

Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus
Band: 22 (2021)

Artikel: Abtrag und Talbildung in den helvetischen Kalkalpen zwischen Berner Oberland und St. Galler Rheintal
Autor: Hantke, René
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1046697>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 22.11.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Abtrag und Talbildung in den helvetischen Kalkalpen zwischen Berner Oberland und St.Galler Rheintal

Von RENÉ HANTKE, Stäfa, mit Fotos von HEINZ WINTERBERG, Studen SZ

1 Einleitung

Aufbau und Abtrag von Gesteinsabfolgen gehören seit eh und je zu jedem geologischen Geschehen, insbesondere in den Alpen, wo sich beide immer wieder aufs Neue manifestieren. So ist es nicht verwunderlich, dass sich die Mehrzahl der Geologen mit Fragen zu diesem Thema beschäftigen. Schon nach der Diplomarbeit im Silberengebiet zwischen Rossmatterklön und Muotatal (1949) wuchs der Wunsch, den Bau eines Stücks der Alpen in seinem Aufbau zu verstehen. In HANTKE (1961) – nach einem Jahrzehnt intensiver Kartierungsarbeit 1:10'000, lokal 1:5'000, später im Auftrag der Geologischen Landesaufnahme – wurde versucht, die Tektonik zwischen Obwalden und St.Galler Rheintal darzulegen. Die Aufnahmen, seither noch ergänzt, erscheinen nun, Jahrzehnte später vervollständigt, sukzessive als Blätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000: 1151 Rigi, 1132 Einsiedeln, 1172 Muotathal mit einem Teil von 1171 Beckenried 2019 erschien Blatt 1173 Linthal. Bei der Landesgeologie, swisstopo in Wabern; harren noch die vor Jahren abgelieferten Blätter und Erläuterungen auf den Druck, so 1153 Klöntal und 1152 Ibergereg. Das Letztere ist gegenwärtig in Bearbeitung bei der Landesgeologie.

Von 1953–59 wurde die Tektonik der an die Diplomarbeit anschliessenden Gebiete untersucht, im SW jene auf Blatt Alpnach, Engelberg, Schächental (wo BRÜCKNERS Notizen ergänzt wurden), Innertkirchen und Brienz, im NE jene von Blatt Säntis, Linthebene, Walensee und Spitzmeilen.

Neben zahlreichen Fotos von H. Winterberg und eigenen sei auf jene in den Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus Nr. 20 hingewiesen: Rossweidhöhe, Boggemoor, Talalp, Klöntalersee, Oberblegisee, Fruttberge und Linthschlucht.

Dass bei der Talbildung die Tektonik neben Überschiebungen auch Klüfte und Scherstörungen massgebend beteiligt waren, belegen Kluftmessungen (HANTKE & A.E. SCHEIDEGGER 1993, 2000, 2003, 2007). SCHEIDEGGER hat solche über Jahrzehnte weltweit durchgeführt. Dass zur Talbildung Flüsse und kaltzeitliche Gletscher-Vorstösse beigetragen haben, ist offenkundig. Doch diese haben die Täler *nicht* ausgeräumt, wohl tektonische Anlagen genutzt, überprägt und vertieft, was das Aaretal Meiringen–Brienz, die Brienzersee-Talung, im Glarnerland Klöntal, Bösbächital im aufgescherten Bös Fülen-Gewölbe und das Brummbachtal im Laui-Gewölbe bezeugen.

Schon auf meinen früheren Blättern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 konnte ich oft im Feld beobachtete Fakten in den Erläuterungen kaum durchbringen, so wurden im Entwurf zu den Erläuterungen zu Atlasblatt Muotathal (HANTKE, O.A. PFIFFNER, Y. GOUFFON 2013) mit strukturellen und faziellen Belegen über ein Dutzend Seiten weggestrichen. Schon in HANTKE (1961) ergab sich – nach jahrelanger intensiver Feldarbeit – eine tektonische Darstellung, die PFIFFNER nicht gekannt oder von ihm nicht akzeptiert wurde, da sie nicht in sein Konzept passt.

2 Abgescherte südliche Kreide der Axen-Decke: Silberer-Teildecken und Toralp-Schuppe

Im Raum Silberer–Bödmeren–Wasserberg–Chaiserstock liegen die südlichsten, von ihrer Jura-Unterlage abgescherten Kreide/Paläogen-Elemente, die Silberer-Teildecken und die Toralp-Schuppe im Bereich der Bisistal-Depression. Im Vergleich zur Linth-Hochzone im Osten und Urnersee-Hochzone im Westen, kam die Silberer-Teildecke jedoch zu hoch zu liegen. Sie wurde in unterschiedlicher Schichthöhe, zusammen mit schon früher abgeglittenen Alttertiär-Schuppen, im Gebiet Chaiserstock–Fulen von der vorrückenden Drusberg-Decke seitlich abgeschert und an den Alpenrand geschoben. Die Abscherung erfolgte senkrecht zum Streichen, meist schief zur Schichtung. Zugleich zeichnen sich die helvetischen Decken und ihre Teildecken durch reichlich mergelige Sedimente aus. Diese erlaubten schon in geringer Tiefe auch in Kühlzeiten ein leicht differenziertes Vorgleiten der aufliegenden Kalk- und Kieselkalk-Abfolgen.

2.1 Die Kette Chalberstock–Chrummflue–Wildeggen–Aubrigg–Gugelberg

An der Störung des Rossmatter Tales wurde die Fortsetzung der Silberer-Teildecken gegen Osten, abgesehen von kleinen Resten auf westlichen Glärnisch-Gipfeln, durch die Drusberg-Decke seitlich abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet. Dort tritt sie im Eutal, einem Seitenast des Sihltales, in gleicher Fazies in der Kette Chalberstock–Chrummflue–Aubrigg–Gugelberg wieder zutage (Abb. 1–3), wo ihr tiefstes Schichtglied, der Kieselkalk, endet.

Die Chalberstock–Aubrigg–Gugelberg-Abfolge erscheint wieder östlich der Linth-Hochzone – nördlich des Walensees in jener von Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd, zwischen Mattstock, dem nordöstlichen Äquivalent der Bächistock-Teildecke im Norden und Durschlegli, dem Nordrand der Amdener Mulde und damit der Front der Churfürsten-Decke, dem östlichen Äquivalent der Drusberg-Decke im Süden (HANTKE 1961).



Abb. 1 Chalberstock–
Chrummflue. Von Ober
Euthal.
Foto H. Winterberg



Abb. 2 Chrummflue
(rechts) –Wildegg (links).
Von Ober Euthal.
Foto H. Winterberg



Abb. 3 Gross und Chli
Aubrig. Von südlich der
Sattellegg.
Foto H. Winterberg

2.2 Der Mattstock und die Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd-Abfolge

Der Mattstock nördlich von Amden entspricht faziell und nach tektonischer Stellung westlich der Linth-Hochzone der Bächistock-Teildecke. Die im Südosten auf der Mattstock-Synklinale liegende Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd-Abfolge endet nördlich Hinter Höhi; sie wurde – wie die Chalberstock–Chrummflue–Aubrig-Kette westlich der Linth-Hochzone von der Drusberg-Kreide im Osten – von ihrem Äquivalent, der Churfirsten-Kreide, von ihrer Jura-Unterlage abgeschert und an die Mattstock-Synklinale geschoben. Südöstlich an das relativ bescheidene Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd-Element schliesst die Amdener Mulde an, die westlich der Linth der Obersee-Mulde entspricht. Dass die Furgglen-Schletteren-Raaberg-Süd-Abfolge schmaler erscheint als ihr Äquivalent westlich der Linth-Hochzone, mag allenfalls damit zusammenhängen, dass diese von der Durschlegi-Gschwendshöhi-Abfolge nicht so hoch hinauf gestaut worden ist und ihre südlichsten Teile noch unter ihr begraben sind.

2.3 Das Gebiet nördlich des Walensees

Über der Kreide und dem Paläogen der Mürtschen-Decke stellt sich im Osten der Jura der Walenstadt-Zwischendecke ein und etwas weiter westlich die Jura-Stirn der Lüsis-Schuppe (R. HERB in HERB + & FRANKS-DOLLFUS (2003K)). Diese dürften westlich der Linth-Hochzone der Stirn der Axen-Decke bis zum verscherten Bös Fülen-Gewölbe entsprechen. Derart markante Gebilde mit einst mächtiger Kreide verschwinden nicht einfach in den helvetischen Decken. Während der Walenstadt-Zwischendecke heute die Kreide fehlt (sie wurde abgeschert), stellt sich auch über dem Jura der Lüsis-Schuppe eine auf den Mergeln der Palfris-Formation abgescherte, früher weiter im Osten beheimatete Kreide ein. Darauf weist weiter westlich ein nahezu durchgehendes Schuttband bis zur Durschlegi westlich von Amden hin. Diese von der Walenstadt-Zwischendecke und von der Stirn der Lüsis-Schuppe abgescherte Kreide scheint, aufgrund der Fazies (mächtige, vorwiegend mergelige älteste Kreide an der Basis) und ihrer Stellung im mittleren Teil der nordwestlichen und in den mittleren Alpstein-Ketten vorzuliegen.

2.4 Der mittlere Teil der nordwestlichen und mittleren Alpstein-Ketten

Die von der Walenstadt-Zwischendecke und der Stirn der Lüsis-Schuppe abgescherte Kreide scheint heute als synklinale Schuppen von ältester Kreide zum Seewen-Kalk im mittleren Teil der nordwestlichen und mittleren Alpstein-Ketten vorzuliegen. Dort bauen sie im Süden die Kette Wildhuser Schafberg–Altmann–Hundstein, das südlichste Element, die Silberer-Teildecke, westlich der Linth-Hochzone, auf. Der Bereich Rotsteinpass–Chalbersäntis–Schafmad–Marwees dürfte der Bächistock-Teildecke entsprechen. Die Säntis–Rossmad- und Girensplatz–Öhrli-Kette wäre der Kreide-Stirn der Axen-Decke gleichzusetzen; die Synklinale in der Säntis-Nordwand dürfte die abgescherte, an den Alpenrand

verfrachtete Mürtschen-Decke darstellen. Sie alle wurden von der Churfürsten-Decke, die am Zehensitz, südlich des Wildhuser Schafberg einsetzt und bis zum Säntisersee durchhält, von der Walenstadt-Zwischendecke und der Lüsis-Stirn abgeschert.

2.5 Die Abfolge Urmiberg–Gottertli–Spitzeren–Urmi–Nasen–Bürgenstock–Mueterschwanderberg

Die von der Scherstörung im Rossmatter Tal bis Chaiserstock–Fulen in der Bisistal-Depression erhaltenen Silbernen-Teildecken mit aufliegenden Relikten der Toralp-Schuppe wurde gegen die Urnersee-Hochzone ebenfalls durch die Drusberg-Kreide sukzessive von der Chaiserstock–Fulen-Kette seitlich abgeschert und an den Alpenrand geschoben.

Bei Seewen tritt sie als Urmiberg-Schuppe wieder zutage über früh abgeglittenen, dort aufgerichteten Paläogen-Schuppen und der subalpinen Rigi-Molasse. In der unteren Muotaslucht paust sich die Scherstörung noch im ebenfalls verscherten Schrattenkalk der Drusberg-Decke durch.

Gegen Westen lässt sich die Urmiberg-Abfolge (an Querstörungen versetzt) über Gottertli–Spitzeren–Urmi, die Nasen in den Bürgenstock, stets in gleicher Fazies, und westlich von Stansstad in den Mueterschwanderberg bis ans SE-Ufer des Sarnersees verfolgen.

Neben der Lage der Silbernen-Teildecken als südlichste Axen-Kreide, zeigen die Siltsteinlage im Dach des Rawil-Members und die Fazies der Garschella-Formation eine völlige Übereinstimmung mit ihrer Abfolge in der Bisistal-Depression. Dass der Urmiberg *nicht* eine basale Abspaltung der Drusberg-Decke sein kann, ergibt sich auch daraus, dass in der Bisistal-Senke, im Gross Mälchtal, die Toralp-Schuppe mit reduziertem Betlis-Kalk und Kieselkalk mit der Oberen Silbernen-Abfolge synklynal verbunden ist. Lokal stellen sich in der Toralp-Schuppe Drusberg-Member und Schrattenkalk und im Norden noch Garschella-Formation und Seewen-Kalk ein, die von der Drusberg-Decke auf der Oberen Silbernen-Teildecke zurückgelassen wurden.

2.6 Die Egg–Hochflue–Gersauer/Vitznauer Stock–Nasen–Bürgenstock–Nord–Matthorn-Abfolge

Gegen die Urnersee-Kulmination erreicht auch die nächsttiefere, an Fläche einbüssende Abfolge, die Bächistock-Teildecke, am Grawegg südlich Sisikon noch den Urnersee. Dort wurde auch sie von der Drusberg-Decke seitlich abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet. An der Egg, östlich der Hochflue, taucht sie unter der Urmiberg-Schuppe als Hochflue–Gersauer/Vitznauer Stock-Kette in identischer Abfolge wieder auf, setzt sich dann in den nördlichen Bürgenstock fort und westlich Stansstad in die Lopper/Matthorn-Kette, den südlichsten Pilatus.

2.7 Die nördlichen Pilatus-Abfolgen: Esel–Tomlishorn–Widderfeld und Klimsenhorn–Mittaggüpfi

Die östlich des Urnersees im Axen-Nordlappen zunächst noch mit ihrem Jurakern solidarisch verbliebene Axen-Kreide setzt sich westlich des Urnersees in die Untere Urirotstock-Decke fort. Sie wurde nordwestlich der Walenstöcke vom Jurakern abgeschert und tritt im Pilatus wieder zutage als Esel–Tomlishorn–Widderfeld-Abfolge, während der ‚Axen`-Südlappen, der im Glarnerland der Mürtschen-Deckenfront entspricht, am Pilatus Klimsenhorn–Mittaggüpfi–Stäfeliflue aufbaut.

3 Gesteinsabtrag an Steilwänden der zentralen helvetischen Decken

In den Entwürfen zu den Erläuterungen der Atlasblätter 1151 Rigi, 1132 Einsiedeln und 1142 Schächental wurden auch kurze Abschnitte zum Thema ‚Abtrag‘ verfasst, doch von den Redaktoren gestrichen. Der aufgrund der Feldaufnahmen sich ergebende Abtrag erwies sich, entgegen landläufiger Vorstellung, vielfach als bedeutend kleiner, als dies von vielen Fachkollegen postuliert wird. Manche sehen ganze Deckenteile als durch Erosion abgetragen und verweisen auf den gewaltigen Abtrag für die Schüttung der Molasse, die sie noch immer – aufgrund warmzeitlicher Floren in den Mergeln zwischen den Nagelfluhbänken – als Deltas alpiner Flüsse betrachten. Doch um Schüttungen vom Ausmass der Nagelfluhen in der Unteren und Oberen Süsswassermolasse durch Gebirgsflüsse zu erklären, waren deren Wassermassen, selbst bei Schneeschmelze und Starkregen, *viel zu bescheiden*. Weit wahrscheinlicher fiel Sturzgut in Ur-Mittelbünden auf Eis und wurde von Gletscherzungen kühzeitlich zu Seen gestaut, die ausbrachen und Muren ins Vorland schütteten.

Über Jahre war die Molasse wiederholt Thema bei Diplomanden, Doktoranden und jüngst bei eigenen Arbeiten (HANTKE 2019c, d). In Warmzeiten waren die helvetischen Kalkalpen bis über die weit höhere Waldgrenze bewaldet (HANTKE 2019a, b) und vor Abtrag weitgehend geschützt.

Die über das zunächst noch bescheidene Bergeller Massiv überschobenen penninischen und ostalpinen Decken waren beim Aufstieg zum immer mächtigeren Massiv an dessen Nordrand ebenfalls angehoben worden. Dies führte einerseits zu ihrem Zerbrechen; andererseits entstanden tiefe Täler mit Gletschern im Ur-Bergell, Ur-Liotal, Ur-Veltlin und Ur-Comersee. Durch sie floss Eis weit nach Süden, was jüngst-oligozäne Riesen-Erratiker in der südalpinen Molasse um Como bekunden (HANTKE & E. JÄGER 1982, JÄGER & HANTKE 1983, 1984).

Im ältesten Miozän war auch das Oberengadin vom gegen Nordosten sich emporhebenden Bergeller Massiv mit Eis gefüllt. Dieses floss über die Pässe: Ur-Septimer, Ur-Julier und Ur-Albula nach Ur-Mittelbünden. Durch Scherstörungen kam es zu bedeutenden Talbildungen: Ur-Avers, Ur-Schams, Ur-Domleschg, Ur-Oberhalbstein, Ur-Lenzerheide und

Ur-Albulatal. An den Verscherungen ereigneten sich Berg- und Felsstürze, die in Rückschmelzphasen von jüngst-oligozänen–alt-miozänen Kühltzeiten auf Gletscher des von den überschobenen Decken am Nordrand des über 5000 m hohen Bergeller Massivs niederbrachen. Diese stauten in den Tälern tiefe Seen. Beim Bersten des Staus wurde ihr Inhalt: Eisschollen, Bergsturz- und Obermoränengut, als Muren ins Vorland geschüttet und baut dort heute die extrem bunte Höhrnen-Nagelfluh auf (KLEIBER 1938).

