminiferen reicher Nummulitenkalk. Bildbreite links ca. 20 cm. Foto D. Kälin 2021.



Fig. 14: Aufschluss in «Blockmergel»-Fazies der Stad-Formation bei Koord. 2701 825/1213 115 westlich von Unteriberg. Der dunkle Tonstein enthält kaum angerundete Gerölle bis Kopfgrösse. Foto D. Kälin 2021.

e_{6B} Burg-Sandstein

An vereinzelt Stellen der Externen Einsiedeln-Schuppen (teilweise auch ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Ibergeregg, s. Atlasblatt Einsiedeln), ist im Dach der Stad-Formation ein kalkig ausgebildeter Sandstein bzw. Sandkalk entwickelt, für welchen FREI (1963) den Namen Burg-Sandstein eingeführt hat (nach der Lokalität Burg östlich des Lauerzersees, Koord. 2690 425/1211 260, s. S. 26).

Von den Internen Einsiedeln-Schuppen erwähnt FREI (1963) einzig ein fragliches Vorkommen nördlich der Mythen (Haggenegg, FREI 1963).

Bei Kontrollbegehungen im Sommer 2021 im Gebiet des Gschwändstocks konnte im Hangenden der Stad-Formation an mehreren Stellen eine sehr sandige Gesteinseinheit festgestellt werden. Diese ist sehr schlecht aufgeschlossen, es liess sich kein Aufschluss mit frischem Gestein finden. Aufgrund ihrer Lage im Hangenden der Stad-Formation wird diese sandige Abfolge provisorisch dem Burg-Sandstein zugeschlagen.

F_I Flysch (? Wägital-Flysch)

Westlich von Chliseebli (südwestlich des Gschwändstocks) erschliesst eine ca. 200 m lange markante Abrissnische den anstehenden Fels (ca. Koord. 2698 875/1212 855). Bei diesem handelt es sich um gut gebankten kalkigen Sandstein, z.T. mit viel Pflanzenhäcksel, in Wechsellagerung mit grauem schiefrigem Mergel (Fig. 15). Im tieferen Anteil dieser Abfolge überwiegt der Mergelanteil. Gegen Norden wird das schuppenartige Vorkommen von Amden-Formation abgeschnitten; die südliche und östliche Begrenzung ist aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht erkennbar.

Zwei Proben (Ib12b u. Ib27, s. Tab. 2 im Anhang) aus mergeligen Abschnitten ergaben jeweils ein Bartonien-Alter. Aus diesem Grund wird diese Abfolge mit Vorbehalt als oberster (jüngster) Anteil des Wägital-Flyschs betrachtet. Es würde sich somit um ein aus dem liegenden Wägital-Flysch in die Internen Einsiedeln-Schuppen eingeschupptes Vorkommen handeln.

IBERG-MELANGE

F_{Ib} Iberg-Melange

Das Iberg-Melange besteht aus tektonischen Mischgesteinen, aufgebaut aus sowohl helvetischen als auch penninischen Elementen (BAYER 1982, TRÜMPY 2006). Wie nachfolgend genauer ausgeführt, können neben Elementen, welche eindeutig aus benachbarten grösseren und zusammenhängenden Einheiten stammen (namentlich Wägital- und Schlieren- bzw. Surbrunnen-Flysch sowie helvetische Elemente wie Amden- oder Stad-Formation) auch mindestens zwei sedimentäre



Fig. 15: Wechsellagerung von gut gebanktem kalkigem Sandstein und grauem schiefrigem Mergel (?Wägital-Flysch) westlich von Chliseebli (Koord. ca. 2698 875/1212 855).
Foto A. Baumeler 2020.

Vorläufer-Melanges (sog. Olisthostrome), d.h. sedimentär in eine feinkörnige Matrix eingelagerte Grobkomponenten (v.a. Blöcke, s. Fig. 17 bis 22), identifiziert werden. Letztere werden seit BACHMANN (1863) traditionell als exotisch bezeichnet, wobei dieser Begriff hier in einem doppelten Sinne zu verstehen ist. Einerseits handelt es sich um Elemente, welche nicht mehr in ihrem ursprünglichen Schichtverband bzw. nicht mehr in ihrer ursprünglichen Formation liegen (was der international gebräuchlichen Definition von exotisch entspricht, z.B. RAYMOND 2019). Andererseits beinhalten sie Lithologien sowohl sedimentären als auch magmatischen Ursprungs, welche teils ausschliesslich als sedimentäre Komponenten (Blöcke) in diesen Vorläufer-Melanges bekannt sind und nicht direkt mit anderen Einheiten in den Alpen korreliert werden können (u.a. HEIM 1907, 1909, CORNELIUS 1924). In diesem Abschnitt sollen nur diese exotischen Elemente beschrieben werden. Für die Beschreibung der nicht-exotischen Bestandteile des Iberg-Melanges wird auf die jeweils entsprechenden anderen stratigraphischen Abschnitte verwiesen.

Festzuhalten ist, dass es sich bei diesen exotischen Lithologien, obgleich teilweise fazielle Ähnlichkeiten durchaus bestehen, nicht direkt um solche aus der heute noch erhaltenen Klippen-Decke handelt (s. u.a. FREI 1963, TRÜMPY 2006).

Im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg sind zwei hypothetische, exotische sedimentäre Vorläufer-Melanges (Olisthostrome) unterschieden worden, welche als Isentobel- und Roggenegg-Assoziation (d.h. eine virtuelle Schichtreihe eines heute nicht mehr existierenden Liefergebiets) im Sinne von BAYER (1982) und TRÜMPY (2006) bezeichnet werden. Tektonisch sind diese beiden aber oftmals so intensiv miteinander vermengt (beispielsweise im Surbrunnentobel), dass eine Unterscheidung kaum möglich bzw. fraglich ist. Im Folgenden werden daher die einzelnen Elemente beider Olisthostrome nicht gesondert besprochen, sondern stattdessen in Matricelemente und Blöcke unterteilt. Dieses Vorgehen ist umso gerechtfertigter, als namentlich die einstige Matrix des Olisthostroms mit Komponenten der Roggenegg-Assoziation oftmals nicht aufgeschlossen oder praktisch vollständig durch spätere Erosion entfernt worden ist, wodurch die exotischen Blöcke heute als isolierte Körper beispielsweise in ansonsten aufschlussfreiem Wiesengelände (z.B. Roggenegg) liegen. Die von BAYER (1982) und TRÜMPY (2006) vorgeschlagene sedimentäre Verknüpfung dieser Blöcke mit dem Surbrunnen-Flysch ist zudem im Hinblick auf die Aufschlussverhältnisse im Jahr 2020, beispielsweise in den Bächen zwischen Roggen und Roggenegg oder im Surbrunnentobel, nicht als zwingend anzusehen. Dort zeigen die wenigen Aufschlüsse mit Blöcken, welche noch in ihrer Matrix liegen, dass diese in unmittelbarer Nähe der Blöcke aus einer vermutlich sedimentären, meist fast monomikten Grobbrekzie besteht. Diese Brekzienhüllen liegen aber vermutlich nicht primär im ansonsten eher feinkörnigen und dünnbankigen Surbrunnen-Flysch, sondern scheinen von farbigem Tonstein vom Typus «Rinderbach-Schichten» (s.u.) umgeben zu sein, wobei dieser Kontakt kaum Scherflächen und Rutschspiegel aufweist und somit als primär sedimentär gedeutet werden kann (s.a. Fig. 20). Der Kontakt zum seitlich anschliessenden Surbrunnen-Flysch ist sehr abrupt, stark zerschert und scheint somit eher tektonischer Natur zu sein. Diese Interpretation wird zudem durch das Fehlen grober und mächtiger Sandstein- oder gar Brekzienbänke im Surbrunnen-Flysch unterstützt, welche mit den fast monomikten Grobbrekzien verglichen werden könnten.

Die exotische Matrix des Iberg-Melanges besteht meist aus blass grünlich-grauem, seltener dunkelgrauem bis fast schwarzem sowie teils intensiv rot und grün gefärbtem, lagenweise siltig-sandigem Tonstein, schiefrigem Tonstein und Mergel. Diese sind oftmals stark deformiert und weisen somit das «Wildflysch»-typische knittrig-knorrige Erscheinungsbild auf (s. Fig. 41). Lokal stecken in dieser pelitischen Matrix eckige, teils entkalkte Feinsandsteinblöcke (Typus «Ölquarzit», WINKLER 1983), bei welchen es sich vermutlich um komplett zerscherte Überreste ursprünglich normalstratigraphisch eingelagerter Sandsteinbänke handeln dürfte («tektonische Gerölle», Scherlinge oder «Phakoide»).

Altersmässig kann namentlich der intensiv rot und grün gefärbte Mergel bis schiefrige Tonstein aufgrund seiner kalkigen Nannofloren ins späte Campanien/frühe Maastrichtien bis frühe Eozän gestellt werden (BAYER 1982). Eine neue Nannoplankton-Datierung an schwarzem Mergel des Surbrunnentobels er-



Fig. 16: Rötlicher und grünlicher Mergel mit hellen Karbonatkonglomeraten («Rosso-Ammonitico»-Fazies) im Iberg-Melange des Surbrunnentobels. Alter: vermutlich Bajocien. Koord. ca. 2700 210/1207 250. Foto D. Letsch 2020.

gab zudem ein mittel-coniacisches Alter (wobei es sich hierbei aber auch um Mergel der helvetischen Amden-Formation handeln könnte). BAYER (1982) korrelierte die intensiv rot und grün gefärbten Anteile der feinkörnigen exotischen Matrix des Iberg-Melanges mit den nordpenninischen «Rinderbach-Schichten» aus der Region von Amden (s. FUNK et al. 2020), für welche bislang keine Datierungen vorliegen, von HERB (1962) aber aufgrund lokalgeologischer Befunde als prä-mittelcé-nomanien taxiert wurden. Im Folgenden werden die Iberger Vorkommen als «Rinderbach-Schichten» bezeichnet.

Als Besonderheit tritt zudem im Surbrunnentobel eine mehrere Meter mächtige Abfolge von graugrünem bis rotem Mergel auf, welcher lagenweise reichlich Kalkknollen von maximal einigen cm Durchmesser führt (s. Fig. 16). Die Kalkknollen wachsen teils zu eigentlichen dünnen Kalkbänken zusammen und können in der Kombination mit ihrer roten Mergelmatrix optisch kaum von Vertretern der so genannten «Rosso-Ammonitico»-Fazies unterschieden werden (D. Bernoulli, schriftl. Mitt. 2021). Dieser pelagische Faziestyp ist u.a. aus dem Frühen Jura der Südalpen, des Apennins sowie Griechenlands bekannt (BERNOULLI & JENKINS 1974), tritt vereinzelt aber auch in mittel- bis spätjurassischen sowie kretazischen Abfolgen (u.a. im penninisch-ostalpinen Übergangsbereich der Nördlichen Kalk-

alpen) auf (D. Bernoulli, schriftl. Mitt. 2021). Eine Nannoplankton-Datierung ergab v.a. mittelmiozäne Formen (Bajocien) neben einigen ganz wenigen kretazischen und eozänen Formen. Letzere könnten durch rezente Verunreinigungen (durch Bachwasser in Haarrisse eingespültes Feinmaterial) erklärt werden, wodurch ein mittelmiozänes Alter wahrscheinlich würde (D. Bernoulli, schriftl. Mitt. 2022). Anlässlich einer geologischen Exkursion 1962 wurden zudem Ammoniten des Bajocien in schwarzem Mergel wenig oberhalb des grossen Aptychenkalk-Blocks gefunden (LEUPOLD 1967). Alternativ müsste es sich tatsächlich um ein sehr spätes, post-mesozoisches Wiederauftreten dieser Tiefwasserfazies handeln, was wenig wahrscheinlich, aber nicht gänzlich auszuschliessen ist.

Neben diesen vorherrschend feinkörnigen Fazies können auch mittel- bis grobkörnige Brekzien beobachtet werden (namentlich im Surbrunnentobel und in den Bachgräben von Roggen), welche gewisse der exotischen Blöcke zu umhüllen scheinen (s. o. und Fig. 20) und meist praktisch monomikt sind. Vorherrschend handelt es sich hierbei um komponentengestützte Brekzien mit Komponenten aus «Aptychenkalk» (s. u.), Calpionellen führendem Kalk, Dolomit und/oder vermutlich untertriassischem Quarzsandstein sowie Fetzen von «Rinderbach-Schichten» (BAYER 1982, TRÜMPY 2006). Die Feldbefunde (Fazies, Fehlen von tektonischen Bewegungsflächen, Geröllspektren usw.) legen nahe, dass es sich hierbei effektiv um ursprünglich sedimentäre, teils aber vielleicht tektonisch induzierte (fault scarp) Brekzien und nicht um eigentliche tektonische Reibungsbrekzien (wie beispielsweise von HEIM 1911 vermutet) handelt. Insbesondere ergeben sich grosse Ähnlichkeiten zu grobklastischen Begleitfazies submariner Gleitblöcke, welche in der neueren Literatur zu marinen Massentransportfazies als frontal breccias, basal shear zones oder basal breccia carpets bezeichnet werden und auch zur Erklärung der grossen Transportdistanzen von bis zu mehreren Kilometern von teils riesigen Gleitblöcken herangezogen werden (z.B. ALVES 2015). Aus den jüngsten in diesen Brekzien erhaltenen Elementen («Rinderbach-Schichten», s. BAYER 1982) kann auf ein vermutlich früh- bis mitteleozänes Ablagerungsalter geschlossen werden, wobei ein jüngerer Alter theoretisch nicht auszuschliessen ist.

Im Feld bedeutend auffälliger und daher auch in der Literatur besser dokumentiert sind die exotischen Blöcke. In Anbetracht ihrer Vielfalt und der umfangreichen Literatur werden hier nur einige besonders prominente Beispiele (ihrem Alter entsprechend aufsteigend) hervorgehoben. Für weiterführende Informationen sei namentlich auf QUEREAU (1893), JEANNET (1941), TRÜMPY (1956, 2006), FREI (1963) und BAYER (1982) verwiesen. Die ausführlichste und genaueste Darstellung der Blockvorkommen ist nach wie vor die Kartierung 1:25 000 von QUEREAU (1893), obgleich er gewisse exotische Fazies noch nicht erkannt hat bzw. seine Zuordnungen teils nicht mehr aktuell sind. Zudem ist festzuhalten, dass offensichtlich ein beträchtlicher Teil der von QUEREAU (1893) dokumentierten Blöcke heute nicht mehr existiert. Es ist davon auszugehen, dass sie im Zuge von «Säuberungsaktionen» eliminiert wurden.



Fig. 17: Exotischer Block (?triassischer Quarzsandstein) im Iberg-Melange der Alp Roggen, Koord. ca. 2703 375/1208 955. Foto D. Letsch 2020.

Mutmasslich *triassischer Quarzsandstein* ist relativ häufiger Bestandteil des Iberg-Melanges. Er tritt oftmals aber nur im Bachschutt (beispielsweise im Chöpfen- und Surbrunnentobel) auf und wurde von früheren Bearbeitern teils dem Eozän der helvetischen Unterlage zugewiesen (s. Diskussion im entsprechenden Abschnitt zur Stad-Formation S. 45). Neben massigen bis dickbankigen Varietäten können oftmals auch kreuzgeschichtete Varianten beobachtet werden. Der schönste und vermutlich noch einigermaßen in situ befindliche Block dieser Lithologie liegt zusammen mit einigen weiteren kleineren Exemplaren wenig östlich der Roggenegghütte (Fig. 17). Weitere analoge Quarzsandsteinblöcke ragen allenthalben aus dem sumpfigen Wiesland zwischen Roggenegg und Roggenhütte hervor bzw. können in den diversen kleinen Bachgräben dieser Gegend beobachtet werden. Diese oftmals ziemlich grobkörnigen, partienweise mikrokonglomeratischen Quarzsandsteine weisen teils Spuren duktiler Deformation auf (TRÜMPY 2006) und könnten sowohl faziell als auch stratigraphisch mit der Frühen Trias der Pré-alpes médianes rigides der Westschweiz (namentlich den Quarzsandsteinen von Chalex im Rhonetal, s. JEANNET & RABOWSKI 1912) verglichen werden.



Fig. 18: Exotischer Block (Torrent-de-Lessoc-Formation, «Argovien noduleux») im Iberg-Melange der Alp Roggen, Koord. ca. 2703 255/1209 000. Foto D. Letsch 2020.

Vermutlich ebenfalls *triassischer Gips* tritt im oberen Surbrunnentobel auf. Er wurde trotz seiner generellen Geringmächtigkeit (HEIM 1911 erwähnt maximale Mächtigkeiten von rund 2 m) auf der Karte verzeichnet (s. auch QUEREAU 1893 und FREI 1963). Die Gipslagen sind mit grauem und grünem tonigem Mergel, «leimern-ähnlichem» Kalk (s.u.) mit grossen, grobporigen Globigerinen des Paläogens (FREI 1963) sowie Elementen der Internen Einsiedeln-Schuppen (HEIM 1911 erwähnt Assilinen führenden Mergel) vermengt. Es dürfte sich hier somit ebenfalls um ein tektonisches Melange handeln. Aufgrund von Vergleichen mit anderen Gebieten (beispielsweise den ausgedehnten Gipsvorkommen von Glaubenbielen im Gebiet von Blatt Sörenberg) vermutet BAYER (1982) für diese Gipsvorkommen allerdings keine exotische, sondern eher eine südhelvetische bis allenfalls ultrahelvetische Herkunft. TRÜMPY (2006) ordnet sie hingegen der exotischen Roggenegg-Assoziation zu. Der Gips vom Surbrunnentobel ist für die gleichnamige Schwefelquelle verantwortlich. Weitere vergleichbare Quellen (zu erwähnen ist v.a. die Berggeistquelle im Laucherentobel) im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen können als Hinweise für weitere, oftmals nicht oberflächlich anstehende Gipsvorkommen im Iberg-Melange betrachtet werden.



Fig. 19: Grosser «Aptychenkalk»-Block im Iberg-Melange des Surbrunnentobels, Koord. 2700 557/1212 297, ca. 1150 mü.M. Foto ETH-Bibliothek.

Im Bachgraben gerade nördlich der Roggenegghütte liegt eine grössere Blockgruppe von blassrötlichem bis hellgrau-weissem, teils knolligem Kalk mit gelegentlichen Aptychen, Belemniten sowie Querschnitten von Ammoniten (s. Fig. 18). TRÜMPY (2006) verglich diese spätjurassische Lithologie mit dem «Argovien noduleux» (Marbres de la Vernaz) der *Préalpes médianes plastiques*, welches heute zur *Torrent-de-Lessoc-Formation* gezählt wird.

Als «Aptychenkalk» wird seit alters her die sowohl zahlen- als auch volumenmässig häufigste Lithologie der exotischen Blöcke im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge bezeichnet (QUEREAU 1893, FREI 1963, BAYER 1982, TRÜMPY 2006). Hierbei handelt es sich um weissen bis schwach grünlichen mikritischen Kalk, welcher oftmals Chertknollen führt. In Dünnschliffen können verkalkte Radiolarien, pelagische Crinoiden, Calpionellen sowie die meist reichlich vorhandenen namensgebenden Aptychen beobachtet werden. Der Fossilinhalt lässt auf ein spätjurassisches bis frühkretazisches Alter schliessen. Neben den zahlreichen kleineren «Aptychenkalk»-Blöcken, welche sowohl anstehend als auch im Bachschutt vorkommen, ist insbesondere der riesige, mehrere Tausend Kubikmeter grosse Block im Surbrunnentobel (s. o. und Kapitel Tektonik sowie Fig. 19 u. 20 und HEIM 1911, FREI



Fig. 20: Randbereich des grossen «Aptychenkalk»-Blocks im Surbrunnentobel (Koord. 2700 557/ 1212 297, ca. 1150 m ü. M., Blickrichtung auf die linke Bachseite). Von rechts nach links erkennbar: «Aptychenkalk», rund 1–2 m Brekzienhülle mit ausschliesslich Komponenten aus «Aptychenkalk» in einer tonig-siltigen Matrix, zerscherter bunter Tonstein der «Rinderbach-Schichten» und schliesslich zerscherter «Surbrunnen-Flysch» (jüngster Anteil des Schlieren-Flyschs). Foto D. Letsch 2021.

1963 sowie insbesondere BAYER 1982) zu erwähnen. Des Weiteren ein plattiger, schichtparalleler, rund 15–20 m langer Block in einem Bachgraben bei Roggen (Koord. ca. 2703 145/1208 480) sowie ein ebenfalls sehr grosser anstehender Block im Chöpfentobel (Koord. ca. 2701 835/1206 850). Letzterer wurde von QUEREAU (1893) als «Malmkalk der Klippen-Decke» kartiert, eine Interpretation als exotischer Block scheint aber aus sowohl faziellen als auch lokalgeologischen Gründen plausibler. Ebenfalls als «Aptychenkalk»-Blöcke anzusprechen ist vermutlich die Gruppe von Blöcken aus mikritischem Kalk südöstlich von Hertenboden (Unterberg) bei Koord. 2701 760/1213 170. Sie befinden sich wenig nördlich der Überschiebungsgrenze der Internen Einsiedeln-Schuppen auf die Wägital-Decke, ihre Unterlage besteht somit wahrscheinlich aus Wägital-Flysch, so dass sie wohl als Erosionsrelikte betrachtet werden müssen.

Etwas anders gartet als die sonstigen Blöcke sind teils grössere Pakete grauen und grünlichen, selten auch roten schiefrigen Mergels und Mergelkalks (beispielsweise im Laucherentobel), welche mit der feinkörnigen Matrix des Iberg-Melanges teils zu verschmelzen scheinen, vermutlich aber tektonische Schollen darstellen. Diese meist paleozänen bis früheozänen, seltener spätkretazischen (Campanien bis Maastrichtien) Schichten werden von TRÜMPY (2006) mit den «*Leimeren-Schichten*» der Typlokalität bei Beatenberg (BAYER 1982) verglichen. Inwiefern oder ob überhaupt die von TRÜMPY (2006) auch kartographisch ausgedehnten Schollen von «*Leimeren-Schichten*» in der Unterlage der Iberger Klippen mit den kalkig ausgebildeten Partien der Matrix des Iberg-Melanges (z.B. die fraglichen «*Rinderbach-Schichten*» im Surbrunnentobel, s. o.) zusammenhängen, ist unklar. In der Karte sind die bescheidenen Vorkommen nicht eingetragen.

Kristalline Blöcke sind bedeutend seltener anzutreffen und sind fast ausschliesslich von relativ bescheidener Dimension. Neben weissem und grünem, oft flaserigem Granit und Granodiorit tritt u.a. auch gebänderter oder knotiger Muskovit- und Zweiglimmergneis, grüner Quarzphyllit und Muskovit führender Quarzit auf (TRÜMPY 2006). Im Granodiorit können teils auch aplitische bis pegmatitische Gänge beobachtet werden, welche abgesehen von kleineren Versätzen entlang diskreter Brüche kaum deformiert sind (s. Fig. 21). Der bekannte Habkern-Granit mit roten Kalifeldspäten scheint im Gebiet der eigentlichen Iberger Klippen zu fehlen (TRÜMPY 2006), wird aber aus dem Bachschutt des Surbrunnentobels vermeldet (QUEREAU 1893, FREI 1963). Bemerkenswert ist das vollständige Fehlen ophiolithischer Blöcke. Neben den kristallinen Blöcken selber bilden oftmals fast ausschliesslich aus kristallinen Komponenten (nur selten können auch sedimentäre Bestandteile wie z.B. Kalk oder Sandstein beobachtet werden) bestehende Brekzien und Konglomerate sehr auffällige Blöcke, welche vor allem im Isen- und im Surbrunnentobel beobachtet werden können (s. Fig. 22 sowie QUEREAU 1893, BAYER 1982, TRÜMPY 2006). Neben grob- bis feinkörnigem, muskovitreichem Granit, feinkörnigem Paragneis und Glimmerschiefer, können unter den Brekzien- und Konglomeratkomponenten auch feinkörnige, grünliche Gesteine (Vulkanite?)



Fig. 21: Granodiorit-Block, vermutlich noch mehr oder weniger in situ im Iberg-Melange steckend. Man beachte den dextral entlang einer Bruchfläche etwas versetzten Aplit-Gang. Surbrunnentobel, linker Talhang, Blick nach Nordwesten, Koord. ca. 2700 410/1212 365. Foto D. Letsch 2021.



Fig. 22: Submarines Bergsturz-Kristallinkonglomerat (Isentobel-Assoziation) im Iberg-Melange des Isentobels. Koord. ca. 2699 720/1208 030). Foto D. Letsch 2020.

ausgemacht werden. Bei diesen Brekzien und Konglomeraten dürfte es sich um olisthostromartige Massensedimentationseinheiten handeln, welche primär in den mutmasslich tiefmarinen Ablagerungsraum der «Rinderbach-Schichten» gelangt sind und bei späteren tektonischen Bewegungen zerschert und zu tektonischen Blöcken, Schollen und Linsen überprägt worden sind. Sie wären genetisch somit vermutlich mit den oben beschriebenen, mehrheitlich jedoch aus sedimentären Komponenten aufgebauten Brekzienhüllen gewisser sedimentärer exotischer Blöcke zu vergleichen. BAYER (1982) korreliert die Kristallinbrekzien und -konglomerate mit dem bekannten Bolgen-Konglomerat der spätkretazischen bis eozänen Junghansenschichten der nordpenninischen Feuerstätter Decke des Allgäus und Vorarlbergs (CORNELIUS 1924, OBERHAUSER 1980). Ähnlichkeiten mit den teils sehr groben Konglomeraten der nordpenninischen Niesen-Decke sind ebenfalls nicht von der Hand zu weisen (TRÜMPY 2006).

Das Iberg-Melange ist derzeit am besten im Surbrunnentobel aufgeschlossen, hier befindet sich auch der bekannte riesige «Aptychenkalk»-Block (Fig. 19, Koord. 2700 557/1212 297). Das ganze Gesteinsspektrum des Iberg-Melanges ist zudem im Bachschutt beobachtbar.

Vereinzelte Aufschlüsse befinden sich in der Unterlage des Roggenstocks (s. o. u. TRÜMPY 2006). Ein neuer Aufschluss mit buntem Tonstein («Rinderbach-Schichten») und einem Kristallinblock wurde wenig westlich von Unteriberg bei Koord. 2702 562/1212 965 entdeckt.

Im Horatsblätztobel (westlich von Oberiberg) treten im Bachschutt und z.T. in den Tobelhängen grosse Blöcke (vor allem Brekzien und Konglomerate) auf, die keiner bestimmten Gesteinsinformation zugeordnet werden konnten. Die Lithologie und das gehäufte Auftreten dieser auffälligen Blöcke lassen vermuten, dass an dieser Stelle evtl. das Iberg-Melange nahe der Oberfläche auftritt. Die Aufschlussverhältnisse sind aber sehr bescheiden, weshalb dieses Vorkommen nicht als gesichert gelten kann.

In der Karte eingetragen, aber ebenfalls als nicht gesichert zu betrachten ist das Vorkommen im Zwäckentobel. STAMMBACH (1988) verzeichnet dort «Wildflysch» (Habkern-Melange). Aufgrund seiner Beschreibung könnte es sich um Iberg-Melange handeln, aber auch dort sind die Aufschlussverhältnisse derzeit zu schlecht, um das Vorkommen bestätigen zu können.

Abschliessend sei hier kurz auf die mögliche paläogeographische Verortung der exotischen Blöcke im Iberg-Melange eingegangen (für weiterführende Diskussionen sei wiederum auf BAYER 1982 und TRÜMPY 2006 verwiesen). Wie bereits oben ausgeführt, lassen sich die meisten Fazies der exotischen Blöcke (die hypothetische Roggenegg-Assoziation sensu TRÜMPY 2006) nicht eins zu eins mit Fazies bekannter grösserer tektonischer Einheiten vergleichen. Allerdings bestehen doch teils beträchtliche Affinitäten zum externen Bereich der Briançonnais-Schwelle sowie dem daran anschliessenden Subbriançonnais, d.h. dem ursprünglichen Ablagerungsraum der *Préalpes médianes plastiques*. Frühere Bearbeiter (namentlich QUEREAU 1893 und JEANNET 1941) haben denn auch oft gar nicht zwischen den exotischen Blöcken und der Klippen-Decke im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg unterschieden. Generell scheint die Roggenegg-Assoziation aber pelagischer ausgebildet zu sein, was sich besonders deutlich bei den weitverbreiteten, spätjurassischen bis frühkretazischen «Aptychenkalken» äussert; dieser Fazies entsprechen altersmässig der meist flachmarine Sulzfluh-Kalk der Klippen-Decke. TRÜMPY (2006) schlägt daher vor, die Roggenegg-Assoziation einem heute nicht mehr erhaltenen distalen Teil des Subbriançonnais zuzuordnen, verweist aber auch auf die Plausibilität der Annahme einer weiteren, eigenständigen Schwellenzone im nordpenninischen Raum, wie u.a. von BAYER (1982) postuliert. Beide Lösungsansätze würden sich auch plausibel mit der mutmasslichen Herkunft von Teilen der exotischen Matrixanteile des Iberg-Melanges (nordpenninische «Rinderbach-Schichten» sowie kristallinreiche Konglomerate und Brekzien, welche mit dem nordpenninischen Bolgen-Konglomerat der Feuerstätter-Decke sowie ähnlichen Konglomeraten der ebenfalls nordpenninischen Niesen-Decke vergleichbar sind) verbinden lassen. Problematisch bleibt in diesem Kontext das häufige Auftreten vermutlich frühtriassischen Quarzsandsteins unter den exotischen

Blöcken; diese erinnern stark an den Quarzsandstein von Chalex in den Préalpes médianes rigides, d.h. einer stratigraphischen Einheit, die nicht vom Nord-, sondern vom Südrand der Briançonnais-Schwelle stammt. Allerdings verweist bereits TRÜMPY (2006) auf die teilweise duktil-tektonische Überprägung jener Lithologie, was auf eine Herkunft aus einer anderen tektonischen Einheit hindeuten könnte. Zudem ist triassischer Quarzsandstein weit verbreitet und kommt auch im nordpenninischen Raum vor.

Es kann festgehalten werden, dass das Iberg-Melange neben südhelvetischen Bestandteilen v.a. penninische Flysche (Schlieren- und Surbrunnen-Flysch) und sehr wahrscheinlich auch mittel- bis nordpenninische exotische Elemente enthält.

PENNINIKUM

UNTERPENNINIKUM

Die unterpenninischen Einheiten werden durch zwei Flysch-Serien gebildet. Die tiefer liegende Einheit gehört zum Schlieren-Flysch. Sie bildet im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg den östlichen Abschluss einer langgezogenen Flysch-Decke, die von den französischen Voirons bis zum Gurnigel am Thuner See die Front der Préalpes markiert und sich gegen Nordosten auf helvetischem Untergrund bis in die Innerschweiz fortsetzt (WINKLER 1983).

Die zweite, höher liegende Einheit, der Wägital-Flysch, ist durch tektonische Einschiebung helvetischer Einheiten vollständig vom Schlieren-Flysch getrennt. Der Wägital-Flysch erstreckt sich vom Lauerzersee weiter gegen Osten bis ins Wägital.

Wägital- und Schlieren-Flysch weisen in der Alterszuweisung, der mineralogischen Zusammensetzung und den Schwermineralspektren grosse Ähnlichkeiten auf (WINKLER et al. 1985). Sie wurden vermutlich ursprünglich im gleichen Trog abgelagert. Eigenheiten in den Schwermineralspektren und Abweichungen in den Strömungsmarken zeigen allerdings, daß die beiden Flyschzonen aus unterschiedlichen Gebieten mit terrigenem Material beliefert wurden (WINKLER et al. 1985). Eine Trennung der beiden Einheiten erfolgte erst im Rahmen späterer tektonischer Aktivitäten.

Eine zusammenfassende Beschreibung der penninischen Flysche findet sich in den Erläuterungen zu den Atlasblättern Nr. 137 Alpnach (FUNK et al. 2013) und Nr. 148 Schüpflheim (SCHLUNEGGER et al. 2016).

WÄGITAL-DECKE

Wägital-Flysch

Der Wägital-Flysch bildet eine grosse, zusammenhängende Südwest–Nordost streichende Zone über das gesamte Blattgebiet. Die Gesteine zeigen eine normalliegende Serie mit kretazischen Gesteinen im Norden und paläogenen Anteilen im Süden.

Kreide

F_{wk} Wechsellagerung von hell- bis rostbraunem mittel- bis grobkörnigem Sandstein, Feinkonglomerat und braunem Tonstein

STAMMBACH (1988) stellte im Alptal drei Lithotypen fest; in abnehmender Häufigkeit sind dies:

- hellgrau- bis beigefarbige siltig-sandige schiefrige Lagen mit einer Mächtigkeit bis zu 8 m.
- grauer Mergel mit Einlagerung von feinkörnigen, bis 5 cm dicken Sandsteinbänken. Dieser Typus kann eine Mächtigkeit bis zu 10 m aufweisen.
- Wechsellagerung von hell- bis rotbraunem, mittel- bis grobkörnigem Sandstein und Mikrokonglomeraten mit braunem Mergel. Die Sandsteinbänke haben eine Mächtigkeit bis 20 cm; gradierte, laminierte Schichtung ist häufig zu beobachten, Schrägschichtung selten.

Der kretazische Wägital-Flysch liegt im Norden als Hangendes auf folgenden tektonischen Einheiten:

- Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe: Seewen, Bohrungen beim Bahnhof; nicht sicher bestätigt, kein Aufschluss
- Externe Einsiedeln-Schuppen: Seewen, Burg
- Subalpine Molasse: Mostelberg–Nüssellstock
- Externe Einsiedeln-Schuppen: Chli Amslen–Hummel, Rossweid–Sattelchöpfli
- Aubrig-Schuppe: Chalberstock–Chrummflue

Die Gesteine sind in der Regel schlecht aufgeschlossen. Gute Aufschlüsse finden sich vor allem in Bacheinschnitten. Ein zusammenhängendes Profil kann in der Grosser Runs studiert werden (s.a. Fig. 23); bei Ijenschatten ist auf der westlichen Talseite des Grossbachs der tektonische Übergang von den Externen Einsiedeln-Schuppen in die ältesten Teile des Kreideflyschs aufgeschlossen. Ebenfalls in der Grosser Runs kann auf dem Weg zwischen Ober Tris – Schneiliwald – Ober



Fig. 23: Kreidezeitlicher Wägitäl-Flysch am Ausgang Grosser Runs südlich von Gross (Koord. 2699 960/1216 930). Foto A. Baumeler 2020.

Heitliboden der Bereich der Kreide-Paläogengrenze studiert werden. Dieses Profil ist nicht durchgehend, es zeigt aber einige gute Aufschlüsse entlang der Strasse. Alter: Campanien–spätes Maastrichtien (WINKLER et al. 1985).

Paläogen

F_{wp} Wechsellagerung von grünlichem bis dunkelgrauem Tonstein mit braunem feinkörnigem Sandstein und bräunlich beigem Kalk

STAMMBACH (1988) stellte im Alptal zwei Lithotypen fest; in abnehmender Häufigkeit sind dies:

- grünlicher und dunkelgrauer Tonstein und grauer bis brauner Mergel in Wechsellagerung mit graubraunen, oft gradierten Sandsteinbänken von 2–50 cm Mächtigkeit. Den Sequenzabschluss bilden oft beigefarbene Alberese-Kalke.
- grauer Mergel mit Einlagerung von feinkörnigen, bis 5 cm dicken Sandsteinbänken. Dieser Typus kann eine Mächtigkeit bis zu 10 m aufweisen.

Die Bänke sind vielfach zerrissen und in Phakoide aufgelöst; nur mächtigere Bänke (>1 m) erscheinen durchgehend. Selten bestehen die eingelagerten gröberklastischen Bänke aus grünlichen, fettig glänzenden Quarziten vom Charakter der «Ölquarzite» (FREI 1963).

Im Allgemeinen zeigen die paläogenen Teile des Wägital-Flyschs einen höheren Anteil an mergeligen Gesteinen im Vergleich zu den kretazischen Gesteinen (s.a. Fig. 24).

Untergrenze: der paläogene Wägital-Flysch geht im Norden kontinuierlich in den kretazischen Wägital-Flysch über: Oberuzenberg – Näbekenfirst – Hirzenstock – Chalberstöckli – Spital – Schlegwald – Unteriberg, Rietli.

Obergrenze: Der Wägital-Flysch grenzt im Süden als Liegendes an folgende tektonische Einheiten:

- Interne Einsiedeln-Schuppen: Schwyz, Tschütschi – Nätschhöchi, Haggeneegg
- Interne Einsiedeln-Schuppen (oder Drusberg-Decke?): Brunni, Gspaa – Unter Erbboden – Brunni, Zwäckentobel – Gross Sebli
- Interne Einsiedeln-Schuppen: Butziflue – Hertenboden – Unteriberg
- Drusberg-Decke: Karenstock

Die Gesteine sind in der Regel schlecht aufgeschlossen. Brauchbare Aufschlüsse finden sich vor allem in Bacheinschnitten (Zwäckentobel, Plattentobel). Ein grösseres zusammenhängendes Profil kann im Plattentobel studiert werden. Alter: Danien – Lutétien (NP1 – NP16, WINKLER et al. 1985).



Fig. 24: Aufschluss in paläogenem Wägital-Flysch nördlich von Unteriberg (Schlegwald, Koord. 2702 920/1214 060). Foto A. Baumeler 2020.

Bei den Koord. 2701 695/1213 136 nordwestlich von Stöckweid (Unteriberg) wurde ein mergeliger Abschnitt innerhalb des jüngsten Wägital-Flyschs mittels Nannoplanton datiert (s. Tab. 2 im Anhang), als Alter resultierte NP16 (Bartonien).

SCHLIEREN-DECKE

Schlieren-Flysch

Der kretazische Schlieren-Flysch tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg nur in einem relativ kleinen Gebiet auf: Ober Altberg – Schijnloch – Rossblätz – Isentobel – Ölberg – Ober Chruthüttli – Windegg – Laucherenchappelen – Spirstock.

Der paläogene Schlieren-Flysch tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg in zwei Gebieten auf, die durch eine schmale Lücke auf der Passhöhe Ibergeregg räumlich getrennt sind:

- Das grössere, westliche Vorkommen erstreckt sich von Rickenbach bei Schwyz – Zwischenmythen – Schwarzstock – oberer Teil des Zwäckentobels – Furggelenstock – Brünnelistock – Chloterli.
 - Das östliche Gebiet zieht sich als offener Ring um: Unter Chruthüttli – Prästenburg – Chli Schijen – Schijenloch – Inner Schnabel – Cholplatz – Düchelstuel.
- Östlich des Chäswaldtobels sind keine Gesteine des Schlieren-Flyschs mehr zu finden.

Kreide

F_{SK} Wechsellagerung von schiefrigem Mergel und grobem Kalksandstein sowie feinkörnigem Kalk («Alberese-Kalk»), z.T. mit polymikten Konglomeratlagen

Es können zwei Faziesypen unterschieden werden: zum Einen eine pelitische Folge von glimmerreichem Sandstein und gelblich anwitterndem Kalk («Flysch mit Alberese-Kalken»), zum Anderen ein Flysch mit grobklastischen Bänken («Flysch mit polygenen Brekzien»). Die beiden Typen bilden aber keine in sich getrennten Einheiten: polymikte Brekzienlagen finden sich auch im «Flysch mit Alberese-Kalken» und Einschaltungen von Alberese-Kalk im «Flysch mit polygenen Brekzien» (TRÜMPY 2006).

Der «Flysch mit Alberese-Kalken» stellt die Hauptmasse des Kreideflyschs. Er besteht aus siltigem schiefrigem Mergel mit Einlagerungen von feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinbänken. Die Mächtigkeit der Bänke beträgt 10–30 cm. Oft kann auf Schichtflächen Pflanzenhäcksel beobachtet werden; Chondriten und andere Lebensspuren sind häufig, Helminthoiden fehlen. Die Korngrössenverteilung ist oft bimodal, Quarz- und selten Feldspatkörner meist 0,1 mm, einige deutlich grösser, neben Hellglimmer bis zu 50% Biotit; oft Glaukonit. Die Sandsteinbänke weisen unvollständige Bouma-Zyklen auf. Im schiefrigen Mergel und im Dach eines Turbidit-Zyklus finden sich Bänke von 5 bis 25 cm Mächtigkeit von hell gelbbraun anwitterndem Kalzilutit («Alberese-Kalk» oder Hellstätter Kalk), untergeordnet fahlgrünem tonigem Mergel mit «Ölquarziten» und grobkörniger, polymikter Sandstein wie im «Flysch mit polygenen Brekzien». Anschliffe zeigen kleine Globigeriniden und Globotruncanen; FREI (1963) fand *Globotrucana cf. arca*, *G. stuarti* und *G. lapparenti*.

