

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

1:25 000

1188 Eggiwil

Erläuterungen

HANS ANDREAS JORDI

2012



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

75

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

1:25 000

1188 Eggiwil

Erläuterungen

10 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafelbeilagen

verfasst von
HANS ANDREAS JORDI

2012



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte

HALDEMANN, E. G., HAUS, H. A., HOLLIGER, A., LIECHTI, W., RUTSCH, R. F. & VALLE, G. DELLA (1980): Blatt 1188 Eggiwil. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 75.

Erläuterungen

JORDI, H. A. (2012): Blatt 1188 Eggiwil. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 75.

Titelbilder

Umschlag

Rinnenstruktur in der Seli-Nagelfluh (terrestrisches Äquivalent der Oberen Meeresmolasse, Burdigalien). Emmeufer nördlich von Sorbach, Koord. 628.280/190.000.

Erläuterungen

Blatt einer Fächerpalme und eines Laubbaums (Erle) in Mergel der Losenegg-Formation (Honnegg-Nagelfluh, Untere Süsswassermolasse, Chattien). Losenegg bei Aussereriz. Probe NMBE 5003987. Foto: U. Menkveld, Naturhistorisches Museum der Burgergemeinde Bern, 2012.

Herausgeber

© 2012, 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 978-3-302-40065-5



MIX
Papier aus verantwortungsvollen Quellen
FSC® C030149

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Zusammenfassung	5
Résumé	5
Riassunto	6
Summary	7
Geologische und geomorphologische Übersicht	8
Stratigraphie	12
Helvetikum	12
Niederhorn-Decke (helvetische Randkette)	12
Frühe Kreide	12
Eozän	18
Subalpiner Flysch	19
Eozän	19
Molasse	22
Subalpine Molasse	22
Oligozän-Miozän	22
Mittelländische Molasse	31
Miozän	31
Quartär	36
Pleistozän	37
Mittleres Pleistozän	37
Mittleres oder Spätes Pleistozän	39
Spätes Pleistozän	40
Pleistozän oder Holozän	46
Holozän	48
Landschaftsgeschichte	50
Karst und Höhlen	53
Tektonik	54
Helvetikum	54
Niederhorn-Decke (helvetische Randkette)	54
Subalpiner Flysch	54
Molasse	55
Subalpine Molasse	55
Ralligen-Hilferen-Schuppe	58
Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe	58
Hornbüel-Schuppenzone	59
Schangnau-Schuppe	59
Triangelzone und Zug-Schuppe	60
Mittelländische Molasse	61
Hydrogeologie	63
Mineralische Rohstoffe	64
Literaturverzeichnis	66
Publizierte geologische Karten	71

VORWORT

Das Blatt 1188 Eggiwil, Nr. 75 des Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25 000, wurde zwischen 1925 und 1975 von Dr. Eduard G. Haldemann, Dr. Heinrich A. Haus, Dr. Arnold Holliger, Dr. Werner Liechti und Prof. Dr. Rolf F. Rutsch geologisch kartiert. In den 1970er-Jahren lieferten Dr. Gianni della Valle, Dr. Urs Gasser und Prof. Dr. Christian Schlüchter Beiträge in Form von Überarbeitungen, Zeichnungen und einer revidierten Quartärgeologie. Dr. Hermann Fischer, Geologische Landesaufnahme, redigierte das Atlasblatt, welches 1980 publiziert wurde. Da keiner der Kartenautoren einen Erläuterungstext zur Karte lieferte, beauftragte die Geologische Landesaufnahme 2000 Dr. Hans A. Jordi, einen solchen zu verfassen. 2012 unterzog Dr. Reto Burkhalter das Manuskript der Erläuterungen einer umfassenden redaktionellen Bearbeitung und steuerte ausserdem die Kapitel geologische und geomorphologische Übersicht, Quartär sowie Landschaftsgeschichte bei. Dr. Ursula Menkveld-Gfeller und Dr. Daniel Marty verfassten den Abschnitt über die Vogelfährten in der USM, PD Dr. Philipp Häuselmann das Kapitel Karst und Höhlen. Weitere Beiträge lieferten Dr. Milan Beres, Dr. Filippo Bianconi, Dr. Hanspeter Funk, Dr. Yves Gouffon, Dr. Daniel Kälin, PD Dr. Oliver Kempf, Dr. Olivier Lateltin, Dr. Ursula Menkveld-Gfeller, Prof. Dr. Christian Schlüchter, Prof. Dr. Fritz Schlunegger, MSc Mark Simoni, Dr. Stefan Strasky und MSc Alessia Vandelli.