Ebenso deuten 10 Ma (Millionen Jahre) später die *nicht eingeregelt*en Gerölle in den Nagelfluhen der mittelmiozänen Hörnli-Schüttung auf Muren hin (HANTKE 2019c, d). Wo sich im Liegenden grössere Mächtigkeiten durch überlagernde Abfolgen aufdrängen, liegen im Osten der Zentralschweiz Drusberg-Kreide und Wägital-Flysch. Diese wurden *nicht erosiv* abgetragen; ihr Vorgleiten erfolgte sehr langsam, nur wenige cm/Jahr; das Liegende ist an-chimetamorph überprägt.

Noch M. FELDMANN (2016) sieht in den Glarner Alpen eine schnell wirkende Erosion. Dies trifft für Areale mit Berg- und Felsstürzen zu, und solche nehmen dort grosse Ausmasse an (ALB. HEIM 1895, 1932, OBERHOLZER 1900, 1933, 1934, † et al. 1942K). In diesen erfolgte der Abtrag um Zehnerpotenzen rascher als im stabilen Fels. Doch nach dem Niedergang der Stürze haben sich diese Gebiete oft beruhigt. Selbst am Fuss zerklüfteter Felswände, wo dauernd Gesteinsgut nachbrach, sich riesige Schutthalden gebildet haben und der Abtrag durch Frostsprengung weitergeht, hält er sich in Grenzen. Andererseits existieren Wände, an denen das Niederbrechen bescheiden war; diese haben sich über Jahrtausende kaum verändert. Muren und Rutschungen von Lockergesteinen hatten sich oft erst eingestellt, nachdem das Klima sich erneut zu verschlechtern begann und die Waldgrenze gesunken war. Dies stellt sich nicht erst nach eiszeitlichen Kaltzeiten ein, sondern in viel älteren, jüngst-oligozänen, ältest-, mittel-miozänen Kühl- und spät-miozänen Kaltzeiten.

3.1 Der Abtrag an der Südwand der Druesberg-Kette zwischen Muotathal und Pragel

Vom Wandfuss der Druesberg-Südwand bis zum Roggenstöckli (Westrand von Atlasblatt Linthal), eine an einer Schwelle der Oberen Silberer-Teildecke zurückgebliebene Klippe von südlichster Drusberg-Kreide mit extrem reduzierten Schichtmächtigkeiten, sind es bis zur Starzlen 1300 m, bis zur Schwelle nördlich des Roggenstöckli (Abb. 4) weitere 900 m. Der Bereich Druesberg-Südwand–Roggenstöckli wurde nur zum kleinsten Teil abgetragen. Auch die Halde unter der Druesberg-Kette, die mergelige Palfris-Formation, war anfangs steiler, zeichnen sich doch in den Pragelchöpf, im Stöckwald und auf Bergen westlich des Pragel, jüngere Sackungen ab, sodass die Distanz um weitere 500–600 m kleiner war. Damit verblieben seit der Platznahme der Drusberg-Decke nur 700–800 m von der von Kieselkalk-Scherben überschütteten Palfris-Formation bis zur Starzlen. Dies scheint selbst weiter westlich, zwischen Horgrasen und Teufdolen, wo noch immer Scherben losbrechen und die Starzlen zu stauen drohen, realistisch. Seit der Platznahme der Drusberg-

Decke vor 5 Millionen Jahren (a) ergäbe sich so ein Zurückwittern der Kieselkalkwand der Forstberg–Druesberg-Kette von 700–800 m, d. h. von 0,14–0,16 mm/a. Andererseits hat sich die Drusberg-Decke seither um 1500 m, um 0,3 mm/a bewegt, die Starzlen sich kaum eingetieft; von Hengsthorn bis Chlosterberg folgen Schluchtpartien Störungen (Abb. 6).



Abb. 4 Das Roggenstöckli, eine Klippe der südlichsten Drusberg-Kreide: Vitznau-Mergel, Diphyoides-Kalk und unterem Kieselkalk, liegt im Osten in einer Mulde über verkehrtliegendem Betlis-Kalk der Toralp-Schuppe (im Bild vom Seewen-Kalk der Oberen Silbernen-Teildecke verdeckt). Vom Alpweg Bödmeren–Oberist Hütte. Foto H. Winterberg



Abb. 5 Roggenstöckli von Süden, mit Vitznau-Mergel, Diphyoides-Kalk und unterem Kieselkalk, auf der Süd- und Westseite auf Seewen-Kalk der Oberen Silbernen-Decke. Von der westlichen Bödmeren. Foto H. Winterberg



Abb. 6 Die Kette First–Stärnen–Tisch – Drusberg-Decke – setzt sich gegen Osten in Forstberg–Druesberg fort (Abb. 7). In der Oberkreide – Seewen-Kalk–Amden-Formation – ist sie wie im Kieselkalk von Störungen durchsetzt. Unter der Kieselkalk-Wand bildeten sich mächtige Schuttfächer. Von der Prugelstrasse oberhalb Mittst Weid. Foto H. Winterberg



Abb. 7 Die von Scherstörungen bescheidener Sprunghöhe durchsetzte Südwand von Mürlen–Forstberg–Druesberg–Gämsstafel–Höch Hund von liess im helvetischen Kieselkalk steile Runsen entstehen. Von Bergen-nossen südlich Gueten-talboden. Foto H. Winterberg

3.2 Ortstock–Jegerstock–Läckistock- und Chilchberg–Höch Turm-Kette

NNW des Urner Boden stellen sich über der Schutthalde Lias, Dogger und Malm mit Schilt-Formation, Quinten-Kalk und wenigen Metern Zementstein-Formation ein (südlichste Axen-Decke). Darüber folgt eine zweite Serie von Quinten-Kalk. Sie baut die Gipfel der Läckistock–Ortstock-Kette auf und gilt als Jura der Drusberg-Decke (Abb. 8 und 9).



Abb. 8 Die Kette Schijen–Ortstock umfasst zwei Abfolgen von Quinten-Kalk. Über einer unteren, von Lias, Dogger, Malm: Schilt-Formation, Quinten-Kalk und wenige Meter Zementstein-Formation (südlichste Axen-Decke) folgt die Gipfel-Abfolge von Quinten-Kalk (Drusberg-Decke). Noch im letzten Spätglazial stiegen Gletscher von der Schijen–Ortstock-Kette durch Kännel der SSE-Wand bis auf die Terrasse von Seeferen–Höch Horn. Von Bränd oberhalb Urner Boden-Argseeli. Foto H. Winterberg



Abb. 9 Klausenstrasse zwischen Vorder Chlus und Vorfrutt mit Griessstock-Decke oberhalb der Strasse. Im Hintergrund der Glatten mit spitzgefaltetem Lias und Dogger, darüber, teils schuttbedeckt, Schilt-Formation, Quinten-Kalk und wenige Meter Zementstein-Formation: südlichste Axen-Decke, darüber Quinten-Kalk der Drusberg-Decke. Von der Vorder Chlus. Foto H. Winterberg

Am NW-Abfall des Ortstock folgt noch Zementstein-Formation, bevor sich, mit Schilt-Formation beginnend, die höchste Drusberg-Decke: Quinten-Kalk und Zementstein-Formation der Höch Turm–Chilchberg-Kette (Abb. 10 und 11).



Abb. 10 Glattalp mit Ortstock–Jegerstöck-Kette (Gipfelregion Quinten-Kalk der Drusberg-Decke, tieferer Teil (steile Felswand im Mittelgrund): Quinten-Kalk und wenige Meter Zementstein-Formation der Axen-Decke. Im Vordergrund von Moräne des Glattalp-Gletschers bedeckte Zementstein-Formation der Axen-Decke. Foto H. Winterberg



Abb. 11 Glattalp mit Chli und Gross Chilchberg–Höch Turm-Kette: Quinten-Kalk der südlichen Drusberg-Decke. Auf der SE-Seite basal etwas Schilt-Formation, auf Furggele: Zementstein-Formation des nordwestlichen Ortstock über der Schijen–Jegerstöck-Kette: teils doppelt: Quinten-Kalk der Drusberg-Decke. Darunter Zementstein-Formation, und Quinten-Kalk der Axen-Decke. Im Vordergrund Zementstein-Formation, teils versackt. Foto H. Winterberg

Nördlich der Chilchberg–Höch Turm-Kette (Abb. 11) liegt das Tal Charetalp–Erigsmatt. Im verscherten Gewölbe Pfannenstock–Bös Fülen öffnete sich das Bösbächital zum Linthtal.



Abb. 12 Das zur Talung aufgerissene, von Störungen durchscherte Bösbächital mit Vorder Eggstock (links), Bös Fulen (Mitte) und Vorderchammstock und Bösbächistock (rechts). Von oberhalb Haslen GL. Foto H. Winterberg

3.3 Abtrag in den Südwänden von Rophaien–Hagelstock, Märenberg–Läckistock–Ortstock, Schächentaler Windgällen und Chilchberg–Höch Turm

Im obersten Gruontal, nordöstlich von Flüelen, bewegt sich das Zurückwittern des Quinten-Kalkes zwischen Flüerüti und Gruonmatt (HANTKE 2013K) seit der Platznahme der Axen-Decke um maximal 500 m, was einen Abtrag von 0,1 mm/a ergibt.

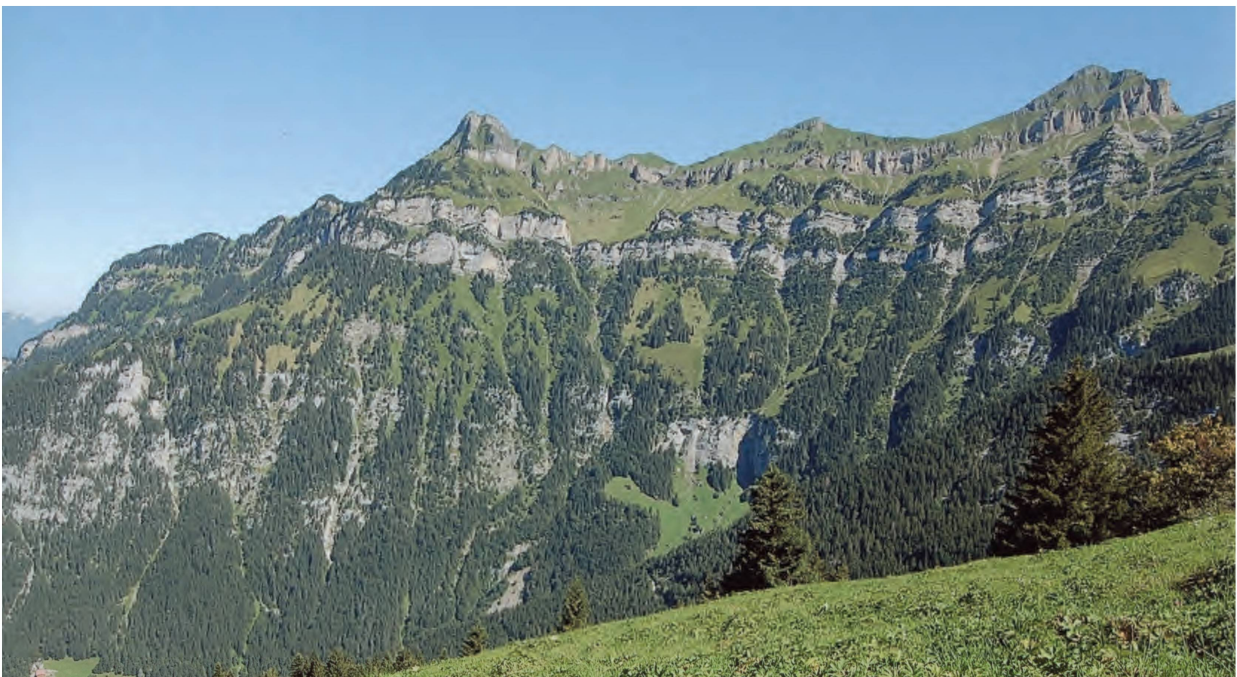


Abb. 13 Quinten-Kalkwand unter der Rophaien–Äbneter Stöckli–Diepen-Kette NE von Flüelen mit Schattigen Bergen: Südrand der Axen-Decke mit Quinten-Kalk, Schilt-Formation und einem Dogger-Kern. Darüber: Zementstein-Formation und Untere Öhrlimergel, dann – in NNW-fallende liegende Falten gelegter Öhrli-Kalk, den Rad-Schuppen im südlichen Glärnisch (SCHINDLER 1959) entsprechend – und Bächistock-Teildecke: Betlis-Kalk, Kieselkalk, Altuann- und Drusberg-Member. Von oberhalb der Bergstation der Eggbergen-Seilbahn. Foto H. Winterberg

In der Läckistock–Jegerstöck–Ortstock-Kette (Abb. 8) sind die Abfolgen in der Felswand über dem Urner Boden (zunächst Lias, Dogger, Malm und wenige Meter unterste Zementstein-Formation, etwas zuückgewittert: Axen-Decke), dann erneut: Schilt-Kalk, Quinten-Kalk und Zementstein-Formation der Drusberg-Decke, teils doppelt, an einem Gipfel gar dreifach. Durch das Zurückwittern wie unter der Rophaien–Äbneter Stöckli–Diepen-Kette (Abb. 13), wo eine zweite Klufrichtung $\pm$ senkrecht auf der SSE-exponierten Schijen–Ortstock-Wand (Abb. 8) auftrifft, bildeten sich tiefe Kännel, in denen Schnee, trotz SSE-Exposition, jeweils lange bleibt. Die Klüfte entstanden wohl bei Erdbeben; ein solches mit Magnitude 4,6 und Epizentrum im Urner Boden ereignete sich 2017 in einigen km Tiefe im Aar-Massiv und bis ins oberste Helvetikum (T. DIEHL 2018).

Auch an der Südwand der Schächentaler Windgällen (Abb. 14) und in der Kette des Chilchberg–Höch Turm sowie nördlich der Kette Läckistock–Jegerstöck–Ortstock (HANTKE et al. 2019) ergibt sich ein vergleichbarer Abtrag. Die höchsten Bereiche lagen bereits nahe der süd-helvetischen Schwelle. Dies zeichnet sich in der lückenhaften Kreide am Südrand der Huserstock–Chlingenstock–Sisiger Spitz-Kette ab, ihrem brekziösen Inhalt am Planggstock (P. ARBENZ 1905, 1912, G. FRIEDL & CH. ZURBRÜGG 1988, HANTKE 2013) und in der Kieselkalk-Abnahme zwischen Druesberg-Wand und Roggenstöckli-Klippe.



Abb. 14 Die Südwand der Laged Windgällen, darüber Schächentaler Windgällen: verfalteter Lias, Dogger, Schilt-Formation und Quinten-Kalk der Axen-Decke. Ihr folgt darüber Quinten-Kalk der Drusberg-Decke. Ob der Klausen-trasse und im Vordergrund: Malm der Griessstock-Decke. Vom Weg Klausenpass–Chammli. Foto H. Winterberg

3.4 Der Gesteinsabtrag im Alpstein

Von ALB. HEIM (1905) wurden die Verbindungen der einzelnen Kreide-Synklinalen im Alpstein meist mit gewölbeartigen Luftsätteln zu hypothetischen Antiklinalen verbunden und so ein einheitliches Faltengebirge, später eine ‚Säntis-Decke‘ konstruiert (P. ARBENZ 1934, L.E. SCHLATTER 1941, TH. KEMPF 1966, O.A. PFIFFNER in H. FUNK et al. 2000, M. SOOM

et al. in P. KÜRSTEINER, CH. KLUG et al. 2018). In den Profilen wurden fehlende Teile – so die spitz umbiegenden Antiklinalen – als der Erosion zum Opfer gefallen gedeutet. Mehrere antiklinale Verbindungen lassen sich als tektonisch aufgebrochen vertreten, andere zeugen von reicher Phantasie der Autoren. Der einstige Gesteinsinhalt der Luftsättel ist nur zum kleinsten Teil der Erosion anheimgefallen. Die Synklinalen waren schon als Mulden abgeschert und von der Churfirsten–Alvier-Decke nordwärts gestossen worden. Der Abtrag an der Marwees bis in den Öhrli-Kalk und NE des Säntis von Seewen-Kalk bis Öhrli-Mergel (HANTKE 1961) zeigt, dass die überkippten und zerscherten Synklinalen in Fazies und Stellung mit Elementen westlich der Linth-Hochzone zu vergleichen sind. Erst im NE, auf Ebenalp und Bommen, blieben bei geringerem Zusammenschub der Axen-Kreide, die Gewölbe teils noch erhalten.