Der «Flysch mit polygenen Brekzien» enthält schiefrigen Mergel, quarzreichen Sandstein, «Ölquarzit» und «Alberese-Kalk». Eingeschaltet sind polymikte Brekzien- bis Konglomeratlagen. Diese enthalten Komponenten aus Granit, Mikropegmatit, Glimmerquarzit, Dolomit, feinkörnigem Kalk, Sandstein, Sandkalk und Kalkarenit mit Quarz- und Feldspäten. Die kalkarenitische Matrix ist teilweise erhalten, teilweise weggelöst.

Untergrenze: Unterlagert wird der kretazische Schlieren-Flysch von paläogenem Schlieren-Flysch (Schijnloch, Cholplatz, Unter Chruthüttli, Prästenburg) und Einheiten der Drusberg-Decke (Laucherenchappelen).

Obergrenze: Im Hangenden des kretazischen Schlieren-Flyschs finden sich Gesteine der Klippen-Decke (Chli Schijen), der Arosa-Decke (Hudelschijen, Windegg, Laucherenstöckli) sowie der Roggenstock-Mördergruebi-Decke (Gross Schijen).

Die am wenigsten gestörte Partie des kretazischen Schlieren-Flyschs ist im Oberlauf des Isentobels aufgeschlossen: oberhalb von Kote 1400 m ü. M. liegt eine Wechsellagerung von dunkelgrauem Mergel mit fein- und grobsandigem Kalkarenit und Kalksandstein. Mengenmässig halten sich kompetente und inkompetente Lagen ungefähr die Waage. Die Sandsteinbänke zeigen oft eine orangebraune bis gelbbraune Anwitterungsfarbe.

Der «Flysch mit polygenen Brekzien» ist auf der Windegg sowie im Gipfelbereich des Spirstocks aufgeschlossen.

Paläogen

F_{SP} Wechsellagerung von grobem Kalksandstein und schiefrigem Mergel (Glimmer, Nummuliten und Discocyclinen führend)

Der paläogene Schlieren-Flysch tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen in zwei Gebieten auf, die durch eine schmale Lücke auf der Passhöhe Ibergereggen räumlich getrennt sind:

- Das grössere westliche Vorkommen erstreckt sich von: Rickenbach bei Schwyz – Zwischenmythen – Schwarzstock – oberer Teil des Zwäckentobels – Furggelenstock – Brünnelistock – Chloterli.
- Das östliche Gebiet zieht sich als offener Ring um: Unter Chruthüttli – Prästenburg – Chli Schijen – Schijenloch – Inner Schnabel – Cholplatz – Düchelstuel.

Östlich des Chäswaldtobels sind keine Gesteine des Schlieren-Flyschs mehr zu finden.

Die Hauptmasse des paläogenen Schlieren-Flyschs im Kartengebiet besteht aus grau-bräunlichem schiefrigem Mergel mit grünen schiefrigen Tonsteinlagen von 1–5 cm Mächtigkeit. Eingelagert finden sich in absteigender Häufigkeit Kalksandstein, Sandkalk, Kalkarenit, «Ölquarzit» und polymikte Brekzie. Die kompetenten Lagen sind oft linsenförmig verteilt und seltener als zusammenhängende Bänke eingelagert (FREI 1963). Neben Quarz ist Feldspat (5–50%) vertreten, Glimmer und Glaukonit fehlen oft. Lithoklasten sind häufig: Dolomit, seltener Kalk und dazitische Vulkanite.

Der Kalksandstein wittert meist orangebraun bis gelbbraun an und ist im frischen Bruch gelblich bis graubraun. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich 1 mm, selten bis 5 mm. Er enthält häufig Nummuliten, seltener Discocyclinen und Operculinen (FREI 1963). Von R. Frei bestimmte Nummuliten (*N. deserti*, *N. praecursor*, *N. pernotus* und *N. silvanus*) stammen meist aus dem untersten linken Seitenbach des Isentobels.

Der Sandkalk wittert beigebraun bis rotbraun an und ist im frischen Bruch grau. Die Bänke zeigen häufig graded bedding, wobei die Korngrössen meist von 0,2 bis ca. 1 mm variieren; oft sind gut ausgebildete flute casts an den Basisflächen zu beobachten. An Fossilien erwähnt FREI (1963) grosse grobporige Globigerinen.

Beim «Ölquarzit» handelt es sich um grünlich braun anwitternden, im Bruch olivgrünen, fettig glänzenden Quarzit (FREI 1963).

Die polymikte Brekzie enthält Komponenten aus Calpionellenkalk, orange-gelb anwitterndem Dolomit, Kalkarenit, Sandkalk, Quarzit, Granit und Spilit. Die Korngrösse übersteigt selten 1 cm (FREI 1963).

Untergrenze: Unterlagert wird der paläogene Schlieren-Flysch grösstenteils von Einheiten der Drusberg-Decke sowie der Internen Einsiedeln-Schuppen (Tschaibrunnen).

Obergrenze: Im Hangenden finden sich Gesteine der Klippen-Decke (Mythen, Rotenflue), der Roggenstock-Mördergruebi-Decke (Gross Schijen), der Arosa-Decke (Oberwandli, Buoffengaden) und des kretazischen Schlieren-Flyschs (Schijenloch, Cholplatz, Ober Chruthüttli, Prästenburg, Ober Altberg).

Gut aufgeschlossen sind die Gesteine des paläogenen Schlieren-Flyschs im Zwäckentobel, Wüestwaldtobel und Horatsblätzobel. Ein zusammenhängendes Profil kann im Isentobel studiert werden (FREI 1963).

MITTELPENNINIKUM

KLIPPEN-DECKE

STÄGLERENEGG-BRÜNNELISTOCK-SCHUPPEN

Zwischen den mehr oder weniger zusammenhängenden Klippengruppen von Mythen-Rotenflue im Westen und den eigentlichen Iberger Klippen (Schijen - Mördergruebi - Roggenstock) im Südosten schalten sich im Bereich Ibergeregg - Brünnelistock - Zwäcken einige versprengte Klippenrelikte ein. Diese erreichen oftmals bloss die Grösse von Blöcken oder Blockgruppen, werden hier aber aufgrund ihrer Fazies nicht als exotische Blöcke im Iberg-Melange, sondern als Überreste der mittelpenninischen Klippen-Decke interpretiert. Sie sind insofern bemerkenswert, als dass sie im Gegensatz zu den Mythen und der Rotenflue (mit Ausnahme der oberen Rotenflue-Schuppe, FELBER 1984) nicht dem nördlichen,

d.h. externen Faziesbereich der Briançonnais-Zone (Préalpes médianes plastiques), sondern dem internen Bereich der Préalpes médianes rigides zuzuordnen sind (TRÜMPY 2006). Insbesondere die Mini-Klippe der Zwäckenalp spielte zudem eine wichtige Rolle bei der Korrelation der schweizerischen Klippen-Decke mit den beinahe identischen Ablagerungen der westalpinen Vanoise und dem Briançonnais, welche sich während der 1950er-Jahre nach langem Disput langsam Bahn brach (ELLENBERGER 1952, 1958).

Trias

t_R Beigegraue Rauwacke, weisslich-grünlich grau anwitternder mittelkörniger Quarzsandstein

Entlang des teils sumpfigen, aus Schlieren-Flysch gebildeten Grats, welcher von der Ibergereggen gegen den Brünnelistock ansteigt, finden sich Ansammlungen von Rauwacke und Quarzsandsteinblöcken. Die beigegrauen Rauwackeblocke führen u.a. auch fremdartige Kalkkomponenten, welche auf eine zumindest partiell tektonische Entstehung der Rauwacke hindeuten könnten. Bei den Quarzsandsteinblöcken handelt es sich um weisslich bis grünlich grau anwitternden mittelkörnigen Quarzsandstein mit teilweise rötlichen Quarzkörnchen. Vergleichbarer Quarzsandstein findet sich auch im Iberg-Melange auf der Roggenegg (um Pkt. 1566 m, s. S. 61) und wurde teils dem helvetischen Eozän zugeordnet. Allerdings scheinen mehr Verwandtschaften mit der Frühen Trias der Préalpes médianes rigides zu bestehen (namentlich dem Quarzsandstein von Chalex im Rhonetal, s. JEANNET & RABOWSKI 1912), wozu auch die Assoziation mit Rauwacke (den «Cornieules inférieures» der Préalpes médianes rigides) gut passen würde.

t_S Saint-Triphon-Formation («Diploporen-Kalk») mittleres–spätes Anisien

Entlang des teils bewaldeten Grats, welcher vom Brünnelistock gegen die Alpwirtschaft Zwäcken hinunterzieht (der «Zweckenstock» bei QUEREAU 1893), treten teils zusammenhängende, teils in einzelne Blöcke und Blockgruppen zerfallene Felsmassen auf, welche erstmals von STUTZ (1890) erwähnt und als «weisser Jurakalk» mit den Felsmassen der Mythen verglichen wurden. Dabei handelt es sich um dunkelgrauen, hellgrau anwitternden, teils dolomitischen Kalk mit unregelmässig begrenzten Fetzen und Nestern (im cm- bis dm-Massstab) eines gelblichen, leicht bituminösen Kalks (Fig. 25). Er führt teils verkieselte Kalkalgen (Diploporen, u.a. *Diplopore annulatissima* und *Physoporella praealpina*), Crinoiden und Brachiopoden (u.a. *Tetractinella trigonella*), welche eine Alterszuweisung in die Mittlere Trias (mittleres–spätes Anisien) erlauben (QUEREAU 1893, ELLENBERGER 1958, FELBER 1984, BAUD 1987). Faziell und altersmässig lässt sich dieser



Fig. 25: Saint-Triphon-Formation («Diploporen-Kalk», mittleres–spätes Anisien) der Zwäcken-Schuppe (Zwäckenalp). Koord. 2697 725/1208 905, ca. 1510 m.ü.M. Foto D. Letsch 2020.

«Diploporen-Kalk» gut mit der Mittleren Trias der Giswiler Klippen (HUGI 1900, VONDERSCHMITT 1923, MOHLER 1966) sowie der Saint-Triphon-Formation der westschweizerischen *Préalpes médianes rigides* (BAUD 1987, BAUD et al. 2016) verglichen (d.h. mit dem «alpinen Muschelkalk»). Zudem wurde anlässlich einer Exkursion im Jahre 1950 vom damals führenden Kenner der westalpinen Vanoise, François Ellenberger, die äusserst frappante sowohl lithologische als auch paläontologische Übereinstimmung des «Diploporen-Kalks» der Zwäckenalp mit dem «Deuxième Niveau à Diploporidées» der Vanoise festgestellt (ELLENBERGER 1958, S. 189).

Mit der Saint-Triphon-Formation vergesellschaftet finden sich auf Zwäcken sehr selten auch vereinzelte kleine Blöcke eines weinroten, blassrötlich grau anwitternden Kalkmergels, welcher bislang in der Literatur nicht erwähnt wurde und keine Makrofossilien geliefert hat. Alter und Herkunft bleiben somit offen, möglich

wäre eine Herleitung aus mergeligen Intervallen der Mittleren und Späten Trias der Klippen-Decke.

t_D Gips, gelber Dolomit und Rauwacke («Karpathischer Keuper»)

Am Nordfuss der Rotenflue um Kote 1480–1500 m.ü.M. lassen einzelne Lesesteine und mehrere Dolinen auf das Vorkommen von Gips, in Verbindung mit gelbem Dolomit und Rauwacke, schliessen. Die Gipsvorkommen dürften die stratigraphisch ältesten Gesteine der «Obertrias» darstellen. Die beiden Triasvorkommen an der Stäglerenegg sind, soweit überhaupt beurteilbar, vergleichbar mit denjenigen der Mythen (s.u.).

Jura

I Braun anwitternder, im Bruch dunkelgrauer spätig-sandiger Kalk mit feinkonglomeratischen Lagen mit gelbem Dolomitdetritus («Mittellias» der Stäglerenegg)

Nördlich der Rotenflue liegen zwei seit langem bekannte isolierte «Lias»-Vorkommen unklarer tektonischer und paläogeographischer Stellung. Auf der Nordostseite der Rotenflue ragt aus dem mit Hangschutt bedeckten Flysch ein 10 m hoher markanter Felskopf hervor (Koord. 2696 250/1208 930, 1480 m.ü.M.), bestehend aus einem braun anwitternden, im Bruch dunkelgrauen spätig-sandigem Kalk mit feinkonglomeratischen Lagen mit gelbem Dolomitdetritus. Denselben Kalk findet man auch im Rutschgebiet des Staatswaldes 200–300 m weiter westlich, hier allerdings sehr stark verwittert und in einzelne kleinere Blöcke aufgelöst.

Die genannten Vorkommen enthalten eine reiche Makrofauna aus Muscheln (*Lima* sp., *Pecten* sp., *Rhynchonella* sp., *Gryphaea cymbium*), Brachiopoden (*Terebratula* sp., *Waldheimia* sp.), Crinoiden (*Pentacrinus* sp.), Belemniten («*Belemnites paxillosus*») und Ammoniten («*Ammonites lineatus*»), welche von STUTZ (1890) entdeckt und von TRAUTH (1908) paläontologisch bearbeitet und als «Mittellias» eingestuft wurde. Eine Neubearbeitung dieser im Naturhistorischen Museum Basel aufbewahrten interessanten und reichen Fauna steht bis heute aus (s. Fossiliste in SMIT SIBINGA 1921, S. 11 f.).

i₅-c₁ Sulzfluh-Kalk («Malmkalk»)

Fraglicher Sulzfluh-Kalk kann ebenfalls entlang des Südgrats des Brünnelstocks sowie teils auch entlang seines Westgrats beobachtet werden. Es handelt sich dabei um wenig auffälligen grauen, teils mikritischen, teils sparitischen Kalk, welcher am ehesten mit dem Sulzfluh-Kalk der Klippen-Decke verglichen werden kann.

MYTHEN-ROGGENEGG-SCHUPPE

Die Mythen-Roggenegg-Schuppe umfasst die Gesteine der Klippen-Decke der beiden Mythen, der Unteren Rotenflue-Schuppe und der eigentlichen Iberger Klippen (Schijen-Mördergruebi-Roggenstock).

Trias**t_n Gips, gelber Dolomit und Rauwacke («Karpathischer Keuper»)**

Die Gesteine der «Obertrias» an der Basis der Klippen-Decke sind tektonisch stark beansprucht, so dass deren primäre Mächtigkeit nur grob auf etwa 60 m geschätzt werden kann.

Zwischenmythen-Mergel

Am Südwest- und Nordwestfuss des Grossen Mythen sowie westlich des Passes von Zwischenmythen besteht die «Obertrias»-Abfolge aus 25–35 m mächtigem grünlichem bis violettgrauem feinsandigem, Glimmer führendem Zwischenmythen-Mergel («Equiseten-Mergel», Pflanzenmergel), darüber folgt 20–25 m gelber gebankter Dolomit wechsellagernd mit buntem schiefrigem dolomitischem Mergel.

Im Zwischenmythen-Mergel fand KAUFMANN (1877, S.13) neben kohligem Pflanzenhäcksel folgende Landpflanzen, welche von HEER (1877) bestimmt und als typisch für Keuper eingestuft wurden: *Equisetum triphyllum* HEER und *Equisetum mytharum* HEER, ferner einen Insektenflügel (*Chauliodites helveticus* HEER). Von derselben Lokalität erwähnt STUTZ (1890) *Equisetum columnare*. Ein neuer Pflanzen führender Aufschluss mit gut erhaltenen Resten von *Equisetum* sp. wurde am Fussweg 130 m südwestlich von Pkt. 1437 m auf Kote 1385 m ü.M. entdeckt. Im Hasliwald (Koord. 2694 825/1208 840; 1120 m ü.M.) fand LIENERT (1957, S. 10) im Schutt eine weitere typische Pflanze des Keupers, *Pterophyllum longifolium*.

Der beste Aufschluss durch die Schichtreihe der «Obertrias» findet sich in der Runse nördlich von Pkt. 1230 m am Westfuss des Grossen Mythen (Koord. 2694 510/1209 480). Ein weiterer isolierter Aufschluss von «Obertrias» liegt unterhalb des Nordostfusses des Grossen Mythen im Fussweg von Gspaa nach Holzegg (Koord. 2695 560/1209 900; 1280–1300 m ü.M.), wo grünlicher und rotbrauner Pflanzenmergel und gelber Dolomit mit Rauwacke aufgeschlossen sind.

In den Iberger Klippen treten charakteristische Trias-Gesteine, abgesehen von ab und zu auftretenden Rauwacken teils unterschiedlicher Provenienz (Klippen-Decke oder Blöcke im Wildflynch), westlich des Chli Schijen sowie an der Süd- und Ostseite der prominenten Felskanzel östlich des Laucherenstöcklis (Laucherenkreuz) auf (TRÜMPY 2006). Es handelt sich dabei um teils weinroten, teils grauen, dunkel- bis giftgrünen schiefrigen Tonstein mit Bänkchen von gelbem

Dolomit, Dolomitmergel, dünnplattigen gelben Dolomit, Rauwacke und grünen Sandstein. Faziell und altersmässig können diese Abfolgen gut mit den Vorkommen von Zwischenmythen verglichen werden.

Jura

Zwischen den Ablagerungen der «Obertrias» im Liegenden und dem mächtigen «Malmkalk» im Hangenden sind am Kleinen und Grossen Mythen zwei Formationen des Doggers in einer Gesamtmächtigkeit von 20–50 m entwickelt. Die Formationsgrenzen zur «Obertrias» und zum «Malmkalk» sind scharf ausgebildet und entsprechen bedeutenden Schichtlücken.

i₂ Gibel-Formation Bathonien

Für die bräunlich anwitternden, sandig-detritischen Spatkalke, Oolithe und lokalen Konglomerate des «Oberen Doggers» der Zentralschweizer Klippen-Decke wurde von FELBER (1984) die Gibel-Formation eingeführt, mit drei Schichtgliedern (Musenalp-Schichten, Gibel-Schichten und Rämsi-Konglomerat), welche im Wesentlichen lateralen Fazieswechseln entsprechen. Da die drei Schichtglieder nirgends in einem einzigen Profil vorkommen, wurde die Gibel-Formation mit einem Typusprofil und zwei Referenzprofilen definiert. Namegebendes Typusgebiet ist die Alp Gibel (1166 m ü.M.) am Buochserhorn-Westhang. Das Typusprofil der Gibel-Formation und Gibel-Schichten liegt am Stanserhorn-Ostfuss (Profilbasis Koord. 2671 770/1199 460, 720 m ü.M.). Die Mächtigkeit der Gibel-Formation in der Mythengruppe liegt zwischen 5 m und 16 m.

Rämsi-Konglomerat

Das Rämsi-Konglomerat (s. Titelbild der Erläuterungen) ist ein 4–9 m mächtiges, grobklastisches Transgressionskonglomerat mit dicht gepackten Kalk- und Dolomit-Extraklasten, Kristallingeröllen (vorwiegend Rhyolith, sehr selten Gneis) und bis faustgrossen Algenknollen (*Girvanella* sp.). Die Untergrenze ist ein scharfer Kontakt zum gelben Dolomit und zum Mergel der «Obertrias». Die Obergrenze zu den hangenden Gibel-Schichten ist fließend und wird im Dach der höchsten grobonkolithischen bzw. grobkonglomeratischen Lage gezogen. Das faziell interessante Rämsi-Konglomerat ist nur lokal in der nördlichen Mythengruppe (Griggeli-Rämsiseite) entwickelt und fehlt in den übrigen Zentralschweizer Klippen. Der onkolithische Kalk des Rämsi-Konglomerats enthält eine Fossilassoziatio[n] des extrem flachmarinen Milieus (Korallen, Chaetetiden, Stromatoporiden, Bryozoen, Cyanophyceen).

Es wurden bestimmt (FELBER 1984, S. 124ff):

Cladophyllia tenuis KOBY

Calamophyllia radiata (LAMOUROUX)

Actinastrea cf. *delemontana* (KOBY)

Chomatoseris orbulites (LAMOUROUX)

Isastrea sp.

Thamnasteria sp.

Bauneia capri (DE ANGELIS D'OSSAT): häufigster und kennzeichnender Chaetetide im Rämси-Konglomerat

Chaetetes (*Pseudoseptifer*) *chablaisensis* (PETERHANS)

?*Stromatoporellina* sp.

Trichites sp.

Im Dünnschliff sind ferner nachgewiesen:

Trocholina gigantea (PELISSÉ & PEYBERNÈS)

Trocholina palastiniensis HENSON

Protopenneroplis striata WEYNSCHENK

Das Referenzprofil für das nur in der nördlichen Mythen-Gruppe vorkommende Rämси-Konglomerat liegt an der Südostseite des Kleinen Mythen (Profil KM3, Profilbasis Koord. 2695 160/1210 375, 1430 m ü.M.; FELBER 1984, S. 121). Das Rämси-Konglomerat ist benannt nach dem typischen Vorkommen an der sogenannten «Rämсiseite» (ohne Namen auf der Landeskarte), der steilen Südostflanke des Kleinen Mythen, nördlich von Zwischenmythen.

Gibel-Schichten: An der Basis der Gibel-Schichten tritt oolithischer Trocholen-Kalk auf, welcher faziell eng mit dem *Girvanella* führenden Rämси-Konglomerat verknüpft ist. In den Profilen am Grossen Mythen ist darüber ein 4–8 m mächtiges Niveau mit sandig-detritischem Spatkalk entwickelt.

Südlich von Zwischenmythen (Koord. 2694 610/1209 900; 1445 m ü.M.) liegt der nur wenig sandige feinspätige massige Kalk der Gibel-Schichten direkt auf einem von Bohrmuscheln angebohrten Hardgrund im «Obertrias»-Dolomit.

In den Iberger Klippen tritt die Gibel-Formation einzig am Laucherentkreuz (prominente Felskanzel über dem Laucherentobel, ca. 300 m westlich des Laucherentstöcklis) auf (TRÜMPY 2006). Es handelt sich um wenige Meter von gelbgrauem Echinodermen- und Sandkalk mit Quarz- und Dolomitdetritus. Damit verbunden treten Brekzien mit kalkig-quarzsandiger Matrix und teils kantigen, teils gerundeten Karbonatkomponenten (vorwiegend gelber und grauer, feinkörniger Dolomit, seltener grauer Kalk) auf. Diese gleichen dem Rämси-Konglomerat der nördlichen Mythengruppe (Faziestyp B bei FELBER 1984).

Aufgrund der Makrofauna und fazieller Korrelation mit dem «Oberen Dogger» der übrigen Zentralschweizer Klippen kann die Gibel-Formation (Rämsi-Konglomerat, Gibel-Schichten) ins Bathonien eingestuft werden (FELBER 1984).

i₃₋₄

Griggeli-Formation

Calloviens – frühes Oxfordien

Für den Kieselkalk des Calloviens bis frühen Oxfordiens wurde von FELBER (1984) die Griggeli-Formation eingeführt. Die Typuslokalität liegt am Griggeli, einem sehr steilen Übergang zwischen Kleinem Mythen und Haggenspitz (Profilbasis bei Koord. 2694 750/1210 925, 1687 mü.M.). Es werden zwei Schichtglieder unterschieden, der Griggeli-Kondensationshorizont (unten, 0,1–1,0 m mächtig) und der Mythen-Kieselkalk (oben, 15–34 m mächtig).

Der *Griggeli-Kondensationshorizont* bildet eine 0,1–1,0 m mächtige Bank aus dunkelgrauem spätig-kieseligem Kalk, reich an Phosphoritknollen und phosphoritisierten Ammonitensteinkernen, silifizierten Belemniten und Korallen und siliziklastischem Detritus. Er enthält an der Typlokalität eine reiche Ammonitenfauna des frühen bis mittleren Calloviens (Gracilis- bis ?Jason-Zone), welche im Wesentlichen von STUTZ (1890), TOBLER (1899) und SMIT SIBINGA (1921) gefunden und von FELBER (1984, S. 162–167) revidiert wurde. Die Originale liegen in den Sammlungen des Naturhistorischen Museums Basel und der ETH Zürich.

Die Ammonitenfauna repräsentiert eine typische mediterrane Tethys-Fauna mit Phylloceratiden als dominierendem Faunenelement:

Phylloceras cf. *kudernatschi* (VON HAUER)

Calliphylloceras cf. *disputabile* (ZITTEL)

Holcophylloceras cf. *mediterraneum* (NEUM.)

Ptychophylloceras sp.

Sowerbyceras sp.

Lytoceras cf. *adeloides* (KUD.)

Haploceras sp.

Oxycerites subcostarius (OPP.)

Hecticoceras (*Chanasia*) *kuhni* (ELMI)

Hecticoceras (*Chanasia*) cf. *chanasiense* (PARONA & BONARELLI)

Macrocephalites sp.

Oecoptychius refractus (HAAN)

Parapatoceras tuberculatum (BAUGIER & SAUZÉ)

Reineckeia sp.

Binatisphinctes (*Okaites*) sp.

Choffatia (Grossouvria) sp. ex gr. *evexa-sulcifera* MANGOLD
Indosphinctes (Indosphinctes) cf. *choffati* (PARONA & BONARELLI)
Indosphinctes (Elatmites) cf. *cheyensis* (PETITCLERC)

Neben den Ammoniten enthält der Griggeli-Kondensationshorizont zahlreiche Belemniten [*Hibolites* cf. *beyrichi* (OPP.), *Hibolites latesulcatus* (VOLTZ)] und auch eine reiche benthonische Fauna aus Terebratuliden, Seeigeln (*Holectypus* sp., *Collyrites* sp.), Muscheln [*Chlamys dewalquei* (OPP.), *Entolium* cf. *demissum* (PHILL.), *Spondylus* sp., ?*Astarte* sp.] und Einzelkorallen [*Actinastrea* sp., *Montlivaltia numismalis* (D'ORB.)].

Mythen-Kieselkalk

Beim Mythen-Kieselkalk handelt es sich um eine neu eingeführte Bezeichnung für den kieseligen Kalk des Calloviens–Oxfordiens der Zentralschweizer Klippen-Decke (FELBER 1984). Die Benennung erfolgt nach dem typischen Vorkommen an den beiden Mythen. Das Typusprofil liegt am Griggeli-Pass zwischen Haggenspitz und Kleinem Mythen.

Der Mythen-Kieselkalk bildet einen vorwiegend massigen Schichtstoss von 15–34 m Mächtigkeit und besteht aus bräunlich und rau anwitterndem, im Bruch dunkelgrauem feinspätigem Kieselkalk mit Silexkonkretionen. Im Feld ist stets eine Zweiteilung erkennbar in einen mächtigeren unteren Abschnitt aus Kieselkalk mit zahlreichen schichtkonformen Silexknollen und -lagen sowie einen silexfreien oberen Profilabschnitt. Im Dach des Mythen-Kieselkalks ist stets eine markante Anreicherung von detritischem Quarz (bis zu 50%) in teils taschenartigen Vertiefungen und Spalten des Kieselkalks zu beobachten. Am Kleinen und Grossen Mythen ist in den obersten 10–20 cm des Mythen-Kieselkalks ein Brachiopoden-Horizont mit asymmetrischen Rhynchonelliden (*Septaliphoria felberi* SULSER, 2016) und mit Terebratuliden (*Aulacothyris maendlii* SULSER, 2016), Pectiniden und Crinoiden) entwickelt.

Das Alter des Mythen-Kieselkalks kann in den Zeitraum des mittleren Calloviens (ca. Jason-Zone) bis frühen Oxfordiens eingestuft werden, wobei nicht genau bekannt ist, wie viel Zeit die Schichtlücke zwischen dem Dach des Mythen-Kieselkalks und der Basis des «Malmkalks» umfasst.

i₅-c₁ **Sulzfluh-Kalk** («Malmkalk») Oxfordien–Berriasien

Die Klippen der Mythen werden im Wesentlichen aus mächtigem felswandbildendem Sulzfluh-Kalk («Malmkalk») aufgebaut. Es handelt sich um einen massigen, hellgrau bis grau-weisslich anwitternden, im Bruch hell- bis mittelgrauen mikritischen, seltener sparitischen Kalk.

Von WEISS (1949, S. 248ff.) wurde am Grossen Mythen ein vollständiges stratigraphisches Profil des hier über 350 m mächtigen «Malmkalks» aufgenommen und beschrieben. Im unmittelbar Liegenden der Transgressionsfläche der Couches-Rouges-Gruppe ist ein 1 m mächtiger eisenschüssiger feinkörniger, Calpionellen führender Kalk mit limonitischen Adern entwickelt. Darunter folgt die 350 m mächtige Hauptmasse des «Malmkalks», bestehend aus massigem, hell- bis mittelgrauem, feinkörnigem bis dichtem Kalk mit untergeordneten brekziösen Resedimentlagen und einzelnen Korallen. Die untersten 15 m des «Malmkalks» bestehen aus grauem Radiolarien und Schwebecrinoiden führendem mikritischem Kalk. Es handelt sich um neritischen bis pelagischen Kalk mit vereinzelt resedimentierten Korallen. Eigentlicher autochthoner Riffkalk ist nicht entwickelt. Von WEISS (1949) wird der «Malmkalk» des Grossen Mythen aufgrund der im Dünnschliff beobachteten Mikrofauna ins mittlere Oxfordien bis späte Tithonien eingestuft.

Die Untergrenze des dichten hellgrauen massigen «Malmkalks» zur liegenden Griggeli-Formation ist messerscharf ausgebildet und entspricht einer bedeutenden Schichtlücke. An der Rotenflue ist die Untergrenze des «Malmkalks» nicht aufgeschlossen.

An der Rotenflue ist im Liegenden der Sciernes-d'Albeuve-Formation («Neocom»-Plattenkalk) nur der oberste Abschnitt des «Malmkalks» aufgeschlossen. Er reicht hier bis in die Frühe Kreide hinauf und besteht aus einer grobbankigen Abfolge von grauem dichtem onkolithischem Kalk, welcher eine reiche Tintinniden-Fauna des Berriasiens enthält (BOLLER 1963, S. 80).

In den Iberger Klippen bildet ähnlich wie in den Mythen ausgebildeter Sulzfluh-Kalk («Malmkalk») die auffallende Klippengruppe des Chli Schijen, die prominente Felskanzel des Laucherentkreuzes mit der NNE daran anschliessenden Felswand am linken Hang des Laucherentobels sowie die durchgehende Felswand des Unteren Roggenbands im Unterbau des Roggenstocks. Am Roggenstock erreicht der Sulzfluh-Kalk tektonisch bedingt eine örtliche Maximalmächtigkeit von bloss 40 m. Der Kalk ist oft bio- und oosparitisch, seltener mikritisch ausgebildet und weist meist keine erkennbare Schichtung auf (TRÜMPY 2006).

Kreide

c₂₋₅ Sciernes-d'Albeuve- und Intyamou-Formation Berriasiens – Aptien, evtl. bis frühes Cénomaniens

Bei der Sciernes-d'Albeuve-Formation («Neocom»-Plattenkalk) handelt es sich um fein- bis mittelbankigen, weisslich bis hellgrau anwitternden, im Bruch braungrauen dichten Kalk mit charakteristischen dunklen Flecken. In den untersten 20 m treten häufig Silexknauer und -bänder auf. Die Untergrenze zum massigen Sulzfluh-Kalk ist ein allmählicher Übergang. Am Felsgrat südwestlich von

Pkt. 1418 m (Koord. 2695.75/1207.80) ist an der Basis des «Neocoms» auf Kote 1280–1300 m.ü.M. grobbankiger Kalk von «Malm-Habitus» aufgeschlossen, welcher jedoch bereits eine Tintinniden-Fauna der Frühen Kreide (Berriasien) enthält (BOLLER 1963, S. 79f.). Die hier knapp 60 m mächtige Sciernes-d'Albeuve-Formation wurde von BOLLER (1963, S. 77) ins Valanginien bis Aptien eingestuft. Die Sciernes-d'Albeuve-Formation ist nur an der Rotenflue entwickelt, am Grossen und Kleinen Mythen und am Haggenspitz fehlt sie vollständig.

In den Iberger Klippen tritt gebankter mikritischer Kalk mit Silexkonkretionen und -lagen auf, welcher Calpionelliden führt (*Tintinnopsella* sp.). Er wurde von JEANNET (1941) als «Neocom»-Kalk bezeichnet und in geringer Mächtigkeit an der Süd- und Ostseite des Chli Schijen, am Laucherenkreuz sowie im Unterbau des Roggenstocks (Unteres Roggenband) nachgewiesen (TRÜMPY 2006). Teils dünnt die Sciernes-d'Albeuve-Formation so stark aus, dass sie sich nur in Form lagenweise angehäufter Silexkonkretionen an der Basis der Couches-Rouges-Gruppe zeigt (vermutlich als Lösungsrückstände infolge submariner Erosion).

Am Ostgrat des Chli Schijen (ca. 120 m östlich von Pkt. 1556 m) beschreibt TRÜMPY (2006) eine nur rund 5 m mächtige Abfolge von dunkelgrünlich-beigem mergeligem Kalk mit grossen dunklen Flecken, grünlichen Foraminiferen-Wackestones sowie dunkelgrauen Kalkmergel mit grüngrauem Kalk, welche direkt über der Sciernes-d'Albeuve-Formation mit Silexkonkretionen folgt. Aufgrund ihrer Fazies und ihrer reichen Foraminiferen-Fauna (M. Caron in TRÜMPY 2006), welche eine Datierung ins späte Albien bis eventuell ins frühe Cénomaniën erlaubt, korreliert TRÜMPY (2006) diese Abfolge mit der Intyamou-Formation der Préalpes.

c₆₋₁₃ Couches-Rouges-Gruppe Albien – Maastrichtien

Die Couches-Rouges-Gruppe baut die von weitem sichtbare, charakteristische rote Gipfelkappe des Grossen Mythen sowie die Hauptmasse der Rotenflue auf. Am Kleinen Mythen und am Haggenspitz hingegen fehlt die Couches-Rouges-Gruppe.

Es handelt sich um rötlichen, aber auch hellgrauen und grünlichen schieferigen Mergel und Kalk mit einer reichen Globotruncaniden-Mikrofauna der Späten Kreide. Die Analyse eines intensiv rot gefärbten Stücks der Couches-Rouges-Gruppe vom Südgrat des Grossen Mythen ergab einen Fe_2O_3 -Gehalt von 1,4 Gew.-% (LIENERT 1957, S. 15).

An der Basis der Couches-Rouges-Gruppe, direkt über dem massigen Sulzfluh-Kalk, tritt im Südwesten der roten Gipfelkappe des Grossen Mythen ein maximal 3 m mächtiger rot-grün gebänderter Radiolarit von spätem Albien- bis frühem Cénomaniën-Alter auf. Die Untergrenze der Couches-Rouges-Gruppe zum hellen Sulzfluh-Kalk am Grossen Mythen ist scharf und markiert eine Transgressionsfläche. LIENERT (1957, 1958) konnte hier eine heterochrone Untergrenze

der Couches-Rouges-Gruppe von spätem Albien (im Südwesten) bis mittlerem Turonien (im Nordosten) nachweisen. An der Rotenflue ist ein lokal durch Scherflächen gestörter Übergang der Couches-Rouges-Gruppe aus dem «Neocom»-Fleckenkalk zu beobachten (BOLLER 1963, S. 77). Die jüngsten Anteile der Couches-Rouges-Gruppe am Grossen Mythen und an der Rotenflue reichen bis ins Maastrichtien (LIENERT 1957, 1958), an der Rotenflue bis ins Paläogen (TRÜMPY 2006, S. 101).

Mit Ausnahme von Crinoiden- und Inoceramenbruchstücken sind aus der Couches-Rouges-Gruppe keine Makrofossilien bekannt. In der Nordwand des Grossen Mythen treten 11 m über ihrer Basis Lagen von Inoceramenlumachellen auf (LIENERT 1957, S. 15).

Die Mächtigkeit der Couches-Rouges-Gruppe beträgt am Grossen Mythen etwa 100 m, an der Rotenflue 150–200 m.

In den Iberger Klippen bildet die Couches-Rouges-Gruppe die am meisten verbreitete Gesteinsgruppe der Klippen-Decke. Dieser dünnbankige, mergelige Kalk von roter, graugrüner oder hellgrauer Färbung tritt insbesondere am Westabhang des Hudelschijen, in der Felswand am linken Hang des Laucherentobels sowie im Unterbau des Roggenstocks (Unteres Roggenband) in Erscheinung. Die starke tektonische Deformation erlaubt allerdings keine Ausscheidung von Formationen innerhalb der Couches-Rouges-Gruppe. Nach TRÜMPY (2006) dürfte der überwiegende Teil der Couches-Rouges-Gruppe in den Iberger Klippen ins Campanien bis Maastrichtien fallen. Früheozäne Couches-Rouges-Gruppe konnte an wenigen Stellen auf dem Windegg-Grat sowie auf der Nordseite des Roggenstocks nachgewiesen werden. Für weitere Ausführungen zu Auftreten, Fazies und Fossilinhalt der Couches-Rouges-Gruppe in den Iberger Klippen sei auf TRÜMPY (2006) verwiesen.

Paläogen

F_k «Klippen-Flysch» ?Frühes – Mittleres Eozän

Lokal kartierte TRÜMPY (2006) im Dach der kretazischen bis teils früheozänen Couches-Rouges-Gruppe einige Meter dunklen, seltener weinroten schieferigen Tonstein mit braungrauen, feinkörnigen Kalksandsteinbänken (Laucheren und Roggenstock-Ostgrat). Trotz mangelnder Fossilien stellte TRÜMPY (2006) diese Abfolge ins späte Frühe Eozän bis Mittlere Eozän und deutete sie als fraglichen «Klippen-Flysch».

In ähnlicher Stellung tritt Sandstein im Verbund mit bläulich anwitterndem Mergel auch im Dach der Unteren Rotenflue-Schuppe auf. Dieses Vorkommen wurde allerdings von WINKLER (1983) aufgrund von kalkigem Nannoplankton als spätes Maastrichtien datiert und mit dem Schlieren-Flysch korreliert.

OBERE ROTENFLUE-SCHUPPE

Jura

i₃₋₄ Langel-Member Callovien – frühes Oxfordien

Auf dem Gipfelplateau der Rotenflue sind bei Pkt. 1566 m und weiter östlich und südlich davon Relikte einer höheren Schuppe erhalten. Die stratigraphische und paläogeographische Beheimatung dieser Vorkommen wurde im Laufe der Zeit ganz verschieden interpretiert: Helvetischer Schrattenkalk (A. ESCHER VON DER LINTH, um 1850), «Klippen-Malm» (KAUFMANN 1877, BUXTORF et al. 1916), «Klippen-Lias» (SMIT SIBINGA 1921) und «Liaskalk» einer höheren Schuppe als der Arosa-Decke (LIENERT 1967).

Es handelt sich um einen maximal etwa 50 m mächtigen, hell anwitternden massigen bis grobbankigen Komplex aus oolithisch-bioklastischem dichtem bis spätigem Kalk mit Konglomeratlagen mit Silexgeröllen. Darüber folgt massiger, weisslich anwitternder, im Bruch beigegrauer Kalk. 250 m südwestlich von Pkt. 1505 m enthält der helle massive Kalk silifizierte Korallen.

Nach den Untersuchungen von FELBER (1984) zeigen die stratigraphische Abfolge und deren reiche Mikrofauna eine bemerkenswerte lithofazielle und biostratigraphische Übereinstimmung mit höheren Anteilen der «Langel-Serie» (Langel-Konglomerat/Stockenflue-Kalk: Callovien bis frühes Oxfordien, FURRER 1979) der östlichen Préalpes médianes plastiques. Damit wurde in den Zentral-schweizer Klippen der Faziesraum des Briançonnais, nach der Mittleren Trias der Giswilerstöcke und der Zwäckenalp, erstmals auch in jurassischen Ablagerungen nachgewiesen.

OBERPENNINIKUM

AROSA-DECKE

Zwischen die diversen kretazischen und paläogenen Flysch- und Melange-Pakete zumeist penninischer Provenienz und die oftmals nur in Relikten erhaltene mittelpenninische Klippen-Decke im Liegenden sowie die ostalpinen Einheiten im Hangenden schiebt sich im Gebiet um die Mördergruebi und um den Roggenstock eine Ophiolith führende Einheit. Winzige Reste von dieser könnten zudem möglicherweise durch vereinzelt auftretenden Radiolaritschutt auf der Rotenflue repräsentiert werden (TRÜMPY 1957, S. 453).