Die Textfiguren und Tafeln wurden von Remo Trüssel und Patric Berger grafisch bearbeitet, den Schriftsatz gestaltete Bettina Schulz.

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

Oktober 2012

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Eggwil umfasst die beiden tektonischen Gross-einheiten Helvetikum und Molasse. Das Helvetikum wird gegliedert in die Niederhorn-Decke (helvetische Randkette) und den subalpinen Flysch, die Molasse in die subalpine und die mittelländische Molasse. In dieser Reihenfolge liegen die Einheiten von Südosten nach Nordwesten aufeinander überschoben vor.

Die Niederhorn-Decke besteht aus einer Schichtfolge von frühkretazischen Schelfsedimentgesteinen (vorwiegend Kalke), die diskordant von eozänen neritischen Sedimentgesteinen überlagert wird. Der subalpine Flysch ist eozänen Alters. Die subalpine Molasse setzt sich aus mehreren steil gestellten, durch Überschiebungen getrennten Schuppen aus Unterer Meeresmolasse (Rupélien), zum Teil in flyschähnlicher Fazies, und nagelfluhreicher Unterer Süsswassermolasse (Rupélien - Aquitanien) zusammen. Die flach liegende, ebenfalls nagelfluhreiche mittelländische Molasse besteht aus Unterer Süsswassermolasse (Aquitanien), Oberer Meeresmolasse (terrestrisches Äquivalent; Burdigalien) und Oberer Süsswassermolasse (Burdigalien - ?Langhien).

Im Kartengebiet sind die Vorletzte (Beringen-) und die Letzte Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit) dokumentiert. In der Beringen-Eiszeit war das gesamte Gebiet gletscher- und firnbedeckt, wobei der Walliser Gletscher (Rhonegletscher) bis auf eine Linie Honegg - Marbach vordrang. Während des Maximums der Birrfeld-Eiszeit stiess ein Seitenlappen des Aaregletschers von Südwesten her bis zum Oberlauf des Rötobachs. Aufgrund seines kleinen Einzugsgebiets reichte der Emmegletscher mit seinen beiden Armen nur knapp über Eggwil beziehungsweise Marbach hinaus.

RÉSUMÉ

La région couverte par la feuille Eggwil de l'Atlas géologique de la Suisse 1: 25 000 se situe à cheval sur les deux domaines tectoniques que sont l'Helvétique et le Bassin molassique. L'Helvétique, affleurant dans le coin sud-est de la région, est représenté ici par la nappe du Niederhorn (chaîne bordière helvétique) chevauchant le Flysch subalpin. Ce dernier chevauche, vers le nord-ouest, la Molasse subalpine, elle-même chevauchante sur la Molasse du Plateau.

La nappe du Niederhorn est constituée d'une succession de roches sédimentaires de plate-forme (principalement calcaires) datant du Crétacé précoce, surmontés en discordance par les roches sédimentaires néritiques de l'Eocène. Le Flysch subalpin est d'âge éocène. La Molasse subalpine est formée de plusieurs écaillés redressées, séparée par des chevauchements et composées de Molasse marine inférieure (Rupélien), parfois de faciès flyschöide, et de Molasse d'eau douce inférieure riche en poudingues (Rupélien - Aquitanien). Les couches subhorizontales de la Molasse du Plateau, également riches en poudingues, consistent

en Molasse d'eau douce inférieure (Aquitaniens), Molasse marine supérieure (de faciès fluvio-continentale; Burdigalien) et Molasse d'eau douce supérieure (Burdigalien-?Langhien).