3.5 Die Südflanke der Churfirsten-Kette

Die Lüsis-Schuppe (Abb. 15) bildet die Jura-Basis der Churfirsten-Kreide. Diese setzt an der Durschlegi westlich von Amden ein und hält mit der Sennis-Schuppe bis zur Sichelchamm-Mulde NE von Walenstadt durch. Westlich der Linth-Hochzone entspricht sie der Drusberg-Kreide.

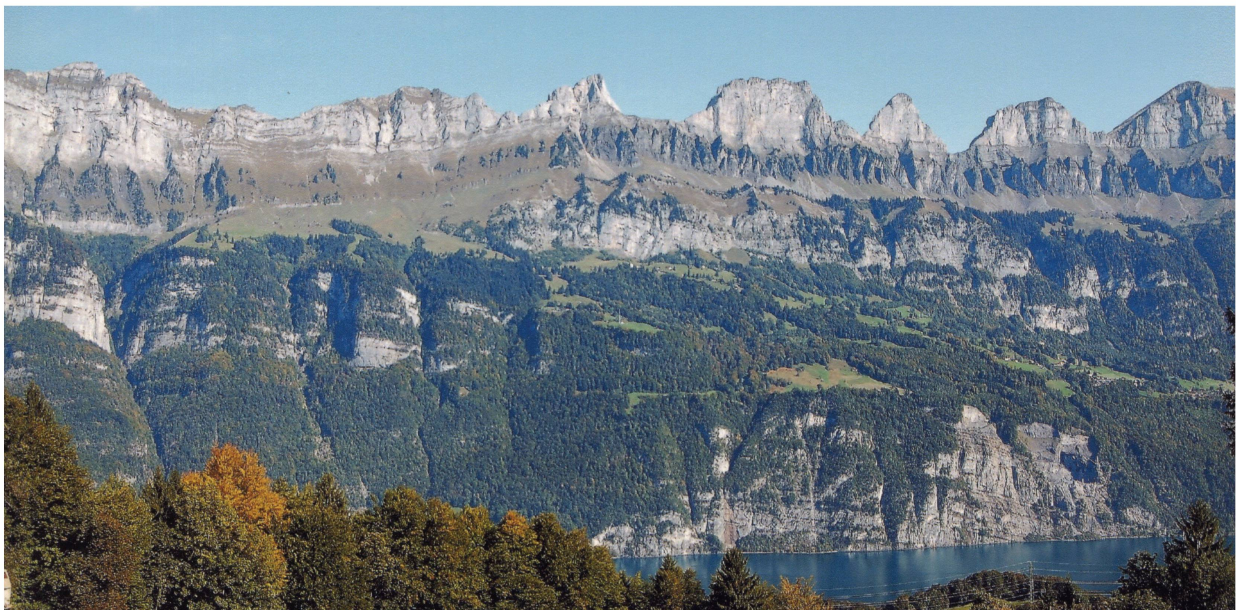


Abb. 15 Schären-Churfirsten-Kette: Selun-Hinterrugg nördlich des Walensees. Über dem See: Quinten-Kalk, links darüber: Kreide der Mürtschen-Decke. Ganz rechts: zuerst an steilem, dann flach ansteigendem Kontakt: Walenstadt-Zwischendecke (= Frontale Axen-Decke westlich der Linth). Die helle Wand über der Bildmitte ist Quinten-Kalk der Lüsis-Schuppe. Ihre Stirn entspricht westlich der Linth dem Bös Fulen-Gewölbe, die anschliessende eigentliche Lüsis-Schuppe der höheren Abfolge der Ortstock-Märenberg-Kette; ihr Verkehrtchenkel wurde als nördlichste Säntis-Kreide, als Girenschpitz-Öhrli, an den Alpenrand verfrachtet. Auch Säntis-Rossmad, Chalbersäntis-Rotsteinpass-Schafmad und Wildhuser Schafberg-Altmann-Hundstein (westlich der Linth-Hochzone: Axen-Decke, Bächistock-Teildecke und Silberer-Teildecken) – wurden von der Drusberg-Churfirsten-Kreide (Amdener Mulde-Sichelchamm) vom Jurakern der Walenstadt-Zwischendecke abgeschert und in den mittleren Alpstein verfrachtet. Von Wisen Oberterzen. Foto H. Winterberg

Der SE der Sennis-Schuppe anschliessende Jura und ihre Kreide haben westlich der Linth *kein* Äquivalent, da ihr Ablagerungsraum nicht so weit reichte. Jura und Zementstein-Formation der frontalen Sennis-Schuppe entsprechen im Westen der Chilchberg-Höch Turm-Schuppe und der Kalk-Klippe zwischen Signalstock und Rot Nossen, dem südlichsten Drusberg-Malm.

Aus dem Gesteinsinhalt der Chammhalden-Mittelmoräne am NNW-Fuss des Säntis (in: HANTKE 2019d) ergibt sich, dass von den Graten der nordwestlichen Säntis-Kette seit der Platznahme in den letzten 5 Millionen Jahren, 30–40 m abgetragen worden sein dürften. Dies entspricht einen Abtrag von 6–8 mm/1000 a. Da die NW-Wand unter dem Säntis jeweils vom frühen Frühglazial bis ins jüngste Spätglazial eisbedeckt war, scheint die Karbonatlösung etwas geringer gewesen sein als bei den ‚Lösungsschemeln‘ auf Silberen–Twärenen (3.6). Seit dem Vorschub wäre nur relativ wenig abgetragen worden, 28–37 m, vorwiegend durch Absplittern und Wegschürfen durch Gletschereis. Die Gipfel der Säntis-Kette wären so einst noch um 40–60 m höher gewesen. Dies ergäbe einen Abtrag von 16–24 mm/1000 a, hievon 14–20 mm/1000 a durch Frostsprengung und Eistransport und 2–4 mm/1000 a durch Karbonatlösung in 2000–2540 m höher.

3.6 Gesteinsabtrag durch Karbonatlösung, Erratiker auf Lösungsschemeln

Schon in HANTKE (1982) wurde gezeigt, dass auf Twärenen westlich der Silberen sich unter Erratikern ‚Lösungsschemel‘ gebildet hatten, wie sie W. BRÜCKNER (1956) als ‚Lösungstische‘ aus den südlichen Schächentaler Bergen beschrieben hat. Erratiker auf Twärenen liegen auf 10–12 cm hohen Kalkschemeln (Abb. 16). Analoge Kalkschemel finden sich auf Rautialp, sind dort einige cm höher, sodass sie in etwas früherer spätglazialer Kühlzeit dorthin gelangt sind.

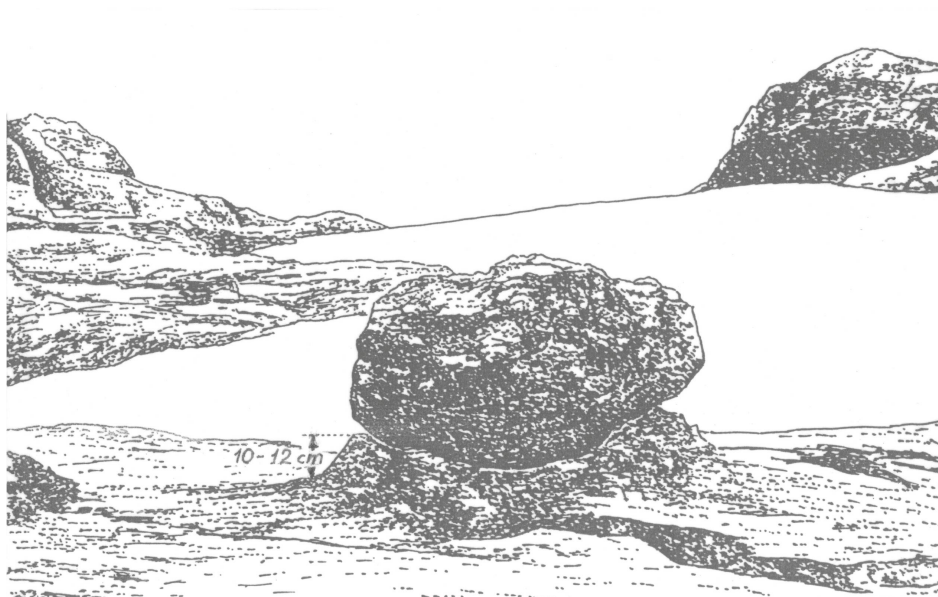


Abb. 16 Erratiker auf 10 bis 12 cm hohem Kalkschemel, der sich seit der Ablagerung im letzten spätglazialen Eisvorstoss, der Jüngeren Dryas, gebildet hat. Dies entspricht auf Twärenen bei WSW-Exposition auf 2000 m einer Lösung von etwa 1 cm/1000 a.

3.7 Der Gesteinsabtrag im Gebiet Silberen–Twärenen–Bödmeren seit der Platznahme der Decken

Ausgehend von einem Lösungsabtrag seit der Jüngeren Dryas auf Twärenen in 2000 m Höhe bei WSW-Exposition von 10–12 mm/1000 a (vgl. S. 114), dürfte sich dieser auf der flachen Silberen-Hochfläche um 2000 bis 2318 m, ihr höchster Punkt, infolge der höheren Lage in Warmzeiten um 7–10 mm/1000 a bewegt haben. Die Silberen lag schon von den frühesten Kaltzeiten bis ins späteste Spätglazial unter Firn. In dieser Höhenlage bewegte sich die Kalklösung im obersten Schichtglied, im anchimetamorphen Betlis-Kalk der Toralp-Schuppe und im Seewen-Kalk der Silberen-Teildecke seit der Platznahme um 2–3 m. Für die relativ kurzen Warmzeiten, zusammen kaum über 500'000 a, ergäbe dies 3–4 m. In Kaltzeiten war die Silberen-Hochfläche eisbedeckt; der Lösungsabtrag strebte gegen Null. Da der glaziale Abtrag auf ihr gering war, im Früh- und Spätglazial 1–2 m betrug; selbst in Warmzeiten war dieser bescheiden, sodass er sich gesamt um 6–9 m bewegte.

Auf den 300 m tiefer gelegenen, WSW-exponierten Twärenen gegen Bödmeren dürfte sich der Abtrag durch Lösung – je nach Höhenlage und Exposition – zwischen 12 und 15 m bewegt haben. Der Abtrag durch den mehrmals vorgestossenen Twärenen-Gletscher, ein Zulieferer des Muota-Gletschers, mag sich in ähnlicher Grösse bewegt haben. Auf Twärenen sind noch mehrere Zehner von Meter Seewen-Kalk der Oberen Silberen-Teildecke erhalten (Abb. 17).



Abb. 17 Seewen-Kalk über Garschella-Formation mit Dolinen, wie jene im Vordergrund rechts, auch von Moräne bedeckt. Von oberhalb Bödmeren-Oberist Hütte. Foto H. Winterberg

3.8 Der Abtrag in den steilstehenden, leicht verwitternden Mergeln des Chratzerengrat

Im Gebiet steilstehender Schichtlage von den Gassenstöcken nördlich des Bös Fulen übers Chratzerenfurggeli ins Bisistal zeigt sich, dass Öhrli- und Vitznau-Mergel viel leichter verwittern als der sie begleitende Öhrli- und Betlis-Kalk, überragen diese doch die Mergel um 30–120 m; ihre Verwitterung übertrifft jene der Kalke um ein Mehrfaches.

Andererseits liegt die Überschiebungsfläche von Höch Turm–Chli Chilchberg am Westende kaum höher als der Grat Glattalpfirst–Pfaff. Der Lösungsabtrag der Mergel mag sich in 2300–2100 m Höhe zwischen 2 und 8 cm/1000 a bewegt haben. In den umliegenden Hochtälern, etwa im Rätsthal, einem Seitenast des Bisistales, kommt noch ein geringes Eintiefen durch frühest- und spätestglaziale Gletscher und deren Schmelzwässer hinzu. Der Felsgrund zwischen Chratzerenfurggeli (2141 m) und Chratzerengrat (P. 2315) liegt so über 5½ km mit 1370 m im Tal zwischen Stock (1711 m) und Dimmerwald (um 1500 m) um 230 m tiefer als am Chratzerenfurggeli.

3.9 Der jüngste Abtrag im Einzugsgebiet des Sihlsees

Anhand des seit Bestehen des Sihlsees (1937) darin abgelagerten Siltgutes hat M. AMMANN (1987, 1988) sich um die mengenmässige Herkunft des Feinschutts durch die Sihl und ihre Quelläste bemüht. Von 1937–1978/79 wurden im See rund 3 Mio. m³ Sediment abgelagert: Etwa die Hälfte, 1,5 Mio. m³, aus dem Einzugsgebiet der Minster, je etwa 400'000 m³ aus jenem von Sihl und Waag und etwa 200'000 m³ aus jenem des Eubach. Bis 1998 ergaben sich im Gebiet der Minster etwa 2 Mio. m³, in jenem der Sihl 500'000 m³. Hievon entfallen seit 1937 über 200'000 m³ auf die beiden Einzugsgebiete. Für das Minster-Gebiet resultiert ein Abtrag von 0,19 mm/a, für jenes der Sihl knapp halb so viel, um 0,09 mm/a. Die Zuflüsse lieferten 0,19–0,38 bzw. 0,38–0,76 mm/a Silt, Sihl- und Waag um 0,02 mm/a. AMMANN eruierte den Abtrag in den Quellästen; Waag und Chäswaldbach zeigten den kleinsten (0,02 mm/a), Heiken- und Surbrunnenbach den grössten Wert (0,76–1,52 mm/a). Dazu kommt noch jener an den Talrändern; dieser blieb aber meist schon in den Tälern liegen. Der Abtrag durch Karbonatlösung mag sich zwischen 2280 und 900 m bei Nord- bis Ost-Exposition seit der Platznahme der Drusberg-Decke um 20 m bewegt haben.

4 Die Bildung der Täler in der östlichen Zentralschweiz und im Glarnerland

Während ALB. HEIM (1919) sich die Bildung der Täler noch durch Fliessgewässer vorstellte, glaubten PENCK & BRÜCKNER (1901–09) an ein Ausräumen durch die wiederholt (damals noch viermal) vorgestossenen eiszeitlichen Gletscher. Seither sind ihre Vorstösse auf ein Mehrfaches gewachsen; doch die gesamthafte Erosionsleistung blieb gleich.

In neuerer Zeit fällt für Talanlagen die Tektonik in Betracht, für Linthtal und Urnersee-Talung Scherstörungen in der Linth- und der Urnersee-Hochzone. Dabei galt es, den Strukturen in den Decken nachzugehen. Abtrag findet stets statt; doch vollzieht sich dieser im gesunden Fels sehr langsam, was AMMANNs Werte bestätigen (vgl. Kap. 3.9), aber der Meinung vieler Kollegen widerspricht.

4.1 Bisistal und Muotatal und ihre Seitenäste

Das Bisistal liegt in der durch Scherstörungen akzentuierten Bisistal-Depression. Durch ihren Vorläufer, die Prä-Bisistal-Senke, flossen im jüngsten Oligozän die Muren, welche die Nagelfluhen der Rigi/Rossberg-Molasse gebildet haben (B. STÜRM 1973, F. SCHLUNEGGER 1995). Doch diese stammen weder von einem Ur-Rhein, noch von einer Ur-Reuss (PH. GAREFALAKIS 2018). Flusstransport fällt wegen der *nicht* eingeregelter Gerölle ausser Betracht. Es waren kühlzeitliche Muren aus einem geborstenen eisgestauten See.

Das von Scherstörungen begleitete Hochtal der Glattalp (Abb. 10-11) liegt, zwischen Oberem Quinten-Kalk und Zementstein-Formation der Axen-Decke und aufliegendem Quinten-Kalk und Zementstein-Formation der Drusberg-Decke, die im Süden Märenberg-Signalstock-Ortstock, im Norden den noch südlicher abgelagerten Drusberg-Malm mit Zementstein-Formation, die Chilchberg-Hoch Turm-Kette aufbauen. Weder das Hochtal der Glattalp, noch jenes der Charetalp zwischen Chilchberg-Höch Turm-Kette und zum Bös Fulen-Gewölbe hochgestauten Axen-Quinten-Kalk wurden von Zuflüssen des Muota-Gletschers ausgeräumt, die Kalke jedoch zu Rundhöckern überschliffen. Rätsch- und Brusttal liegen zwischen Quinten-Kalk und unterster Kreide der Bächistock-Teildecke. Das Tal Hinter Gass-Chratzerengrat folgt leicht verwitternden Zementstein-Untere Öhrli-Mergel.

Nach der Starzlen-Mündung setzt sich das Bisistal als Muotatal gegen Westen fort, verläuft von Muotathal bis unterhalb Schlattli (Stoosbahn-Talstation) in sich ablösenden, Ost-West-Störungen (HANTKE 2013). In der Muota-Schlucht biegt die Muota in eine SSE-NNW-Richtung um, folgt jener Störung, unter der die Urmiberg-Schuppe gegen die Urnersee-Kulmination in zu hohe Lage geriet und SW von Chaiserstock-Fulen durch die vorgefahrene Drusberg-Decke von der Silbernen-Teildecke seitlich abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet wurde.

