



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

1:25 000

1132 Einsiedeln

Erläuterungen

verfasst von
RENÉ HANTKE, GEORG WYSSLING und SIGURD SCHLANKE
mit einem Beitrag von URSULA MENKVELD-GFELLER

2009



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

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

1:25 000

1132 Einsiedeln

Erläuterungen

19 Textfiguren, 11 Tabellen, 3 Tafelbeilagen

verfasst von

RENÉ HANTKE, GEORG WYSSLING und SIGURD SCHLANKE
mit einem Beitrag von URSULA MENKVELD-GFELLER

2009



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

HANTKE, R., WYSSLING, G. & BOLLINGER, D. (2009): Blatt 1132 Einsiedeln. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 129.

Erläuterungen:

HANTKE, R., WYSSLING, G. & SCHLANKE, S. (2009): Blatt 1132 Einsiedeln. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 129.

Titelbilder

Umschlag:

Kaltzeitliche feingeschichtete Seeablagerungen (Seeton von Richterswil) in einer Baugrube in Richterswil (Koord. ca. 695.940/228.830). Foto D. Kälin 2007.

Erläuterungen:

Fossiler Pflanzenrest (*Corylus* sp., Hasel) von der aquitanen Fundstelle Greit am Höhrnen. Blattlänge 7,5 cm. Foto U. Gerber, ETH Zürich. Original am Geol. Inst. ETH Zürich.

Herausgeber

© 2009, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913

ISBN 978-3-302-40042-6

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	6
Riassunto	7
Abstract	8
Einleitung	10
Stratigraphie	12
Penninikum	12
Helvetikum	12
Aubrig-Schuppe (Helvetische Randkette)	12
Subalpine «Randflysch-Zone»	13
Molasse	17
Subalpine Molasse	20
Rigi-Rossberg-Schuppe	20
St.-Jost-Schuppe (= Grindelegg-Schuppe)	27
Höhronen-Schuppe (inkl. Etzel- und Hüllerich-Klippe)	29
Triangelzone (Steilgestellte subalpine Molasse)	38
Aufgerichtete mittelländische Molasse	39
Quartär	43
Pleistozän	43
Holozän	66
Tektonik	69
Penninikum	69
Helvetikum	69
Aubrig-Schuppe (Helvetische Randkette)	69
Subalpine «Randflysch-Zone»	70
Molasse	70
Rigi-Rossberg-(Morgarten-)Schuppe	72
Grindelegg-Schuppe	73
Höhronen-Schuppe	73
Etzel- und Hüllerich-Klippe	73
Triangelzone (Steilgestellte subalpine Molasse)	76
Aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse	77
Querstörung zwischen Schindellegi und nördlichem Ende des Sihlsees	78
Rohstoffe	79
Hydrogeologie	81
Der Sihlsee	83
Ur- und Frühgeschichte	84
Bohrungen	86
Literaturverzeichnis	87
Kartenverzeichnis	94

VORWORT

1969 beauftragte die damalige Schweizerische Geologische Kommission Prof. Dr. René Hantke mit der geologischen Aufnahme von Atlasblatt Einsiedeln. Die Feldarbeiten dauerten mit Unterbrüchen bis 2005.

Bei seinen Erhebungen konnte sich der Autor im Wesentlichen auf folgende Kartierungsunterlagen stützen:

- Dissertationskartierung von Hans-Peter Müller (1968–1971)
- Dissertationskartierung von Sigurd Schlanke (1971–1974)
- Diplomkartierung von Jürg A. Kuhn (1966–1967)
- Diplomkartierung von Erich R. Müller (1968–1972)

Die von R. Hantke 1995 abgegebene Originalkarte wurde von ihm bis 2005 laufend ergänzt. Gleichzeitig erfolgte in den Jahren 2003–2005 eine Teilrevision der wichtigsten Hanginstabilitäten durch Dr. Daniel Bollinger und eine Revision der NW-Ecke des Kartengebietes im Jahre 2005 durch Dr. Georg Wyssling. Eine Neuaufnahme des Gebietes Schnabelsberg–Nüberg durch G. Wyssling 2008 schloss die Feldaufnahmen ab.

Die von R. Hantke mit der Originalkarte abgegebenen Erläuterungen wurden durch Dr. Sigurd Schlanke, Dr. G. Wyssling und Dr. Ursula Menkveld-Gfeller überarbeitet und ergänzt. Die Kapitel Molassestratigraphie und Molassetektonik stammen somit aus der Feder von S. Schlanke. Die Artikel über das Quartär des Gebietes in der NW-Ecke des Atlasblattes und des Gebietes Schnabelsberg–Nüberg stammen von G. Wyssling, während U. Menkveld-Gfeller den Artikel zum helvetischen Tertiär der Äusseren Einsiedler Schuppenzone beitrug.

Wertvolle Informationen und Ergänzungen stammen von Dr. Thomas Bolliger, Urs Gerber, Dr. Hans Rudolf Graf, Dr. Peter Kindle, Dominik Letsch, Prof. Dr. A. Pfiffner, Prof. Dr. Conrad Schindler, Dr. Nik Sieber und Alfred Zaugg.

Prof. Dr. Christian Schlüchter und Prof. Dr. Fritz Schlunegger reviewten im Auftrag der schweizerischen Geologischen Kommission Karte und Erläuterungen.

Dr. Yves Gouffon, Dr. Filippo Bianconi und Dr. Milan Beres zeichnen für die französische, italienische bzw. englische Zusammenfassung verantwortlich.

Bruno Reber, Renato Howald, Remo Trüssel und Dr. Daniel Kälin führten die kartographischen Arbeiten aus. Der Satz wurde durch Edith Steiner gestaltet.

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

Dezember 2009

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln zeigt den Übergang zwischen dem Molassebecken und dem Alpenrand und baut sich, von Norden nach Süden, aus folgenden tektonischen Elementen auf: Im Westteil des Kartengebietes wird die aufgerichtete mittelländische Molasse von der subalpinen Höhrnen-Schuppe überfahren. An letztere schliesst sich die Grindelegg- und weiter südlich die Rigi-Rossberg-Schuppe an. Im Ostteil des Kartengebietes liegen im Süden ebenfalls die Grindelegg- und die Rigi-Rossberg-Schuppe vor. Zwischen der aufgerichteten mittelländischen Molasse und der Grindelegg-Schuppe entwickelte sich im Ostteil hingegen eine intensiv verschuppte Triangelzone. Ganz im SE des Atlasblattes liegen mit der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und einem kleinen Spickel des Chli Aubrig (Helvetische Randkette) nördlichste Elemente der Alpen vor.

Entsprechend dem grossen Molasseanteil wird der grösste Teil des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln morphologisch durch die Härtinge in der Molasse (markante Sandstein- und Nagelfluhbänke) geprägt.

Im NW des Kartengebietes liegt im Felsuntergrund eine tiefe Rinne vor, welche sich von Richterswil nach Menzingen erstreckt und die sich in der oberflächlichen Morphologie nicht äussert. Diese durch zahlreiche Bohrungen durchhörte Rinne wurde zu Beginn des Mittleren Pleistozäns, d.h. nach der Ablagerung der Deckenschotter erodiert und anschliessend während mehrerer Eiszeiten mehrfach verfüllt und teilweise wieder ausgeräumt. Die im Bereich der Felsrinne maximal erhaltene Quartärbedeckung erreicht eine Mächtigkeit von ca. 500 m.

Während des Maximalstandes der Letzten Eiszeit war der grösste Teil des Gebietes von Blatt Einsiedeln mit Ausnahme der Höhrnen und einiger weiterer Berggipfel von Eis bedeckt. Dabei trugen drei Gletschersysteme zur Eisbedeckung bei: Durch die Zürichseetalung stiess der Linth-Rheingletscher vor, über die Hochebene von Rothenthurm ein Seitenarm des Reussgletschers und aus dem Sihltal der Sihlgletscher.

Zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximalstandes war der Linth-Rheingletscher in die Lücke zwischen Etzel und Höhrnen nach Süden vorgestossen, wo er im Gebiet von Hartmannsegg – Ober Waldweg – Brugerlen mit dem Sihlgletscher zusammenstiess. Spätestens mit dem Vordringen des Linth-Rheingletschers in die Lücke zwischen Etzel und Höhrnen wurde der Abfluss der Gewässer aus dem Sihl- und Alptal sowie aus dem Tal der Biber behindert, und es bildeten sich randglaziale Stauseen. Vor allem im unteren Alptal (Becken von Einsiedeln) und in der Gegend von Bennau bestanden diese offensichtlich längere Zeit und wurden mit mächtigen Seeablagerungen verfüllt. Im Gebiet der Schwantenua bildete sich ein eindrücklicher halbkreisförmiger Moränenwall, der sich 65 m über die Schotterebene von Bennau erhebt. Mit dem Rückzug der letzteiszeitlichen Gletscher setzte lokal intensive Erosion ein, während in geschützteren Bereichen der verschiedenen Zungenbecken die Bildung von z.T. mächtigen Torfablagerungen einsetzte.

RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Einsiedeln montre le passage entre le bassin molassique et la bordure alpine; il est constitué, du nord au sud, par les éléments tectoniques suivants: dans la partie occidentale de la feuille, la Molasse redressée du Plateau est chevauchée par l'écaille subalpine de la Höhrnen, relayée vers le sud par l'écaille de la Grindelegg, puis par celle du Rigi-Rossberg. Dans la partie orientale de la carte, cette succession se retrouve sans l'écaille de la Höhrnen; entre la Molasse redressée et l'écaille de la Grindelegg se développe ici une «zone triangulaire» («Triangelzone»), composée de Molasse fortement écaillée. Tout au SE de la feuille se trouvent les unités les plus septentrionales des Alpes: zone des écailles externes d'Einsiedeln et élément du Chli Aubrig (Chaîne bordière helvétique).

La plus grande partie du territoire de la feuille Einsiedeln étant occupée par la Molasse, sa morphologie est fortement marquée par les bancs résistants de grès et de conglomérats.

Au NW de la région, le soubassement rocheux est traversé par un profond chenal, qui s'étire de Richterswil à Menzingen mais ne se manifeste pas en surface. Ce chenal, mis en évidence par de nombreux sondages, s'est creusé après le dépôt des «Deckenschotter» au Pléistocène moyen, puis partiellement rempli et recreusé plusieurs fois au cours des périodes glaciaires et interglaciaires successives. La couverture quaternaire dans le secteur de ce chenal atteint une épaisseur d'environ 500 m.

Lors du stade maximal de la dernière glaciation, tout le territoire de la feuille Einsiedeln était couvert de glace, à l'exception de la Höhrnen et de quelques autres sommets. Cette couverture était alimentée par trois systèmes de glaciers: le glacier Linth-Rhin s'étirait dans la vallée du lac de Zurich, un bras de celui de la Reuss traversait la haute plaine de Rothenthurm et le glacier de la Sihl occupait la vallée éponyme.

A cette époque, un bras du glacier Linth-Rhin s'avancait vers le sud entre le Etzel et la Höhrnen et confluaient avec le glacier de la Sihl aux alentours de Hartmannsegg-Ober Waldweg-Brugeren. L'écoulement des eaux issues des vallées de la Sihl, de l'Alp et de la Biber a ainsi été bloqué et des lacs périglaciaires se sont formés. Dans la basse vallée de l'Alp (bassin d'Einsiedeln) et dans la région de Bennau, ces lacs ont perduré et ont été comblés par d'épais sédiments lacustres. Un impressionnant vallum morainique semi-circulaire a été érigé aux alentours de Schwantennau; il s'élève à 65 m au-dessus de la plaine graveleuse de Bennau. Le retrait des glaciers a induit une érosion localement intense, alors que des secteurs épargnés se couvraient de dépôts de tourbe parfois épais.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Einsiedeln dell'atlante è situato nella zona di passaggio tra il bacino della Molassa dell'Altipiano e il margine nord delle Alpi. Sono presenti le seguenti unità tettoniche, da nord a sud: nel settore ovest la Scaglia subalpina dell'Höhrnen sovrascorre la Molassa a giacitura raddrizzata dell'Altipiano. Segue la Scaglia di Grindelegg e ancora più a sud la Scaglia del Rigi-Rossberg. Nel settore est tra la Molassa a giacitura raddrizzata dell'Altipiano e la Scaglia di Grindelegg è invece inserita una zona triangolare intensamente scagliata. All'estremità SE del foglio affiorano gli elementi estremi settentrionali delle Alpi, rappresentati dalla Zona a Scaglie esterna di Einsiedeln e da un piccolo segmento del Chli Aubrig (appartenente alla catena elvetica marginale).

A causa della grande estensione della Molassa la maggior parte del foglio dell'atlante Einsiedeln è morfologicamente caratterizzata dagli strati più resistenti all'erosione nella Molassa stessa (banchi marcati di arenaria e di gonfolite, la «Nagelfluh» della terminologia tedesca).

Nell'area NW del foglio dell'atlante occorre una valle profonda sotterranea che si estende da Richterswil a Menzingen. Essa non trova espressione nella morfologia di superficie ma è stata attraversata in numerosi sondaggi. In origine essa è stata erosa nel Pleistocene medio dopo la sedimentazione delli Deckenschotter; fu poi di seguito ripetutamente riempita e in parte di nuovo sgombrata durante varie glaciazioni. La copertura di depositi del Quaternario nell'area della valle raggiunge al massimo ca. 500 m.

Durante il livello massimo dell'ultima glaciazione la maggior parte del territorio del foglio Einsiedeln era ricoperta di ghiaccio, ad eccezione dell'Höhrnen e di alcune altre vette. La copertura di ghiaccio era il risultato di tre sistemi di ghiacciai: il ghiacciaio della Linth e del Reno che avanzava attraverso la depressione valliva del Lago di Zurigo, un ramo secondario del ghiacciaio della Reuss che scalcava l'altipiano di Rothenthurm e il ghiacciaio della Sihl che proveniva dalla Valle della Sihl.

Durante il livello massimo dell'ultima glaciazione il ghiacciaio della Linth e del Reno era avanzato in direzione sud passando per il colle tra Etzel e Höhrnen, e nel settore Hartmannsegg – Ober Waldweg – Brugerer si era congiunto con il ghiacciaio della Sihl. Il deflusso delle acque dalle valli della Sihl, dell'Alp e della Biber fu ostacolato al più tardi dopo l'avanzata del ghiacciaio della Linth e del Reno attraverso il colle tra Etzel e Höhrnen, con conseguente formazione di laghi di sbarramento al margine dei ghiacciai. I laghi ebbero apparentemente una lunga esistenza, specialmente nell'Alptal inferiore (bacino di Einsiedeln) e nella regione di Bennau, e furono riempiti da depositi lacustri di grande potenza. Nella regione di Schwantenau si formò un imponente cordone morenico a forma di semicerchio, che si alza 65 m sopra il piano di ghiaie di Bennau. Con il ritiro dei ghiacciai dell'ultima glaciazione ebbero inizio fenomeni di erosione localmente in-

tensa, mentre nelle aree dei vari bacini ai margini delle lingue glaciali protette dall'erosione incominciò la sedimentazione di depositi di torba, in parte potenti.

ABSTRACT

The area of the Einsiedeln map sheet area shows the transition from the Plateau Molasse to the Alpine foothills and is built up, from north to south, of the following tectonic elements. In the western part of the Atlas sheet, the tilted Plateau Molasse is overrun by the subalpine Höhrnen thrust sheet. The Grindelegg thrust sheet and farther south the Rigi-Rossberg thrust sheet follow the latter. In the eastern part of the map area, the Grindelegg and the Rigi-Rossberg thrust sheets can also be found towards the south. In contrast to the western part, a triangle zone of intensive thrusting developed between the tilted Plateau Molasse and the Grindelegg thrust sheet. Far towards the SE of the map area, the northernmost elements of the Alps appear with the external Einsiedeln slices and a small crest of the Chli Aubrig (Helvetic border chain).

In accordance with the Molasse abundance, the largest portion of the Einsiedeln map sheet area is shaped morphologically by molasse monadnocks (prominent sandstone and conglomerate beds).

In the map sheet area towards the NW, a deep bedrock channel stretches from Richterswil to Menzingen, which has no expression in the surficial morphology. Numerous boreholes reveal that the erosion of the channel took place in the Middle Pleistocene, after the deposition of the Deckenschotter. Afterwards sediments were repeatedly deposited in this channel and partially eroded during several glacial periods. The maximally accumulated Quaternary cover in the bedrock channel zone reaches a thickness of about 500 m.

During the maximum stage of the last glacial period, most of the map sheet area, except for the Höhrnen and several other mountain peaks, was covered with ice. Three glacier systems contributed to the ice cover process: the Linth-Rhine glacier through the formation of the Lake Zurich basin, a tributary of the Reuss glacier across the Rothenthurm plateau and the Sihl glacier from the Sihl valley.

At the time of the Last Glacial Maximum, the Linth-Rhine glacier advanced southward in the gap between Etzel and Höhrnen, where it collided with the Sihl glacier in the area of Hartmannsegg – Ober Waldweg – Brugerren. At the latest with the penetration of the Linth-Rhine glacier into the gap between Etzel and Höhrnen, the discharge of the waters from the Sihl and the Alp valleys as well as from the Biber valley was obstructed and ice-dammed lakes were formed. Especially in the lower Alp valley (Einsiedeln basin) and in the Bennau surroundings, these

lakes apparently persisted a long time and were filled with thick lake sediments. In the area of Schwantenau, an impressive crescent-shaped moraine ridge rising 65 m above the Bennau outwash plain was formed. Intensive local erosion occurred with the glacier retreat of the last glacial period, while peat deposition, thick in some places, took place in the more protected zones of the various moraine dammed valleys.

EINLEITUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln erstreckt sich vom oberen Zürichsee im Norden südwärts bis Rothenthurm, auf die Höhe des südlichen Ägerisees und des mittleren Sihlsees. Den Westrand bilden die Moränenkuppen um Finstersee (ZG) – Schönenberg (ZH), das Mangeli (Westteil der Höhrönen-Schuppe) und der Ägerisee. Im Osten wird es begrenzt vom Spreitenbach, der in Lachen in den Zürcher Obersee mündet. Über Rinderweidhorn (1316,8 m) und Sattellegg (1190 m) reicht es im SE bis an den Chli Aubrig.

Das Gebiet wird von der Sihl durchflossen. Sie entspringt in den Sihltaler Bergen (Blatt Ibergeregge) und mündet seit 1937 im gestauten Sihlsee. Ihr Unterlauf verläuft nicht direkt zum Zürichsee, sondern sie wendet sich nach Westen und folgt den letzteiszeitlichen linksseitigen Moränenwällen des Linth-Rheingletschers. Bei Geissboden SE Schindellegi nimmt die Sihl die Alp auf, in welche ca. zwei Kilometer vorher noch die Biber einmündet. Die Alp entwässert das Alptal, die Biber die Hochebene von Rothenthurm. Den höchsten Punkt des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln bildet die Büelhöchi (1425 m ü.M.), ein Härtling aus Nummulitenkalk in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone; den tiefsten Punkt bildet der Seespiegel des Zürichsees (406 m ü.M.).

Erste geologische Notizen hinterliess Johann Wolfgang von Goethe. Auf seiner dritten Schweizerreise, die ihn 1797 erneut nach Einsiedeln führte, waren ihm die vielen Findlinge zwischen Zürichsee und Hütten-Schindellegi aufgefallen.

SE von Einsiedeln weckten 1804 die Nummulitenkalk-Abfolgen das Interesse von HANS CONRAD ESCHER von der Linth. Dieses wurde auch von seinem Sohn ARNOLD (1846, 1858) gefördert und durch MURCHISON (1849) international bekannt. Am Höhrönen hat FRÜH (1890) bei Hintertann oberhalb Rusen-Säge westlich Finstersee (Blatt Zug) festgestellt, dass in der bunten Nagelfluh $\frac{3}{4}$ aller bis faustgrossen Gerölle aus roten und grünen Graniten, Gneisen und weissen Kieselsteinen bestehen. C. Sidler (in RINGHOLZ 1910) vermutete 1877, dass im Sihl- und im Alptal, wo er von Torf bedeckte Seeletten fand, nacheiszeitlich Seen bestanden. Neben Studien zum Aufstau der Sihl durch MÜHLBERG et al. (1904a,b), HUG & KÜNDIG (1932) und STAUB (1935, 1936) haben ROM. FREI (1914), HÖHN-OCHSNER (1934, 1958), KLEIBER (1937), HABICHT (1943, 1945, 1946), SPECK (1945), BISIG (1950), ECKARDT (1955), HANTKE (1958, 1965), RUD. FREI (1963), RISSI (1968), H.-P. MÜLLER (1967, 1971), BAUMANN (1967), KUHN (1967, 1972), SCHLANKE (1974), K.-A. Hünermann (in SCHLANKE 1974), HOCHULI (1973, 1978) und E. MÜLLER (1978) zur geologischen, paläobotanischen und paläozoologischen Erforschung beigetragen. LEUZINGER-PICCAND (1994, 1996) wies die 1980 am Nordufer des Sihlsees entdeckten archäologischen Reste dem späten Jung- oder frühen Epipaläolithikum zu. CAVELTI (1999, 2002) entdeckte in der Umgebung von Freienbach neolithische und bronzezeitliche Siedlungen.

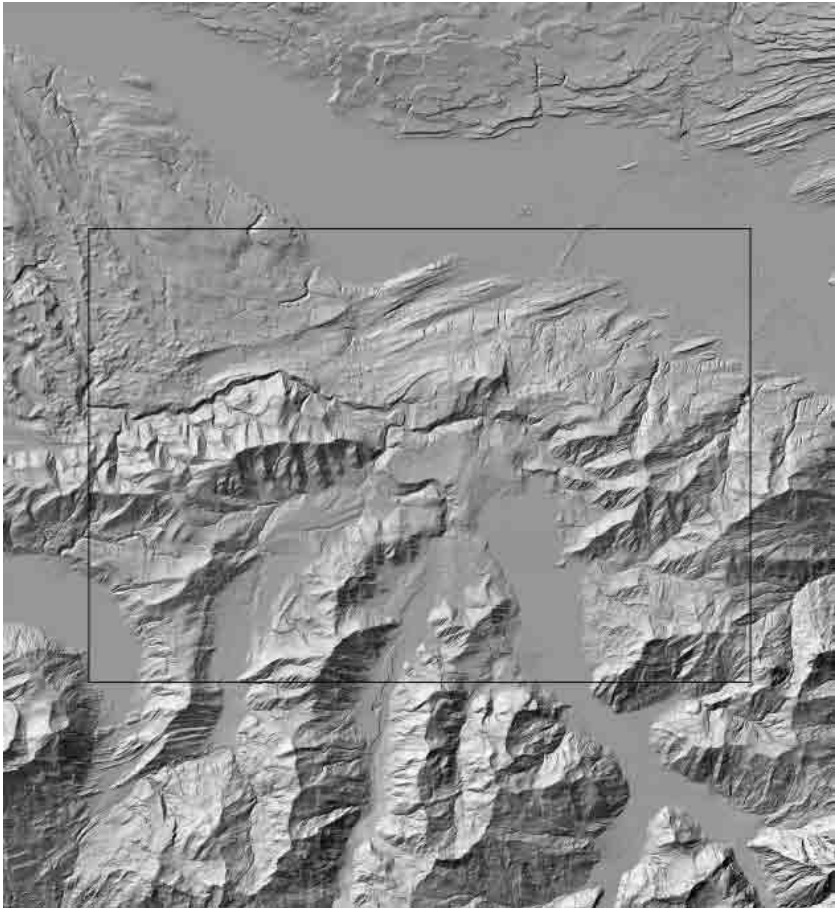


Fig. 1: Digitales Terrainmodell von Atlasblatt Einsiedeln und Umgebung. Massstab 1:200 000.

STRATIGRAPHIE

PENNINIKUM

f_w Wägitaler Flysch

Der Wägitaler Flysch ist schlecht aufgeschlossen; die besten Aufschlüsse finden sich in den engen Bachtobeln nördlich Euthal (z.B. Koord. 705.410/218.100). Typisch ist die kleinzyklische Gliederung der polymikten Brekzien, Sandsteine, Kalke, Tone und Mergel. Sie weisen eine braungraue, graue bis dunkelgraue Farbe auf. Die stark wechselnden Schichtfallen weisen auf eine starke tektonische Beanspruchung hin.

Das Alter des Wägitaler Flysches wird nach WINKLER et al. (1985) als Campanien (evtl. jüngeres Santonien) bis mittleres Eozän angegeben.

f_T Trepsen-Flysch

Den Trepsen-Flysch benannte LEUPOLD (1942) nach dem Trepsental, einem rechten Seitenast des Wägitalen. Der Trepsen-Flysch umfasst – wie der Wägitaler Flysch – eine feinzyklisch gegliederte Folge von polymikten Brekzien, Sand- und Siltsteinbänken, Kalken, Kalkmergeln mit Furoiden, Mergel- und Tonschiefern. Der Trepsen-Flysch ist stark tektonisiert: Die Schiefer sind ausgewalzt, die Sandsteinbänke zerbrochen. Eine ausführliche Beschreibung des Trepsen-Flysches gibt OCHSNER (1975: S. 39). Der Trepsen-Flysch ist im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln auf einen schmalen Streifen zwischen der subalpinen Molasse und den Nummulitenkalk-Schuppen beschränkt. Nach LEUPOLD (1942) hätte die Aubrig-Schuppe bei ihrer Platznahme den (ursprünglich eine Einheit bildende) Wägitaler Flysch durchspießt, den Trepsen-Flysch von seiner Hauptmasse abgetrennt und in die Stellung des Randflysches gebracht.

Aufgrund der gefundenen Foraminiferen schliesst OCHSNER (1975) auf ein Campanien – Maastrichtien-Alter des Trepsen-Flysches.

HELVETIKUM

AUBRIG-SCHUPPE (HELVETISCHE RANDKETTE)

c₄₋₅ Schrattenkalk (obere Abteilung)

Von den hell anwitternden spätigen, dickbankigen Kalken tritt auf dem Kartenblatt nur ein 10 m mächtiger, von Scherstörungen durchsetzter Span mit Fossil-

resten (Requienien, Agriopleuren) und in den mergeligen Schichtfugen mit Orbitolinen auf.

c₆₋₈ Garschella-Formation

Die Garschella-Formation zeigt eine Gliederung in spätigen, 4–8 m mächtigen, braunbeige anwitternden *Brisi-Kalk* und 12 m glaukonitisches *Selun-Member* mit phosphoritischen Fossilschichten (HANTKE 1949, 1961).

c₉ Seewen-Formation

Hellgrau bis blassgelblich anwitternder, feinkristalliner grauer, 40–45 m mächtiger Kalk mit flaserigen Tonhäuten. Im hellgrauen Bruch zeigen sich Querschnitte von Globotruncanen.

SUBALPINE «RANDFLYSCH-ZONE»

SÜD- BIS ULTRAHELVETIKUM

f_R Ruestel-Flysch

Als Ruestel-Flysch hat OCHSNER (1969, 1975) nach dem Gehöft Hinter Ruestel SE von Vorderthal (Blatt Linthebene, Koord. 711.92/219.00) einen «Wild-flysch» mit stark tektonisch beanspruchten Mergeln, Tonen, Silten, quarzreichen, feinkörnigen Sandsteinen, kalkreicheren Sandkalken, Mikrobrekzien und Einschlüssen von Leimern-Kalk bezeichnet. Die Kuppe Pkt.1451 NW des Chli Aubrig gegen Bärlai besteht aus Ruestel-Flysch. Neben aufgearbeiteten Globotruncanen fand M.Reichel (in OCHSNER 1975) grobporige Globigerinen (*Globorotalia simulatilis* und *G. velascoensis*, Paläozän oder Untereozän).

MITTEL- UND SÜDHELVETIKUM

Einleitung

(weitgehend nach HERB 1988, MENKVELD-GFELLER 1994, 1997
und KEMPF & PFIFFNER 2004)

Nach einer präeozenen Erosionsphase setzen im Helvetikum der Zentralschweiz die Ablagerungen des helvetischen Tertiärs auf einer gegen NW immer unvollständigeren Kreideabfolge ein. Es handelt sich dabei um eine in nordwestlicher Richtung transgredierende Sedimentabfolge, die jeweils mit sandigen, kalkigen, z.T. glaukonitreichen Flachwassersedimenten beginnt und mehrere Transgressions-Regressions-Zyklen umfassen kann.

Im Anschluss an die neritische Sedimentation wurde eine stark diachrone Abfolge von hemipelagischen bis pelagischen Mergeln abgelagert, die Stad-Mer-

gel. Während ihre Ablagerung im SE schon im mittleren Eozän einsetzte (Lutétien), erreichten sie die nordöstlichen Bereiche des helvetischen Raums erst im späten Eozän (Priabonien).

Nach den Stad-Mergeln folgte eine ebenfalls diachrone Flyschserie, deren Ablagerungsbereich im Verlauf des Eozäns und frühen Oligozäns den gesamten Raum des Helvetikums von SE nach NW durchquerte, ehe die Sedimentation mit der Überdeckung der von SE heranrückenden Deckenfront ihr Ende fand.

Äussere Einsiedler Schuppenzone

Zwischen der Randüberschiebung der subalpinen Flyschzone auf die subalpine Molasse und der Aubrig-Kette liegt die *Äussere Einsiedler Schuppenzone* (AESZ), deren SSE-einfallende Schichtglieder – Amden-Formation, transgressive Grünsandsteine und Nummulitenkalke sowie Stad-Mergel (inkl. Burg-Sandstein) – den oberkretazisch-alttertiären Abschluss der südhelvetischen Schichtreihe bilden. Die vom Alptal bis nördlich des Chli Aubrig verfolgbare, isoklinal alpenwärts einfallende Abfolge lässt sich auf der Ostseite des Sihlsees von Norden nach Süden wie folgt in vier Schuppen gliedern (vgl. Fig. 17): Gotertegg-, Chilchvogteflue-, Ruestel- und Hagelflue-Sattelchöpfli-Schuppe (letztere bereits auf Blatt Ibergeregg). Die tiefste Schuppe östlich des Sees (Gotertegg) entspricht der zweitiefsten der Westseite (LEUPOLD 1967). Die Einsiedler Schuppenzone bildet mit den markanten hellen Felswänden der Nummulitenkalkbänke einen bis über 1400 m ü. M. reichenden Höhenzug.

c₁₀ Amden-Formation

Die Amden-Formation besteht aus einer monotonen Serie von silbergrauen bis tiefschwarzen, gelblichgrau anwitternden, geschiefert, feinsiltigen bis sandigen Mergeln; oft enthalten sie Pyrit-Konkretionen. Die Mächtigkeit liegt aufgrund der tektonischen Abscherung an der Basis bei nur 30–80 m. Von der Amden-Formation ist in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone nur der ältere, santone Anteil vorhanden, die jüngeren, campanen Anteile fielen der präeozänen Erosionsphase zum Opfer (KUHN 1967, 1972).

Sandiger ausgebildete Partien im Dach der Amden-Formation der Hagelflue und im Steinbachprofil wurden in der Literatur z.T. als reliktsche Wang-Formation interpretiert (Arn. Escher in KAUFMANN 1877, BAUMANN 1967). Sie erwiesen sich jedoch als von Santonien-Alter und sind als sandige, deutlich geschichtete Amden-Formation zu betrachten.

Die Unterscheidung von Amden-Mergel und Stad-Mergel anhand isolierter Aufschlüsse oder bei schwierigen tektonischen Verhältnissen wie in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone, wo beide Formationen direkt nebeneinander auftreten

können, ist mit nur feldgeologischen Kriterien sehr schwierig und nur mit mikropaläontologischen Untersuchungsmethoden zuverlässig vollziehbar.

e₂₋₃ Einsiedeln-Formation

Auf die Amden-Formation transgredieren glaukonitische Grünsande und hellgraue Kalke.