Diese von JEANNET (1941) ursprünglich mit der Simmen-Decke der Préalpes westlich des Thunersees korrelierte Einheit lässt sich zwangslos mit der südpenninischen Arosa-Decke der südöstlichen Schweizer Alpen vergleichen. Aufgrund

ihrer isolierten Lage weit entfernt vom eigentlichen Verbreitungsgebiet der Arosa-Decke und ihrer historischen Rolle als Inspirationsquelle zur Formulierung der «Steinmann-Trinität» (STEINMANN 1905, s. HEIM & GANSSE 1939 und LETSCH 2017) kommt diesen kleinen Deckenresten grosse Bedeutung zu. Leider sind die Aufschlussverhältnisse bescheiden und beschränken sich oftmals auf wenig tiefe Bachrinnen, stark überwachsene Geländekanten, Anteile von Sackungsmassen oder Blöcke und Gerölle im Bachschutt.

Jura

O Metabasalt, Gabbro, Serpentin (Ophiolith)

Innerhalb der Ophiolithe wurden auf der Karte Metabasalt und Gabbro unterschieden. An wenigen Stellen können zudem Serpentin sowie mit Metabasalt verknüpfter rosafarbener Kalk beobachtet werden, welche allerdings – aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung – nicht kartographisch ausgeschieden wurden.

Unter den mit Abstand am häufigsten Metabasalten bestimmen feinkörnige, nur selten etwas grobkörnigere (doleritische), grünlich-violette, rotbraune bis teils fast weinrote, von zahlreichen Hämatit-Rutschharnischen durchsetzte Vertreter das Bild («Diabase», «Spilite», SCHMIDT 1887, QUEREAU 1893, STEINMANN 1905, JEANNET 1941). Plagioklas-Einsprenglinge (Albit) sind meist von Auge sichtbar, während dunkle Gemengteile meist zersetzt wurden (reliktische Pyroxene und Olivine können jedoch im Dünnschliff beobachtet werden, SCHMIDT 1887, TRÜMPY 2006). Mikroskopische Untersuchungen belegen, dass die Iberger Metabasalte, abgesehen von früher metasomatischer und späterer schwacher metamorpher Überprägung (unterste Grünschieferfazies, Pumpellyit-Zone), ihre primären Strukturen erhalten haben (DIETRICH 2006). Alle Formen primärer vulkanischer Gläser können im Dünnschliff beobachtet werden. Diese erscheinen optisch isotrop und können gemäss ihres Brechungsindex und ihrer Farbe als einer palagonitischen Substanz (Sideromelan-Glas sowie Zeolithe) nahe stehend klassifiziert werden. Mittels Röntgenanalysen kann allerdings bereits ein Albit-Ripidolith-Chlorit bzw. ein Pumpellyit-Titanit-Hämatit-Gemenge nachgewiesen werden.

Makroskopisch können u.a. Pillowbasalte (und Pillowbrekzien, DIETRICH 2006), kompakter Metabasalt sowie vormals glasige, teils matrixgestützte Brekzien (Hyaloklastite) unterschieden werden. Schön erhaltene Pillowstrukturen können allerdings nur selten anstehend beobachtet werden; der bereits von QUEREAU (1893, Fig.9) dokumentierte Aufschluss im Schneitwald (Koord. ca.2700 208/1208 700) ist heute leider stark zugewachsen. TRÜMPY (2006) beschreibt von dort eine rund 40–50m mächtige Abfolge aus ca.60cm grossen Metabasalt-Pillows,



Fig. 26: Brekziierter Metabasalt der Arosa-Decke mit kalkigen Spaltenfüllungen (Bachrunse südlich der Isentobelhütte, Koord. 2700 210/1207 250). Breite des Blocks ca. 1,5 m. Foto D. Letsch 2020.

welche primärstratigraphisch durch Tiefseesediment (Radiolarit, schiefrigen Tonstein usw., s. u.) überlagert werden. Im Verband verbliebene, allerdings nicht sehr deutlich ausgebildete Pillowbasalte stehen am Südostgrat des Fahrenstöcklis an (s. ALEAN & FELBER 2019, S.85). Oftmals finden sich isolierte Pillows im Bachschutt des Isentobels und seiner Quellläste (namentlich die Runsen, welche vom Laucherenstöckli und von Altstafel herunterfliessen). Die Pillows sind oft intern zerbrochen und durch hämatitische Rutschharnische verheilt; zudem weisen sie mehrere mm-dicke chloritisierte, ursprünglich glase Abkühlungsränder auf.

Verknüpft mit brekzierten Hyaloklastiten und Pillowbrekzien findet sich an einigen Stellen (beispielsweise im Bachschutt der Runse gerade südlich der Isentobelhütte sowie seltener auch in der Runse, welche die Alp Roggen gegen Wang hin entwässert) rosafarbener, komplett rekristallisierter mikritischer bis mikrosparitischer Kalk (JEANNET 1941, TRÜMPY 2006, LETSCH 2017). Dieser tritt vornehmlich als Spaltenfüllung in unregelmässig begrenzten Hohlräumen in den Metabasalten auf bzw. scheint teils sogar die Matrix für matrix- bis komponentengestützte Metabasaltbrekzien zu bilden (Fig. 26). Entgegen der Vermutungen früherer Bearbei-



Fig. 27: Detailansicht einer kalkigen Spaltenfüllung in Metabasalt der Arosa-Decke (Gesteinsanschliff; horizontale Länge der Spalte beträgt 3,5 cm). Deutlich erkennbar sind drei Generationen von Spaltenfüllungen: grobkörniger, blassrötlicher Kalk an der Basis; feinkörniger, rötlicher Kalk mit Feinschichtung in der Mitte und als abschliessende Hohlraumfüllung weisser sparitischer Kalzitcement. Das Handstück stammt aus der Bachrunse südlich der Isentobelhütte, Koord. ca. 2700 210/1207 250. Foto D. Letsch 2020.

ter (QUEREAU 1893, A. Gansser in TRÜMPY 1967) ist der rosafarbene Kalk erst nach der Erstarrung der basaltischen Lava zur Ablagerung gelangt. Dies ergibt sich daraus, dass die durch ihn ausgefüllten Spalten geometrisch auseinanderbewegten Puzzlesteinen entsprechen, welche sich gedanklich durch Entfernung der kalkigen Spaltenfüllung wieder zusammensetzen liessen (LETSCH 2017). Zudem zeigt der Kalk primäre Geopetalgefüge mit mikritischen bis mikrosparitischen, teils feingeschichteten Lagen, welche bestehende Unebenheiten der metabasaltischen Spaltenränder ausfüllen. Diese werden von sparitischen Kalzitcementen begleitet, welche teils vor, teils nach Ablagerung des vermutlich eingespülten Kalkschlamm in offenen Hohlräumen ausgefällt worden sind (Fig. 27). Aufgrund dieser Charakteristiken gleicht diese Metabasalt-Kalk-Vergesellschaftung alpinen Ophticalciten, wie sie von BERNOULLI & WEISSERT (1985) aus der Arosa-Decke des Totalp-Komplexes westlich von Davos beschrieben worden sind. Letztere Vorkommen sind allerdings nicht mit Metabasalten, sondern mit Serpentinitten verknüpft. Vergleichbare Spaltenfüllungen in Metabasalten sind allerdings aus der Arosa-Decke vom Rätchenjoch oberhalb von Klosters bekannt (D. Bernoulli, schriftl. Mitt. 2019).

Am südwestlichen Abhang der Mördergruebi (namentlich entlang des Altstafelbachs sowie des Bachs, welcher südlich der Isentobelhütte das Gebiet Äbenmatt–Laucherenstöckli entwässert) ist der Metabasalt der Arosa-Decke mit Paketen aus gelbem gut gebanktem feinkörnigem Dolomit, teils marmorisiertem grün-weissem Kalk sowie grauem, teils rotem oder hellgrünem schiefrigem Tonstein und seltenen Rauwacken assoziiert («Dolomite und Schiefertone»). Während QUEREAU (1893, Fig. 2) den Dolomit dem ostalpinen Hauptdolomit zurechnete, verwies JEANNET (1941) auf mögliche fazielle Ähnlichkeiten mit alpinem Muschelkalk (wie er im Gebiet der Iberger Klippen ja auf der Zwäckenalp eindeutig nachgewiesen werden kann). Der Mangel an Fossilien, welchen JEANNET (1941) auf eine leichte metamorphe Überprägung zurückführt, lässt allerdings keine eindeutige Bestätigung dieser Vermutung zu. TRÜMPY (2006) identifizierte diese Abfolge aus Seichtwasserkarbonaten und damit verbundenen siliziklastischen Einschaltungen als oberostalpine Raibl-Gruppe («Raibler Schichten»). TRÜMPY (2006) deutete die eindeutig tektonisch mit den Ophiolithen verbundenen und später durch lokale Sackungsbewegungen noch zusätzlich mit diesen vermengten Ostalpin-Pakete als «tektonisch eingewalzte, mehr oder weniger synforme Anhängsel der unmittelbar hangenden ostalpinen Decke» (TRÜMPY 2006, S. 105).

Neben teils deutlich grobkörnigerem, teils porphyritischem Metabasalt ist eigentlicher Gabbro sehr selten im Iberger Ophiolith. Ein einziges anstehendes Vorkommen befindet sich auf der Laucherenalp, etwas nördlich der Laucherenchappelen (Koord. ca. 2701 130/1205 920, Arn. Escher in ANONYMUS 1868, QUEREAU 1893, JEANNET 1941, TRÜMPY 2006). Über mehrere Zehnermeter sind entlang eines Wanderwegs Schollen eines mittel- bis grobkörnigen, diallagreichen Gabbros aufgeschlossen. Die Feldspäte des Gabbros sind meist blassgrünlich verfärbt und der Gabbro stark verwittert. Ebenfalls nur aus einem einzigen, temporären Aufschluss entlang der Isentobel-Strasse ist anstehender bzw. vermutlich versackter Serpentin bekannt (TRÜMPY 2006). Von dort meldet R. Trümpy auch das Vorkommen 10–15 cm grosser schaliger, chloritreicher Knollen, welche im Serpentin stecken. In Analogie mit Lesesteinen im Isentobel, welche aus feinkörnigem chloritreichem Gestein mit mm-grossen roten Punkten (Granate?) bestehen, könnte es sich dabei um die Überreste von Rodingit (metasomatisch alterierte basaltisch-gabbroide Gänge in Serpentin bzw. Peridotit) handeln. Dies wäre ein indirekter Hinweis auf das einst weiter verbreitete Vorkommen von Serpentin in der Arosa-Decke der Iberger Klippen.

Obwohl die Iberger Ophiolithe bislang nicht direkt datiert wurden und der mit ihnen vergesellschaftete rosafarbene Kalk fossilifer bzw. komplett rekristallisiert ist, lässt ihre normalstratigraphische Überlagerung durch späte mitteljurasische bis frühe spätjurassische Sedimentgesteine sowie die Analogie mit der südenninischen Platta-Decke (s. z.B. PETERS & DIETRICH 2008) und der westschweizerischen Nappe des Gets (BILL et al. 1997) ein spätes mitteljurasisches Alter für die Kristallisation des Metabasalts und des Gabbros vermuten. Paläogeo-

graphisch könnte die Iberger Arosa-Decke möglicherweise aus einem (in Bezug auf den ursprünglichen südlichen bzw. östlichen Kontinentalrand der alpinen Tethys) distaleren Bereich stammen als die Platta-Decke; darauf deuten die Dominanz magmatischer Gesteine (namentlich Metabasalt) gegenüber den zurücktretenden bzw. kaum vorhandenen exhumierten Mantelgesteinen (Serpentin) sowie das Fehlen schollenartiger Gesteinspakete unterostalpiner Provenienz (welche in der Platta-Decke im Oberhalbstein auftreten, MANATSCHAL & NIEVERGELT 1997) hin (LETSCH 2017). Demgegenüber korrelierte DIETRICH (2006) die Iberger Arosa-Decke mit der ostschweizerischen Arosa-Decke und der oberen Einheit der Platta-Decke und TRÜMPY (2006) mit der unteren Einheit der Platta-Decke.

R Radiolarit, roter Kalk, roter, teils kieseliger und schiefriger Tonstein

Teils im Verbund mit Metabasalt, teils als isolierte Blöcke tritt Radiolarit insbesondere am nördlichen und westlichen Abhang der Mördgruebi (Alt Stafel, Wandli, Schneitwald) auf. Dieser ist ein ziegel- bis blutrotes, selten dunkelgrünes bis fast schwarzes, zum ganz überwiegenden Teil kalkfreies Gestein. Trotz der schlechten gegenwärtigen Aufschlussverhältnisse lässt sich erkennen, dass der Radiolarit meist in Form rund 10–20 cm dicker Bänke auftritt (Fig. 28). Im Dünnschliff lassen sich teils gut erhaltene, teils tektonisch deformierte Radiolarien erkennen (TRÜMPY 2006). Direkt auf Metabasalt abgelagerter Radiolarit wurde von QUEREAU (1893) und TRÜMPY (2006) vom Schneitwald nördlich der Mördgruebi dokumentiert. Dieser ist dort wie auch im Bächlein, welches von Alt Stafel zum Isentobel hin entwässert, mit rotem, teils kieseligem schiefrigem Tonstein, welcher seit QUEREAU (1893) als «roter Tiefseeton» interpretiert wird, vergesellschaftet (Fig. 29). Die maximal beobachtbare Mächtigkeit des Radiolarits sowie des roten schiefrigen Tonsteins beträgt nach TRÜMPY (2006) 5 bzw. 2 m.

Altersmässig dürften sowohl Radiolarit als auch der «rote Tiefseeton» aufgrund ihrer stratigraphischen Lage (Überlagerung durch spätjurassischen «Aptychenkalk») sowie in Analogie mit biostratigraphisch datierten Vorkommen in anderen Teilen der Alpen und des mediterranen Raums (BILL et al. 2001) in den späten Mittleren Jura bis Späten Jura zu stellen sein.

i_R-c_A Rosso ad Aptici und «Aptychenkalk»

Radiolarit und roter Tonstein werden im Raum Schneitwald–Bueffengaden sowie in der Bachrunse, welche von Alt Stafel ins Isentobel entwässert, durch weisslich-grauen sowie dünnbankigen, teils laminierten, hellrosa anwitternden mikritischen Kalk überlagert (Fig. 30). Ferner konnte TRÜMPY (2006) knorrige Silexlagen und -knollen sowie im Dünnschliff in einer extrem feinkörnigen Grundmasse eingebettete, flachgedrückte «Calcisphaeren» sowie verkalkte Radio-



Fig. 28: Radiolarit (Mittlerer Jura, Arosa-Decke); Sturzblock im Bueffenwald, Koord. ca. 2700 465/ 1208 455. Die Schichtung verläuft vertikal ungefähr parallel zum Hammerstiel. Foto D. Letsch 2020.

larien beobachten. JEANNET (1941) erwähnt zudem seltene Aptychen aus «feinen, hellen, porzellanartigen, kieseligen Kalken», welche er mit der südalpinen Majolica (dem Biancone) vergleicht. Vergleichbarer grauer, mikritischer Kalk in identischer stratigraphischer Position ist auch aus der Arosa-Decke sowie der Platta-Decke der östlichen Schweizer Alpen bekannt («Calpionellenkalke») und wurde dort aufgrund mikropaläontologischer Indizien der Frühen Kreide (Berriasien) zugeordnet (WEISSERT & BERNOULLI 1985). Der hellrosa anwitternde laminierte Kalk hingegen ist aus der Arosa-Decke und der Platte-Decke nicht bekannt, könnte aber aufgrund seiner Fazies gut mit dem spätjurassischen Rosso ad Aptici der Südalpen (BERNOULLI et al. 2018) verglichen werden (TRÜMPY 2006, D. Bernoulli, schriftl. Mitt. 2019).



Fig. 29: Roter Tonstein («roter Tiefseeton», später Mittlerer bis Später Jura, Arosa-Decke, Bachrunse unterhalb von Alt Stafel). Koord. 2700 630/1207 480. Foto D. Letsch 2020.

Kreide

c_p Palombini-Formation

An wenigen Stellen im Bueffenwald und Schneitwald werden die Ophiolithe der Arosa-Decke und ihre unmittelbare Sedimentbedeckung (Radiolarit, roter Tonstein, «Aptychenkalk» bzw. Rosso ad Aptici) durch eine Abfolge grauen, splittigen, knittrigen und schiefrigen Kalk- und Tonsteins mit vereinzelt dünnen Bänken eines grünlich-grauen feinkörnigen Kalks überlagert. Oft tritt diese eher unauffällige Abfolge isoliert auf. In einem untiefen Bacheinschnitt gerade nördlich der prominenten Klippendecken-Felskanzel östlich des Laucherenstöcklis lässt sich ein Übergang knittrigen und schiefrigen Kalks in eine Art Flyschfazies (u.a. mit dunklem, sparitischem und brekziiertem Kalk, Sandstein mit convolute bedding sowie polymikter grobkörniger Sandstein mit fraglichen grünen Vulkanitkomponenten, TRÜMPY 2006) beobachten. Sowohl faziell als auch bezüglich strati-



Fig. 30: Rosso ad Aptici (Später Jura, Arosa-Decke) aus der Bachrunse unterhalb von Alt Stafel. Koord. ca. 2700 625/1207 475. Foto D. Letsch 2020.

graphischer Position lässt sich der schiefrige Kalk- und Tonstein mit dünnen Kalkbänken mit den frühkretazischen Argille a Palombini des Apennins sowie der Palombini-Formation der Arosa-Decke vergleichen (WEISSERT & BERNOULLI 1985, SIGNER et al. 2018).

F_A Dunkelgrauer flyschartiger schiefriger Tonstein («Alpbach-Schiefer»)

Die darüberfolgende fragliche Flyschfazies und damit verbundener unauffälliger dunkelgrauer schiefriger Tonstein könnte mit dunklem, glänzendem, mutmasslich früh- bis spätkretazischem schiefrigem Tonstein verglichen werden, welcher im Prättigau den weitaus grössten Teil der Arosa-Decke bildet. Für diesen

wurde von HALDIMANN (1975) der informelle Terminus Alpbach-Schiefer («Alpbach-Formation») vorgeschlagen. Vergleichbare Abfolgen wurden in der südpeninischen Platta-Decke der südöstlichen Schweizeralpen auch als Lavagna-Schiefer (benannt nach dem ligurischen Lavagna) oder Emmat-Formation bezeichnet (WEISSERT & BERNOULLI 1985, PETERS & DIETRICH 2007).

OSTALPIN

OBEROSTALPIN

Roggenstock, Mördergruebi sowie Gross Schijen und Hudelschijen werden durch Gesteine ostalpiner Provenienz gekrönt, welche somit die westlichsten Ausläufer der Nördlichen Kalkalpen im apinen Orogen darstellen. Das Vorherrschen des in dieser Gegend sonst nicht in dieser Menge vorhandenen Dolomits schlägt sich auch in einer als durchaus exotisch wahrnehmbaren Oberflächengestaltung (massige Felsklötze, zahlreiche Dolinen) sowie Flora (Föhren anstelle von Fichten, Steinrosen) und sogar Fauna (Birkwild soll am Roggenstock seinen Estand finden, TRÜMPY 2006) nieder. Es können zwei tektonische Einheiten unterschieden werden, eine weit verbreitete Obere Schuppe sowie die nur ganz lokal am Roggenstock vorhandene Untere Schuppe (Decke der Roggenalp), welche letztere aufgrund ihrer bescheidenen Ausmasse (ca. 400 m lang und maximal 30 m dick) möglicherweise den Titel der kleinsten Decke der Welt für sich beanspruchen könnte (TRÜMPY 1984). Faziell sind beide Einheiten den Nördlichen Kalkalpen und somit dem Oberostalpin zuzuordnen. Gesteine unterostalpiner Provenienz, welche namentlich durch mächtige Abfolgen jurassischer und kretazischer Brekzien auffallen würden, fehlen in den Iberger Klippen vollständig, wenn man von einigen Blöcken polymikter Lias(?) -Brekzien absieht, welche TOBLER (1899) aus der Umgebung des Roggenstocks erwähnt.

ROGGENSTOCK-MÖRDERGRUEBI-DECKE

Trias

t₄ **Raibl-Gruppe** frühes Carnien

Sedimentäre Abfolgen, die den ostalpinen Raibler Schichten zugeordnet werden können, treten namentlich an der Basis des Hauptdolomits auf, welcher den Oberbau des Roggenstocks sowie die Hochebene der Mördergruebi bildet. Des

Weiteren findet man sie tektonisch mit der tiefer liegenden Arosa-Decke verschuppt (und zudem in jüngerer Zeit gravitativ versackt) im Raum Isentobelhütte–Altstaffel. Die oftmals wenig kompetente Raibl-Gruppe bildete somit den Abscherhorizont der Oberen Schuppe der Nördlichen Kalkalpen in der Zentralschweiz. Ihre maximal erhaltene Mächtigkeit beträgt rund 75 m (TRÜMPY 2006).

Der untere Teil der Raibl-Gruppe besteht zur Hauptsache aus dunkelgrauem bis schwarzem, gelegentlich auch graugrünem, oft rostbraun anwitterndem siltig-feinsandigem schiefrigem Tonstein mit darin eingeschalteten m-dicken Bänken grüngrauen feinkörnigen Sandsteins, welche oftmals Pflanzenhäcksel führen. Selten tritt zudem an der Basis der gesamten Abfolge Gips führende Rauwacke auf (Gipfelgebiet des Laucherenstöcklis). Im oberen Abschnitt der Abfolge schalten sich auch dünne Bänke von gelb anwitterndem feinkörnigem Dolomit und seltenerem grauem Kalk mit Muscheln und kleinen Turmschnecken ein (teils kann eigentlicher Lumachellenkalk beobachtet werden). Am Roggenstock hat TRÜMPY (2006) zudem kirschroten feldspatreichen Sandstein beobachtet.

Der oberste Abschnitt der Raibl-Gruppe wird durch teils dicke (5–15 m) Bänke gelbgrau anwitternden Dolomits gebildet, welcher vor allem am Laucherenstöckli verbreitet ist. Der Dolomit ist meist feinkörnig und deutlich geschichtet und geht gelegentlich in bunte Dolomitm-brekie über. Gegen das Hangende wird der Dolomit zusehends knorrig und lässt sich faziell kaum mehr von der darüberliegenden Hauptdolomit-Gruppe unterscheiden, wechsellagert aber immer noch mit charakteristischem schiefrigem Tonstein.

Die Raibl-Gruppe der Iberger Klippen wurde von HOCHULI & FRANK (2006) in zwei Profilen an der Mördergruebi palynologisch beprobt und untersucht. Aufgrund dieser Untersuchungen ergibt sich ein früh-carnisches Alter (welches der Ammonoideen-Zone *Austrotrachyceras austriacum* entspricht).

t₅ Hauptdolomit-Gruppe Norien

Dickbankiger zuckerkörniger, bituminöser Dolomit bildet den Gipfelbereich von Roggenstock, Hudelschijen und Gross Schijen sowie die Platte der Mördergruebi. Maximal sind mindestens 170 m Hauptdolomit erhalten geblieben. Aus dem unteren Teil der Hauptdolomit-Gruppe beschreibt TRÜMPY (2006) zudem Lagen von feinkörnigerem, weissgelb anwitterndem sowie von verkieseltem Dolomit. Häufig können stromatolithische Gefüge (Lamination) beobachtet werden, welche insbesondere in tieferen Teilen der Hauptdolomit-Gruppe zudem oftmals brekziiert sind und teils eigentliche Dolomitm-brekie bilden (Fig. 31). In diesen Brekieen scheint der Gehalt an organischem Material erhöht zu sein, was sich sowohl in der Färbung als auch in einem verstärkten bituminösen Geruch beim Anschlagen des Gesteins niederschlägt («Stinkbrekieen», TRÜMPY 2006). Nasschemische Analysen aus dem 19. Jahrhundert lassen auf ein Ca/Mg-Verhältnis von 2,5



Fig. 31: Brekziierter Hauptdolomit (Norien) der Oberen Schuppe, Sturzblock vom Westabhang der Mördergruebi. Koord. ca. 2700 725/1207 725. Foto D. Letsch 2020.

schliessen (KAUFMANN 1877). Abgesehen von Stromatolithen sind Fossilien sehr selten; TRÜMPY (2006) erwähnt einzig Querschnitte von Gastropodengehäusen von der Nordseite der Mördergruebi. Altersmässig dürfte die gesamte Hauptdolomit-Gruppe ins Norien fallen.

r Kössen-Formation («Oberrhät-Kalk»)

Kaum geschichteter weisser sparitischer Kalk tritt am Ostgrat des Roggenstocks, etwas westlich der Roggenegghütte (Koord. ca. 2703 000/1208 950, 1638 m ü.M.), als isolierter Felsen auf. Der Kalk ist partienweise oolithisch ausgebildet und



Fig. 32: Kössen-Formation («Oberrhät-Kalk») mit rötlichen Kalk-Spaltenfüllungen (?Adnet-Kalk, «Unterlias-Rotkalk»). Untere Schuppe der Roggenalp, Aufschluss wenig östlich der Hütten von Ober Roggen, Koord. ca. 2702 800/1208 675. Foto D. Letsch 2020.

enthält Körnchen, Fetzen und Adern von gelb anwitterndem Dolomit. An der Basis kommt auch gebankter, gelber Dolomit vor. Häufig finden sich meist zerbrochene Fossilien (v.a. dickschalige Muscheln, vermutlich Megalodonten) sowie teils mehrphasige Spaltenfüllungen roten Kalks (?Hierlatz- und ?Adnet-Kalk, s. dort). Ähnlicher, ebenfalls von mit rotem Kalk verfüllten Spalten durchzogener, jedoch grauerer und generell besser geschichteter, teils laminierter, teils brekziös zerbrochener Kalk findet sich auch als isolierte Blöcke wenige Meter östlich der Hütten von Ober Roggen (Koord. ca. 2702 800/1208 675, 1630 mü.M., Fig. 32). Aufgrund fazieller Überlegungen und dem Vorhandensein der auffälligen roten Spaltenfüllungen parallelisierte TRÜMPY (2006) diesen Kalk und Dolomit mit den «Oberrhät-Kalken» bzw. dem «Rhätolias-Kalk» der nördlichen Kalkalpen. Ähnliche Gesteinsassoziationen treten namentlich in den Vorarlberger Kalkalpen im obersten

Lechtal (Raum Formarinsee und Spullersee), beispielsweise an der bekannten Lokalität «Steinernes Meer» auf (HELMCKE 1969). Von dort werden auch stromatolithische Gefüge aus dem sogenannten Zirmenkopf-Kalk der Kössen-Formation (FURRER 1993) beschrieben (FELBER et al. 2015), welche möglicherweise mit dem grauen Kalk von Ober Roggen verglichen werden können.

Auf der Karte sind die Vorkommen von Kössen-Formation, ?Adnet-Kalk und ?Allgäu-Schichten von Ober Roggen aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung kartographisch nicht weiter unterschieden.

Jura

I₁-i₄ Rötlicher Kalk in Spalten und Taschen (?Hierlatz-Kalk); biomikritischer Kalk mit Echinodermen, Ammoniten und Belemniten (?Adnet-Kalk); braungrauer gebankter mergeliger Kalk (?Allgäu-Formation)

Die Kössen-Formation der unteren Schuppe wird sowohl am Ostgrat des Roggenstocks, etwas westlich der Roggenegghütte (Koord. ca. 2703 000/1208 950, 1638 m ü. M.), als auch wenige Meter östlich der Hütten von Ober Roggen (Koord. ca. 2702 800/1208 675, 1630 m ü. M.) durch Spalten und Taschen rötlichen Kalks durchdrungen und von diesem teils vermutlich auch überlagert. Das Vorkommen von Ober Roggen wurde erstmalig von JEANNET (1935, S. 633) anlässlich eines Exkursionsberichtes erwähnt und von ihm bereits in den Lias gestellt: «Tout d'abord, nous descendons en direction des chalets d'Ober-Roggenalp où nous rencontrons une petite écharde de calcaire rougeâtres avec nids spathiques et Bélemnites dont nous faisons du Lias.» Der Kalk ist im Bruch ziegelrot bis tiefrot, wittert grau an und ist selten echinodermenspätig (Typ Hierlatz-Kalk, A. Jeannets «nids spathiques»), meist aber mikritisch (Typ Adnet-Kalk oder «Unterlias-Rotkalk» der westlichen Nördlichen Kalkalpen, z.B. HELMCKE 1969) ausgebildet (TRÜMPY 2006). Der Kalk vom Adnet-Typ ist ein biomikritischer Wackestone mit Echinodermen, Ammoniten, Belemniten, dünnschaligen Muscheln, Gastropoden und Foraminiferen (s. Dünnschliff-Foto in TRÜMPY 2006). Ammonitenquerschnitte lassen auf ein frühjurassisches Alter schliessen.

Die Spaltenbildungen und der von oben eingedrungene rote Kalk markieren die Spuren spätriassischer bis frühjurassischer extensiver Bruchtektonik, welche im Zusammenhang steht mit der beginnenden Rifting-Phase des zukünftigen nördlichen Rands des Adriatischen Mikrokontinents; sie sind im süd- und ostalpinen Raum weit verbreitet (z.B. BERNOULLI et al. 1990).

Wenig südlich des Aufschlusses von Kössen-Formation und ?Adnet-Kalk bei Obere Roggen beschreibt TRÜMPY (2006) direkt über der «Malmkalk»-Wand der darunterliegenden Klippen-Decke braungrauen gebankten mergeligen Kalk, den er andeutungsweise mit den kalkalpinen «Fleckenmergeln» (d.h. den frühjurassischen Allgäu-Schichten) korreliert. In der Karte sind die Vorkommen von Kössen-

Formation, ?Adnet-Kalk und ?Allgäu-Schichten von Obere Roggen kartographisch nicht weiter unterschieden.

QUARTÄR

Pleistozän

Mittleres Pleistozän

q_m Moräne (Till) älterer Vergletscherungen

Bei Spilmetten, Höch Tändli, Chli Amslen, Hummel und am Nordabhang des Stockrains werden aufgrund des Auftretens von stark verwitterten, Geröll führenden Böden Reste alter Moräne (Till) vermutet. Das Vorkommen bei Spilmetten liegt auf über 1460 m ü. M., ebenso wie dasjenige von Chli Tändli. Die beiden Vorkommen von Chli Amslen und Hummel liegen etwas tiefer (über ca. 1320 m ü. M.).

Während der mittelpleistozänen, vorletzteiszeitlichen Eiszeiten stand das austretende Muota-Eis um den Sattel der Sternenegg (Pkt. 1497 m) auf über 1500 m ü. M. Auch jene zwischen Chli Schijen und Brünnelistock, die Ibergereg (1406 m ü. M.), war bis auf über 1450 m ü. M. verfirnt. Ebenso waren die Sättel der Müsliegg (1426 m ü. M.), Holzegg (1405 m ü. M.) und der Haggenegg (1414 m ü. M.) Firnsättel zwischen Muota- und Alpgletscher. Auf Tierfäderenegg dürfte das Eis zwischen Waag- und Sihlgletscher auf gut 1530 m ü. M. gestanden haben.

Spätes Pleistozän

Während der Letzten Eiszeit war der überwiegende Teil des Gebiets von Atlasblatt Ibergereg von Eis bedeckt (HANTKE 1980, SCHLÜCHTER 2009). Einzig die Mythen und vereinzelte hochgelegene Grate im Norden des Atlasgebiets blieben oberhalb der letzteiszeitlichen Maximalausdehnung; dabei trugen aber die Mythen, vor allem deren Ostseite, eigene Lokalgletscher.

Den Talkessel von Schwyz–Steinen erfüllte im Wesentlichen der Reussgletscher; ein Zuschuss von Muota-Eis erfolgte aus dem Muotatal. Ein Seitenarm des Reussgletschers drang über Sattel und Biberegg in die Hochebene von Rothen thurm vor und vereinigte sich bei Schwyzerbrugg beinahe mit dem in die Lücke zwischen Etzel und Höhrnonen eingedrungenen Eis des Linth-Rheingletschers (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln). Die vereinigten Eismassen der Täler von Mins ter, Waag und Sihl (Sihlgletscher) drangen über Euthal bis über Einsiedeln hinaus nach Norden vor, wo sie bei Waldweg (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln) mit den Eismassen des Linth-Rheingletschers zusammenstiessen.

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne (Till)

Während des Maximalstands der Letzten Eiszeit bedeckte der Reussgletscher weite Gebiete von Atlasblatt Ibergeregg und hinterliess Spuren in Form von Moräne (Till). Der Reussgletscher erfüllte dabei den Talkessel von Schwyz–Steinen vollständig, vom Muotatal erhielt er einen Zuschuss von Muota-Eis. Ein Seitenarm des Reussgletschers vermochte über Sattel und Biberegg bis in die Hochebene von Rothenthurm vorzudringen.

Die Eismassen der Täler von Minster, Waag und Sihl vereinigten sich südlich von Euthal zum Sihlgletscher. Dessen Moränenablagerungen werden als Ablagerungen eines Vorlandgletschers und nicht als solche eines Lokalgletschers betrachtet; sie sind kartographisch auch nicht von der Moräne des Reussgletschers abgetrennt.

Auf Riedmatt–Bäheggen südlich der Ibergeregg hat sich zwischen Muotagletscher und vom Chli Schijen zugeflossenen Eis um 1300 m.ü.M. eine Moräne gebildet. Auf der Westseite der Mördergruebi (1690 m) liegt im Wandli auf 1440 m.ü.M. eine Endmoräne (JEANNET 1941).

Beim Sihlgletscher liegen höchste letzteiszeitliche Moränen südlich von Ahornweid, westlich oberhalb des oberen Sihlsees, um 1100–1090 m.ü.M. Am Schattenberg südöstlich von Oberiberg steigen Wälle des spätglazialen Minstergletschers gegen Nordosten ab.

Im Planggenwald oberhalb von Unteriberg–Schmalzgruben reichte das Waag–Minster-Eis im Maximalstand der Letzten Eiszeit bis auf 1200 m.ü.M.

q_{1m} Lokalmoräne

Zwischen Haggenegg im Norden und Holzegg im Süden ist der Ostabhang der Mythen von mächtigen ausgedehnten blockigen Moränenablagerungen bedeckt mit namentlich im Gebiet Zwischenmythen–Gspaa schön entwickelten Moränenwällen (Fig. 33).

Im Westen der Mythen ist 20 m südwestlich unterhalb der Hütte von Günterigs unter geringmächtigem lückenhaftem Block- und Hangschutt Moräne aufgeschlossen, bestehend aus einer feinsandig-tonigen Grundmasse mit kantigen Geschieben aus Malm- und Doggerkalken, Dolomit und Zwischenmythen-Mergel der «Obertrias».

Die Moränenablagerungen der Mythen bestehen ausschliesslich aus lokalem Geschiebematerial der Klippen und ihrer Flyschunterlage. Erratiker des Reussgletschers sind keine bekannt.

Erratische Blöcke

Auf der Karte von Atlasblatt Ibergeregg sind ca. 500 erratische Blöcke verzeichnet.

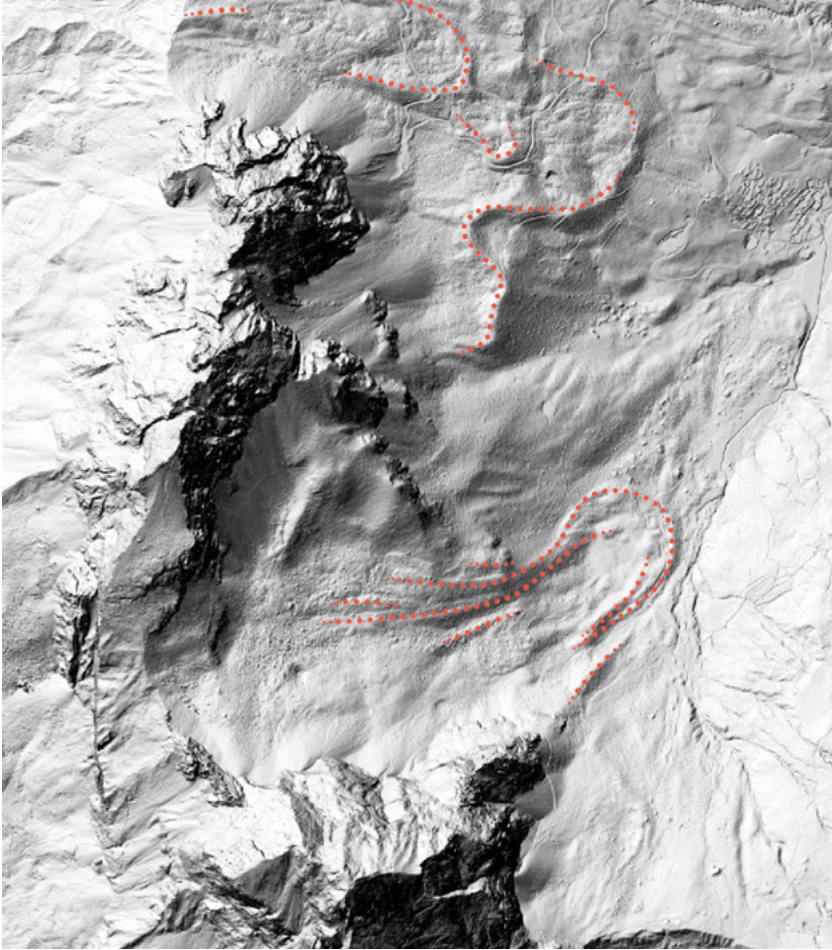


Fig. 33: Morphologisch markante letzteiszeitliche Lokalmoränenwälle auf der Ostseite der Mythen. Ausschnitt aus dem digitalen Geländemodell swissALTI^{3D}.

Im Gebiet des Sihlgletschers sind erratische Blöcke von der Drusberg-Decke und der Aubrig-Schuppe – Kieselkalk, Schrattenkalk, Garschella-Formation, Seewen-Formation, Nummulitenkalk – und Sandstein von Wägital-Flysch verbreitet. Ein Lithothamnienkalk nördlich des Sattels zwischen Totenplangg und Fidisberg stammt von diesem.

Im Tal der Steiner Aa fand GASSER (2003) drei Habkerngranit-Blöcke, einen bei Lustnau nordöstlich von Sattel und zwei in der Steiner Aa. Diese stammen möglicherweise aus dem Flysch zwischen den Externen Einsiedeln-Schuppen und dem Wägital-Flysch. Mit Altdorfsandstein- und Kristallinblöcken vom Aar-Massiv verfrachtete sie der Rothenthurmer Arm des Reussgletschers über 2 km. Couches-Rouges-Gruppe- und Sulzfluhkalk-Erratiker sind am Engelstock und im Alptal häufig; Radiolaritblöcke stammen aus der Arosa-Decke, Hauptdolomit von der ostalpinen Decke, Kristallin aus der Isentobel-Assoziation. Der Erratiker mit 750 m³ im Schlund östlich von Unteriberg (Koord. 2704 923/1212 858) stammt vom Seewen-Kalkzahn Pkt. 1513 m an der Südseite des Stocks (HANTKE & WINTERBERG 2003). Beim Haus- und Strassenbau wurden zahllose Findlinge zerstört; J. Gasser liess viele beim Strassenbau freigelegte Blöcke in Stützmauern einbauen und bewahrte sie so vor der Zerstörung.

q_{5N} Niderstalden-Schotter

Am Ausgang der Muota-Schlucht tritt linksseitig ein Schotter auf, der schon früh in einer kleinen Grube abgebaut wurde. Der Niderstalden-Schotter wurde in der Kiesgrube am Niderstalden am westlichen Talausgang der Muota im Gebiet Büelti – Chappelenmattli – Salach von 1960 bis 1972 durch die Sand- und Kieswerk AG Schwyz abgebaut. In den wenigen noch sichtbaren Aufschlüssen besteht das Lockergestein aus einem feinkornreichen, leicht siltigen sandigen Fein- bis Grobkies mit Steinen und kleineren Blöcken ohne erkennbare Lagerungsstrukturen. Die eher schlecht sortierte Kies- bis Steinfraktion besteht ausnahmslos aus Kalkkomponenten, vorwiegend Schrattenkalk. Die zum Teil mässige Rundung lässt auf einen kurzen fluviatilen Transportweg schliessen.

q₅ Letzteiszeitlicher Schotter, undifferenziert

Die seit KAUFMANN (1877) am ostseitigen Ausgang der Muotaschlucht meist als Deltaablagerungen gedeuteten Schotter mit geschrämmten Blöcken betrachtete PASQUIER (1891, S. 107) noch als interglazial in einen um 50 m höheren Vierwaldstätter See geschüttet. Es handelt sich jedoch um Eisrand-Stauschotter, der von einem ins Becken von Ibach – Schwyz eingedrungenen Lappen des Reussgletschers zwischen Eisrand und Talhang geschüttet wurde. Bei Salach ist in aufgelassenen Kiesgruben um 470 m ü. M. die Deltaschüttung eines eisgestauten Randsees zu erkennen.