Les dépôts glaciaires représentent l'avant-dernière (Beringen) et la dernière (Birrfeld) glaciation. Lors de la glaciation de Beringen, toute la région était couverte par les glaces; le glacier du Valais (glacier du Rhône) atteignait la ligne Honegg-Marbach. Pendant le maximum de la glaciation du Birrfeld, un lobe du glacier de l'Aar s'étendait du sud-ouest jusqu'au cours supérieur du Rötobach. Dans le même temps, les deux bras du glacier de l'Emme n'ont que peu dépassé Eggwil, respectivement Marbach, du fait de la faible extension du bassin versant de ce glacier.

RIASSUNTO

Il territorio del foglio Eggwil dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000 comprende le due unità tettoniche principali dell'Elvetico e del bacino della Molassa. L'Elvetico è suddiviso nella falda di ricoprimento del Niederhorn (catena marginale dell'Elvetico) e nel flysch subalpino, mentre la Molassa è suddivisa in quella subalpina e in quella dell'Altipiano. Queste unità sono sovrapposte l'una all'altra lungo superfici di scorrimento da sudest a nordovest nell'ordine menzionato sopra.

La falda di ricoprimento del Niederhorn si compone di una sequenza di rocce sedimentarie di piattaforma continentale del primo Cretacico (in prevalenza calcari) sovrapposti con discordanza da rocce sedimentarie neritici eocenici. Il flysch subalpino è di formazione eocenica. La Molassa subalpina comprende numerose scaglie listriche di Molassa marina inferiore (Rupeliano), parzialmente in faciès flyschoida, e Molassa di acqua dolce inferiore ricca di conglomerati (Rupeliano-Aquitaniens). La Molassa dell'Altipiano, con giacitura suborizzontale è anch'essa ricca di conglomerati e comprende Molassa di acqua dolce inferiore (Aquitaniens), Molassa marina superiore (in faciès fluviale-terrestre; Burdigaliano) e Molassa di acqua dolce superiore (Burdigaliano-?Langhiano).

Sul territorio del foglio sono documentate la penultima (Beringen) e l'ultima (Birrfeld) glaciazione. Durante la glaciazione Beringen l'intera area del foglio era ricoperta da ghiaccio e firn e il ghiacciaio del Vallese (ghiacciaio del Rodano) si era spinto fino a raggiungere una linea Honegg-Marbach. Durante il massimo della glaciazione Birrfeld un lobo laterale del ghiacciaio dell'Aare era avanzato da sudovest fino al corso superiore del Rötobach. Il ghiacciaio dell'Emme con i suoi due rami si estendeva poco oltre Eggwil, rispettivamente Marbach, a causa del suo limitato bacino di alimentazione.

SUMMARY

The area of the map sheet Eggiwil of the Geological Atlas of Switzerland 1:25 000 lies within the tectonic domains of the Helvetic zone and the Molasse Basin. The Helvetic zone in this areas can be divided into the Niederhorn nappe (Helvetic Border Chain) and the Supalpine Flysch, whereas the molasse sediments can be assigned to the Subalpine Molasse and the Plateau Molasse. From southeast to northwest these four tectonic units are thrust onto each other in the above mentioned order, i.e., the Niederhorn nappe is the uppermost, the Plateau Molasse the lowermost unit.

The Niederhorn nappe consists of an Early Cretaceous shelf sediment succession (mainly limestones), which is discordantly overlain by Eocene neritic sediments. The Subalpine Flysch is Eocene in age. The Subalpine Molasse is characterised by several steeply dipping imbricated slices of both Lower Marine Molasse (Rupelian), in places as a flysch-like facies, and conglomerate-rich Lower Freshwater Molasse (Rupelian–Aquitanian). The Plateau Molasse with its sub-horizontal bedding is also rich in conglomerate and contains strata of Lower Freshwater Molasse (Aquitanian), Upper Marine Molasse (fluvioterrestrial facies; Burdigalian) and Upper Freshwater Molasse (Burdigalian–?Langhian).