Die stratigraphische Schichtabfolge auf der Ostseite des Sihlsees ist im Wesentlichen in fast allen Profilen dieselbe: Sie beginnt meist mit einer ausgeprägten Grünsandlage, die Pectiniden und kleine Austern enthält («Mittlerer Grünsand»). Über diesem Grünsand folgt die Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks («Murchisonikalk» bis «Obsoletusniveau», vgl. Fig. 2), der die charakteristischen hellen Felswände bildet. An dessen Basis, aus dem «Mittleren Grünsand» hervorgehend, folgt eine hämatitische vererzte rote Kalkzone mit grossen Glaukonitkörnern, der «Murchisonikalk» und darüber ein ebenfalls roter, hämatitischer Kalk, der Assilinen führende «Granulosakalk». Der Hauptteil des darauffolgenden grauen Nummulitenkalks, der bis 50 m Mächtigkeit erreichen kann, wird vom «Kaufmannikalk» gebildet. Im obersten Teil des grauen Nummulitenkalks stellt sich wieder eine rötlich verfärbte Abfolge ein, die eine karrige Oberfläche aufweist. Auf diese transgrediert der «Obere Grünsand», der bei der Lokalität Steinbach an der Basis phosphoritiserte Makrofossilien, v. a. Mollusken und Korallen, enthält. Diese berühmte Molluskenfauna wurde von MAYER (1877) als «Parisien-Fauna» beschrieben. Ihr Alter wurde von JEANNET & BUCK (1934) als basales Lutétien präzisiert.

An wenigen Stellen (z. B. Lokalitäten Hagelfluh und Steinbach, letztere auf der Westseite des Sihlsees) liegen Profile vor, an welchen noch ältere, paläozäne Anteile vorliegen. Dort transgrediert eine Grünsandlage («Unterer Grünsand») auf die Kreide, gefolgt von einem Lithothamnienkalk mit Echinodermentrümmern, der seinerseits transgressiv vom «Mittleren Grünsand» überlagert wird. Lithologische Profile finden sich in Figur 2 (übernommen aus LEUPOLD in DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003).

Die aufgeführten Horizonte führen eine reiche jungpaläozän-mitteloazäne Grossforaminiferen-Fauna (Assilinen, Discocyclinen, Nummuliten), Bivalven, Gastropoden, Echinodermen und Haifischzähne. Seit H. C. ESCHER (1804) wurde sie von seinem Sohn ARNOLD (1846, 1858), MAYER-EYMAR (1868), JEANNET et al. (1935), JEANNET (1935, 1941), LEUPOLD (1933, 1937, 1942, 1966), RUD. FREI (1963), HERB & HOTTINGER (1965), BAUMANN (1967) und KUHN (1967) erforscht. Berühmt sind die Nummulitenkalke auch für ihren Reichtum an grossen Seeigeln, welche aber nicht leicht aus dem harten Kalk zu isolieren sind. Bereits DE LORIO (1875, 1876) hat viele Formen von hier abgebildet.

Eine sehr detaillierte Beschreibung der verschiedenen Horizonte, inkl. der charakteristischen Nummuliten- und Assilinenarten, findet sich in LEUPOLD (1966, 1967 und DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER 2003).

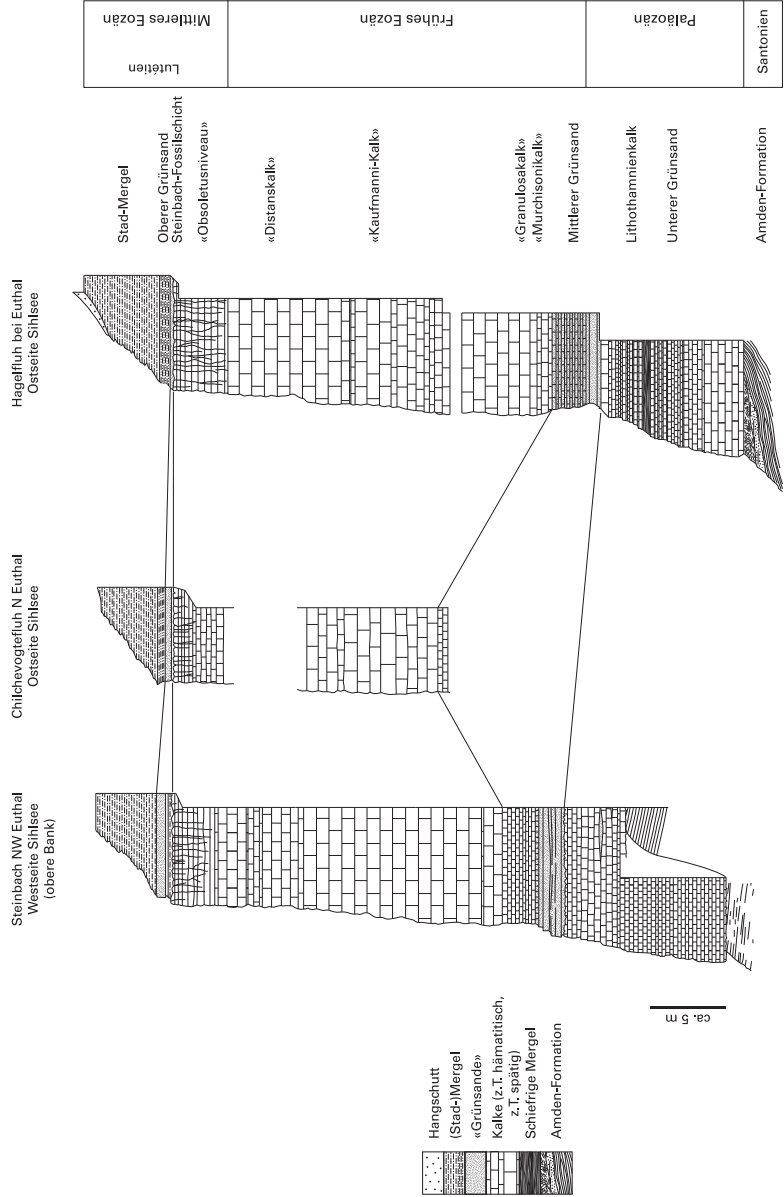


Fig. 2: Stratigraphische Detailprofile in der Schuppenzone von Einsiedeln, auf der West- und Ostseite des Sihlsees. Leicht verändert nach DECROUEZ & MENKVELD-GFELLER (2003).

e₄₋₆ **Stad-Mergel (= Globigerinenmergel)**

In ihrem Dach werden die Nummulitenkalke von gefleckten, tonig-siltigen bis kalkigen Mergeln abgelöst. Sie brechen kantig, enthalten – im Gegensatz zu den Mergeln der Amden-Formation – feinste Glimmerschüppchen, wittern gelb-bräunlich-beige an und führen planktonische Mikrofaunen mit Globigerinen und Globorotalien. Aufgrund der Entwicklungsreihe von *Globorotalia cerroazulensis* setzen sie im Mitteleozän ein. An Biozonen sind nachgewiesen (KUHN 1972): Dach der *Globorotalia-cerroazulensis-possagnoensis*-Zone, *G.-cerroazulensis-pomeroli*- und *Globorotalia-cerroazulensis-pomeroli* / *Globorotalia-cerroazulensis-cerroazulensis*-Zone. Damit umfasst die Hauptmasse der Stad-Mergel mitteleozänes Alter. Die Mächtigkeit der Stad-Mergel beträgt nach KUHN (1972) 40–65 m. Sie treten in allen vier Schuppen der AESZ auf.

Nach HERB (1988: S. 626) werden die Steinbach-Fossilschicht und der «Obere Grünsand» nicht zur Einsiedeln-Formation, sondern bereits zu den Stad-Mergeln gezählt.

e₆ **Burg-Sandstein**

Aus den liegenden Stad-Mergeln entwickelt sich als jüngstes südhelvetisches Schichtglied der Burg-Sandstein, ein südhelvetischer Sandstein-Flysch des obersten Mittel- bis untersten Obereozäns (FREI 1963, KUHN 1967, 1972). J. A. Kuhn verzeichnet ein grösseres Vorkommen beim Chrähwäldli (KUHN 1972, Koord. 706.910/ 219.295) sowie bei Koord. 703.755/217.925 (bereits auf Blatt Ibergeregg).

MOLASSE

Einleitung

Mit dem Rückzug der Küstenlinie nach NE endete im Gebiet des Atlasblattes Einsiedeln der marine Einfluss der Unteren Meeresmolasse. Danach lag das Gebiet im Schüttungsbereich eines progradierenden Flusssystems. Die feinedritische Molasse rouge entspricht dabei der distalen, entlang der nördlichen Begrenzung des initialen Molassebeckens nach Osten entwässernden fluviatilen ältesten Rigi-Schüttung. Die weitergehende Progradation des Rigi-Schuttfächers verlegte die Faziesbereiche nach Norden, so dass als nächstes eine Sandstein-Mergel- und schliesslich die Konglomeratfazies zur Ablagerung gelangten. Mit dem Vorrücken der alpinen Front wurden die Sedimente der Rigi-Schüttung schon früh überfahren, was zu einer Verlagerung der Schüttungsachsen führte. Das Zentrum des sich neu entwickelnden, zuerst radial, dann beckenaxial gegen Osten entwässernden (Napf-)Höhronen-Systems lag etwas weiter westlich. Während die ältere

Rigi-Schüttung hauptsächlich Gesteine aus der Sedimenthülle der ostalpinen Decken zur Ablagerung brachte, dokumentiert die Höhrnen-Schüttung mit ihrem extrem hohen Anteil an Kristallingeröllen die tiefergreifende Erosion in die ostalpinen Deckenkerne (SPECK 1953, STÜRM 1973, SCHLUNEGGER et al. 2001). Zwischen 21 und 20 Ma transgredierte von SW her die marinen Sedimente der Oberen Meeresmolasse (OMM). Das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln lag zu dieser Zeit buchtartig zwischen den beiden neu sich entwickelnden grossen Schüttungszentren Napf und Hörnli. Mit dem endgültigen Rückzug des OMM-Meeres um 17 Ma setzte die fluviatil-lakustrische Sedimentation der Oberen Süsswassermolasse (OSM) ein, die im Wesentlichen vom Hörnli-Schuttfächer gespeist wurde. Aufgrund der lateralen Lage zum Schüttungszentrum erhielt das Untersuchungsgebiet jedoch kaum grobkonglomeratistische Zuschüsse. Die beckenaxiale Entwässerung erfolgte zur Zeit der OSM von Osten nach Westen.

Methodik

Sedimentpetrographische Untersuchungen

Die Lithostratigraphie der Molasse im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln beruht im Wesentlichen auf sedimentpetrographischen Untersuchungen (MÜLLER 1971, STÜRM 1973, SCHLANKE 1974). Sedimentpetrographische Untersuchungen der mittelländischen USM-Profile in Erdöltiefbohrungen haben gezeigt, dass sich die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Schwermineralspektren sowie der Kalzimetrie vom Liegenden zum Hangenden verändert. So können die monotonen und fossilarmen Serien lithostratigraphisch definiert, gegliedert und einzelnen Schuttfächern oder Schüttungsphasen zugeordnet werden (u.a. FÜCHTBAUER 1954, 1958, 1964, 1967, HOFMANN 1957, 1959, 1968, SCHLANKE et al. 1978).

Durch entsprechende Analysen in der subalpinen Molasse (u.a. MATTER 1964, GASSER 1966, 1968, RISSI 1968, MÜLLER 1971, STÜRM 1973, SCHLANKE 1974, FREI 1979, MAURER 1983, MAURER & NABHOLZ 1980, MAURER et al. 1978, 1982) wurde erkannt, dass die beobachtete stratigraphische Entwicklung der leitenden Schwerminerale und Karbonatwerte in den zentrumsfernen Molasseablagerungen auch im zentralen, proximalen Bereich der entsprechenden Schuttfächersysteme nachgewiesen werden kann.

Die Korrelierbarkeit von ungestörten distalen Profilen mit entsprechenden Abfolgen im Schuttfächerzentrum ermöglicht nun die einzelnen, oft sehr komplex gebauten tektonischen Elemente (meist Schuppen und Steilzonen) der subalpinen Molasse kalzimetrisch und schwermineralstratigraphisch zu interpretieren, was im folgenden Beispiel illustriert wird:

Vergleicht man die sedimentpetrographischen Gegebenheiten der «Granitischen Molasse» (USM) in der Erdölbohrung Küsnacht mit denjenigen des Höhrnen-Gebietes, so zeigt sich, dass die tiefsten Molasseschichten in der Bohrung den

Höhrnen-Schichten (südfallende Höhrnen-Schuppe) gleichzusetzen sind (viel Apatit, kein Epidot, wenig Karbonat). Der benachbarte, tektonisch tiefer liegende Molassebereich von Feusisberg-Schindellegi hingegen entspricht in der Bohrung dem obersten Teil der «Granitischen Molasse» (viel Epidot, wenig Apatit, viel Karbonat). Daraus folgt, dass die Zone von Feusisberg-Schindellegi jünger ist als die südfallenden Höhrnen-Schichten.

Es ist wichtig, darauf hinzuweisen, dass sedimentpetrographische Korrelationen nicht den Status von bio- oder chronostratigraphischen Korrelationen erreichen können. Da in der subalpinen Molasse altersweisende Fossilien bisher nur selten gefunden werden, ist man vorläufig auf die sedimentpetrographische Gliederung angewiesen. Magnetostratigraphische Untersuchungen (z.B. SCHLUNGER 1995, KEMPF 1998) und biostratigraphische Funde wären hier sehr hilfreich; solche liegen im Gebiet des Atlasblattes Einsiedeln bisher jedoch erst wenige vor.

Sedimentpetrographische Formel

Zur übersichtlichen Charakterisierung der verschiedenen Schwermineralassoziationen werden in Übereinstimmung mit FÜCHTBAUER (1964) sedimentpetrographische Formeln verwendet. Dabei wird das Schwermineral Granat gesondert berechnet: Die Anzahl der bestimmten Schwermineralien (exkl. Granat) werden = 100 % gesetzt und der Granat wiederum in Prozent aller Schwermineralien ausgedrückt. In der Formel wird Granat immer vorangestellt. Tritt er als häufigstes Schwermineral auf, so wird er gross geschrieben (G), sonst klein (g). Die übrigen Schwermineralien folgen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Hauptgemengteile (> 10 %) werden gross geschrieben, Nebengemengteile (2–10 %) klein.

Im Folgenden werden nur die diagnostisch wichtigsten Schwermineralien aufgeführt. Die Abkürzungen bedeuten: A = Apatit, E = Epidot, G = Granat, R = Rutil, S = Staurolith, S* = Spinell, T = Turmalin, Z = Zirkon.

Numerischer Parameter

Eine der zahlreichen stratonomischen Untersuchungsmethoden, der Numerische Parameter, wurde vor allem von GASSER (1966, 1968), MÜLLER (1971) und SCHLANKE (1974) für die quantitative Beschreibung von detritischen Serien in der Molasse verwendet. Die einfachste Schichtabfolge besteht aus folgenden Korngrössenklassen (Lithofazies):

Nagelfluh
Sandstein
Siltstein + Mergel, Tonstein

Mit dem numerischen Parameter werden für jede Lithofazies in einem Profil die folgenden Kenngrössen festgelegt:

- a) Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern,
- b) Mächtigkeit pro Lithofazies in % der Gesamtmächtigkeit,
- c) Anzahl der Schichten pro Lithofazies,
- d) Anzahl in % aller Schichten,
- e) Durchschnittliche Dicke der Schichten in Metern

Mit Hilfe des numerischen Parameters ist es möglich, eine Schichtabfolge hinsichtlich ihrer Lage im Schuttfächer zu positionieren (distal, d.h. dem Schuttfächerzentrum fern, oder proximal). Ebenso können Aussagen über die Energie des Transportmediums gemacht werden.

Alle Sedimente der USM wurden fluviatil aus ihrem schuttliefernden alpinen Erosionsgebiet (distributive Provinz) ins Vorland verfrachtet. Im zum Teil noch hochenergetischen, schuttfächernahen Bereich (proximal) herrschten radiale Transportrichtungen mit zum Teil grobklastischer Materialfracht vor (z.B. Rigi, Höhronen).

Mit zunehmender Distanz vom Erosionsgebiet wurde die Materialfracht infolge mechanisch-chemischer Selektion feinkörniger, und die radiale Transportrichtung veränderte sich zunehmend in einen axialen Materialtransport gegen Osten zur Paratethys hin (Wiener/Pannonisches Becken).

Es ist evident, dass sich beim axialen Transport die Schüttungssysteme mit ursprünglich verschiedenen Materialliefergebieten in der «Hauptentwässerungsrinne» miteinander vermischten, wiederaufgearbeitet wurden und so dem Versuch zur Rückführung ins Liefergebiet einige Probleme bereiten.

In der Regel jedoch hat jeder Schuttfächer von West nach Ost sein spezifisches Liefergebiet, das ihn sedimentpetrographisch prägt (Leitminerale, Kalzimetrie usw.) und auch im peripheren Ablagerungsraum meistens wieder erkannt werden kann.

SUBALPINE MOLASSE

RIGI-ROSSBERG-SCHUPPE

Untere Süsswassermolasse (USM)

Chattien

o_{3M} Molasse rouge

Die zur Rigi-Schüttung (s.l.) zählende Molasse rouge wurde von früheren Bearbeitern u.a. wie folgt benannt: «Rothe Mergel am Fusse des Rigi» (STUDER 1825), «Mergel von ziegelroter-wein-kirschroter Färbung» (KAUFMANN 1860), «Rothe Mergel der südlichen Antiklinale» (KAUFMANN 1860), «Molasse Rouge de Vevey» und «Vaulruzschichten» (HAUS 1937). Diese kleine Auswahl belegt die weite Verbreitung dieser Formation.

Lithologie

Die Hauptfazies besteht aus siltig-feinsandigen, glimmerführenden grauen und bunten Mergeln, wobei mehrheitlich violettrote Farben vorherrschen. In diesen pelitischen Sedimenten sind geringmächtige Lagen von Mergelsandsteinen und Horizonte mit Kalkkonkretionen eingelagert. Nagelfluhbänke konnten nirgends beobachtet werden (MÜLLER 1971). Diese Zone war bereits HERBORDT (1907: S. 5) aufgefallen, doch wies er sie keiner bestimmten Formation zu. Bedingt durch den hohen Mergelanteil ist die Molasse rouge im Gebiet des Blattes Einsiedeln nur spärlich aufgeschlossen. Ein guter Aufschluss existiert zur Zeit südlich Nüboden, bei den Koord. 699.565/222.240.

Im Westen dokumentieren im Bietenberggrusen (Ostufer Ägerisee, oberhalb Eierhals) steil südfallende violettrote und grünlichgraue, von Kalzitadern und Rutschharnischen durchsetzte Mergel und Kalksandsteine die Nähe der südlich anschliessenden Hauptaufschiebung. Letztere ist – wie auch die übrigen Auf- oder Überschiebungen in der Subalpinen Molasse – in den meisten Fällen nicht eine einzelne Schubbahn, sondern eine Zone mit differenzierten Gleitflächen und eingesplesstem Material anderer Molasseeinheiten (MÜLLER 1971). Weitere Aufschlüsse sind nordöstlich von Eierhals in den zwei Bachläufen unterhalb Böschirain (Südhang der Grindelegg, Rossboden-Profil) zu finden. Auch hier sind Mergel vorherrschend, wobei die violettroten Farbtöne deutlich zugunsten gelblich graugrün gefleckten Varietäten zurücktreten.

Gemäss MÜLLER (1971) liegen im Osten die besten Aufschlüsse von Molasse rouge im Spreitenbach (südlich von Lachen SZ), unmittelbar bei der Einmündung des Bleikenbaches. Auch hier tritt diese Abfolge in der Fazies tiefroter Mergel auf, dies im Gegensatz zu manchen Aufschlüssen in der Molasse rouge, wo die Mergel lediglich «bunt», aber nicht vorherrschend rot ausgebildet sind. Mit dem Verschwinden «bunter», vor allem roter und violetter Mergel sowie der vermehrten Einlagerung harter, massiger dolomitreicher Kalksandsteinbänke geht die Molasse rouge allmählich in die hangende Formation der «Karbonatreichen Molasse» über. Die Grenze zur liegenden Unteren Meeresmolasse («Horwer Platten») wurde im Kartenblatt nicht beobachtet. Es ist anzunehmen, dass vorwiegend ein tektonischer Kontakt vorliegt (Rigi-Rossberg-Morgarten-Aufschiebung).

Von der 1925 bis 1928 abgeteuften Tiefbohrung Tuggen (Endtiefe 1647 m) auf dem Gebiet des östlich angrenzenden Nachbarblattes Linthebene erwähnten KOPP (1937) und SCHUPPLI (1952) unterhalb ca. 500 m Bohrtiefe «Untere bunte Molasse» mit Sandsteinlagen vom Typus «Ebnater Sandstein». Aufgrund späterer sedimentpetrographischer Untersuchungen an Bohrkernen (SCHLANKE, in Vorb.) konnte die Abfolge von rotbraunen Peliten («Untere bunte Molasse») eindeutig der Molasse rouge zugeordnet werden.

Die Lithologie der Molasse rouge lässt auf ein ruhiges, zentrumfernes und energiearmes lakustrisch-fluviatiles Ablagerungsmilieu schliessen. Hinsicht-

lich der Mächtigkeit liegen im Bereich des Blattes Einsiedeln keine Angaben vor. Im Westen, an der Rigi, werden Mächtigkeiten zwischen 40 m und 400 m angegeben (HANTKE 2006), im Osten sollen zwischen Stöcklichrüz und Rinderweidhorn 300 m Sedimente auftreten (OCHSNER 1935, HABICHT 1943, 1945).

In der Bohrung Tuggen (Blatt Linthebene) erreicht die Molasse rouge eine scheinbare Mächtigkeit von 1004 m. Es ist jedoch anzunehmen, dass letztere aufgrund postsedimentärer tektonischer Vorgänge (Schichtfallen, Repetitionen) entstanden ist.

Sedimentpetrographische Charakterisierung

Sedimentpetrographische Daten aus der Molasse rouge des Blattes Einsiedeln liegen aus dem oben erwähnten Aufschluss im Böschirain (Rossboden-Profil, Proben R 1–R 6) vor (SCHLANKE 1974) sowie aus dem Chessibach (Proben C 1–C 4) und dem Profil Spreitenbach (Proben Sp 7 u. 8), analysiert durch MÜLLER (1971). In der nachstehenden Tabelle werden die Mittelwerte dieser Analysen wiedergegeben und mit der Molasse rouge in der Bohrung Tuggen (SCHLANKE, in Vorb.) verglichen.

Tabelle 1: *Sedimentpetrographischer Vergleich der Molasse rouge im Gebiet des Atlasblattes Einsiedeln mit der Molasse rouge der Bohrung Tuggen (Bohrtiefe 535 m – 1539 m, Atlasblatt 53 Linthebene). Schwermineralabkürzungen siehe Seite 19.*

	G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S	C*	C	D	C/D
Atlasblatt Einsiedeln	41	47	5	0	19	6	19	6	0,26	59	38	21	1,81
Bohrung Tuggen	34	49	5	0	14	2	29	1	0,17	52	32	20	1,60

Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, unterscheiden sich die Prozentwerte nur minim.

SM-Formel: g, Z (R S*) t a

Kalzimetrie: C* 59–52%, D 20%, C/D 1,7

Die SM-Formel sowie die Karbonatwerte sprechen für eine Herkunft aus der Rigi-Schüttung s.l. Vor allem charakteristisch ist der relativ niedrige Granat- und Apatitgehalt, der Quotient A/S sowie die hohen Spinell- und Rutilanteile. Praktisch dieselben sedimentpetrographischen Gegebenheiten fand STÜRM (1973) in der Molasse rouge der Rigi.

Fossilinhalt

Aus der Molasse rouge des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln sind keine altersweisenden Fossilfunde bekannt. Erst weiter westlich, im Gebiet von Atlasblatt Zug, liegt gemäss Mitteilung von D. Kälin im Basisbereich der Molasse rouge eine gut belegte Säugetierfundstelle vor (Lokalität Stirzelwälder). Diese weist ein MP 24-Alter auf.

o₃ Wechsellagerung von Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln der Rigi- und Friherrenberg-Schüttung sowie weiter östlich gelegener Schüttungen («Karbonatreiche Molasse»)

Die Namensgebung für diese mächtige Serie erfolgte durch MÜLLER (1971). Das Liegende bildet die Molasse rouge, das (tektonisch) Hangende die Pseudogranitische Molasse der Grindelegg-Schüttung. Der Übergang aus der Molasse rouge vollzieht sich allmählich durch immer häufigere Einschaltungen von Kalksandsteinen mit erhöhtem Kalzit- und Dolomitgehalt. Wie auch die Molasse rouge, gehört die «Karbonatreiche Molasse» zum fluviatilen Schuttfächersystem des Rigi-Rossherg-Schuttfächers. Nach der gesamtheitlich ruhigen Sedimentation zur Zeit der UMM und der Molasse rouge («frühestes Chattien») wurde die grobdetritische Materialfracht des Rigi-Schuttfächers gegen Norden und NE transportiert. Der enormen Hebung in den Alpen entsprach eine ähnlich grosse Absenkung des südlichen Teils des Molassebeckens, wo deshalb schon im Verlaufe der unteren USM weit über 2 km mächtiger Grobschutt abgelagert wurde.

Im Bereich Rigi-Rossherg (Atlasblatt 116 Rigi, HANTKE 2006) wurde die «Karbonatreiche Molasse» von STÜRM (1973) und SCHLUNEGGER (1995) in folgende lithostratigraphische Einheiten gegliedert (Zusammenfassung s. Erläuterungen Atlasblatt 116 Rigi, HANTKE 2006):

- oben: Scheidegg-Nagelfluh
Bunte Rigi-Nagelfluh
Radiolaritreiche Nagelfluh
- unten: Weggis-Formation

Im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln ist diese Gliederung nicht mehr vollständig durchführbar. Bereits im Westteil des Gebietes liegt die Radiolaritreiche Nagelfluh nicht mehr in ihrer typischen Ausbildung vor, andererseits machen sich im Ostteil des Gebietes immer stärker die Friherrenberg- und noch weiter östlich gelegene Schüttungen bemerkbar. Damit ergibt sich für Atlasblatt Einsiedeln im Wesentlichen die folgende Gliederung (vgl. auch Fig. 3):

- oben: Grobblockige reine Flysch-Nagelfluh (nur südlich der Sattellegg)
Bunte Rigi-Nagelfluh (kristallinhaltige Nagelfluh mit Radiolarit-, Mocausa-Konglomerat- und Flyschgeröllen)

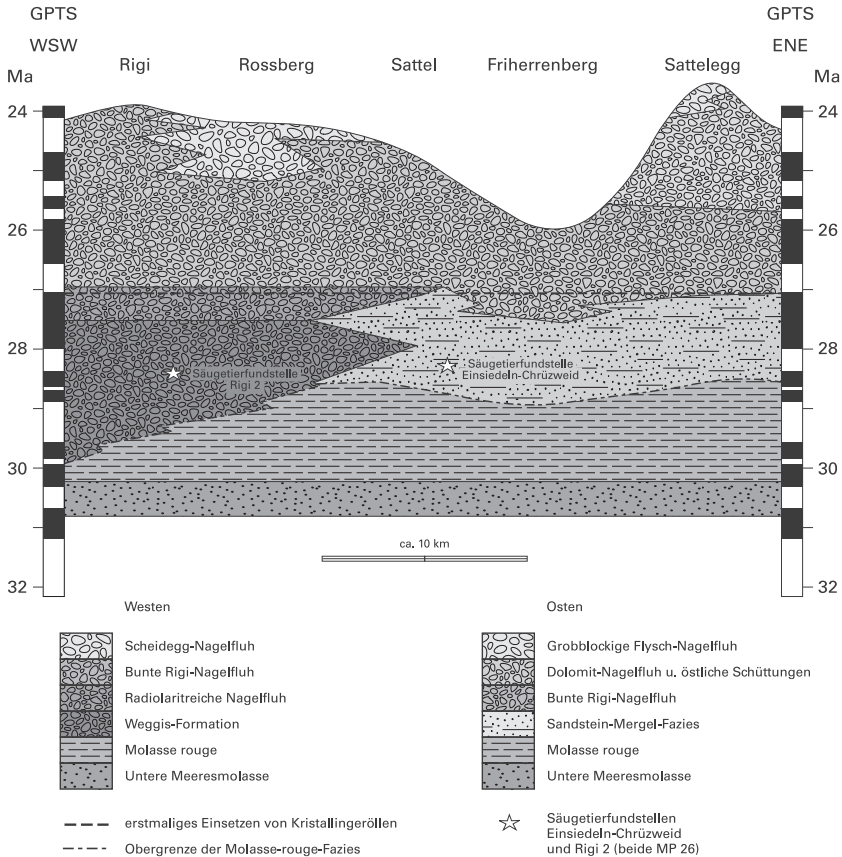


Fig. 3: Querschnitt durch die östliche proximale Rigi-Schüttung und die verschiedenen, stark heterochronen Molassefazies. Kompilation aus STÜRM (1973: Fig. 5) und SCHLUNEGGER & JORDAN (1997: Fig. 6a).

unten: Kalk-Dolomit-Nagelfluh
Sandstein-Mergel-Fazies

Die «Karbonatreiche Molasse» zieht als breite Zone (Rigi-Rossberg-Schuppe) vom Morgartenberg (Ägerisee) gegen das Nordende des Sihlsees, wobei diese Formation fast den gesamten Südtel des Blattes Einsiedeln einnimmt. Weiter gegen Osten ist diese Zone in mehrere Teilschuppen zersplittet und nimmt den brei-

ten Raum zwischen Lachen und Sattelegg ein. Gute Aufschlüsse in der basalen Sandstein-Mergel-Fazies finden sich entlang des Waldweges im Bolzenbergwald westlich Einsiedeln (Pkt. 1053 nach Norden Richtung Chätzer).

Lithologie

Ausser in ihrem Basisbereich, die als Sandstein-Mergel-Fazies vorliegt, ist die «Karbonatreiche Molasse» zur Hauptsache grobdetritisches ausgebildet, wobei karbonatische Gerölle und Sandsteine vorherrschen (MÜLLER 1971).

Wie die geröllpetrographische Analyse zeigt, besteht die Nagelfluh mehrheitlich aus karbonatreichen Geröllen (Dolomite, dolomitische Kalke, dichte Kalke, mergelige Kalke, Flyschsandkalke und Kalksandsteine, HABICHT 1945). Kristalline Gerölle sind vorhanden, treten aber gegenüber den Sedimenten in den Hintergrund. Als Liefergebiet werden zur Hauptsache östliche Äquivalente der Simmen- und Klippendecke sowie nordpenninische bis ultrahelvetische Flyschdecken benannt (SPECK 1953, MÜLLER 1971, STÜRM 1973).

Die psammitische Fraktion besteht hauptsächlich aus graublauen mittelkörnigen harten Sandsteinen. Dabei wechsellagern dünnplattige mit dickbankigen, bis zu 5 m mächtigen Lagen. Gemäss HABICHT (1945) ist in den harten Kalksandsteinen häufig steilwinklige Kreuzschichtung zu beobachten.

Bei den Mergeln treten häufig graugrün-bläuliche und ockergelb-bräunliche, z.T. gefleckte Varietäten auf. Oft sind sie im cm-Bereich gut geschichtet.

Schlechte Aufschlussverhältnisse liessen im Westen, in der Morgarten-Schuppe, keine stratonomische Bearbeitung der Abfolgen zu. Die häufig zu beobachtenden Nagelfluhbänke sprechen jedoch für eine nahe Lage zum Schuttfächerzentrum. Im Osten konnte MÜLLER (1971) zeigen, dass sich die Anteile der Nagelfluh- und Sandsteinfraktionen zugunsten der Mergelfazies vermindern (s. Vergleich numerische Parameter, Friherrenberg-Profil und Fischbach-Profil). Das Ergebnis spricht für einen zentrumsferneren Ablagerungsraum, wobei der Detritus von SW nach NE transportiert wurde.

Tabelle 2: Numerischer Parameter des Friherrenberg-Profiles.

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	22,3 m	80,5 m	104,7 m	207,5 m
Mächtigkeit in %	11 %	39 %	50 %	100 %
Anzahl der Schichten	16	91	76	183
Anzahl in % aller Schichten	8,6 %	49,1 %	42,3 %	100 %
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	1,4 m	0,88 m	1,37 m	

Tabelle 3: *Numerischer Parameter des Fischbach-Profiles.*

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	8,7 m	118,8 m	189,7 m	317,2 m
Mächtigkeit in %	2,7 %	37,4 %	59,9 %	100 %
Anzahl der Schichten	8	164	181	353
Anzahl in % aller Schichten	2,3 %	46,4 %	51,3 %	100 %
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	1,1 m	0,72 m	1,05 m	

Sedimentpetrographische Charakterisierung

Die «Karbonatreiche Molasse», und somit auch die Rigi-Schüttung, sind sedimentpetrographisch durch eine Granat-, Zirkon-, Rutil-Vergesellschaftung, sowie einen hohen Karbonatgehalt gekennzeichnet (MÜLLER 1971). Charakteristisch ist der sehr geringe Apatit- und wechselnd hohe Spinellgehalt.