Spätglaziale Bachschuttkegel

Auf der Westseite der Mythen, zwischen Mälchbutzli und Fönenschwand, zwischen Riedegg und Hangbüel sowie bei Binziberg liegen drei kleinere Bachschuttkegel vor, deren Entstehung ins Spätglazial gestellt wird.



Fig. 34: Kiesgrube Furenmoos (Trachslau) im Trachslau-Schotter bei Koord. 2697695/1217370.
Foto D. Kälin 2008.

Südwestlich von Alpthal liegt auf ca. 1200 mü.M. ein zweigeteilter Bachschuttkegel, der keinen Bezug zum heutigen Bachsystem aufweist und deshalb ebenfalls ins Spätglazial gestellt wird.

Ein weiteres Vorkommen eines spätglazialen Bachschuttkegels liegt am südlichen Blattgebietsrand am westlichen Ausgang der Muotaslucht.

q_{st} Trachslau-Schotter

Auf der linken Seite der Alp liegt südlich von Trachslau (am Nordrand von Atlasblatt Ibergeregge) über das Trachslauer Moos bis gegen Schweig südwestlich von Einsiedeln grauer Schotter. Er bildet eine markante, leicht nach Norden einfallende Ebene. Der gegen Norden feingerölliger werdende Schotter wird in einer grossen Grube bei Trachslau abgebaut (Fig. 34). Der Geröllinhalt des Trachslau-Schotters ist charakterisiert durch viel «Alberese-Kalk», Gesteine der Couches-Rouges-Gruppe, Flyschsandstein und «Ölquarzit» (BISIG 1950). Über dem Trachslau-Schotter liegen geringmächtige Seebodenablagerungen und darüber an organischem Material reiche Verlandungssedimente (Fig. 34). Gegen Norden keilt der Trachslau-Schotter allmählich aus; er geht in die in die Seebodensedimente von Einsiedeln eingelagerten Sandlagen über (s. Fig. 50).

Verbreitung und Aufbau des Trachslau-Schotters und der eingelagerten Seebodensedimente sind durch zahlreiche Erkundungsbohrungen gut bekannt.

q_{SL} **Seebodensedimente** (nur in Bohrungen aufgeschlossen)

Letzteiszeitliche Seebodensedimente wurden im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg an zahlreichen Stellen erbohrt. Sie sind aber aufgrund der Überdeckung mit jüngerem Bachschutt oder Verlandungssedimenten oberflächlich nirgends aufgeschlossen.

Felderboden

In der Ebene des Felderbodens zwischen Brunnen und Schwyz wurden in verschiedenen Bohrungen mehrfach Seebodensedimente erbohrt.

Nach dem Rückzug des Reussgletschers gelangten im zurückgebliebenen Seebecken, das vom heutigen Vierwaldstättersee bis zum Lauerzersee reichte, Seebodensedimente zur Ablagerung. Zeitgleich schüttete die Muota von Südosten und die grossen Bachschuttfächer von den Mythen her grosse Schuttmassen in den eisfrei gewordenen Talkessel von Schwyz. Im Bereich Fuchsenen–Obermatt erreicht der Muota-Schotter dabei eine Mächtigkeit von fast 100 m.

Die in den Bohrungen angetroffene Wechsellagerung von feinkörnigen Seebodensedimenten und grobkörnigen Bachablagerungen belegt den Ablagerungsraum eines ehemaligen Deltas.

Tab. 1: Auswahl von Bohrungen mit Seebodensedimenten im Gebiet Felderboden.

Koordinaten	OKT m ü.M	Bohrtiefe	Seebodensedimente ab m Tiefe
2690 495/1208 275	446,99	48,5	19,75
2690 184/1206 338	441,54	40,0	23,65
2689 940/1206 654	440,47	50,6	41,00
2689 750/1206 851	440,39	40,0	25,30
2691 610/1207 450	455,00	22,0	5,8–8,9; 11,1–14,5

Lauerzersee

Knapp ausserhalb des Kartengebiets, bei Steinen, wurden in einer Bohrung bei Koord. 2689 170/1211 325, 465 m ü.M., in 21,1 m Tiefe Seebodensedimente erbohrt. Es ist davon auszugehen, dass diese Seeablagerungen im Gebiet um den Lauerzersee eine grössere Verbreitung besitzen.

Breitried–Schützenried

Mehrere Bohrungen am Süden des heutigen (1937 aufgestauten) Sihlsees zeigen, dass dieser einen spät- bis postglazialen Vorgänger aufwies. So zeigt z.B. die Bohrung bei Koord. ca. 2704 640/1215 900 bereits ab einer Tiefe von ca. 1,5 m

«braunen Lehm mit Pflanzenresten» und unter einer dünnen Kiesschicht ab ca. 6,3 m Tiefe «blauen Lehm», z.T. mit Torf(lagen) und mit Pflanzenresten. 1934 für den Bau des Willerzeller Viaduktes (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln) abgeteufte Erkundungsbohrungen erbrachten auch in 35 m Tiefe noch keinen Fels; sie durchfuhren mächtige Seebodensedimente.

Trachslau

Wie im Abschnitt Trachslau-Schotter ausgeführt wurde, geht dieser gegen Norden in feinkörnige Seebodenablagerungen (Seebodensedimente von Einsiedeln, «Einsiedler Lehm») über. Besonders instruktiv ist dabei die Bohrung bei Koord. 2698 310/1219 020, welche eine Tiefe von 132 m erreichte und dabei drei Mal Seebodenablagerungen durchteufte (von 4,6–30, 54,3–63 und 80,5–105 m; s.a. Fig. 50).

Morgarten

Unter der Alluvialfläche des Hauptsees (südlich des Ägerisees) wurden in verschiedenen Bohrungen ebenfalls Seebodensedimente angetroffen. Als Beispiel sei die Bohrung bei Koord. 2690 890/1217 440 angeführt, wo unter Verlandungssedimenten von 3,6–26 m Tiefe Seebodensedimente angetroffen wurden.

Holozän

Zerrüttete Sackungsmassen

Bedeutende zerrüttete Sackungsmassen finden sich südwestlich der Mördergruebli sowie westlich und südöstlich des Roggenstocks. Zerrüttete Sackungsmassen, welche hauptsächlich von der Euthal-Formation alimentiert werden, befinden sich östlich oberhalb von Trachslau, östlich des Gschwändstocks und nördlich des Stocks. Im Wägital-Flysch ist es die westliche Talflanke der Grosser Runs, die bei Horbenboden als zerrüttete Sackungsmasse erkannt wurde. Ebenfalls aus Wägital-Flysch besteht die grosse zerrüttete Sackungsmasse im obersten Plattentobel nordwestlich von Unteriberg.

Sackungsmassen

Auf der Westseite der Rotenflue liegen zahlreiche versackte Gesteinspakete, hauptsächlich von Sulzfluh-Kalk, vor. Oftmals sind sie noch im Gesteinsverband mit der überlagernden Sciernes-d'Albeuve-Formation und der Couches-Rouges-Gruppe.

Rutschmassen

Die von Wägital- und Schlieren-Flysch eingenommenen Flächen im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen verursachen aufgrund ihrer wenig kompetenten Lithologie den grössten Teil der im Atlasgebiet auftretenden Rutschungen.

Ein ca. 1 km² grosses, ausgeprägtes Rutschgebiet ist südlich der Haggenegg, Kote ca. 1400–900 m ü. M., über dem stauenden Flyschuntergrund entwickelt. Das Rutschgebiet ist durch eine sehr unruhige Topographie, zahlreiche Wasseraustritte, Wasserläufe und stellenweise versumpftes Gelände charakterisiert. Im Süden wird das Rutschgebiet an einer ziemlich scharfen Linie vom Bergsturzschutt des Stockwalds begrenzt. Die nordwestliche Begrenzung zum Gebiet des Wägital-Flyschs mit vereinzelt kleinen Hangmuren ist weniger markant.

In der Geländemulde zwischen dem Grossen Mythen im Norden und der Rotenflue im Süden erstreckt sich im Gebiet Huserberg – Rätigs – Staatswald auf 2 km Länge eine tiefgründige Rutschmasse aus Flysch-Verwitterungsschutt und Bergsturzschutt der Mythen und Rotenflue, vorwiegend in Kies- und Blockgrösse mit variablem Feinanteil. Im Gebiet Algischt – Rätigs sind Kriechbewegungen in der Grössenordnung von 20 cm/Jahr nachgewiesen (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 2012).

Ausgedehnte Rutschmassen erstrecken sich vom Gschwändstock bis nach Nidau nordöstlich von Unteriberg. Die Rutschungen erfolgen hauptsächlich in der Amden-Formation, umfassen aber z.T. auch mächtigen Verwitterungsschutt.

Den zahlreichen Rutschphänomenen im Grenzbereich Subalpine Molasse/ Wägital-Flysch im Gebiet zwischen Sattel und Lauerzersee widmet sich die Arbeit von YAVUZ & SCHINDLER (1997).

Ophiolithschutt

Zwei Vorkommen von Schuttmassen wurden speziell ausgeschieden: südwestlich der Isentobelhütte und nördlich von Ober Chruthüttli fallen zwei Schuttmassen durch das Überwiegen von Ophiolithblöcken auf.

Fels- bzw. Bergsturzablagerungen

Auf der Nord- und Nordwestseite des Chli Schijen sowie an den Mythen ereigneten sich im frühen Spätglazial beim Auftauen des Permafrosts zahlreiche Felsstürze. Am WSW-Fuss der Mythen brach Sturzgut – Sulzfluh-Kalk, Dolomit, Couches-Rouges-Gruppe – auf Eis zu Tal. Von 1642 und 1865 sind Stürze dokumentiert (J. Gasser in STEINEGGER & SUTER 1987). 1919 ereignete sich ein weiterer Sturz (INEICHEN et al. 1966). 1998 brachen 15000 m³ am Nordostgrat ab; 2000 löste sich ein Sturz an der Mythenmatt, 2001 einer vom Gipfel.

Blöcke aus Wang-Formation lösten sich vom Trittlipass Richtung Wangflue und beidseits des Schülbergs. Vom Stock brachen Blöcke aus Wang-Formation und

Nummulitenkalk in den Schlund, von der Butziflue gegen Westen ins Chilenried und gegen Südosten ins Stockloch ab. 1894 brach Sturzgut bis zur Minster nieder. 1872 ereignete sich ein Sturz an der Stockflue, 1901 einer am Tritt.

Im hinteren Sihltal stürzten Blöcke von Rütistein und Piet auf Untersihl. 1810 zerstörte ein Felssturz die Fluealp (= Flüe LK 1152) ESE von Euthal, zerstörte Häuser und staute ein Seeli (HEIM 1932); 1910 ging ein Schlipf nieder. Fels löste sich in dem damals noch als Heuwiesen genutzten heutigen Guggerenwald. An der Druesberg-Nordwestseite brachen im März 1989 50 000–70 000 m³ Schrattenkalk-Formation auf Schnee ab (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1989); im März 1999 löste sich im Töbler oberhalb von Weglosen Gestein, im Frühjahr 2000 50 m³ an der Fidisberg-Südseite, im August 2000 200–300 m³ am Unteriberger Schwarzstock.

Bachschuttkegel

Die grössten Bachschuttkegel bildeten sich im Talkessel von Schwyz: der ca. 3 km² grosse Nietenbach-Bachschuttkegel, im Südosten jener von Tobel- und Ibach, im Nordwesten jene von Siechen- und Gründelisbach. Der Bachschutt ist oft viele Dekameter mächtig und ausgesprochen heterogen aufgebaut: sandig-kiesige-blockige Zonen mit stellenweise Grossblöcken von mehreren Kubikmetern Grösse dokumentieren Überschwemmungen und Murgänge der einstigen Wildbäche, lehmige Zonen mit Stillwasserablagerungen mit warvenähnlicher Feinschichtung und Verlandungssedimenten dokumentieren ruhigere Perioden.

Torfmoore, Feuchtgebiete und Moorlandschaften

Im Perimeter des Atlasblatts Ibergeregge befinden sich zwei Moorlandschaften von besonderer Schönheit und nationaler Bedeutung: Die Moorlandschaft Breitried/Unteriberg erstreckt sich über 545 ha und die Moorlandschaft Ibergeregge umfasst 2375 ha. Zusammen entspricht dies einer Fläche von fast 3000 ha bzw. 14,3 % der Fläche eines Atlasblatts (210 km²).

Breitried/Unteriberg

Die Moorlandschaft Breitried/Unteriberg befindet sich im nordöstlichen Bereich des Atlasblatts Ibergeregge und wird heute von der weiten Ebene am Südende des 1937 aufgestauten Sihlsees geprägt. Entwicklungsgeschichtlich spielte im Breitried die Überführung von alten, zum grossen Teil vertorften Aufschüttungsebenen mit jüngeren Alluvionen eine bedeutende Rolle. Die Aufschüttung erfolgte vor allem durch die Minster, die einen flachen Schuttkegel bis nach Rüti vorgetrieben hat und ihn quer über das Tal hinüber gegen Hühport zu legte. Der Betrag dieser Aufschüttung wurde für das Gebiet nordöstlich von Rüti auf 7–11 m geschätzt. Es

ist dabei neben Sand und Kies auch Lehm zur Ablagerung gekommen, wobei die oberste Schicht im Allgemeinen von Lehm gebildet wird. Hinter dem Schuttkegel, im toten Winkel zwischen Minster, Sihl und Gebirge (Karenstock 1288 m) entstand ein mächtiges Torfmoor mit vielen Überschwemmungshorizonten, die gegen die Flüsse hin in torfigen Lehm und schliesslich in Lehm übergehen.

Die Auffüllung des Sihlsees begann unmittelbar nach dem Rückzug des letzteiszeitlichen Gletschers. Während sie aber auf den Seitenrändern nur unbedeutende Beträge erreichte, schritt sie von Süden gegen Norden hin sehr kräftig fort.

Zuerst wurden die fjordartigen Buchten des Sees zugeschüttet, der eine Arm von der Sihl, der andere von der Minster und der Waag. Im Gebiet der Breitrieder verschmolzen die beiden Aufschüttungsebenen; Sihl und Minster vereinigten sich und schütteten nun gemeinsam das Delta weiter gegen Norden.

Zudem brachten Sihl und Minster aus den schiefrigen Mergeln der Kreide und des subalpinen Flyschs grosse Mengen tonreichen Sediments. In der Nähe der Mündung des Flusses in den See wurden sandiger Silt, Sand und Kies abgelagert. In den der Mündung ferner gelegenen Gebieten gelangte Silt oder sandiger Silt zur Ablagerung. Da der Fluss seine Mündung häufig verlegte und die gröberen Fraktionen auch durch die Wellendrift längs des Strandes verlagert wurden, entstand das unregelmässige Mosaik der verschiedenen Ablagerungen, das wir horizontal nebeneinander und vertikal übereinander im Verfüllungsgebiet finden. Beinahe überall gelangte nach beendiger Auffüllung bei starkem Hochwasser noch eine tonig-kalkige Deckschicht zur Ablagerung, die sich nachträglich zu Lehm umbildete.

Im untiefen Wasser breiteten sich wurzelnde Pflanzen aus, und ihre Reste mischten sich zuerst in schwächerer und später in herrschender Menge den anorganischen Ablagerungen bei. So entstanden torfiger Lehm, lehmiger Torf und schliesslich die Flachmoortorfe. Da, wo diese sich über den Grundwasserspiegel erhoben, wurde der Platz frei für die Ausbildung der Hochmoore (LÜDI 1939, S. 89ff.).

Als besonders instruktiv wird von LÜDI (1939, S. 59) das Breitried-Bohrprofil (Koord. ca. 2704 950/1215 270, 891 m ü. M.) eingestuft, «das bis in beinahe 13 m hinabreicht und eine zusammenhängende Torfschicht von 9,5 m aufweist, die grösste Torfmächtigkeit, die [...] bisher in der Schweiz festgestellt worden ist. Diese Torfschicht ist aber nicht völlig homogen, sondern von zahlreichen Schichten mit lehmiger Einlagerung unterbrochen, die bald kaum erkennbar sind, bald zur Bildung eines lehmigen Torfes, in einigen Fällen zur Einschaltung eines deutlich erkennbaren, schmalen Lehmhorizontes führen. Nur wenige der zahlreichen untersuchten Torfproben waren wirklich frei von mineralischen Einlagerungen.»

Die umgebenden Flachmoore, vor allem Kleinseggenrieder, bedecken grosse zusammenhängende Flächen, die sich stellenweise auch bis in die steil aufsteigenden Hänge erstrecken.

Als Folge des Ausbruchs des Vulkans Tambora im Jahr 1815 in Indonesien zeigten sich die Auswirkungen dieser Eruption während vieler Monate rund um den Globus. In Europa und Nordamerika wurde 1816 als das «Jahr ohne Sommer» bekannt. In der Folge kam es im Kanton Schwyz sowohl 1816 als auch 1817 zu Not- und Fehljahren. Hunger war weit verbreitet. «Unmittelbare Ursache dafür war die kälteste Vegetationsperiode während des ganzen Jahrhunderts, so dass die Ernte sehr gering ausfiel» (HORAT 1997). Auch in Schwyz wurde erkannt, dass Kartoffeln höhere Flächenerträge liefern könnten als Getreide. So kommt es 1837, dass die Gärten «südwärts am Schützenried unter die Genossen zur Benutzung ausgetheilt werden» (WEIBEL 2012).

MEYER VON KNONAU (1835) äussert sich zum Kartoffelanbau wie folgt: «Wie allenthalben war man auch im Kanton Schwyz anfänglich gegen die Kartoffel mit Vorurteilen erfüllt. Lange wollte der gemeine Mann von dieser neumodischen Knolle nichts wissen, man musste sogar den Genuss derselben heimlich halten, so gross war die Abscheu vor dieser geglaubten Giftpflanze. Erst nach der Mitte des achtzehnten Jahrhunderts lehrte die Not ihren Gebrauch und verwandelte die Abscheu in Verehrung. [...] Der Kartoffelbau hat sich seit dem verhängnisvollen Hungerjahr 1817 ungeheuer ausgedehnt, doch reichten im Bezirk Schwyz bis auf die neuesten Zeiten die Pflanzungen nicht hin und es wurde alle Jahre aus den benachbarten Kantonen eine grosse Menge eingeführt, erst 1833 bedurfte der Bezirk keine von auswärts, sondern konnte dergleichen in die äusseren Bezirke abliefern, was auch 1834 geschah.»

FRÜH & SCHRÖTER (1904, S.599) beschrieben die Kartoffelplantage von Schützenried (Fig. 35) wie folgt: «Als freudige, mindestens 39 Hektaren umfassende Oase zeigt sich die Kartoffelplantage von Schützenried 894–900 m ü. M., im Westen und teilweise noch im Süden eingerahmt von einem schmalen Tristen-saum. Die Beete dieser «Gärten» sind etwa 3,5 m breit, 30 m lang und durch 1 m tiefe in Torf ausgehobene Gräben getrennt, welche Nord–Süd streichen, d.h. in der Richtung des natürlichen Gefälles. Es ist eine Art Dammkultur.»

Die vielen Elemente der historischen und aktuellen Moornutzung wie Streuhütten, Tristen, Moorwölbacker und das zur Bewirtschaftung angelegte Kanalsystem prägen die heutige Kulturlandschaft Breitried. Die geometrisch angelegten Moorwölbacker werden immer häufiger als Streuwiesen genutzt. Trotzdem ist das gewellte Mikorelief nach wie vor gut sichtbar und führt durch den Wechsel der Standortbedingungen zwischen Wölbungen und Gräben zu einem vielfältigen Vegetationsmosaik.

Das Kulturland weist heute ein dichtes Weg- und Strassennetz auf und wird vielfach (zu) intensiv bewirtschaftet, was die organischen Böden zersetzt, viel Kohlendioxid emittiert und nicht nachhaltig ist.

Eine weitere Kernfläche der Moorlandschaft Breitried befindet sich im Gebiet Allmigli – Ried – Schmalzgrubenried auf dem sanft ansteigenden Schwemm-fächer des Nidlaubaches.

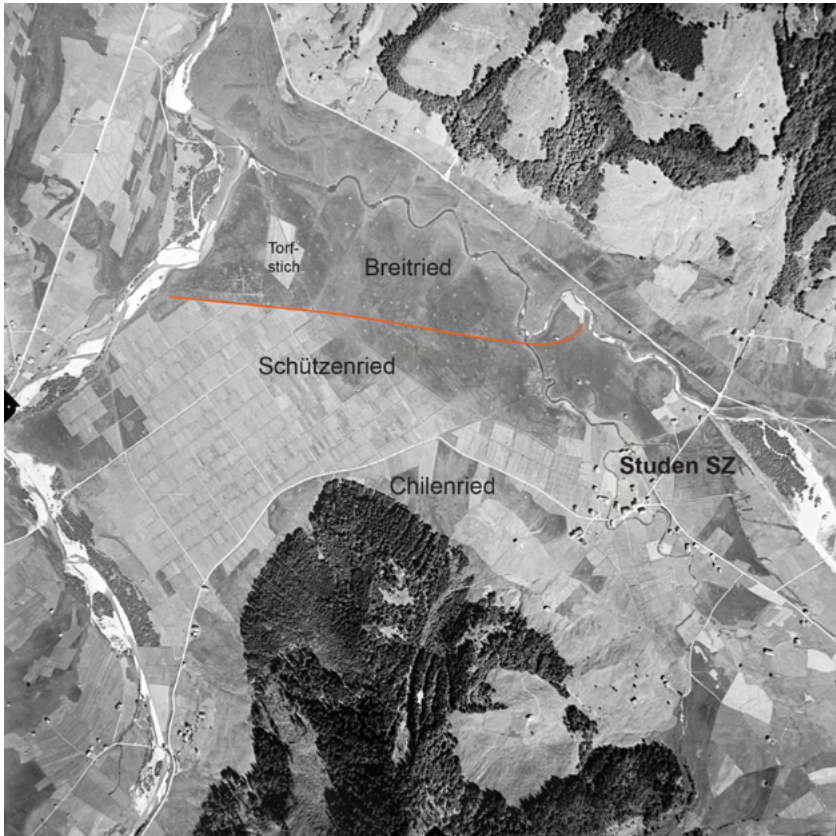


Fig. 35: Die Luftaufnahme Nr. 19320880121956 wurde von swisstopo am 11.8.1932 erstellt – fünf Jahre, bevor die Sihl zum flächenmässig grössten Stausee der Schweiz aufgestaut wurde. Das Bild zeigt die rund 2,25 km² grosse Ebene von Breitried (im Norden) und Schützenried (im Süden), die sich im «toten Winkel» zwischen dem bewaldeten Karenstock im Süden und den beiden Flüssen Minster und Sihl erstreckt. Am westlichen Bildrand fliesst die viel Geschiebe führende Minster von Süden nach Norden. Die Sihl hingegen mäandriert von Südosten nach Nordwesten, um schliesslich in die mächtigere Minster zu münden. Die fast weiss erscheinende, sechseckige Fläche im Westen des dunkelgrauen Areals (Koord. 2705 100/1215 360) zeigt ein ehemaliges, etwa 1,5 ha grosses Torfstichgebiet. 200 m weiter südwestlich – bei Koord. ca. 2704 950/1215 270 – hat W. Lüdi in den 1930er-Jahren ein Bohrprofil aufgenommen, das eine zusammenhängende Torfschicht von 9,5 m Mächtigkeit aufwies. Die rote Linie markiert die Gemeindegrenze zwischen Einsiedeln und Unteriberg.

Ibergeregg

Eine Broschüre des EDI/BUWAL von 1991 beschreibt die Moorlandschaft Ibergeregg wie folgt: «Die Moorlandschaft Ibergeregg ist eine typische Moorlandschaft auf Flysch. Die Moore und Sümpfe überziehen in ausserordentlicher Grösse und Dichte ein weitläufiges Wald- und Weidegebiet zwischen dem Alpthal im Westen und dem Tal der Minster im Osten. Vielerorts breiten sie sich auf nahezu der ganzen offenen Flur aus.

Oberhalb der Waldgrenze überziehen weite zusammenhängende Flachmoore die Alpweiden und prägen das Landschaftsbild. Es sind vorwiegende Kalk-Kleinseggenrieder, die von Hochstaudenriedern begleitet werden. Weiter unten verzahnen sie sich eng mit den Fichtenwäldern und nehmen viele kleine und grosse Lichtungen ein. Ausserordentlich schön ist dieses Mosaik in den Gebieten Surbrunnen, Underbäch, Richtiblätz und Langried. Die unberührten Bergföhrenhochmoore in den Gebieten Hobacher und Furenwald sind von besonderer Bedeutung; sie machen 80% der primären Hochmoore des Kantons Schwyz aus und gehören zu den besterhaltenen im Kanton.

Nebst der Qualität der Moore liegt ein grosser Wert der Moorlandschaft im weitgehend unberührten Zustand. Zahlreiche Geländekammern sind infolge ihrer Unwegsamkeit naturnah und frei von Strassen oder Bauten, wie zum Beispiel Horetsblätz-, Wüestwald- und Teuftobel. Eine Besonderheit ist der Gschwändwald, ein unberührter und artenreicher Moorwald der Montanstufe, der nicht erschlossen ist und kaum forstwirtschaftlich genutzt wird.

Die Moorlandschaft bietet eine hohe Vielfalt an Reliefformen des Flysches: Die Zertalung ist kräftig, und zwischen den Erosionstrichtern (Tobeln) liegen scharfe Grate (Eggen). Die Erosion schafft zahlreiche Fliessböden, Sackungen und Rutschungen. Die Bäche haben oft Wildbachcharakter. In den wilden und schwer zugänglichen Tobeln und Hängen ist der Reichtum an Lebensräumen wie Hoch- und Flachmooren, Moorwäldern, extensiven Weiden, Lichtungen, buchtigen Waldrändern, Bächen, usw. gross. Im Übergangsbereich von den Wäldern zu den Alpweiden befinden sich lockere, wytweideartige Fichtenbestände; besonders schön präsentieren sie sich oberhalb des Wüestwalds und bei Surbrunnen. Aufgrund der hohen Biotopqualität ist die Ibergeregg ein bedeutender Lebensraum des Auerhuhns.

Nebst der Forstwirtschaft ist die Weidenutzung in der Moorlandschaft vorherrschend, nur sehr wenige Riedflächen werden noch gemäht; in den zentralen Teilen mit intensivem Flachmoor-Wald-Mosaik ist eine zunehmende Extensivierung der Nutzung mit nachfolgender Verbrachung und Verbuschung der offenen Flächen zu verzeichnen. Die Besiedlung der Moorlandschaft beschränkt sich auf einige ursprüngliche Alpgebäude im höhergelegenen Teil.»

Ägerisee

Der Ägerisee hat nach EGLI et al. (2015) während seiner Entwicklungsgeschichte, die mehrere Jahrtausende umfasste, erhebliche Seespiegelschwankungen erlebt. Nach dem letzteiszeitlichen Eistrückzug bildete sich im Ägerital ein See, dessen Spiegel eine Höhe um 750 m ü.M. erreichte. Zwischen 14 000–11 000 Jahre vor heute ereignete sich am Nordufer bei Unterägeri ein Moränendurchbruch – der Seespiegel senkte sich katastrophenartig um 25 m. Vor rund 5500 Jahren befand sich der Pegel aber wieder auf 732 m ü.M. Vor 700 Jahren – zur Zeit der Schlacht am Morgarten im Jahr 1315 – lag der Seespiegel mit grosser Wahrscheinlichkeit auf 726 bis maximal 727 m ü.M. Dies war 2 m (bis maximal 3 m) höher als heute (724 m ü.M.).

Obige Einschätzung beruht u.a. auf bodenkundlichen Befunden: In der voralpinen Höhenzone dauert es mindestens 1800–2500 Jahre, bis sich saure Braunerden entwickelt haben. Die tiefgründige Variante beansprucht eine Entwicklungsdauer von mindestens 2200–2500 Jahren. Sie kommt deshalb im Gebiet Hauptsee–Rieter erst ab einer Höhe von 732 m ü.M. vor. Die flachgründige Variante hingegen (Entwicklungsdauer mindestens 1800 Jahre) geht bis 726 m ü.M. herunter. Folglich lag der Seespiegel während den letzten 1800–2500 Jahren zwischen 726 m bis maximal 732 m ü.M. ¹⁴C-Datierungen von mehreren Boden- bzw. Torfmoorprofilen aus dem Gebiet Hauptsee–Rieter haben ergeben, dass hier der See in der zweiten Hälfte des 15. Jahrhunderts verlandet ist. Daraus kann geschlossen werden, dass der Seespiegel zuvor eine Höhe von etwa 726 m ü.M. (bis maximal 727 m ü.M.) aufwies. Verglichen mit dem aktuellen Zustand waren also vor 700 Jahren, aber auch noch vor 100 Jahren, sowohl die ufernahen Gebiete als auch die Flächen Hauptsee – Seidenfaden – Rieter/Riedmatten viel stärker versumpft bzw. vermoort.

Zudem waren südlich vom Gebiet Hauptsee (732 m ü.M.) bis hinauf zum Letziturm (750 m ü.M.) noch weitere kleinere Seen, Tümpel, Torfmoore und Riedwiesen vorhanden. Rutschmassen und Bachablagerungen haben diese Feuchtgebiete immer wieder überprägt und in ihrer Ausdehnung verändert. Hinzu kommt, dass die Torfmoore einst grössere Areale einnahmen als heute. Weite Flächen im Gebiet Schornen – Acher – Tschupplen sind drainiert und werden heute von der Landwirtschaft vielfach zu intensiv genutzt. Dies zehrt nicht nur die organischen Böden auf, sondern emittiert auch sehr grosse Mengen an CO₂ eq (ca. 25 t CO₂ eq pro ha und Jahr).

TEKTONIK

Das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg bietet auf engstem Raum einen bemerkenswerten Querschnitt durch die unterschiedlichsten paläogeographischen und tektonischen Einheiten der Alpen, welcher seinesgleichen suchen dürfte. Von Norden nach Süden fortschreitend gelangt man vom känozoischen nördlichen Vorlandbecken (Subalpine Molasse) an den mesozoisch-paläogenen nördlichen Kontinentalrand der alpinen Tethys (Einsiedeln-Schuppen und die helvetische Drusberg-Decke). Dazwischen eingeklemmt bzw. darüber überschoben dokumentieren die monotonen Sandstein-Mergel-Abfolgen des Wägital- und Schlieren-Flyschs die klastische Tiefseesedimentation der sich während der Späten Kreide und des Paläogens langsam schliessenden penninischen Tiefseebecken. Über diesen Flysch-Decken folgt die mittelpenninische Klippen-Decke, welche einst Teile der Sedimentbedeckung des Mikrokontinents des Briançonnais bildete. Die darüberliegende Arosa-Decke und die Überreste der nördlichen Kalkalpen, welche Roggenstock und Mördergruebi krönen, repräsentieren schliesslich den einstigen Ozeanboden des südpenninischen piemontesisch-ligurischen Ozeans und den einst daran anschliessenden Adriatisch-Apulischen Mikrokontinent.

Angesichts dieser Vielfalt an tektonischen Einheiten überrascht es wenig, dass das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg, namentlich die Klippengebiete Mythen-Rotenflue und Schijen-Mördergruebi-Roggenstock (Iberger Klippen) historisch eine nicht unwesentliche Rolle gespielt haben bei der Erforschung der alpinen Tektonik und Paläogeographie. Allerdings verhindern die teils sehr isolierten Vorkommen gewisser tektonischer Einheiten, schlechte Aufschlussverhältnisse sowie eine komplizierte spätalpine Lokaltektonik oftmals eine eindeutige Interpretation der örtlichen Verhältnisse. So gibt es auch heute noch widersprüchliche Deutungen und paläogeographische Zuordnungen gewisser tektonischer Einheiten im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg. Dass überregionale Zusammenhänge durch eine paläogeographisch nicht relevante Lokaltektonik verschleiert werden können, hat, u.a. auch in Hinblick auf die Iberger Klippen, bereits STEINMANN (1905, S. 11) kurz nach Durchbruch der alpinen Deckentheorie erkannt und sehr treffend und nach wie vor aktuell zusammengefasst: «An den Verschiedenheiten der Facies in den einzelnen Decken, sowie an den nie fehlenden Verquetschungen, Auswälzungen, Aufpressungen und Verschleppungen wird die zusammengesetzte Natur des Schichtkomplexes und damit der regionale Deckenbau erkannt. Wird nun ein solches System übereinandergehäufter Decken später gefaltet oder von Brüchen betroffen, so wird der regionalen Tektonik eine lokale aufgesetzt, und diese ist es, welche vielfach zunächst in die Augen springt, da sie vor allem in der Orographie zum Ausdruck gelangt.» Diese späten Verfaltungen und Verschuppungen bereits bestehender Deckenstapel führen dazu, dass die generelle Regel, wonach tektonisch höher liegende Einheiten in den Alpen aus ursprünglich inneren

(d.h. südlicheren) paläogeographischen Räume stammen, nicht zwingend gelten muss. Diese meist steilstehenden spätalpinen Auf- bzw. Überschiebungen oder Schuppengrenzen stellen somit eine Extremform von Out-of-sequence-Thrusts (sensu MORLEY 1988) dar, da sie oftmals komplett neue Strukturen sind, welche sich nicht in eine regelmässig in Richtung tektonisches Vorland sich fortpflanzen- de Bewegungssequenz einordnen lassen.

SUBALPINE MOLASSE

SUBALPINER SCHUPPENKOMPLEX

Die Subalpine Molasse besteht aus dem Südrand des känozoischen nördlichen alpinen Vorlandbeckens (Molassebecken), welcher während später Phasen in die alpine Deformation miteinbezogen und in mehrere tektonische Schuppen (teils richtiggehende Decken) dachziegelartig übereinander geschoben worden ist. Sie nimmt die nordwestliche Ecke des Gebiets von Atlasblatt Ibergereg ein.

Rigi-Rossberg-Schuppe

Mehr oder weniger monoton nach Südosten einfallende Konglomerat-Sandstein-Mergel-Siltstein-Abfolgen (USM, Rupélie-Chattien) bilden den Untergrund der bewaldeten Hügel zwischen dem Südrand des Ägerisees und dem tektonischen Alpenrand, welcher – topographisch meist nur undeutlich in Erscheinung tretend – von der Ebene von Steinen – Lauerzer See (knapp ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Ibergereg) Richtung Trachslau im Alptal zieht. Tektonisch gehört die gesamte Subalpine Molasse dieses Gebiets zur mächtigen Rigi-Rossberg-(Morgarten-)Schuppe (SCHLANKE 1974), welche zwischen Vierwaldstättersee und Sihlsee den unmittelbaren Südrand der Subalpinen Molasse bildet (HABICHT 1945b, s.a. HANTKE 2006, HANTKE et al. 2009). Die basale Über- bzw. Aufschiebungsfläche der Rigi-Rossberg-Schuppe auf die nördlich daran anschliessende Grindelegg-Schuppe liegt bereits auf dem Gebiet des nördlich anschliessenden Atlasblatts Einsiedeln.

HELVETIKUM

Das Helvetikum wird tektonisch unterteilt in ein Unter- und Oberhelvetikum unterhalb bzw. oberhalb der Überschiebung der Helvetischen Decken. Diese Definition führt dazu, dass ein Ultrahelvetikum nordöstlich des Thunersees nicht

mehr ausgeschieden werden kann. Die faziellen Begriffe nord-, süd- und ultrahelvetisch werden nur im paläogeographischen Sinne des Ablagerungsraums benutzt.

Unterhelvetikum

Subalpine Flysch-Zone

Zwischen der Subalpinen Molasse und der Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe bzw. der Wägital-Decke ist eine Serie von Später Kreide und helvetischem Paläogen eingeklemmt, die als Subalpine Flysch-Zone bezeichnet wird. Die Zusammensetzung dieser Serie schwankt stark; meistens bilden Stad-Formation und «Wildflysch» die Hauptmasse. Die gemischte Natur der Subalpinen Flysch-Zone erkannte bereits Arn. Heim, welcher diese als aufgeschürfte «tektonische Moräne» beschrieb und aus heutiger Sicht korrekt, obgleich *avant la lettre*, als tektonisches Melange interpretierte (Arn. Heim in HEIM 1921, S. 360).

Zwischen Mostelberg im Westen und der Ostseite des Alptals im Osten schneidet die Überschiebung der Wägital-Decke die Subalpine Flysch-Zone auf einer Distanz von 7 km ab, so dass die Wägital-Decke direkt auf die Subalpine Molasse zu liegen kommt. Zu beiden Seiten des Südendes des Lauerzersees wie auch des Sihlsees tritt innerhalb der Subalpinen Flysch-Zone eine charakteristische Verschuppung der Abfolge Amden-Formation, Euthal-Formation und Stad-Formation auf, die als Externe Einsiedeln-Schuppen abgegrenzt werden können.

EXTERNE EINSIEDELN-SCHUPPEN

Der Externe Einsiedeln-Schuppen oder auch Äussere Einsiedler Schuppenzone (FREI 1963) genannte Komplex bildet östlich des Lauerzersees wie auch zu beiden Seiten des Sihlsees den unmittelbaren Alpenrand (KUHN 1972, s.a. Atlasblatt Einsiedeln). Gegen Westen setzt er sich in die ähnlich gebaute Schuppenzone von Lauerz unmittelbar südlich des gleichnamigen Sees fort (s.a. Atlasblatt Rigi).

Dort lassen sich mindestens zwei (FREI 1963), allenfalls auch drei (W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) Schuppen unterscheiden. Diese können mit Unterbrüchen über eine Länge von rund 3 km bis auf das Gebiet des westlich anschliessenden Atlasblatts Rigi verfolgt werden. W. Leupold (in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) erwähnt von dort u.a. tektonisch stark deformierten (und durch Brüche mehrfach repetierten) Nummulitenkalk der Euthal-Formation sowie sandigen Mergel der Stad-Formation. Im Dach der obersten Schuppe entwickelt sich zudem der Burg-Sandstein (FREI 1963).

Am Sihlsee präsentieren sich die Externen Einsiedeln-Schuppen als Stapel aus drei bis vier übereinanderliegenden, geringmächtigen Schuppen, welche alle

NNW

SSE

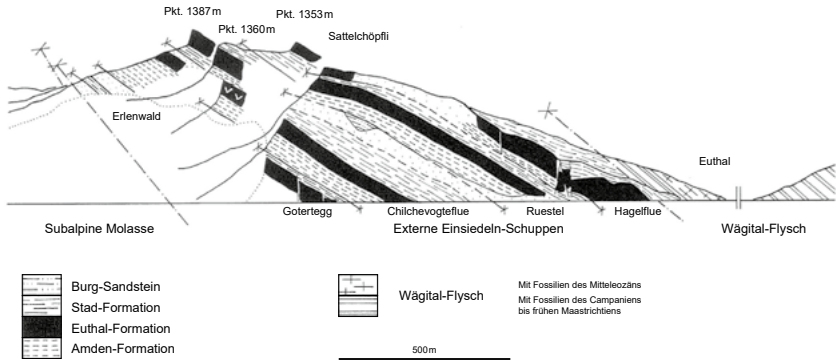


Fig. 36: Profil durch die Externen Einsiedeln-Schuppen auf der Ostseite des Sihlsees. Verändert nach KUHN (1972, Fig. 2).

eine stratigraphisch einheitliche, tektonisch bedingt jedoch unterschiedlich vollständige Abfolge aus kretazischer Amden-Formation, der paleozänen-eozänen Euthal/Bürgen-Formation sowie der eozänen Stad-Formation aufweisen. Zwischen Alptal und Sihlsee können die meisten Schuppen trotz geringer Mächtigkeiten von teils nur knapp 50 m lateral über eine Distanz von bis zu 4 km einigermaßen sicher verfolgt werden, obgleich einzelne Schuppen lateral auskeilen, d.h. eher linsenförmig sind (JEANNET et al. 1935). Die teils schlechten Aufschlussverhältnisse sowie von höheren Schuppen abgebrochene Schuttmassen erschweren allerdings die genaue Kartierung der Schuppen (J. Winter in FREI 1963). Östlich der Talung des Sihlsees liegt ebenfalls ein isoklinaler Stapel aus rund vier Schuppen vor, welche namentlich am See gut unterschieden werden können (z.B. Arn. Escher in KAUFMANN 1877, KUHN 1972, s. Fig. 36). Fazielle und mikropaläontologische Detailuntersuchungen zeigen allerdings, dass – trotz generell einheitlicher stratigraphischer Abfolge in den Schuppen – eine direkte Korrelation der Schuppen über die Sihlseetalung hinweg schwierig ist (JEANNET et al. 1935). Nichtsdestotrotz korreliert LEUPOLD (1967) die tiefste Schuppe östlich des Sihlsees mit der zweit tiefsten an dessen Westufer.