Relict glacial features document the penultimate glaciation (Beringen Glaciation) and the last glacial cycle (Birrfeld Glaciation) in the area of the Eggiwil map sheet. During the Beringen Glaciation most of the area was covered by ice and firn, and the Valais Glacier (Rhône Glacier) reached its maximum ice-marginal position along the Honegg–Marbach line. During the Birrfeld Glaciation an ice lobe of the Aare Glacier advanced from southwest and reached the headwaters of the Rötzbach. At the same time, the two branches of the Emme Glacier extended only slightly further than Eggiwil and Marbach, respectively, because of the limited size of its catchment area.

GEOLOGISCHE UND GEOMORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Gebiet von Blatt Eggiwil des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 liegt im oberen Emmental (Kt. Bern) und in Teilen des südlichen Entlebuch (Kt. Luzern) und erstreckt sich bis zum Alpenrand am Fuss des Hohgants. Durchflossen wird es von Südosten nach Nordwesten von der Emme sowie ihren Seitenbächen, namentlich dem linksseitigen Rötebach und der rechtsseitigen Ilfis, die im Hilferetal (Entlebuch) entspringt und bei Emmenmatt (LK-Blatt Langnau i. E.) in die Emme mündet. Die Gegend südlich der Honegg und um Wachseidorn und Schwarzenegg im Südwesten des Kartengebiets entwässert via Zulg, ein kleines Gebiet nördlich des Müliseilwalds im Nordwesten via Chise (Kiese) zur Aare.

Das Kartengebiet umfasst zwei tektonische Grosseinheiten, das Helvetikum und die Molasse, die beide in die unten aufgeführten Einheiten unterteilt werden. Diese sind in der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000» und im schematischen Profil in Figur 2 dargestellt; es sind von Südosten nach Nordwesten:

- Die *Niederhorn-Decke* (*helvetische Randkette*): Die Hohgantkette in der Südostecke des Kartengebiets besteht aus einer mächtigen Schichtfolge der Frühen Kreide, die diskordant von eozänen Sedimentgesteinen überlagert wird. Dieser Schichtstapel bildet die helvetische Randkette, die Stirnseite der Niederhorn-Decke, die auf den darunterliegenden subalpinen Flysch aufgeschoben wurde.
- Der *subalpine Flysch*: Diese nach Süden und Südosten einfallende Zone, die aus heterogenen eozänen Flyschablagerungen mit eingeschlossenen «flyschfremden» Blöcken besteht, ist wiederum überschoben auf die jüngere subalpine Molasse.
- Die *subalpine Molasse* besteht aus mehreren steil gestellten, durch Überschiebungen getrennten Schuppen aus Unterer Meeresmolasse (UMM, Rupélie), zum Teil in flyschähnlicher Fazies, und Unterer Süswassermolasse (USM, Rupélie-Aquitainen). Der Schuppenbau wird durch eine Hauptüberschiebung in eine innere und äussere Zone getrennt. Eine steile Aufschiebung südwestlich von Marbach bildet den Kontakt der äusseren Zone mit der mittelländischen Molasse. Nördlich von Marbach taucht diese äussere Zone als Triangelzone nordwestwärts in konkordantem Schichtverband unter die mittelländische Molasse, was in dieser Gegend die eindeutige Grenzziehung zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse erschwert.
- Die *mittelländische Molasse*: Der Nordwestteil des Kartengebiets befindet sich in der mittelländischen Molasse, wo die relativ flach liegende Untere