SM-Formel: G, Z R a t s* s

Kalzimetrie: C* 50–75 %, D hoch, C/D um 2.

Derselbe Autor stellt im Bereich des Sihlsees, innerhalb des Rigi-Schuttfächers, eine lokale Interferenz-Schüttung fest. Diese als Friherrenberg-Schüttung bezeichnete Abfolge unterscheidet sich durch eine sehr hohe Spinellführung vom Rigi-Schuttfächer s.str. Ebenfalls erhöhte Spinellwerte werden von STÜRM (1973) in den meisten Abschnitten der Rigi-Hauptschuppe (exklusive Scheidegg-Serie) sowie in der Morgarten-Schuppe (Ostufer Ägerisee) beobachtet (SCHLANKE 1974).

Gegen die Linthebene hin konstatiert MÜLLER (1971) Einflüsse der Speer-Hirzli-Schüttung.

Fossilinhalt

Gemäss MÜLLER (1971) wurden am Langblätz, 1 km E von Willerzell, von A. Ochsner folgende Gastropoden gefunden (Bestimmung durch E. Baumberger): *Parachloraea oxystoma* (THOMAE), *Cepea rugulosa* (ZIETEN) und *Canariella rugulosa* (ZIETEN). Es wird vermerkt, dass *Cepaea rugulosa* (ZIETEN) nach BLAU (1966) vom Rupélien bis ins Aquitanien verbreitet ist. *Parachloraea oxystoma* (THOMAE) hat nach ZÖBELEIN (1963) «chattischen» Leitwert. Unter dem Vorbehalt, dass alle älteren Bestimmungen fossiler Gastropoden zu überprüfen sind (BLAU 1966; ZÖBELEIN 1963) besitzt diese Fauna «chattisches» Alter.

Altersweisende Funde von Vertebraten und Floren liegen erst wenige vor. Eine 2009 von D. Kälin bei Koord. 696.750/220.295 (Lokalität Einsiedeln-Chrüz-

weid) entdeckte Fundstelle fossiler Säugetiere weist nach ersten Auswertungen ein MP 26-Alter auf. Die provisorische Faunenliste beläuft sich auf: *Insectivora* indet., *Erinaceidae* indet., *Blainvillimys* cf. *stehlini*, *Protechimys* sp., *Allocricetodon incertus*, *Heterocricetodon* sp., *Eomys molassicus*, *Eomys* sp. 2 (Form von Bumbach), *Gliravus* sp., *Sciuridae* indet.

ST.-JOST-SCHUPPE (= GRINDELEGG-SCHUPPE)

Untere Süsswassermolasse (USM)

Chattien

o_{3G} «Grindelegg-Serie»

Die Pseudogranitische Molasse der «Grindelegg-Serie» enthält sowohl Charakteristika der altersmässig vorhergehenden «Karbonatreichen Molasse» als auch der ihr nachfolgenden «Granitischen Molasse». Bereits frühere Autoren ordneten die Grindelegg-Abfolge einer eigenständigen Schüttung zu, die aber immer wieder Interferenzen der versiegenden Rigi-Schüttung sowie der neu entstehenden Höhrnen-Schüttung in sich vereinigt.

Lithologie

Gemäss HABICHT (1945) führen die wenigen Konglomeratbänke der Grindelegg-Schüttung in der Regel über 70% Sedimentgerölle. Vorwiegend anzutreffen sind Kieselkalke, Dolomite, Hornsteine und Flyschsandkalke. Aptychenkalke, Radiolarite und gelegentliche Mocausa-Gerölle (Simmen-Decke) sowie rote «Rigi-Granite» zeugen noch vom Einfluss der Rigi-Schüttung.

Konglomeratbänke und Geröllschnüre vom Typus «bunte Höhrnen-Nagelfluh» künden bereits erste Vorstösse der kristallinen Höhrnen-Schüttung an. Bezüglich der Mannigfaltigkeit der kristallinen Gerölle bleibt die pseudogranitische Grindelegg-Nagelfluh aber weit hinter der Höhrnen-Nagelfluh zurück.

Die bei den Konglomeraten festgestellte Variabilität der Geröllzusammensetzung widerspiegelt sich auch in der psammitischen Fraktion. Anzutreffen sind sowohl kalk- und dolomitreiche Sandsteine wie auch «granitische» (hoher Feldspatgehalt) und «pseudogranitische» Varietäten. Letztere bestehen aus einem mittelharten, glimmer- und quarzreichen Sandstein, der praktisch keine rötlichen Feldspäte führt. Charakteristisch sind bräunliche, grüne und rote Radiolarittrümmer.

Die harten Kalksandsteine sind oft kreuzgeschichtet und treten vermehrt im unteren Abschnitt auf, die granitischen Sandsteine eher im oberen Teil. Die pseudogranitische Varietät ist über die ganze «Grindelegg-Serie» verteilt.

Die feindetritische Fraktion (Silte und Mergel) ist mit über 50% des Schichtanteils an der Gesamtmächtigkeit auffallend stark vertreten (Tab. 4). Offenbar wur-

Tabelle 4: *Numerischer Parameter der Grindelegg-Schuppe (oberer Teil).*

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	20,3 m	41,0 m	66,7 m	128 m
Mächtigkeit in %	16%	32%	52%	100%
Anzahl der Schichten	11	19	38	68
Anzahl in % aller Schichten	16%	28%	56%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	1,8 m	2,1 m	1,7 m	

den die Sedimente in einem – verglichen mit der Rigi- und Höhrnen-Schüttung – etwas ruhigeren, distaleren Milieu abgelagert.

Sedimentpetrographische Charakterisierung

Wie die lithologischen Gegebenheiten, lassen auch die sedimentpetrographischen Daten den Schluss zu, dass die Grindelegg-Schüttung lithostratigraphisch zwischen die Rigi-Schüttung s.l. (unten) und die Höhrnen-Schüttung (oben) einzustufen ist. Dabei liegen die Mittelwerte des Karbonatgehalts und einiger diagnostisch wichtiger Schwermineralien zwischen den Durchschnittswerten der liegenden und hangenden Einheit. Figur 4 soll diese intermediäre Stellung der Grindelegg-Schüttung veranschaulichen.

Die meisten Grindelegg-Werte passen sich dem Trend an, der sich – als Folge der extremen sedimentpetrographischen Verschiedenheit von Höhrnen- und Rigi-Schüttung s.l. – zwischen diesen beiden Einheiten einstellt. Auffällig ist allerdings das hohe C/D-Verhältnis (4,5), welches weit über den Werten der Höhrnen- und Rigi-Morgarten-Schuppe liegt. Die Grindelegg-Schüttung weist trotz bedeutender Neuerungen (erhöhter Apatit- und Granatgehalt sowie stark reduzierter Dolomitanteil) noch Anklänge an die versiegende Rigi-Schüttung s.l. auf (hohe Kalzitführung und deutlicher Spinellgehalt, 10%).

SM-Formel: $G, Z A S^* r t$

Kalzimetrie: C* 39%, D relativ gering (7%), C/D um 4,5

Im Westen (Atlasblatt Zug) beschränkt sich das Vorkommen der «Grindelegg-Serie» auf das Gebiet südlich des Ägerisees, im Osten sind Ausläufer bis unter die Linthebene nachzuweisen (Bohrung Tuggen). Ein instruktiver Aufschluss in pseudogranitischen Sandsteinen der «Grindelegg-Serie» findet sich im Steinbruch ca. 1 km westlich von St. Jost, bei Koord. 691.845/220.630.

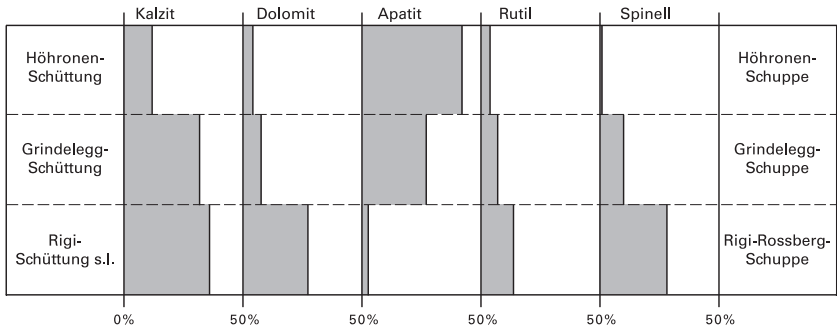


Fig. 4: Sedimentpetrographische Stellung der Grindelegg-Schüttung (Fig.21 aus SCHLANKE 1974).

Fossilinhalt

Altersweisende Fossilfunde sind aus dem Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln keine bekannt.

HÖHRNEN-SCHUPPE (INKL. ETZEL- UND HÜLLERICH-KLIPPE)

Untere Süßwassermolasse (USM)

Aquitaniien

m₁ «Granitische Molasse»

Anteile der «Granitischen Molasse» sind in drei verschiedenen Molasse-schuppen enthalten:

1. Höhrnen-Schuppe (inkl. Etzel- und Hüllerich-Klippe)
2. Nordteil der Triangelzone
3. Aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse

Die Höhrnen-Schuppe beinhaltet den proximalen, älteren Teil der «Granitischen Molasse». Der Nordteil der Triangelzone wird im Wesentlichen von der distalen, mittleren «Granitischen Molasse» aufgebaut, während der aufgerichtete Südrand der mittelländischen Molasse den distalen, mittleren und jüngsten Anteil der «Granitischen Molasse» umfasst.

Lithologie

Die «Granitische Molasse» besteht aus einer Wechselfolge von Nagelfluhbänken, Geröllschnüren, Sandsteinen und Mergeln. Je nach Lage des Sedimentationsraumes im Schuttfächersystem kann die eine oder andere Lithologie mehr oder weniger vertreten sein.

Die Bezeichnung «Granitische Molasse» (STUDER 1853) bezieht sich auf die in der psammitischen Korngrössenklasse (Sandsteine) vorherrschende Zusammensetzung: Feldspat, Quarz und Glimmer. Diese drei Bestandteile sind vorwiegend das Zertrümmerungsprodukt der kristallinen (v.a. «granitischen») Materialfracht der Höhronen-Schüttung. Dementsprechend weisen die Nagelfluhbänke im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln sehr hohe Anteile an kristallinen Geröllen auf. Deren Anteil wird auf 50–75% geschätzt. Das lithologische Spektrum der Nagelfluhgerölle widerspiegelt das Einzugsgebiet des Schuttfächers. Als Hauptliefergebiet werden für den Höhronen-Schuttfächer die damals exhumierten ostalpinen Elemente der Err- und Bernina-Decke sowie der penninischen Campo-Languard-Decke benannt (KLEIBER 1937). Sie bestimmen hauptsächlich die lithologische Zusammensetzung der Nagelfluhgerölle: rote und grüne Granite, Gneise, Quarzporphyre und Diorite. Die mengenmässig zurücktretenden Sedimentgerölle bestehen hauptsächlich aus hellen und dunklen Kalken, graubraunen Dolomiten, Kieselkalken, Quarziten, Radiolariten und Spongienkalken.

Wie bereits angesprochen, dominieren in der Sandsteinfraktion die «granitischen» Mineralkomponenten. So weisen die in der Regel hellgrau-blaugrünlischen «granitischen» Sandsteine als Hauptgemengteile rötliche Alkalifeldspäte, grobe Quarzkörner, Glimmer (Biotit, Muskovit und Chlorit) auf. Gelegentlich werden in der Literatur die granitischen Sandsteine auch als Arkosesandsteine bezeichnet.

Die feindetritische Fraktion (Mergel und Silte) der «Granitischen Molasse» weist vorwiegend gelblichgraue, rötliche, violette, ockerfarbene, grünliche sowie untergeordnet braunschwarze Farbtöne auf.

Der proximale Ablagerungsraum wird vor allem durch die südfallende Höhronen-Schuppe repräsentiert. Als Beispiel für den zentraleren Schuttfächerbereich sei der numerische Parameter (Tab. 5) des Gutschwald-Profiles (Südhang der Höhronen-Schuppe, nördlich von Hintergutsch) angeführt (SCHLANKE 1974).

Wie aus Tabelle 5 hervorgeht, dominiert in diesem Profil die Sandstein- und Nagelfluhfraktion das Schichtprofil, was für einen Ablagerungsraum nahe des Schuttfächerzentrums spricht.

Gemäss KLEIBER (1937) befindet sich der zentrale Teil des Höhronen-Schuttfächers jedoch im Gebiet des Lorzetobels (Grenzbereich zu Blatt Zug, westlich von Alosen), wo Nagelfluh- und Sandsteinbänke z.T. über 10 m Schichtmächtigkeit erreichen. Im westlichen Gebiet des Atlasblattes finden sich an der Nord- und

Tabelle 5: *Numerischer Parameter des Gutschwald-Profiles (höherer Teil der Höhrönen-Schuppe).*

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	17,5 m	60 m	15,5 m	93 m
Mächtigkeit in %	19%	64%	17%	100%
Anzahl der Schichten	143	13	78	234
Anzahl in % aller Schichten	9%	54%	37%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	1,3 m	0,8 m	0,3 m	

Südflanke der Höhrönen in fast jedem tiefer eingeschnittenen Bachlauf mehr oder weniger zusammenhängende Aufschlüsse mit grobdetritischer «Granitischer Molasse». Ausnahmen bilden die am tiefsten aufgeschlossenen basalen Höhrönen-Schichten. Hier (vermutlich dicht über der Höhrönen-Überschiebung) sind die Abfolgen fast ausnahmslos frei von Nagelfluh.

Nicht unerwähnt bleiben soll der Kohlehorizont von Greit (vgl. S. 34), welcher im mittleren Teil der zentralen Höhrönen-Schüttung liegt und im unmittelbar Liegenden und Hangenden von grobdetritischem Material begrenzt wird. Dieses 15 bis 21 cm mächtige Kohleflöz widerspiegelt einen längeren Sedimentationsunterbruch in der Höhrönen-Schüttung (SCHLANKE 1974).

Das mittlere und östliche Kartengebiet umfasst vorwiegend die distaleren, d. h. weiter vom Schuttfächerzentrum entfernten Ablagerungsbereiche: aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse sowie Triangelzone (steilgestellte subalpine Molasse, «parautochthone Molasse») und Etzel-Schuppe. Letztere weist deutlich weniger grobdetritische Sedimente auf als die Höhrönen-Schuppe.

Vertreter dieser fein- bis mitteldetritischen Ablagerungen sind u. a. im Tal der Sihl, zwischen Schindellegi und Hüttner Brugg, im Eichwald (südl. Pfäffikon) und in den nördlichen Abschnitten des Ruestelwald-, Lüsibach-, Mülibach-, Chessibach- und Etzel-Profiles (südl. Pfäffikon-Altendorf) aufgeschlossen (MÜLLER 1971, SCHLANKE 1974).

Im Eichholz-Profil (nordfallender Südrand der mittelländischen Molasse) sprechen vor allem der sehr geringe Anteil an Nagelfluhlagen sowie der hohe Silt- und Mergelanteil für einen distalen Ablagerungsraum.

Dazu ist jedoch zu erwähnen, dass die distale «Granitische Molasse» der Höhrönen-Schüttung hier bereits deutlich von Interferenzen der hier gleichaltrigen, ebenfalls granitischen Napf-Schüttung (s. unten) durchsetzt ist (Epidotgehalt).

Tabelle 6: *Numerischer Parameter des Eichholz-Profiles (südlich Freienbach).*

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	–	87,9 m	83 m	170,9 m
Mächtigkeit in %	–	52%	48%	100%
Anzahl der Schichten	–	82	79	161
Anzahl in % aller Schichten	–	51 %	49%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	–	1,07 m	1,05 m	

Sedimentpetrographische Charakterisierung der beteiligten Schüttungen

Die Sedimente der «Granitischen Molasse» wurden im Gebiet des Blattes Einsiedeln von zwei Schuttfächern geliefert. Die ältere und mittlere «Granitische Molasse» vom Höhrnen-Schuttfächer (radiale bis axiale Schüttungsrichtung), der jüngere Teil vom Napf-Schuttfächer (axiale Transportrichtung von West nach Ost). Im Feldbefund sind die beiden Schuttfächer nur schwer voneinander zu trennen. Umso deutlicher unterscheiden sie sich hinsichtlich ihrer sedimentpetrographischen Charakteristika. Während die Höhrnen-Schüttung eine Granat-, Apatit- und Zirkon-Vormacht aufweist (bei Fehlen von Epidot und Spinell sowie geringem Karbonatgehalt), ist die Napf-Schüttung durch die niedrige Granat-, Apatit- und Zirkon-Führung sowie die markante Epidot-Präsenz gekennzeichnet. Etwa gleich gering wie in der Höhrnen-Schüttung ist der Karbonatgehalt (C* 12 %, C 10 %, D 2 %, C/D um 4).

Höhrnen-Schüttung

Während die Grindelegg-Schüttung – in ihrer Eigenschaft als Bindeglied zwischen Rigi-Schüttung und der Höhrnen-Abfolge – Charakteristika beider Systeme in sich vereinigt, kommt der Höhrnen-Schüttung aufgrund der neuartigen sedimentpetrographischen Zusammensetzung weitgehende Autonomie zu. Selbst die stratigraphisch tiefsten Schichten zeigen keinerlei Einmischung älterer Schüttungen. Erst beim Versiegen des Höhrnen-Systems sind zunächst aus Westen herangeführte Sedimente der Napf-Schüttung (hoher Epidotgehalt) und nachfolgend reine Napf-Sedimente im jüngeren Teil der «Granitischen Molasse» zu beobachten (MÜLLER 1971, SCHLANKE 1974). Hinsichtlich der sedimentpetrographischen Zusammensetzung weist der Höhrnen-Schuttfächer eine bemerkenswerte Konstanz auf. Das Schuttfächerzentrum (Höhrnen-Schuppe) wie auch die peripheren Abschnitte im Ostteil des Kartenblattes sind durch die nachfolgenden sedimentpetrographischen Gegebenheiten charakterisiert:

Tabelle 7: *Sedimentpetrographie der Höhrönen-Schüttung.*

Höhrönen-Schuppe (SCHLANKE 1974) SM-Formel: G, Z A r t Kalzimetrie: C* 14%, C 10%, D 4%, C/D 2,7
Etzel-Schuppe und östliche Äquivalente (MÜLLER 1971) SM-Formel: G, Z A r t Kalzimetrie: C* 35%, C 26%, D 9%, C/D 2,7
Höhrönen-Sedimente im Liegenden der Etzel-Schuppe (Triangelzone, «Parautochthone Molasse») SM-Formel: G, Z A r t Kalzimetrie: C* 19%, C 14%, D 4%, C/D 3,5%

Auffallend ist der konstant hohe Anteil an Granat, Zirkon und Apatit sowie das Fehlen von Epidot und Spinell. Hinsichtlich der Karbonatführung weist die Höhrönen-Schuppe etwas niedrigere Werte auf als die Etzel-Schuppe und deren Liegendes. Zudem weist letztere einen wesentlich geringeren Geröllgehalt auf als die Höhrönen-Schuppe, was wiederum auf einen distaleren Ablagerungsraum hindeuten könnte.

Napf-Schüttung

Im Gebiet des Entlebachs wurde diese Einheit von FÜCHTBAUER (1958, 1964), MATTER (1964) und GASSER (1966) eingehend beschrieben. Dabei wurden in der USM der «Granitischen Molasse» zwei Schwermineralkombinationen unterschieden:

- eine untere, granat- und apatitreiche Abfolge (ältere Napf-Schüttung), sowie
- eine obere, vorwiegend granatarme und Epidot führende Abfolge (jüngere Napf-Schüttung).

Der Karbonatgehalt ist in beiden Abschnitten gering.

Diese Gliederung kann im gesamten Verbreitungsgebiet der «Granitischen Molasse» nachgewiesen werden, sowohl in der mittelländischen Molasse (FÜCHTBAUER 1964, BÜCHI et al. 1965, HOFMANN 1968), als auch in der subalpinen Molasse (HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, MATTER 1964, GASSER 1966, MÜLLER 1971, SCHLANKE 1974).

Die unteren apatit- und granatreichen Sedimente der «Granitischen Molasse» wurden etwa synchron vom Höhrönen- und Napf-Schuttfächer ins Vorland verfrachtet. Nach FÜCHTBAUER (1964) erreichten die Feianteile der Napf-Schüttung bei ihrem Osttransport zur Parathetys den mittelländischen Sedimentationsraum der Höhrönen-Schüttung. Dort wurden sie aber vom mächtigeren Höhrönen-System dominiert und derart stark verdünnt, dass bei München (Westrand

der Parathetys) aus diesem Zeitabschnitt nur noch Höhrnen-Material nachzuweisen ist. Wie erwähnt, ist der obere epidotreiche Abschnitt der «Granitischen Molasse» ausschliesslich dem Napf-Schuttfächer (FÜCHTBAUER 1964) zuzuschreiben. Da zu jenem Zeitpunkt der Apatit führende Höhrnen-Schuttfächer allmählich erlahmte, vermochte die Napf-Schüttung nun ihren Detritus weit nach Osten zu verfrachten.

Die Interferenz der beiden Schüttungen ist in der «Granitischen Molasse» des aufgerichteten Südrandes der mittelländischen Molasse im Schindellegi-Profil (SCHLANKE 1974) sedimentpetrographisch dokumentiert. In ihrem unteren Teil weisen die nordfallenden Schichten noch wechselnd starke Interferenzen von Höhrnen- und Napf-Schüttung auf. Im höheren Abschnitt des Profils gewinnen allmählich die Napf-Sedimente (hoher Epidot-Gehalt, sehr geringe Apatit- und Granat-Anteile) die Oberhand.

SM-Formel: g, E z a (SCHLANKE 1974)

Kalzimetrie: C* 12 %, C 9,5 %, D 2,5 %, C/D 3,8

Im östlichen Gebiet des Kartenblattes dokumentieren im Liegenden der Etzel-Schuppe (Triangelzone, «Parautochthone Molasse») epidotfreie und epidothaltige Sequenzen die wechselnde Präsenz von Napf- und Höhrnen-Sedimenten. Es ist anzunehmen, dass die nahe Nachbarschaft dieser Schwermineralvergesellschaftungen neben sedimentologischen Gründen auch auf eine starke postsedimentäre Tektonik zurückzuführen ist.

Fossilführung und Alter der «Granitischen Molasse»

Höhrnen-Schuppe

In den isoklinal nach SSE einfallenden Höhrnen-Schichten finden sich in fast jedem etwas tiefer eingeschnittenen Bachlauf mehr oder weniger gut erhaltene Pflanzenreste. Bevorzugte Lithologien sind bläulichgraue und gelblichgraue, z.T. kohlige Silte und Mergel. Eher seltener sind auch bräunlichgraue, feinkörnige, Pflanzen führende Sandsteine.

Die besterhaltenen Pflanzen- und Tierfossilien entstammen einem Braunkohleflöz, das als mehr oder weniger zusammenhängende Schicht die Höhrnen-Schuppe durchzieht. Seit 1835 wurde an verschiedenen Stellen sporadisch Braunkohle abgebaut, vorwiegend mittels Stollen (vgl. LETSCH 1899, LANDTWING 1997). Ab ca. 1860 wurde der Kohleabbau aus ökonomischen Gründen eingestellt. Mit dem bergmännischen Abbau der Molassekohle fanden A. Escher und O. Heer in den begleitenden Mergeln gut erhaltene Pflanzenreste. Damit wurde Greit zu einer der bedeutendsten Fundstellen fossiler Pflanzen der Unteren Süsswassermolasse in der Schweiz (HEER 1847, 1848, 1854–59, 1865, HANTKE 1965). Als ergiebigste Florenfundstelle erwies sich der Stollen von Greit. Eine umfassende Liste fossiler Pflanzen ist in LETSCH (1899) wiedergegeben.

Dominierend in der Flora sind *Cercidiphyllum crenatum* (UNG.) (der ostasiatische Kadsurabaum) und *Zizyphus tiliaefolius* (Brustbaum), der später schon von HEER (1853) als *Celtis* sp. (Zürgelbaum) erkannt wurde. Häufig sind: *Acer dasycarpoides* HEER (Silber-Ahorn), *Diospyros brachysepala* A. BR. (Dattelpflaume mit 4-ziplfigen Fruchtkelchen), *Liquidambar europaea* A. BR. (Amberbaum), *Carya* sp. (Hickory), *Quercus buchi* und *Qu. ilicoides* (Buchs- und Stechlaub-Eiche), *Carpinus grandis* UNG. (Hainbuche), *Zelkova ungeri* KOV. (Wasserulme), *Salix* sp. (Weide), *Myrica* sp. (Wachsbeerbaum), *Alnus* sp. (Erle), *Ailanthus microsperma* HEER (Götterbaum), *Rhus meriani* HEER (Sumach), *Pinus* sp. (Föhre), *Glyptostrobus europaea* A. BR. (Wasserfichte) und *Taxodium* sp. (Sumpfpfypresse). An Uferpflanzen fanden sich: *Luzula* sp. (Simse), *Juncus* sp. (Binse), *Carex* sp. (Segge), *Cyperus* sp. (Cypergras), *Typha* sp. (Rohrkolben), *Phragmites* sp. (Schilf), *Arundo goepperti* (Rohr), *Iris* sp. (Schwertlilie), an Wasserpflanzen: *Ceratophyllum* sp. (Hornblatt) und *Sparganium* sp. (Igelkolben). An wärmeliebenden Gewächsen sind Lorbeer-Gewächse und Palmen belegt: *Sabal* sp. (Fächerpalme) und, etwas tiefer, *Phoenicites spectabilis* UNG. (eine Dattelpalme). Sie bekunden eine mittlere Jahrestemperatur um 17°C auf ca. 300 m ü.M.

Aus Mergeln von der Südseite der Höhronen barg E. Graeffe 1858 (in HEER 1959) ebenfalls fossile Pflanzenreste: *Sequoia langsdorfi* (A. BR.), *Carpinus grandis* UNG., *Acer ruemianum* HEER, *Zelkova ungeri* KOV., *Diospyros brachysepala* A. BR., *Cinnamomum polymorphum* (A. BR.), *Rubiacites verticillata* HEER und einen riesigen Farn, *Woodwardia roessneriana* (UNG.).

Neben Pflanzen wurden auch Säugetierreste gefunden. STEHLIN (1914) führt folgende Säugetierarten auf: *Amphicyon* sp., *Plesictys* cf. *robustus*, *Palaeochoerus typus*, *Palaeochoerus meissneri*, *Caenotherium* sp., *Amphitragulus* sp., *Tapirus intermedius*, *Chalicotherium wetzleri*, *Aceratherium lemanense*, *Steneofiber viciacensis*.

Aus dem Stollen Sparenweid (Koord. 692.540/224.150) konnte K. A. Hünemann aus sandigen Kohleschiefern und bituminösen Süßwasserkalken eine reichhaltige Wirbeltierfauna beschreiben (zit. in SCHLANKE 1974): Dimylidae indet., Chiroptera indet., Ochotonidae indet., Sciuridae indet., *Rhodanomys schlosseri*,

Tabelle 8: *Biostratigraphische Einstufung der Säugetierfundstellen Sparenweid und Steinbruch Etzel.*

	MP/MN-Einheit	CH-Referenzlokalität	Fundstelle
Miozän	MN 1	Fornant 11	Sparenweid Steinbruch Etzel
		Boudry 2	
Oligozän	MP 30	Brochene Fluh 53	

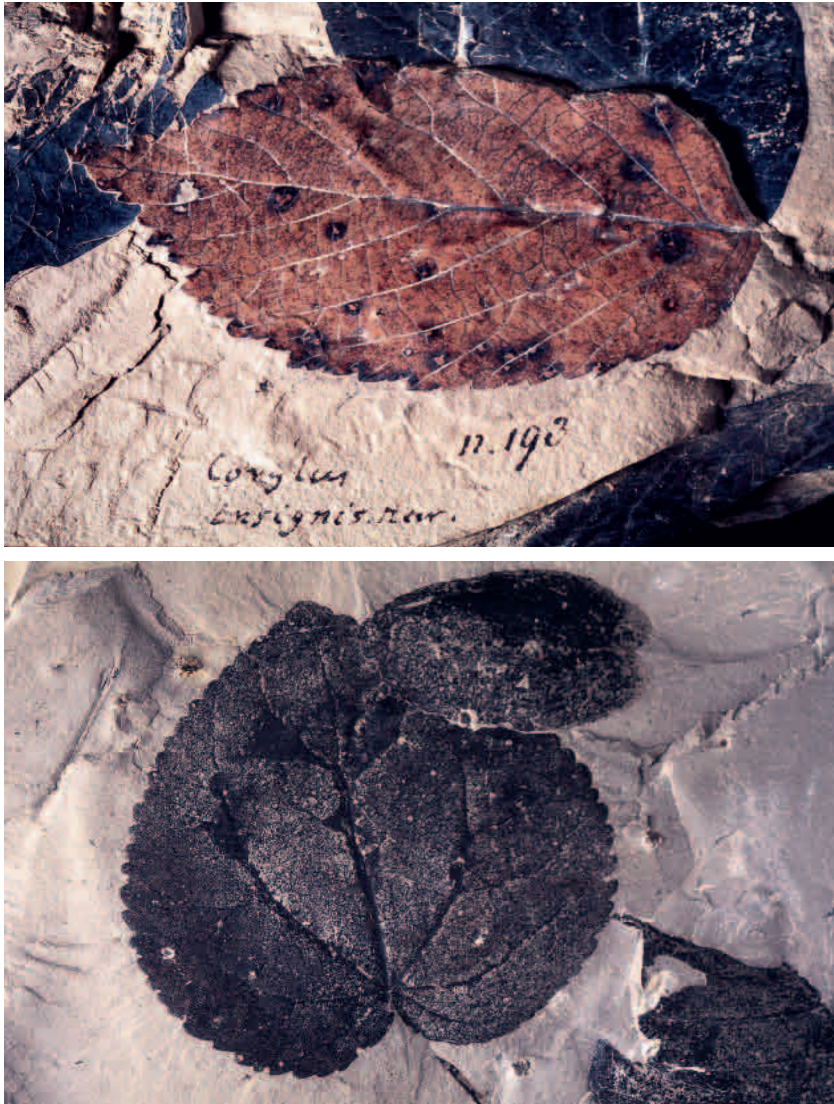


Fig. 5a: Zusammenstellung von fossilen Pflanzen der Fundstelle Greit am Höhrnen. Obere Foto: *Corylus* sp. (Hasel), Blattlänge 7,5 cm. Untere Foto: *Cercidiphyllum* sp. (Kadsurabaum), Blattbreite 4,5 cm. Fotos U. Gerber, ETH Zürich.

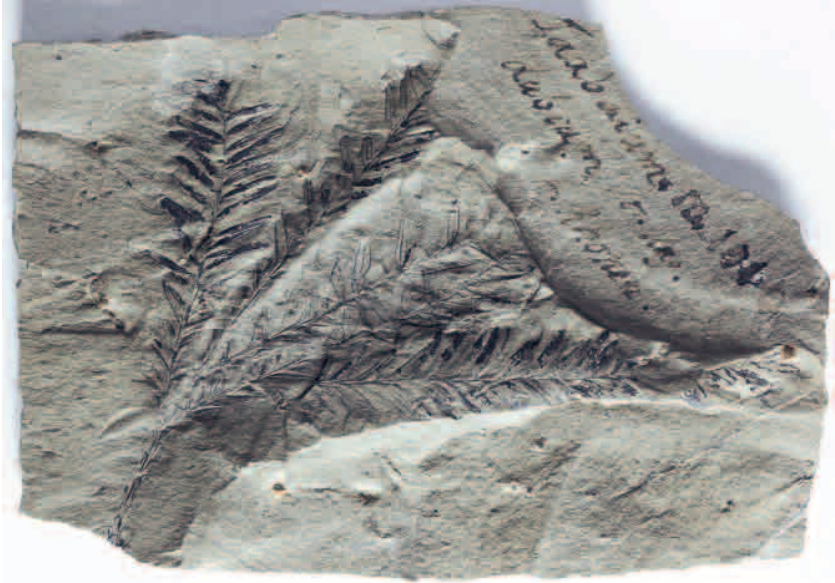


Fig. 5b: Zusammenstellung von fossilen Pflanzen der Fundstelle Greit am Höhrnonen. *Taxodium* sp. (Sumpfzypresse). Bildbreite ca. 10 cm. Foto U. Gerber, ETH Zürich.