Die kleinräumige Verschuppung sehr dünner Schuppen und die dadurch hervorgerufene Repetition der stratigraphischen Abfolge in den Externen Einsiedeln-Schuppen wurden in der Vergangenheit unterschiedlich interpretiert. Während Arn. Escher kurz vor 1870 einen engräumigen Faltenbau vermutete (zitiert in KAUFMANN 1877), nahmen einige spätere Bearbeiter eine normale stratigraphische Abfolge mit wiederkehrenden Einschaltungen von Flachwasserkarbonaten an

(HEIM 1908a). Die Idee einer tektonischen Repetition ein und derselben spätkretazischen-paläogenen Schichtfolge in den Externen Einsiedeln-Schuppen konnte sich schliesslich auf Grundlage einer verbesserten Nummulitenstratigraphie in den 1930er-Jahren durchsetzen (JEANNET et al. 1935, LEUPOLD 1937, 1942). Sie bleibt bis heute die plausibelste Erklärung (KUHN 1972, BERSET 1984, LETSCH 2012). Als Alternative wurde während der 1960er-Jahre die Möglichkeit ins Spiel gebracht, dass es sich bei den Schuppen der Externen Einsiedeln-Schuppen nicht um tektonische Körper, sondern um submarine Rutschkörper handeln könnte. Diese wären bereits früh, d.h. während der Sedimentation der mitteleozänen Stad-Formation, auf steilen Unterwasserhängen in die Tiefe geglitten (O. Renz & H.G. Kugler in HOTTINGER et al. 1967). Obwohl solche submarinen Rutschkörper heute von diversen aktiven und fossilen Sedimentbecken bekannt sind (s. z.B. ALVES 2015), lassen die relativ regelmässige Imbrikation der Externen Einsiedeln-Schuppen sowie das Fehlen von begleitenden sedimentären Deformationsspuren und grobkörniger submariner Schuttstromsedimente eine solche Möglichkeit als wenig wahrscheinlich erscheinen.

Oberhelvetikum

Drusberg-Decke

Die Drusberg-Decke ist zwischen Sihl- und Linthtal in drei Digitationen oder Teildecken aufgespalten, von oben nach unten die Fluhbrig-, die Räderten- und die Wiggis-Teildecke (LUGEON 1902, TRÜMPY 1969, RAMSAY 1981, s. aber HANTKE 1961 und PFIFFNER 2011 für abweichende Darstellungen ohne bzw. mit nur zwei Teildecken). Aufgrund des ausgeprägten Axialgefälles in westlicher Richtung zwischen dem Querschnitt des Linthtals und der Axialdepression im Raum der Iberger Klippen ist in weiten Teilen des Gebiets von Atlasblatt Ibergereggen allerdings nur die oberste Digitation, die Fluhbrig-Teildecke, aufgeschlossen (JEANNET 1941). Erst ausserhalb des Blattgebietes taucht mit der Morschach-Synklinale und der Seelisberg-Axen-Antiklinale (Atlasblatt Muotathal) die sowohl geometrische als auch palinspastische Fortsetzung der Räderten-Teildecke am Vierwaldstättersee wieder auf (JEANNET 1941, TRÜMPY 1969), obgleich in dieser Gegend nicht mehr eigentliche Teildecken vorliegen. Die Anwesenheit zumindest der Räderten-Teildecke unter der Fluhbrig-Teildecke und teils auch unter der nördlich daran anschliessenden Flyschzone (JEANNET 1941) im restlichen Teil des Blattgebietes ergibt sich aus geometrischen (und somit auch palinspastischen) Gründen sowie aus der Tatsache, dass die Kreide der Räderten-Teildecke der einzige plausible ursprüngliche Ablagerungsraum der am Alpenrand dachziegelartig zusammengeschobenen, spätkretazischen-paläogenen Sedimentpakete der Externen Einsiedeln-Schuppen darstellt (LEUPOLD 1942, 1966, TRÜMPY 1969).

Die Fluhbrig-Teildecke der Drusberg-Decke senkt sich von ihrem steilen erosiven Südrand gegen das Muotatal bzw. die Pragelpassfurche leicht stufenförmig gegen Norden bzw. Nordwesten (s. KAUFMANN 1877, QUEREAU 1893, HEIM 1921, JEANNET 1941, FREI 1963), bis sie entlang des eindrucksvollen Frontalgewölbes Fluebrig (bereits im Gebiet von Blatt Klöntal) – Stock – Guggerenchopf ihren nördlichen Abschluss findet. Gegen Südwesten sinkt dieses Frontalgewölbe axial abtauchend unter penninischen Flysch und die darüberliegende Klippen-Decke der Rotenflue und taucht schliesslich wieder in Form der Gibelhorn-Antiklinale (s. HANTKE et al. 2013) im Gebiet Ober Gibel südlich von Schwyz auf. Südlich an das Frontalgewölbe reihen sich ein eindruckliches Paar teils überliegender und intern überschobener Antiklinalen (Falte von Leiterenstollen – Schwarzstock – Schrot – Fallenflue und Falte von Biet – Totenplangg – Bockeggen/Roggenegg) und die breite Synklinale von Seebli–Illgau (Fig. 37). Eine letzte Antiklinale kann am Twäriberg und Forstberg beobachtet werden, deren Nordschenkel am Rütistein (gerade östlich des Twäribergs) entlang einer Überschiebung auf eine enge, vorgelagerte Synklinale überschoben ist (JEANNET 1941).

Diese Falten sind neben den faltenbegleitenden Überschiebungen von zahlreichen Brüchen meist bescheidener Sprunghöhe durchsetzt, die vermutlich meist während oder nach der Verfaltung verursacht wurden. Brüche, welche nach der Faltung entstanden sind, neigen oft dazu, das bestehende Faltenbild, welches durch kompressive Einengung entstanden ist, wieder etwas zu dehnen, wie beispielsweise südfallende Abschiebungen am Twäriberg (abschwächende Längsbrüche im Sinne von HEIM 1921). Im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen findet sich aber eine Reihe von Brüchen, für welche ein frühes Alter (d.h. synsedimentär in Bezug auf die jüngsten Ablagerungen der Drusberg-Decke und somit früher als die Verfaltung und Deckenbildung) nachgewiesen werden kann. Diese sollen im Folgenden kurz besprochen werden (für ausführlichere Diskussionen dieser eozänen Bruchtektonik sei auf JEANNET 1941, FREI 1963 und LETSCH & KIEFER 2017 verwiesen).

Im helvetischen Unterbau der Iberger Klippen (Raum Fuederegg–Seebli) wurde bereits durch QUEREAU (1893, S. 46) ein System Südwest–Nordost verlaufender Brüche vermutet, welche die Drusberg-Decke durchschneiden und die Eozänrelikte von Hinter Fuederegg, Seeblistöckli und Spirstock in Form einer Bruchschollentreppe gegeneinander versetzen würden. Spätere Untersuchungen haben dieses Bild bestätigt und verfeinert (JEANNET 1941, FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017, s. Fig. 38). Auch wenn die Brüche im Feld meist nicht direkt beobachtet werden können, so legen die Feldbefunde nahe, dass die Südwest–Nordost verlaufenden Längsbrüche und mindestens ein praktisch Nord–Süd verlaufender Querbruch (zwischen Seeblistöckli-Fuederegg und dem Laucherentobel) bereits während des späten Eozäns angelegt worden sind. Die Längsbrüche dürften damals als (in heutiger Orientierung) nach Norden geneigte Abschiebungen fungiert haben und hätten somit zur Ablagerung des Spirstock-Members beigetragen



Fig. 37: Blick vom Fluebrig Richtung Südwesten über das oberste Sihltal auf (von rechts) Stock (bewaldete Felswände rechts des kleinen Wiesenpasses: Interne Einsiedeln-Schuppen), Leitenstollen (nach Norden überkippte Falte mit Schrattenkalk-Felswänden), Piet (leicht überschoebene Falte ebenfalls aus Schrattenkalk-Formation mit Kern aus Tierwies-Formation) und Druesberg (ganz links in den Wolken). Im Hintergrund u.a. (ebenfalls von rechts): Mythen, Gross Schijen, Roggenstock und Schülberg. Eine ähnliche Gebirgsansicht wurde 1853 von Arn. Escher von der Linth gezeichnet und von QUEREAU (1893, Tafel IV, Fig. 1) reproduziert. Foto D. Letsch 2018.

(LETSCH & KIEFER 2017). Intensiv sprödeformierte (teils richtiggehend brekzierte) Nummulitenkalk-Pakete auf dem Seeblistöckli und mutmassliche submarine Sturzkörper aus demselben Material (ein solcher ist gerade entlang des Wanderwegs von Lauchenschappelen zur Fuederegg aufgeschlossen, Koord. 2701 615/1207 230, ca. 1560 mü.M.; LETSCH & KIEFER 2017, Fig. 8) sind Zeugen dieser späteozänen Deformation und dürften aus der unmittelbaren Nähe der heute in diesem Gebiet nicht direkt aufgeschlossenen Bruchflächen stammen (Fault Scarp Breccias). Die quer dazu verlaufenden Nord-Süd-Brüche lassen sich teils im Feld beobachten, wobei aber nicht klar ist, ob es sich nicht um später entstandene bzw. überprägte Abschiebungen mit ähnlicher Orientierung handelt. So kann am Eingang zum Chöpfentobel am südlichen Tobelhang (Koord. 2702 263/1207 147)

N

S

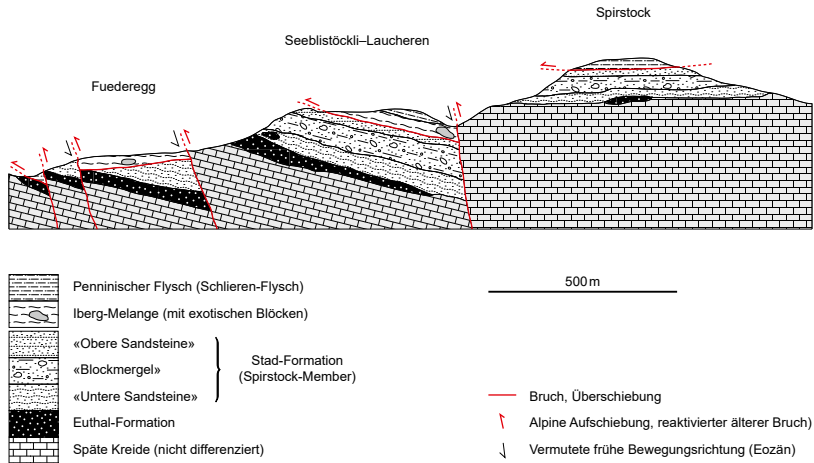


Fig. 38: Profile durch das Spirstock-Member im Gebiet Fueederegg–Spirstock.

eine steil ostfallende ($110^{\circ}/75^{\circ}$) Abschiebung beobachtet werden, welche den Kontakt von Amden- zu Wang-Formation um ca. 7 m versetzt. Gegen Süden lässt sich diese Abschiebung in Form einer prominent im Kartenbild hervortretenden Geländedepression über Oberloch bis mindestens zwischen Nätshboden und Wart verfolgen. Wenig östlich davon dürfte eine zweite Abschiebung das abrupte Ostende des Seeblistöcklis, der Geländerippe Chöpfen sowie die Geländemulde Unterloch bedingen (s. Fig. 39). Später wurden die ursprünglich extensiv angelegten Längsbrüche kompressiv zu leicht südfallenden Aufschiebungen reaktiviert bzw. überprägt. Dies ergibt sich aus dem lateralen Verfolgen des nördlichsten Längsbruchs (gerade nördlich der Felskuppe bei Pkt. 1547 m bei der Hinter Fueederegg) gegen Osten, wo er bei Roggen das abrupte Nordende der prominenten, aus Wang-Formation bestehenden Felswand der Wangflue markiert (W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003) und schliesslich in der Felswand des Lochwalds (Westhang des oberen Waagtals) als steile Aufschiebung direkt aufgeschlossen ist (JEANNET 1941, Profil II, Schnitt II; STACHER 1980, Fig. 2, Schnitt G; TRÜMPY 1984, Fig. 14).

Sowohl die beschriebenen eozänen Bruchbewegungen wie auch die jüngere Verfaltung und bruchhafte Verformung der Drusberg-Decke liefen unter Bedingungen der Sprödeformation und somit einer relativ geringen Überlast von vielleicht einigen Kilometern ab. Auch wenn im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregge bislang keine detaillierten strukturgeologischen Untersuchungen durchgeführt



Fig. 39: Bruchschollentreppe im Gebiet der Alp Hesisbol. Entlang von zwei bis drei ca. Nord-Süd verlaufenden, nach Osten (d.h. schräg nach rechts vorne) fallenden Abschiebungen wird die Wang-Formation südlich des Chöpfentobels (in der nicht direkt sichtbaren Geländedepression zwischen Bruchschollentreppe und dem bewaldeten Höhenzug des Seeblistöcklis) treppenartig gegen Osten abgesenkt. Links im Hintergrund die kleine Felskanzel des Laucherenkreuzes (Klippen-Decke), links in der Mitte die Hütten von Oberloch und am rechten oberen Bildrand die Ferienhäuser der Fuederegg. Blick von Stäfel nach Nordwesten. Foto D. Letsch 2020.

worden sind, lassen Analogien mit anderen Gebieten wie der Westschweiz kontinuierliche Veränderungen der Richtung der tektonischen Extension (die durch mit Kalzit gefüllte Adern rekonstruiert werden kann) während und nach der Verfaltung und Deckenbildung vermuten (RAMSAY 1981). Eigentliche Schieferung wurde nur örtlich ausgebildet. Am Westgrat des Fidisbergs kann beispielsweise tektonisch stark beanspruchter fraglicher Quarzsandstein der Stad-Formation (bzw. des Spirstock-Members) beobachtet werden; eine durch unzählige Kalzitadern sowie stylolithartige Drucklösungssäume definierte grobe Schieferung (Spaced Cleavage) wurde hier in einer späteren Phase runzelig verfältelt, was zu Ansätzen einer Runzelschieferung (Crenulation Cleavage) führte. Daneben können in mergeligen Einheiten oft Ansätze einer undeutlichen Schieferung beobachtet werden. Diese ist beispielsweise in der Umgebung grösserer Gerölle im eozänen «Blockmergel»



Fig. 40: Undeutlich ausgebildete, relativ flach nach rechts (Südosten) einfallende Schieferung im eoänen «Blockmergel» der Stad-Formation (Spirstock-Member). Man beachte, dass die mit normalstratigraphischem Kontakt direkt darüberliegenden «Oberen Sandsteine» des Spirstock-Members (etwas über dem Hammerkopf) nicht geschiefert sind. Dadurch entsteht eine scheinbare Winkeldiskordanz, welche von JEANNET (1941) und LEUPOLD (1942) irrtümlicherweise als eine solche angesehen worden ist. Aufschluss am Weg von Laucheren nach Hinter Fueederegg, Koord. ca. 2701 545/1207 125. Foto T. Blattmann 2016.

des Spirstock-Members (s. LETSCH & KIEFER 2017, Fig. 9) oder am Kontakt zu den kompetenteren und somit nicht verschieferten «Oberen Sandsteinen» des Spirstock-Members gut sichtbar (Fig. 40).

Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe

Die nach Südosten einfallende Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe reicht nur noch ganz marginal südlich des Lauerzersees auf das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg. Gegen Osten tritt erst östlich des Sihlsees ein entsprechendes Element wieder in Erscheinung. Dort markiert die antiklinal verbogene Kreideabfolge der Chrummflue östlich von Euthal den westlichen Ausläufer der Aubrig-Schuppe (s.a. Atlasblatt Linthebene).

Interne Einsiedeln-Schuppen

Der Interne Einsiedeln-Schuppen oder auch Innere Einsiedler Schuppenzone genannte Komplex umfasst mindestens drei tektonisch voneinander getrennte Einheiten oder Zonen (FREI 1963), deren tektonischer Bau im Detail kompliziert und zudem durch spätere Rutschphänomene sowie teils schlechte Aufschlussverhältnisse zusätzlich verschleiert worden ist. Die *erste Zone* wird durch einen meist recht schmalen Schuppenstapel aus Amden-Formation, Euthal/Bürgen-Formation und Stad-Formation gebildet. Dieser tritt, entlang einer spätalpinen Out-of-Sequence-Aufschubung auf die nördlich anschliessende Wägital-Decke aufgeschoben, in einer SSW–NNE streichenden Zone westlich und unterhalb der Klippenmasse der Mythen (Ibach–Tschaibrannen bei Schwyz–Haggenegg) sowie in einer West–Ost streichenden Zone unmittelbar nördlich der Frontalfalte der Drusberg-Decke auf. In letzterer Zone bilden die Schuppen den morphologisch gut hervortretenden Gschwändstock sowie die teils zusätzlich verfaltete Schuppenzone von Stöcken–Nidlau bei Unteriberg (s. Detailbeschreibungen bei LEUPOLD 1967 und bei W. Leupold in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003). Gegen Osten setzt sie sich in die Schuppenzone beim Karenstock (südwestlich von Studen) und nördlich des Fluebriggs (Chli und Grosser Mutzenstein, bereits im Gebiet von Blatt Klöntal) fort. Die *zweite Zone* besteht aus isolierten Blöcken aus Euthal/Bürgen-Formation, welche zusammen mit ihrer Unterlage aus Amden-Formation über die teils überkippte Frontalfalte der Drusberg-Decke und ein nördlich anschliessendes Paket von Iberg-Melange entlang des Surbrunnentobels überschoben ist. Isolierte Blöcke der Euthal-Formation in den Sackungsmassen westlich von Gschwänd (südwestlich von Unteriberg) haben bei der paläontologischen und stratigraphischen Erforschung des alpinen Eozäns eine wichtige Rolle gespielt (s. LEUPOLD 1967). Die erste und die zweite Zone bilden, vor allem im Gebiet zwischen Gschwändstock und Unteriberg, ein eigentliches tektonisches Melange. Die *dritte Zone* besteht schliesslich aus einer morphologisch prominent hervortretenden Schuppenzone im Dach der Frontalfalte (Guggerenchopf-Antiklinale) der Drusberg-Decke zwischen Waag- und Sihltal (Stock). Drei bis vier Schuppen aus Amden-, Wang-, Euthal/Bürgen- und Stad-Formation bzw. Spirstock-Member liegen hier ziemlich flach übereinander getürmt vermutlich nur wenig (ca. 1–2 km) nördlich ihrer ursprünglichen Kreideunterlage (JEANNET 1941). In der Unterlage des Stocks wird deshalb eine Überschiebung innerhalb der Amden-Formation vermutet, welche die Drusberg-Decke von den Internen Einsiedeln-Schuppen trennen würde (Profil 3 in Tafel II). Diese Überschiebung kann im Feld nicht gefasst werden und ist deshalb in der Karte auch nicht eingetragen.

Iberg-Melange

Für den historisch stark vorbelasteten und zudem regional unterschiedlich verwendeten Terminus «Iberg-Wildflysch» soll hier nur der Begriff Iberg-Melange

verwendet werden, welcher für den «typischen», pelitreichen «Wildflysch» steht, welcher die berühmten exotischen Blöcke von Iberg beinhaltet. Es ist hier nicht der Ort, um eine vertiefte Diskussion des Wildflysch-Problems zu führen, welches weit über das Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg hinausreicht. Zum besseren Verständnis dieser für die alpine Paläogeographie und Tektonik wichtigen Thematik sollen hier dennoch einleitend einige wenige Bemerkungen eingeschoben werden.

Spätestens seit BACHMANN (1863) ist klar, dass das Iberg-Melange Blöcke aus den unterschiedlichsten stratigraphischen (und auch paläogeographischen) Einheiten führt. Deren Auftreten wurde anfangs v.a. auf submarine Bergstürze und Rutschungen sowie teils auch Gletscher- bzw. Treibeis-Transport zurückgeführt (z.B. Arn. Escher in BACHMANN 1863, SARASIN 1894, SCHARDT 1898), was sicherlich zu grossen Teilen durch die Beobachtung rezenter Rutschereignisse in Schweizer Seen sowie alpiner Bergstürze inspiriert war (LETSCHE 2019). Eine spätere tektonische Überprägung wildflyschartiger Einheiten wurde zwar früh vermutet (SCHARDT 1898, BECK 1912, BUXTORF 1918), doch eine primär tektonische Erklärung [obwohl durch einige frühe Bearbeiter explizit formuliert bzw. angedeutet, namentlich QUEREAU (1893, S. 139) und STEINMANN (1907, S. 343)] blieb bis zum Aufkommen plattentektonischer Erklärungsansätze für die alpine Tektonik und Paläogeographie kaum mehrheitsfähig. Dies sollte sich aber spätestens mit der Publikation von HSÜ (1974) ändern, welcher die alpinen «Wildflysche» grösstenteils als tektonische Melanges (d.h. tektonische Mischgesteine) entlang bedeutender Bewegungszonen (Deckengrenzen) deutete, wobei aber auch K. Hsü exotische Blöcke teils als ursprünglich gravitativ-sedimentär eingelagerte Sturzblöcke (Olistholithe) interpretierte. Die gründlichste, aber leider unpubliziert gebliebene Studie zum schweizerischen «Wildflysch» (BAYER 1982) zeigte auf, dass im nord-alpinen «Wildflysch» zwischen Aare und Rhein diverse Melange-Komplexe unterschieden werden können (u.a. das Iberg-Melange). Diese bestehen aus Elementen verschiedenster tektonischer und stratigraphischer Einheiten, die, teils tektonisch, teils sedimentär, miteinander vermischt sind. Parallel zum Ausbau tektonischer Deutungen für «Wildflysche» und ähnliche Bildungen andernorts wurden diese seit den 1950er-Jahren teils auch als Olisthostrome, d.h. als Produkte ausgedehnter submariner Massenbewegungen, gesehen (z.B. ELTER & TREVISAN 1973). In jüngerer Zeit konnten diese Erklärungsansätze durch zahlreiche Untersuchungen rezenter sowie fossiler submariner Olisthostrome teils gigantischen Ausmasses (Mass Transport Complexes oder Mass Transport Deposits) glaubhaft mit aktualistischen Beispielen untermauert werden (z.B. ALVES 2015, OGATA et al. (2020).

Im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg tritt das Iberg-Melange als nur fleckenhaft vorhandenes tektonisches Stockwerk zwischen Drusberg-Decke und Schlieren-Flysch (Roggenegg, Laucheren, Isentobel) sowie als relativ dünne eingeschuppte und tektonisch verschürfte Masse zwischen zwei Zonen der Internen Einsiedeln-Schuppen vor der Front der Drusberg-Decke (Surbrunnentobel) auf.



Fig. 41: Iberg-Melange im Isentobel (s. QUEREAU 1893, Fig. 3; HEIM 1921, Fig. 101; BAYER 1982, Anhang 19; TRÜMPY 2006, Fig. 5). Gut sichtbar ist die tektonische Vermengung roten, blassgrünen und dunkelgrau-schwarzen Tonsteins (kretazische «Rinderbach-Schichten») mit teils tektonisch zerrissenen Sandsteinklasten (Phakoide, tektonische Gerölle) sowie das undeutliche («wilde») Gefüge (Scaly Fabric) und die zahlreichen Kalzitadern (nachträglich wieder verfaltete Kalzitharnische). Koord. ca. 2699 720/208 080. Blickrichtung nach Osten. Foto W. Letsch 2005.

Für detaillierte Aufschlussbeschreibungen sei auf BAYER (1982) und TRÜMPY (2006) verwiesen.

Für das Vorkommen im Surbrunnentobel kann davon ausgegangen werden, dass es eine relativ geringmächtige Schuppe darstellt, welche zwischen zwei nach Süden bis Südwesten einfallende Schuppen der Internen Einsiedeln-Schuppen eingeklemmt ist. Die räumliche Erstreckung nach Süden ist nicht bekannt. In Profil 2 der Tafel II kommt eine Profilversion zum Zug, bei welcher davon ausgegangen wird, dass das Iberg-Melange im Bereich Horatsblätztobel und Heikentobel nochmals an die Oberfläche tritt oder dass es zumindest oberflächennah auftritt (s. Diskussion S. 68).

Aufgebaut wird das Iberg-Melange aus tektonisch miteinander vermengten Schuppen, Gesteinspaketen oder tektonischen Schürflingen, bestehend aus ursprünglich sedimentären Olisthostromen und penninischen Flyschen (namentlich Schlieren- und Wägital-Flysch) sowie teils auch Elementen aus der helvetischen Unterlage (namentlich im Surbrunnentobel, HEIM 1911 und im Bachprofil Roggen,



Fig. 42: Tektonischer Block (Schürfling, Scherling, «Phakoid») aus Flyschsandstein, welcher in tektonisch stark durchbewegter Pelitmatrix mit zahlreichen kleineren tektonischen Geröllern und Blöcken sowie Kalzitadern (teils wieder verfaltete Rutschharnische) schwimmt. Iberg-Melange (hier vermutlich aus kretazischem bis frühpaläogenem Schlieren-Flysch durch tektonische Deformation hervorgegangen, eine typische Dismembered Formation sensu RAYMOND 2019) im oberen Chöpfungstobel (Koord. ca. 2701 715/1206 805), Blick nach Nordosten. Foto D. Letsch 2016.

BAYER 1982). Mit BAYER (1982) und TRÜMPY (2006) können zwei sedimentäre Vorläufer-Melanges (Olisthostrome) unterschieden werden: (1) spätkretazischer (?Tiefsee-)Tonstein der «Rinderbach-Schichten» und Kristallinbrekzien mit sedimentär eingelagerten exotischen Blöcken (Rutschblöcke, Olistholithe, z.B. ALVES 2015) der Isentobel-Assoziation (s. Fig. 41 und LETSCH 2019, Fig. 3) und (2) ein sedimentär mit dem eozänen Surbrunnen-Flysch (vermutlich dem jüngsten Anteil des Schlieren-Flyschs entsprechend) vermengtes brekzienreiches Olisthostrom mit zumeist sedimentären (seltener auch kristallinen) Gleitblöcken von bis zu rund 3600 m³ Volumen («Aptychenkalk»-Block im Surbrunnentobel, s. Fig. 19, HEIM 1911) (Roggenegg-Serie bzw. Roggenegg-Assoziation sensu BAYER 1982 und TRÜMPY 2006). Allerdings lassen neue Feldbefunde (hervorgerufen durch teils bedeutend bessere Aufschlussverhältnisse im Surbrunnentobel) an einer sedimentären Verknüpfung der Roggenegg-Assoziation mit dem Surbrunnen-Flysch

Zweifel aufkommen. Es scheint wahrscheinlicher, dass ursprünglich nur ein Olisthstrom vorlag, welcher sedimentär mit der tiefmarinen Hintergrundsedimentation der «Rinderbach-Schichten» verknüpft war (s. Stratigraphie S. 58). Dieser eindeutig sedimentäre Vorläufer wurde später teils intensiv tektonisch überprägt und kleinräumig (d.h. bis zum Aufschluss- bis fast Handstück-Massstab) mit Flysch und örtlich auch kretazischen Elementen der Drusberg-Decke (vermutlich v.a. Mergel der Amden-Formation) vermengt. Spuren dieser tektonischen Deformation sind die zahlreichen kalzitischen Rutschharnische sowie die praktisch omnipräsente, jedoch unregelmässige und oft nur kleinräumige («wilde») Schieferung der pelitischen Anteile, s. Fig. 41).

Vergleiche mit eindeutig sedimentären Olisthstromen im Iran könnten aber auch darauf hindeuten, dass selbst diese Strukturen bereits teilweise sedimentär bei der Platznahme und Entwässerung der zähflüssigen Olisthstrom-Matrix angelegt worden sind (BURG 2020). Als eindeutig tektonisch kann hingegen das spröde Zerbrechen kompetenterer Lagen (dickere Sandsteinbänke) in Flyschpaketen im Iberg-Melange gedeutet werden. Dieses kann zur weitgehenden Auflösung des ursprünglichen Schichtverbandes und zur Bildung isoliert in einer Pelitmatrix schwimmender tektonischer Sandsteinblöcke führen (tektonische Gerölle, Blöcke oder «Phakoide», Fig. 42). Aufgrund der kleinräumigen Vermengung ursprünglich sedimentärer Olisthstromen und «normaler», teils aber tektonisch in sich stark zerscherter Flyschabfolgen ist eine kartographische Abgrenzung von Iberg-Melange gegenüber Schlieren- und Wägital-Flysch oftmals subjektiv und zudem abhängig vom Kartier- bzw. Darstellungsmassstab.

Es sei hier der Vollständigkeit halber erwähnt, dass mit dem Iberg-Melange verwandte Bildungen auch aus der Subalpinen Flysch-Zone etwas östlich ausserhalb von Atlasblatt Ibergeregg (MÜLLER 1971) sowie im Gebiet westlich des Sihl-sees (KUHN 1972) beschrieben worden sind. Hier dürfte das ursprüngliche Iberg-Melange also zusätzlich auch noch tektonisch mit südhelvetischen Elementen sowie sogar Teilen der Subalpinen Molasse (Bärchtibach, ca. 500 m südlich der Sattellegg, Atlasblatt Einsiedeln, MÜLLER 1971) vermengt worden sein.

PENNINIKUM

Unterpenninikum

Penninische Flysch-Serien treten im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg in zwei heute voneinander getrennten tektonischen Stockwerken auf: (1) in Front der helvetischen Drusberg-Decke (Wägital-Flysch bzw. -Decke) sowie (2) über bzw. auf der Drusberg-Decke als tektonische Unterlage der mittel-/südpenninischen und

ostalpinen Klippenmassen von Iberg und Mythen-Rotenflue (Schlieren-Flysch bzw. -Decke). Wägital- und Schlieren-Flysch weisen fazielle, altersmässige sowie sedimentpetrographische Ähnlichkeiten auf (WINKLER et al. 1985) und können ursprünglich zu ein- und derselben tektonischen Einheit gehört haben; heute sind sie aber durch spätalpine Out-of-Sequence-Über- bzw. -Aufschiebungen geometrisch voneinander getrennt (FREI 1963) und werden daher im Folgenden auch gesondert besprochen.

Wägital-Decke

Die Wägital-Decke bildet zwischen Lauerzersee im Westen und Wägitalersee im Osten ein nach SSE einfallendes Schuppenpaket, in welchem FREI (1963) aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen zwei tektonische Schuppen zu erkennen glaubte. Sowohl KUHN (1972, S. 543) als auch WINKLER et al. (1985) konnten diese grossräumige Verschuppung in eine Basis- und eine Dachschuppe nicht bestätigen. KUHN (1972) führte aber mehrere Lokalitäten auf, wo innerhalb des Wägital-Flyschs (vor allem an dessen Basis) wildflyschartige Partien auftreten und er mit lokalen Verschuppungen rechnete. Diese Vorkommen sind in der Karte als stark tektonisierte Bereiche speziell ausgeschieden (s.a. Fig. 43).

Lokal wird der generell eher monotone tektonische Bau des Wägital-Flyschs durch kleinräumige tektonische Verfaltungen gestört. So erwähnt FREI (1963) aus der Basiszone der südlichen Schuppe im Vogelwaldtobel (linkseitiger Zufluss des Alptals) zahlreiche antiklinale und synklinale Umbiegungen und Knickfalten (mit meist Südwest–Nordost orientierten Faltenachsen). Auch im Zwäckentobel oberhalb von Brunni können starke Verfaltungen im Meter- bis Zehnermetermassstab festgestellt werden, wobei dünnere Sandsteinplatten oft zerrissen und in Phakoide aufgelöst sind (FREI 1963, Fig. 6).

Schlieren-Decke

Die Schlieren-Decke bildet ein meist geringmächtiges, örtlich (namentlich im Unterbau der Mythen) vermutlich auch ein bedeutend dickeres Sedimentkissen, welches zwischen die kretazische Unterlage der Drusberg-Decke und die hangenden Klippenmassen von Iberg sowie Mythen-Rotenflue eingeschaltet ist. Es können zwei tektonische Zonen unterschieden werden (FREI 1963). Eine erste wird durch eine Sedimentplatte gebildet, welche die nach Westen axial abtauchende Frontalfalte der Drusberg-Decke im Raum Zwäckentobel–Brünnelistock umhüllt und vermutlich auch die Unterlage der Rotenflue-Schuppe darstellt. Dabei handelt es sich gemäss FREI (1963) um eine 30°–50° südfallende Flyschabfolge, welche zudem intern gestört und durch kleinräumige, West–Ost streichende Falten mit flachliegenden Faltenachsen verfault ist. Die sich aus Profilkonstruktionen ergebende grosse Mächtigkeit von rund 700–1000 m könnte zudem auf eine zusätz-



Fig. 43: Stark tektonisierter Bereich im Wägital-Flysch östlich von Euthal (Spuderruns, Koord. 2706 410/1216 860). Foto A. Baumeler 2020.

liche Verschuppung hindeuten, welche im Gelände allerdings nicht beobachtet werden kann (FREI 1963). Eine zweite Zone aus Schlieren-Flysch bildet die Unterlage der Klippenmassen der Schijen, der Mördergruebi und vermutlich auch des Roggenstocks (FREI 1963, TRÜMPY 2006). Aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen sowie fazieller Merkmale können in dieser Zone zusätzlich zwei Schuppen (oder Divertikel) unterschieden werden. Die tektonisch sowie auch topographisch höhere, durch kretazische Schichten gebildete Schuppe (aufgeschlossen im Raum oberes Isentobel – Sternenegg – Laucheren – Chöpfentobel – Spirstock) ist auf eine tieferliegende Schuppe (aufgeschlossen im Raum unteres Isentobel sowie am Südabhang der Sternenegg und Windegg) aufgeschoben, welche durch paläogenen Flysch aufgebaut wird (TRÜMPY 2006). Eine Erklärung dieser Altersinversion durch eine Verkehrtlagerung der gesamten Schuppe kann aufgrund sedimentologischer Beobachtungen ausgeschlossen werden (FREI 1963). TRÜMPY (2006) erwähnt aber aus dem unteren Teil der oberen Schuppe häufige inverse Schichtlagen, was allerdings eher durch intensive lokale Verfaltung erklärt werden dürfte.

Mittelpenninikum

Klippen-Decke

Die Klippen-Decke tritt im Gebiet von Atlasblatt Ibergeregg sowohl in der Klippengruppe der Mythen und Rotenflue (mit den etwas abseits liegenden Klippenresten von Stäglerenegg – Brünnelistock) als auch in den Iberger Klippen (Schijen, Mördergruebi und Roggenstock) auf. Faziell und stratigraphisch ist die Klippen-Decke in diesen Gebieten ziemlich einheitlich und lässt sich grösstenteils dem externen Faziesbereich der Briançonnais-Zone, den *Préalpes médianes plastiques*, zuordnen (Mythen, untere Schuppe der Rotenflue, Iberger Klippen). In den volumenmässig sehr bescheidenen Klippenresten der oberen Schuppe der Rotenflue sowie den Blöcken von Stäglerenegg – Brünnelistock ist zudem reliktsch auch der interne Faziesbereich der Briançonnais-Zone erhalten geblieben (die *Préalpes médianes rigides*). Bezüglich des tektonischen Baus bestehen bedeutende Unterschiede zwischen den beiden Teilgebieten der Klippen-Decke, welche daher hier separat besprochen werden.

Stäglerenegg – Brünnelistock-Schuppen

Bei den Deckenresten von Stäglerenegg – Brünnelistock handelt es sich um einzelne Blöcke und Blockgruppen. Diese liegen auf Schlieren-Flysch, wobei die wenigen unvollständigen Aufschlüsse aber keine Aussagen über die ursprünglichen Verbandsverhältnisse erlauben. Vermutlich dürfte es sich aber zumindest bei



Fig. 44: Blick von Nordwesten auf die Mythen (Mittelgrund). Im Vordergrund das Südende des Lauerzersees, rechts anschliessend das abtauchende Ostende der helvetischen Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe. Links im Vordergrund die nach Südosten abtauchenden Externen Einsiedeln-Schuppen und Wägital-Decke. Der Untergrund der Mythen wird hauptsächlich durch penninische Flyschmassen (Wägital- und Schlieren-Flysch), getrennt durch die Internen Einsiedeln-Schuppen, gebildet. Foto A. Pfiffner.

den Blöcken aus triassischem Diploporen-Kalk (Zwäckenalp) um die Überreste einer tektonisch stark ausgedünnten ursprünglichen Decke und nicht nur um einzelne, aus dem «Wildflysch» herausgerodete Blöcke (wie von JEANNET 1941 impliziert) handeln. Dies geht daraus hervor, dass diese Fazies aus der eigentlichen Klippen-Decke weiter westlich (Giswiler Klippen, z.B. VONDERSCHMITT 1923), nicht aber aus den Blöcken des Iberg-Melanges (d.h. der Roggenegg-Serie oder Roggenegg-Assoziation sensu BAYER 1982 bzw. TRÜMPY 2006) bekannt ist. Dies dürfte auch für die fraglichen Sulzfluhkalk-Blöcke auf dem Brünnelistock und an dessen Südgrat gelten, die einst vermutlich mit den Deckenresten südlich der Ibergeregge (Chli Schijen) zusammenhingen. Die bedeutend kleineren Blöcke aus vermutlich triassischer Rauwacke und Quarzsandstein können hingegen gut als

Relikte einer einst vorhandenen Decke aus Iberg-Melange gedeutet werden, welche sich tektonisch zwischen Klippen-Decke und Schlieren-Flysch befand, heute aber grösstenteils wegerodiert ist (wie bereits von HOEK 1906 postuliert).

Mythen-Roggenegg-Schuppe

Die von SMIT SIBINGA (1921) gegebene Darstellung des tektonischen Baus der Mythen und der Rotenflue, die nicht mit den klassischen und vielfach kopierten Profildarstellungen von ALB. HEIM (1922) übereinstimmt, wurde von VOGEL (1978) an den Mythen bestätigt. Demnach werden die Klippen der Mythen und Rotenflue aus einem Stapel überliegender Falten und Schuppen teils unterschiedlicher Streichrichtungen aufgebaut. Von Norden nach Süden sind folgende Elemente der Klippen-Decke zu erkennen (FELBER 1984):

Haggenspitz-Basisschuppe

Diese mit 20° nach Südosten einfallende, verkehrt liegende Malm-Schuppe ist nur am Nordwestfuss des Haggenspitz aufgeschlossen (VOGEL 1978). Der von SMIT SIBINGA (1921) am Nordgrat des Haggenspitz auf 1565 mü.M. entdeckte Aufschluss von «Obertrias» markiert die Grenze zum nächsthöheren tektonischen Element, der Haggenspitz-Synklinale.

Haggenspitz-Synklinale

Der Haggenspitz (1762 mü.M.) wird aus einer nach Nordwesten überliegenden, auf die vorgelagerte Basisschuppe überschobenen Synklinale aufgebaut. Das klassische Profil der fossilreichen kondensierten Basis der Griggeli-Formation am Griggeli-Pass (SMIT SIBINGA 1921) und das Typusprofil der Griggeli-Formation (FELBER 1984) liegen im steilstehenden Hangendschenkel der Haggenspitz-Synklinale.

Mythen-Element

Die beiden markanten Felsgipfel des Kleinen und Grossen Mythen werden stark vereinfacht als Teile einer mächtigen, im Kern verschuppten, nach Nordwesten überliegenden Mythen-Antiklinale interpretiert. Diese ist am Griggeli-Pass auf die vorgelagerte Haggenspitz-Synklinale aufgeschoben. Den Liegendschenkel der Mythen-Antiklinale bildet die Verkehrtserie des Kleinen Mythen, die namentlich an der Ostseite des Kleinen Mythen (Rämsiseite, ohne Namen auf der LK) in mehrere Schollen zerbrochen ist. Die einzelnen Schollen zeigen von topographisch unten nach oben in Richtung des Gewölbekerns eine zunehmende Steilerstellung und eine Rotation des Fallazimuts von Süden nach Osten hin (VOGEL 1978). Die «Obertrias» von Zwischenmythen bildet den Gewölbekern der Mythen-Antiklinale. Deren Hangendschenkel wird aus der Normalserie des Grossen Mythen aufgebaut.