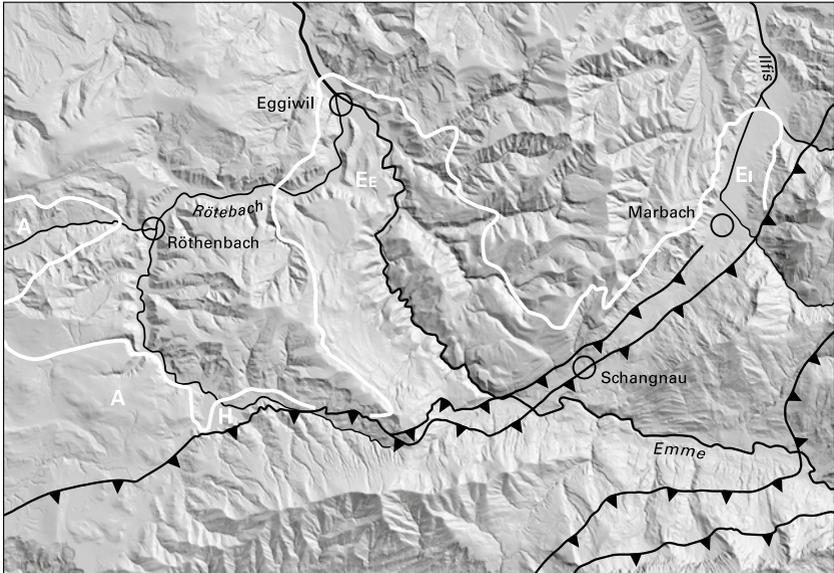


Fig. 1: Relief des Gebiets von Blatt Eggiwil (digitales Geländemodell DTM-AV) mit den wichtigsten Überschiebungen (schwarze Linien mit Zacken; Benennung der tektonischen Einheiten s. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000») sowie den ausseralpinen Anteilen des Aaregletschers (A), des Emmegletschers (E_E: Emmearm, E_I: Ilfisarm) und des Lokalgletschers der Honegg (H) während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM; weisse Linien).

Süsswassermolasse (USM, Aquitanien), das terrestrische Äquivalent der Oberen Meeresmolasse (tOMM; Burdigalien) und die Obere Süsswassermolasse (OSM, Burdigalien-?Langhien) vorliegen.

Die tektonischen Einheiten und ihre vorherrschenden Lithologien drücken sich auch in der Topographie des Gebiets von Blatt Eggiwil aus (Fig.1). In der Südostecke des Kartengebiets erhebt sich die Hohgantkette bis auf eine Höhe von 2197m ü.M. Die sie aufbauende, vorwiegend kalkige Schichtfolge bildet die stellenweise bis 600m hohe Felswand, die den Talkessel vom Bumbach nach Süden begrenzt. Der Fuss der Hohgantkette wie auch des Schibegütschs wird durch den subalpinen Flysch und die UMM-Anteile der subalpinen Molasse gebildet, die aus vorwiegend weichen Lithologien aufgebaut sind und morphologisch wenig in Erscheinung treten. Die nagelfluhreichen und entsprechend erosionsresistenten

USM-Anteile der subalpinen Molasse bilden die beiden der helvetischen Randkette vorgelagerten, rund 1500 m hohen Grate der Honegg im Südwesten und der Marbachegg im Nordosten von Schangnau. An den Südhängen dieser beiden Hügelzüge, namentlich südlich der Grünenwaldegg, treten die Nagelfluhbänke als Rippen und annähernd hangparallele Schichtplatten morphologisch deutlich in Erscheinung (Fig. 1, SE Schangnau). Die subparallel zum Alpenrand verlaufenden Talung Schangnau – Marbach – Wiggen ist ebenfalls tektonisch vorgezeichnet. Hier wurden die im Vergleich mit den umgebenden Lithologien weniger erosionsresistenten und tektonisch stark beanspruchten Marbach-Schichten der oberen USM in der Triangelzone angehoben, was die Talbildung begünstigte. Westlich von Schangnau keilen die Marbach-Schichten aus; entsprechend endet die Talung dort.