Cricetidae indet., Gliridae indet., Rodentia indet., Mustelidae indet., *Amphicyon* sp., *Palaeochoerus meissneri*, *Caenotherium* sp., *Amphitragulus elegans*. Altersbestimmend ist der Eomyide *Rhodanomys schlosseri*, welcher gemäss ENGESSER (1990) und ENGESSER & MÖDDEN (1997) in der Biozonierung der Schweizerischen Unteren Süsswassermolasse nur im Niveau von Fornant 11, dem zweittiefsten im Aquitanien ausgeschiedenen Säugetierniveau auftritt (vgl. Tab. 8).

Etzel-Schuppe

Aus einer schwärzlichgrauen Mergellage im Etzelsteinbruch (Koord. 700.930/226.010) konnte ZÖBELEIN (1963) folgende Gastropodenarten nachweisen: *Trichia* sp., *?Klikia* sp., *Cepaea subsulcosa subsulcosa* und *Cepaea* sp.

D. Kälin isolierte aus denselben Mergeln einige wenige Kleinsäugerzähne: *Rhodanomys schlosseri*, *Pseudotheridomys bernensis*, *Eucricetodon* sp., Talpidae indet. (Det. B. Engesser). Altersbestimmend ist *Rhodanomys schlosseri*, welcher nur im Niveau von Fornant 11, dem zweittiefsten im Aquitanien ausgeschiedenen Säugetierniveau auftritt (vgl. Tab. 8).

TRIANGELZONE (STEILGESTELLTE SUBALPINE MOLASSE)

Untere Süßwassermolasse (USM)

Chattien–Aquitaniien

 o_3 - m_1 Untere Süßwassermolasse, undifferenziert

Im Südteil der Triangelzone tritt eine Wechsellagerung von Sandsteinen und bunten Mergeln mit untergeordnet Konglomeraten auf, die nicht zweifelsfrei dem Chattien oder Aquitaniien zugewiesen werden konnte.

Schwermineralogisch fiel auf, dass gegen Süden die steilgestellten Sedimente u.a. eine Zunahme von Karbonat und Spinell aufweisen. Diese beiden Fakten weisen eindeutig auf die Präsenz älterer, z.T. prä-«granitischer» Sedimente hin. Es ist durchaus denkbar, dass in dieser aufgeschürften parautochthonen Molasse ältere Elemente von ihrem Substrat losgerissen und in ziehharmonikaartigen Falten und Mulden gegen Norden zusammengeschoben wurden. Diese Serien treten vor allem knapp nördlich der Grindelegg-Überschiebung auf. Eine schlüssige Erklärung dieses Phänomens ist ohne weitere Feld- und Laboruntersuchungen zurzeit nicht möglich. In der Kartenlegende werden diese Abfolgen unter dem Titel «Triangelzone» als «Untere Süßwassermolasse, undifferenziert» (o_3 - m_1) aufgeführt.

Aquitaniien

 m_1 «Granitische Molasse»

Lithologisch wird der Nordteil der Triangelzone im Wesentlichen durch Sedimente der mittleren «Granitischen Molasse» (periphere Höhrönen-Schüttung und Napf-Schüttung) aufgebaut. Sedimentpetrographisch erhärtet wird dieser Befund durch die Tatsache, dass in Streichrichtung in Antiklinalformen stets ältere Sedimente mit dem Leitmineral der älteren USM (Apatit des Höhrönen-Schuttfächers), in den Synklinalformen hingegen jüngere «Granitische Molasse» der USM mit dem Leitmineral Epidot der Napf-Schüttung auftritt (systematische Auswertung der sedimentpetrographischen Profile in MÜLLER (1971), SCHLANKE (1974) und neuer sedimentpetrographischer Daten [Schwermineral- und Karbonatanalysen] von S. Schlanke). Aufgrund der distaleren Lage im Höhrönen-Schuttfächer dominieren Sandsteine und Mergel, Konglomeratlagen sind sehr selten.

Für die detaillierte lithologische Beschreibung der «Granitischen Molasse» wird auf das Kapitel «Höhrönen-Schuppe» verwiesen.

AUFGERICHTETE MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Untere Süsswassermolasse (USM)

Aquitaniien

m₁ «Granitische Molasse»

Der aufgerichtete Südrand der mittelländischen Molasse wird vom distalen, mittleren und jüngsten Anteil der «Granitischen Molasse» gebildet. Im Schindellegi-Profil (SCHLANKE 1974: S.263) zeigt sich schwermineralogisch die Interferenz der Höhrnen- mit der Napf-Schüttung. Aufgrund der distalen Lage treten Konglomeratlagen in diesem Bereich nur noch sehr selten auf. Den Abschluss der «Granitischen Molasse» bildet die «Oberaquitane Mergelzone», die im Folgenden beschrieben wird. Für die lithologische Beschreibung der restlichen «Granitischen Molasse» wird auf das Kapitel «Höhrnen-Schuppe» verwiesen.

«Oberaquitane Mergelzone»

Obwohl beim Begriff der «Oberaquitane Mergelzone» (RENZ 1937, TANNER 1944, BÜCHI 1950, BÜCHI et al. 1965) eine Vermengung von Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie vorliegt, wird er gemäss Vorschlag von MÜLLER (1971) dem Status der eingebürgerten Namen unterstellt und somit weiterverwendet. Der Begriff darf aber nur im streng lithologischen Sinn gebraucht werden. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse wurde die «Oberaquitane Mergelzone» nicht auskartiert und auf dem geologischen Kartenblatt nicht speziell zur Darstellung gebracht.

Lithologie

Die «Oberaquitane Mergelzone» (OAM) als jüngster Anteil der USM ist charakterisiert durch eine Wechsellagerung von gelbgrauen, grüngrauen und violett-roten, gefleckten Mergeln, Siltsteinen und feinkörnigen Kalksandsteinen.

Diese feindetritische Abfolge findet sich nur in einem von WSW nach ENE verlaufenden, ca. 500 m breiten Streifen zwischen Pfäffikon (SZ) und Schindellegi-Scherenbrugg. Diese Zone wird zum NNW-fallenden, aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse gezählt, wobei die Fallwinkel gegen SSE hin von 35° auf ca. 70° zunehmen.

Die im höchsten Abschnitt des Schindellegi- und Eichholz-Profiles erfassten numerischen Parameter (Tab.9) sprechen mit ihrer Mergel- und Silt dominanz für ein ruhiges, energiearmes Ablagerungsmilieu (mäandrierendes Flusssystem in Überschwemmungsebene mit limnischen Einschaltungen).

Tabelle 9: *Numerischer Parameter des Schindellegi-Profiles (Abschnitt H).*

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Si + Me	Total
Mächtigkeit in Metern	0 m	4,2 m	67,7 m	71,9 m
Mächtigkeit in %	0%	6%	94%	100%
Anzahl der Schichten	0	4	23	27
Anzahl in % aller Schichten	0%	15%	85%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in Metern	0 m	1 m	3,1 m	

Sedimentpetrographie

Im obersten Teil der USM beherrschten zwei Schuttfächer den zentral- und ostschweizerischen Molasseraum. Von Westen her belieferte das Napf-System die Vorlandsenke weiterhin mit stark epidothaltigem Material; im Osten entwickelte sich aus der Kronberg-Schüttung der Hörnli-Schuttfächer. Seine westlichsten Ausläufer vermochten im obersten Abschnitt der USM die Napf-Schüttung zu verdrängen.

SM-Formel: G, E Z A r t

Kalzimetrie: C* 41 %, C 22 %, D 19 %, C/D 1,2

Durch den hohen Granatgehalt und die hohen Karbonatwerte lässt sich die «Oberaquitane Mergelzone» eindeutig von der liegenden Abfolge (restliche «Granitische Molasse») unterscheiden.

Fossilführung und Alter

Aus der OAM des Kartenblattes Einsiedeln sind keine altersweisenden Fossilfunde bekannt.

Obere Meeresmolasse (OMM)

Burdigalien

m₂ Luzern-Formation

Gemäss MÜLLER (1971) stellt der «*Bächer Sandstein*» ein lithologisches Äquivalent des «Luzerner Sandsteins» im Westen sowie des «Plattensandsteins» St. Gallens (u.a. BÜCHI 1950) im Osten dar. Die wichtigsten Aufschlüsse liegen an der Nordflanke des Rückens zwischen Freienbach und Wollerau.

In diesem Gebiet fallen die Schichten mit 30–40° gegen NNW ein, wobei die Fallwinkel von NNW nach SSE leicht zunehmen. Zahlreiche, meist verlassene Steinbrüche zeugen von der Eignung (Qualität) des plattigen, sehr dichten und festen Sandsteins als Baustein (Mauersteine, Ofen- und Bodenplatten, Treppenstufen usw.).

Als Typusprofil wurde von MÜLLER (1971) der Aufschluss im Steinbruch Waldisberg bezeichnet (Koord. 699.320/299.120, Profil in KELLER 1989: S. 357). Das Liegende («Oberaquitane Mergelzone») wurde in den Steinbrüchen nirgends angetroffen, dasselbe gilt für die andersorts erwähnten Geröllschnüre oder Konglomeratlagen im Grenzbereich OMM/USM (Basiskonglomerat).

In der 1965 niedergeteuften und ca. 15 km weiter im Westen, ausserhalb des Atlasblattes gelegenen Tiefbohrung Hünenberg-1 wurde die gesamte OMM durchfahren und dabei eine Mächtigkeit von 970 m festgestellt. Davon entfielen 270 m auf die St.-Gallen-Formation und 700 m auf die Luzern-Formation (Dr. Lorenz Wyssling AG 2007).

Die hangende St.-Gallen-Formation ist infolge Quartärbedeckung auf dem Gebiet des Atlasblattes nicht aufgeschlossen.

Lithologie

Die charakteristischen Merkmale sind nach MÜLLER (1971) und HABICHT (1987): bankig-plattige, kalkreiche, graublau-grünliche, glaukonitische Sandsteine mit dünnen, sandig-siltig-tonigen Zwischenlagen. Vereinzelt treten Gerölle (Gangquarze, Gneise, Granite), Kreuzschichtung, Fliessstrukturen und Rippelmarken auf. Die Schichtflächen sind häufig mit Pflanzenhäckseln und Muskovitschüppchen bedeckt. Ebenfalls typisch sind tiefgrüne tonige Mergelknollen.

Das Ablagerungsmilieu war flachmarin und erinnert oft stark an Wattenmeer-Fazies.

Sedimentpetrographie

Zur Zeit der unteren OMM beteiligten sich die Napf- und die Hörnli-Schüttung am Aufbau der mittelländischen Molasse (HOFMANN 1960, MATTER 1964, FÜCHTBAUER 1964, VON SALIS 1967). Die nach Osten gerichtete Napf-Schüttung verlief nördlich der nach Westen gerichteten Hörnli-Schüttung.

Nach MATTER und VON SALIS zeigt die OMM des Napf-Schuttfächers folgendes Schwermineralbild: g, E A a Z. Reine Hörnli-Sedimente weisen gemäss HOFMANN (1957) das folgende Schwermineralbild auf: g, E A Z r t s.

Während die schwermineralogischen Differenzen zwischen den beiden Schuttfächern klein sind, ergibt der Gesamtkarbonatgehalt weit deutlichere Unterschiede (MÜLLER (1971):

Napf-Schuttfächer: C* um 14%

Hörnli-Schuttfächer: C* um 35%

Vergleicht man die sedimentpetrographische Zusammensetzung des Sihl-Profils mit demjenigen der Napf- und Hörnli-Schüttung, so muss die Abfolge eindeutig zum Hörnli-Schuttfächer gestellt werden. Die lithostratigraphische Bezeichnung wäre demnach «Bächer Sandstein».

Fossilführung und Alter

Über die Fossilführung des «Bächer Sandsteins» existieren zahlreiche Publikationen. Neben RUTSCH & HÜRZELER (1934) findet sich die ausführlichste Zusammenstellung in MÜLLER (1971: S. 249).

Zu erwähnen ist auch SPECK (1945), der in den steilstehenden Schichten des «Bächer Sandsteins» im Sihlbett unterhalb Haslaub eine als *Isopodichnus* sp. (Arthropodenspur) bezeichnete Fährtenplatte, sowie eine Vogelfährte beschreibt. Letztere könnte vielleicht den Cursoriinae (Rennvögel) oder Charadriinae (Regenpfeifer) zugewiesen werden.

An Pflanzenresten fanden sich nur *Pinus* (Föhren)-Zapfen.

Der Bächer Sandstein ist aufgrund der Säugetieruntersuchungen von STEHLIN (1914) in die Stufe des Burdigaliens zu stellen.

m₂₋₃ Obere Meeresmolasse, undifferenziert (Luzern- oder St.-Gallen-Formation)

Im Raum Wollerau – Richterswil wurde in einigen Bohrungen auf Endteufe Obere Meeresmolasse angetroffen. Da nicht immer zweifelsfrei festgestellt werden konnte, ob es sich um die Luzern- oder St.-Gallen-Formation handelt, wurden die angetroffenen Sedimente in diesen Fällen als undifferenzierte Obere Meeresmolasse bezeichnet.

Obere Süswassermolasse (OSM)

Burdigalien – Langhien

m₄ Obere Süswassermolasse

Die Obere Süswassermolasse steht im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln nirgends oberflächlich aufgeschlossen an. Einzig im Raum Richterswil wurde in Bohrungen auf Endteufe OSM konstatiert. Als vorherrschende Lithologien treten bunte Mergel, Mergelsandsteine, karbonatreiche Sandsteinbänke und untergeordnet Konglomeratlagen auf. Der nächstgelegene gute Aufschluss befindet sich ca. 1 km nördlich ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln, beim Giessen Wädenswil (Profil in HÖHN-OCHSNER 1934: Abb. 1) und zeigt eine ca. 15 m mächtige Abfolge, die oben mit einer Konglomeratlage abschliesst.

Fig. 6: Modell der Felsrinne Richterswil – Menzingen. Darstellung der Felsoberfläche ohne die pleistozänen Ablagerungen. Die Rinne entstand vor mindestens 780 000 Jahren, verläuft parallel zum Alpenrand und wurde mehrphasig zugeschüttet und teilweise wieder ausgeräumt. Die pleistozänen Ablagerungen in der Felsrinne erreichen eine Mächtigkeit von über 500 m. Abbildung aus JORDAN (2008).

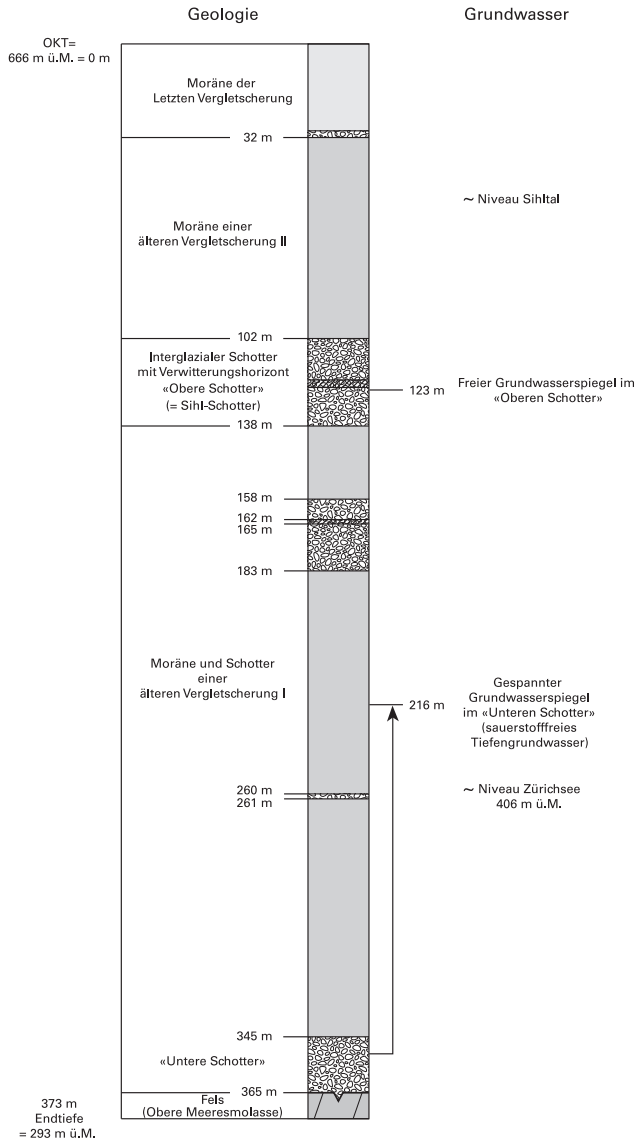


Fig. 7: Geologisches Profil der Tiefbohrung Schönenberg. Leicht modifiziert nach BLÜM & WYSSLING (2007).

gewiesen werden. Die z.T. in beträchtliche Tiefen vorgebrachten Bohrungen offenbarten eine komplexe mehrmalige Verfüllung und teilweise Wiederausräumung der Felsrinne. Zwei Querprofile und ein Längsprofil durch die Felsrinne Richterswil–Menzingen sind in den Tafeln I und II der Beilagen abgebildet. Das geologische Profil der mit 373 m Endtiefe längsten Bohrung von Schönenberg ist in Figur 7 wiedergegeben.

Präletzteiszeitliche Füllung der Felsrinne Richterswil–Menzingen

q_{sRe} Reidbach-Schotter (kaltzeitlicher Vorstossschotter)

Im Reidbach Tobel, nordwestlich der Eichmüli (Koord. 230.000/694.150), ist eine bis zu 40 m mächtige Abfolge von Kiessanden anstehend, mit charakteristisch zu Nagelfluh verkitteten Horizonten, welche in den Tobelflanken als Felswand bildende Stufen in Erscheinung treten. Aufgrund der Oberflächenaufschlüsse und den Bohrbefunden handelt es sich beim Reidbach-Schotter um eine sehr wechselvolle Serie aus kiesig-sandigen, teils zu Nagelfluh verkitteten Schotterlagen und von teils mächtigen, siltigen Sandsequenzen. Die Schichten fallen mit 10° bis 15° gegen Norden ein und werden örtlich von kleinen Störungen vertikal versetzt. Weiter talabwärts, südlich des TUWAG-Fabrikweiher war in einer Baugrube die Basis des grobkiesigen Reidbach-Schotters aufgeschlossen; hier überlagert der Reidbach-Schotter direkt den Felsuntergrund aus Sandsteinen der Oberen Süsswassermolasse. Weitere gute Aufschlüsse finden sich NW der Burghalde im Wald in einer kleinen, stark überwachsenen Kiesgrube (Koord. 694.890/229.860). Der Reidbach-Schotter erstreckt sich in nördlicher Richtung bis zu den Grundwasser- und Quelfassungen bei Mülönen.

Die Geröllzusammensetzung des Reidbach-Schotters ist charakterisiert durch einen hohen Anteil an Kristallin (12–20%) und milchigen Gangquarzen (7–8%) sowie wenig Verrucano- (3%) und Doggergerölle (2–4%) (mündl. Mitt. T. Gubler 2006).

q_{ml} Moräne und Schotter älterer Vergletscherungen (Schwanden-Schotter)

Am Nordostrand der Felsrinne Richterswil–Menzingen sind im Gebiet Richterswil die – nach den Reidbach-Schottern – ältesten in der Felsrinne abgelagerten Sedimente mittels zahlreicher Bohrungen bekannt geworden. Nach den Bohrbefunden handelt es sich um eine matrixreiche Grundmoräne, darüber bzw. lateral verfingernd folgt der so genannte Schwanden-Schotter. Seine grösste Mächtigkeit wurde in der Bohrung KB4-06 Beichlen (Koord. 692.811/229.094) mit 63 m ermittelt. Das Geröllspektrum des Schwanden-Schotters ist charakterisiert durch einen geringen Anteil an Kristallin (1–2%) und Gangquarz (0–2%) sowie



Fig. 8: Kaltzeitliche feingeschichtete Seeablagerungen (Seeton von Richterswil) in einer Baugrube in Richterswil (Koord. ca. 695.940/228.830). Foto D. Kälin 2007.

wenig Verrucano- (1–4 %) und Doggergerölle (5 %). Beim restlichen, grössten Teil der Gerölle handelt es sich um aufgearbeitete Molasse, insbesondere Sandsteine der OMM. Im untersten Teil der Schwanden-Schotter und in der Moräne treten keine Verrucano-Gesteine auf (Geröllbestimmung T. Gubler, unpubl. Daten, 2005).

q_{SLR} Seeton von Richterswil (kaltzeitliche Seeablagerungen)

Beim Seeton von Richterswil handelt es sich um kompakt gelagerte, beige-graue bis dunkelgraue, im cm- bis mm-Bereich feingeschichtete Sande, feinsandige Silte und siltige Tone. Diese kaltzeitlichen Seeablagerungen sind an der Oberfläche SE der Eichmüli im oberen Reidbachtobel an den durch kleine Rutschungen gekennzeichneten Hängen anstehend. Im oberen Dorfgebiet von Richterswil zwischen Burghalde und Neuhusrain ist aus zahlreichen Baugrundbefunden bekannt, dass im ganzen Gebiet unter einer bis zu 3 m mächtigen Moränendecke die Seetone von Richterswil folgen (SCHINDLER 2005).

Die grösste Mächtigkeit der Seetone von Richterswil wurde in der Ebene bei Burghalde in KB 2-04 (Koord. 694.355/229.482) mit ca. 100 m erbohrt. Unter einer Deckschicht aus jüngeren eiszeitlichen Seetonen wurde in 3,3–5,0 m Tiefe unter Terrain ein oberflächennaher, grobkiesiger randglazialer Bachschotter angetroffen. Darunter folgen bis 24,8 m Tiefe Moränenablagerungen und dann bis 126 m Tiefe die praktisch undurchlässigen Seetone von Richterswil, welche von 27,7–83,0 m Tiefe stark deformierte Schichtung zeigen. Die Bohrung wurde in 126,0 m Tiefe innerhalb der Seetone eingestellt.

Mit zahlreichen Bohrungen ist dokumentiert, dass die Seetone von Richterswil eine regionale Verbreitung aufweisen und sich in südlicher Richtung im Untergrund fortsetzen.

Interglazialer Schotter mit Verwitterungshorizont

Der interglaziale Schotter mit Verwitterungshorizont ist an der Oberfläche nicht aufgeschlossen und nur aus Bohrungen bekannt (vgl. Taf. I u. II). In der Tiefbohrung Schönenberg (KB 150, vgl. Fig. 7) wurde in 132,8 m Tiefe (Kote 533,3 m ü. M.) über der Moräne q_{ml} eine 30,3 m mächtige, dreiteilige Schichtsequenz von interglazial abgelagerten Sedimenten erbohrt. Über der Moräne q_{ml} liegt als unterste Schichtsequenz eine 10 m mächtige Abfolge aus kiesig-grobblockigen Schmelzwassersedimenten mit moränenartigen (glazigenen) Einlagerungen. Darüber folgt als mittlere Schichtsequenz eine 0,6 m starke kiesig-sandige Schotterschicht mit z.T. stark verwitterten Kieskomponenten und darüber eine 0,4 m mächtige Schicht aus tonig-siltigem Feinsand mit Kies und Fetzen von dunkelbraunem Feinsand mit torfigem Material. Darüber folgt als obere Schichtsequenz ein z.T. stark verkitteter Schotter. Die gut gerundeten Kies- und Steinkomponenten setzten sich zusammen aus 10% Molassesandsteinen und -konglomeraten, 19% aufgearbeiteten Geröllen aus der Molasse (USM), 28% Flyschsandsteinen und 3% Glarner Verrucano. Gangquarze, Kristallin und Doggergesteine fehlen (Analyse T. Gubler, KB 150, Probe 4: 102–121 m, nicht publ. Daten, 2007). Westlich der Sihl wurde in KB 125 dieselbe dreiteilige Schichtsequenz erbohrt, wobei die mittlere warmzeitliche Sequenz mit Seeablagerungen und Schieferkohlehorizonten mit 5,5 m eine grössere Mächtigkeit aufwies. Die obere Schottersequenz lässt sich aufgrund der stratigraphischen Lage mit dem weiter SW im Sihltal Felswand bildend anstehenden Sihl-Schotter bzw. dem Sihlsprung-Schotter (vgl. GUBLER 2009, Erläuterungen Blatt Albis, Einheit q_{swsi}) korrelieren. Beim Sihl-Schotter handelt es sich um den Vorstossschotter des Linth-Rheingletschers.

q_{swa} Waisenhaus-Schotter (kaltzeitlicher Schotter)

Die markante Geländeterrasse Felsen-Geren westlich des Reidbachtobels und der Hügel Altschloss östlich des Reidbachtobels werden von einer bis zu 30 m



Fig. 9: Blick von Süden auf die markante, von verkittetem Waisenhaus-Schotter gebildete Geländekante südlich Altschloss (Koord. 694.595/229.595). Darunter liegt der Richterswiler Rebberg «Wandflüeler». Foto D. Kälin 2007.

mächtigen Abfolge von Schottern mit charakteristischen, zu Nagelfluh verkitteten Horizonten aufgebaut. Gut aufgeschlossen ist der Waisenhaus-Schotter bei Felsen, bei der Ruine der Burg Alt-Wädenswil und oberhalb des Rebberges «Wandflüeler». Der Waisenhaus-Schotter überlagert praktisch konkordant die älteren Seetone von Richterswil (q_{SLR}).

Die schlechte Kornverteilung – die Mehrheit der Gerölle besitzt Hasel- bis Wallnussgrösse, selten erreichen sie Faustgrösse (HÖHN-OCHSNER 1934) – und die gute Rundung der Kies- und Geröllkomponenten dokumentieren eine fluviatile Schüttung, welche aus generell südlicher bis südwestlicher Richtung erfolgt sein muss. Die Geröllzusammensetzung des Waisenhaus-Schotters zeichnet sich aus durch einen hohen Anteil (um 75%) von aufgearbeiteten Geröllkomponenten aus der Unteren Süsswassermolasse. Kristallin, Gangquarz, Verrucano- und Doggergesteine sind mit je 0–1% nur ganz untergeordnet nachweisbar. Aufgrund der petrographischen Zusammensetzung dürfte das Einzugsgebiet dieses Schotters das unmittelbare Hinterland von Richterswil (Sihltal, Etzel, Wägital) umfassen (mündl. Mitt. T. Gubler 2006).

Ebenfalls dem Waisenhaus-Schotter zugerechnet wird der Schotter, welcher unterhalb des Elektrizitätswerkes bei Wald (Koord. 690.020/226.315) ansteht. Dieser bereits von HÖHN-OCHSNER (1934) beschriebene Schotter besteht aus Geröllen aus Malm- und Kreidekalken, Kreide- und Molassesandsteinen, Sernifiten und stark verwitterten Dolomitgeröllen. Kristallingerölle scheinen sehr selten zu sein.

q_{ml} Moräne älterer Vergletscherungen

Die Seetone von Richterswil werden gegen Westen diskordant von einer Moräne bzw. darin eingelagertem randglazialem Schotter überlagert. Gemäss Bohrbefunden (z.B. KB3-06 Golfplatz Schönenberg-Hinterstollen, Koord. 690.342/228.760) besteht der randglaziale Schotter aus einem grobsandreichen Kies. Die matrixreiche, stark sandige Moräne ist sehr kompakt gelagert und sandsteinartig verkittet.

Präletzzeitliche Ablagerungen ausserhalb der Felsrinne Richterswil – Menzingen

q_m Moräne älterer Vergletscherungen

Während des Maximalstandes der Letzten Vergletscherung sind die höheren Anteile der Höhrnen, Teile des Molassezwickels zwischen Ägeri- und Rothen-thurm-Eis und die höheren Anteile der südlichen subalpinen Molasseschuppen eisfrei geblieben. In diesen Gebieten liegen lokal stark verwitterte Moränenreste vor, die aufgrund ihrer Lage oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes älteren Vergletscherungen zugeordnet werden müssen.

q_{sR} Ratengütsch-Schotter

Südlich der Strasse über den Raten steht in einer alten, verlassenen Grube (Koord. 693.360/221.750) der stark verkittete Ratengütsch-Schotter an. Er führt nach FREI (1914) Verrucano-Gerölle und dürfte deshalb während einer der grossen mittelpleistozänen Vergletscherungen von Osten, vom Linth-Rheingletscher geschüttet worden sein.

q_{sS} Scherenspitz-Schotter

Am Scherenspitz westlich Schindellegi steht bei Koord. 695.210/225.520 stark verkitteter Schotter auf einer Höhe von 1010 m ü. M. an. Nach PAVONI (1955) ist seine Entdeckung auf Prof. W. Leupold zurückzuführen. Im Chuen und am Ostabhang des Scherenspitz ist das lehmige Gesteinsgut mit gekritzten Geschieben versetzt und verkittet. Vorherrschend sind Kalke, Sernifite, Quarzite, Glaukonit-sandsteine, Molassenagelfluf und -sandsteine mit Verwitterungsrinde.

q_{sRa} Rabennest-Schotter

Östlich des Schnabelsbergs (Koord. 699.420/222.040) folgt über den steil in südlicher Richtung einfallenden Molassefelsschichten diskordant der Rabennest-Schotter. Es handelt sich dabei um eine mindestens 30 m mächtige Abfolge von mässig bis stark verkitteten, sandarmen Kiesen mit reichlich Steinen und

Blöcken. An der Basis treten bis 0,5 m³ grosse aufgearbeitete Molassesandsteinblöcke auf.

Lagerung, Kornverteilung (gradierte Schichtsequenzen) und die gute Rundung der Kies- und Geröllkomponenten weisen auf eine fluviatile Schüttung hin. Die sandfreien Kies- und Gerölllagen dokumentieren hohe Fliessgeschwindigkeiten. Beim Aufschluss südlich Nüboden (Koord. 699.560/222.350) lässt sich aus der Einregelung der plattigen und gut gerundeten Kies- und Geröllkomponenten eine Schüttungsrichtung in nordwestlicher Richtung rekonstruieren.

Die monotone Zusammensetzung des Geröllspektrums des Rabennest-Schotters mit reichlich Gesteinen aus dem Wägitaler Flysch (Feinbrekzien, Silt- und braune Kalksandsteine, hellgraue Alberese-Kalke und Nummulitenkalke), aufgearbeiteten Geröllen aus der subalpinen Molasse und aus den Klippen (dolomitische Kalke und Dolomite, vereinzelt Radiolarit, Spilit, Keuper-Siltsteine und biogene Kalke, vgl. Tab. 10) dokumentieren als Herkunftsgebiet das mittlere und obere Alptal. Bei Nüboden treten im Geröllspektrum vereinzelt Verrucano-Gesteine auf, ein Hinweis auf Geschiebe aus dem Einzugsgebiet des Linth-Rheingletschers. Eine Geröllanalyse an 380 Geröllen (Bestimmung R. Trümpy †, P. Felber und G. Wyssling) ergab die Resultate von Tabelle 10.

q_{sc} Chatzenstrick-Schotter

Südlich Brunneren und westlich Kürisegg steht flach SW-einfallender, mässig verkitteter Chatzenstrick-Schotter an mit gerundeten, bis kopfgrossen Geröllen mit Verrucano-Anteilen. Die Mächtigkeit des Schotters liegt bei über 40 m (FREI 1914).

Mittelpleistozäne Sedimente in Bohrungen bei Geissboden

In der Ebene bei Geissboden SE Schindellegi wurden zahlreiche Bohrungen niedergebracht, darunter auch eine Spülbohrung mit einer Endtiefe von 278 m (Sieber, Cassina & Partner 2009).

Die oben erwähnte, den Molassefels bei 268 m erreichende Spülbohrung bei Koord. ca. 698.175/225.000) durchfuhr von OKT bis 88 m Tiefe zuerst verschwemmte und darunter komplex aufgebaute Moräne. Eine zweite Moränenlage folgte in 110–148 m Tiefe. In 88–110, 148–213 und 218–232 m Tiefe wurden dreimal Seebodenablagerungen durchfahren. Die Profilometer 213–218 und 232–268 (dichte Kiese) wurden als alte Rinnenfüllungen interpretiert. Es ist davon auszugehen, dass es sich beim grössten Teil dieser Abfolge um präletzzeitliche Ablagerungen handelt. Demnach würde im Gebiet von Geissboden eine tiefe mittelpleistozäne Rinne vorliegen. Möglicherweise handelt es sich um einen Zubringer aus dem früheren Sihltal zu der ebenfalls mittelpleistozänen Felsrinne Richterswil–Menzingen (vgl. auch Fig. 7 in WYSSLING 2002).