Das Hürital (Abb. 18), ein von Süden mündender Seitenast, verdankt seine Entstehung subparallelen Süd-Nord-Scherstörungen. Beidseits des Tales liegen über der Silbernen-Teildecke, auf Wallis und Wasserberg-Alp (rechts) und zwischen Waldhüttli und Riggis (links), Teile der Toralp-Schuppe. Da diese überall auf der Silbernen-Teildecke liegen, kann die von ihr seitlich abgescherte Urmiberg-Schuppe mit gleicher Fazies *nicht* zur Drusberg-Decke gehören, wie dies im tektonischen Kärtchen von Atlasblatt Muotathal und in den Erläuterungen geschehen ist.



Abb. 18 Die linke Flanke des Hürtales mit Stöckli und Ochsenblätzli: basale Axen-Kreide, Bächistock-Teildecke (bis zur Baumgrenze), darüber nordfallend: Silberstein-Teildecke, mittlere und südliche Axen-Kreide. Vom Grund südlich von Liplisbüel.
Foto H. Winterberg

4.2 Die ersten Kaltzeiten nach den letzten tektonischen Phasen im Bau der helvetischen Kalkalpen

Im jüngsten Miozän, im Messinien, war das Mittelmeer, als Folge eines kräftigen Abfalls des Atlantik-Spiegels und damit weitgehend fehlendem Zufluss durch die Strasse von Gibraltar, bis auf Gips- und Salzseen ausgetrocknet (K. Hsü 1976, 1982, 1984). Das damit nicht nur dem Atlantik, sondern dem Weltmeer fehlende Wasser lag als Eis auf dem Land. Die grossen Zuflüsse zum wetlichen Mittelmeer: Ur-Ebro, Ur-Rhone, Ur-Po und Ur-Etsch waren bescheidene Schmelzwässer und unterstützten mit ihren weit geringeren Zuschüssen das weitgehende Austrocknen des Mittelmeers. Ebenso waren auch Ur-Donau, Ur-Dnjestr, Ur-Dnjepr und Ur-Don, die ins Schwarze Meer flossen, nur bescheidene Schmelzwasserläufe, sodass der Zufluss durch Ur-Bosporus und Ur-Dardanellen unterblieb und weiter zum Austrocknen des Mittelmeeres beigetragen hatte.

Zugleich waren in den letzten Phasen der alpinen Gebirgsbildung, während und nach dem Aufsteigen des Aar-Massivs, die eben neu gestaltete Glarner Gebirgslandschaft, die Berge am Walensee, der Alpstein, die Urner- und Schwyzer Berge sowie ihr Vorland weitgehend vereist. Mit den letzten orogenen Phasen der Kalkalpen ist auch das Kaltzeit-Geschehen Studienziel.

4.3 Das Klöntal und seine Quelläste

Das Klöntal entstand im aufgebrochenen Gewölbe der frontalen Axen-Decke zwischen dem im Süden verbliebenen Glärnisch-Anteil und dem im Spätmiozän abgerissenen und vom ersten Klön-Gletscher auseinander gedrängten, überkippten Twiren-Mättlistock-Dejensstogg im Norden (HANTKE, SCHINDLER, FÖLLMI, K.B., LABHART, W., RICK, B., ROTH, H.P. 2013; Abb. 19).



Abb. 19 Durch das bei der Platznahme der Decken aufgebrochene Gewölbe der Axen-Decke entstand ein Ur-Klöntal, südlich des Sees der Glärnisch: Mürtschen- und Axen-Decke mit Bächistock-Teildecke: Vorder Glärnisch, Ruchen, Fürberge, Näbelchäppler und Milchplanggenstogg aufbauend, nördlich des Tales: die Twiren-Mättlistock-Dejenstogg-Kette: Axen-Stirn: Kreide Paläogen. Von der Moräne SE der Vorderrichsau. Foto H. Winterberg

In die spät-orogene Zeit fällt auch die Bildung der gegen Westen einfallenden Glärnisch-Mulde zwischen Bächistock und Ruchen-Fürberge, die Unterlage des Ur-Glärnischfirns. Sein Verlauf als Ur-Rossmatterklön-Gletscher durch das längs Scherstörungen zwischen west-fallenden Glärnisch-Elementen und an Scherstörungen niedergebrochenen Silbernen sich öffnende Rossmatter Tal (Abb. 20). Dieser erhielt auch Eis von Rad-Bächli, Zeinentäli, Bös Fulen-Brunalpeli-Pfannenstock-Schwarz Nossen-Silbernen und vom Ur-Richisauerklön-Gletscher von Vorder Silbernen, Mieserenstock, Wänifirst-Wannengrat-Oschenchopf-Rädertenstock- und von Lachengrat-Breitchamm-Schijen-Kette. Als Ur-Klön-Gletscher empfing er ferner Eis direkt vom Ur-Glärnischfirn durchs Glärnischfurkeli und die Dunggellau sowie von Kargletschern der Glärnisch-Nordflanke. Doch wegen ihrer gegen die Linth-Hochzone zu hohen Lage über dem westlichen Glärnisch wurden Teile der Silbernen-Teildecke von der ebenfalls vorgefahrenen Drusberg-Decke seitlich abgeschert und von ihr als Chalberstock-Chrummflue-Aubrig-Kette (vgl. Abb. 3 auf S. 102) an den Alpenrand verfrachtet. Zurückversetzt auf den Glärnisch würde diese das Gebiet der Fürberge bedecken.

Wie in der Druesberg-, der Rophaien-Diepen- und der Jegerstöck-Ortstock-Südwand erfolgte am Höchtor ein Abtrag durch Klüftung und Karbonatlösung von 0,1 mm/a. Da ein

solcher auf der Süd- und auf der Nordseite stattfand, ergibt sich am Ostende eine Breite der Bächistock-Teildecke von 1 km und noch über der Furggle eine solche von gegen 700 m, wie im Osten der Aubrig-Schuppe am Gugelberg bei ihrem Ausspitzen unter dem Wägital-Flysch (vgl. S. 106).



Abb. 20 Östlich des durch steile, talparallele Scherstörungen bedingten Rossmatter Tales, verblieben von den höheren Abfolgen der Axen-Kreide die Bächistock-Teildecke, während die Silbernen-Teildecke nur als Relikte auf westlichen Glärnisch-Gipfeln liegt, grösstenteils als Chalberstock-Chrummflue-Aubrig-Gugelberg-Abfolge von der Drusberg-Decke an den Alpenrand verfrachtet wurde. Von der Moräne SE der Vorderrichisau.

Foto H. Winterberg

Die von der Rossmatt mit einer Wandstufe zum Glärnischfirn ansteigenden Talung liegt in einer von Scherstörungen akzentuierten Synklinale der Bächistock-Teildecke (HANTKE 2013; HANTKE, SCHINDLER †, FREY †, A. BAUMELER, R. CADUFF & ST. FRANK, 2019).



Abb. 21 Auf der Oberen Silbernen-Teildecke und der Toralp-Schuppe liegt vom Pragelpass mit Mieserenstock-Wänifirst bis zum Schwialppass (rechter Bildrand) die westlichste der drei Teile der Drusberg-Decke. Vom Pragelpass über den Schwialppass verläuft eine diese abtrennende alte Scherstörung. Vom Pragelpass gegen NNE.

Foto H. Winterberg

4.4 Die linken Seitenäste des Linthtales oberhalb Schwanden

Das bei Luchsingen ins Linthtal mündende Bösbächital liegt im aufgebrochenen, von Störungen begleiteten Jura-Gewölbe des Bös Fulen. An den Bruchrändern wurde etwas ausgeräumt. Die Talsohle ist bis weit hinauf von Moräne, Hangschutt und Schuttkegeln bedeckt.

Das bei der Talstation der Braunwaldbahn ins Linthtal mündende Brummbachtal ist durch das unter dem Stelliberg an Scherstörungen aufgebrochene Laui-Gewölbe vorgezeichnet (Abb. 22).



Abb. 22 Das unter dem Stelliberg (etwas links der Bildmitte) aufgebrochene Laui-Gewölbe bildet den Beginn des Brummbachtales; im Hintergrund Ortstock (links) und Grat vom Hoch Turm zum Flätstock sowie Pfannenstock–Bös Fulen (rechts). Vom Fahrweg ins Durnachtal unterhalb vom Restiberg. Foto: Winterberg.

2 km SW von Linthal mündet der Fätschbach aus dem Hochtal des Urner Boden ins Linthtal. Das Tal entstand an alten Scherstörungen und verläuft heute längs jüngeren zwischen Axen- und aufliegendem Malm der Drusberg-Decke im NNW und subhelvetischen Elementen im SSE. Ihre Fortsetzung über den Klausen ins Schächental bildete sich zwischen Axen-Decke mit darunter gelegener, auf die Nordseite von Niemerstafelbach–Vorder Schächen übergreifender Griessstock-Decke und infrahelvetischen Elementen. In der Balmwand ist sie von Brüchen verschert.

4.5 Das Sernftal und seine Seitenäste

Den merkwürdigsten Verlauf im Glarnerland zeigt das Sernftal mit den einen Halbkreis beschreibenden Abschnitten zwischen dem Quellast am Richetlipass SW des Kärpf bis zur Mündung ins Linthtal (OBERHOLZER 1933, † et al. 1942K). Bei ihm waren schon die Anlagen bei der Platznahme des Verrucano durch an der Basis mitgeschleppte Blattengrat-Schuppen strukturell vorgezeichnet. Diese werden von steilstehenden Brüchen durchsetzt (W. FISCH 1961: 64 ff.).

Von Steinibach bis Elm folgt der Sernf SW–NE-orientierten Störungen. Auf der SE-Seite, vom Vorab (R. WEGMANN 1961), wie im NW, in der Kärpf–Schafgrind-Kette, zeichnen sich Süd–Nord- und SSE–NNW-Störungen ab. Im bei Elm von ENE mündenden Ramin-Tal herrschen WSW–ENE-Scherungen vor; im Tschinglen-Tal und in Seitenästen des oberen Ramin-Tales sind es $\pm$ Süd–Nord-Störungen, welche die Täler vorgezeichnet haben. Die Talanlagen wurden in Kaltzeiten vom Sernf-Gletscher auseinandergepresst, in Warmzeiten vom Sernf mit seinen Quellästen benutzt; ihre Ausräumungen hielten sich jedoch in Grenzen.

Von Elm bis Matt verläuft das Sernftal fast Süd–Nord, dann bis über Engi hinaus, SE–NW, und von Wart bis kurz vor Schwanden folgt es Ost–West-Störungen. Im bei Matt von WSW mündenden Berglibachtal verlaufen Klüfte vorwiegend WSW–ENE.

Auch der $\pm$ Süd–Nord-orientierte untere Niderenbach, der letzte Zufluss zum Sernf und jener seines SSE-Quellastes aus dem Ätseebeben-Tal, sind strukturell bedingt (OBERHOLZER † et al. 1942K, HANTKE, SCHINDLER, FREY †, SCHIELLY † 2013K).

Von Engi verläuft eine markante Störung durch das untere Mülibachtal, das Widersteintal, über die Widersteiner Furggel zum Oberen Murgsee, über Murgsee- und Mürt-schen-Furggel zum Spaneggsee und weiter ins Hinter Tal zum Talsee. Dort spaltet sie sich gegen Filzbach und Obstalden auf (OBERHOLZER 1933, † et al. 1942K, FISCH 1961, R. HUBER 1964). Ebenso verlaufen Störungen durchs oberste Mülibachtal und beidseits des Goggeien ins Murgtal. Dieses bildete sich in einer Scherzone der Glarner Decke (W. RYF 1965, S. FRANKS-DOLLFUS in HERB † & FRANKS-DOLLFUS 2003K). Scherstörungen finden sich auch beidseits des Firzstock und liessen Täler zum Walensee, gegen Mühlehorn und Teufwinkel, entstehen. Das Tal der Murgseen ist gegen Mornen durch eine axial ost-fallende Flexur bedingt.

Der Gulderstockgrat zwischen Mülibach- und Chrauchtal ist von NNW–SSE-streichen-den Scherstörungen durchsetzt (FISCH 1961: 64 f.). Bedeutsam sind jene im hintersten Chrauchtal; vertikale Brüche zeichnen sich bei Schönbüelplatten und Märenegg, NNE bzw. ESE von Werben, ab. Ähnliche Störungen durchschneiden den Westen des Unteren Chämm-Gipsgrates. Dabei dürfte es sich um die Fortsetzung der schon A. ROTHPLETZ (1898) bekannten Störung an der Erdisfurggel (P. 2235) zwischen Goggeien und Magerrai handeln. An ihr ist der Lias des Goggeien, gegenüber jenem des Magerrai, um rund 100 m hochge-staut worden (R. TRÜMPY 1949: 16). Da bei Brüchen an Märenegg und Erdisfurggel, an der Hauptüberschiebung, kaum Verstellungen festzustellen sind, müssen es ältere, transportierte Störungen sein. Im Ober Siez, einem linken Quelltal der Seez, zeichnen sich NNW–SSE- und NW–SE-Störungen ab, die ihre Quelläste vorgegeben haben.

4.6 Oberes Sihl- und Waagtal, Wägi- und Oberseetal

Das *obere Sihltal* bildete sich zwischen steil west-fallendem Kieselkalk und auf den untersten Mergeln des Drusberg-Members abgefahrener Kreide der Drusberg-Decke der Fluebrig–Biet–Mieserenstock-Kette (Abb. 23). Das obere Sihltal (Abb. 24) folgt, wie das mittlere Waagtal, SSE–NNW-Störungen, die zum Aufbruch des Lochs geführt haben. Das untere, ebenfalls durch Störungen vorgezeichnete Waagtal liess die Drusberg-Decke bis zur Stirn im Osten um einige hundert Meter weiter nach Norden vorrücken (HANTKE 1961, HANTKE, TRÜMPY † et al. 2014, 2021).



Abb. 23 Das Stirngewölbe der Drusberg-Decke im Fluebrig. Von nördlich Studen SZ. Foto H. Winterberg



Abb. 24 Das obere Sihltal mit Wänifirst, Biet und Mieserenstock. An der Westflanke fallen die Schichten mit bis über 30° gegen Westen ein; auf den untersten Mergeln ist die höhere Abfolge – höheres Drusberg-Member, Schratenkalk, Garschella-Formation, Seewen-Kalk, Amden- und Wang-Formation – auf der Ostseite des Sihltales abgefahren. Vom Strässchen Studen–Duliwald–Wisstannenweid. Foto H. Winterberg

Die beiden von OBERHOLZER (1933, † et al. 1942K) noch als nordöstlich anschliessende Teildecken betrachteten Wiggis- und Rederten-Elemente sind an alten, schon bei der Platznahme wirksamen Störungen nordwärts bewegte Teile der östlichen Drusberg-Decke (HANTKE 1961).

Das hintere Wägital und das obere Oberseetal folgen subparallelen Scherstörungen, die in einer Spätphase der Platznahme der Drusberg-Decke angelegt worden waren. Rederten- und Wiggis-Teildecke, ihre östlichen Teilelemente, mit ostwärts ansteigenden Faltenachsen wurden an SSW–ENE-laufenden, rechtshändigen Störungen verschert und gegen Westen tiefer gesetzt (HANTKE 1961; HANTKE, SCHINDLER, FÖLLMI, LABHART, RICK, ROTH 2014b, HANTKE 2019c). Das untere Oberseetal liegt in der WSW–ENE-verlaufenden Obersee-Mulde, zwischen der Scherstörung des Rederten-Elements und dem tiefer gesetzten Wiggis-Element (Abb. 25).



Abb. 25 Die Obersee-Mulde: Wiggis-Teilelement der Drusberg-Decke mit Obersee zwischen Näfelser Berg (links) und Ober Bärenstich (rechts). Im Hintergrund die nach Norden versetzte Amdener Mulde mit Chapf-Gewölbe und Leiboden-Mulde, dann Leistchamm und rechts der Walensee-Talung der Nüenchamm. Von Ällerboden. Foto H. Winterberg

Das bei Auen ins Oberseetal mündende *Ahornen-Tal*, folgt einem aufgebrochenen Gewölbe zwischen Plattenberg–Brünnelistock- und Tierberg–Bärensoolspitz-Kette mit überdrehter Abfolge (HANTKE et al. 2014b, 2019c). An seiner Mündung biegt das Oberseetal von der WSW–ENE-Mulde NE der Linth in die SW–NE-orientierte Amdener Mulde um.

Die Obersee-Mulde wurde weiter gegen Osten an der von alten Störungen durchsetzten Linth-Hochzone rechtshändig nach Norden bewegt und in die Streichrichtung der Amdener Mulde, von $\pm$ West–Ost nach SW–NE abgedreht. Zugleich setzt nach dem verscherten Chapf-Gewölbe die Leiboden-Mulde ein (Abb. 26). Ihr entspricht westlich der Linth die Wiggis-Mulde.