An die komplexe Antiklinalstruktur südlich anschliessend folgt die in der Couches-Rouges-Gruppe des Gipfelaufbaus des Grossen Mythen von weitem erkennbare, nach NNE überliegende und zusammengepresste Synklinale des Grossen Mythen. Der isolierte Malmaufschluss in der Couches-Rouges-Gruppe im Westen des Grossmythen-Gipfels am Weissnollen (ohne Namen auf der LK) ist ein in die Couches-Rouges-Gruppe hineingepresstes Relikt des Hangendschenkels der Grossmythen-Synklinale.

In den Iberger Klippen tritt die Klippen-Decke als nicht durchgängig erhaltene, meist geringmächtige (maximal ca. 160 m, TRÜMPY 2006) Platte auf. Diese ist unter Bedingungen der Spröddeformation stark deformiert, was zu einer unvollständig erhaltenen stratigraphischen Abfolge und teils zu totalem Auskeilen (beispielsweise an der Mördergruebi) führt. Oftmals ist die Klippen-Decke somit nur in Form einzelner Mega-Boudins erhalten, namentlich an der Südostseite der Mördergruebi, wo mit Laucherenwändli und Laucherenkreuz zwei maximal 70 m mächtige Schollen vorliegen. Auch im Unterbau des Roggenstocks (das Untere Roggenband) wird die generell durchziehende Klippen-Decke durch steilstehende Brüche teils zu isolierten Blöcken oder eigentlichen Boudins ausgedünnt (JEANNET 1941, Schnitt II). Durch noch weitergehende Boudinisierung sowie Erosion der bedeckenden höheren Klippenmassen entwickelten sich vermutlich auch die heute isolierten Klippendecke-Blöcke entlang des Grats zwischen Laucherenchappelen und Sternenegg. Diese sind somit ebenfalls als Überreste der ursprünglich vorhandenen Klippen-Decke (TRÜMPY 2006) und nicht als Blöcke im Iberg-Melange zu deuten (wie von QUEREAU 1893 und JEANNET 1941 impliziert), was sich auch aus faziellen und paläogeographischen Überlegungen ergibt.

Die Klippen-Decke weist oft eine grobe, flachliegende Druckschieferung auf und ist zudem stellenweise stark durchadert und zerschert. Im Weiteren können auch lokale Verfaltungen und deckeninterne Verschuppungen beobachtet werden. Dies kann zu einer lokal komplexeren Tektonik führen wie beispielsweise im Unterbau des Hudelschijen, wo tektonische Schürflinge aus kompetenterem «Klippenmalm» in eine weniger kompetente Matrix der Couches-Rouges-Gruppe eingeschuppt sind (s. TRÜMPY 2006, Fig. 12). Die basale Überschiebungsfläche der Klippen-Decke liegt meist flach (0–30°) und ist nur lokal steilgestellt (Südseite des Laucherenkreuzes). Entlang des Windegg-Sternenegg-Grats lassen die lokalen Verhältnisse zudem eine leichte sekundäre Verschuppung von Klippen-Decke mit dem darunterliegenden Schlieren-Flysch und der darüberliegenden Arosa-Decke vermuten. Für weitere, detailliertere Ausführungen zur Tektonik sei auf TRÜMPY (2006) verwiesen.

Untere Rotenflue-Schuppe

Das isolierte Klippenplateau der Rotenflue, 1,5 km südöstlich des Grossen Mythen, wird aus einer bis 400 m mächtigen, flach südostfallenden, zerbrochenen und zum Teil versackten Malm-Kreide-Schichtplatte aufgebaut. Am Nordwestfuss der Rotenflue (Koord. 2695.71/1208.62; 1270 m ü.M.) liegt ein bisher nicht bekannter Aufschluss von «Obertrias» mit Rauwacke in tektonischem Kontakt zum «Malmkalk», womit hier erstmals ältere Formationen als «Malmkalk» an der unmittelbaren Basis der Unteren Rotenflue-Schuppe nachgewiesen werden konnten. Die Untere Rotenflue-Schuppe ist Teil der Mythen-Roggenegg-Schuppe, während die Obere Rotenflue-Schuppe (s.u.) eine eigenständige, höhere Schuppe darstellt.

Obere Rotenflue-Schuppe

Auf dem Gipfelplateau der Rotenflue sind bei Pkt. 1566 m und Pkt. 1505 m über einer dünnen Flyschunterlage ungeklärter Stellung noch Relikte einer höheren Schuppe vorhanden, welche als Obere Rotenflue-Schuppe bezeichnet wird (FELBER 1984). Es handelt sich um massigen Kalk des Langel-Members, wie er im Mittelpenninikum der östlichen Préalpes medianes bekannt ist.

Zwischen der Unteren und der Oberen Rotenflue-Schuppe liegt auf dem Gipfelplateau der Rotenflue ein geringmächtiger, generell schlecht aufgeschlossener Flysch ungeklärter Stellung. Im Eluvialschutt dieses Flysches wurden rote Radiolarite gefunden, welche der Arosa-Decke zugeordnet werden (LIENERT 1957, S. 36, TRÜMPY 2006, S. 102).

Oberpenninikum

Arosa-Decke

Die Arosa-Decke tritt als reliktsch erhaltene, dünne und lateral teils komplett aussetzende Decke im Unterbau der Iberger Klippen (Hudelschijen, Mördergruebi und Roggenstock) und vermutlich auch im tektonisch Hangenden der Rotenflue (einzelne Radiolaritblöcke, TRÜMPY 1957, S. 453) auf. Ihre grösste Mächtigkeit erreicht die Arosa-Decke an der Mördergruebi; auf der Nordseite jener Klippe weist sie eine Mächtigkeit von 110 m auf, an deren Südwestseite (zwischen Lauchererstöckli und Isentobelhütte) dürfte die Mächtigkeit ursprünglich sogar noch etwas grösser gewesen sein. Spätere Sackungsbewegungen verunmöglichen aber eine genauere Bestimmung der ursprünglichen Mächtigkeit. Unter dem Roggenstock erreicht die Arosa-Decke schliesslich Mächtigkeiten von 5–60 m.

Aufgrund der Verteilung der ophiolithischen (v.a. metabasaltischen) gegenüber den sedimentären Partien der Arosa-Decke lassen sich interne tektonische



Fig. 45: Block aus tektonisch stark gestörtem triassischem Hauptdolomit (Oberostalpin), welcher inmitten von Metabasalt der Arosa-Decke (Wiesengelände) liegt. Da aufgrund der örtlichen Verhältnisse eine Erklärung als Bergsturzmaterial ausgeschlossen werden kann und eine glaziale Verschleppung wenig wahrscheinlich erscheint, dürfte es sich dabei um einen tektonisch in die Arosa-Decke eingeschuppten Splitter handeln (tektonisches Melange). Aufschluss wenig südlich des Laucherenstöcklis, Koord. ca. 2701 125/1206 980, Blick nach Nordosten. Im unmittelbaren Hintergrund sind der teils bewaldete Roggenstock (Oberostalpin) und rechts davor die Felskanzel des Laucherenkreuzes (Klippen-Decke) erkennbar. Foto D. Letsch 2020.

Verschuppungen erahnen, welche im Gebiet Alt Stafel–Laucherenstöckli auch Gesteine des tektonisch darüberliegenden Ostalpins umfassen (TRÜMPY 2006, s.a. die Fotografie in Fig. 2 auf Tafel V in QUEREAU 1893). Es kommt hier also zu einer kleinräumigen Verschuppung oder Verfingering zwischen ostalpinen und südpenninischen Elementen. Ein weiterer Hinweis auf eine solche Verschuppung ist ein von TRÜMPY (2006) erwähnter, isoliert auf Gesteinen der Arosa-Decke liegender ostalpiner Hauptdolomit-Klotz am Westhang des Roggenstocks (Koord. ca. 2702 400/1208 800, 1650 m.ü.M.). Eine Blockgruppe, bestehend aus stark brekziiertem Hauptdolomit, welche etwas südlich des Laucherenstöcklis inmitten ophiolithischer Gesteine der Arosa-Decke (Gabbro und Metabasalt) liegt (Koord. ca. 2701 125/1206 980, 1715 m.ü.M., auf der Landeskarte als Findling markiert, Fig. 45),

dürfte ebenfalls als tektonischer Schürfling interpretiert werden, da die heutige Topographie eine Entstehung als Bergsturzmaterial ausschliesst. Aufgrund dieser intensiven und kleinräumigen (bis hin zu Blockgrösse) tektonischen Vermengung von Gesteinen aus einst ganz unterschiedlichen paläogeographischen Gebieten kann die Arosa-Decke der Iberger Klippen auch als tektonisches, ophiolithisches Melange (z.B. GANSSER 1974) aus südpenninischen und oberostalpinen Einheiten betrachtet werden (TRÜMPY 2006). Es bleibt in diesem Zusammenhang aber festzuhalten, dass diese tektonische Vermischung sich auf diese beiden tektonischen Elemente zu beschränken scheint. Eine eigentliche Vermengung (wie sie für ein tektonisches Melange typisch ist) mit tieferliegenden Einheiten (Klippen-Decke und Schlieren-Flysch) kann nicht beobachtet werden. Einzig entlang des Windegg-Sternenegg-Grats lassen die lokalen Verhältnisse eine leichte Verschuppung durch eine spätalpine Out-of-Sequence-Störung zwischen Schlieren-Flysch, Klippen-Decke und Arosa-Decke vermuten. Zudem dürfte die basale Überschiebungsfläche der Arosa-Decke leicht verfaltet sein.

Im Aufschluss, Handstück und im Dünnschliff erscheinen die Gesteine der Arosa-Decke durchgängig stark deformiert und zudem schwach metamorph überprägt (unterste Grünschieferfazies, Prehnit-Pumpellyit-Zone, DIETRICH 2006). Die Spuren der tektonischen Deformation dürften zu unterschiedlichen Zeitpunkten und Druck-Temperatur-Bedingungen entstanden sein. Sie reichen von sehr früher Spröddeformation im Metabasalt (Rutschharnische sowie teils sedimentgefüllte, fragliche tektonische Risse und Spalten, s. LETSCH 2017), über duktile Überprägungen im Radiolarit (erkennbar an geplätteten und gestreckten Radiolarienskeletten, TRÜMPY 2006) zu mehrphasiger Deformation des Kalk- und Tonschiefers des «Alpbach-Schiefers», welches dessen knittriges Aussehen bedingt (TRÜMPY 2006).

OSTALPIN

Oberostalpin

Roggenstock-Mördergruebi-Decke

Die ostalpinen Einheiten der Iberger Klippen bestehen aus zwei tektonischen Schuppen oder Deckenresten, einer Oberen Schuppe (bestehend aus triassischen Schichten der Raibl-Gruppe sowie des Hauptdolomits) und einer Unteren Schuppe (Decke bzw. Schuppe der Roggenalp, bestehend aus triassischen-jurassischen Kalken). Während die aus massigen Gesteinen bestehende Obere Schuppe vermutlich einst eine durchgehende, heute erosiv zerstückelte Platte im Gebiet der Iberger Klippen bildete, tritt die Untere Schuppe nur lokal an zwei Stellen im Un-

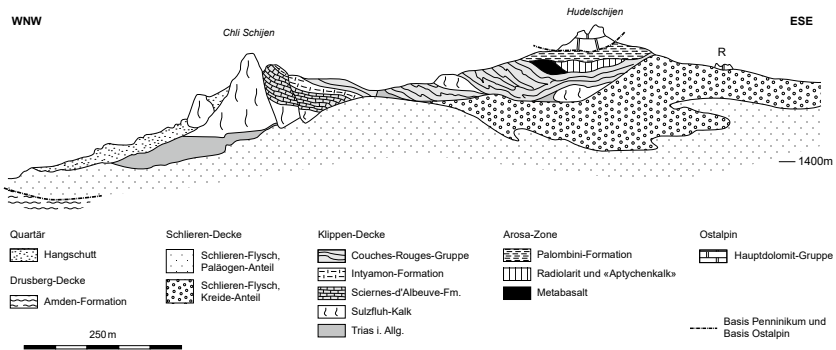


Fig. 46: Längsprofil durch die Chli Schijen und Hudelschijen (TRÜMPY 2006, Fig. 12). R: reliktische Blöcke von Hauptdolomit.

terbau des Roggenstocks in Form einer vermutlich boudinierten und zerscherten, maximal 30 m mächtigen und rund 400 m langen Gesteinsmasse auf. Isolierte Blöcke aus Hauptdolomit, welche südlich des Hudelschijen entlang des Sternenegg-Grats direkt auf Schlierenflysch liegen (Fig. 46), können ebenfalls als erosiv isolierte Überreste der einst weiter ausgedehnten Oberen Schuppe gedeutet werden.

Südöstlich der Mördergruebi und vermutlich auch teils am Roggenstock sind Teile der Oberen Schuppe mit der darunterliegenden Arosa-Decke tektonisch verkeilt und bilden somit ein tektonisches Melange aus südpenninischen und ostalpinen Elementen (s. Diskussion im vorhergehenden Abschnitt). Ansonsten ist die Obere Schuppe tektonisch einfach gebaut: sie liegt meist praktisch horizontal (Roggenstock) bzw. fällt meist flach (örtlich, namentlich am Gipfel des Hudelschijen, auch steiler nach Norden bzw. Nordwesten ein).

TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Ibergereg beheimatet eine Vielzahl unterschiedlichster tektonischer Elemente, die ursprünglich teils an Hunderten von Kilometern entfernten Orten und zu unterschiedlichen Zeitpunkten abgelagert bzw. tektonisch deformiert worden sind. Einst dazwischen liegende paläogeographische Räume und Gesteine sind häufig nicht erhalten geblieben und so dokumentieren die diversen Decken, exotischen Blöcke und Schuppen die tektonisch-sedimentäre Entwicklung nur bruchstückhaft. Im Folgenden soll sie kurz skizziert werden.

Entwicklung von Ostalpin und Penninikum vom Jura bis ins Paläogen

Das tektonische Zerbrechen der triassischen Karbonatplattform der späteren Adriatischen Mikroplatte während des Frühen Juras (z.B. BERNOULLI et al. 1990) ist in der Unteren Schuppe des Roggenstocks (Decke der Roggenalp) durch neptunische Dykes in der spätriassischen Kössen-Formation dokumentiert. Die damit verbundenen Spaltenfüllungen aus rotem Kalk bezeugen bereits tiefermarine Verhältnisse, welche durch tektonisch und thermisch induzierte Subsidenz weiter Teile der heutigen Ostalpinen Decken zustande kamen.

Weitergehende tektonische Dehnung führte dann im Mittleren Jura zum eigentlichen Auseinanderbrechen der vorher zusammenhängenden Europäischen-Adriatischen Kontinentalmasse. Zwischen den Ablagerungsräumen der zukünftigen Ostalpinen Decken im Südosten und den zukünftigen penninischen und helvetischen Decken im Nordwesten wurde dadurch der subkontinentale Mantel am Meeresgrund entblösst, und örtlich kam es zur Bildung neuer ozeanischer Kruste, obgleich das Bild eines eigentlichen mittelozeanischen Rückens wie in grossen Ozeanbecken vermutlich irreführend ist (s. insbesondere MCCARTHY et al. 2020). Die Ophiolithe der Iberger Arosa-Decke dokumentieren sowohl den tektonisch entblösten subkrustalen Mantel (in Form des Serpentinits) sowie auch die neu entstandene ozeanische Kruste (in Form des Gabbros und des Metabasalts). Bereits kurz nach der Erstarrung basaltischer Laven am Grund des entstehenden penninisch-piemontesischen Ozeanbeckens wurden diese tektonisch mehrphasig wieder zerbrochen, was die mit tiefmarinem Kalk gefüllten Spalten im Metabasalt des Isentobels (LETSCH 2017) belegen. Inwiefern es sich dabei aber um wirklich tektonische Bewegungen (etwa entlang ozeanischer Transformstörungen, s. WEISSERT & BERNOULLI 1985) oder nur mehr um abkühlungsbedingte Risse der sehr schnell erkalteten Lava handelt, ist unklar.

Während der frühen Spätkreide (ab dem Turonien) kam es im ostalpinen und südpenninischen Bereich zu ersten kompressiven, nach Nordwesten bis Westen gerichteten Bewegungen, die zur Ausbildung eines frühen Deckenstapels führten. Dieser umfasste neben ostalpinen kristallinen und sedimentären Einheiten auch Teile des südpenninischen Ozeans, welcher dadurch zusammen mit dem angrenzenden Kontinentalrand (repräsentiert durch die unterostalpinen Decken) und Teilen des Adriatischen Mikrokontinents (oberostalpine Decken) zu einer relativ kühlen und somit spröden tektonischen Einheit («orogenic lid», LAUBSCHER 1983) verschweisst wurden (Trupchun-Phase sensu FROITZHEIM et al. 1994 bzw. Teil der eo-alpinen Orogenese sensu HANDY et al. 2010). Diese tektonische Deformations-episode, welche vermutlich noch ohne eigentliche Subduktion des südpenninischen Ozeans ablief, dürfte im Gebiet von Atlasblatt Ibergereggt durch die Ausbildung des tektonischen Melanges der Arosa-Decke, bestehend aus oberostalpinen und südpenninischen Einheiten, sowie durch die Verschuppung der oberostalpinen Decken selbst (Obere Schuppe und Decke der Roggenalp) dokumentiert sein (TRÜMPY 2006).

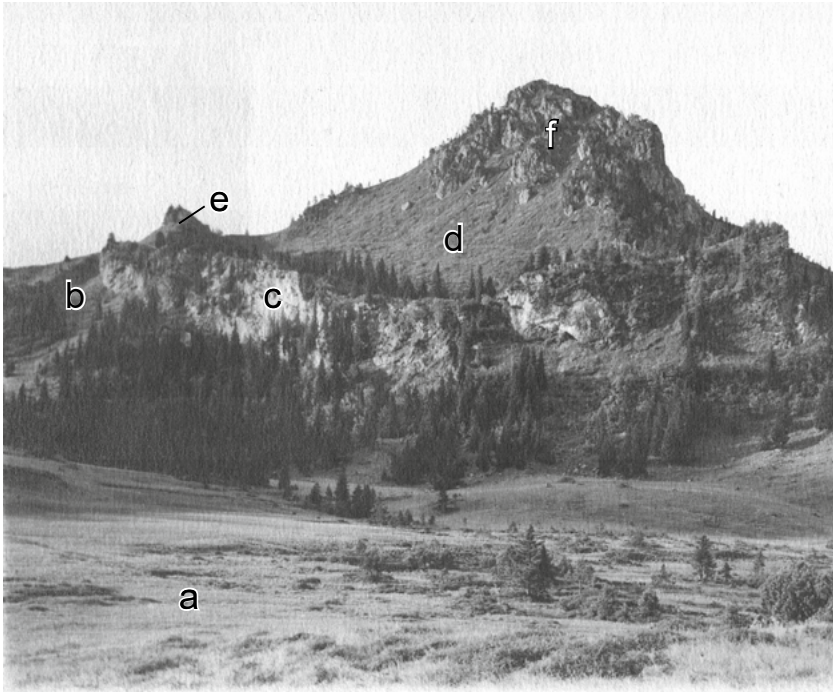


Fig. 47: Der Roggenstock von Nordosten. Foto von Arn. Heim 1919. Im Vordergrund (a) Helvetikum; (b) Penninische Flysche am Grat ganz links, sonst unter Schutt bedeckt; (c) Sulzfluh-Kalk und Couches-Rouges-Gruppe der Klippen-Decke; (d) Arosa-Decke (Terrasse); (e) Kössen-Formation der Schuppe von Ober Roggen, (f) Hauptdolomit des Gipfels. TRÜMPY (2006, Fig. 4).

Lithospärische Subduktion der nicht bereits während der eo-alpinen Orogenese mit ostalpinen Einheiten tektonisch verkeilten Teile des südpenninischen Ozeans unter den Adriatischen Mikrokontinent setzte während der mittleren und späten Spätkreide ein. Sie intensivierte sich um die Kreide/Paläogen-Grenze (SCHMID et al. 1996, HANDY et al. 2010). Dieser untypische und ohne Inselbogen-vulkanismus ablaufende Subduktionsprozess (McCARTHY et al. 2020) umfasste anfänglich nur ozeanische Lithosphäre bzw. subkontinentalen Mantel, griff nach Schließung des südpenninischen Ozeans aber auch auf die tieferen Krustenteile sowie die Lithosphäre des Briançonnais-Mikrokontinents sowie den vorgelagerten Walliser Trog und den tektonisch ausgedünnten südlichen Kontinentalrand Europas über. Durch diesen Prozess bewegte sich der ostalpin-südpenninische orogene Deckel als mehr oder weniger kohärente Einheit Richtung Norden und schürfte

dabei von seiner Unterlage tektonische Einheiten aus den verschiedenen paläogeographischen Räumen auf. Der so entstandene tektonische frontale Akkretionskeil oder orogene Keil (orogenic wedge) wird im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg durch die mittelpenninische Klippen-Decke und die Flysch-Einheiten des Schlieren- und Wägital-Flyschs dokumentiert. Letztere entstanden als klastische Tiefseebildungen eventuell teils direkt an der Front des sich nordwärts verschiebenden Akkretionskeils (was eher für eine südpenninische Herkunft dieser Flysche sprechen würde, z.B. WINKLER et al. 1985, CARON et al. 1989, GASINSKI et al. 1997) oder alternativ im nordpenninischen Raum nördlich der Briançonnais-Schwelle bereits längere Zeit vor Ankunft des orogenen Keils (HSÜ 1989, HSÜ & BRIEGEL 1991, MATASCI et al. 2011, WEISSERT & STÖSSEL 2015). Letztere Lösung würde zwar bereits spätkretazische tektonische Aktivität und Subsidenz im nordpenninischen Raum implizieren (ein mögliches Szenario dafür haben bereits LAUBSCHER & BERNOULLI 1982 skizziert), scheint aber unter Berücksichtigung der Verhältnisse im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg wahrscheinlicher (TRÜMPY 2006) und soll daher hier kurz etwas weiter ausgeführt werden. Im tektonisch sehr dynamischen, durch steile sowohl subaerische als auch submarine Topographie geprägten nordpenninischen Raum brachen demnach distale Teile der werdenden Klippen-Decke (Faziesbereiche des distalen Subbriançonnais sowie des Heimatgebiets der Roggenegg-Assoziation) auseinander und gelangten durch submarine Massenbewegungen (Olisthostrome) in tiefmarine Bereiche. Hier wurden sie kurz nach ihrer Ablagerung in tektonische Prozesse, ausgelöst bzw. bedingt durch den heranahenden orogenen Keil, miteinbezogen bzw. in diesen integriert (SCHARDT 1898, KRAUS 1932) und zu einem Vorläufer (noch ohne Beteiligung helvetischer Elemente) des tektonischen Iberg-Melanges oder «Iberg-Wildflyschs» (BAYER 1982, TRÜMPY 2006) vermengt.

Eozäne Bruchtektonik und frühe Überschiebungen im helvetischen Raum

Der Südrand des helvetischen Faziesbereichs wurde vom tektonischen Akkretionskeil an der Front des orogenen (ostalpin-südpenninischen) Deckels im späten Eozän oder frühen Oligozän erreicht. Tektonische Aktivität hatte sich hier aber bereits etwas früher in Form eozäner Bruchtektonik und der damit verbundenen Ablagerung des Spirstock-Members manifestiert (JEANNET 1941, FREI 1963, LETSCH & KIEFER 2017). Der heutige Südrand der Drusberg-Decke wurde dabei entlang nordfallender sowie steiler, Nord-Süd streichender Abschiebungen extensiv tektonisch überprägt. Paläogeographisch dürfte sich dieser Südrand damals am Nordrand einer hypothetischen Grundgebirgsaufwölbung (eine südhelvetische Schwelle, LETSCH & KIEFER 2017) befunden haben. Unklar ist das paläotektonische Umfeld, welches zu dieser Dehnungstektonik geführt hat: möglicherweise hängt sie damit zusammen, dass das im Entstehen begriffene alpine Vorland durch den aus Süden herannahenden orogenen Deckel eingedrückt und dadurch

örtlich gedehnt wurde. In den gleichen Zeitraum fällt aber auch die erste Anlage des Rheintalgrabens weiter nördlich, und es ist nicht auszuschliessen, dass die ihm zugrunde liegende, ungefähr West–Ost orientierte Dehnung der europäischen Kruste auch Teile der werdenden Alpen beeinflusste (wie u.a. von RAMSAY 1989 und TRÜMPY 2006 angedeutet).

Kurz nach Abklingen dieser Bruchtektonik und Ablagerung des Spirstock-Members wurde die zukünftige Drusberg-Decke von frontalen Einheiten des Akkretionskeils an der Front des orogenen Deckels (namentlich penninische Flysche) überschoben. Bei diesem Prozess dürfte auch das Iberg-Melange («Iberg-Wildflysch») sich seiner heutigen Zusammensetzung angenähert haben, indem das bereits früher tektonisch entstandene Melange aus Flyschpaketen und Olisthostromen zusätzlich tektonisch mit Elementen der helvetischen Unterlage (namentlich der Stad-Formation und insbesondere des Spirstock-Members, BAYER 1982) vermennt wurde. Ob bereits bei dieser frühen Überschiebungsphase (die der Pizol-Phase von MILNES & PFIFFNER 1977 entsprechen dürfte) eozäne Anteile der zukünftigen Drusberg-Decke abgeschert und zu den Einsiedeln-Schuppen verschuppt wurden, ist schwierig zu beurteilen; LEUPOLD (1942) vermutet, dass dies erst später bei der eigentlichen Deckenbildung passiert sei, was durchaus plausibel erscheint.

Ausbildung der helvetischen Decken und jüngste Bewegungen

Während des späten Oligozäns und des Miozäns ergriff tiefgreifende, kompressive tektonische Deformation schliesslich auch das Gebiet der heutigen helvetischen Decken (Calanda- und Ruchi-Phase sensu PFIFFNER 2011). Dabei kam es zur Abscherung der ausschliesslich aus kretazischen und paläogenen Schichten bestehenden Drusberg-Decke von ihrer jurassischen Unterlage, welche heute teils erodiert ist, teils in Form der Axen-Decke vorliegt (TRÜMPY 1969). Vermutlich ebenfalls während dieser Phasen wurden die drei Teildecken der Drusberg-Decke (Wiggis-, Räderten- und Fluhbrig-Digitation) ausgebildet. Zudem wurden die jüngsten Anteile der Schichtfolge der nördlichen Teile der Drusberg-Decke von ihrer Unterlage abgeschert und weiter nordwärts in Form der beiden Einsiedeln-Schuppen zusammengeschoben. Dieser Abscherungsprozess wurde vermutlich durch Scherbewegungen der hangenden tektonischen Stockwerke ausgelöst; das Iberg-Melange wirkte dabei als Schmiermittel und nahm als Basis des hangenden Stockwerks (zusammen mit Teilen des Schlieren-Flyschs) gewissermassen den Platz als neue Bedeckung der kretazischen Anteile der Drusberg-Decke ein («substitution de couverture», s. LAUBSCHER 1983 für eine generelle Beschreibung dieses kinematisch interessanten Vorgangs). Anhaltender Zusammenschub des Deckenstapels führte dann zur Ausbildung später und generell steiler Aufschiebungen (out-of-sequence thrusts), welche u.a. dazu führten, dass die Front der Drusberg-Decke die darüber liegenden penninischen Flyschmassen richtiggehend durch-

trennte und dadurch auf den Südrand des einst über sie geschobenen Wägital-Flyschs aufgeschoben wurde (der klassische Prozess der Deckenverschuppung, z.B. STAUB 1924). Vermutlich ungefähr zeitgleich wurde auch der Südrand des nördlich angrenzenden Molassebeckens in tektonische Schuppen zusammengeschoben, was zur Bildung der Subalpinen Molasse führte. Diese Deformationsphase dürfte im mittleren bis späten Miozän im Wesentlichen beendet gewesen sein; dies wird durch das erstmalige Auftreten helvetischer Kreidegerölle in der Oberen Süsswassermolasse des Zürcher Oberlandes (LEUPOLD et al. 1942) angezeigt, welche belegen, dass zum damaligen Zeitpunkt die Drusberg-Decke an der Erdoberfläche erosiv freigelegt zu werden begann.

Jüngste tektonische Bewegungen nach Ausgestaltung der helvetischen Decken sowie der Subalpinen Molasse dürften bedeutend schwächer gewesen sein. Die gegenwärtige seismische Aktivität im Gebiet von Atlasblatt Ibergereg und seiner Umgebung ist generell gering; es sind aber aus den letzten Jahren einige Beben mit Magnituden ML 3,0–4,0 aus dem Gebiet südlich des Sihlsees belegt (DIEHL et al. 2018). Aus historischen Studien ist zudem bekannt, dass die Zentralschweiz seismisch alles andere als inaktiv ist (GISLER et al. 2008).

BOHRUNGEN

Im Perimeter des Atlasblatts Ibergeregg konzentrieren sich die Bohrstandorte hauptsächlich in der Ebene von Brunnen-Schwyz, wo sich auch der Schwerpunkt der baulichen Infrastruktur befindet. Ein weiterer Schwerpunkt liegt in der Umgebung von Trachslau, wo für den Abbau des gleichnamigen Schotters zahlreiche Erkundungsbohrungen abgeteuft wurden.

Die Bohrdaten stammen überwiegend von der Landesgeologie, weitere Daten wurden vom Amt für Umwelt des Kantons Schwyz sowie von privaten Büros zur Verfügung gestellt. Sie dürften jedoch nur einen Bruchteil der tatsächlich vorhandenen Bohrdaten darstellen. In der Karte dargestellt sind nur die geologisch relevanten Bohrungen.

Von speziellem Interesse ist eine Bohrung (Bohrung 15-11, Koord. 2691 022/1207 127) in der Ebene des Felderbodens, die unter Muota-Schotter und ca. 4 m Seeablagerungen in bereits 22 m Tiefe auf anstehenden Fels (hellgrauer, feingeschichteter Mergelkalk, als Seewen-Formation interpretiert) stiess. Sie zeigt auf, dass der Fels unter der Ebene des Felderbodens z.T. relativ oberflächennah auftritt und Rinnen aufweist (Fig. 49).

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Kieselkalk

Hartschotter aus dem sehr widerstandsfähigen Helvetischen Kieselkalk wird seit Jahrzehnten im Steinbruch Zingel am Nordostende des Urmibergs durch die KIBAG Kies Seewen gewonnen. Der heutige Abbauperimeter liegt bereits im Gebiet des Atlasblatts Rigi (HANTKE 2006).

Kalkstein

Die alten Steinbrüche von Seewen, die Typlokalität der Seewen-Formation, die das Gestein für Brunnenröge, Treppenstufen und Trockenmauern lieferten, und jene nordöstlich von Jässenen, Oberiberg, Chalchboden und Studen in der Schrattekalk-Formation sind heute längst aufgelassen.

Im Chalch (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln) wurde in den Externen Einsiedlen-Schuppen über Jahre Euthal-Formation (Nummulitenkalk) abgebaut, ebenso bei Trachslau westlich der Alp und zu «Schwarzem Trachslauer Marmor» geschliffen. Der Kalk wurde z.B. für die Einkleidung der Gnadenkapelle des Klosters Einsiedeln verwendet.

Bei Herti-Dräck südlich von Unteriberg wird auf der westlichen Talseite die Kalk-Mergel-Wechsellagerung des Drusberg-Members in einem grossen Steinbruch abgebaut.

Schotter

Im Alptal wird in Ober Trachslau – Furenmoos Trachslau-Schotter (s. S. 106) abgebaut, ebenso auf Schürliismatt, wo die Entnahmestelle mit Abraum verfüllt wird. Südöstlich von Studen, im Chalchboden, in der Grosser Runs bei der Ijen-runs wird Schotter für den Lokalbedarf gewonnen. Im Schneitwald südwestlich von Oberiberg diente Moränengut zur Schotterung der Passstrasse. Ein grösserer Abbau des Niderstalden-Schotters am westlichen Ausgang der Muota-Schlucht erfolgte nach den historischen Landeskarten ab den frühen 1960er-Jahren. Der Abbau wurde bereits 1972 aufgrund der dichten, ohne Sprengbetrieb kaum abbaubaren Lagerung aufgegeben. Heute wird in der ehemaligen Grube Aushubmaterial aus der weiteren Umgebung (bis aus dem Kanton Uri) aufgearbeitet, in verschiedene Körnungen aufgetrennt und, mehrheitlich zu Beton verarbeitet, an die regiona-

le Bauwirtschaft verkauft. Im Jahr 2020 wurde die Firma, nachdem sie über drei Generationen erfolgreich durch die Familie Inderbitzin geführt worden war, von der Firma A. Betschart‘ Söhne AG (Brunnen) übernommen.

Lehm und Mergel

Im 16. Jahrhundert wurde an der Muota bei Ibach «Lehm» für die Ziegelhütte in Flüelen (UR) aus der Amden-Formation gewonnen, mit Grisigen-Mergel von Zinnen westlich von Weggis auf Schiffen nach Flüelen gefahren und dort verarbeitet.

Ziegeleilehm wurde auch in Molassemergel südwestlich von Rothenthurm und in Trachslau abgebaut. Amden-Formation (Mergel) von Schönenbuch diente bis zur Erschöpfung dem Zementwerk Brunnen als Mergelkomponente; sie hat die in Bibelos südlich von Seewen während langer Zeit im Steinbruch Nägeli abgebaute Stad-Formation (Mergel) ersetzt, die jetzt wieder abgebaut wird.

Eisen, Phosphorit

1597 wurde im Isentobel versucht, Eisen aus Radiolaritschutt zu gewinnen, und 1944 wurde die Abbauwürdigkeit von Phosphorit aus Euthal-Formation (Nummulitenkalk) zwischen Wägital und Lauerzersee studiert.

Torf

Während des ersten Weltkriegs wurde im Breit- und Schützenried, im verlandeten Sihlseebecken, Torf gestochen. Vorkommen am Ägerisee, bei Sattel, SSW von Rothenthurm, südwestlich von Oberiberg, auf Tierfäderen, im Seebli und im Herrenboden deckten den Bedarf der lokalen Bevölkerung.

HYDROGEOLOGIE

Grundwasservorkommen

Felderboden

Zwischen Ibach (Schwyz) und dem Vierwaldstättersee erstreckt sich der ergiebige Grundwasserträger Felderboden (in der südwestlichen Ecke des Kartengebiets). Er besteht aus sandig-kiesigem, teils sehr grobem Schotter, der im Anschluss an die Letzte Eiszeit durch die Muota geschüttet wurde. Im Bereich Fuchsenen–Obermatt erreicht dieser Schotter eine Mächtigkeit von fast 100 m (Fig. 48). Seine Basis stellt man sich hier als zwei bis drei ENE–WSW verlaufende Rinnen in den unterlagernden schlecht durchlässigen Seesedimenten vor, wobei die tiefste Rinne, westlich der Strasse Brunnen–Schwyz, etwa auf Kote 340 mü.M. liegt (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1996). Die Lage der Felsoberfläche ist im Bereich der tiefsten Rinnen nicht bekannt, einzig beim Gebäude der Elektrizitätswerke Schwyz AG an der Gotthardstrasse (Koord. 2691 022/1207 127) wurde Mergel der Seewen-Formation bereits in einer Tiefe von 22 m erbohrt, was ebenfalls auf eine Rinnenstruktur der Felsoberfläche hinweist (Fig. 48 u. 49). Die Deltaablagerungen der Muota wurden grösstenteils unterhalb des ehemaligen Seespiegels des Vierwaldstättersees auf den Seesedimenten abgelagert. Der damalige Seespiegel lag bei etwa 430 mü.M. und ist in Bohrungen in Brunnen durch torfhaltige Verlandungssedimente dokumentiert. Der darüber abgelagerte jüngere Muota-Schotter mit einer Mächtigkeit von etwa 10 m ist durch seine streckenweise höhere Durchlässigkeit von den darunterliegenden Deltaablagerungen unterscheidbar. Über dem Muota-Schotter sind in der Ebene Verlandungssedimente und Bachschutt mit Mächtigkeiten zwischen 1 und 10 m abgelagert worden. Im Nordosten, am Fuss der Mythen, ist der Muota-Schotter von teils mächtigen Bachschuttablagerungen überdeckt. Im Übergangsbereich vom Schotter zum Bachschutt wurden lokal Stillwassersedimente erbohrt (Bohrungen Alterszentrum Rubiswil, Koord. 2691 674/1208 048 und Mythencenter, Koord. 2691 656/1207 964). Im Gebiet von Seewen, nordöstlich des Felderbodens, findet man keinen Schotter mehr, dort liegen Bachschuttablagerungen direkt auf Seesedimenten.

Die Grundwasserspeisung erfolgt durch Infiltration der Muota, versickernde Niederschläge und aus Zuflüssen von dem nordöstlich gelegenen Hangschuttgebiet und den seitlichen Talflanken. Karstwasserzuflüsse aus der Schrattenkalk-Formation sind anzunehmen, aber kaum quantifizierbar.

Im Bereich von Ibach liegt der Grundwasserspiegel im Schnitt etwa bei Kote 444,5 mü.M., um sich dann in Richtung Vierwaldstättersee auf die Seespiegelhöhe von 434 mü.M. abzusenken. Der Stromspiegel fällt mit 3,4‰ und somit flacher als das Terrain, gegen den See hin. Zusammen mit einer Verengung und einer

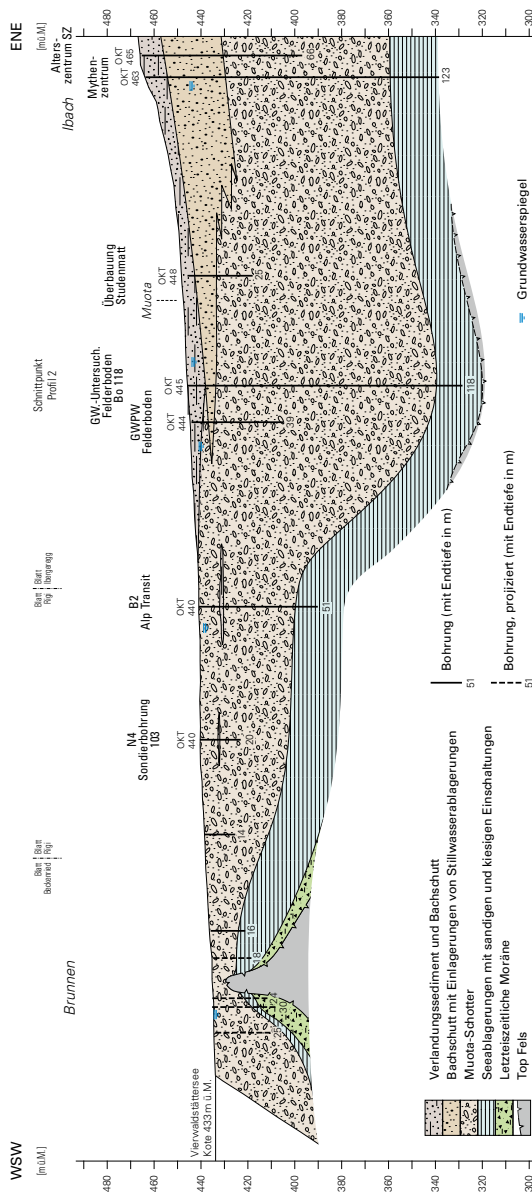


Fig. 48: Längsprofil durch das Grundwassergebiet Felderboden (das Profil reicht nach Westen über das Gebiet von Atlasblatt Ibergereggen hinaus bis an den Vierwaldstättersee). Figur zehnmal vergrößert.