Tabelle 10: *Geröllanalyse im Rabennest-Schotter (Probenahmestelle Koord. 699.430/222.030, Gerölldurchmesser 2 bis 10 cm).*

Flysch (Feinbrekzien)	8,2%	Wägitaler Flysch	63,6%
Flysch (Sandsteine, Mergel)	18,8%		
Kalksandstein, braungrau	25,1%		
Alberese-Kalke (Kreide), dichte Kalke	10,0%		
Nummulitenkalk (Tertiär)	0,9%		
Ölquarzit	0,6%		
dolomitische Kalke und Dolomit, mürb	9,4%	Klippen	10,9%
Radiolarit, Spilit, Siltstein (Keuper)	0,9%		
Kalke (onkolitisch)	0,6%		
Gerölle mit konkaven Drucklösungen (USM)	15,2%	Subalpine Molasse	25,5%
Sandsteine (USM)	10,3%		

MITTLERES-SPÄTES PLEISTOZÄN

q_{SL} Stauschotter und Seeablagerungen von Schnabelsberg

Zwischen Schnabelsberg und Nüberg besteht die westliche Talflanke aus einem morphologisch gut erkennbaren, grossen Rutschhang. Darin stehen im mittleren und oberen Hangabschnitt unter der letzteiszeitlich abgelagerten Moräne kiesig-sandiger Schotter, Sande und darüber sandig-tonige Seeablagerungen an. Östlich und nordöstlich von Schnabelsberg wurde der sandig-kiesige Schotter zur Kiesgewinnung in kleinen Gruben abgebaut. Im Zusammenhang mit einem Deponieprojekt wurden die Stauschotter und die Seeablagerungen östlich Nüberg mit 5 Bohrungen zu je 20 m Bohrtiefe erbohrt (vgl. Profilskizze in Fig. 11).

Der sandreiche, meist schlecht sortierte, kiesige Schotter setzt sich zusammen aus zahlreichen Flyschgesteinen (Wägitaler Flysch), hellgrauen Kalken, Sandkalcken und dolomitischen Kalken aus den Klippen und aus der subalpinen Molasse. Gesteine aus dem Helvetikum (biogene Kalke, tertiäre Nummulitenkalke) und permische Verrucano-Gesteine treten nur untergeordnet auf. Mit zunehmender Höhenlage und in nördlicher Richtung nimmt der Sandanteil in den kiesigen Schottern zu, es treten zunehmend mehr geschichtete siltige Feinsandsequenzen auf. Darüber folgen feingeschichtete tonig-siltige Feinsande (kaltzeitliche Seeablagerungen).



Fig 10: Stark verkitteter, steile Felswände bildender Rabennest-Schotter nördlich von Einsiedeln, westlich der Alp (Koord. 699.425/222.060). Foto D. Kälin 2008.

Die Stauschotter und Seeablagerungen von Schnabelsberg lassen sich mit dem Schotter, welcher auf der rechten (östlichen) Talseite nördlich Nüboden aufgeschlossen ist, korrelieren. Auf der rechten Strassenseite, bei der Kreuzung nördlich Nüboden (Koord. 699.560/222.830), folgt über einer kompakten Moräne eine grobblockige Moräne mit zahlreichen Findlingen und darüber ein mindestens 5 m mächtiger, fluvialer Schotter mit gut gerundeten und plattigen Geröllen, welche eine dachziegelartige Einregelung in östlicher Richtung aufweisen. Das Geröllspektrum umfasst zahlreiche hellgraue Kalke, Flyschgesteine, aufgearbeitete Molassegerölle (USM), dolomitische Kalke und wenig Verrucano. Im oberen Teil treten verkittete Sandlagen auf. Über dem Schotter folgt die Moräne des letzteiszeitlichen Eisvorstosses.

Felsrinne von Nüboden

Aufgrund der Oberflächenaufschlüsse kann gefolgert werden, dass eine alte Felsrinne bei Nüboden das heutige Alptal in Ost-West-Richtung quert und sich im Untergrund gegen Westen in Richtung Bennau fortsetzt. Aufgrund der relativen Altersabfolge der quartären Lockergesteinsfüllung der Felsrinne ist die Erosion bzw. die Entstehung der Felsrinne in die Zeit frühes oder mittleres Pleistozän anzunehmen.

Ablagerungen in der Felsrinne von Nüboden (Fig. 11)

Die alte Felsrinne von Nüboden ist im basalen Teil gefüllt mit älteren Moränenablagerungen (mittleres Pleistozän), welche vom in nordwestlicher Richtung geschütteten Rabennest-Schotter überlagert werden. Aufgrund des Geröllspektrums wurde der Rabennest-Schotter von einem Fluss aus dem Gebiet des mittleren bis oberen Alptales geschüttet.

Beim Eisaufbau der vorletzten Vergletscherung wurden durch Gletscherflüsse grosse Teile des Rabennest-Schotters erodiert und via Biberbrugg – Schindellegi nach Richterswil – Wädenswil verfrachtet und dort als grosser Schuttkegel in einem kaltzeitlichen See abgelagert. Bei diesem umgelagerten Material handelt es sich um den Waisenhaus-Schotter von Richterswil.

Im Verlauf der Letzten Eiszeit verhinderte der durch das Zürichseetal vorstossende Rhein-Linthgletscher zunehmend den Abfluss der Gletscherflüsse aus dem Gebiet des Alptales und des oberen Sihltales ins Zürichseetal. Dies hatte in der Ost-West verlaufenden Felsrinne von Nüboden die Ablagerung von Stauschottern, Sanden und Seeablagerungen zur Folge. Das Vorkommen von Verrucano-Gesteinen in den Stauschottern von Schnabelsberg zeigt, dass auch Moränenmaterial des Linth-Rheingletschers ausgewaschen und umgelagert worden ist.

Die über den Stauschottern und Seeablagerungen folgende Moräne belegt, dass beim Erreichen der maximalen letzteiszeitlichen Eisausdehnung das ganze Gebiet eisbedeckt war.

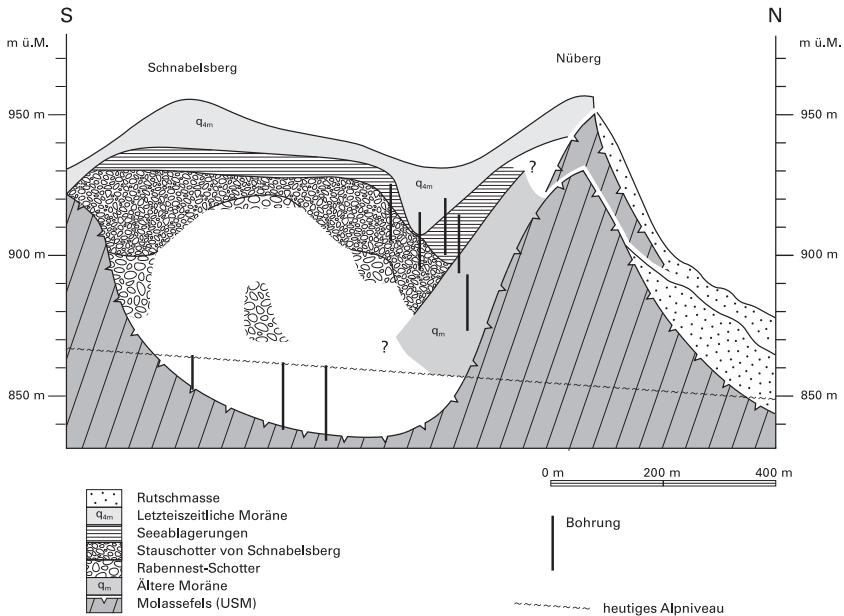


Fig. 11: Geologisches Querprofil durch die Felsrinne bei Nüboden–Rabennest (5-fach überhöht)
 Autor: G. Wyssling.

Nach dem letzteiszeitlichen Maximum setzte im Gebiet Einsiedeln–Biberbrugg–Schindellegi durch die Schmelzwasserflüsse eine starke Tiefenerosion ein. Dabei wurde das heutige Sihltal angelegt und im Gebiet zwischen Einsiedeln und Biberbrugg das tief in den Molassefels eingeschnittene untere Alptal geschaffen.

Warmzeitlicher Verwitterungshorizont

In mehreren Bohrungen folgt unter der letzteiszeitlichen Moräne ein ausgeprägter, in den Bohrprofilen am markanten Farbwechsel von grau zu rotbraun gut erkennbarer Verwitterungshorizont. Auffallend ist die starke Zersetzung der dolomitischen Gesteine und die zu Grus zerfallenden kristallinen Gesteine. Dabei handelt es sich um die während dem letzten Interglazial der Verwitterung und Bodenbildung ausgesetzte ehemalige Oberfläche. Die weiträumige Erhaltung dieses Verwitterungshorizontes zeigt, dass der letzteiszeitliche Gletschervorstoss im Gebiet von Richterswil–Menzingen praktisch über keine Erosionsleistung verfügte.

SPÄTES PLEISTOZÄN

Letzte Vergletscherung

Während der Letzten Vergletscherung war der grösste Teil des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln vom Eis dreier Gletschersysteme bedeckt. Von Osten drang der Linth-Rheingletscher durch die Obere Zürichseetalung vor. Von SW reichte ein Lappen des Reussgletschers über Sattel in die Hochebene von Rothenthurm, und von Süden rückte der Sihlgletscher vor. Zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximalstandes war der Linth-Rheingletscher in die Lücke zwischen Etzel und Höhrnen nach Süden vorgestossen, wo er im Gebiet von Hartmannsegg–Ober Waldweg–Brugeren mit dem Sihlgletscher zusammenstiess und diesen zurückstaute. Spätestens mit dem Vordringen des Linth-Rheingletschers in die Lücke zwischen Etzel und Höhrnen wurde der Abfluss der Gewässer aus dem Sihl- und Alptal sowie aus dem Tal der Biber behindert, und es bildeten sich randglaziale Stauseen. Vor allem im unteren Alptal (Becken von Einsiedeln) und in der Gegend von Bannau bestanden diese offensichtlich längere Zeit und wurden mit mächtigen Seeablagerungen verfüllt.

Linth-Rheingletscher

Zur Zeit des höchsten Eisstandes der Letzten Eiszeit reichte der Linthgletscher am Etzel, durch Wallreste belegt, bis auf knapp 1000 m ü. M. (Pkt. 998 Ragenau). Dieser eindrucksvolle bogenförmige Moränenwall findet seine Fortsetzung über Änzenau, Hinterhorben, Almig, Hartmannsegg und Altberg. Im Abschnitt Altberg erreicht der Moränenwall eine Höhe von 65 m verglichen mit der Schotterebene von Bannau. Die weitere Fortsetzung bilden auf der Nordseite der Höhrnen die Wälle von Höhrnenboden, Unterer Rossberg, Mistlibüel, Obersparen und Dutz.

Im Gebiet Nüberg–Untere Burgeren lässt sich letzteiszeitliche Moräne aus kompakt gelagerten tonig-siltigen Feinsanden mit mässig Kies und einzelnen Blöcken beobachten. Gute Aufschlüsse finden sich im Bacheinschnitt südlich von Nüberg bis zum Bannauer Steg. Damit zeigt sich, dass die maximale Eisausdehnung während der Letzten Vergletscherung über den markanten Wall Hartmannsegg–Altberg hinausreichte.

Zur Zeit des höchsten Eisstandes der Letzten Eiszeit vermochte der Linth-Rheingletscher auch über die Lücke zwischen Etzel und Stofel zu fliessen, was die markanten Moränenwälle bei Hotzlen und Fuchsloch–Grund belegen.

Reussgletscher

Der gegen Biberbrugg vorrückende Arm des Reussgletschers reichte während des letzteiszeitlichen Maximalstandes über die Dritte Altmatt hinaus, wo zwischen Wijer und Schlänggli zwei flache, bogenförmige Wälle die Hochebene queren. Die

flache Endmoräne von Schlänggli scheint jedoch nicht den äussersten Eisstand darzustellen, da die Seitenmoräne von Wissenbach wahrscheinlich einem noch extensiveren Eisstand entspricht. Dem Stand von Wijer und Schlänggli scheinen die rechtsseitigen Seitenmoränen von Stigersstafel zu entsprechen (HANTKE 1958).

Ein weiterer flacher Endmoränenwall streicht bei der Zweiten Altmatt schief in die Talebene hinein.

Sihlgletscher

Die äusserste erhaltene Endmoräne des Sihlgletschers entspricht dem Wall des Oberen Waldwegs. In dieser Position war der Sihlgletscher durch das zwischen Etzel und Höhrnen eingedrungene Eis des Linth-Rheingletschers gestaut worden.

q_{sH} Hüttner Schotter

Auf der Nordseite der Sihl, zwischen Hüttner Brugg und Halden, steht stark verkitteter Hüttner Schotter an. Nach HÖHN-OCHSNER (1934) bestehen die Gerölle des Schotters hauptsächlich aus Kreidekalken, Kreidesandsteinen, Molasse-sandsteinen, ca. 10% Sernifiten sowie spärlich Dolomiten und Quarziten. Kristallingerölle konnte er keine auffinden. Die Schichtung zeigt ein Gefälle von 4 bis 6° nach NW. Wahrscheinlich handelt es sich um Schotter aus einer frühen Phase der Letzten Eiszeit.

q_{4m} Moräne der Letzten Vergletscherung

Weite Teile im Gebiet des Kartenblattes sind von Moränenablagerungen der Letzten Vergletscherung bedeckt. Mit dem Begriff «Moräne» werden sowohl die durch den Gletscher aufgebauten, das Landschaftsbild prägenden Moränenwälle als auch die durch ihn direkt abgelagerten glazialen Sedimente zusammengefasst. Die Mächtigkeit der letzteiszeitlichen Moränenablagerungen variiert von geringer Überlagerung des Molassefels bzw. älterer pleistozäner Ablagerungen bis zu über 80 m, z.B. im Gebiet westlich von Hütten. Bohrbefunde und Aufschlüsse in Kiesgruben zeigen häufig eine Wechsellagerung von feinkörnigem Moränenmaterial (Typus Grundmoräne), gröberem kiesig-blockigem Material mit geringmächtigen kiesigen Schotterlinsen und tonig-siltigen Stillwassersedimenten.

Beim Vorstoss der Eismassen des Linth-Rheingletschers durch die Lücke zwischen Etzel und Höhrnen stauten diese die Gewässer aus der Ebene von Rothenthurm, dem Alp- und dem Sihltal zeitweilig zu Seen auf. In diesen gelangten feinkörnige Seesedimente zur Ablagerung, die beim weiteren Vorrücken oder beim Pendeln der Eismassen überfahren wurden. Ein schöner Aufschluss von überfahrenen (vorbelasteten) Seesedimenten befindet sich auf der rechten Seite der Sihl nördlich Biberbrugg (Koord. 697.890/224.370). Diese in die letzteiszeitliche Moräne eingelagerten Sedimente wurden nicht speziell ausgeschieden.

Im Gebiet Nüberg besteht die Moräne aus kompakt gelagerten tonig-siltigen Feinsanden mit mässig Kies und einzelnen Blöcken. Gute Aufschlüsse finden sich im Bacheinschnitt südlich von Nüberg bis zum Bennauer Steg sowie im Bacheinschnitt bei der Chummenweid.

q_{4mÄ}: Äusserste bzw. höchste Moränenwälle

Die höchsten letzteiszeitlichen Moränenwälle setzen westlich des Etzels bei Ragenau (Pkt. 998) ein. Der bogenförmige Wall lässt sich weiter über Änzenau nach Hinterhorben, Almig, Hartmannsegg und Altberg verfolgen. Die weitere Fortsetzung bilden auf der Nordseite der Höhrnen die Wälle von Höhrnenboden (Pkt. 958), Unterer Rossberg (Pkt. 954), Mistlibüel (Pkt. 941), Obersparen und Dutz (Pkt. 866). KELLER & KRAYSS (2005) legen das Alter des letzteiszeitlichen Maximums auf ca. 24 000 Jahre vor heute.

q_{4mS}: Moränenwall des Schlieren-Stadiums

Der Eisrandlage des Schlieren-Stadiums werden die Moränenwälle zugeordnet, die westlich des Etzels bei Büel – Büelweid einsetzen und über Friesischwand und Oribüel bis nach Schönau zu verfolgen sind (HANTKE 1958). KELLER & KRAYSS (2005) legen das Alter des Schlieren-Stadiums auf ca. 21 500 Jahre vor heute.

q_{4mZ}: Moränenwall des Zürich-Stadiums

Dem Zürich-Stadium zugeordnet werden die mehrfach aufgefächerten Moränenwälle, welche von Hütten über Schönenberg zur Schlieregg verlaufen. KELLER & KRAYSS (2005) legen das Alter des Zürich-Stadiums auf ca. 19 500 Jahre vor heute.

q_{4mH}: Moränenwall des Hurden-Stadiums

Der flache Moränenwall von Hurden wurde relativ früh als Stand des Linth-Rheingletschers erkannt (WETTSTEIN 1885). AEPPLI (1894) und HERBORDT (1907) wiesen darauf hin, dass das heute weitgehend abgebaute Kies gegen Westen, z.T. auch gegen Süden geschüttet wurde. Allerdings lag der Seespiegel damals um Kote 417m, also rund 11m höher als heute. Die durch zahlreiche Bohrungen (VON MOOS 1943) gut bekannten Schotter wurden gegen Ende des Hurden-Stadiums noch teilweise vom Gletscher überfahren, was durch eine kleine Wallmoräne bezeugt wird. KELLER & KRAYSS (2005) geben für das Hurden-Stadium ein Alter von ca. 18 000 Jahren vor heute.

Drumlins

Im Gebiet von Wädenswil (Beicheln) und insbesondere westlich von Schönenberg finden sich eine grössere Anzahl von Drumlins. Das Kerngebiet des



Fig. 12: Blick vom letzteiszeitlichen Endmoränenwall des Linth-Rheingletschers bei Altberg Richtung SW. Im Mittelgrund die Schotterebene von Bannau und unter deren markantem Abrissrand die unterliegenden, sich durch eine unruhige Topographie manifestierenden Stauseeablagerungen. Weiter im Hintergrund die gegen den Beobachter (gegen Norden) abfallende Sanderebene des Rothenthurmer Armes des Reussgletschers. Foto D. Kälin 2009.



Fig. 13: Blick von Schwyzerbrugg Richtung ENE. Links der Hügel des Endmoränenwalls des Linth-Rheingletschers (Altberg). Im Mittelgrund rechts die Schotterebene von Bannau. Im Vordergrund die unruhige Topographie der Stauseesedimente (Seebodenablagerungen). Foto D. Kälin 2009.

Drumlinfeldes, welches sich in westlicher Richtung fortsetzt (vgl. Atlasblatt 89 Zug) liegt westlich der mehrfach aufgefächerten Endmoränenbögen des Zürich-Stadiums, westlich Schönenberg.

q_{lm} Lokalmoräne

Lokalmoränen finden sich vereinzelt oberhalb des letzteiszeitlichen Maximalstandes. Zu erwähnen ist das Vorkommen bei Rosswald auf der Nordseite der Höhrönen, diejenigen in den Nordabhängen östlich der Zweiten Altmatt und westlich der Sattellegg gegen Fuchsberg.

Erratiker

Häufig sind im linksseitigen Linthgletscher-Bereich Verrucano-Findlinge vom Kärpf- und südlichen Glärnisch. Zwischen Richterswil und Hütten waren sie schon J. W. von Goethe aufgefallen. «Am Wege fanden wir die grauen und roten Platten und andere Breccien zum Gebrauch hingeschafft. Die grünen Platten haben in ihren Abwechslungen viel Ähnlichkeit mit der Harzer grauen Wacke, indem sie bald porphyr-, bald breccienartig erscheinen.»

Sernifit-Blöcke von über 100 m³ erwähnt HÖHN-OCHSNER (1934) aus der Sihl zwischen Waldhalde und dem Molassedurchbruch bei Haslaub. Im Sihlbett zwischen Schindellegi und dem westlichen Kartenrand liegen zahllose weitere. Das Feingut wurde von Schmelzwasser und Sihl ausgeschwemmt, so dass nur Blöcke im Flussbett zurückblieben (AEPPLI 1894, HÖHN-OCHSNER 1934, MÜLLER 1978). Neben Verrucano und Hirzli-Nagelfluh ist die ganze Palette aus dem Glarner Linthtal vertreten. Südlich des Etzels liegt ein grüner Gneis aus den Quelltälern der Linth (HERBORDT 1907).

Zahlreich sind Hirzli-Nagelfluhblöcke im Sihl-Durchbruch unterhalb der Tüfelsbrugg. In der Moräne im Schwantenuwald sind Findlinge selten, im Tälchen, das vom Müllersried zur Alp entwässert, dagegen häufig. Neben Verrucano- und Nagelfluh- finden sich Malm- und Kieselkalk-Blöcke. Im Sihldurchbruch und im Müllersrieder Tälchen wurde das Feingut von Schmelzwässern ausgewaschen.

NE des Raten, im Ijenbachtal und im Breitried, liegen ausserhalb des letzteiszeitlichen Wissenbach-Walles vom während einer älteren Vergletscherung eingedungenen Linth-Eis abgelagerte Verrucano-Blöcke. Präletzteiszeitliche Erratiker (Verrucano, Hirzli-Nagelfluh, Melser- und Lias-Sandsteine, Kieselkalke und Flysch) finden sich auch östlich des Rossbergs.

Zahllose Erratiker wurden für Uferverbauungen verwendet. Auf der Au zwischen Egg und Tüfelsbrugg gibt HERBORDT (1907) rund 20 an. Von diesen liegen noch einige am Sihlufer. Viele sind zerstört; weiteren droht ein gleiches Schicksal. Manche sind in Anlagen und Gärten gesetzt worden; meist steht offen, ob sie aus der Baugrube stammen oder von einem Kieswerk zugekauft worden sind.

Neben Nagelfluh- und Sandstein-Blöcken aus der subalpinen Molasse stammen viele aus der Drusberg-Decke (Kieselkalk, Drusberg-Formation, Schrattenkalk, Garschella-Formation und Seewen-Kalk), Nummulitenkalke hingegen aus der abgesicherten Inneren und Äusseren Einsiedler Schuppenzone. Der Minster-Ast lieferte Klippen-Malm und Couches rouges der Klippen-Decke, Radiolarite und Grüngesteine der Radiolarit-Decke, Hauptdolomite der ostalpinen Roggenstock-Decke, Sandkalke, Quarzite aus dem Wägitaler Flysch und Exoten aus dem Iberg-Mélange.

Ein historisch wichtiger Erratiker liegt im Zürichsee zwischen der Insel Lützelau und der Rapperswiler Seebrücke als Grenzstein der Kantone Zürich, St. Gallen und Schwyz (GUT & ZIEGLER 1983). An der Sihlhalden bildet der «Tödistein» die Grenze zwischen Vorder und Hinter Hof.

Als geschützter Erratiker ist der Block von Quintner Kalk im Strandbad Freienbach im Zürichsee zu erwähnen, auf dem J.-P. Voiret 1992 (in BÜCHI 1999) Schalen entdeckt hat.

q_{ST} Trachslau-Schotter

Auf der linken Seite der Alp liegt südlich Trachslau (Nordrand Blatt Ibergeregg) über das Trachslauer Moos bis gegen Schweig SW von Einsiedeln grauer Schotter. Er bildet eine markante, leicht nach Norden einfallende Ebene. Der gegen Norden feingerölliger werdende Schotter wird in einer grossen Grube bei Trachslau abgebaut (Fig. 14), knapp ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln. Der Geröllinhalt des Trachslau-Schotters ist charakterisiert durch viel Albersese, Couches rouges, Flyschsandsteine und Ölquarzite (BISIG 1950). Über dem Trachslau-Schotter liegen geringmächtige Seebodenablagerungen und darüber an organischem Material reiche Verlandungssedimente. Gegen Norden keilt der Trachslau-Schotter allmählich aus; er geht in die in die Seebodensedimente von Einsiedeln eingelagerten Sandlagen über.

q_{SLE} Seebodensedimente im Becken von Einsiedeln («Einsiedler Lehm»)

Im Becken von Einsiedeln liegen über dem Felsuntergrund aus subalpiner Molasse mächtige eiszeitliche und nacheiszeitliche Seeablagerungen, die schon KAUFMANN (1877: S. 137) bekannt waren. Diese bestehen zum grössten Teil aus tonig-siltigen Sedimenten mit deutlicher Feinschichtung und einzelnen Dropstones; sie werden als «Einsiedler Lehm» bezeichnet. Früher wurden sie zur Verwendung in Ziegeleien und Töpfereien abgebaut (LETSCH et al. 1907). Im obersten Bereich geht der Lehm in siltige und sandige Sedimente über. Idealabfolge: Über Seeablagerungen, ufernahen Seeablagerungen und Verlandungssedimenten folgen Torfbildungen (z.B. Bohrung 90-8, Koord. 669.140/220.570). Durch Bohrungen wurde auch eine Schotterlage mit artesisch gespanntem Grundwasser inner-



Fig. 14: Kiesgrube Furenmoos (Trachslau) im Trachslau-Schotter bei Koord.697.695/217.370.
Foto D. Kälin 2008.

halb der Seesedimente nachgewiesen. Wegen eines unkontrollierten Ausbruchs dieses artesisch hoch gespannten Wassers wurden um Koord. 699.0/221.3 (Terrainhöhe 873 m) mehrere Bohrungen abgeteuft (schrift. Mitt. C. Schindler). Vorerst durchfuhren sie junge, kiesig-sandig-lehmige Sedimente, dann graue, weich gelagerte Seebodenlehme, dies bis Kote 841 m. Darunter folgten ein bis wenige Meter saubere, gut gerundete Schotter und Sande der Alp, welche langfristig bedeutende Mengen von Wasser lieferten und somit einem ausgedehnten System angehörten. Die unebene Unterlage bildeten wiederum graue Seebodenlehme, welche aber glazial verschürft und vorbelastet waren. Sie enthielten auch kleine Linsen von Moräne und Schotter. Ohne die Felsunterlage zu erreichen, wurde die tiefste Bohrung bei Kote 831,5 m abgebrochen. Ob die tieferen Seebodenlehme ebenfalls letzteiszeitlichen Alters sind oder allenfalls während einer älteren Vergletscherung entstanden, ist ungewiss.

Im Gebiet von Dümptfen westlich Einsiedeln bilden die Seebodensedimente eine markante, leicht nach Norden einfallende Ebene; über den Seebodensedimenten folgen dort Verlandungssedimente und z.T. eine dünne Schicht kleinergerölligen hellgrauen Alp-Schotters (älteres Niveau). In der 15–20 m tiefergelegenen Talebene liegt über den Seeablagerungen Bachschutt der Alp (jüngeres Niveau), welcher allerdings hangwärts rasch auskeilt.

Die Mächtigkeit der Seebodensedimente beträgt über 70 m. Selbst die tiefste Bohrung im Becken von Einsiedeln erreichte bisher den Molasseuntergrund nicht.

Die jüngeren Seeablagerungen über der Schotterlage sind durch den Gletscher nicht überfahren worden, sind also nicht vorbelastet und stellen deshalb einen heiklen Baugrund dar (Grundbruch).

Die Seebodenablagerungen erfüllen das ganze Becken von Einsiedeln und lassen sich weit nach Süden ins Alptal verfolgen. Eine Grundwasserbohrung im vorderen Alptal (Jäckli AG 1980, Koord. 698.310/219.022/903) brachte in 132 m Tiefe noch keinen Fels: Unter 25 m mächtigen Seeablagerungen treten – durch Schotter getrennt – nochmals zwei 9 bzw. 25 m mächtige Bereiche von Seesedimenten auf.

q_{SLT} Seebodensedimente bei Tüfelsbrugg

Südlich Tüfelsbrugg (Koord. 700.715/224.760) stehen am linken Ufer der Sihl graue Seebodenlehme an. Diese dürften abgelagert worden sein, als der Linth-Rheingletscher bei seinem Vorstoss durch die Lücke zwischen Etzel und Höhronen den Abfluss der Schmelzwässer des Sihlgletschers behinderte und sich ein lokaler Stausee bildete.

q_{sm} Glazifluviatile und glazilimnische Sedimente im Vorfeld des Rothenthurmer Armes des Reussgletschers

Vom gegen Schwyzerbrugg vorstossenden Rothenthurmer Arm des Reussgletschers zeichnet sich letztmals bei Schlänggli ein äusserster, flacher Endmoränenwall ab. Davor fällt ein von Schmelzwässern zerschnittener Sander gleichmässig gegen Bannau ab. Soweit es die wenigen Aufschlüsse auf der Südseite der Biber gestatten, bilden glazifluviatile Sedimente den Hauptteil des Sanders.

Durch das Zusammentreffen von Linth-Rheingletscher und Sihlgletscher im Gebiet von Ober Waldweg nördlich Einsiedeln wurde der Abfluss der Rothenthurmer Talung gegen Osten blockiert, und es bildete sich im Gebiet von Bannau ein temporärer randglazialer Stausee. Die entsprechenden Seebodenablagerungen wurden mehrfach in Baugruben im südlichen Teil von Schwyzerbrugg und bei Bohrungen bei Biberbrugg angetroffen. Gegen Süden dürften sie sich mit den glazifluviatilen Sedimenten im Vorfeld des Rothenthurmer Armes des Reussgletschers verzahnen (vgl. auch LETSCH et al. 1907: S. 281).

Bei einer EWS-Bohrung am Amselweg in Schwyzerbrugg (Koord. ca. 696.890/222.815) wurde eine Rotationsspülbohrung bis in 105 m Tiefe niedergebracht, ohne den anstehenden Fels zu erreichen. Ab einer Tiefe von ca. 8 m wurden bis ca. 48 m Tiefe die obenstehend erwähnten Seeablagerungen angetroffen; die verbleibenden 57 m wurden als kompakte kiesreiche Moräne interpretiert.

q_{sB} Bennau-Schotter

Verrucano-Gerölle führender Bennau-Schotter wurde in einer späten Phase des letzteiszeitlichen Standes Hartmannsegg – Altberg geschüttet, als von Norden eingedrungenes Eis des Linth-Rheingletschers östlich von Bennau bei Ober Waldweg mit den von Süden vorstossenden Eismassen des Sihlgletschers kollidierte. Damit wurde der Abfluss der Rothenthurmer Talung gegen Osten blockiert. Die Schotter wurden vom Linth-Rheingletscher nach SW über die vorgängig abgelagerten mächtigen Seebodenablagerungen geschüttet. Am Kontakt Seebodensedimente/Schotter treten am markanten Terrassenrand von Bennau zahlreiche Quellen aus.

q_{SLRo} Seebodensedimente in der Hochebene von Rothenthurm

Durch zahlreiche Bohrungen wurden in der Hochebene von Rothenthurm unter Torf- und Verlandungsbildungen Seebodensedimente nachgewiesen. Das Liegende der Seetone wird in der Regel durch Grundmoräne und gletschernah Sedimente gebildet (vgl. z.B. Bohrung KB 24 in SCHLÜCHTER 1999). Die Seebodensedimente entstanden nach dem sukzessiven Rückzug des Reussgletschers aus der Rothenthurmer Talung in den jeweiligen, von Moränenwällen begrenzten Zungenbecken.

q_s Letzteiszeitlicher Schotter i. Allg.

Burg-Schotter

Verrucano-Gerölle führende, gegen SSW einfallende Burg-Schotter (Koord. ca. 701.300/224.700) interpretierte HANTKE (1958) als Stauschotter des zwischen Stofel und Etzel transfluierenden Linth-Rheingletschers.

Schotter SE von Gross

Durch den Sihlgletscher und dessen linksufrige Seitenmoräne bei Rotmoos wurde den reichlich Schutt führenden Schmelzwässern des Grossgletschers im Tal der Grossen Runs der Abfluss versperrt, so dass sich hinter der markanten Wallmoräne ein Gletscherrandsee bildete und Stauschotter abgelagert wurde (HANTKE 1958).

Verschwemmte Moräne, stark kiesig

Grössere Vorkommen von verschwemmter Moräne befinden sich im Gebiet des Klosters Einsiedeln, bei Chaltenboden – Geissboden SE von Schindellegi und westlich der Ersten Altmatt. Beim Vorkommen im Gebiet des Klosters Einsiedeln handelt es sich um einen geringmächtigen Schotter, der den Seebodenablagerungen knapp unterhalb Kote 900 m ü.M. aufliegt.