Abb. 26 Amdener Mulde und das verscherte Chapf-Gewölbe mit Bergsturz bis zur Strasse Weesen-Amden: Frontale Drusberg-Decke (westlich der Linth: Obersee-Mulde in der Wiggis-Teildecke), tektonisch darunter (in Abb. 26 oberhalb): die Furgglen-Schletteren-Raaberg-Süd-Abfolge (Äquivalent der Silberer-Teildecke), tektonisch darunter (in Abb. 26 darüber): der Mattstock (links), Äquivalent der Bächistock-Teildecke. Rechts des Sattels der Hinter Höhi: das aufgebrochene Stock/Gulmen-Gewölbe, gegen den rechten Rand: die Leiboden-Mulde. Von der Kerenzenberg-Strasse westlich Filzbach. Foto H. Winterberg

Vom tiefsten Stockwerk der helvetischen Decken, der Griesstock-Decke, wurde nördlich des Klausen oberster Malm und Kreide/Paläogen abgeschert, sodass westlich des Urner Boden nur ein Teil des Malms vorliegt. Die höhere Abfolge wurde unter Ortstock-Glärnisch-Wiggis-Fridlispietz an den Alpenrand verfrachtet, wo die Griesstock-Decke in der Chöpfenberg-Wageten-Kette wieder erscheint (H. MEYER 1922, OBERHOLZER 1933, 1937, † et al. 1942K, STAUB 1954, SCHINDLER 1959, TRÜMPY 1962, FREY 1965, A. OCHSNER 1969K, 1975 und P. STACHER 1973). In der Linth-Hochzone wurde ihr Ostteil weiter nördwärts bewegt, als Burg bis nördlich von Oberurnen (Abb. 27), als Chapfenberg bis Weesen (Abb. 28), wo dieser – überdreht – mit Quinten-Kalk, Tros-Kalk, bis an den Seewen-Kalk ausgescherter Kreide, Bürgen-Formation, Taveyannaz-Sandstein und Dachschiefer wieder zutage tritt. Die Öffnung des Linthtales beträgt gut 2½ km, die Bewegung der Front der Griesstock-Decke nach Norden knapp so viel.



Abb. 27 Das Ostende der Wageten-Kette bei Oberurnen (Mittelgrund) wurde durch die höheren helvetischen Decken von der Griessstock-Decke abgeschernt, an den Alpenrand verfrachtet und vor der Hirzli-Molasse-schuppe aufgerichtet. Von der Kerenzenberg-Strasse oberhalb Mollis. Foto H. Winterberg



Abb. 28 Der Chapfenberg bei Weesen, östlich abgescherter Teil der Wageten-Kette, vorwiegend Quinten-Kalk. Im Vordergrund der Schuttfächer des Flibaches und die Fli-Falte, eine frontale Abspaltung der Mürtschen-Decke (ganz am rechten Bildrand). Von der Kerenzenberg-Strasse bei Vor dem Wald. Foto H. Winterberg

Das an der Scheidegg, zwischen Chöpfenberg–Wageten- und Tierberg-Kette, beginnende, ins vordere Oberseetal mündende Schwändital, liegt zwischen Tierberg–Bärensoolspitz–Näfelser Berg und Vorder Schwändi, an alter, SSW–NNE-Scherstörung der Fridlispitz–Gugger-Kette; gegen Osten wird es an weiteren Störungen versetzt.

4.7 Oberurner, Niederurner und Biltener Tal

Das Oberurner Tal bildete sich zwischen der von den höheren helvetischen Decken an den Alpenrand verfrachteten Wageten-Kette und der auf diese aufgeschobene, an schrägen Brüchen nach NNE vorgefahrene Fridlispitz–Gugger-Kette, der nordöstlichsten Drusberg-Decke.

Das vom Kamm Hinter Berg–Tschingel nördlich des Oberurner Tales getrennte Niederurner Tal liegt zwischen Wageten-Kette und aufgerichteter Molasse von Hirzli–Roten Chöpf–Schlössli. Die Eintiefung von Niederurner- und Oberurner Tal ist gering. Auf ihren Sohlen liegt Moräne der beiden Talgletscher und vom eingedrungenen Linth-, bzw. Linth/Rhein-Gletscher.

Das Biltener Tal bildete sich im aufgebrochenen Gewölbe von Unterer Meeresmolasse: Kalknagelfluh, graue Tonmergel, ‚Grisigen-Mergel‘, und Kalksandstein ‚Horw-Sandstein‘.

4.8 Das vordere Linthtal und die beidseits sich entsprechenden tektonischen Elemente

Im vorderen Linthtal verblieb – neben dem Abdrehen der Muldenachse von WSW–ENE in der Obersee-Mulde (OCHSNER 1969K, 1975, HANTKE 2019d) in die SW–NE-orientierte Amdener Mulde (Abb. 26) – eine Öffnung von 5½ km in der Linth-Hochzone ohne Abtrag an Klüften und durch Karbonatlösung um 0,01 mm/a. Eine gewisse Ausräumung durch den mehrfach vorgestossenen Linth-Gletscher erfolgte, hielt sich aber in Grenzen; das bedeutendste Ereignis war das Auseinanderpressen der Talung durch das Linth-Eis zur rechtshändigen Störung. Ihre Anlage geht auf eine alte Störzone zurück, die schon A. ROTPLETZ (1898) aufgefallen war. Wie SCHINDLER (1953) und R. SCHOOP (1954) festgestellt haben, zeichnet sich in den tieferen helvetischen Elementen eine Übereinstimmung der einander entsprechenden tektonischen Elemente ab. Im vorderen Linthtal brachen diese an alten Störungen auseinander und wurden etwas voneinander bewegt. Auch die höheren Elemente wurden getrennt und fuhren weiter auseinander. Zugleich zeichnet sich eine abweichende Schubrichtung ab.

NW–NE von Amden lehnt sich südlich an den Mattstock (= Bächistock-Teildecke westlich der Linth-Hochzone) die Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd-Abfolge an, die westlich der Linth der sich verschmälernden Chalberstock–Chrummflue–Aubrige–Gugelberg-Schuppe entspricht.

Die einzelnen Kreide-Elemente der Axen-Decke – frontale Kreide, Bächistock- und Silbernen-Teildecke – sind westlich der Linth wohl am Bös Fulen-Gewölbe vom Jura abgefahren.

Über der Walenstadt-Zwischendecke fehlt heute die Kreide. Auch an der Lüsis-Stirn wurde die ursprüngliche Kreide abgeschert; der Bereich ist über eine grössere Distanz von Moräne, Bergsturzgut und Hangschutt überschüttet. Darüber liegt heute die Kreide, die als Äquivalent der Drusberg-Kreide ursprünglich weiter östlich abgelagert wurde und bis zur Durschlegi östlich von Amden vorgeschoben wurde. Die Kreide in Axen-Fazies wurde in den Mergeln der Zementstein/ Öhrli-Formation als synklinale Schuppen von der Churfirsten-Decke in den südlichen Alpstein verfrachtet.

HERB (in HERB + & FRANKS-DOLLFUS 2003K) lässt in den Churfirsten den Abscherbereich in einer Schutthalde östlich Säls enden; nördlich von Säls werden kleine Kartenbereiche

mit verkehrt-liegender Abfolge – C2k und C3 – in der Farbe des Kieselkalks angegeben. In diesem Schuttbereich endet auch die Walenstadt-Zwischendecke. T. IBELE, P. BISSIG & F. ALLEMANN † (2016) bezeichnen diese mit dem Lüsis–Sennis-Jura als Gonzen–Walenstadt-Schuppenzone.

Der Lüsis-Schuppe von der Stirn bis zur Sichelchamm-Mulde dürfte westlich der Linth die Malm-Abfolge entsprechen, welche die Gipfel der Ortstock–Jegerstöck–Märenberg-Kette aufbaut, während jene vom Höch Turm–Chilchberg, die Quinten-Kalkklippe Rot Nossen–Signalstock und die noch höhere Mini-Klippe westlich des Signalstock (südlichster Drusberg-Malm), wohl ein Äquivalent der Sennis-Malmstirn. Weiter Seeztal-aufwärts stellt sich über Quinten-Kalk untere Kreide, Diphyoides-Kalk, ein, dann, in der SE anschließenden Sennis-Falte, an der Basis der Alvier-Kreide, die mächtige, von Gleit- und Scherflächen durchsetzte Palfris-Formation. Auch die aufliegende Alvier-Kreide ist von Störungen durchsetzt und gegen NW bewegt worden.

Die Churfirten-Kreide beginnt im Toggenburg nördlich des Zehenspitz (Abb. 29), südlich des Wildhuser Schafberg, mit einem Kieselkalk-Span. Am nächstöstlichen Grat, am Pristen, bildete sich ein eng gepresstes Gewölbe. Dann verläuft die Trennung zwischen Wildhuser Schafberg (= Äquivalent der Silberer-Teildecke) und Churfirten-Kreide als Scherfläche über Roslenfirst zum spät-orogenen Sax–Schwende-Bruch und über Furgglen NW der Kette Furgglenfirst–Stauberer–Hoher Kasten–Kamor ins Rheintal.

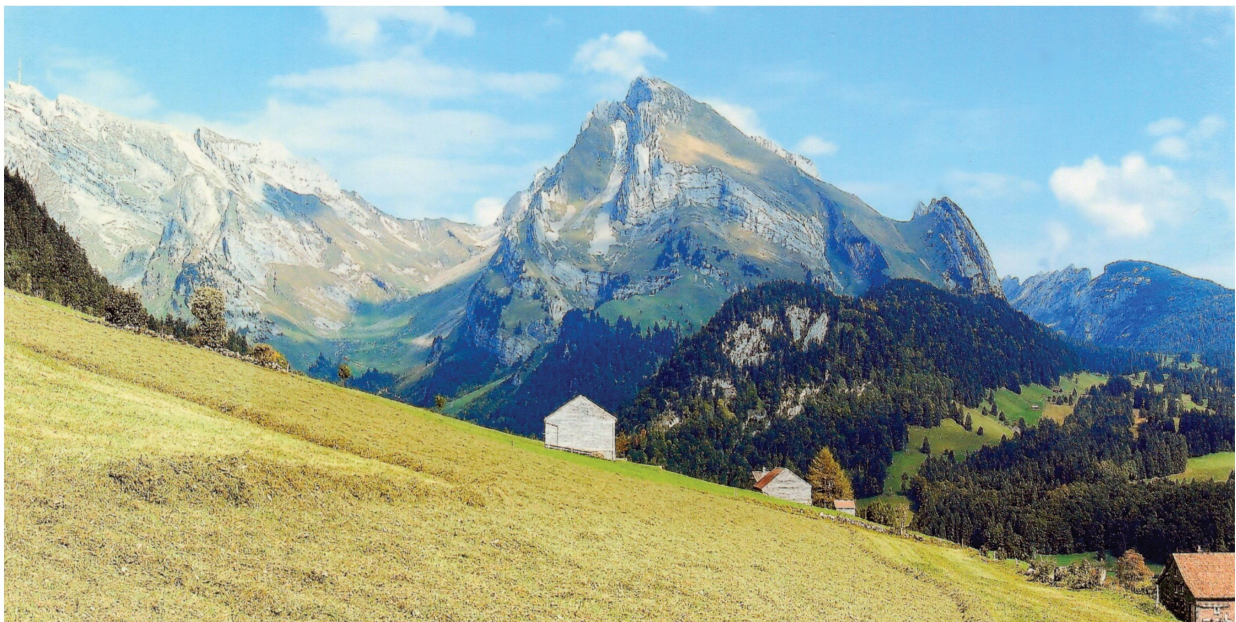


Abb. 29 Der Grenzbereich zwischen Wildhuser Schafberg (östliches Äquivalent der Silberer-Teildecke) und Zehenspitz: beginnende Churfirten-Decke (östliches Äquivalent des Nordrandes der Amdener Mulde). Im Gulmen-Gewölbe, der südöstlichen Säntis-Kette, beginnt die Churfirten–Alvier-Decke. Nördlich des Wildhuser Schafberg: Rotsteinpass–Chalbersäntis (Bächistock-Teildecke). Zwischen Wildhuser Schafberg und Stein (Mittelgrund rechts) verläuft die Querstörung von Gamplüt; sie versetzt den Wildhuser Schafberg randlich unter das Ostende des Stein. Von oberhalb Starkenbach. Foto H. Winterberg

5 Die Talbildung im Gebiet nördlich von Sargans–Walensee, im oberen Toggenburg und im Alpstein

5.1 Weisstannental, Seeztal und Matossa–Schilstal

Im SW–NE-verlaufenden Weisstannental fliesst die Seez unterhalb Weisstannen zunächst über 2½ km in einem von Schuttfächern und Hangschutt überschütteten Tal, dann bis Mels, in einem durch Brüche und Überschiebungen ausgezeichneten Bereich der nordöstlichen Verrucano-Abfolge. In Mels biegt die Seez brüsk um und fliesst durchs breite, bei Sargans vom Rheintal ebensohlig gegen NW abzweigende Seeztal zum Walensee (OBERHOLZER 1923K, W. RÜEFLI 1959, H. RICHTER 1968). Dieser Abschnitt liegt, wie dessen Fortsetzung, die Walensee-Talung, in einem von Überschiebungen und Scherstörungen begleiteten Bereich von Schiefermergeln – obere Trias, unterer Lias – zwischen Verrucano, seiner Trias–Lias-Bedeckung und Jura–Kreide der Alvier-Decke. Sie wird von der Sichelchamm-Mulde, die von Gulmis nördlich des Sichelchamm zum Voralpsee und weiter ins Rheintal abfällt (IBELE, BISSIG & ALLEMANN † (2016K) und von der im NW anschliessenden Churfirsten–Alvier-Decke getrennt.

Das Matossa–Schilstal, ein linker Seitenast des Seeztales, verläuft, wie die von SW–NE-Störungen geprägten Flumserberg-Tälchen, im von Trias und Lias bedeckten Verrucano (J. MARKUS 1967).

5.2 Walensee-Talung

Die Walensee-Talung bildete sich – analog wie Klöntal, Gersauer- und Weggiser Becken des Vierwaldstättersees und Brienersee – durch aufscherende Öffnung der Falte zwischen der südlich des Sees zurückgebliebenen Verrucano-Stirn der Glarner Decke und ihrer Trias-Bedeckung, Röti-Dolomit, Quarten-Formation; dann folgen Schiefer und Mergel des Lias: Mols-Member, Dogger mit Eisensandstein, Rote Echinodermenbrekzie, Obere Ton-schiefer, Reischiben-Formation und Blegi-Oolith und nördlich des Sees: Schilt- und Quinten-Formation sowie Kreide/Paläogen der Mürtschen-Decke. Durch die entstandene Öffnung drängte der Walensee-Arm des Rhein-Gletschers erstmals schon im jüngsten Miozän und dann wiederholt in den eiszeitlichen Kaltzeiten, in denen die tonigen und mergeligen Schichtfolgen etwas weiter auseinander bewegt worden waren. Über der tieferen Abfolge stellen sich mit Dogger und Malm, und im höheren Abschnitt, teils von Hangschutt und Moräne überschütteter Quinten-Kalk: die Walenstadt-Zwischendecke, die frontale Axen-Decke; dann folgt erneut Dogger, Schilt-Formation, Quinten-Kalk und Zementstein-Formation: die Lüsis-Schuppe mit ihrer Stirn (= östliches Äquivalent der Bös-Fulen-Falte westlich der Linth-Hochzone) und – direkt unter den Churfirsten – die Kreide der Churfirsten–Alvier-Decke (= östliches Äquivalent der Drusberg-Kreide). Weiter im SE stellt sich über dem Seeztal in der durch die Sichelchamm-Mulde getrennten Sennis-Schuppe die Alvier-

Kreide ein. Diese hat westlich der Linth-Hochzone kein Äquivalent mehr. HERB (in HERB †, FRANKS-DOLLFUS 2003K) nannte die gesamte Kreide, der Tradition folgend, Säntis-Decke. Doch ist ihre Kreide nicht so einheitlich, wie sie durch Luftsättel ergänzt, im Alpstein gezeichnet wird. Sie besteht aus von der Walenstadt-Zwischendecke und von der Lüssis-Stirn auf Unteren Öhrli-Mergeln abgescherten und von der nachdrängenden Churfir-ten-Kreide zu nord-vergenten Kreide-Synklinalen gestauchten Abschnitten. Diese bauten den mittleren Teil der nordwestlichen und mittleren Alpstein-Ketten auf. Der Name Säntis-Decke sollte daher nur für die gesamte helvetische Hauptdecke (Chammhalden-Fläscher-berg) verwendet werden, analog zur Wildhorn-Decke westlich der Aare.

Auf der Südseite der Churfir-ten-Kette haben sich längs NNW-SSE-orientierten Stö- rungen steile Tälchen hinab zum Walensee entwickelt. Auch auf ihrer Nordseite bildeten sich zwischen den einzelnen Churfir-ten-Gipfeln Süd-Nord- und SSW-NNE-verlaufende Störungen und Tälchen hinab ins Thurtal.