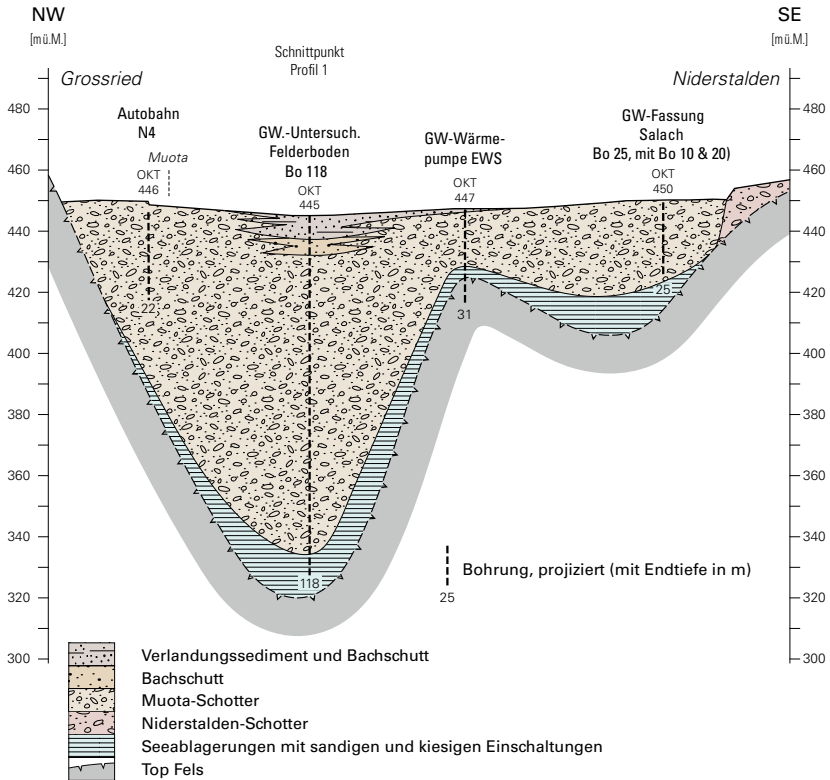


Fig. 49: Querprofil durch das Grundwassergebiet Felderboden. Durch den bei Koord. 2691 022/ 1207 127 in bereits 22 m Tiefe erbohrten Fels (Seewen-Formation) zeigen sich in diesem Rinnenstrukturen. Allerdings sind Anzahl und Tiefe der einzelnen Rinnen derzeit nicht abschätzbar. Figur zehnfach überhöht.

Abnahme der Mächtigkeit des Grundwasserträgers führt dies dazu, dass im Gebiet zwischen dem Kloster Ingenbohl und dem See (ausserhalb des Kartengebiets) Grundwasser in «Giessen» exfiltriert (Leewasser, Hechtengraben).

Messungen (Flowmeter) und Phänomene in Bohrungen (rasche Verfüllung mit Schlamm) weisen darauf hin, dass der Grundwasserstrom geschichtet ist, vermutlich mit unterschiedlichen Druckniveaus.

Im Zuge verschiedener geologischer Abklärungen wurde unter anderem auch der Durchfluss im Bereich der Linienführung AlpTransit (etwa auf Höhe von

Unterschönenbuch, unterer Rand des Kartengebiets) abgeschätzt. Unter Berücksichtigung sämtlicher bisheriger Berichte ergab die Schätzung der Universität Neuenburg einen Wert von knapp 22 000 m³ pro Tag (niedriger Wasserstand) bis 26 000 m³ pro Tag (Hochwasserstand; SIMULTEC 1993, DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1994, CENTRE D'HYDROGÉOLOGIE 2004).

Das Grundwasservorkommen Felderboden wird durch vier Trinkwasserpumpwerke (Felderboden, Erlen, Salach, Stegmatt) und mehrere Wärmepumpen genutzt. Die gesamte Fördermenge liegt bei knapp 11 500 m³ pro Tag.

Alptal-Trachslau

Im Tal der Alp zwischen Trachslau im Süden und Einsiedeln im Norden (s. Atlasblatt Einsiedeln) besteht die Talfüllung aus einem komplex aufgebauten Lockergesteinskörper mit Schotter, Moräne und Seesedimenten. Der Trachslau-Schotter (Fig. 34 u. 50) bildet einen Kieskörper, der etwa südlich einer Linie Kloster Au–Burg oberflächennah und mit grosser Mächtigkeit auftritt und die terrassenähnlichen Ebenen im Gebiet Trachslauer Moos bis Schweig aufbaut. Das Kiesvorkommen wird in Gruben der Kieswerk Trachslau AG abgebaut und ist durch zahlreiche Bohrungen gut erforscht.

Die Wechsellagerung von Kies und siltig-tonigen Schichten («Einsiedlerlehm») führt zu einem Stockwerkbau des Grundwassers (Fig. 50). Verschiedene Untersuchungen ergaben drei eigentliche Grundwasserstockwerke und zuoberst ein schwebendes Grundwasservorkommen (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1980, DR. BERNASCONI AG 2009). Aus dem mittleren Stockwerk wird Grundwasser im Pumpwerk Kalberweidli Trachslau mit einer konzessionierten Fördermenge von 4000 l/min gefördert. Das Grundwasser wird durch Niederschlag und Zufluss aus den Talhängen gespeist. Ein Zusammenhang mit der Alp lässt sich für das mittlere und das untere Grundwasservorkommen ausschliessen, diese beiden Vorkommen verfügen zusammen über eine nutzbare Mächtigkeit von 30–40 m. Zur langfristigen Sicherung einer zusätzlichen Nutzung des Vorkommens wurde ein Grundwasserschutzareal ausgeschieden.

Vermutlich reichen die nördlichsten (distalsten) Bereiche des Trachslau-Schotters bis in die Ebene von Einsiedeln. Durch Bohrungen wurde dort eine Schotterlage mit artesisch gespanntem Grundwasser innerhalb der Seesedimente nachgewiesen. Wegen eines unkontrollierten Ausbruchs dieses artesisch hoch gespannten Wassers wurden um Koord. 2699 000/1221 300 (Terrainhöhe 873 m) mehrere Bohrungen abgeteuft (schriftl. Mitt. C. Schindler). Vorerst durchfuhren sie junge, kiesig-sandig-lehmige Sedimente, dann grauen, weich gelagerten Seebodenlehm, dies bis Kote 841 m. Darunter folgte ein bis wenige Meter sauberer, gut gerundeter Schotter und Sand der Alp, welche langfristig bedeutende Mengen von Wasser lieferten und somit einem ausgedehnten System angehören.

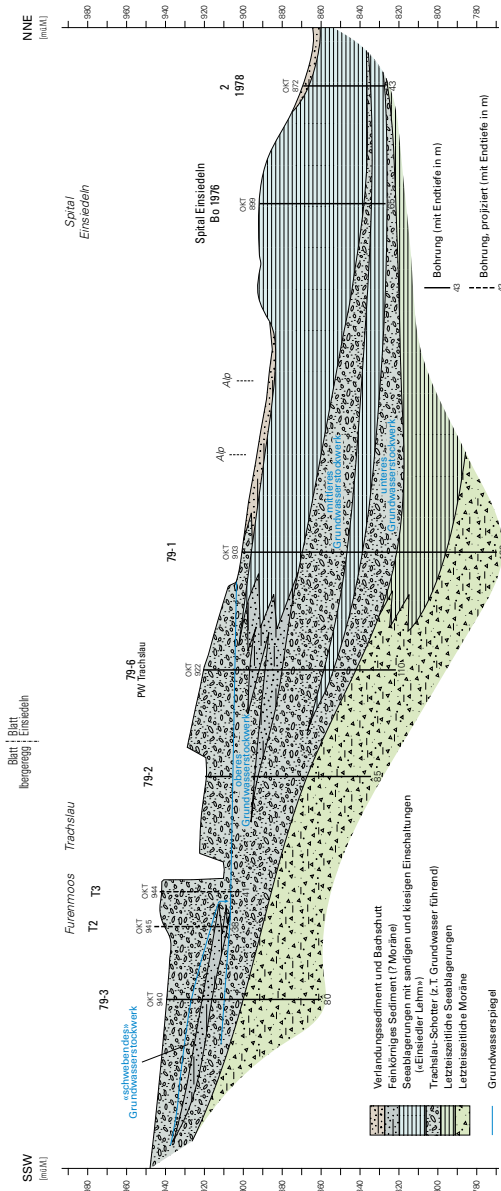


Fig. 50: Längsprofil durch das Grundwassergebiet Trachslau – Einsiedeln. Figur zehnmal vergrößert.

Unteriberg-Studen

Im obersten (südlichsten) Talabschnitt der Waag setzt sich das Lockergestein gemäss einer Bohrung bei Twingi aus Bachschutt und Murgangablagerungen ohne nutzbares Grundwasser zusammen. Im nördlich anschliessenden Talkessel zwischen Bodenweid und Boden, südlich des Felskopfs von Pkt. 985 m, wurde ein lokales Schottervorkommen (Bachschutt) erbohrt, aus dem im Grundwasserpumpwerk Boden der Wasserversorgung Unteriberg eine konzessionierte Menge von 500 l/min entnommen wird. Grundwasseraufstösse südlich des Felskopfs weisen auf eine Barrierewirkung desselben hin.

Stöcken (Unteriberg) – Sihlsee

Der Talboden zwischen Stöcken und der ausgedehnten Ebene bei Schützenried ist in verschiedenen hydrogeologischen Untersuchungen erkundet worden (DR. WALTER HUBER 1970, BÜRO FÜR HYDROGEOLOGIE DR. PETER P. ANGEHRN 1998, SCHENKER KORNER & PARTNER GmbH 2006, 2008). Dabei konnten zwei Grundwasserstockwerke festgestellt werden. Der obere Aquifer hat eine Mächtigkeit von 7–18 m und ist durch eine bis 6 m mächtige, schlecht durchlässige Schicht aus tonigem Silt vom unteren Aquifer getrennt. In der Trennschicht wurde im Karrenboden bei Koord. 2704300/1213146 in einer Tiefe von 13,4 m Holz erbohrt, dessen Alter im Geografischen Institut der Universität Zürich mit 7465 ± 85 y BP bestimmt wurde (KELLER 1999). Die Basis des unteren Aquifers wurde in keiner Bohrung erreicht, die Mächtigkeit dürfte allerdings beachtlich sein. Im Bereich Ried ist das Grundwasser gespannt. Über die Monate Dezember 2006 bis Mai 2007 liess man zu Untersuchungszwecken Wasser aus einem Piezometer auslaufen: Die Menge verblieb konstant bei $7,8 \text{ m}^3/\text{Tag}$. Da der Mangengehalt des Wassers beinahe konstant über $0,05 \text{ mg/l}$ und der Sauerstoffgehalt unter $0,5 \text{ mg/l}$ lagen, verzichtete man, entgegen der ursprünglichen Absicht, auf die Ausscheidung eines Grundwasserschutzareals.

Studen-Adelmatt, Ochsenboden

Südöstlich der Ortschaft Studen-Adelmatt, im Gebiet von Ochsenboden (Name nicht in der LK), setzt sich die Talfüllung aus schlecht sortiertem Bachschutt zusammen, die Felsoberfläche wurde in einer Bohrung von 40 m Tiefe nicht erreicht. Das Grundwasser wird fast ausschliesslich durch versickerndes Sihlwasser gespeist und der Grundwasserspiegel liegt in einer Tiefe von 10–16 m. Die Fliessgeschwindigkeit bewegt sich im Bereich von Zehnern von Metern pro Stunde und ist damit ausserordentlich hoch.

Im Bereich Brandegg-Chalchboden bilden die abtauchenden Kreideserien der helvetischen Decken in der Talalluvion vermutlich einen Felsriegel, der den



Fig. 51: Grundwasseraufstoss nahe des Weilers Adelmatt. Foto J. Uttinger 2021.

Ochsenboden des Talbodens Adelmatt–Ort–Studen teilweise abtrennt. Der Übergang vom Bachschutt zu den See- und Verlandungssedimenten führt im Weiler Ort zu zwei grossen Grundwasseraufstössen (Fig. 51). Deren Abflussmengen bewegen sich, je nach Jahreszeit, zwischen 20 und 40 m³/min (DR. A. J. ZINGG 1999). Im südlichen Teil des Talbodens, zwischen Ort und dem gegen Norden abtauchenden Schrattenkalk vom Ortswald, liessen sich in zwei Bohrungen zwei Grundwasserstockwerke nachweisen, wobei dem oberen hauptsächlich Karstwasser aus der Schrattenkalk-Formation, dem unteren Wasser vom Ochsenboden her zufliesst.

An der gegenüberliegenden, nordöstlichen Talseite (Sennenried, Pkt. 894 m, gegenüber Studen) wurden in einer Erdwärmesondenbohrung ein 95 m mächtiger Ton und darunter ein artesisch gespannter Aquifer erbohrt. Das Wasser liess sich aufgrund des Sauerstoffmangels wärmetechnisch nicht nutzen.

Rothenthurm

In der Ebene zwischen Rothenthurm im Norden und der Talverengung bei der Redingburg im Süden wurde unter einer Deckschicht von siltig-tonigem Hangschutt in einer Tiefe von 15 m Bachschutt erbohrt. Dieser ist grundsätzlich eben-

falls schlecht durchlässig, enthält aber in einer Tiefe von 31–35 m eine gut durchlässige Zone mit gespanntem Grundwasser (DR. RENÉ MOSER, GEOTECHNISCHES BÜRO 1980). Das Vorkommen wird, nebst Quelfassungen, von der Wasserversorgung Rothenthurm zur Trinkwasserversorgung genutzt (Pumpwerk Müsli, Pumpmenge bis 950 l/min).

Sattel

Ein lokal begrenztes Grundwasservorkommen liegt in der Ebene Eumatt, südwestlich des Dorfs Sattel. Es wird in einer Quelfassung als Trinkwasser für die Gemeinde genutzt. Der Untergrund setzt sich hier aus verwitterter Molasse, verschwemmter Moräne und Resten von Felssturm Massen zusammen. Die Zuflussverhältnisse sind aufgrund der unterschiedlichen Durchlässigkeit kompliziert, was auch Tracerversuche bestätigten (DR. HEINRICH JÄCKLI AG 1988). Die Zuflussmenge liegt im Schnitt bei ca. 510 l/min.

Quellen

Die reichen Niederschläge, zwischen 160 (Brunner) und bis zu 300 cm/Jahr (Druesberg) in diesem Gebiet spiegeln sich in Quellen und Grundwasseraufstößen wider. Vom Fuss des Wiss Nollen hat schon SMIT SIBINGA (1921) die Spaltquelle Nollenbrünneli erwähnt. Im Einzugsgebiet der Mythen treten viele Quellen im Übergangsbereich zwischen Mythenschutt im Hangenden und Moräne oder Flysch im Liegenden auf. Bei Spiss, südwestlich der Haggenegg, hat die Dorfgenossenschaft Kluftquellen im Flysch gefasst, bei Äbnet und Chaisten solche, die vermutlich auch Karstwasser aus dem Mythengebiet enthalten. Ergiebige Quellen treten am Fuss der Mythen zutage, weitere südwestlich der Haggenegg, auf Schwändi, das Chalthe Brünneli westlich von Zwischenmythen, im Chaltenbrunnen, Illgau, nordwestlich der Windegg, um Äbnetmatt – Alt Stafel – Isentobelhütte, in der Felssturm Masse am Rütistein-Fuss, der Moräne in Untersihl und bei Widen westlich des Sihlsees. Im Alptal entspringen Quellen am Brunniberg (Koord. 2695 675/1211 088/1180 m ü.M.) und auf Brunniweid (Koord. 2695 700/1211 190/1200 m ü.M.) zwischen Sturzblöcken vom Haggenspitze. Südsüdwestlich von Bäsmeren (Brunni, Gemeinde Alpthal) entspringen im Grenzbereich zwischen Moräne im Liegenden und Blockschutt im Hangenden (grobblockige Moräne?) einige noch ungefasste, ergiebige Quellen (Koord. 2695 900/1210 825/1120 m ü.M.; 2695 782/1210 475/1140 m ü.M.). An der gesamten Westflanke der Gebirgskette Druesberg – Rütistein – Schülberg – Piet – Leiterenstollen wurden in den hier gegen Westen einfallenden Garschella-, Seewen- und Wang-Formationen ausgedehnte Karstsysteme

nachgewiesen, sichtbar durch eine grosse Anzahl von Dolinen im Gelände. So verschwindet zum Beispiel im Chalberalpeli am Druesberg Wasser in Dolinen, das auf Chäseren wieder austritt. Weitere Quellen sind an der Basis der gegen Nordwesten einfallenden Schrattekalk-Formation des Under Gibels gefasst, ebenso im Flysch.

Wasserversorgung der Gemeinden

In *Oberägeri* beziehen Weiler am Hauptsee (südlich des Ägerisee-Endes) Wasser von Quellen, die in den Reservoiren Merz und Ober Acher gesammelt und von Grundwasser in Schuttfächern in den See mündender Bäche ergänzt wird.

Steinen wird im Blattgebiet von Quellen auf Schwand, am Engelstock (Grenz-bereich zwischen Flysch im Liegenden und Sackungsmasse im Hangenden) und Rietern versorgt; dazu ist die Wasserversorgung Steinen an das Netz der Dorfgenossenschaft Schwyz angeschlossen. Eine grössere Anzahl Lokalversorger an der Westflanke des Engelstocks nutzt Quellen in der Moräne, in lokalen Rutschmassen oder aus den Externen Einsiedeln-Schuppen.

Das Wasser der Wasserversorgung der Gemeinde *Sattel* stammt aus den Quellen Eumatt im Talboden und, seit 2013, aus der Quelle Mäderen (Hangschutt und verschwemmte Moräne auf Flysch). Das Gebiet Mostelberg wird von drei eigenständigen Versorgungen unter Nutzung verschiedener Quellen in der Moräne und in einer Rutschmasse nordwestlich des Mostelbergs versorgt. Kleinere Lokalversorger nutzen Quellen in der Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Wechselfolge der südöstlich einfallenden Rigi-Rossberg-Schuppe am Morgartenberg.

Die gemeindeeigene Wasserversorgung *Rothenthurm* nutzt Quellen im Herenwald (Subalpine Molasse), bei Weid, Hafleren, Tschübernell (Rutschmasse auf Flysch) und Grundwasser im Pumpwerk Müsli im Talboden. Verschiedene Einzelversorger, so z.B. die «Wassergenossenschaft 3. Altmatt» (Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln) nutzen Quellen, vorab im Lockergestein (Moräne), andere in der Subalpinen Molasse (Schläkachtobel). Im Einschnitt der Steiner Aa entspringen bis zu acht ziemlich ergiebige, noch ungenutzte Quellen.

In *Schwyz* werden älteste genutzte Quellen, die Mythenquellen unterhalb von Chlösterli, schon 1491 erwähnt (WIGET 1988). Die Mythenquellen beliefern heute noch 38 Laufbrunnen in Schwyz. Mit dem Reservoir Obermatt (630 mü.M.) begann die Gemeinde-Wasserversorgung (Dorfgenossenschaft Schwyz, DGS) 1891. Trockene Sommer und zunehmender Wasserbedarf forderten die Erschliessung weiterer Quellen; nach der Erweiterung des Chlösterli-Reservoirs 1957, dem Grundwasserpumpwerk Erlen und dem Reservoir Stalden wurden 1967 die Quellen Chaisten und Äbnet (vermutlich indirekte Karstquellen) gefasst. Weitere Quellen nutzt die Dorfgenossenschaft Schwyz an der Westflanke des Hochstucklis bis

zur Haggeneegg (Quellen Stuckli, Mostelegg, Spiss, Lüpen, Stoffels). Die Einzugsgebiete dieser Quellen liegen entweder im Fels (Wägital-Flysch, Quellen Spiss), im Übergangsbereich von Sackungsmassen und Fels oder von Blockschutt und Moräne (Quellen Stoffels). Die lokale Wasserversorgung Loo-Obdorf nutzt eine Quelle (Stockwald) im Blockschutt am Fusse des Haggenspitz und eine Quelle aus versackter Moräne oberhalb von Schwyz (Städeli).

Weitere kleine Wasserversorger in *Schwyz* sind die Wassergenossenschaft Ibach (Grundwasserpumpwerk Salach), Wasserversorgung Uf Ibrüg (Quellen Lotenbach), Brunnengenossenschaft Rickenbach (Quellen aus dem Hangschutt unterhalb der Mythen) usw. Eine hohe Anzahl von Quellen an der Südwestflanke des Hochstucklis versorgen kleine Weiler und Einzelgehöfte. Gefasst sind die meisten dieser Quellen in der (zum Teil versackten) Moräne. Zu nennen wäre, südlich des Grossen Mythen, die Quelle Rätigs der Flurgenossenschaft Gütsch, ca. 1 km unterhalb (südwestlich) der Holzegg. Der Sulfatgehalt dieses Quellwassers wurde mit 227 mg/l bis 314 mg/l gemessen, was auf einen Zufluss aus Gesteinen der Trias hinweist.

Das Gemeindegebiet *Alpthal* wird von fünf Versorgern mit Trinkwasser beliefert. Die Wasserversorgung Alpthal selbst nutzt im Malosentobel eine Quelle im Wägital-Flysch, eine weitere im Gebiet Bann aus dem Hangschutt. Der Weiler Brunnli wird von Quellen aus dem Übergangsbereich von Mythenschutt im Hangenden und Moräne im Liegenden versorgt (Brunniberg, Brunnliweid) sowie von einer Quelle aus der Moräne. In Bäsmeren, am Fuss des Kleinen Mythen, entspringen zwei noch ungefasste, ergiebige Quellen (320 bis 1000 l/min).

Illgau bezieht Trinkwasser im Quellgebiet Äbnetmatt – Alt Stafel – Isentobelhütte und im Hasentobel; entlegene Gehöfte und Alpen nutzen eigene, kleinere Quellen.

Das Gemeindegebiet von *Oberiberg* wird von der Wasserversorgung Buoffen, der Genossenschaft Wasserversorgung Moos und der Wasserversorgung der Hochybrig AG versorgt. Die Wasserversorgung Buoffen nutzt drei Quellen nordöstlich der Mörderguebi (Mischwasser aus Hangschutt und Karst) und eine solche im Schneitwald, nördlich der Mördergruebi. Die Genossenschaft Wasserversorgung Moos nutzt zwei Quellen an der Nordostflanke des Roggenstocks. Die Wasserversorgung der Hochybrig AG bezieht Wasser aus einer Quelle südlich des Roggenstocks und einer Karstwasserfassung (Wang-Formation) südlich des Seebli. Die Quelle einer Lokalversorgung wird ebenso aus der Wang-Formation gespiesen (Hesibol).

Das Dorfgebiet der Gemeinde *Unteriberg* (Waag, Herti und Stöcken) bezieht Wasser vom Grundwasserpumpwerk Boden, von drei Quellen im Schräwald (Lockergestein über Flysch der Wägital-Decke), von einer Quelle in Chaltenbrunnen (Schneitwald) und von zwei Quellen in einer grösseren Sackungsmasse nordwestlich des Stocks (Schlund und Schrot). Bei den Letzteren lassen grosse Schwankungen der Ergiebigkeit (40–400 l/min) auf Karsteinflüsse schliessen.

Die Wasserversorgungs-Genossenschaft des Weilers *Studen* nutzt Quellen im Lockergestein der nordöstlichen Talflanke (Rämseli); weitere Quellen sind im Gribisch sowie südlich des Wisstannenbachs und in Breitried gefasst (letztere im Gebiet von Blatt Klöntal). Auch im Ochsenboden besteht eine Grundwasserfassung (Blatt Klöntal).

Euthal wird von einer ergiebigen Quelle in der nach Nordwesten abtauchenden Seewen-Formation der Aubrig-Schuppe, einigen Quellen im Wägital-Flysch (Heitligeer, Portigal) und einem Grundwasserpumpwerk im in der Tiefe durchlässigen Schutt des Eubachs versorgt. Verschiedene Quellen an den beiden Talflanken versorgen Einzelgehöfte.

Im unteren Bereich der *Grosser Runs* entspringen aus den Externen Einsiedeln-Schuppen gefasste und ungefasste Quellen, ebenso unterhalb der Seichtenflue. Westlich der Schrähöchi entwässern fünf ergiebige Quellen die hier teilweise sumpfige Moräne und speisen den Steinbach. Südlich der Schrähöchi entwässert eine ungefasste, ergiebige Quelle in Richtung Südosten, in den Nidlaubach (Unterberg). Am Steinbach und im Hauwald (südlich des Sihlsees) sind Quellen lokaler Versorger im Flysch der Wägital-Decke gefasst.

Die Wasserversorgung von *Trachslau* bzw. *Einsiedeln* nutzt unter anderem eine Quellgruppe aus dem Wägital-Flysch westlich der Hügelkette Chli Amslen-Amselspitz sowie eine Quellgruppe nordöstlich des Nüsellstockes (Steinschlag) auf Gemeindegebiet Rothenthurm, an der Überschiebung der Wägital-Decke auf die Subalpine Molasse.

Mineralquellen

H₂S-reiche Mineralquellen treten sowohl im Surbrunnentobel als auch im Laucherentobel (Bergeist-Quelle, Koord. 2701.7/1207.8) aus; an beiden Stellen dürften Gipsvorkommen für die Mineralisation verantwortlich sein. Die Weglosen-Quelle im Waagtal, mineralisiert im Iberg-Melange, hängt mit der Chöpfentobel-Störung zusammen. Die H₂S-Quellen Mythenbad am Gross Mythen und Geschloo östlich von Rickenbach sind seit Ende des 19. Jahrhunderts verschüttet. Die Mineralisation erfolgte bei diesen im Gips an der Grenze der helvetischen zu den penninischen Decken. Vom seit dem 16. Jahrhundert bekannten H₂S-haltigen Eisensäuerling ist der Sodbrunnen der Bäder von Seewen noch erhalten (J.J. Irminger in SCHULER 1824, AMSTUTZ 1987).

DER SIHLSEE

Es gab wohl keine so wichtige offene Einsiedler Landsgemeinde wie jene von 1928, als die Konzession zum Bau des Sihlsees an die Schweizerischen Bundesbahnen erteilt wurde. Diesem Beschluss gingen langwierige Verhandlungen über die Landentschädigung, den Strassenbau und die Erstellung von Viadukten zwischen dem westlichen und östlichen Seeufer voraus.

Bereits 1925 hatte die Baukommission für den zu erstellenden Stausee rund 85% des benötigten Landes erworben. Diskussionen über die Höhe des Stauwerks, die Abgeltung von Inkonvenienzen, die Entschädigungen an die Bauern und Genossamen, welche Land abzutreten hatten, strapazierten die Geduld der Behörden und Einwohner wie der am See Interessierten.

Wegen der herrschenden allgemeinen Arbeitslosigkeit entschloss man sich, bereits 1932 mit den Bauarbeiten zu beginnen. Zuerst mussten ca. 29 km Strassen um den geplanten See erstellt werden. Dann folgten die beiden Viadukte Birchli-Willerzell und Steinbach-Ruostel und schliesslich das wichtigste Bauwerk, die Staumauer «In den Schlagen». Am 1. Mai 1937 wurde mit dem Stau begonnen, und im darauffolgenden Oktober konnte die kirchliche Weihe vorgenommen werden.

Der Gesamtverlust an Landfläche betrug ca. 11 km², davon waren 14% unproduktiv, 45% Torf- und Streuland, 41% Pflanz-, Wies- und Weidland. 356 Heimwesen mit einer Bevölkerung von rund 1800 Personen wurden durch den Bau des Sihlsees in Mitleidenschaft gezogen. 107 Familien mussten ihre angestammte Heimat verlassen. 34 Haushaltungen konnten in Neuansiedlungen um den See und in dessen Nachbarschaft eine neue Wohnstätte finden.

Die Anlage besteht im Wesentlichen aus dem im Hochtal der Sihl nordöstlich von Einsiedeln geschaffenen Stausee, dem Druckstollen und der Druckleitung sowie der Zentrale bei Altendorf am Oberen Zürichsee.

Das gesamte Einzugsgebiet des Sihlsees (156,5 km²) liefert im Jahresmittel einen Zufluss von 238 Mio. m³ Wasser. Der Stausee fasst einen nutzbaren Inhalt von 93 Mio. m³.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALEAN, J. & FELBER, P. (2019): Geologische Wanderungen – 15 Routen zu Hotspots in der Schweiz. – Haupt, Bern.
- ALLEN, P.A., BURGESS, P.M., GALEWSKY, J. & SINCLAIR, H.D. (2001): Flexural-eustatic numerical model for drowning of the Eocene perialpine carbonate ramp and implications for Alpine geodynamics. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 113, 1052–1066.
- ALLEN, P.A., CRAMPTON, S.L. & SINCLAIR, H.D. (1991): The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. – *Basin Res.* 3, 143–163.
- ALVES, T.M. (2015): Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: A review. – *Marine and Petroleum. Geol.* 67, 262–285.
- AMSTUTZ, A. (1987): Bad Seewen – Die Geschichte der Heilquellen und Bäder in Seewen im 18. Jahrhundert bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts. – *Schwyzer Hefte* 47.
- ANONYMUS (1868): Protokoll der geologisch-mineralogischen Sektion. – *Verh. schweiz. natf. Ges.* 52, 61–74.
- AUBRY, M.-P., OUDA, K., DUPUIS, C., BERGGREN, W.A., VAN COUVERING, J.A. & the members of the Working Group on the Paleocene/Eocene boundary (2007): The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in Dababiya section (Egypt). – *Episodes* 30, 271–286.
- BACHMANN, I. (1863): Ueber petrefactenreiche exotische Jurablöcke im Flysch des Sihltales und Toggenburgs. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 8, 1–34.
- BAILEY, E.B. (1936): Sedimentation in relation to tectonics. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 47, 1713–1726.
- BAILEY, E.B. & MCCALLIEN, W.J. (1950): The Ankara Melange and the Anatolian thrust. – *Nature* 166, 938–940.
- BÄRTSCHI, C. (2012): Kieselkalke der Schweiz: Charakterisierung eines Rohstoffs aus geologischer, petrographischer, wirtschaftlicher und umweltrelevanter Sicht. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 97.
- BAUD, A. (1987): Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France). – *Mém. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. Univ. Lausanne* 1987/1.
- BAUD, A., PLASENCIA, P., HIRSCH, F. & RICHOS, S. (2016): Revised middle Triassic stratigraphy of the Swiss Prealps based on conodonts and correlation to the Briançonnais (Western Alps). – *Swiss J. Geosci.* 109, 365–377.
- BAUMANN, P. (1967): Die äussere Einsiedler Schuppenzone zwischen Atpal und Sihlsee mit besonderer Berücksichtigung der mergeligen Partien. – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Melange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – *Diss. ETH Zürich*.
- BECK, P. (1912): Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 12, 65–147.
- BERNOULLI, D., AMBROSI, C., SCAPOZZA, C., STOCKAR, R., SCHENKER, F.L., GAGGERO, L., ANTOGNINI, M. & BRONZINI, S. (2018): Foglio 1373 Mendrisio (parte Est) con parte Ovest del foglio Como. – *Atlante geologico della Svizzera* 1:25 000, Note esplicative 152.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G. & FROITZHEIM, N. (1990): Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine-South Alpine passive continental margin. – *Mem. Soc. geol. Ital.* 45, 25–38.
- BERNOULLI, D. & JENKINS, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19, 129–160.

- BERNOULLI, D. & WEISSERT, H. (1985): Sedimentary fabrics in Alpine ophiolites, South Pennine Arosa Zone, Switzerland. – *Geology* 13, 755–758.
- BERSET, M. (1984): Paläomagnetische Untersuchungen in den Einsiedler Nummulitenkalken und geologische Kartierung an der Rigi-Hochfluh (Kt. Schwyz). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BILL, M., BUSSY, F., COSCA, M., MASSON, H. & HUNZIKER, J. (1997): High-precision U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of an Alpine ophiolite (Götsch nappe, French Alps). – *Eclogae geol. Helv.* 90/1, 43–54.
- BILL, M., O'DOHERTY, L., GUÉX, J., BAUMGARTNER, P. & MASSON, H. (2001): Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 113, 129–143.
- BISIG, W. (1950): Quartärbildungen in der Umgebung von Einsiedeln. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BODIN, S., GODET, A., VERMEULEN, J., LINDER, P. & FÖLLMI, K.B. (2006): Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian – Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 99/2, 157–174.
- BOLLER, K. (1963): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippen-Decke (östlich der Rhone). – *Eclogae geol. Helv.* 56/1, 15–102.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37, 217–328.
- BOUSSAC, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. – *Mém. explic. Carte géol. France.*
- BRIEGL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schratzenkalkformation (Unterkreide). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BURG, J.-P. (2020): Late Miocene olistostrome in the Makran accretionary wedge (Baluchistan, SE Iran): a short review – In: OGATA, K., FESTA, A. & PINI, G.A. (Ed.): Submarine landslides: subaqueous mass transport deposits from outcrops to seismic profiles (p. 45–55). – Amer. Geophys. Union, John Wiley & Sons, Washington.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BÜRO FÜR HYDROGEOLOGIE DR. PETER P. ANGEHRN (1998): Geologisch-geophysikalische Grundwasseruntersuchungen in der Talebene von Unteriberg. – *Geol. Ber. vom 28.12.1998* (unpubl.).
- BUXTORF, A. (1918): Über die tektonische Stellung der Schlieren- und der Niesen-Flyschmasse. – *Verh. natf. Ges. Basel* 29, 270–275.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50 000; Geol. Spezkarte 66a, Profiltaf. 66b. – Schweiz. geol. Komm.
- CADISCH, J. (1923): Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. – *Eclogae geol. Helv.* 18/2, 222–227.
- CARDELLO, G. & MANCKTELOW, N. (2014): Cretaceous syn-sedimentary faulting in the Wildhorn Nappe (SW Switzerland). – *Swiss J. Geosci.* 107, 223–250.
- CARON, C., HOMEWOOD, P. & WILDI, W. (1989): The original Swiss flysch: a reappraisal of the type deposits in the Swiss Prealps. – *Earth-Sci. Rev.* 26, 1–45.

- CENTRE D'HYDROGÉOLOGIE, UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL (2004): Grundwassermodellierung des Talkessels Schwyz (Felderboden). – Geol. Ber. vom 4.2004 (unpubl.).
- CORNELIUS, H. P. (1924): Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im «Flysch» des Allgäu. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 74/3–4, 229–280.
- CRAMPTON, S. L. & ALLEN, P. A. (1995): Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 79/10, 1495–1514.
- DECROUEZ, D. & MENKVELD-GFELLER, U. (2003): Leupold's Schläfli-Preisschrift 1939. Studien zur Nummuliten-Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs. – Rev. Paléobiol., Vol. spec. 5.
- DIEHL, T., CLINTON, J., DEICHMANN, N., CAUZZI, C., KÄSTLI, P., KRAFT, T., MOLINARI, I., BÖSE, M., MICHEL, C., HOBIGER, M., HASLINGER, F., FÄH, D. & WIEMER, S. (2018): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2015 and 2016. – Swiss J. Geosci. 111/1–2, 221–244.
- DIETRICH, V. (2006): Die Meta-Basalte der Iberger Klippen. – Eclogae geol. Helv. 99/1, 123–129.
- DR. A. J. ZINGG (1999): Talebene von Studen/Ochsenboden. Abklärungen der Grundwasserverhältnisse für das Amt für Umweltschutz des Kantons Schwyz. – Geol. Ber. vom 15.12.1999 (unpubl.).
- DR. BERNASCONI AG (2009): Ergänzende Grundwasseruntersuchungen im Gebiet «Schweig» – Trachslauer Moos 2, Trachslau, Bezirk Einsiedeln. – Geol. Ber. vom August 2009 (unpubl.).
- DR. HEINRICH JÄCKLI AG (1980): Grundwasseruntersuchungen im Alptal zwischen Trachslau und Einsiedeln/SZ. – Geol. Ber. vom 25.4.1980 (unpubl.).
- (1988): Hydrogeologischer Bericht über die Ausscheidung von Schutzzonen für die Quellwasserfassung Eumatt der Wasserversorgung der Gemeinde Sattel/SZ. – Geol. Ber. vom 16.02.1988 (unpubl.).
 - (1989): Bericht über die Begehung vom 26. Juni 1989 Bergsturz Drusberg, Gemeinde Oberiberg SZ. – Geol. Ber. von 1989 (unpubl.).
 - (1996): Grundwasserpumpwerk Felderboden Ingenbohl/SZ; Grundwasseruntersuchungen für die künftige Fassung. – Geol. Ber. vom 18.11.1996 (unpubl.).
 - (2012): Neubauprojekt Gondelbahn Rickenbach–Rätigs–Rotenfluh, Schwyz/SZ. – Geol. Ber. vom 18.9.2006, mit Ergänzungen vom 11.6.2012 (unpubl.).
- DR. RENÉ MOSER, GEOTECHNISCHES BÜRO (1980): Gemeinderat Rothenthurm SZ, Grundwasserfassung Müsli, Biberegg, Ausscheidung von Schutzzonen. – Geol. Ber. vom April 1980 (unpubl.).
- DR. WALTER HUBER (1970): Bericht über die Möglichkeit von nutzbaren Wasservorkommen im Gebiet des hinteren Sihltales sowie des Tales der Minster im Kanton Schwyz. – Geol. Ber. vom 12.3.1970 (unpubl.).
- EGLI, M., MAISCH, M., ÇOLTEKIN, A., PURVES, R. (Hrsg.) (2015): Mythos Morgarten aus geographischer Sicht. Geomorphologische, bodenkundliche und archäologische Spurensuche im ehemaligen Schlachtgebiet von 1315. – Schriftenr. physis. Geogr. 66.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. – Eclogae geol. Helv. 45, 285–286.
- (1958): Étude géologique du pays de Vanoise. – Mém. pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris.
- ELTER, P. & TREVISAN, L. (1973): Olistostromes in the tectonic evolution of the northern Apennines. – In: JONG, K. A. DE & SCHOLTEN, R. (Ed.): Gravity and tectonics (p. 175–188). – John Wiley & Sons, New York.

- ENGESSER, B. & KÄLIN, D. (2017): *Eomys helveticus* n.sp. and *Eomys schluneggeri* n.sp., two new small eomyids of the Chattian (MP25/MP26) subalpine Lower Freshwater Molasse of Switzerland. – Fossil Imprint 73/1–2, 213–224.
- ESCHER, H.C. (1806): Geognostische (geographisch-mineralogische) Angaben über die Alpen in Helvetien – In: SALIS, C.U. VON & STEINMÜLLER, J.R. (Hrsg.): Alpina – Eine Schrift zur genauern Kenntniss der Alpen, erster Band (S.283–290). – Steiner, Winterthur.
- (1807): Geognostische Nachrichten über die Alpen, in Briefen aus Helvetien – Erster Brief. (Profilreise von Zürich bis an den Gotthard.). – In: SALIS, C.U. VON & STEINMÜLLER, J.R. (Hrsg.): Alpina – Eine Schrift zur genauern Kenntniss der Alpen, zweyter Band (S.1–30). – Steiner, Winterthur.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1840–1870): Geologische Tagebücher. – Nachlass im Escher-Archiv, Bibliothek ETH Zürich.
- FELBER, P. (1984): Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. – Diss. ETH Zürich.
- FELBER, R., WEISSERT, H.J., FURRER, H. & BONTOGNALI, T.R.R. (2015): The Triassic-Jurassic boundary in the shallow-water marine carbonates from the western Northern Calcareous Alps (Austria). – Swiss J. Geosci. 108/2–3, 213–224.
- 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.
- FÖLLMI, K.B. (1989): Evolution of the Mid-Cretaceous Triad – Platform carbonates, phosphatic sediments, and pelagic carbonates along the northern Tethys margin. – Lecture Notes Earth Sci. 23, 1–153.
- 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.
- FREI, R. (1963): Die Flyschbildungen in der Unterlage der Iberger Klippen und Mythen. – Diss. ETH Zürich.
- 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.
- FRÜH, J. & SCHRÖTER, C. (1904): Die Moore der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser 3.
- FUNK, H. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmanschichten 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.
- FUNK, H., BUXTORF, A., CHRIST, P., EGLI, D., ESTOPPEY, D., GEBEL, C., GEIGER, M.E., GRAF, A., GÜBELI, A., KLEMENZ, W., RAMSEYER, K., ROESLI, F., SCHAUB, H., SCHINDLER, C., STEINHAUSER, V. & WANNER, M. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25000, Karte 137.
- FUNK, H., FÖLLMI, K.B. & MOHR, H. (1993): Evolution of the Tithonian-Aptian Carbonate Platform along the northern Tethyan Margin, eastern Helvetic Alps. – Amer. Assoc. Petroleum-Geol., Spec. Vol. 56, 387–407.