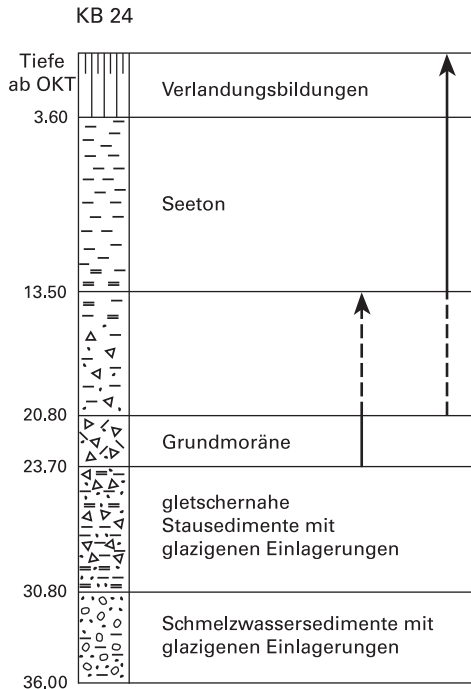


Fig. 15: Lithologisches Sammelprofil der Bohrung KB 24 aus dem Becken von Rothenthurm (aus SCHLÜCHTER 1999). Es zeigt eine Abfolge von Vorstossschottern → glazigenen Schlammsstromablagerungen → Grundmoräne → Seetonen mit Verlandung nach oben. Die beiden Pfeile stellen sedimentogenetisch kontinuierliche Abfolgen dar; die gestrichelten Pfeilbereiche entsprechen der Sedimentation in einem rand- bzw. subglazialen See beim Eiszerfall.

Frühe Spätglazial-Flora von Schönenberg

Im Gisihegi SW von Schönenberg fand Höhn-Ochsner 1953 bei Drainage-Arbeiten in siltigen Seesedimenten eines Söls eine fossile Flora (Präparate im Geol. Institut ETHZ). Eine Nachbestimmung ergab: *Betula nana* (Zwerg-Birke), *Salix reticulata*, *S. retusa*, *S. serpyllifolia* (Netz-, Stumpf- und Quendelblättrige Weide), *S. myrtilloides* (Heidelbeer-) und *S. polaris* (Polarweide), *Dryas octopetala* (Silberwurz), *Polygonum viviparum* (Lebendgebärender Knöterich), *Equisetum* sp. (Schachtelhalm), ein Laubmoos, an Wasserpflanzen: *Myriophyllum verticillatum* (Quirlblättriges Tausendblatt) und *Chara* sp. (Armleuchteralge). Ebenso fand Höhn-Ochsner Schalen von Süßwassermollusken – *Pisidium* sp., *Valvata* sp., *Lim-*

naea sp. – und Flügeldecken von *Agabus* sp., ein Kaltwasser bewohnender Käfer, Panzer von Chydoriden und Mandibeln von Chironomiden-Larven sowie Pollen von Gräsern, Riedgräsern, *Artemisia* sp. (Beifuss) und *Helianthemum alpestre* (Sonnenröschen). Sie belegen einen flachgründigen, von einer frühen Spätglazial-Vegetation umgebenen Söllsee. Da fast alle Blättchen an der Untergrenze der Variationsbreite liegen, ist dies wohl dem noch kühlen Klima zuzuschreiben; die Flora ist ins frühe Spätglazial, um 17 000 Jahre vor heute, zu stellen. Die Temperaturen bewegten sich um 0 bis 2°C im Jahresmittel, um –8 bis –7°C im kältesten und um 8 bis 9°C im wärmsten Monat.

q_{SA} Spät- bis postglazialer Alp-Schotter, z.T. von feinkörnigen Alluvionen bedeckt

Nach der endgültigen Verlandung des postglazialen Sees im Becken von Einsiedeln überdeckte die Alp zunächst das ehemalige Seebecken mit einem kleingerölligen Schotter, der auf der markanten Ebene von Dümpten westlich von Einsiedeln teilweise noch erhalten ist. Die Auflagerung auf die See- und Verlandungssedimente erfolgte dabei ca. auf Kote 900–905 m ü. M. In einem weiteren Schritt schaffte die Alp den Durchbruch durch den Molasseriegel westlich von Schnabelsberg, das entsprechend tiefere Ablagerungsniveau von Alp-Schotter findet sich auf einem mindesten 5 m tieferen, jüngeren Niveau südlich von Einsiedeln, rechtsufrig der Alp. Es ist das einzige Vorkommen von Alp-Schotter, das kartografisch dargestellt wurde.

Das heutige Aufschotterungsniveau der Alp liegt im Zentrum von Einsiedeln ca. auf Kote 880 m ü. M., ca. 15–20 m tiefer als das älteste Niveau der Alp-Schotter auf der Ebene südlich Dümpten.

Spät- bis postglazialer Hanglehm

Spät- bis postglazialer Hanglehm wurde nördlich und südlich an den Abhängen des Vorkommens von Waisenhaus-Schotter bei Burghalde, westlich von Richterswil, ausgeschieden.

q_{SLH} Spät- bis postglaziale Seebodensedimente des Hüttnerseelis

Das allseitig von Moränenwällen begrenzte Hüttnerseeli weist im Untergrund tonig-siltig-sandige Seebodensedimente auf. Deren Bildung setzte im Spät- bis Postglazial ein.

q_{SLZ} Seebodensedimente des Zürichsees

Unter dem Begriff Seebodensedimente des Zürichsees sind die letzteiszeitlichen, gletschernah entstandenen Seebodensedimente mit noch wechselndem

Anteil an Ton und Kies, die spätletzteiszeitlichen, eher feinkörnigen, bereits in beträchtlicher Entfernung zum Gletscher entstandenen und die postglazialen, vom Gletscher nicht mehr beeinflussten Seebodensedimente zusammengefasst. Letztere umfassen neben tonigen, z.T. faulschlammigen Silten auch Seekreide. Grössere Vorkommen von Seebodensedimenten sind von Bäch an ostwärts auskartiert und in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen worden. Im Gebiet von Pfäffikon und Altendorf sind sie z.T. von jüngeren Bachschuttkegeln überdeckt. Die Mächtigkeit der Seebodensedimente schwankt von wenigen Metern bis zu über 40 m Mächtigkeit. Für die ufernahen Bereiche des Zürichsees wird auf die geologische Karte des Zürichsees von SCHINDLER (1976) verwiesen.

q_{SL} Seebodensedimente i. Allg.

Sihlsee: Nach dem Rückschmelzen des Sihlgletschers vom Maximalstand bildete sich im übertieften Becken des Sihltals ein See, in welchem bei Euthal über 60 m mächtige See- und Torfsedimente abgelagert wurden (HANTKE 1980).

Hochebene von Rothenthurm/Altmatt: Hinter den rechtsseitigen Seitenmoränen des Rothenthurmer Armes des Reussgletschers bildete sich östlich Stiggestafel ein kleiner Stausee.

HOLOZÄN

Rutschmassen, Sackungsmassen

Das Gebiet des Atlasblattes Einsiedeln wird landwirtschaftlich stark genutzt. Aus diesem Grund sind die Spuren (v.a. geomorphologische Phänomene) von Rutschungen oft überprägt und verwischt. Abgrenzungen werden dadurch erschwert. Dies gilt verbreitet für alte, heute nahezu stabile Rutschgebiete.

Aufgrund der geologischen Gegebenheiten (Molasse-, Flyschuntergrund) sind auf dem Kartenblatt zahlreiche Gebiete zumindest oberflächlich verrutscht. So sind in den bewaldeten Algebieten sowie in den Flanken der zahlreichen Tobel und Bachgräben viele Phänomene zu beobachten, die als oberflächliche Rutschungen oder Hangkriechen zu bezeichnen sind. Sie können in der Regel zweckmässig durch Rutschhalbmonde als Einzelsignatur dargestellt werden.

Chatzenstrick südlich von Bannau

Es handelt sich um ein relativ grosses tiefgründiges Rutschgebiet. Bergseits (Hundwileren mit Abrissrändern) und südwärts ist das Gebiet morphologisch relativ deutlich abgegrenzt. Talseits (Stauchwülste teils verwischt durch landwirtschaftliche Nutzung) und gegen Norden ist die Abgrenzung schwieriger. Steilere Geländestufen werden als sekundäre Abrissränder gedeutet.

Taleinschnitte um Bennau

Die Taleinschnitte westlich und nordöstlich von Bennau sind verrutscht und gegen die Terrasse von Bennau zu durch mehr oder weniger deutliche Kanten abgegrenzt. Auf der orographisch rechten Talseite der Alp ist die Südwestseite des Moränenwalles von Altberg ebenfalls verrutscht.

Rutschgebiete westlich Egg

Es handelt sich um ganz charakteristische, mittel- bis flachgründige, aktive Rutschgebiete, welche den Moränenhang südlich der Sihl umfassen (Bewegungen im cm- bis dm-Bereich pro Jahr, was auch die stark verformte Strasse westlich Egg gut erkennen lässt).

Talflanke auf der Ostseite des Sihlsees südlich Willerzell

Zwischen Schönbächli und Erli ist ein mehr oder weniger zusammenhängendes, mittel- bis tiefgründiges Rutschgebiet ausgebildet. Die Abrisszone liegt im Bereich des Erlenwaldes an der Basis der Äusseren Einsiedler Schuppenzone (stellenweise markantes Nackentälchen). In die Rutschmasse sind z.T. riesige Blöcke von Nummulitenkalk eingelagert, vor allem im Bereich des Sihlstegwaldes. Im mittleren Bereich des Rutschgebietes treten teils aktive Bewegungen auf. Talwärts reicht das Rutschgebiet bis zum Sihlsee. Deutliche Spuren in Form eines aktiven Stauchwulstes sind bei Erlen (bergseits der Strasse südlich Pkt. 892 m) zu beobachten, ansonsten sind die Formen auch hier oft etwas geglättet.

Nördlich an dieses Rutschgebiet angrenzend sind weitere Hangbereiche verrutscht, wenn auch weniger aktiv. Im Raum Langen sind die Spuren wegen landwirtschaftlicher Nutzung verwischt. Verbreitete Rutschphänomene finden sich im oft bewaldeten Einzugsgebiet von Dimmerbach und Sprädeneggbach (v.a. diffus begrenzte Rutschgebiete).

Talflanke nördlich des Eubachs (Euthal)

Der Felsuntergrund der Talflanke gegen den Eubach zu besteht aus Gesteinen der Äusseren Einsiedler Schuppenzone. Die Schichten sind mehr oder weniger hangparallel gegen SSE geneigt. Die Talflanke ist wegen der unterschiedlichen Verwitterungs-/Erosionsresistenz der Schichten topographisch relativ stark gegliedert. In Fels sind verschiedene Sackungsphänomene zu beobachten (z.B. Obere und Mittlere Chlosterweid). Die Abgrenzung von versackten Partien zu eigentlichen Rutschungen ist fließend. Die Untere Chlosterweid ist Teil eines Rutschgebietes, das erst dank der frontalen Stauchwülste im Talgrund (bereits auf Blatt Ibergeregg) als solches erkennbar wird.

Orographisch linke Seite der Sihl im Raum Hütten

Die Schichten der «Granitischen Molasse» fallen nordwärts, was im Raum Scheren östlich Hütten deutlich erkennbar ist. Verwitterungsresistentere Schichten bilden markante Felsbänder und Rippen. Die Felsoberfläche wird mindestens



Fig. 16: Digitales Geländemodell der Umgebung von Bennau. Zu erkennen ist die markante Schotterterrasse von Bennau (A) mit den sie westlich und östlich begrenzenden deutlichen Abrisskanten. Unter den Abrisskanten folgen die ausgedehnten Rutschgebiete in den Stauseeablagerungen (B). Die Südwestseite und weniger deutlich auch die Nordwestseite des Moränenwalles von Altberg sind ebenfalls verrutscht (C). Gegen Westen, durch das ehemalige Gletschervorfeld des Rothenthurmer Armes des Reussgletschers, ziehen schmale, durch deutliche Ränder begrenzte Erosionstälchen (D), die zum Hauptteil ebenfalls noch in Stauseeablagerungen liegen. Breite des Bildausschnittes ca. 3,4 km.

teilweise durch Schichtflächen gebildet, was dem Abgleiten der darüber liegenden Lockergesteine (v.a. Moräne) förderlich ist. Es finden sich verbreitet oberflächliche Rutsch- oder Kriechbewegungen.

Etzel-Nordflanke

Der Molassefelsuntergrund ist meist nur von geringmächtigem Lockergestein bedeckt, welches auf dem als Stauer wirkenden Fels vielerorts kleinräumig und oberflächlich verrutscht ist. Dabei können oberflächennah auch Platten der flach NNW fallenden Schichten inkorporiert sein.

Gebiet Schwändi – Flüenbergr

Die Talflanke oberhalb Schwändi zeigt hinauf bis zur Krete östlich St. Meinrad deutliche morphologische Anzeichen von tiefgründigen Hanginstabilitäten

(u.a. Nackentälchen). Zwischen St.Meinrad und Hüttenweid ist im obersten Hangbereich auch der Felsuntergrund einbezogen (Sackungsmasse).

Talflanke nördlich Stöcklichrüz (Chessibach, Autisbach)

Ähnlich wie an der Etzel-Nordflanke ist die geringmächtige Lockergesteinsbedeckung oberflächlich verrutscht. Allerdings kann auch oberflächennah aufgelocterter, verwitterter Fels örtlich in die oberflächlichen Bewegungen einbezogen sein.

TEKTONIK

PENNINIKUM

WÄGITALER FLYSCH

Penninische Einheiten sind auf dem Gebiet des Atlasblattes Einsiedeln in Form des Wägitaler und Trepsen-Flysches vertreten. Der Wägitaler Flysch liegt nördlich des Eubachs der Äusseren Einsiedler Schuppenzone auf (vgl. Fig. 17).

Der Trepsen-Flysch ist im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln auf einen schmalen Streifen zwischen der subalpinen Molasse und den Nummulitenkalk-Schuppen beschränkt. Nach LEUPOLD (1942) hätte die Aubrig-Schuppe bei ihrer Platznahme den (ursprünglich eine Einheit bildende) Wägitaler Flysch durchspießt, den Trepsen-Flysch von seiner Hauptmasse abtrennt und in die Stellung des Randflysches gebracht.

HELVETIKUM

AUBRIG-SCHUPPE (HELVETISCHE RANDKETTE)

Der Chli Aubrig ist die westliche Fortsetzung des Gross Aubrig und stellt wie dieser ein asymmetrisches Gewölbe mit einem senkrechten bis leicht überkippten Nordschenkel und einem weniger steilen Südschenkel dar. Gegenüber dem Gross Aubrig ist der Chli Aubrig ca. 500 m weiter südlich zurückversetzt.

Im Norden grenzt die Seewen-Formation des Chli Aubrig direkt an Stad-Mergel der subalpinen Flyschzone.

SUBALPINE «RANDFLYSCH-ZONE»

Zwischen der Randüberschiebung der subalpinen Flyschzone auf die subalpine Molasse und der helvetischen Aubrig-Kette liegt die *Äussere Einsiedler Schuppenzone* (AESZ). Sie bildet mit den markanten hellen Felswänden der Nummulitenkalkbänke einen bis über 1400 m ü. M. reichenden Höhenzug. Die vom Alptal bis nördlich des Chli Aubrig verfolgbare, isoklinal alpineinwärts einfallende Abfolge lässt sich auf der Ostseite des Sihlsees von Norden nach Süden wie folgt in vier Schuppen gliedern (vgl. Fig. 17): Gotertegg-, Chilchevogteflue-, Ruestel- und Hagelflue-Sattelchöplischuppe (letztere bereits auf Blatt Ibergeregge). Die tiefste Schuppe östlich des Sees (Gotertegg) entspricht der zweitiefsten der Westseite (LEUPOLD 1967). Sowohl auf der West- wie auch auf der Ostseite des Sihlsees ist der Schuppenbau in den steil abfallenden Nummulitenkalkbänken sehr gut erkennbar (KUHN 1972, vgl. Fig. 17). 2 bis 3 km östlich des Sihlsees ist das Einfallen der einzelnen Nummulitenkalkbänke nur wenig steiler als die Hangneigung, und das Auseinanderhalten der versackten Kalkplatten wird schwierig. Sowohl an der Basis der AESZ als auch in ihrem Dach tritt ein Flysch auf, beide Vorkommen werden dem Wägitaler Flysch zugeordnet. Der nördliche, zwischen subalpiner Molasse und den Nummulitenkalk-Schuppen eingespiesste Flysch wurde von OCHSNER (1975), in Anlehnung an LEUPOLD (1942), aufgrund seiner tektonischen Stellung als Trepsen-Flysch bezeichnet. Nach LEUPOLD hätte die Aubrig-Schuppe bei ihrer Platznahme den (ursprünglich eine Einheit bildende) Wägitaler Flysch durchspießt, den Trepsen-Flysch von seiner Hauptmasse abgetrennt und in die Stellung des Randflysches gebracht. Der eigentliche Wägitaler Flysch, welcher im Dach der AESZ auftritt, ist in den engen Bachgräben nördlich Euthal aufgeschlossen. Tektonisch noch höher und nordwestlich dem Chli Aubrig vorgelagert, findet sich zwischen zwei Stad-Mergel-Schuppen ein weiteres Vorkommen von Flysch, welches von OCHSNER (1975) als Ruestel-Flysch bezeichnet wurde.

MOLASSE

Einleitung, regionaler Rahmen

Der tektonische Baustil der subalpinen Molasse ist eng mit deren lokalen lithologischen Gegebenheiten verknüpft. Sedimentabfolgen, die in der Nähe von Schuttfächerzentren abgelagert wurden, verhielten sich infolge des hohen Anteils an grobdetritischen Sedimenten zu Beginn und während der Dislokation wie starke Schollen. Durch den alpinen Druck aus Süden wurden sie aus ihrem sich immer stärker verengenden ursprünglichen Ablagerungsraum abgesichert und gegen Norden dachziegelartig übereinander geschoben, wobei die liegende Schuppe in der

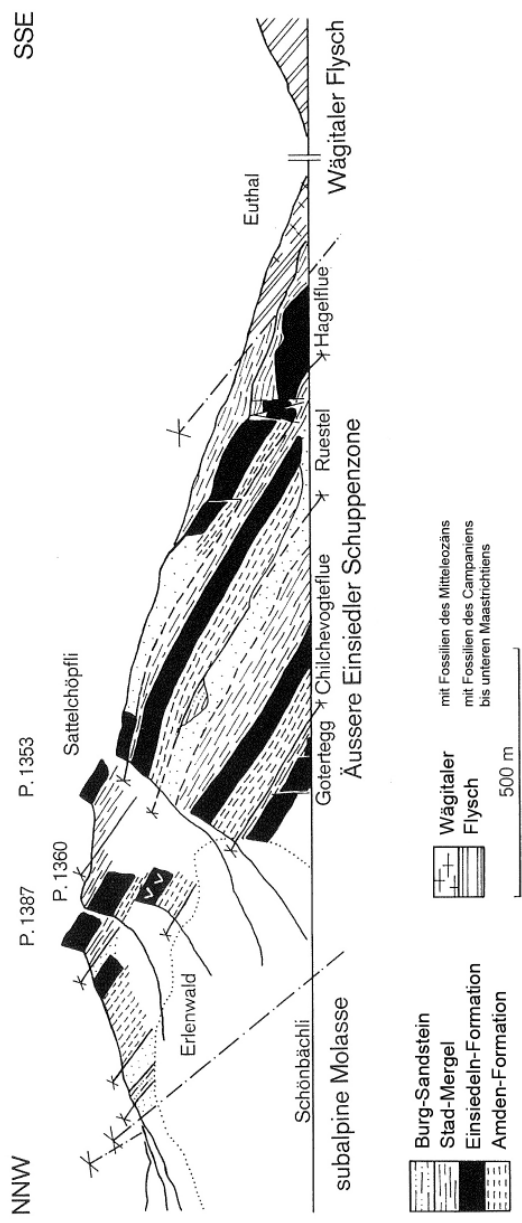


Fig. 17: Profil durch die Äussere Einsiedler Schuppenzone auf der Ostseite des Sihlsees. Nach KUHN (1972: Fig. 2).

Regel stets jünger ist als die nächst hangende tektonische Einheit. Generell fallen im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln alle Schuppen mehr oder weniger steil isoklinal Richtung SE ein. Sicherlich sind auch bei diesem relativ einfachen Baustil an den Überschiebungszonen, welche stets einen erhöhten Mergelanteil aufweisen, mannigfache tektonische Komplikationen vorhanden (Stauchungs- und Schlepungserscheinungen, Verdoppelungen usw.)

Der einfache Baustil ist vor allem im südwestlichen Teil des Gebietes von Atlasblatt Einsiedeln vorherrschend, wo von Süden nach Norden lediglich drei einfach gebaute Schuppen (Rigi-Rossberg-Morgarten-, Grindelegg- und Höhronen-Schuppe) vorliegen.

Im mittleren und östlichen Gebiet des Kartenblattes entwickelte sich ein neuer, komplizierterer Baustil. Noch zur «Schollengruppe» gehören im Süden die östlichen Äquivalente der Rigi-Rossberg-Morgarten-Schuppe (Gebiet Friherrenberg, Rinderweidhorn s.l.) und die nördlich anschliessende Grindelegg-Schuppe (Gebiet Egg-Johannesbann). Im Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln erscheinen diese beiden Schuppen noch einheitlich aufgebaut, weiter im Osten, auf dem Gebiet von Atlasblatt Linthebene, kompliziert sich der tektonische Stil, indem zusätzliche Aufschiebungen auftreten und es zur Bildung von Antiklinalen und Synklinalen kommt (OCHSNER 1969, 1975).

Im Gegensatz zum westlichen Blattteil fehlt im Osten, mit Ausnahme des kleinen Erosionsreliktes der Etzelklippe, die Höhronen-Schuppe. Ihr Fehlen gewährt uns im Osten einen Einblick in tiefere tektonische Einheiten. In der Legende der tektonischen Übersichtskarte wird dieser Abschnitt als Triangelzone bezeichnet.

Im Folgenden werden die tektonischen Elemente von Norden nach Süden kurz beschrieben.

RIGI-ROSSBERG-(MORGARTEN-)SCHUPPE

Die südlichste und zugleich höchste Schuppe ist die Rigi-Rossberg-Schuppe bzw. die Morgarten-Schuppe, wie sie östlich des Ägerisees genannt wird. Ihre Basis besteht aus der Molasse rouge. Die Grenze zur liegenden Grindelegg-Schuppe wird als Rigi- oder Hauptaufschiebung bezeichnet. Diese ist im Tobel nördlich Rossboden aufgeschlossen (Koord. 693.155/220.380). Ebenfalls gut beobachten lässt sie sich im Brandeggbach (Koord. ca. 703.29/ 223.83), wo südlich des Baches rötliche bis violette Mergel und Sandsteine der Molasse rouge und nördlich des Baches pseudogranitische Sandsteine anstehen.

In den höchsten Schichten der Rigi-Rossberg-Schuppe, im Grenzbereich zur subalpinen Randflysch-Zone, beobachtete MÜLLER (1971) im Profil des Bärichtibaches (Koord. 707.270/220.140, ca. 500 m SSE der Sattellegg) eine intensive Verschuppung von Molasse und Flysch (detailliertes Profil in MÜLLER (1971: S. 13f).

In der geologischen Karte ist diese Zone stark vereinfacht dargestellt. Eine analoge, weniger mächtige Schuppe hat BAUMANN (1967) vom Strässchen nach Ufem Tritt (Koord. 699.325/218.050) an der Basis der Äusseren Einsiedler Schuppenzone beschrieben (Aufschluss überwachsen, auf der Karte nicht dargestellt).

Der Kontakt Molasse/Alpen selbst liegt am Fuss der Äusseren Einsiedler Schuppenzone, ist aber stets unter Schutt und Rutschmassen verborgen.

GRINDELEGG-SCHUPPE

Die Grindelegg-Schuppe bildet eine das ganze Gebiet des Kartenblattes querende Zone. Die Mächtigkeit der Schuppe nimmt dabei von West nach Ost deutlich ab. Die durchschnittlichen Einfallwinkel liegen bei 45–70°. Einen schönen Einblick in die Zone der Grindelegg-Aufschiebung bietet die Steilzone des Ländli auf der Ostseite des Ägerisees. Im Bach stehen dort siltige Mergel und feinkörnige Kalksandsteine an. Die Schichten sind stark gequetscht und fallen sehr steil nach SSE ein (KLEIBER 1937, SCHLANKE 1974). Aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen wird die Grindelegg-Abfolge als sicher älter als die «Granitische Molasse» (Höhrnen-Schuppe), jedoch jünger als die «Karbonatreiche Molasse» (Teil der Rigi-Rossberg-Schuppe) eingestuft.

HÖHRNEN-SCHUPPE

Die Höhrnen-Aufschiebung ist, entgegen der Ansicht HÖHN-OCHSNERs (1934: Abb. 3), im Gelände nirgends aufgeschlossen. Einzig im Gebiet zwischen der Sihl und Orischwand kann sie näher gefasst werden: Südlich der Sihl, bei Koord. 693.655/225.550, stehen noch nach NW einfallende Schichten der aufgerichteten mittelländischen Molasse an. 450 m weiter südlich, bei einer Quelfassung westlich Orischwand (Koord. 693.935/225.145), finden sich südfallende mürbe Sandsteine der Höhrnen-Schuppe. Ansonsten ist die Höhrnen-Aufschiebung durchgehend von z.T. mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt.

Die Schichten der Höhrnen-Schuppe fallen im unteren, nördlichen Teil der Schuppe mit ca. 15–20° gegen Süden ein, im oberen, südlichen Abschnitt überwiegend steilere Fallwinkel von 25–30° (vgl. Profil 4 in Tafel III).

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Höhrnen-Schuppe keine Anteile der Napf-Schüttung, d.h. Epidot führende Anteile enthält.

ETZEL- UND HÜLLERICH-KLIPPE

Im Westen des Kartengebietes wird die südlichste aufgerichtete bis überkippte mittelländische Molasse durch die mit 20–30° isoklinal nach SSE einfallende Höhrnen-Schuppe überdeckt (vgl. Profil 4 in Taf. III). Im Osten werden die Steilzonen der Triangelzone durch ihr tektonisches Pendant, die vergleichsweise

Tabelle 11a: *Stratigraphischer Aufbau und Tektonik im Westteil von Atlasblatt Einsiedeln.*

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie		Tektonik			Schüttungszugehörigkeit
Epoche	Stufe	Gruppe	Formation				
Miozän	Langhien	Obere Süsswassermolasse (OSM)	Basiszone der Oberen Süsswassermolasse (OSM, m ₄)	Flachliegende und aufgerichtete mittelländische Molasse	Flachliegende mittelländische Molasse	Wädenswil-«Synklinale»	Hörnli-Schüttung
	Burdigalien		Obere Meeresmolasse (OMM)		St.-Gallen-Formation	Aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse	Nordschenkel der Feusisberg-«Antiklinale»
		Luzern-Formation (m ₂)			Hörnli-Schüttung Napf-Schüttung Interferenzen Höhronen-/Napf-Schüttung		
	Aquitaniien	Untere Süsswassermolasse (USM)	«Oberaquitane Mergelzone»		Subalpine Molasse	Höhronen-Schuppe	Höhronen-Aufschiebung
Oligozän	Chattien		«Granitische Molasse» (m ₁)	Grindelegg-Schuppe		Grindelegg-Aufschiebung	
			«Grindelegg-Serie» (o _{3G})	Rigi-Rossberg-Schuppe			Rigi-Rossberg-Schüttung
		Molasse rouge (o _{3M})	Basiszone der Rigi-Rossberg-Schuppe	Basale Rigi-Rossberg-Aufschiebung	Basale Rigi-Rossberg-Schüttung		

kleinflächige und schwach nach Norden einfallende Etzel- und Schwändi-Hülle- rich-Klippe abgeschnitten (vgl. Profil 5 in Taf. III). Das Nordfallen der Etzel- Schichten lässt sich sowohl am Ostabbruch des Etzels sowie im Steinbruch Etzel beobachten. Die Etzel-Überschiebung selbst ist im Feld nicht aufgeschlossen; sie lässt sich jedoch mittels zwei Aufschlüssen zwischen Schnäggenburg und Strickli eingrenzen (schrift. Mitt. D. Letsch, Koord. 700.850/226.835 und 700.825/ 226.700).

Von den zahlreichen früheren Bearbeitern dieser Region sind die meisten der Meinung, dass die beiden Elemente als «Granitische Molasse» gemeinsamen Ursprungs sind. Eine etwas andere Auffassung vertritt MÜLLER (1971), der den Etzel als ausgequetschtes Grindelegg-Element betrachtet. SCHLANKE (1974) deutete den Etzel eher als Zwischenelement (Übergang) von der «vorgranitischen», älteren Grindelegg-Schüttung in die eigentliche «Granitische Molasse» der Höhronen-Schüttung. Schwierigkeiten bei dieser Interpretation bereitet die Tatsache, dass die Höhronen-Schüttung (Schuttfächerzentrum) über die relativ kurze Distanz von 3,5 km bis zum Etzel sehr viel an Geröllfracht verloren hätte. Neuere Schwermineraluntersuchungen durch S. Schlanke zeigen auf, dass die Schichten der Etzel-Klippe dem älteren, kaum Nagelfluh führenden Teil der Höhronen-Schüttung entsprechen. Säugetierfunde aus einer Mergellage im Etzel-Steinbruch

Tabelle 11b: *Stratigraphischer Aufbau und Tektonik im Ostteil von Atlasblatt Einsiedeln.*

Chronostratigraphie		Lithostratigraphie		Tektonik			Schüttungszugehörigkeit
Epoche	Stufe	Gruppe	Formation				
Miozän	Langhien	Obere Süsswassermolasse (OSM)	Basiszone der Oberen Süsswassermolasse (OSM, m ₄)	Flachliegende und aufgerichtete mittelländische Molasse	Flachliegende mittelländische Molasse	Wädenswil-«Synklinale»	Hörnli-Schüttung
	Burdigalien	Obere Meeresmolasse (OMM)	St.-Gallen-Formation		Aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse	Nordschenkel der Feusisberg-«Antiklinale» (A1)	? Napf-Schüttung
			Luzern-Formation «Bächer Sandstein»				Hörnli-Schüttung
	Aquitaniien		«Oberaquitanen Mergelzone» «Granitische Molasse»				Hörnli-Schüttung Napf-Schüttung Interferenzen Höhrnen-/Napf-Schüttung
Oligozän	Chattien	Untere Süsswassermolasse (USM)	undifferenzierte USM (Chattien–Aquitaniien) (o ₃ m ₁)	Subalpine Molasse	Triangelzone (Liegendes)	Etzel-Schuppe (Hangendes)	Wechselnde Anteile von Napf-, Höhrnen-, Grindelegg- und Rigi-Rossberg-Friherrenberg Schüttungen (Triangelzone)
			«Grindelegg-Serie» (o ₃ G)		Grindelegg-Schuppe	Grindelegg-Aufschiebung	Grindelegg-Schüttung
			«Karbonatreiche Molasse» (o ₃)		Rigi-Rossberg-Schuppe		Rigi-Rossberg-Schüttung mit Friherrenberg-Interferenzen
			Molasse rouge (o ₃ M)		Basiszone der Rigi-Rossberg-Schuppe	Basale Rigi-Rossberg-Aufschiebung	Basale Rigi-Rossberg-Schüttung

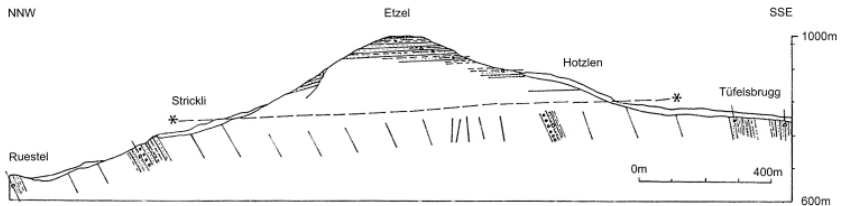


Fig. 18: Das Etzel-Profil nach MÜLLER (1971: Fig. 3). Die Überschiebungsbahn dürfte etwas steiler nach Norden einfallen (vgl. Profil 5 in Tafel III).

widersprechen dieser Korrelation (Säugetierniveau von Fornant 11, frühes Aquitanien) nicht.