Während die Abfolge im Westen, vom Leistchamm zum Selun und im Osten, vom Hin- terrugg über Chäserrugg und weiter zum Tristelholben und Gamser Rugg wieder bis in den Seewen-Kalk reicht, fehlt dieser auf den mittleren Churfir-ten-Gipfeln: Frümsel, Brisi, Zustoll und Schibenstoll (ARN. HEIM/OBERHOLZER 1917, HERB in HERB †, FRANKS-DOLLFUS 2003K). Wohl wurde seit der Platznahme abgetragen, kaltzeitlich durch Absplittern und Verfrachtung durch Churfir-ten-Gletscher, warmzeitlich durch Lösung. Auf weniger steil ins Toggenburg abfallenden Graten: Selun, Hinterrugg und Chäserrugg – verblieb Seewen- Kalk als Gipfelkappe von gut 80 m.

5.3 Amdener Mulde, Chapf-Gewölbe, Leiboden-Mulde

In der Amdener Mulde folgen Fallenbach und Rombach Scherstörungen (HERB in HERB †, FRANKS-DOLLFUS 2003K). Seit ihrer Bildung, der Platznahme der Churfir-ten-De- cke vor 5 Ma, tieften sich beide durch Aufbrechen von Staustellen, niedergefahrenen Schutt, Hochwasser, Starkregen, Schneeschmelze, um 25–60 m ein, d. h. um 0,005–0,012 mm/a (Abb. 30).



Abb. 30 Mattstock (Bächistock-Teildecke), anschliessend Furgglen–Schletteren–Raaberg-Süd (Silberen-Teildecke), dann die Amdener Mulde mit Stock (links) und Gulmen (rechts), die $\pm$ dem Chapf-Gewölbe (Mittelgrund) entsprechen, dann Leiboden-Mulde und Leistchamm (rechts). Im Vordergrund; Kerenzenberg (untere Kreide der Drusberg-Decke) mit Mittelmoräne (Wiesengrat bei und ob der Kerenzenberg-Strasse) zwischen Linth- (rechts vorne) und Walenseearm des Rhein-Gletschers zwischen Kerenzenberg und Amdener Mulde: tiefere Teile Malm und Kreide der Mürtschen-Decke. Foto H. Winterberg

5.4 Leist-Tal, oberstes Toggenburg, Simmi-Tobel

Die Fortsetzung der Leiboden-Mulde gegen NE, das Leist-Tal, verläuft mit ihrer Füllung, der verscherten Schuppenzone von Leist- und der Flügenspitz-Abfolge Amden-Formation, Fliegenspitz-Komplex (sandige Kalke und Mergel), Einsiedler Nummulitenkalk, Stad-Mergel, südhelvetische Flysch-Sandsteine und -Mergel sowie ‚Wildflysch‘ mit Leimernkalk-Linsen und endet bei Starkenbach im Thurtal. Ihr folgt gegen Osten die Schuppenzone von Wildhaus (HERB 1962, in HERB †, FRANKS-DOLLFUS 2003K). Auch die von Wildhaus ins Rheintal fliessende Simmi verläuft in ihr, im Simmi-Tobel mit einer Füllung von penninischem Kreideflysch (M. FORRER 1949, in H. EUGSTER et al. 1982K).

5.5 Der Alpstein, seine Ketten und Täler

In der mittleren und nordwestlichen Säntis-Kette (ALB. HEIM et al. 1905K, ARN. HEIM 1905, L. SCHLATTER 1941, HANTKE 1961, TH. KEMPF 1966, EUGSTER et al. 1982K, PFIFFNER in FUNK et al. 2000, A. ZAUGG et al. 2011K, M. SOOM et al. in KÜRSTEINER, KLUG et al. 2018, A. TAJIKA 2017) liegen in den Tälern, eng-gestauchte, verscherte Kreide-Synklinalen, die westlich der Linth-Hochzone den Silber- und Bächistock-Teildecken, der frontalen Axen- und frontalen Mürtschen-Decke entsprechen. Da auch östlich der Linth die Durchscherung bei ihrer Platznahme und die Verfrachtung gegen den Alpenrand erfolgte, entsprechen die

Synklinalen den Teildecken der Axen -Decke. Sie sind vom sich aufrichtenden Bös Fulen-Gewölbe abgefahrene Kreide-Elemente und stimmen faziell und tektonisch mit der Bächistock-Teildecke und den Silbernen-Teildecken überein.

Die NE an die Front der Churfisten-Decke anschliessenden Elemente liegen im Alpstein nördlich des Zehenspitz: im Wildhuser Schafberg und weiter nördlich – durch Scherstörungen getrennt – im Altmann, beide Äquivalente der Silbernen-Teildecke (HANTKE 1961). Weiter gegen NE lässt sich der Wildhuser Schafberg in die Fälensee-Mulde verfolgen, die Altmann-Abfolge in jene des Hundstein. An der spät-orogenen rechtshändigen Sax-Schwende-Querstörung werden beide verschieden weit gegen Norden versetzt und zielen gegen NE in die Säntisersee-Mulde, wo sie ausspitzen.

Die Front der südöstlich anschliessenden Churfisten-Decke verläuft nördlich der Mulde von Alp Tesel, umfasst das im SE anschliessende, von Scherstörungen durchsetzte Gewölbe Gulmen–Kreuzberge–Furgglenfirst–Stauberer–Hoher Kasten–Kamor (EUGSTER et al. 1982K).

Gegen SW verschwindet das Wildhuser Schafberg-Element unter Sackungsmassen und verliert sich auf Gamplüt an markanter Scherstörung und im Burstel, der SW-Fortsetzung der Altmann-Abfolge, unter Moräne des Alpli und dem überschobenen Stein, einem Zehenspitz-Element. Die auf Gamplüt auftretenden kleinen Aufschlüsse unter dem Rawil-Member des Stein: Garschella-Formation und Seewen-Kalk dürften zurückgebliebene Teile der Mulde des Wildhuser Schafberg sein. Zwischen Wildhuser Schafberg–Gamplüt und Raaberg–Hinter Höhi, die dort gegen NE ausfällt, ist keine mit den Silbernen-Teildecken vergleichbare Abfolge bekannt.

Das NW an das Wildhuser Schafberg–Altmann-Element anschliessende östliche Äquivalent der Bächistock-Teildecke zeigt nördlich des Rotsteinpass Schuppen von Öhrli-Mergel, Öhrli-Kalk und Vitznau-Mergel, wie die Rad-Schuppen an der Basis der Bächistock-Teildecke. Auch die höhere Unterkreide ist verschert und im Alpstein auf eine Abfolge von Tierwis-Formation, Schrattenkalk mit Rawil-Member, Garschella-Formation und Seewen-Kalk aufgeschoben. Sie lässt sich gegen NE in die Marwees, westwärts gegen Gräppelen verfolgen (KEMPF 1966, EUGSTER et al.1982, ZAUGG et al. 2011K). An dieses schliesst am Girenschpiz ein ebenfalls durchschertes Element an, das im SW der frontalen Axen-Kreide entspricht und weiter im NE, am Hüenerberg, am Öhrli und auf Altenalp, an der Basis Öhrli-Mergel und -Kalk enthält (wie an der Kreidebasis der Axen-Decke am Glärnisch, am mittleren Gassenstock und südlich vom Dräggloch). Auch an der NW-Flanke des Säntis, den Silberplatten, den Gams-Chöpf, am Lütispiz und Neuenalpispiz findet sich diese Abfolge. Dort werden jedoch die Unteren Öhrli-Mergel als Palfris-Formation bezeichnet, was erst an der Basis der südlichsten untersten Kreide der Alvier-Kreide gerechtfertigt ist. Bettis-Kalk, Pygurus-Member, helvetischer Kieselkalk, Tierwis-Formation, Schrattenkalk mit Rawil-Member und Garschella-Formation im Süden der nordwestlichen Säntis-Kette stimmen ebenfalls in Stellung und Fazies mit dem westlichen Glärnisch und Chratzerengrat–

Silberenflue überein. Das tiefste Element an der Basis der nordwestlichen Säntis-Kette zeigt eine Fazies wie die Mürtschen-Kreide der Fli-Falte bei Weesen und oberhalb des Walensees ob Betlis.

Die südöstliche Säntis-Kette verläuft vom Wildhuser Gulmen zum Lisigwald, die nördlich anschliessende Tesel-Mulde über Fros zur Rossegg und gegen Chüeboden mit Choltal-Member und Amden-Mergel. Mit dem Zehenspitz beginnt der Nordrand der Churfürsten-Alvier-Decke. Diese zielt westlich der Störung von Gamplüt zum Stein und über Chüebodenberg-Lauiberg zum Schwendigrat. Westlich der Thur setzt sie sich in den Südteil des Mittagberg und das komplexe Gewölbe von Stock/Gulmen fort.

Östliche Äquivalente der frontalen Mürtschen-Kreide zeichnen sich in den überschobenen Synklinalen unter Silberplatten-Girensplatz der frontalen Axen-Kreide ab (Abb. 31).



Abb. 31 Die nordwestlichste Säntis-Kette: Stoss (rechts), Silberplatten, Grenzchopf, Säntis (links). Am Alpenrand treten tiefste Synformen von Kreide-Abfolgen auf. Es sind wohl die von der Mürtschen-Decke bzw. von der frontalen Walenstadt-Zwischendecke beim Vorgeiten der Churfürsten-Alvier-Decke von ihren Jurakernen abgescherte und in den Alpstein verfrachtete Kreide-Synformen. Von Lutertannen WSW der Schwägalp.
Foto H. Winterberg

In den Synklinalen der Alpstein-Täler steht Seewen-Kalk an; im NE der Seealpsee-Mulde ist er glazial überprägt, SW des Fälnensees, SW und NE des Säntisersees von Moräne, Hangschutt und Alluvionen überschüttet. Auch in den Tälern Meglisalp, Roslenalp, Alp Tesel und Schnürweid, wo Amden-Formation das Jüngste bildet, hielt sich die glaziale Auskolkung in Grenzen.

5.6 Churer und oberes St.Galler/Liechtensteiner/Vorarlberger Rheintal

Churer und oberes St.Galler/Liechtensteiner/Vorarlberger Rheintal bildeten sich in einer alten Depression. Durch sie gelangten in spät-oligozän ausgehenden Kaltzeiten Muren der Molasse-Schuttfächer von Speer und Kronberg ins Alpen-Vorland. Seitlich wird das Rheintal von Scherstörungen begrenzt (R. OBERHAUSER 1982, O. KELLER 1990, HANTKE

1992). Die südliche Säntis-Kette taucht an Scherstörungen ins Rheintal ab (EUGSTER et al. 1982K, A. LUDWIG † et al. 1949K, 1988K, HANTKE 2003K). Der durchs Tal vorgestossene Rhein-Gletscher überschliff Flanken und Inselberge: Egeten-Büchel, Valentinsberg, Montlinger-, Blasen- und Ardetzenberg. Auf dem Schellenberg hinterliess er Mittelmoränen (G. WAGNER 2002, 2014).

6 Die Talbildung in der Zentralschweiz und im östlichen Berner Oberland

6.1 Urner Reusstal

Das Urner Reusstal Amsteg–Silenen liegt in einer talparallelen Scherzone. Auf Atlasblatt 1192 Schächental (BRÜCKNER †, ZBINDEN et al. 1987) ist diese noch als Sackung dargestellt, was für die linke Talseite lokal zutrifft. Doch auch dort wurde das Reusstal an Störungen tiefer gesetzt (in HANTKE, BRÜCKNER † et al. 2011). Das von Erstfeld bis Flüelen nur wenig sich verbreiternde Tal mündet in die Urnersee-Talung. Seine steilen Flanken setzen sich unter dem Seespiegel fort und zeigen, dass beim Vorgleiten von Axen-Decke mit Bächistock-Teildecke und Drusberg-Decke die Reusstal-Scherzone zum Alpenrand für eine Bedeckung nicht ausreichte. Die Flanken brachen auseinander (HANTKE et al. 2013K, 2019c).

6.2 Vierwaldstättersee-Gebiet

Das zum Urnersee entwässernde Riemenstaldner Tal und seine Fortsetzung gegen ENE, von Goldplangg ins Muotatal, durchs Starzlental über den Pragel, durchs Tal der Richisauerklön ins hintere Klöntal und über Unter Längenegg–Dejen–Gumen folgt der Grenze von Drusberg-Decke im Norden und Axen-Decke mit Bächistock- und Silbernen-Teildecken im Süden bzw. ESE.

Das Seelisberg-Gewölbe bildet die Stirn der Drusberg-Decke. Diese hat die Urmiberg-Schuppe in der Bisistal-Depression gegen die Urnersee-Hochzone auf immer tieferem Decken-Niveau seitlich von der Silbernen-Teildecke abgeschert und an den Alpenrand gestossen.

An der Egg, östlich der Hochflue, setzt die südlich Sisikon ebenfalls seitlich abgescherte Bächistock-Teildecke als Hochflue-Schuppe mit Rawil-Member, Oberem Schrattenkalk und Paläogen am Alpenrand über dem Randflysch (HANTKE 1961, 2003, 2006K, et al. 2013K) wieder ein. Auch sie ist *nicht nur*, wie auf Atlasblatt 1151 Rigi *nur*, ‚helvetische Randkette‘, sondern, aufgrund von Fazies und tektonischer Stellung, abgescherte Bächistock-Teildecke.

Bei Gersau wurden Hochflue- und Urmiberg-Schuppe an einer weiteren, fast parallel laufenden Scherzone gegen Nordwesten verfrachtet (A. BUXTORF 1913, et al. 1916K, HANTKE 1961, 2006K; Abb. 1-3). Ein analoges Abscheren an SSW–NNE-Störungen ereignete sich zwischen den Nasen und an SE–NW-verlaufenden Scherflächen zwischen Stans und Stansstad.

Die Talung Buochs–Stans und ihre Fortsetzung gegen Südwesten, von Ennetmoos über St. Jakob nach Kerns, liegt in der Senke zwischen der Bürgenstock-Abfolge und der südlich folgenden, stirnenden Drusberg-Decke mit den ihr aufliegenden Klippen von Klewenalp–Buochserhorn und Arvigrat–Stanserhorn.

Das untere Engelberger Tal folgt einer durch Scherstörungen wieder belebten älteren Struktur. Von Engelberg bis Grafenort fliesst die Engelberger Aa durch Bergsturztrümmer.

Das Weggiser Becken liegt zwischen Bürgenstock/Wispelen–Matt–Kehrsiten-Schuppe und Rigi-Molasse. Zwischen Molasse und Hochflue-Element schaltet sich ein Flysch-Kissen ein (HANTKE 2006K). SE–NW-Störungen und Auseinanderdriften beim Vorgleiten von Bürgenstock und Mueterschwanderberg öffneten die Talung Stans–Stansstad.

Die Abfolgen am Alpnersee zwischen Mueterschwanderberg und Lopper/Matthorn, dem südlichsten Pilatus-Element, werden von Süd–Nord- und SSE–NNW-Störungen durchschert (BUXTORF et al. 1916K, HANTKE 1961, FUNK et al. 2013K). Auch wenn die Fürigen-Schuppe noch Teil der Bürgenstock-Teildecke ist (B. FERRAZZINI & P. SCHULER 1979, M. WANNER, 1987), so setzt sich der Lopper, an einer SE–NW-Störung verschert, in die Matthorn-Abfolge fort. Doch weder sie, noch die nördlichen Pilatus-Elemente sind Teile der Drusberg-Decke (PFIFFNER 2011, in FUNK et al. 2013K), sondern vom ‚Axen‘-Süd- und Axen-Nordlappen sowie als Bächistock-Teildecke abgescherte Kreide/Paläogen-Abfolgen. Dies geht aus der Fazies von Schrattenkalk mit Rawil-Member, der Paläogen-Transgression auf Schrattenkalk und der tektonischen Stellung hervor. Sie wurden von der penninischen Schlieren- und Klippen-Decke Arvigrat–Stanserhorn von der Jura-Unterlage abgeschert und an den Alpenrand geschoben.

Die gesamte Axen-Abfolge ist in den Glarner und Schwyzer Alpen rund 14 km breit: 5½ km Axen-Kreide/Eozän, 4½ km Bächistock- und 4 km Silberer-Kreide/Paläogen. Wohl verschmälert sich der Raum von der frontalen Mürtschen- und Axen-Decke etwas gegen den Urnersee; doch beträgt dieser dort immer noch rund 1½ km ‚Axen‘-Süd-, 3 km Axen-Nordlappen, 2½ km Bächistock-Teildecke, an der Hochflue und am Vitznauer/Gersauer Stock wieder 3 km. Am Urmiberg kommen noch 3½ km Urmiberg-Abfolge (an den Alpenrand verfrachtete Silberer-Teildecke) hinzu, total 10 bzw. 11 km. Eine solche, vom Axen-Jura und westlich des Urnersees von der Unteren Uri-Rotstock-Decke (H. ANDEREGG 1940, B. SPÖRLI 1966) abgescherter, an den Alpenrand geschobener Kreide/Paläogen-Raum verschwindet nicht über eine Distanz von 40 km.