- FUNK, H., PFIFFNER, O.A., BISSIG, P. & KEMPF, O. (2020): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 106.
- FURRER, H. (1993): Stratigraphie und Facies der Trias/Jura-Grenzschichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. – Diss. Univ. Zürich.
- FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers in den östlichen Préalpes médianes. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 623–672.
- GANSSE, A. (1974): The ophiolitic Melange, a world-wide problem on Tethyan examples. – *Eclogae geol. Helv.* 67/2, 479–507.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – *N. Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 47.
- GASINSKI, A., SLACZKA, A. & WINKLER, W. (1997): Tectono-sedimentary evolution of the Upper Prealpine nappe (Switzerland and France): nappe formation by Late Cretaceous–Paleogene accretion. – *Geodin. Acta* 10/4, 135–157.
- GASSER, J. (2003): Habkern-Granit-Erratiker im Tal der Steiner Aa. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 14, 55–56.
- GISLER, M., FÄH, D. & GIARDINI, D. (2008): Nachbeben – Eine Geschichte der Erdbeben in der Schweiz. – Haupt, Bern.
- GREBER, E., GRÜNENFELDER, T., KELLER, B. & WYSS, R. (1994): Die Geothermiebohrung Weggis, Kanton Luzern. – *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 61/138, 17–43.
- HABICHT, K. (1945a): Geologische Untersuchungen im südlichen st. gallisch-appenzellischen Molassegebiet. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 83.
- (1945b): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 121–149.
- HALDIMANN, P.A. (1975): Arosa- und Madrisa-Zone im Gebiet zwischen Klosters und dem Gafiental (GR). – *Eclogae geol. Helv.* 68/2, 301–310.
- (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Diss. ETH Zürich.
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Sci. Rev.* 102, 121–158.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 106, 1–210.
- (1980): Eiszeitalter, 3 Bde. – Ott, Thun.
- (2006): Blatt 1151 Rigi, mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 116.
- HANTKE, R., PFIFFNER, O.A. & GOUFFON, Y. (2013): Blatt 1172 Muotathal, mit Ostteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 127.
- HANTKE, R. & WINTERBERG, H. (2003): Der Seewer Kalk-Erratiker vom Schlund und sein Transportweg auf Eis. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 14, 60–61.
- HANTKE, R., WYSSLING, G. & BOLLINGER, D. (2009): Blatt 1132 Einsiedeln. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 129.
- HEER, O. (1877): Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz. – Wurster, Zürich.
- HEIM, ALB. (1874): Einiges über die Verwitterungsformen der Berge. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 76.
- (1921): Geologie der Schweiz. Band II. Die Schweizer Alpen, erste Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.

- HEIM, ALB. (1922): Die Mythen. – Njbl. natf. Ges. Zürich 124.
 – (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 77, Beibl. 20.
- HEIM, ARN. (1907): Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. – *Eclogae geol. Helv.* 9/3, 413–424.
 – (1908a): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 35.
 – (1908b): Über das Profil von Seewen-Schwyz und den Fund von Habkerngranit im Nummulitengrünsand. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 53, 377–386.
 – (1909): Über die Gesteinsverketungen bei Iberg. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 26, 631–636.
 – (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 61.
- HEIM, ARN. & GANSSER, A. (1939): Central Himalaya – Geological observations of the Swiss Expedition 1936. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 73.
- HELMCKE, D. (1969): Die Geologie der Spuller-See-Mulde zwischen Wildgruben-Roggatal-Spitz-Gruppe und Formarin-See in den Vorarlberger Kalkalpen. – *Diss. Univ. Marburg a. d. Lahn.*
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 114.
 – (1988): Eocaene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – *Eclogae geol. Helv.* 81/3, 611–657.
- HERB, R. & HOTTINGER, L. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 31/81, 135–151.
- HOCHULI, P.A. & FRANK S. M. (2006): Palynomorphe und organisches Material aus den Raibler Schichten einer oberostalpinen Schuppe der Iberger Klippen (Kanton Schwyz, Schweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 99/1, 131–136.
- HOEK, H. (1906): Ueber den Deckenbau der Iberger Klippen. – *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.* 20, 461–465.
- HOMWOOD, P. & ALLEN, P. (1981): Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 65/12, 2534–2545.
- HORAT, E. (1997): Ein «Gummelplätz» am Grossen Mythen. – *Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz* 89, 153–165.
- HOTTINGER, L., BROUWER, J., KUGLER, H.G., MANGIN, J.-P., MILLIOUD, M. & RENZ, O. (1967): 9. Europäisches Mikropaläontologisches Kolloquium (1965) – Diskussionsbeiträge und Ergänzungen zum Exkursionsführer. – *Bull. schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 33/84, 59–72.
- HSÜ, K.J. (1974): Melanges and their distinction from olistostromes. – In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. (Ed.): *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (p. 321–333). – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 19.
 – (1989): Time and place in Alpine orogenesis – the Fermor lecture. – *Spec. Publ. geol. Soc.* 45, 421–443.
- HSÜ, K.J. & BRIEGEL, U. (1991): *Geologie der Schweiz*. – Birkhäuser, Basel.
- HUGI, E. (1900): Die Klippenregion von Giswyl. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 36/2.
- INEICHEN, F. et al. (1966): *Mythen-Führer*. 2. Aufl. – Sekt. Mythen SAC. – Triner, Schwyz.
- JEANNET, A. (1923): Le Crétacé supérieur de la region du Drusberg, Ct. de Schwyz. – *Eclogae geol. Helv.* 18/2, 227–231.
- JEANNET, A. (1935): Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen-Iberg-Sihltal). – *Eclogae geol. Helv.* 28/2, 627–640.
 – (1941): Geologie der oberen Sihltaler Alpen. – *Ber. schweiz. natf. Ges.* 3 (1938–1940), 95–116.

- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln-Iberg. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 1, 35–51.
- JEANNET, A. & RABOWSKI, F. (1912): Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. – *Eclogae geol. Helv.* 11/6, 739–747.
- KAUFMANN, F.J. (1877): Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/II.
- KELLER, W.A. (1999): Radiokarbondatierung an Probe Unteriberg, Charenboden (KB I Unteriberg AfU 9/98). Geographisches Institut Universität Zürich. – *Ber.* vom 17.6.1999 (unpubl.).
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O.A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KOPP, J. (1940): Geologisches Gutachten über ein Braunkohlenvorkommen bei Trachslau südlich Einsiedeln mit Untersuchungsbericht der Materialprüfungs- und Versuchsanst. Industr., Bauwesen & Gewerbe, Zürich. – *Dep. geol. Landesaufn., swisstopo* Wabern.
- KRAUS, E. (1932): Über den Schweizer Flysch. – *Eclogae geol. Helv.* 25/1, 39–129.
- KUHN, J.A. (1972): Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees. – *Eclogae geol. Helv.* 65/3, 485–553.
- LAUBSCHER, H.P. (1983): Detachment, shear, and compression in the central Alps. – *Mem. geol. Soc. Amer.* 158, 191–211.
- LAUBSCHER, H. & BERNOULLI, D. (1982): History and Deformation of the Alps. – In: HSÜ, K.J. (Ed.): *Mountain building processes* (p. 169–180). – Academic Press, London.
- LETSCH, D. (2010): Stable isotope geochemical investigations in the early Tertiary of the Southern Helvetic Nappes of Canton Schwyz (Steinbach). – Bachelor Thesis ETH Zürich.
- (2012): Isotopengeologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone (Steinbach, SZ). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 157/1–2, 33–43.
- (2017): The Isentobel in central Switzerland: remnants of the Penninic ocean and a source of inspiration for Gustav Steinmann's idea of young ophiolites. – *Int. J. Earth Sci.* 106, 1693–1694.
- (2019): On the pre-history of the turbidite concept: an Alpine perspective on occasion of the 70th anniversary of Kuenen's 1948 landmark talk. – *Swiss J. Geosci.* 112/2–3, 325–339.
- LETSCH, D. & KIEFER, L. (2017): A marine pebbly mudstone from the Swiss Alps: palaeotectonic implications and some consequences for the interpretation of Precambrian diamictites. – *Swiss J. Geosci.* 110/3, 753–776.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- (1966): Einsiedler Flysch, Einsiedler Nummulitenkalk(e), Südhelvetischer Flysch (Ober-eocaenflysch). – *Int. stratigr. Lex. (I)*, 77c.
- (1967): Einsiedeln-Oberiberg. – *Geol. Führer der Schweiz* 7, 546–557.
- LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J. (1942): Neue Geröllstudien in der Molasse. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 235–246.
- LIENERT, O. (1957): Geologie des Grossen Mythen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofauna der Couches Rouges. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- (1958): Neue geologische Untersuchungen am Grossen Mythen unter spezieller Berücksichtigung der Couches Rouges Mikrofauna. – *Eclogae geol. Helv.* 51, 391–394.
- (1967): Grosser Mythen. – *Geol. Führer Schweiz* 7, 564–567.

- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J.-L., GAINON, F. & FÖLLMI, K.B. (2006): The Early Aptian Grüntes Member: description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. – *Eclogae geol. Helv.* 99/3, 327–341.
- LUGEON, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – *Bull. Soc. géol. France* 4/1, 723–825.
- LÜDI, W. (1939): Die Geschichte der Moore des Sihltales bei Einsiedeln. – *Veröff. geobot. Inst. Rübel* 15.
- 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.
- MATASCI, B., EPARD, J.-L. & MASSON, H. (2011): The Teggolo zone: a key to the Helvetic-Penninic connection (stratigraphy and tectonics in the Val Bavona, Ticino, Central Alps). – *Swiss J. Geosci.* 104/2, 257–282.
- MAYER-EYMAR, K. (1877): Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Parisian der Umgebung von Einsiedeln. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2, Anhang.
- MCCARTHY, A., TUGEND, J., MOHN, G., CANDIOTI, L., CHELLE-MICHOU, C., ARCULUS, R., SCHMALHOLZ, S. M. & MÜNTENER, O. (2020): A case of Ampferer-type subduction and consequences for the Alps and Pyrenees. – *Amer. J. Sci.* 320, 313–372.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 171–109.
- MEYER VON KNONAU, G. L. (1835): Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz. V. Der Kanton Schwyz, historisch, geographisch, statistisch geschildert...: ein Hand- und Hausbuch für Kantonsbürger und Reisende. – St. Gallen; Bern; bei Huber und Compagnie. 355 S.
- MILNES, A.G. & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOESCH, C. (1881): Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebilde der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2.
- MOHLER, H. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médianes) und ihrer helvetisch-ultrahelveticen Unterlage. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 129.
- MORLEY, C.K. (1988): Out-of-sequence thrusts. – *Tectonics* 7/3, 539–561.
- MÜLLER, H.-P. (1971): Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 116/1, 1–153.
- MURCHISON, R.I. (1849): On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians, more especially to prove a transition from Secondary to Tertiary rocks, and the development of Eocene deposits in Southern Europe. – *Quart. J. geol. Soc. London* V/1, 157–312.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OBERHAUSER, R. (Hrsg.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. – Springer, Wien.
- OCHSNER, A. (1921): Geologie des Fluhbrugg und der nördlich anschliessenden Flyschregion. – *Diss. ETH Zürich*.
- (1975): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 53.
- OGATA, K., FESTA, A. & PINI, G.A. (Ed.) (2020): Submarine landslides: subaqueous mass transport deposits from outcrops to seismic profiles. – *Amer. geophys. Union, John Wiley & Sons, Washington*.
- PASQUIER, L. DU (1891): Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 1.

- PETERS, T. & DIETRICH, V. (2008): Blatt 1256 Bivio. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 124.
- PIFFNER, O.A. (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.
- PUJALTE, V., ORUE-ETXEBARRIA, X., SCHMITZ, B., TOSQUELLA, J., BACETA, J.I., PAYROS, A., BERNAOLA, G., CABALLERO, F. & APELLANIZ, E. (2003): Basal Ilerdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: age constraints based on calcareous plankton and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain). – Spec. Pap. geol. Soc. Amer. 369, 205–221.
- QUEREAU, E.C. (1893): Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). – Beitr. geol. Karte Schweiz 33.
- QUERVAIN, F., DE (1969): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Kümmerly & Frey, Bern.
- RAMSAY, J.G. (1981): Tectonics of the Helvetic nappes. – In: MCCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (Ed.): Thrust and Nappe Tectonics (p. 293–309). – Geological Society, London.
- (1989): Fold and fault geometry in the western Helvetic nappes of Switzerland and France and its implications for the evolution of the arc of the western Alps. – Spec. Publ. geol. Soc. (London) 45, 33–45.
- RAYMOND, L.A. (2019): Perspectives on the roles of melanges in subduction accretionary complexes: a review. – Gondwana Res. 74, 68–89.
- RENEVIER, E. (1868): Quelques observations géologiques sur les Alpes de la Suisse centrale (Schwytz, Uri, Unterwalden et Berne) comparées aux Alpes vaudoises. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 10, 39–56.
- ROLLIER, L. (1912): Ueber die obercretacischen Pyritmergel (Wang- und Seewener-Mergel) der Schwyzer-Alpen. – Verh. schweiz. natf. Ges. 95, 203–207.
- (1920): Sur le Facies du Nummulitique. – Eclogae geol. Helv. 16/1, 134–136.
- SARASIN, C. (1894): De l'origine des roches exotiques du Flysch. – Arch. Sci. phys. nat. 3/XXXI, 570–603.
- SCHARDT, H. (1894): Sur l'origine des Préalpes Romandes. – Eclogae geol. Helv. 4/2, 129–142.
- (1898): Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhorn et les Klippes). Leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du flysch. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 34, 114–219.
- SCHAUB, H. (1981): Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. – Schweiz. paläont. Abh. 104.
- SCHENKER KORNER & PARTNER GmbH (2006/2007): Grundwasseruntersuchungen «Charenboden», 8842 Unteriberg, Etappe 2. – Hydrogeol. Untersuchungen 2006/2007 (unpubl.).
- SCHEUCHZER, J.J. (1717): Hydrographia Helvetica. Beschreibung der Seen, Flüssen, Brünnen, Warmen und Kalten Bädern und anderen Mineral-Wässern des Schweizerlandes. Der Natur-Histori des Schweizerlandes Zweyter Theil. – Bodmer, Zürich.
- SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 67/2, 243–331.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – Geokarten500, Bundesamt f. Landestopogr., Wabern.
- SCHLUNEGGER, F. (1995): Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der Unteren Süsswassermolasse zwischen Aare und Limmat. – Diss. Univ. Bern.
- SCHLUNEGGER, F., ANSPACH, O., BIERI, B., BÖNING, P., KAUFMANN, Y., LAHL, K., LONCHINSKI, M., MOLLET, H., SACHSE, D., SCHUBERT, C., STÖCKLI, G. & ZANDER, I. (2016): Blatt 1169 Schüpfheim. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 148.

- SCHLUNEGGER, F. & JORDAN, T.E. (1997): Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. – *Tectonics* 16/5, 823–840.
- SCHMID, S.M., PFIFFNER, O.A., FROITZHEIM, N., SCHÖNBORN, G. & KISSLING, E. (1996): Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. – *Tectonics* 15/5, 1036–1064.
- SCHMIDT, C. (1887): Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizer Alpen. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1887/1, 58–69.
- SCHULER, R. (1824): Das Heilwasser oder Bad zu Sewen im Kanton Schwyz. – Brönner, Schwyz.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAUHRI, A.M., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J.M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSKEYA, E. (1998): Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. – *Bull. Soc. géol. France* 169, 281–299.
- SIGNER, A., MAGETTI, M., KELLER, F., WINKLER, W., WEISSERT, H.J. & PFIFFNER, O.A. (2018): Blatt 1197 Davos. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 156.
- SIMULTEC (1993): AlpTransit Gotthardaxe, Abschnitt Rigi: 3D-Grundwassermodell Felderboden. – *Geol. Ber. vom 13.1.1993* (unpubl.).
- SINCLAIR, H.D. (1997): Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 109, 324–346.
- SMIT SIBINGA, G.L. (1921): Die Klippen der Mythen und Rotenfluh. – Gebrüder Jänecke, Hannover.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. – Eberhard Kalt-Zehnder, Zug.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 152.
- STAMMBACH, M. (1988): Rutschungen im hinteren Alptal (Kt. Schwyz). – *Diplomarb. Univ. Zürich* (unpubl.).
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen – Versuch einer Synthese. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 52.
- STEINEGGER, H. & SUTER, A. (1987): Die Mythen. – *Schwyz Z.* 1987.
- STEINMANN, G. (1905): Geologische Beobachtungen in den Alpen. II: Die Schardtsche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 16, 18–67.
- (1907): Über Gesteinsverknüpfungen. – *N. Jb. Mineral. Paläont. Geol., Festband* 1907, 330–347.
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz*, Zweiter Band. – Stämpfli & Schulthess, Bern u. Zürich.
- (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen.* – Dalp, Bern.
- STÜRM, B. (1973): Die Rigi-Schüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – *Diss. Univ. Zürich*.
- STUTZ, U. (1890): Das Keuperbecken am Vierwaldstätter See. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* 1890/II, 99–140.
- TOBLER, A. (1899): Vorläufige Mitteilung über die Geologie der Klippen am Vierwaldstättersee. – *Eclogae geol. Helv.* 6/1, 7–14.
- TRAUTH, F. (1908): Über den Lias der exotischen Klippen am Vierwaldstätter See. – *Mitt. geol. Ges. Wien* 1/4, 413–485.

- TRÜMPY, R. (1956): Notizen zur mesozoischen Fauna der innerschweizer Klippen. – *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 573–591.
- (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. – *Bull. Soc. géol. France* 6/7, 443–461.
- (1967): Oberiberg-Schwyz. – *Geol. Führer der Schweiz* 7, 558–563.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. – In: JONG, K.A. DE & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and tectonics* (p. 229–251). – John Wiley & Sons, New York.
- (1980): *Geology of Switzerland – a guide-book*. – Wepf, Basel.
- (1984): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – *Njbl. natf. Ges. Zürich* 1985.
- (2006): Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage. – *Eclogae geol. Helv.* 99/1, 79–121.
- VOGEL, A. (1978): Geologie des Kleinen Mythen. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- VONDERSCHMITT, L. (1923): Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 50.
- WEIBEL, V. (2012): Vom Dräckloch i Himel. Namenbuch des Kantons Schwyz. – Schwyz, Druckerei Triner AG.
- WEISS, H. (1949): Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. – J. Weiss, Affoltern am Albis.
- WEISSERT, H. & BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rdsch.* 74/3, 665–679.
- WEISSERT, H., LINI, A., FÖLLMI, K.B. & KUHN, O. (1998): Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 137, 189–203.
- WEISSERT, H. & STÖSSEL, I. (2015): Der Ozean im Gebirge, 3. Auflage. – vdf, Zürich.
- WESTERMANN, S., CARON, M., FIET, N., FLEITMANN, D., MATERA, V., ADATTE, T. & FÖLLMI, K.B. (2010): Evidence for oxic conditions during oceanic anoxic event 2 in the northern Tethyan pelagic realm. – *Cretaceous Res.* 31, 500–514.
- WILDI, W., FUNK, H., LOUP, B., AMATO, E. & HUGGENBERGER, P. (1989): Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realms, Swiss Plateau and Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 82/3, 817–840.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie und Sedimentologie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 158.
- WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. VAN & CARON, C. (1985): Wägitäl-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale: Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 1–22.
- WISSLER, L., FUNK, H. & WEISSERT, H. (2003): Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 200, 187–205.
- WOHLWEND, S., HART, M. & WEISSERT, H. (2015): Ocean current intensification during the Cretaceous oceanic anoxic event 2 – evidence from the northern Tethys. – *Terra Nova* 27, 147–155.
- YAVUZ, E.V. & SCHINDLER, C. (1997): Tonreiche Rutschungen im Grenzbereich subalpine Molasse-Flysch zwischen Sattel und Lauerzersee (Kt. Schwyz): Entstehung, Zusammensetzung und Bewegungsablauf. – *Bull. angew. Geol.* 2/2, 123–149.

- ZAMAGNI, J., MUTTI, M., BALLATO, P. & KOŠIR, A. (2012): The Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in shallow-marine successions of the Adriatic carbonate platform (SW Slovenia). – *Bull. geol. Soc. Amer.* *124*, 1071–1086.
- ZIMMERMANN, F. (1936): Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee und in den angrenzenden Gebieten. – Diss. Univ. Bern.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

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

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt VIII Aarau – Luzern – Zug – Zürich (2. Auflage), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH, A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN & A. JEANNET, 1913.

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

Blatt XIII Interlaken – Sarnen – Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1887.

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

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 53 Linthebene (LK 1133), von A. OCHSNER, 1969.

Nr. 89 Zug (LK 1131), von R. OTTIGER, M. FREIMOSER, H. JÄCKLI, J. KOPP & E. MÜLLER, 1990.

Nr. 116 Rigi (LK 1151), von R. HANTKE, 2006.

Nr. 127 Muotathal (LK 1172), von R. HANTKE, 2013.

Nr. 129 Einsiedeln (LK 1132), von R. HANTKE, G. WYSSLING & D. BOLLINGER, 2009.

Nr. 166 Linthal (LK 1173), von R. HANTKE, C. SCHINDLER, F. FREY, H. SCHIELLY, A. BAUMELER & R. CADUFF, 2019.

Geologische Spezialkarten

Nr. 14 Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal), 1:25 000, von E. C. QUEREAU, 1893.

Nr. 16 Die Kreide-Gebirge nördlich des Klönthales, 1:5000, von C. BURCKHARDT, 1896.

Nr. 29 Geologische Karte der Pilatus – Bürgenstock – Rigihochnfluhkette, Blatt III: Rigihochnfluhkette, 1:25 000, von A. BUXTORF, mit Beiträgen von E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER und P. ARBENZ, 1913.

Nr. 40 Geologische Karte der Umgebung von Seelisberg, 1:25 000, von J. J. PANNEKOEK, 1905.

Nr. 41 Geologische Karte des Frohnalpstockes bei Brunnen; 1:50 000, von P. ARBENZ, 1905.

Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.

Nr. 66 Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50 000, von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, E. BAUMBERGER, P. ARBENZ & W. STAUB, 1916.

Nr. 108 Geologische Karte des Wäggitals und seiner Umgebung, 1:25 000, von H. SCHARDT, H. MEYER & A. OCHSNER, 1924.

- 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).
- Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000, von O.A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N.S. MANCKTELOW, J.W. MENKVELD, J.G. RAMSAY, S.M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011.

Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

- BS BURGER, H. & STRASSER A. (1979): Geologische Karte des Pragelpassgebiets, 1:25 000. – Nagra intern. Ber. 36, Beil. 5. (unpubl.).
- H HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- K KAUFMANN, F.J. (1877): Geologische Karte der Mythen, 1:25 000. – In: Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/II, Taf. 1, Fig. 2.
- O OCHSNER, A. (1921): Geologische Karte des Fluhbrig 1:25 000. – In: OCHSNER, A. (1921).
- S SMIT SIBINGA, G.L. (1921): Geologische Karte der Mythen und Rotenfluh, 1:10 000. – In: Die Klippen der Mythen und Rotenfluh. – Gebrüder Jänecke, Hannover.

Unpublizierte geologische Karten

- BAUMANN, P. (1967): Die Äussere Einsiedler Schuppenzone zwischen Alptal und Sihlsee mit besonderer Berücksichtigung der mergeligen Partien. – Diplomarb. ETH Zürich. Kartierung 1:10 000 (unpubl.).
- JEANNET, A. (1929): Geologische Kartierung von Siegfried-Blatt 259 Euthal und Blatt 261 Iberg. – Mskr. 1:25 000, Dep. geol. Landesaufn., swisstopo, Wabern.
- STAMMBACH, M. (1988): Geologische Karte des hinteren Alptals (SZ). – Diplomarb. Univ. Zürich. Kartierung 1:10 000 (unpubl.).

Topographische Karten

- | | |
|-----------|--|
| 1131–1133 | } Blätter der Landeskarte der Schweiz 1:25 000 |
| 1151–1153 | |
| 1171–1173 | |

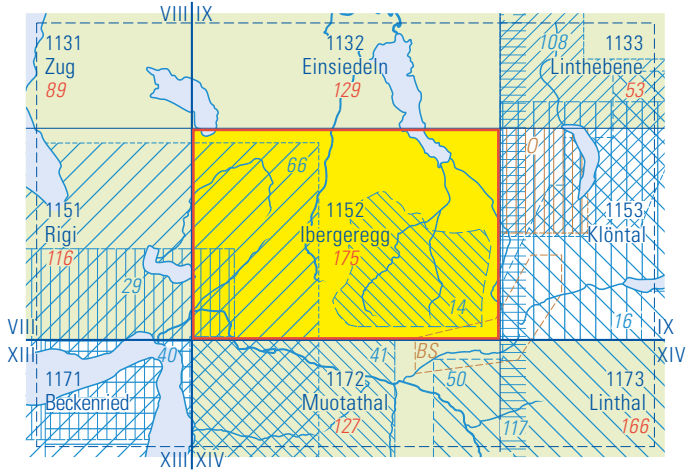
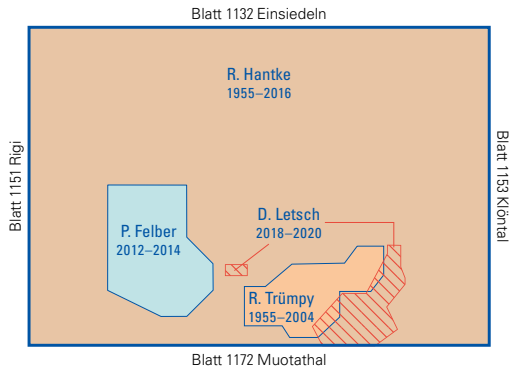


Fig. 52: Publierte geologische Karten mit topographischer Grundlage.



Teilrevision, Erstellung und Vereinheitlichung der Kartenoriginale

A. Baumeler (2018–2020)

Teilrevision der Hanginstabilitäten

D. Bollinger (2015–2018)

Revision der Feuchtgebiete

A. Grünig (2020)

Fig. 53: Aufnahmegebiete von Atlasblatt Ibergeregg.

ANHANG

Im Verlauf der redaktionellen Bearbeitung des geologischen Atlasblatts Ibergeregge stellte sich im Gebiet südlich des von zahlreichen Rutschmassen dominierten Abhangs vom Gschwändstock (westlich von Unteriberg) bis zum Surbrunnentobel die Frage, zu welchen geologischen Einheiten die zahlreichen, meist isolierten Aufschlüsse von «grauem Mergel» zu stellen seien. Im Wesentlichen kamen hierzu die kretazische Amden-Formation sowie die paläogene Stad-Formation und allenfalls der paläogene Surbrunnen-Flysch (jüngster Anteil des Wägital-Flyschs) in Frage.

Zu diesem Zweck wurden ca. 40 Mergelproben entnommen, von E. de Kaenel auf Nannoplanton untersucht und wenn möglich datiert. Zu einem späteren Zeitpunkt wurden die Altersbestimmungen auf ein grösseres Gebiet (z.B. das Spirstock-Member) ausgedehnt.

Die erhaltenen Resultate sind in der untenstehenden Tabelle festgehalten.

Tabelle 2: Altersbestimmungen an «grauem Mergel» des Gebiets von Atlasblatt Ibergeregge, durchgeführt von E. de Kaenel (Mont-sur-Rolle).

Probe Nr.	x-Koordinate	y-Koordinate	Mit Nannoplanton ermitteltes Alter	Zugewiesene Formation
Probe 1	2702 587	1212 838	mittleres Coniacien	Amden-Fm.
Probe 2	2702 216	1213 027	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Probe 3	2701 822	1213 118	Bartonien (NP17)	Stad-Fm. («Blockmergel»-Fazies)
Probe 5	2700 405	1212 380	mittleres Coniacien	schwarzer Mergel, ?Amden-Fm.
Probe 8	2705 853	1213 596	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Probe 10	2705 026	1213 804	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Probe 11	2704 744	1213 266	frühes Santonien	Amden-Fm.
Ib 12b	2698 889	1212 891	Bartonien (NP16)	?Wägital-Flysch
Ib 21	2700 325	1210 094	mittleres Coniacien	Seewen-Fm. (Mergellage)
Ib 22	2699 913	1209 997	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Ib 24	2699 427	1209 681	Priabonien (NP19)	Stad-Fm. über Euthal-Fm.
Ib 26	2698 860	1211 269	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Ib 27	2698 889	1212 891	Bartonien (NP16)	?Wägital-Flysch (± identisch mit Probe Ib 12b)
Ib 28	2700 257	1211 530	Lutétien (NP14a)	?Stad-Fm.
Ib 30	2702 188	1213 009	spätes Coniacien	Amden-Fm. (± identisch mit Probe 2)
Ib 31	2701 695	1213 136	Bartonien (NP16)	?Wägital-Flysch
Ib 34	2701 529	1212 028	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Ib 35	2701 971	1212 107	spätes Coniacien	Höchste Seewen-Fm. (evtl. Choltal-Mb.)

Probe Nr.	x-Koordinate	y-Koordinate	Mit Nannoplankton ermitteltes Alter	Zugewiesene Formation
Ib 36	2700530	1212300	NP16 – NP17 sowie aufgearbeitete Formen des Bajociens und Coniaciens bis frühesten Santonien	Rötlicher und grünlicher Mergel mit hellen Karbonat- konkretionen
Ib 37	2705931	1213683	spätes Santonien	Amden-Fm.
Ib 38	2705909	1213743	frühes Campanien	Amden-Fm.
Ib 42	2700540	1212849	Bartonien (NP17)	Stad-Fm.
Ib 43	2699717	1213121	spätes Coniacien	?Amden-Fm./?Wang-Fm.
Ib 44	2699750	1213225	spätes Coniacien	?Amden-Fm./?Wang-Fm.
Ib 46	2701423	1212273	Bartonien (NP16)	schwarzer Mergel zwischen Nummulitenkalk
Ib 47	2701781	1212453	spätes Coniacien	Amden-Fm.
Ib 48	2699967	1216950	Bartonien (NP16)	Stad-Fm.
Ib 49	2701022	1217280	Bartonien (NP16)	Stad-Fm.
Ib 50	2699154	1213385	Campanien	Amden-Fm.
Ib 51	2699072	1213187	Frühes Campanien	Amden-Fm.
Ib 52	2699500	1213397	Priabonien (NP19)	Stad-Fm.
Ib 53	2699386	1213423	Bartonien (NP17)	Stad-Fm.
Ib 55	2699614	1211605	frühes Campanien	Amden-Fm.
Ib 56	2690537	1211326	frühes Campanien	Burg-Sandstein (sw. mit aufgearbeitetem Nannoplankton)
Ib 57	2700940	1206384	Bartonien (NP16)	?Stad-Fm.
Ib 58	2701520	1206200	Priabonien (NP19)	Spirstock-Mb.
Ib 59	2701560	1206370	Eozän	Mergel unter der Basis «Obere Sandsteine» des Spirstock-Mb.
Ib 60	2700951	1206211	Bartonien (NP16)	Stad-Fm.
Ib 61	2701575	1206412	Priabonien (NP19)	Mergel unter der Basis «Obere Sandsteine» des Spirstock-Mb.
Ib 62	2701430	1206395	Bartonien (NP16)	?Flysch

BEILAGEN

- Tafel I: Tektonische Nebenkarte 1:200 000
Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ibergereg

Tektonische Übersicht
1:200 000



- Alluvion, Bachschuttkegel
- Rutschmasse, Sackungsmasse

Ostalpin

- Roggenstock-Mördergruebi-Decke
 - Penninikum
- Iberger Klippen

- Arosa-Decke
- Klippen-Decke
- Schlieren-Decke
- Wägital-Decke
- Trepfen-Flysch

Oberhelvetikum

- Iberg-Melange
 - Interne Einsiedeln-Schuppen
 - Drusberg-Decke
 - Bürgenstock-Urmiberg-Schuppe
 - Aubrig-Schuppe
 - Toralp-Schuppe
 - Obere Silberer-Schuppe
 - Untere Silberer-Schuppe
 - Bächistock-Schuppe
 - Axen-Nordschuppe
 - Axen-Südschuppe
- Axen-Decke

- Atlasblatt Ibergeregg

- Bruch (gesichert / vermutet)
- Überschiebung (gesichert / vermutet)
- Randüberschiebung der Alpen (gesichert / vermutet)

Unterhelvetikum

- Subalpine Flysch-Zone
- Externe Einsiedeln-Schuppen

Subalpine Molasse

Subalpiner Schuppenkomplex

- Rigi-Rossberg-Schuppe
- St.-Jost-Schuppe
- Höhronen-Schuppe
- Marbach-Berneck-Dreieckzone
- Formation der Granitischen Molasse
- Untere Süsswassermolasse, undifferenziert

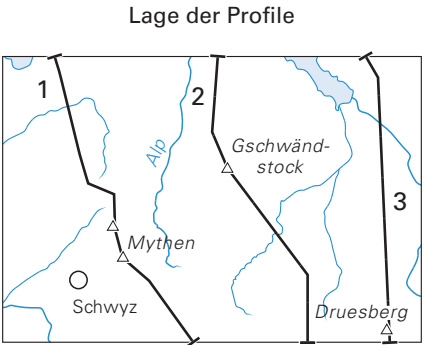
Vorlandplateau

- Obere Meeresmolasse
- Untere Süsswassermolasse

Geologische Profile durch das Gebiet von
Atlasblatt Ibergereg

von
**Dominik Letsch, O. Adrian Pfiffner
und Andreas Baumeler**

unter Verwendung der Profile von SMIT SIBINGA (1921),
JEANNET (1941), FREI (1963), FELBER (1982), SCHMID (1983),
TRÜMPY (2006) und PFIFFNER (2019)



Quartär
Quartäre Lockergesteine, undifferenziert

Oberostalpin
Roggenstock-Mördergruebi-Decke
Trias
Ostalpine Trias, undifferenziert (v.a. Raibl- und Hauptdolomit-Gruppe, Kössen-Formation)

Oberpenninikum
Arosa-Decke
Jura – Frühe Kreide
Arosa-Decke, undifferenziert

Mittelpenninikum
Klippen-Decke
Jura
Obere Rotenflue-Schuppe
Langel-Member (Sommat-Formation)

Mythen-Roggenegg-Schuppe
«Klippen-Flysch»
Eozän
Couches-Rouges-Gruppe
Kreide
Sciernes-d'Albeuve- und Intyamon-Formation
Jura
Sulzfluh-Kalk
Trias
Gibel- und Griggeli-Formation
Trias, undifferenziert

Unterpenninikum
Schlieren-Decke
Kreide
Schlieren-Flysch
Wägital-Decke
Kreide
Wägital-Flysch

Oberhelvetikum
Iberg-Melange
Eozän
Iberg-Melange

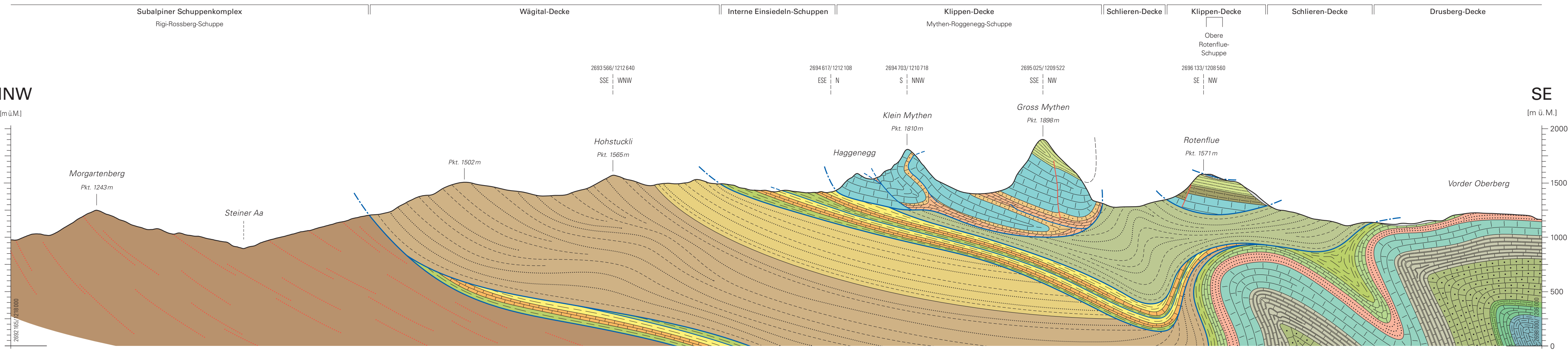
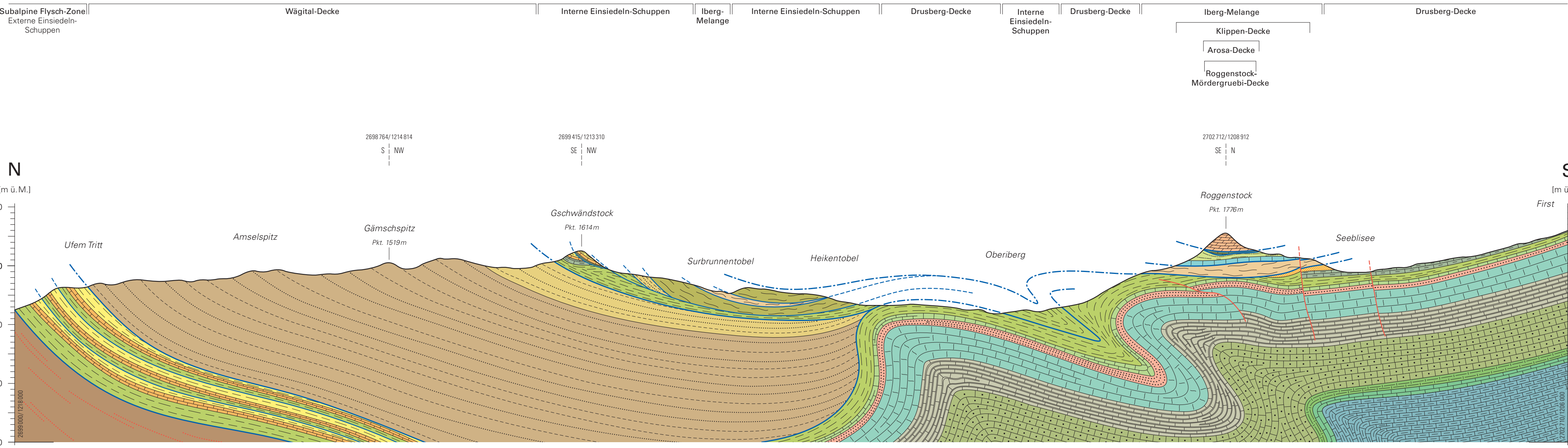
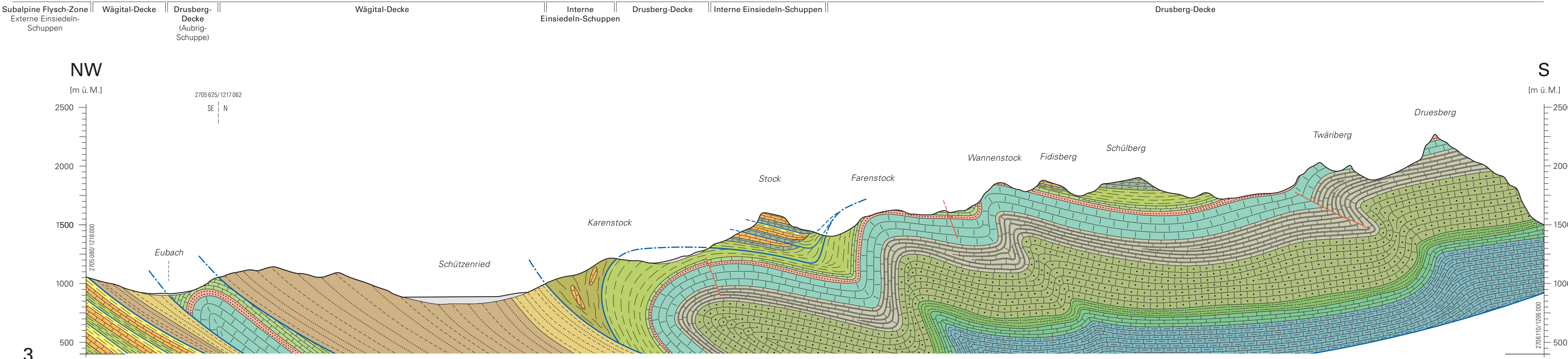
Interne Einsiedeln-Schuppen
Tektonisches Melange (v.a. Amden- und Euthal-Formation)
Stad-Formation
Euthal-Formation
Wang-Formation
Amden-Formation

Druesberg-Decke
Paläogen
Stad-Formation
Späte Kreide
Spirstock-Member
Euthal-Formation
Wang-Formation
Amden-Formation
Seeven-Formation
Garschella-Formation
Schrattekalk-Formation
Frühe Kreide
Tierwis-Formation
Helvetischer Kieselkalk
Diphyoides-Kalk
Vitznau-Mergel
Palfris-Formation

Unterhelvetikum
Subalpine Flysch-Zone
Externe Einsiedeln-Schuppen
Paläogen
Stad-Formation
Kreide
Euthal-Formation
Palfris-Formation
Amden-Formation

Subalpine Molasse
Subalpiner Schuppenkomplex
Rigi-Rossberg-Schuppe
Paläogen
Untere Süsswassermolasse («Karbonatreiche Molasse»)
Konglomeratlage

— — — Überschiebung 1. Ordnung, Deckengrenze
- - - Überschiebung 2. Ordnung, Schuppengrenze
- - - Abschiebung, Bruch, Verwerfung



Massstab 1:25 000