Während die Interpretation der Etzel-Schichten als tektonische Klippe heute als gesichert betrachtet werden kann, so gilt dies für das Vorkommen bei Hülle- rich nicht uneingeschränkt. Das Vorkommen von Hülle- rich liegt topographisch sehr tief, so dass auch MÜLLER (1971: Fig. 20) gezwungen war, eine gebogene Überschiebungsfläche anzunehmen. Es stellt sich die Frage, ob die Schichtserie

des Hüllerich nicht allenfalls eine versackte östliche Fortsetzung der Etzel-Schichten darstellt.

TRIANGELZONE (ZONE ZWISCHEN FEUSISBERG- ANTIKLINALSCHEITEL UND GRINDELEGG-SCHUPPE)

Südlich der mittelländischen Molasse bzw. der Feusisberg-Antiklinale folgen deren Südschenkel mehrere, z.T. enggepresste, gedoppelte Synkinal- und Antiklinal-Strukturen. Da diesen Elementen meistens Muldenschlüsse und besonders Gewölbeumbiegungen fehlen, werden sie je nach Autor, als Antiklinoide, Antiklinalzone, Antikline, Syncline oder einfach als «Steilzonen» (MÜLLER 1971) bezeichnet. SCHLANKE (1974) fasste all diese «Steilzonen» unter dem Begriff «parautochthone Molasse» zusammen. Bei früheren Autoren (u.a. KLEIBER 1937, RENZ 1937, KOPP 1937, HABICHT 1943, 1945, ECKARDT 1955, PAVONI 1960, OCHSNER 1969, 1975) umfasst diese die Lidwil-Synklinale, Lachen-Antiklinale (Hauptantiklinale), Buechberg-Synklinale, Spreitenbach-Antiklinale etc.).

Je mehr Autoren sich mit diesem schwierigen geologischen Abschnitt befassten, desto mehr Namen gab es für diese Strukturen. In der tektonischen Legende des Blattes Einsiedeln werden diese Elemente als Triangelzone bezeichnet. Der Begriff «parautochthone» Molasse (SCHLANKE 1974) wurde damals unter der Annahme eingeführt, dass die einzelnen Elemente von Norden nach Süden «allochthoner» werden, d.h. immer weniger mit ihrem Substrat, der autochthonen Molasse verbunden sind.

Derselbe Autor korrelierte zumindest die nördlichen Elemente der Triangelzone mit den westlich des Zugersees, bis ins Entlebuch auftretenden Antiklinalen und Synklinalen, der «Äusseren Zone der subalpinen Molasse» (GASSER 1966).

Lithologisch wird die Triangelzone im Wesentlichen durch Sedimente der «Granitischen Molasse» (periphere Höhronen- und Napf-Schüttung) aufgebaut. Sedimentpetrographisch erhärtet wird dieser Befund durch die Tatsache, dass in Streichrichtung in Antiklinalformen stets ältere Sedimente mit dem Leitmineral der älteren USM (Apatit des Höhronen-Schuttfächers), in den Synklinalformen hingegen jüngere «Granitische Molasse» der USM aus dem Napfgebiet mit dem Leitmineral Epidot auftreten (systematische Auswertung der sedimentpetrographischen Profile in MÜLLER 1971, SCHLANKE 1974 und neuer sedimentpetrographischer Daten [Schwermineral- und Karbonatanalysen] von S. Schlanke).

Dabei fiel auch auf, dass gegen Süden die steilgestellten Sedimente, ebenfalls streifenartig angeordnet, u. a. eine Zunahme von Karbonat und Spinell aufweisen. Diese beiden Fakten weisen eindeutig auf die Präsenz älterer, z.T. «prä-granitischer» Sedimente hin. Es ist durchaus denkbar, dass in dieser aufgeschürften parautochthonen Molasse ältere Elemente von ihrem Substrat losgerissen und in ziehharmonikaartigen Falten und Mulden gegen Norden zusammengeschoben wurden. Diese Serien treten vor allem knapp nördlich der Grindelegg-Überschie-

bung auf. Eine schlüssige Erklärung dieses Phänomens ist ohne weitere Feld- und Laboruntersuchungen zurzeit nicht möglich. In der Kartenlegende werden diese Abfolgen unter dem Titel Triangelzone als «Untere Süsswassermolasse, undifferenziert» ($\mathbf{o_3-m_1}$) aufgeführt.

In diesem Zusammenhang ist RENZ (1937: S. 128f) zu zitieren:

«Die antiklinale Kernzone und der gesamte Südflügel dieser Antiklinale [Anm. Autor: alle Steilzonen] sind vom Druckstollen des Etzelwerkes durchfahren worden. Es existiert darüber ein vom Zürcher Geol. Institut aufgenommenes Detailprofil 1:100. [Anm. Autor: STAUB 1936]. Es gibt in einzigartiger Weise Aufschluss speziell über die tektonisch-mechanischen Zustände im Innern einer Molasseantiklinale. In stratigraphisch-lithologischer Hinsicht ergab sich eine monotone Wechsellagerung von granitischen Sandsteinen, Mergelsandsteinen und nicht unbedeutenden Komplexen graufleckiger, oft massiger Mergel von grobmuscheligem Bruch. Sehr grobkörnige Sandsteine, sowie seltene Nester bunter Nagelfluh oder auch bloss vereinzelte Granitgerölle weisen auf die Nähe der Höhrneschüttung hin, deren Ausklingen gegen den Etzel hin allerdings überraschend schnell erfolgt. Die gesamte im Stollen durchfahrene Serie darf aus faziell-lithostratigraphischen Gründen unbedenklich ins Aquitanien gestellt werden. Gesteinskomplexe chattischen Charakters [Anm. Autor: $\mathbf{o_{3M}-o_3-o_{3G}}$] wurden auch im Antiklinalkern nicht angetroffen».

Da die damaligen Bearbeiter genau wussten, was lithologisch «aquitanische Molasse» (= «Granitische Molasse») und chattische Sedimente bedeuteten (= «Karbonatreiche Molasse»), ist umso erstaunlicher, dass längs der Spur des Etzelstollens nur «Granitische Molasse» auftritt.

AUFGERICHTETER SÜDRAND DER MITTELLÄNDISCHEN MOLASSE

Diese zur mittelländischen Molasse gehörende Einheit fällt von Norden nach Süden zunehmend steiler nach Norden ein (vgl. Profil 4 in Tafel III). Im Westteil des Kartengebietes wird der Südrand durch die Höhrnen-Überschiebung gebildet, im Ostteil durch den Nordrand der Triangelzone (Scheitel der Feusisberg-Pfäffikon-Antiklinale A1 früherer Autoren). Bei Schindellegi reicht die steil aufgerichtete mittelländische Molasse noch weit nach Süden unter die Höhrnen-Schuppe. Östlich der markanten NW-SE verlaufenden Querstörung, die von Schindellegi zum Nordende des Sihlsees zieht, springt der Südrand der mittelländischen Molasse deutlich nach Norden zurück (mündl. Mitt. O. A. Pfiffner u. D. Kälin).

Von Norden nach Süden umfasst die Zone des Südrandes der aufgerichteten mittelländischen Molasse unter der Oberen Süsswassermolasse die Schichten der NNW-fallenden Oberen Meeresmolasse («Bächer Sandstein»). Im Sihlbett bei Waldhalde (etwa 1 km NNW von Finstersee, unmittelbar am westlichen Rand des Kartengebietes), sind diese Schichten steilstehend und teilweise durch den Einfluss der Höhrnen-Überschiebung sogar überkippt (südfallend).

Die südöstlich anschliessende USM-Zone fällt generell gegen NNW ein und wird bis zum Nordrand der Triangelzone bzw. dem Scheitel der Feusisberg-Pfäffikon-Antiklinale (A1 früherer Autoren) dem aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse zugezählt. Wie bereits auf S. 39 erwähnt, gehören diese vorwiegend feindetritischen Sedimente zur «Oberaquitane Mergelzone» und wurden von der Hörnli-Schüttung geliefert. Im Liegenden findet ein allmählicher Übergang von nordfallender, feinkörniger granitischer Höhrnen-Schüttung in ebenfalls nordfallende Napf-Sedimente statt. Im Schindellegi-Profil bei Scherenbrugg (SCHLANKE 1974) ist diese Abfolge stratigraphisch nahezu lückenlos belegt und sedimentpetrographisch den einzelnen Schuttfächern zugeordnet. Wichtig ist auch die Erkenntnis, dass diese Sedimente keine alters- und faziesgleichen Elemente wie in der hangenden, überschobenen Höhrnen-Schuppe enthalten.

QUERSTÖRUNG ZWISCHEN SCHINDELLEGI UND NÖRDLICHEM ENDE DES SIHLSEES

Am Scheren, westlich Schindellegi, ist das Liegende der Höhrnen-Schuppe südlich der Sihl sehr gut aufgeschlossen. Sowohl nach SCHLANKE (1974, Schwermineralstratigraphie) und SCHLUNEGGER (1995, Magnetostratigraphie) handelt es sich um eine ungestörte Abfolge der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Sie fällt im Norden, bei Scherenbrugg an der Sihl, mit 30–35° gegen NW ein, weiter südlich bei Schindellegi beträgt das Einfallen gegen NW bereits 50–60°. Am höchsten Punkt des Scheren fand PAVONI (1967) schliesslich sogar nach SSE überkippte Schichten, wofür er das Überfahren durch die Höhrnen-Schuppe verantwortlich machte.

Sowohl KLEIBER (1937) als auch RENZ (1937) versuchten, die westlichsten eindeutigen Aufschlüsse des Kerns der Feusisberg-Pfäffikon-Antiklinale (Bach NW Feusisberg, Koord. 698.900/227.275) mit einer von ihnen (fälschlicherweise) angenommenen Antiklinale am Scheren zu verbinden. HABICHT (1945), MÜLLER (1971) und SCHLANKE (1974) hingegen liessen die «Steilzone von Feusisberg» nach SW, schief zum allgemeinen Streichen abbiegen, so dass sie die Sihl südlich Schindellegi schneiden und die NNW fallenden Schichten im Sihlbett zu ihrem Nordschenkel gehören würden. Diese Interpretation würde bedeuten, dass die Triangelzone weiter nach SW unter der Höhrnen-Schuppe verschwinden würde. Dieses Abbiegen nach SW konnte aufgrund fehlender Aufschlüsse und Schichtmessungen jedoch nicht belegt werden.

Einen neuen Ansatz vertrat PAVONI (1967: Fig. 3), welcher die Existenz einer bedeutenden, NW–SE-verlaufenden Querstörung annahm. Querbrüche zwischen Etzel und Höhrnen wurden erstmals schon von ROLLIER (1911: S. 72) und FREI (1914: S. 4) postuliert. Zu beachten ist, dass sich die postulierte Querstörung nicht im aufgerichteten Südrand der mittelländischen Molasse erkennen lässt.

Ein Indiz für das Vorliegen einer beträchtlichen Querstörung sind die im Gebiet Geissboden (SE Schindellegi) abgeteuften tiefen Bohrungen. Die Spülbohrung bei den Koord. 698.175/225.000 erreichte den Molassefels erst in einer Tiefe von 268 m. Mit dem Vorliegen mehrerer Moränen- und Seebodenablagerungen belegt sie eine tiefe, mittelpleistozäne Felsrinne, eine Art «Ur-Sihl».

ROHSTOFFE

Kohle

SE von Finstersee ZG wurde 1835 im Greit auf Kote 1000 m ein Kohlenflöz von 15–21 cm Mächtigkeit entdeckt und ab 1838 abgebaut. Nach wenigen Jahren erwies sich der mit bis 60 Mann betriebene Abbau als unrentabel. 1841 wurde im Sparen, ab 1846 im Wurf und an der Steinerfluh (= Steigelflue SW von Finstersee, 700 m westlich auf dem Gebiet des Blattes Zug) an der Nordseite der Höhrnon geschürft, oberhalb Sparenweid in Flözen von 6–9, lokal 18–24 cm Mächtigkeit. Geringe Mächtigkeit und ungünstige, mittelsteil bergwärts fallende Lagerung verursachten die Einstellung des Betriebes (ESCHER 1846, 1858, LETSCH 1899, LANDTWING 1997). 1860–61 wurde an der Steigelflue ein 15 cm mächtiges Flöz abgebaut. 1941, während des Zweiten Weltkrieges, wurde die Abbauwürdigkeit an der Steigelflue, am Mülibach, im Wurf, ob Sparenweid und in Greit erneut untersucht. Die Vorräte im Stollenbereich hat KOPP (1941) auf 950 t geschätzt, bei 28 ha Flözfläche und 18 cm Stärke auf insgesamt 70 000 t.

Molassesandstein und -nagelfluh

Östlich des Etzels wurden für den Klosterbau Einsiedeln Steinbrüche eröffnet. Seit dem späten Mittelalter (H. E. ESCHER 1692) und seit dem 18. Jhdt. wurde um Wollerau–Bäch–Freienbach in 30 Brüchen (HOFMANN 1772 in REBSAMEN & RENFER 1995), lokal bis unter Seeniveau, «Bächer Sandstein» für Grab- und Bodenplatten, Natursteinmauern und Fassadenverkleidung in Zürich (Grossmünster, Predigerkirche, Rathaus, Zunfthaus zur Saffran, Bürgerhäuser) gebrochen. 1980 wurde der Betrieb wegen Auftretens ungeeigneter Schichten eingestellt. Heute wird noch für Renovationen historischer Bauten gebrochen (NÖTZLI 1999).

Von Geröllschnüren durchsetzte Sandsteine kleinerer Brüche wurden zur Schotterung von Waldwegen verwendet. Steinbrüche fanden sich im frühen 19. Jhdt. um Pfäffikon, im Gwatt, westlich des Einkaufszentrums, im Löli östlich

Löliwald, im Hölzli, im Joch, östlich des Übergangs ins Tal und im Eichholz südlich Schwerzi (HENGgeler 1958).

Schotter und Sand

In der mächtigen Moränenablagerung bei Schindellegi und vor allem den liegenden Schottern waren in den letzten Jahrzehnten nur noch Gruben im unteren Teil für Schottergewinnung in Betrieb; heute sind auch diese aufgelassen. Beim Kloster Au SW von Einsiedeln wird noch bescheiden abgebaut. Der bedeutendste Abbau erfolgt gegenwärtig nördlich Ober Trachslau, 800 m südlich ausserhalb des Kartengebietes (Blatt Ibergeregg, vgl. Fig. 14).

Sand wurde bis 1851 im Eichholz SE von Freienbach, Sand und Kies in der Freienbacher Allmend am Obersee und bei den Drei Kreuzen (Hurden-See-feld) noch Ende des 19. Jhdts. abgebaut (HENGgeler 1958). Da ausgebeutete Areale für Kulturland wieder eingedeckt und das Land südlich der Halbinsel Hurden für Schifffahrtskanal, Hafen, Wohnsiedlungen und Industrieanlagen umgestaltet wurden, sind die Abbaustellen kaum mehr zu erkennen. Gruben für Strassenbau und Unterhalt bestehen nur noch an Naturstrassen. Ein Grossteil des Bedarfs wird aus dem Zürcher Obersee und Oberem Zürichsee gebaggert. In jüngerer Zeit wurden mehrere Kiesgruben aufgelassen, verfüllt und der Landwirtschaft zurückgegeben, so die Grube in Schindellegi und Bleiken südlich von Feusisberg.

Erratische Blöcke

Findlinge, vor allem aus der Kiesgrube Schindellegi, wurden zur Uferbefestigung von Sihl und Alp, für Strassenböschungen, Gartengestaltungen und öffentliche Brunnen verwendet. Heute werden sie aus den Schottern um Menzingen-Neuheim und aus der Sihl bezogen.

Torf

Torf wurde in der Umgebung von Einsiedeln seit 1747 gestochen: im heutigen Sihlseegebiet (vor 1937 v.a. im Todtmeer), östlich Böswis oberhalb Grotzenmüli, in der Schwantenau, zwischen Rothenthurm und Altmatt, wo die Abbaustellen noch zu erkennen sind. Seit 1751 erfolgte Torfgewinnung für die Stadt Zürich, vor allem im 1. Weltkrieg. Kleinere Vorkommen liegen oberhalb Brüscheegg, im Fülenmösli SW von Bennau, im Schlänggli SW von Biberbrugg und NW von Schönenberg.

Neben dem Hausbrand diente Torf als Füll- und Isoliermaterial zwischen dem Wandgebänk von Holzhäusern und als Torfmull zur Verbesserung sandig-lehmiger Böden.

Ton und Lehm

In der Umgebung von Einsiedeln wurde aus letzteiszeitlichen Seetonen («Einsiedler Lehm») in den Gruben beim Kloster, SW des Bahnhofs und bei Hermanneren Lehm für Ziegel und Töpferwaren gewonnen (vgl. auch LETSCH et al. 1907). Bis 1782 wurde in Dämpflen, seit 1783 in der Luegetenmatte und in Wäni südlich Einsiedeln, Lehm gegraben. 1784 wurden 2800 Fuder für die klostereigene Ziegelhütte zugefahren (Stiftsarchiv P. Beda Müller).

HYDROGEOLOGIE

Für das nordwestliche Kartengebiet existieren detaillierte Grundwasseruntersuchungen, deren Resultate vor allem in BLÜM & WYSSLING (2007) und AWEL (2007) festgehalten sind. Es können drei Grundwasserträger ausgeschieden werden: Reidbach-, Schwanden- und Waisenhaus-Schotter.

Grundwasservorkommen des Reidbach-Schotters

Der Reidbach-Schotter führt ein mächtiges und ergiebiges Grundwasservorkommen; dieses speist die bekannten Quellen und Grundwasserfassungen für die Wasserversorgung von Richterswil und Wädenswil im Fassungsgebiet von Mülönen (Richterswil). Die Schüttung der Mülönen-Quellen beträgt ca. 2500 l/min.

Grundwasservorkommen des Schwanden-Schotters

Zwischen der Grundmoräne über der Felsoberfläche und dem Seeton von Richterswil befindet sich unter dem Dorfkern von Richterswil ein Grundwasserführender Schotterkörper, der Schwanden-Schotter. Dieser ist oberflächlich nirgends aufgeschlossen und nur durch Bohrungen bekannt. Das Grundwasser, das er enthält, ist sauerstoffarm und artesisch gespannt. Für die Trinkwassernutzung ist es ungeeignet.

Grundwasservorkommen des Waisenhaus-Schotters

Der Waisenhaus-Schotter führt ein Grundwasservorkommen von einer mittleren Mächtigkeit von 5 m. Es liegt deutlich höher als dasjenige des Reidbach-Schotters und ist von diesem durch die Seetone von Richterswil oder Moräne getrennt.

Mistlibüel-Quellen

Ein weiteres, aber unbedeutendes Grundwasservorkommen ist dasjenige der Mistlibüel-Quellen am Fuss der Höhrnenkette. Das Quellwasser stammt aus dem Verwitterungsschutt der Höhrnenkette, der gegen Norden von einer Moränenlage überlagert und abgedichtet wird. Die Quellen liefern ca. 100 l/min.

Gebiet Geissboden ESE von Schindellegi

In der Ebene bei Geissboden wurden zahlreiche Bohrungen niedergebracht, darunter auch eine Spülbohrung mit einer Endtiefe von 278 m (Sieber, Cassina & Partner 2009). Letztere erreichte den Felsuntergrund erst bei –268 m (vgl. S. 50).

In der Tiefe von 213–218 m und 232–268 m wurden zwei Kieslagen angetroffen, welche gespanntes Grundwasser führten. Die beiden Kieslagen waren durch eine ca. 14 m mächtige Tonschicht mit Feinkies (?Alte Seebodenablagerungen) getrennt. Nach Angaben von N. Sieber wies das obere Grundwasser nach der ¹⁴C-Methode ein Alter von ca. 5000–8000 Jahren auf. Der Druckspiegel aller Horizonte schien derselbe zu sein.

Hochebene von Rothenthurm

Die Hochebene von Rothenthurm enthält nach Fig. 1.33 in HANTKE & KURIGER (2003) zwei Grundwasser führende Schichten, wobei im unteren Aquifer das Grundwasser gespannt ist. Nach HANTKE & KURIGER (2003) werden die beiden Grundwasserstockwerke durch eine dünne Lage von Seeton getrennt; SCHLÜCHTER (1999) interpretiert diese Schicht als Grundmoräne.

Becken von Einsiedeln

Die Seebodensedimente im Becken von Einsiedeln («Einsiedler Lehm») enthalten eine Schotterlage mit artesisch gespanntem Grundwasser. Wegen eines unkontrollierten Ausbruchs bei einer Bohrung in diese Schotter wurden um Koord. 699.0/221.3 (Terrainhöhe 873 m) mehrere Bohrungen abgeteuft. Vorerst durchführten sie junge, kiesig-sandig-lehmige Sedimente, dann graue, weichgelagerte Seebodenlehme, dies bis Kote 841 m. Darunter folgten ein bis wenige Meter saubere Schotter und Sande mit gut gerundeten Geröllen der Alp, welche langfristig bedeutende Mengen von Wasser lieferten und somit einem ausgedehnten System angehören.

Vorderes Alptal

Im vorderen Alptal wurde zwischen Trachslau und Einsiedeln (Kempf in JÄCKLI 1980) eine 132 m tiefe Grundwasserbohrung abgeteuft. Diese zeigte einen ausgeprägten Stockwerkaufbau. Nach 4,6 m alluvialem Kies der Alp (oberes Grundwasserstockwerk mit freiem Grundwasserspiegel) folgten bis 30 m Seesedi-

mente mit wenig Sand und Kies, dann bis 54,3 m Schotter (mittleres artesisches Grundwasserstockwerk), bis 63 m erneut Seesedimente mit Sandlagen. Bis 80,5 m stellte sich ein leicht verkitteter Schotter (unteres artesisches Grundwasserstockwerk) ein. Bis 105 m Tiefe folgten wieder Seesedimente, die von grauem, sandigem Lehm mit Kies (Moräne), hart gelagert, unterlagert wurden.

DER SIHLSEE

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

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

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

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

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

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

Die Staumauer in den Schlägen am Nordende des Sees ist im Molassefels der Sihlschlucht fundiert. Die Mauerkubatur beträgt 28 000 m³. Ein 2900 m langer Druckstollen führt quer durch die Triangelzone der Molasse zum Wasserschloss. Für das vorliegende Atlasblatt wurde der Verlauf des Druckstollens der Topografie hinzugefügt.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Lange Zeit wurde angenommen, dass das Hochtal zwischen Etzel und Mythen bis ins 9. Jhdt. unbewohnt war, da nur wenige Relikte aus der Bronzezeit gefunden wurden. Von diesen nahm man an, dass sie von Jägern aus dem Zürichseegebiet verloren gingen.

1980 fanden A. Schamböck und seine Helfer am nördlichen Sihlsee, in der Langrütli, über 1500 teilweise verlagerte Silex-Artefakte. 1994 wurde systematisch gegraben und die Fundschicht, siltige, limnische, von zersetztem Niedermoortorf überlagerte Feinsande in 10–25 cm Tiefe, eruiert. Neben Steinen, 474 ortsfremden Silices – 2 Azil-Spitzen, 1 Stichel, 1 Kratzer und 5 Rückenlamellen – fanden sich Ocker und Holzkohle. Nach der Assoziation sind die Funde dem späten Jung- oder frühen Epipaläolithikum zuzuweisen (LEUZINGER-PICCAND 1994, 1996). Die Besiedlung erfolgte im Alleröd, vor 12 000 Jahren, was Pollendaten von J. N. Haas (in LEUZINGER-PICCAND 1996) bestätigt haben.

In Einsiedeln ist ein neolithischer Knochenmeissel, im Rickenbachtal bei Willerzell sind ein bronzenes mittelständiges Lappenbeil und ein Dolch (SCHERER 1916), bei Ufem Tritt eine Axt und ein Dolch und in der Hüendermatt in 1,8 m Tiefe ein weiterer Dolch gefunden worden.

Älteste Strandplattensiedlungen setzten an den Voralpenseen um 4200 v. Chr. ein; jüngste Spuren stammen um 900 v. Chr. Dazwischen waren die Ufer wiederholt besiedelt. Die Funde sind in Form und Verzierung der Keramik-Gefässe, Werkzeuge und Schmuck Stilwechseln unterworfen und durch Seekreide getrennt.

Schlagjahre ganzer Pfostenreihen haben erlaubt, die Grundrisse von Bauten zu ermitteln; Datierungen der Freienbacher Seeuferfunde haben gezeigt, dass Strandplatten am Zürich- und am Obersee nach 4000 v. Chr. wiederholt als Siedlungen gewählt wurden. Im Neolithikum und in der Bronzezeit hat der Seespiegel mehrmals geschwankt, was mit Klimaänderungen korreliert werden kann. Anhaltende Änderungen – höhere Niederschläge, kühlere Sommer – haben am Ende

der Pfynen Kultur (3700–3500 v. Chr.) zum Verlassen geführt, was sich archäobotanisch und -zoologisch abzeichnet.

Unterwasserfunde brachten überraschende Ergebnisse. Proben von Eichenholz in Hurden-Seefeld (CAVELTI 1999) ergaben Jahrringalter zwischen 2701 und 2743 v. Chr. Da diese kein Splintholz aufweisen, sind die Fälljahre der Bäume mit 2680 v. Chr. nur geschätzt, stimmen aber altersmässig mit Schnurkeramikscherben überein.

Von Freienbach sind Pfahlbauten der Schnurkeramikzeit, von Bäch ist ein Steinbeil bekannt. Im Strandbad Freienbach entdeckte J.-P. Voiret 1992 Schalen auf einem im späten Neolithikum ganzjährig, vor der Seekorrektur noch zu $\frac{3}{4}$ des Jahres trocken gelegenen Findling aus Quintner Kalk. Siedlungen sind auch von NE der Bächau und Schönenwerd bekannt.

Zwischen den zeitgleichen Horgener Fundstellen, Untiefe Rapperswil-Ost und Freienbach/Hurden-West wurden Tausende von Pfählen lokalisiert. Sie zeugen von prähistorischen Wegen, Stegen und einer Brücke über die Untiefe. Aufgrund Dendrochronologieuntersuchungen und ^{14}C -Daten wurden von der frühen Bronzezeit bis ins Frühmittelalter mehrmals Übergänge zwischen den beiden Ufern erbaut. Schon 1525 v. Chr. existierte – mit Bronzefunden in Hurden-Rosshorn – eine erste Brücke, welche die Ufer an der engsten Stelle zwischen Zürichsee und Obersee verband. Neben gegen 20 000 Pfählen fanden sich Belege, die Rückschlüsse auf die Bauweise der Stege und Brücken erlaubt haben. Ausser bronzezeitlichen Nadeln, Dolchen, Beilen und Sicheln – wohl Weihgaben für schadenlosen Übergang – fanden sich Objekte aus römischer, mittelalterlicher und neuzeitlicher Zeit: Hufeisen und Armbrustbolzen-Spitzen (CAVELTI 2004).

Schalensteine fanden sich im Flachwasser des oberen Zürichsees (BÜCHI 1999) und auf der Halbinsel Hurden und westlich der Ufenau.

Bei der Grotzenmüli wurde eine keltische Speerspitze geborgen.

In Lachen wurde ein Bronzebeil geborgen; Münzfunde reichen in ad Lacus in römische Zeit zurück. In angeschwemmter Kulturschicht fand sich in Altendorf eine gallische Münze, dort und in Freienbach Tonscherben und römische Münzen des 1.–3. Jhdts.; T. Kapp entdeckte bei den Drei Kreuzen (Hurden-Seefeld) einen kupfernen und im Staldenbach bei Pfäffikon einen eisernen Dolch.

Auf Lützelau wurde auf Schichten der frühen Bronze- und der Spätbronze-, der Latène- und der Römer Zeit im Jahre 744 n. Chr. ein Frauenklösterchen erbaut (TANNER 1969, ZIEGLER 1998). Auf Ufenau wurden römische Münzen gefunden. Nach der Mitte des 2. Jhdts. stand über knapp 100 Jahre ein gallorömischer Tempel, seit dem 7. Jhd. eine Kirche (GUT & ZIEGLER 1983, JURT 1991).

Um 600 n. Chr. drangen Alamannen ins keltoromanische Siedlungsgebiet am Zürichsee–Tuggener See ein, was frühmittelalterliche Gräber in Freienbach und Pfäffikon belegen.

BOHRUNGEN

Im Perimeter des Atlasblattes Einsiedeln wurden in den vergangenen Jahrzehnten mehrere hundert Sondierbohrungen ausgeführt. Diese Sondierungen dienten in erster Linie der Grundwasserprospektion, Baugrunduntersuchungen und in neuerer Zeit der Installation von Erdwärmesonden.

Auf dem Kartenblatt wurden nur jene Bohrungen dargestellt, welche für das geologische Verständnis des Aufbaues des Untergrundes erforderlich sind. Von diesen Bohrungen ist die Tiefe der Oberfläche der Quartärformationen bzw. die Tiefe der Felsoberfläche und z.T. die Endtiefe angegeben.

Eine wichtige Rolle für das Verständnis des geologischen Untergrundes und der quartären Landschaftsgeschichte lieferten die zahlreichen, z.T. tief reichenden Bohrungen im nordwestlichen Kartengebiet, die der Abklärung der Grundwasser- verhältnisse im Raum Sihltal, Hirzel und Richterswil dienten. Speziell hervorzu- heben ist dabei die Tiefbohrung Schönenberg mit einer Endtiefe von 373 m (BLÜM & WYSSLING 2007, Zusammenfassung in Fig. 7).

LITERATURVERZEICHNIS

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. – Beitr. geol. Karte Schweiz 4.
- Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft [AWEL] (2007): Grundwasserverhältnisse im Raum Wädenswilerberg/ZH. Vierte Untersuchungsetappe: Grundwasserbohrungen KB 1-06 bis KB 4-06 in Wädenswil, Schönenberg und Hirzel. Hydrogeol. Bericht. – Büro Wyssling, Pfaffhausen, 23.3.2007.
- BAUMANN, P. (1967): Die Äussere Einsiedler Schuppenzone zwischen Alptal und Sihlsee mit besonderer Berücksichtigung der mergeligen Partien. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- BISIG, W. (1950): Quartärbildungen in der Umgebung von Einsiedeln. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- BLAU, R. V. (1966): Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 125.
- BLÜM, W. & WYSSLING, G. (2007): Ur-Sihl und Richterswiler Gletschertal – Quellen und Grundwasservorkommen zwischen Sihltal und Zürichsee. – Baudirektion Kt. Zürich, Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft [AWEL].
- BÜCHI, G. (1999): Ein Schalenstein im Oberen Zürichsee. – Höfner Volksbl., 16.1.1999.
- BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläontologie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – Diss. Univ. Zürich.
- BÜCHI, U. P., WIENER, G. & HOFMANN, F. (1965): Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 87–101.
- CAVELTI, T. (1999): Die prähistorischen Seeufersiedlungen von Freienbach SZ. – Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz 91, 11–27.
- (2002): Neolithikum und Bronzezeit im Kanton Schwyz. – Unveröff. Liz.-Arb. Univ. Zürich, Abt. Ur- u. Frühgesch.
- (2004): Fundbericht 2003. – Jb. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch. 87, 353–354.
- DECROUEZ, D. & MENKVELD-GFELLER, U. (2003): Leupold's Schläfli-Preisschrift 1939. Studien zur Nummuliten-Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs. – Rev. Paléobiol., vol. spec. 5.
- Dr. Lorenz Wyssling AG (2007): Geologie und Grundwasservorkommen im Kanton Zug. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25 000. – Baudirektion Kt. Zug, Amt für Umweltschutz.
- ECKARDT, P. (1955): Bericht zur geologischen Untersuchung des Gebietes südlich Pfäffikon-Lachen. – Unveröff. Manuskript.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – Schweiz. paläont. Abh. 112.
- ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1997): A new version of the Biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aegianian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. – In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Eds.): Actes du Congrès Biochrom'97, Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E. 21, 475–499, Montpellier.
- ESCHER, H. E. (1692): Beschreibung des Zürich Sees. – Simler, Zürich; Nachdr. 1980.
- ESCHER, V. D., LINTH, A. (1846): Tagebuch IV. – Dep. Hauptbibl. ETH Zürich.
- (1858): Tagebuch Xa – Dep. Hauptbibl. ETH Zürich.
- ESCHER, V. D., LINTH, H. C. (1804): Fragmente über die Naturgeschichte Helvetiens 1791–1809. – Manuskript. – Dep. Hauptbibl. ETH Zürich.