6.3 Die Pilatus-Ketten

Die nördlichen Pilatus-Kreide/Paläogen-Elemente erfuhren ein ähnliches Schicksal wie die südlichen. Auch sie wurden von ihrem Jurakern, der Unteren Urirotstock-Decke nordwestlich der Walenstöcke, abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet. Noch tiefer unten im Engelberger Tal, bei Grafenort, ist selbst das tiefste Element, am Pilatus die Klismenhorn–Mittaggüpfi–Stäfeliflue-Kette, die am Urnersee dem ‚Axen‘-Südlappen entspricht, abgeschert worden (ARBENZ et al. 1918K). Esel–Tomlishorn–Widderfeld würde dem Axen-Nordlappen entsprechen (HANTKE 1961, et al. 2019c). Die Kreide/Paläogen-Abfolge westlich Eichelschwand–Lütoldsmatt–Schybach (FUNK et al. 2013K) ist, aufgrund ihrer Fazies, ebenfalls nicht seitlich abgescherte Drusberg-, sondern die verschuppte nördliche Axen-Abfolge, die mit der Schlieren-Decke nordwärts verfrachtet wurde. Dies erklärt auch die immer wieder erwähnte Ähnlichkeit in der Silhouette der Pilatus-Kette mit jener des Säntis. Die Drusberg-Decke bekäme im Bereich Mueterschwanderberg und Matthorn, Esel und Klismenhorn eine viel zu grosse Raumbreite, die – selbst schief durchtrennt – niemals auf der Oberen Urirotstock-Decke und ihrem westlichen Äquivalent Platz fände. Ebenso ist in der Drusberg-Deckenfront eine mächtige Garschella-Formation entwickelt wie bei Emmetten. Dort verschwindet diese unter ultrahelvetischem Sörenberg-Mélange und der mittelpenninischen Klippen-Decke und taucht im unteren Engelberger Tal in analoger Fazies wieder auf. Südlich Dallenwil stellen sich Schrattekalk, Garschella-Formation, Seewenkalk, Amden-, Wang- und transgressiv alttertiäre Euthal-Formation wieder ein.

6.4 Obwaldner Talung, Obwaldner, Nidwaldner und Schwyzer Klippen

Die Obwaldner Talung geht mit dem Geröllinhalt des alpennahen Molasse-Schuttfächers von Beichlen und Farneren (U. GASSER 1966, 1968) auf eine alte Anlage zurück. Durch sie flossen – vor dem Emporstau von Aar-Massiv und der Gotthard-Abfolge, als Brünig-, Grimsel- und Griespass noch nicht zu Pässen hochgestaut waren, kühlszeitliche Molasse-Muren aus ihrem Liefergebiet der Valle Antrona. SW von Domodossola, durch Ur-Valle Antigorio–Ur-Val Formazza–Ur-Val di Morasco–Griespass–Ur-Äginental–Grimsel–Ur-Haslital–Brünig nach Obwalden (HANTKE 1987, 1991). Durch die alte Quersenke glitten – 10 Ma später und ein tektonisches Stockwerk höher – auch Schlieren-Decke und Obwaldner Klippen – Glauberbüelen–Giswiler Stöcke – nach Norden und scherten die Kreide/Paläogen-Abfolgen von den Jura-Kernen der Axen-Decke (Untere Urirotstock-Decke) ab. Während die Nidwaldner Klippen durch die Quersenke Fellital–Engelberger Tal vorfuhren, glitten die Iberger Klippen (Mythen–Rotenfluo–Chli Schijen, Hudelschijen–Gross Schijen–Mördergruebi–Roggenstock) durch die Bisistal-Depression, durch deren Vorläuferin die spät-oligozänen kühlszeitlichen Muren flossen, die zu den Nagelfluhen von Rigi/Rossberg verfestigt worden waren (HANTKE 2003, 2019c; et al. 2019K; Abb. 32).

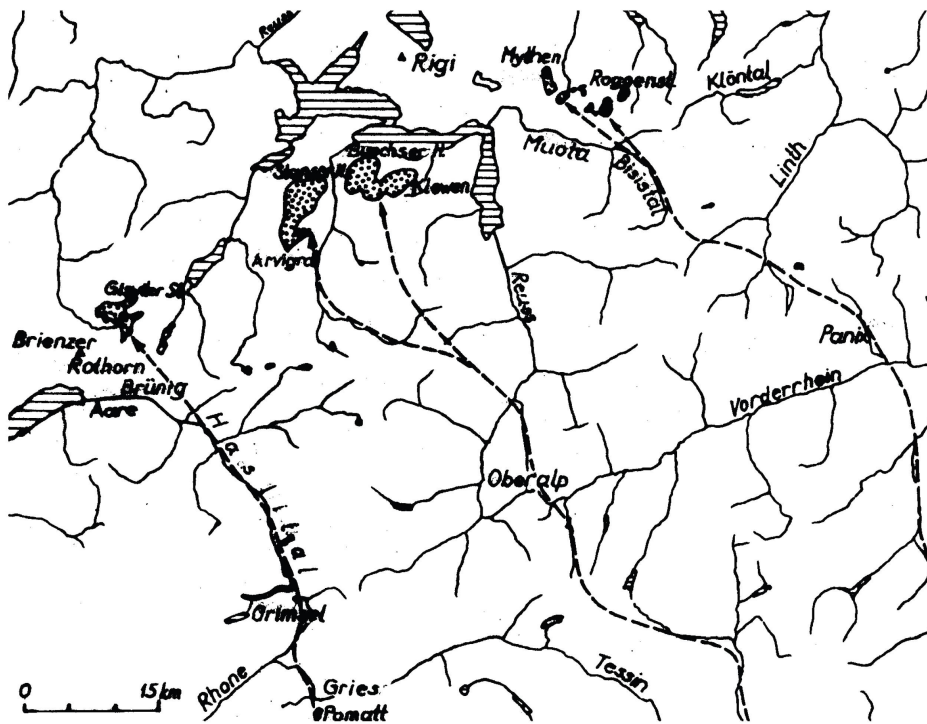


Abb. 32 Die Klippen der Zentralschweiz sind auf dem Rücken der helvetischen Decken von der penninischen Schlieren-Decke durch Quersinken in ihre jetzige Position gelangt. Penninische Decken punktiert, ostalpine Klippen schwarz, ca. 1:900'000

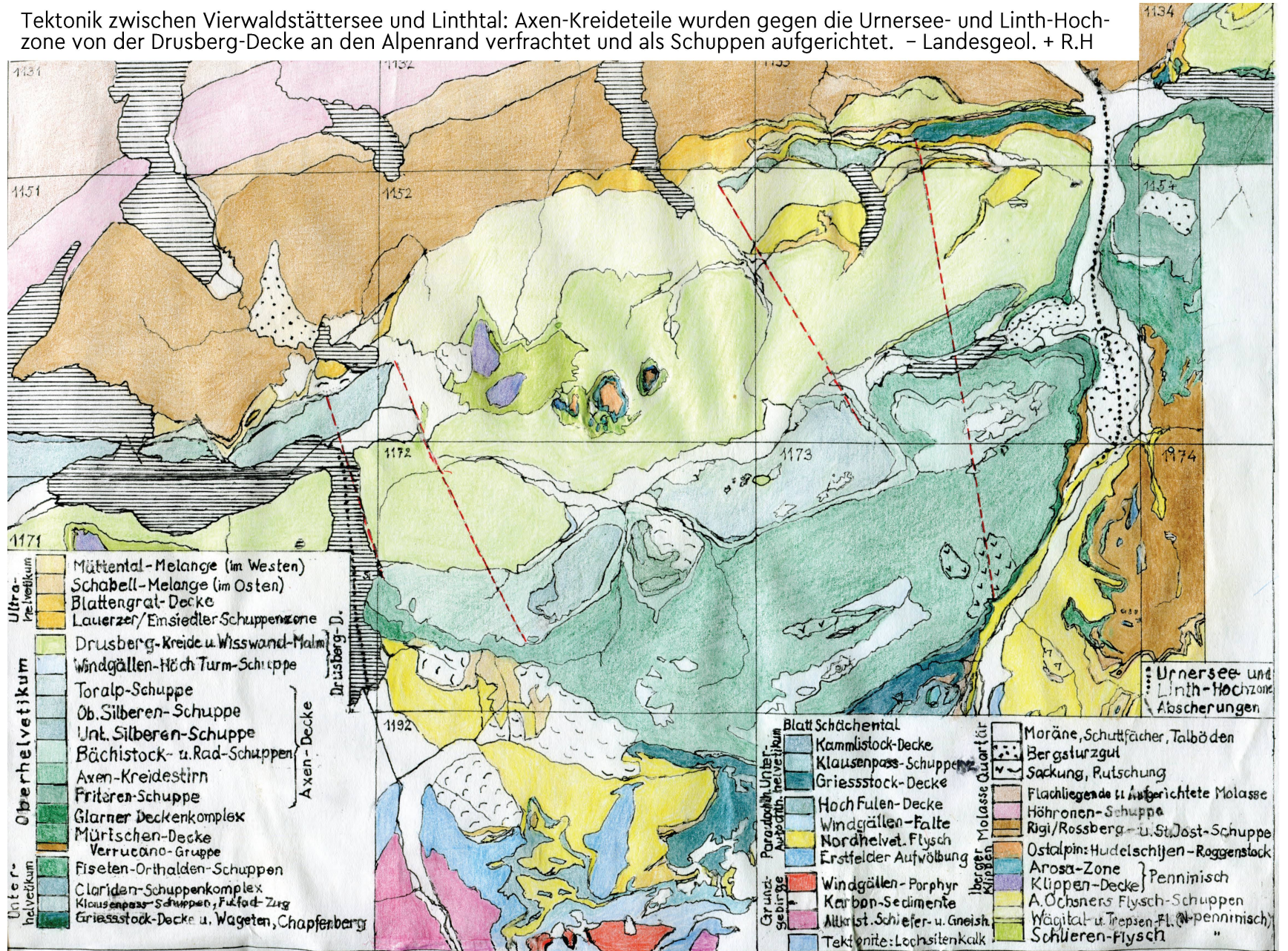
Seit der Platznahme der Decken setzt sich die unterste Obwaldner Talung in Alpnachersee–Chrüztrichter–Küssnachersee fort. Um Sarnen wird diese von Süd–Nord–laufenden Störungen durchschert. Die Drusberg-Stirn, die Fortsetzung des Seelisberg-Gewölbes gegen WSW, taucht bei Dallenwil im unteren Engelberger Tal unter Sörenberg-Mélange und Klippen-Decke.

6.5 Haslital, Aare-Tal Meiringen–Brienzersee und Brienzersee-Talung

Das Haslital wurde in den letzten Phasen der Platznahme der Decken, wie seine Fortsetzung, das Tal Meiringen–Brienzersee und die Brienzersee-Talung (HANTKE & A. SCHEIDEGGER 2007), tief verschert, sodass es, wie das Urner Reusstal, seine V-förmige Gestalt weitgehend beibehalten hat, obwohl wiederholt eiszeitliche und noch ältere Gletscher durchgeflossen waren. Die Täler wurden überschleift, aber *nicht* zu U-Tälern umgestaltet. Hierzu bedarf es offenbar weit mehr als nur in eiszeitlichen und spät-miozänen Kaltzeiten wirkende Gletscher, wohl vor allem eine talparallele Durchscherung.

Die Brienzersee-Talung entstand zwischen den Jura-Kernen der Wildhorn-Decke der Faulhorn–Schwarzhorn-Kette im SE und den auf mächtiger Palfris-Formation vorgefahrenen, von ihrer Jura-Unterlage abgescherten, in den Kreide-Stirnfalten NW des Brienzergrates liegenden Elementen (HANTKE 1991: Abb. 40, 48) und in der Schimberg–Schafmatt–Schrattenflue–Hohgant–Niederhorn-Kreide. Die Abscherung erfolgte in der mittleren und südlichen Axen-Kreide, Äquivalenten der Bächistock- und Silberer-Teildecken, die Verfrachtung an den Alpenrand durch Drusberg-Kreide, oberpenninische Schlieren- und mitelpenninische Klippen-Decke.

Abb. 33 Tektonik zwischen Vierwaldstättersee und Linthtal: Axen-Kreideteile wurden gegen die Urnersee- und Linth-Hochzone von der Drusberg-Decke an den Alpenrand verfrachtet und als Schuppen aufgerichtet. – Landesgeol. + R.H



Das mittlere und südliche Axen-Kreide/Paläogen, Abfolgen von total 15 km Breite bei schräg aufwärts durchschrörter Mächtigkeit von 700–1200 m, sind nicht in der Zeit der Orogenese erosiv abgetragen worden. Aufgrund von Lösung, Zurückwittern und AMMANNs Resultaten im Sihlsee-Einzugsgebiet ist mit Lösung von 10–15 cm in 10'000 a, seit Platznahme der Decken mit einer solchen von 50–75 m zu rechnen. In Kaltzeiten strebte der Abtrag gegen Null; in Warmzeiten war das Gebiet weit über die heutige Waldgrenze waldbedeckt, der Abtrag daher relativ gering.

Bereits bei den Aufnahmen zu HANTKE 1961 und der Kartierung der Blätter 1151, 1152, 1153, 1172 und 1173 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 wurden Stratigraphie und Tektonik genau beachtet und überprüft. Dabei ergaben sich nur geringfügige Ergänzungen.

7 Literatur und Karten

- AMMANN, M. 1987, 1988: Herkunft und Zusammensetzung von Silt in fliessenden Gewässern und Stauseen – Geotechnische Abtragungsanalysen im Alpenraum. – Diss. ETH Zürich, NW 8234. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 266. – Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser. 78: 181 S.
- ANDEREGG, H. 1940: Geologie des Isentales (Kt. Uri). – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 77.
- ARBENZ, P. 1905: Geologische Untersuchungen des Frenalpstockgebietes (Kanton Schwyz). – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 18.
- 1912: Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. – *Eclogae geol. Helv.* 11/6: 775–779.
- .. et al. 1918K: Geologische Karte der Urirotstockgruppe 1:50'000. – *Geol. Sp.-K.* 84. – Schweiz. Geol. Komm.
- 1934: Die helvetische Region. – *Geol. Führer Schweiz* 2: 96–120. – Wepf, Basel.
- BISIG, W.K. 1957: Blattengratflysch und Sardona-flysch im Sernftal nördlich der Linie Richetflipass-Elm-Ramital-Grosse Scheibe. – Diss. ETH Zürich, NW 2345. – Schmidberger & Müller, Zürich: 240 S. + 3 Taf.
- BRÜCKNER, W.†, ZBINDEN, P. et al. 1987K: Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000, 83. – Schweiz. Geol. Komm.
- BURGER, H. & STRASSER, A. 1981: Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2: 529–560.
- DIEHL, T. 2018: Neotektonische Prozesse in der Schweiz: Neue Einblicke in Bruchsysteme und Krustenstruktur mit Hilfe von Erdbeben. – Zusammenfassung des Vortrages vom 14.1.2019 in der Geol. Ges. Zürich.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, TH., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. 1982K: Blatt 1115 Säntis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000, 78 mit Erläut. – Schweiz. Geol. Komm.
- FELDMANN, M. 2016: Ausflug in die Glarner Geologie – 300 Millionen Jahre faszinierende Erdgeschichte. – Baeschlin, Glarus: 208 S.
- FERRAZZINI, B., SCHULER, P. 1979: Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. – *Eclogae geol. Helv.*, 72/2: 439–454.
- FICHTER, H.J. 1934: Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 69.

- FISCH, W. 1961: Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales. – Diss. Univ. Zürich. – Mitt. NGG 11: 1–89.
- FORRER, M. 1949: Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – Ber. st.gall. natw. Ges. 73.
- FREY, F. 1965: Geologie der östlichen Claridenkette. – Diss. ETH Zürich. NW 3590. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 110/1: 1–287.
- FRIEDL, G., ZURBRÜGG, CH. 1988: Geologie des Fronalpstockgebiets (Kanton Schwyz). – Unpubl. Liz.-Arb. Geol. Inst. Univ. Bern: 192 S.
- FUNK, H. et al. 2013K: Blatt 1170 Alpnach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 137. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
- , HABICHT, K., HANTKE, R., PFIFFNER, O.A. mit Beitr. von M. KOBEL 2000: Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 78. – B.-Amt Wasser & Geol.
- GASSER, J. 2003: 100 Millionen Jahre Erdgeschichte. Region Arth–Goldau–Lauerz–Seewen–Ibach–Brunnen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14: 63–82.
- GASSER, U. 1966: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des Entlebuch LU. – Geologie und Sedimentgeologie. – Eclogae geol. Helv. 59/2.
- 1968: Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (LU) – Geologie und Sedimentologie. – Eclogae geol. Helv. 61/1.
- HANTKE, R. 1949: Geologische Untersuchungen im Silbergebiet (Kantone Schwyz und Glarus). – Dipl.-Arb. ETH, Zürich: 88 S. – Dep. Erdw. Bibl. ETH Zürich.
- 1960: Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 52/2 (1959): 547–554.
 - 1961: Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St.Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1: 1–212, 9 Profiltaf., tekton. Karte 1:100 000.
 - 1966: Artikel zur Helvetischen Kreide: Berner Oberland – Zentralschweiz – Ostschweiz. – In: PRUVOST, P., RUTSCH, F.R. (eds.): Lexique stratigraphique international 1: Europe 7c, 1, 2: Alpes suisses et Tessin méridional.
 - 1982: Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Pragel- und Klausenpass. – In: BETTSCHART, A. (ed.): Die Karstlandschaft des Muotatales. – Ber. schwyz. natf. Ges. 8: 3–12.
 - 1987: Zur Entstehung der Landschaft von Obwalden. – Mitt. natf. Ges. Luzern 29: 237–250.
 - 1991: Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete – Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre. – Ott, Thun; Schriftenr. F.X. Schnyder v. Wartensee 56. – 1992a: ecomed, Landsberg/Lech.
 - 1992b: Zur Genese des Alpen-Rheintals. – Jb. Geol. B.-Anst. Wien 135/4: 847–856.
 - 2003b: Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14: 110–118.
 - 2003c: Tektonische Querschnitte durch die Zentralschweiz und die westlichen Glarner Alpen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
 - 2003K, Tektonische Karte der Zentralschweiz und der westlichen Glarner Alpen. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
 - 2006K: Blatt 1151 Rigi mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried. Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, 116, mit Erläut. – swisstopo, Wabern.
 - 2011: eiszeitalter – Kalt/Warmzeit-Zyklen und Eistransport im alpinen und voralpinen Raum. – Ott, Bern: 570 S.
 - 2013K: Blatt 1172 Muotathal mit Teil von 1171 Beckenried. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 127. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
 - et al. 2014a: Erläuterungen zu Blatt 1173 Linthal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, – Manuskrt.: Landesgeol., swisstopo, Wabern. – Gedruckt: 2019 als Erläuterungen von HANTKE, SCHINDLER, C.†, FREY, F.†, BAUMELER, A., CADUFF, R. & FRANK, ST., 166 – Landesgeol., swisstopo Wabern.

- HANTKE, R. et al. 2014b: Erläuterungen zu Blatt 1153 Klöntal. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Manusk.: Landesgeol., swisstopo, Wabern.
- 2019a: Fossile Pflanzen aus den mittelmiozänen Fundstätten von Öhningen am Untersee (Baden-Württemberg) – Rekonstruktion von Klima und Umwelt vor gut 13 Millionen Jahren. – Ber. schwyz. natf. Ges. 18: 7–34
 - 2019b: Wälder der östlichen Zentralschweiz vor 30–25 Millionen Jahren, rekonstruiert mit fossilen Pflanzenfunden vom Rossberg, Südfuss der Rigi, Gebiet um Rotherthurm, vom Rinderweidhorn und Höhrnen. – Ber. schwyz. natf. Ges., 18: 35–54.
 - 2019c: Zur jüngeren Erdgeschichte des westlichen Kantons Schwyz. – Ber. schwyz. natf. Ges. 18: 93–123.
 - 2019d: Zur Klima-Entwicklung in der Molassezeit und im jüngsten Miozän. – Ber. natw. Ges. St.Gallen 93: 367–375.
 - 2021: Zur Gliederung des Eiszeitalters, Deckenschotter, Mittel-, Ober- und Kollisionsmoränen, die Nagelfluhbänke in der Unteren und Oberen Süsswassermolasse: Zeugen früherer Kühlzeiten. – Mitt. natf. Ges. Kt. Glarus 22. 145-175
 - , BRÜCKNER, W.+ et al. 2011: Erläuterungen zu Blatt 1192 Schächental. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 83. – Geol. Landesaufn., swisstopo, Wabern.
 - , JÄGER, E. 1982: Protokoll der Exkursion nach Pedrinale–Chiasso 14.–25.4.1982. – Abt. Isotopengeol. Univ. Bern.
 - , PFIFFNER, O.A., GOUFFON, Y. 2013: Erläuterungen zu Blatt 1172 Muotathal mit Teil von 1171 Beckenried. Geol. Atlas Schweiz 1 25'000, 127. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
 - , SCHEIDEGGER, A.E. 1993: Zur Genese der Aareschlucht (Berner Oberland, Schweiz). – Ggr. Helv. 48/3: 120–124.
 - , – 2000: Zur Morphogenese des Walensees. – Terra plana 2000/2: 4–7.
 - , – 2003: Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen – Richtungsbeziehungen zwischen Gewässern (Seen, Bächen) und Klüften. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14: 83–98.
 - , – 2007: Zur Entstehungsgeschichte der Berner Oberländer Seen. – Jb. Uferschutzverb. Thuner- u. Brienersee (2007): 11–34.
 - , SCHINDLER, C., FÖLLMI, K.B., LABHART, W., RICK, B., ROTH, H.P. 2014bK: Blatt 1153 Klöntal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Manusk.: Landesgeol., swisstopo, Wabern.
 - , SCHINDLER, C.†, FREY, F.†, SCHIELLY, H.†, BAUMELER, A., CADUFF, R. 2019K: Blatt 1173 Linthal. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. 166, mit Erläut. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
 - , TRÜMPY, R.† et al. 2014K: Blatt 1152 Ibergeregge. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, mit Erläuterungen. – Manusk.: Landesgeol., swisstopo, Wabern. (gedruckt 2021)
- HEIERLI, H. 1987: Der geologische Wanderweg am Hohen Kasten (Säntis-Gebirge). – Eine Einführung in die Geologie mit einem Kapitel zur Eiszeit von RENÉ HANTKE. – Haupt, Bern.
- HEIM, ALB. 1905K: Säntisgebiet 1:25'000. – Geol. Sp.-K. 38. – Schweiz. Geol. Komm.
- 1919: Geologie der Schweiz 1. – Tauchnitz, Leipzig.
 - 1932: Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. NGZ 77, Beil.-Bd. 20: 1–218.
 - mit Beitr. von HEIM, ARN., JEROSCH, M. & BLUMER, E. 1905: Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 16. – Schweiz. Geol. Komm.
- HEIM, ARN. 1905: Der westliche Teil des Säntisgebirges. – In: HEIM, ALB. et al. 1905.
- 1905K: Westende der Säntisgruppe, 1:25'000. – Geol. Sp.-K. 37. – Schweiz. Geol. Komm.
 - 1910, 1913, 1916, 1917: Monographie der Churfürsten–Mattstock-Gruppe. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 20/1–4. – Schweiz. geol. Komm.
 - & OBERHOLZER, J. 1917K: Geologische Karte der Alviergruppe, 1:25'000. – Geol. Sp.-K. 80. – Schweiz. Geol. Komm.
- HELBLING, R. 1938: Zur Tektonik des St.Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 76/2. – Schweiz. geol. Komm.

- HELBLING, R. 1948: Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere in der Tödikette. – Orell Füssli, Zürich.
- HERB, R. 1962: Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Diss. ETH Zürich. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 114.
- 1963: Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus. – *Eclogae geol. Helv.* 56/2.
 - †, FRANKS-DOLLFUS, S. 2003K: Blatt 1134 Walensee. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000, 106. – B.-Amt Wasser Geol. Swisstopo, Wabern.
- HOCHULL, P.A. 1973: Pollenanalytische Untersuchungen der Fundstelle Greit am Höhrnen. – Unpubl. DA UZ: 60 S., 6 Taf. – *Dep. Erdw. Bibl. ETHZ.*
- 1978: Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der Zentralen und Westlichen Paratethys. – Diss. UZ – Beitr. Paläont. Österr. 4: 1–132.
- HsÜ, K. 1976: Als das Mittelmeer eine Wüste war. – *Mannheimer Forum* 75/76: 119–172.
- 1982: Ein Schiff revolutioniert die Wissenschaft: die Forschungsreisen der Glomar Challenger. – Übers. HÄHNEL, K. – Hoffmann, Campe, Hamburg: 303 S., 75 Fig., 15 Taf.
 - 1984: Das Mittelmeer war eine Wüste. Auf Forschungsreisen mit der Glomar Challenger. – Übers. REHORK, J. – Harnack, München: 200 S., 40 Fig.
- HUBER, R. 1964: Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano. – Diss. EPFZ – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 23.
- IBELE, T., BISSIG, P., ALLEMANN, F. † 2016K: Blatt 1135 Buchs. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000 149, mit Erläuterungen und Profilen: IBELE, BISSIG; BERNASCONI, R., NAEF, H. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
- JÄGER, E., HANTKE, R. 1983: Die Entwicklungsgeschichte der Alpen. – *Naturwiss.* 70/5: 209–21.
- , – 1984: Evidenzen für die Vergletscherung eines alpinen Bergeller Hochgebirges an der Grenze Oligozän/Miozän. – *Geol. Rdsch.* 73/2: 567–575.
- KELLER, O. 1990: Die geologische Entwicklung des Alpenrheintales. – *Werdenberger Jb.* 1990.
- KEMPF, O. 1998: Magnetostratigraphy and facies evolution of the Lower Freshwater Molasse (USM) of eastern Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- , MATTER, A., BURBANK, D.W., MANGE, M. 1999: Despositional and structural evolution of a forland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse basin. – *Internat. J. Earth Sci.* 94/1: 160–171.
- KEMPF, TH. 1966: Geologie des westlichen Säntisgebirges. – Diss. Univ. Zürich. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 128. – Schweiz. Geol. Komm.
- KUHLEMANN, J., KEMPF, O. 2002: Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics – Sediment. *Geol.* 152/1-2: 45–78.
- LUDWIG, A.†, SAXER, F., EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. mit Benützung der Kartierung von MEESMANN; P. † 1949K, 1988K: Blatt St.Gallen–Appenzell. *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000, 49 – Schweiz. Geol. Komm.
- MARKUS, J.H. 1967: Geologische Untersuchungen in den Flumserbergen (St.Galler Oberland). – Diss. Univ. Zürich – Zimmermann, Uster: 117 S. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F.
- MARTI, F. et al. 2015: Naturschönheiten im Glarnerland. – Mitt. NGG 20.
- OBERHAUSER, R. 1982: Blatt 110 St.Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. *Geol. Karte Rep. Österreich* 1:25'000. – Geol. B.-Anst. Wien.
- OBERHOLZER, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 28 + Atlas.
- 1934a: Exkursion Nr.76: Klöntal–Deyenkette–Muotatal. – *Geol. Führer Schweiz* 12: 912–917. – Wepf, Basel.
 - 1934b: Der geologische Bau der Glarneralpen. – Mitt. NGG 5: 1–144.
 - 1920K: Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1:50'000. – *Geol. Spz.-K.* 63 – Schweiz. geol. Komm.
 - †, mit Neuaufnahmen von OCHSNER, A., FICHTER, H.J., BRÜCKNER, W., JEANNET, A. & HÜGLI, TH. 1942K: Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50'000. – *Geol. Spz.-K.* 117, Nachdruck 1984K.

- OCHSNER, A. 1969K, 1975: Blatt 1133 Linthebene – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 53, Erläut. – Schweiz. Geol. Komm.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1901–09: Die Alpen im Eiszeitalter 1–3. – Tauchnitz, Leipzig.
- PIFFNER, O.A. 2011: Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France). 7 Map sheets: PFIFFNER, BURKHART, M., HÄNNI, R., KAMMER, R.A., KLIGFIELD, R., MANCKLELOW, N.S., MENKFELD, J.-W., RAMSAY, J., SCHMID, St.M., ZURBRIGGEN, R. 2010: 10 Plates PFIFFNER 2011, Explanatory notes PFIFFNER 2011, RAMSAY 2012 – Geol. Special Map 1:100'000 128 – Swiss Geol. Survey.
- in FUNK, H. et al. 2000: Profile in: Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 78. – B.-Amt Wasser u. Geol.
 - in FUNK, H. et al. 2013K: Blatt 1170 Alpnach. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, 137, mit Erläuterungen. – Landesgeol., swisstopo, Wabern.
 - , LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, St., STECK, A. 1997: Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20.
- RICHTER, H. 1968: Die Geologie der Guschagruppe im St.Galler Oberland. – Diss. ETH Zürich, NW 4123 – Schmidberger, Zürich. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 99: 111 S. + 2 Taf.
- ROTHPLETZ, A. 1898: Das geotektonische Problem der Glarner Alpen, mit Atlas. – Fischer Jena.
- RÜEFLI, W.H. 1959: Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St.Galler Oberland). – Diss. ETH Zürich, NW 2780. – Schmidberger & Müller, Zürich: 195 S., 2 Taf.
- RYE, W. 1965: Geologische Untersuchungen im Murgtal (St.Galler Oberland). – Diss. Univ. Zürich. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N.F. 50.
- SCHINDLER, C. 1953: Geologische Untersuchungen am Vorderglärnisch. – Dipl.-Arb. Abt. Natw. ETH Zürich. – Dep. Erdw. Bibl. ETH Zürich.
- 1959: Zur Geologie des Glärnisch. – Diss. ETH Zürich, NW 2713. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 107.
- SCHLATTER, L.E. 1941: Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. – Ber. st.gall. natw. Ges. 70: 26–103.
- SCHOOP, R. 1954: Geologische Untersuchungen im Schiltgebiet. – Dipl.-Arb. Abt. Natw. ETH Zürich: 63 S. – Dep. Erdw. Bibl. ETH Zürich.
- SOOM, M., KÜRSTEINER, P., MENKVELD-GFELLER, U. 2018: Geologie des Alpsteins. – In: KÜRSTEINER, P., KLUG, Ch. et al.: Fossilien im Alpstein. Kreide und Eozän der Nordostschweiz. – Appenzeller Verl., Schwellbrunn.
- SPÖRLI, B. 1966: Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – Diss. ETH Zürich NW 3796; Zimmermann, Uster: 160 S., 4 Taf.
- STACHER, P. 1973: Stratigraphie der Wagetenschuppe und Profile durch die Einsiedler Schuppenzone und den Flysch am Südhang der Wagetenkette. – Dipl.-Arb. ETH, Zürich. – Dep. Erdw. Bibl. ETH, Zürich.
- STAUB, R. 1954: Der Bau der Glarneralpen und seine spezielle Bedeutung für die Alpengeologie. – Tschudi, Glarus, 187 S.
- 1961: Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/3: 289–386.
- STÜRM, B. 1973: Die Rigi-Schüttung – Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – Diss. Univ. Zürich.
- TAJIKI, A. 2017: Ecology and Variation of Cretaceous and Recent Cephalopods. – Diss. Univ. Zürich.
- 2018: Fossilien im Alpstein-Gebiet. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 163, 2018/3: 16–17.
- TRÜMPY, R. 1949: Der Lias der Glarner Alpen. – Diss. ETH Zürich – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 79/1.
- 1960: Palaeotectonic evolution of the central and western Alps. – Bull. Geol. Soc. Amer. 71: 1/6.
 - , LOMBARD, A. GANSSER, A. et al. 1962: The Western Alps, from Western Switzerland to Briançon and Lugano: The Central and Southeastern Alps. – Guideb. Internat. Field Inst. – Amer. Geol. Inst., Washington DC: 130 pp., maps.
 - 1967: Teilstrecke A: Näfels–Linthal in Exkursion Nr.35: Glarnerland–Klausenpass (Näfels–Linthal–Altdorf). – Geol. Führer Schweiz 7: 650–662. – Wepf, Basel.

- TRÜMPY, R. 1969: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1: 105–142.
- WAGNER, G. 2002: Die Eiszeitlandschaft im Gebiet Oberes Aaretal–Thunersee. – *Jb. Thuner- u. Brienzers.* 2002:1–41.
- 2014: Mittelmoränen – Heute und in der Eiszeit. – Haupt, Bern: 139 S.
- WANNER, M. 1987: Geologie des westlichen Bürgenstocks – unter besonderer Berücksichtigung der Garschella-Formation, des Seewerkalks und des Tertiärs. – Unpubl. Dipl.-Arb. Univ. Zürich. – Dep. Erdw. Bibl. ETH, Zürich.
- WEGMANN, R. 1961: Zur Geologie der Flyschgebiete südlich von Elm (Kanton Glarus) – Diss. Univ. Zürich. – Schmidberger & Müller, Zürich: 254 S.+3 Taf.
- ZAUGG, A., LÖPFE, R., KRIEMLER, M., KEMPF, TH. 2011K: Blatt 1114 Nesslau. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25'000*, 141. – Landesgeol., swisstopo, Wabern; Erläuterungen: ZAUGG, LÖPFE.

Prof. em. Dr. René Hantke, Glärnischstr. 3, CH 8712 Stäfa.
 Heinz Winterberg, Quellenweg 25, CH 8845 Studen SZ.