- FREI, H. P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz, zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, [N.F.] 145.
- FREI, ROM. (1914): Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und oberem Zürichsee. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 45.
- FREI, RUD. (1963): Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 14 (auch: Schmidberger & Müller, Zürich).
- FRÜH, J. (1890): Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. – N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 30/1.
- FÜCHTBAUER, H. (1954): Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. – Heidelb. Beitr. Mineral. u. Petrographie 4, 26–53.
- (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse. – Eclogae geol. Helv. 51/3, 928–941.
 - (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geol. Helv. 57/1, 157–298.
 - (1967): Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. – Geol. Rdsch. 56/1, 266–300.
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. 59/2, 723–772.
- (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch. – Eclogae geol. Helv. 61/1, 229–319.
- GASSMANN, F. (1962): Schweremessungen in der Umgebung von Zürich. – Beitr. Geol. Schweiz, Geophys. 3.
- GUBLER, T. (2009): Blatt 1111 Albis. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 134.
- GUT, U. & ZIEGLER, P. (1983): Ufenau, die Klosterinsel im Zürichsee, 4. Aufl. – Gut, Stäfa.
- HABICHT, J. K. A. (1943): Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal. – Eclogae geol. Helv. 36/2, 202–203.
- (1945): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal. – Eclogae geol. Helv. 38/1, 121–149.
 - (1946): Exkursion No. 9: Rapperswil – Pfäffikon – Schindellegi – Hohen Ronen – Ägeri. – In: Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich, 59–65. – Geol. Ges. Zürich. – Leemann, Zürich.
 - (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7b Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. u. Landeshydrol. u. -geol.
- HANTKE, R. (1949): Geologische Untersuchungen im Silbergebiet (Kantone Schwyz und Glarus). – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – Eclogae geol. Helv. 51/1, 119–149.
 - (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1, 1–212.
 - (1965): Die fossilen Eichen und Ahorne aus der Molasse der Schweiz und von Oehningen (Süd-Baden). – Njbl. natf. Ges. Zürich 167.
 - (1980): Eiszeitalter, Bd. 2. – Ott, Thun.
 - (2006): Blatt 1151 Rigi. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 116.
- HANTKE, R. & KURIGER, E. (2003): Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Umgebung. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14, 9–34.
- HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kanton Bern), ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 75.

- HEER, O. (1847): Über die fossilen Pflanzen an der hohen Rhonen. – Verh. schweiz. natf. Ges. 1846), 35–38.
- (1848): Über die von ihm an der hohen Rhonen entdeckten fossilen Pflanzen. – N. Jb. Mineral. Geogn. Geol. Petrefaktenkde, 369–371.
- (1853): Übersicht der Tertiärflora der Schweiz. – Mitt. natf. Ges. Zürich 7.
- (1854–59): Flora tertiaria Helvetiae. Bde. I–III. – Wurster, Winterthur.
- (1865): Die Urwelt der Schweiz. – Schulthess, Zürich.
- HENGGELE, R. (1958): Geschichte der Korporation Pfäffikon. – Feusi, Pfäffikon.
- HERB, R. (1988): Eocäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HERB, R. & HOTTINGER, L. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., Vol. 31/81, 135–151.
- HERBORDT, O. (1907): Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil–Pfäffikon am Zürichsee. – Diss. Univ. Zürich, Leemann, Zürich.
- HOCHULI, P. A. (1973): Pollenanalytische Untersuchungen der Fundstelle Greit am Höhrnen. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Zürich.
- (1978): Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. – Beitr. Paläontol. Österr. 4, 1–132.
- HÖHN-OCHSNER, W. (1934): Das Werden unseres Heimatbodens. Bilder aus der Geologie der Herrschaft Wädenswil. – Njblatt Leseges. Wädenswil V.
- (1958): Beitrag zur Geschichte der Moore und Wälder der ehemaligen Herrschaft Wädenswil. – Veröff. Geobot. Inst. Rübel 33, 116–136.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 50/2, 289–322.
- (1959): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. – Jb. st. gall. natw. Ges. 76, 49–76.
- (1968): Zur Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Pfaffnau Süd 1, 2, 4 und 5, Boswil 1 und Hünenberg 1. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 35/87, 35–41.
- HOFMANN, J. J. (1772): Prospect von Statt und Zürich See. – In: REBSAMEN, H. & RENFER, C. (1995): Kommentarband zur Faksimileausgabe der 61 Originalblätter. – Matthieu, Zürich.
- HUG, J. & KÜNDIG, E. (1932): Geologisches Gutachten betreffend Druckstollen des Etzelwerkes. – Etzelwerk, Bunker Staumauer, Egg SZ.
- Jäckli AG (1980): Grundwasserbohrungen im Alptal zwischen Trachslau und Einsiedeln/SZ. – Geol. Gutachten 80.104 (SGD 16061).
- JEANNET, A. (1935): Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen–Iberg–Sihltal). – Eclogae geol. Helv. 28/2, 627–640.
- (1941): Geologie der oberen Sihltaler Alpen (Kt. Schwyz). – Ber. schwyz. natf. Ges. 3, 95–116.
- JEANNET, A. & BUCK, D. (1934): Observations stratigraphiques dans le Nummulitique dit d'Einsiedeln. – Eclogae geol. Helv. 27/2, 370–372.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulithikums von Einsiedeln–Iberg. – Ber. schwyz. natf. Ges. 1, 35–51.
- JORDAN, P. (2008): Digitales Höhenmodell – am Beispiel der Felsoberfläche der Nordschweiz. – gwa (Gas Wasser Abwasser) 2008/6, 443–449.
- JURT, W. (1991): Kulturlandschaft Schwyz. – In: Schwyz – Portrait eines Kantons, 163–233. – Edit. 91, Schwyz.
- KAUFMANN, F. J. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 17.
- (1877): Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/2.

- KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich, 150/3–4, 69–85.
- KEMPF, O. (1998): Magnetostratigraphy and facies evolution of the Lower Freshwater Molasse (USM) of eastern Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O. A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – Basin Res. 16, 549–567.
- KLEIBER, K. (1937): Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. – Eclogae geol. Helv. 30/2, 419–430.
- KOPP, J. (1937): Petrolgeologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Linth und Thur, mit spezieller Berücksichtigung der Petrolbohrung von Tuggen. – Rapport PEK, 30. August.
- (1941): Geologisch-technisches Gutachten über die Kohlenvorkommen und Kohलगewinnung an der Hohen Rone oberhalb Finstersee (Menzingen Kt. Zug). – Unveröff. Manusk.
- KUHN, J. A. (1967): Die Äussere Einsiedler Schuppenzone östlich des Sihlsees. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1972): Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz). – Eclogae geol. Helv. 65/3, 485–553.
- LANDTWING, K. (1997): Der Kohlenabbau am Höhrnonen. Ein Kapitel aus der Wirtschafts-geschichte von Menzingen im Kanton Zug. – Minaria helv. 17a/1997, 3–25.
- LETSCH, E. (1899): Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 1.
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 4.
- LEUPOLD, W. (1933): Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. – Eclogae geol. Helv. 26/2, 295–319.
- (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 30/1, 1–23.
- (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 35/2, 247–291.
- (1966): Blattengrat-Komplex, Einsiedler Nummulitenkalk(e), Einsiedler Flysch, Flysch, südhelvetischer, Nummuliten- und Flyschbildungen, Steinbach). – In: Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. 7 Schweiz, 7c Schweizer Alpen und Südtessin – Schweiz. geol. Komm. u. Landeshydrol. u. -geol.
- (1967): Exkursion Nr. 31, Teilstrecke II: Einsiedeln – Oberiberg. – In: Geologischer Führer der Schweiz, Heft 7, 546–557. – Schweiz. Geol. Ges., Wepf & Co. Basel.
- LEUZINGER-PICCAND, C. (1994): Archäologische Ausgrabung Einsiedeln-Langrütli 1994 (EL '94). – Vorbericht nach Abschluss der Feldarbeiten. – Schweiz. Landesmus. Zürich.
- (1996): Einsiedeln SZ-Langrütli: eine spätmagdalénienzeitliche und mesolithische Freilandstation in den Voralpen. – Jb. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch. 79, 7–26.
- LORIOU, P., DE (1875): Description des échinides tertiaires de la Suisse, première partie. – Mém. Soc. paléont. Suisse 3, 1–64.
- (1876): Description des échinides tertiaires de la Suisse, deuxième partie. – Mém. Soc. paléont. Suisse 3, 65–142.
- MATTER, A. (1964): Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. 57/2, 315–428.

- MAURER, H. (1983): Sedimentpetrographische Analysen an Molasseabfolgen der Westschweiz. – Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 126/1, 23–69.
- MAURER, H., FUNK, H. & NABHOLZ, W. (1978): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Abfolgen der Bohrung Linden 1 und ihrer Umgebung (Kt. Bern). – *Eclogae geol. Helv.* 71/3, 497–515.
- MAURER, H., GERBER, M. E. & NABHOLZ, W. K. (1982): Sedimentpetrographie und Lithostratigraphie der Molasse im Einzugsgebiet der Langete (Aarwangen–Napf, Oberaargau). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 381–413.
- MAURER, H. & NABHOLZ, W. (1980): Sedimentpetrographie in der Molasse-Abfolge der Bohrung Romanens 1 und in der benachbarten subalpinen Molasse (Kt. Fribourg). – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 205–222.
- MAYER (-EYMAR), C. (1868): Coupe du terrain nummulitique des environs d'Einsiedeln. – *Verh. schweiz. natf. Ges.*, 68–73.
- MAYER, K. (1877): Systematisches Verzeichniss der Versteinerungen des Parisian der Umgebung von Einsiedeln. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2, Anh.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1994): Die Wildstrubel-, die Hohgant- und die Sanetsch-Formation: Drei neue lithostratigraphische Einheiten des Eocaens der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 87/3, 789–809.
- (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klimeshorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 245–261.
- MOOS, A., VON (1943): Zur Quartärgeologie von Hurden–Rapperswil (Zürichsee). – *Eclogae geol. Helv.* 36/1, 125–137.
- MÜHLBERG, F., SCHMIDT, C. & GUTZWILLER, A. (1904a): Geologische Begutachtung des Stausee-Projektes im obern Sihltale. – Manusk. Etzelwerk Bunker Staumauer, Egg SZ, 58, 78 S.
- (1904b): Geologisches Gutachten des Stausee-Projektes im obern Sihltale. – Manusk. Etzelwerk Bunker Staumauer, Egg SZ, 58, 78 S.
- MÜLLER, E. (1978): Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Linth- und Reussgletschers im Raum zwischen Zürich- und Zugersee. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 183–191.
- MÜLLER, H.-P. (1967): Die subalpine Molasse zwischen Alptal und Sattelegg. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Zürich.
- (1971): Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 116/1, 1–153.
- MURCHISON, R. I. (1849): On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians. – *Quart. J. geol. Soc. London* 5/1, 157–312.
- NÖTZLI, C. (1999): Die Sandsteinbrüche und deren Bedeutung für die Gemeinde Freienbach. – Matura-Arb. Geografie, Kantonsschule Pfäffikon/Nuolen.
- OCHSNER, A. (1935): Über die subalpine Molasse zwischen Wägital und Speer. – *Eclogae geol. Helv.* 28/2, 649–658.
- (1969): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 53.
- (1975): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Erläut. 53.
- PAVONI, N. (1955): Molassetektonik, Terrassen und Schotter zwischen Glattal, oberem Zürichsee und Sihltal. – *Eclogae geol. Helv.* 48/2, 360–363.
- (1960): Zur Tektonik der Höhrnen-Überschiebung. – *Eclogae geol. Helv.* 53/2, 637–640.
- (1967): Exkursion Nr. 31, Teilstrecke I: Zürich–Sihltal–Biberbrugg–Einsiedeln. – In: *Geologischer Führer der Schweiz*, Heft 7, 542–546. – *Schweiz. Geol. Ges.*, Wepf & Co. Basel.
- RENTZ, H. H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 87–214.

- RINGHOLZ, P. O. (1910): Beiträge zur Ortskunde der Höfe Wollerau und Pfäffikon im Kanton Schwyz. – Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz 21, 1–115.
- RISSI, A. (1968): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse des Rossberggebietes. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- ROLLIER, L. (1911): Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 46/1.
- RUTSCH, R. F. & HÜRZELER, J. (1934): Das Alter der Molassezone von Jona–Rapperswil–Ufenau (Oberer Zürichsee). – Eclogae geol. Helv. 27/2, 347–351.
- SALIS, K. VON (1967): Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südlich Wolhusen (Entlebuch, Kt. Luzern). – Mitt. natf. Ges. Luzern 21, 1–107.
- SCHERER, E. (1916): Die vorgeschichtlichen und frühgeschichtlichen Altertümer der Urschweiz. – Mitt. antiq. Ges. Zürich 27/4.
- SCHINDLER, C. (1976): Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung. – Eclogae geol. Helv. 69/1, 125–138.
- (2005): Geologische Baugrunderkarte von Richterswil 1:5000. – Unveröff. Manuskriptkarte.
- SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 67/2, 243–331.
- SCHLANKE, S., HAUBER, L. & BÜCHI, U. P. (1978): Lithostratigraphie und Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Tschugg 1 und Ruppoldsried 1 (Berner Seeland). – Eclogae geol. Helv. 71/2, 409–425.
- SCHLÜCHTER, C. (1999): Sedimente des Gletschers (Teil II). – Bull. angew. Geol. 4/1, 67–75.
- SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M. (2000): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – Stifftg. Landschaft u. Kies, Uttigen.
- SCHLUNEGGER, F. (1995): Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der Unteren Süsswassermolasse zwischen Aare und Limmat. – Diss. Univ. Bern.
- SCHLUNEGGER, F. & JORDAN, T. E. (1997): Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution: The Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. – Tectonics 16/5, 823–840.
- SCHLUNEGGER, F., MELZER, J. & TUCKER, G. (2001): Climate, exposed source rock lithologies, crustal uplift and surface erosion: a theoretical analysis calibrated with data from the Alps / North Alpine Foreland Basin system. – Int. J. Earth Sci. 90, 484–499.
- SCHUPPLI, H. M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Teil, 9. Abschn.: Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 26/4, 1–31.
- Sieber, Cassina & Partner (2008): Hydrogeologische Untersuchungen 2004–2007 Ober-Geissboden, 8834 Schindellegi. – Geol. Gutachten 01.02.2008
- SPECK, J. (1945): Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der Oberen Meeresmolasse. – Eclogae geol. Helv. 38, 411–416.
- (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich, Kalt-Zehnder, Zug.
- STAUB, R. (1935): Erster Bericht über die geologische Situation am Hühnermatt-Damm. – Gutachten Etzelwerk, Bunker Staumauer, Egg SZ.
- (1936): Geologisches Längsprofil durch den Etzelstollen 1: 100. – Gutachten Etzelwerk, Altendorf.
- STEHLIN, H. G. (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. natf. Ges. Basel 25, 179–202.
- STUDER, B. (1825): Beyträge zu einer Monographie der Molasse. – Jenny, Bern.
- (1853): Geologische Mitteilungen (über die Molasse). – Mitt. natf. Ges. Bern.

- STÜRM, B. (1973): Die Rigi-Schüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – Diss. Univ. Zürich.
- SUTER, H. (1956): Geologie des Sihltales. – Blätter Ver. pro Sihltal 6, 1–29.
- TANNER, A. (1969): Beiträge zur Frühgeschichte der Klöster Benken und Lützelau im oberen Zürichseegebiet. – Z. schweiz. Kirchengesch. 63/1 u. 2.
- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – Mitt. thurg. natf. Ges. 33, 1–108.
- WETTSTEIN, A. (1885): Geologie von Zürich und Umgebung. – Wurster, Zürich.
- WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. VAN & CARON, C. (1985): Wägital-Flysch et autres flyschs penniniques en Suisse Centrale – Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – Eclogae geol. Helv. 78/1, 1–22.
- WYSSLING, G. (2002): Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. Zur Geologie des Sihltales zwischen Schindellegi und Sihlbrugg. – Jh. Ver. pro Sihltal, 52, 1–14.
- ZIEGLER, P. (1998): Kulturraum Zürichsee – 5000 Jahre Geschichte in Bildern und Dokumenten. – Gut, Stäfa.
- ZÖBELEIN, K. H. (1963): Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitani) im Süden des Oberen Zürichsees. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 29/77, 11–28.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005)

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000 (2005)

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

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

Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Blatt VIII Aarau – Luzern – Zug – Zürich, von C. MÖSCH & F. J. KAUFMANN, 1871.

Blatt IX Schwyz – Glarus – Appenzell – Sargans, von A. ESCHER v. D. LINTH, A. GUTZWILLER, C. MÖSCH & F. J. KAUFMANN, 1875.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 7 Mönchaltorf – Hinwil – Wädenswil – Rapperswil (SA 226–229), von T. ZINGG, 1934.

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

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

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

Nr. 134 Albis (LK 1111), von T. GUBLER, 2009.

Geologische Spezialkarten

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

Nr. 15 Geologische Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee, 1: 25 000, von A. AEPPLI, 1894.

Nr. 16 Die Kreide-Gebirge nördlich des Klönthales, 1: 50 000, von C. BURCKHARDT, 1896.

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

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

Nr. 70 Geologische Karte des Lorzetobel–Sihlsprung-Gebietes (Kt. Zug), 1: 25 000, von R. FREI, 1912.

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

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER, 1942.

Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage

Ba	BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Schieferkohlengebietes von Eschenbach (St. Gallen), 1:10 000. – In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8.
Ha	HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. – In: Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
He	HERBORDT, O. (1907): Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25 000. – In: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil – Pfäffikon am Zürichsee. – Leemann, Zürich.
J ₃	JEANNET, A. (1921): Carte géologique de la région des charbons feuilletés (Schieferkohle) de Wangen (Schwyz), 1:10 000. – In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8.
My	MYLIUS, H. (1913): Geologische Übersichtskarte der nordwestlichen Glarner Alpen, 1:100 000. – In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen (2. Teil). – Piloty & Loehle, München.
Oc	OCHSNER, A. (1921): Geologische Karte des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion, 1:25 000. – In: Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. – Studer-Schläpfer, Horgen.

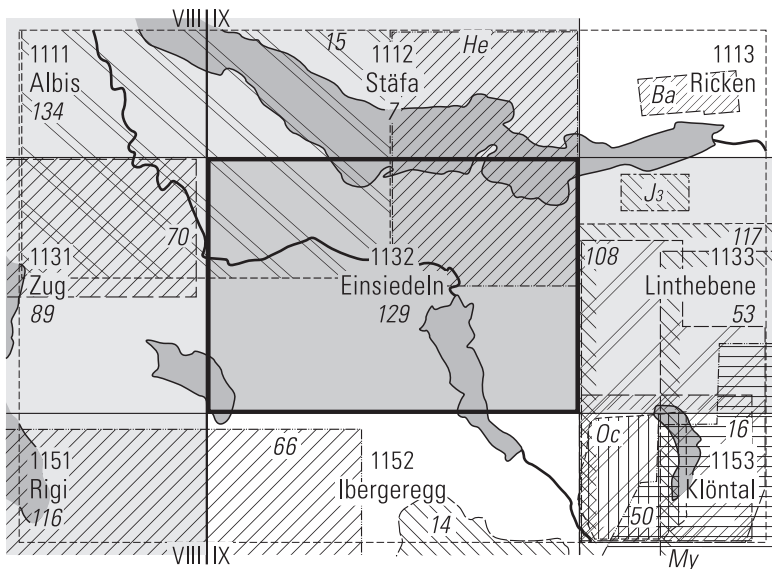
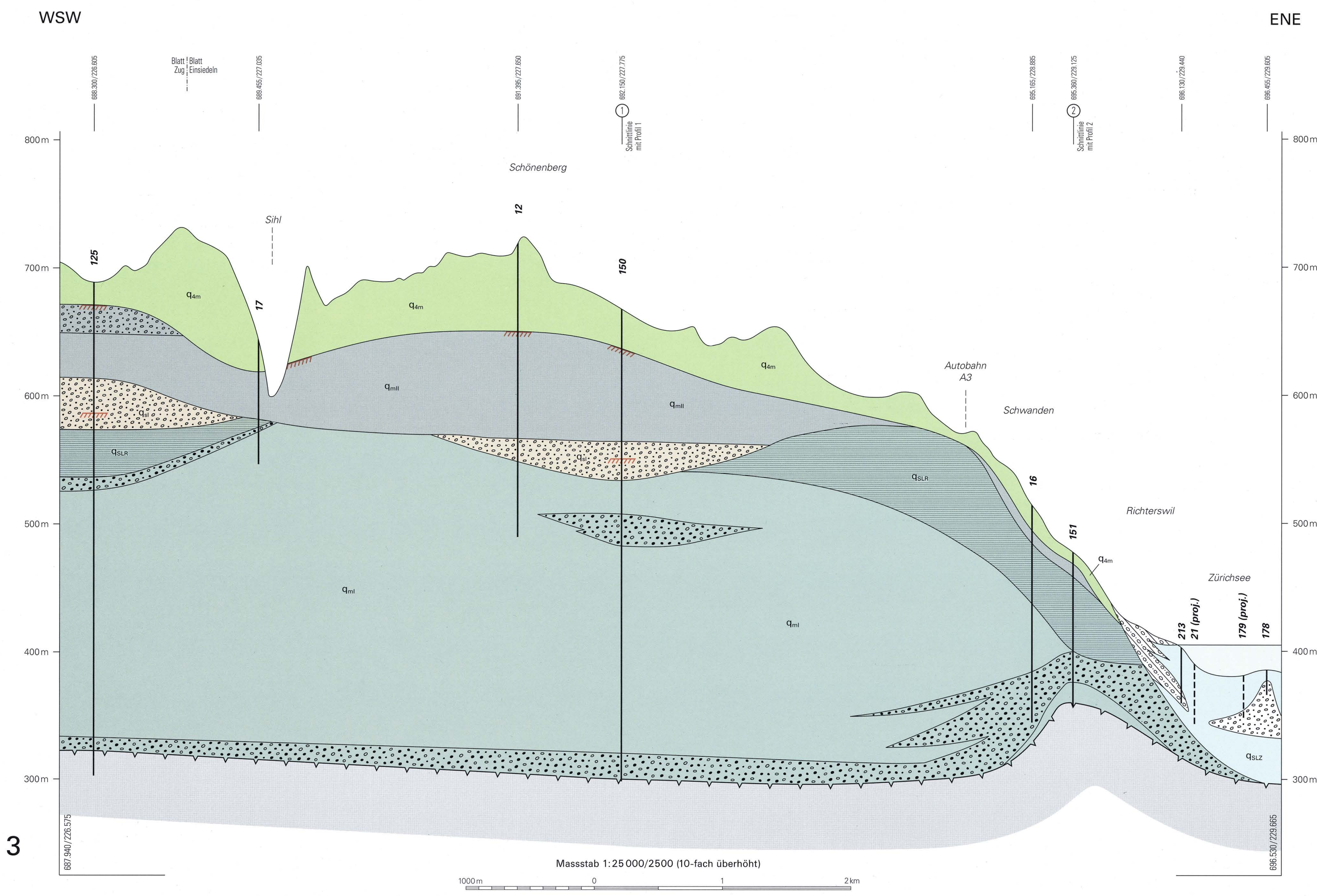


Fig. 19: Publierte geologische Karten (mit topographischer Grundlage).

BEILAGEN

- Tafel I: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln. I: Querprofile durch die Felsrinne Richterswil-Menzingen.
- Tafel II: Quartärgeologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln. II: Längsprofil durch die Felsrinne Richterswil-Menzingen.
- Tafel III: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln.

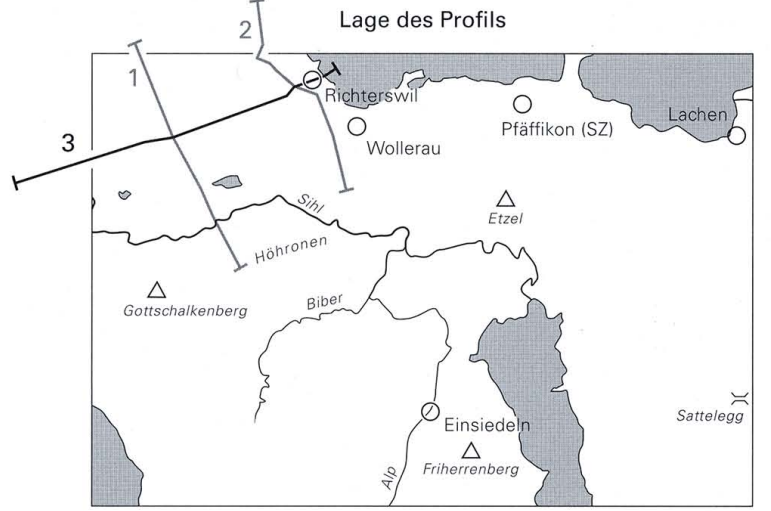




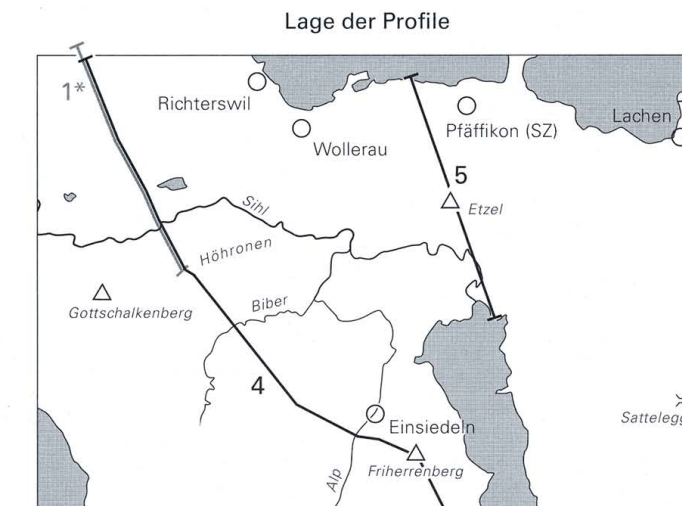
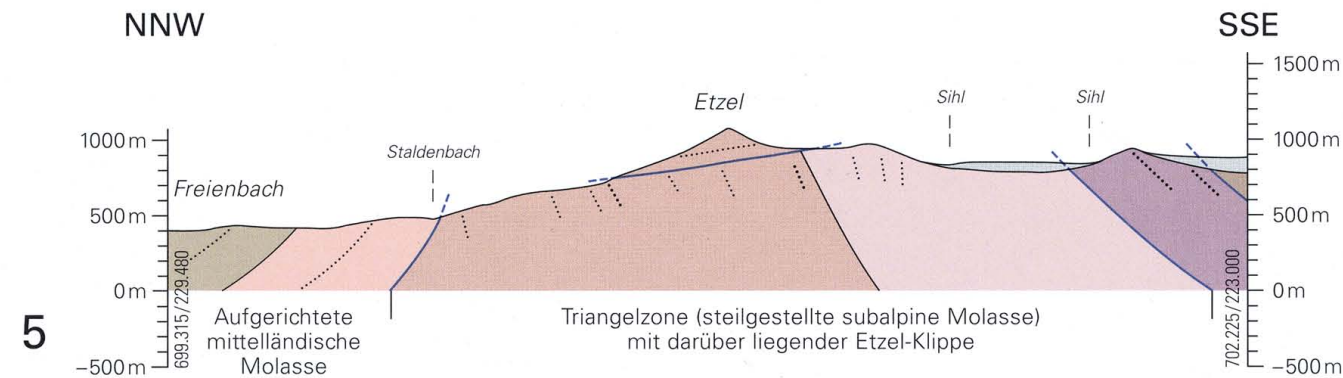
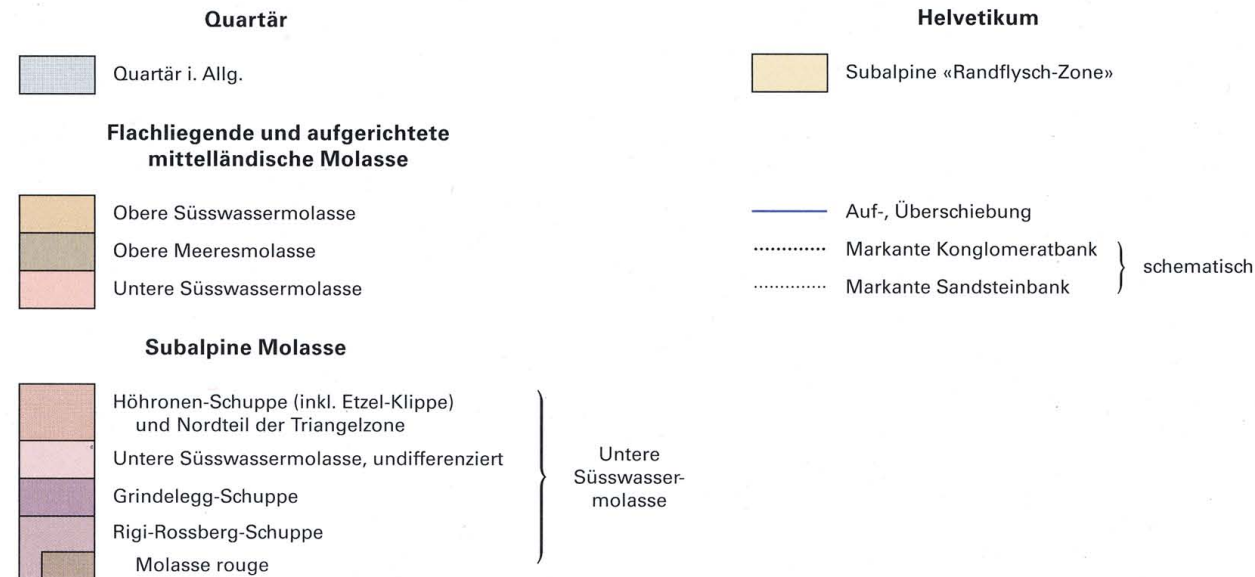
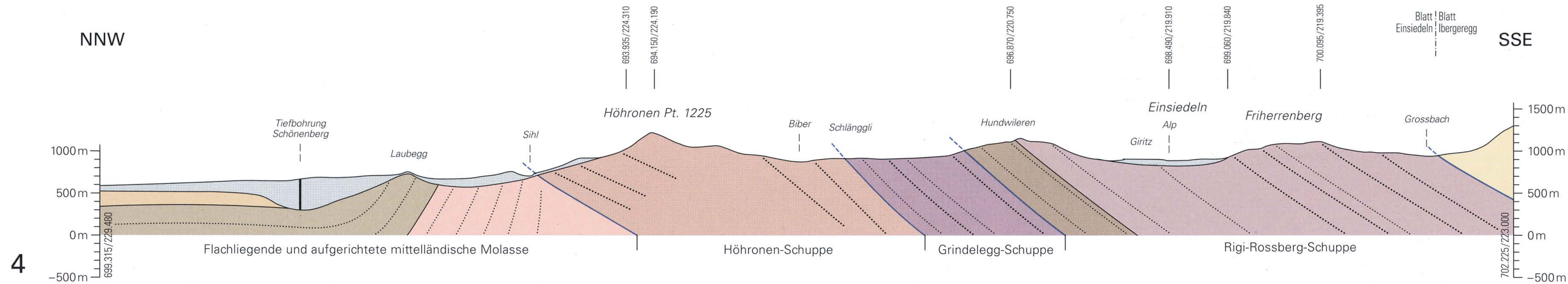
**Quartärgeologische Profile
durch das Gebiet von Atlasblatt Einsiedeln**

von
Georg Wyssling

**II: Längsprofil
durch die Felsrinne Richterswil–Menzingen**



- Postglazialer Bachschutt
- qSLZ Postglaziale Seeablagerungen des Zürichsees
- Spät- bis postglaziale Schotter im Zürichsee
- q4m Letzteiszeitliche Moräne
- qmll Moräne älterer Vergletscherungen, inkl. randglaziale Schotter
- qSLW Waisenhaus-Schotter: kaltzeitlicher Schotter
- qSL Interglazialer Schotter, mit Verwitterungshorizont
- qSLR Seeton von Richterswil: kaltzeitliche Seeablagerungen
- qmi Moräne und Schotter älterer Vergletscherungen (Schwanden-Schotter)
- Felsuntergrund (Molasse)
- Warmzeitlicher Verwitterungshorizont
- Bohrung (mit Kennnummer)



* Quartärgeologisches Profil 1 in Tafel I deckungsgleich mit Nordteil von Profil 4