Obwohl im Bereich der mittelländischen Molasse Nagelfluh die dominierende Lithologie ist, wirkt sich der relativ geringmächtige, aber grossflächig verbreitete Schallenberg-Mergel (s. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000») auf die Landschaftsform aus. So treten im Verbreitungsgebiet des Schallenberg-Mergels westlich der Emme zusätzlich zu fluviatilen Formen vermehrt auch grössere Rutschungen und die damit verbundene Geländemorphologie auf, während das Gebiet östlich der Emme überwiegend durch fluviale Prozesse geprägt ist und den typischen Charakter des Napfgebiets mit langgezogenen Hügeln (Eggen) und steilen Gräben (Chrächen) zeigt. Neben der Lithologie des Felsuntergrundes übt auch der Umstand, ob das Gebiet während der Letzten Eiszeit gletscherbedeckt war oder nicht, einen Einfluss auf die Topographie aus. In der Umgebung von Schwarzenegg – Wachseidorn im Südwesten des Kartengebiets und am Osthang des Schallenberges liegen ausgedehnte Vorkommen von letzteiszeitlicher Moräne (Birrfeld-Eiszeit, GRAF 2009) des Aare- beziehungsweise des Emmegletschers, die sich durch eine sanftwellige Geländemorphologie mit zahlreichen langen Moränenwällen auszeichnen (Fig. 1). Im ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstands der Gletscher gelegenen Gebiet, das letztmals während der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit, GRAF 2009) von Eis bedeckt war (i.W. Walliser bzw. Rhone-, Aare- und Emmegletscher), ist glazial geformtes Gelände nur noch reliktsch auf Anhöhen vorhanden; die Topographie wurde grösstenteils durch fluviale Erosion, in geringerem Masse auch durch gravitative Prozesse gestaltet. Das Alter des Räblochs (Emmeschlucht) ist nicht bekannt. Als jüngstmöglicher Bildungszeitpunkt kommt das letzteiszeitliche Maximum (LGM) in Frage, wobei die Schlucht subglazial gebildet worden wäre.

STRATIGRAPHIE

Der Zuwachs an geologischem Wissen, der durch die zahlreichen seit dem Druck von Blatt Eggwil vor 32 Jahren getätigten Forschungsarbeiten im Helvetikum, in der Molasse und im Quartär generiert wurde, schlägt sich auch in der aktuell verwendeten stratigraphischen Nomenklatur nieder. Diese widerspiegelt ausserdem das Bestreben des Schweizerischen Komitees für Stratigraphie SKS und der Landesgeologie, die lithostratigraphische Nomenklatur schweizweit zu vereinheitlichen.

Um zu verdeutlichen, dass die veraltete Nomenklatur der Kartenlegende von Blatt Eggwil nicht länger verwendet werden sollte, wird in den vorliegenden Erläuterungen für die Beschreibung der Kartiereinheiten die aktuelle lithostratigraphische Nomenklatur – soweit vorhanden – sowie die heute übliche Schreibweise verwendet. Die alten Bezeichnungen werden bei der Beschreibung mit aufgeführt und, wo nötig, in Korrelationsfiguren den neuen Namen gegenübergestellt.

HELVETIKUM

NIEDERHORN-DECKE (HELVETISCHE RANDKETTE)

Der Alpennordrand erreicht die Südostecke des Kartengebiets, wo in der markanten, bis 2197m ü.M. hohen Hohgantkette eine mächtige frühkretazische und eozäne Schichtfolge auf den subalpinen Flysch überschoben wurde. HAUS (1937) kartierte die Hohgantkette und beschrieb die helvetische Schichtfolge eingehend. Sein leicht überarbeitetes Sammelprofil ist in Figur 3 wiedergegeben. Die stratigraphische Gliederung von HAUS (1937) und die wichtigsten Resultate seiner Untersuchungen werden hier zusammengefasst. Die auf Blatt Eggwil verwendete Benennung der helvetischen Kartiereinheiten ist auf Figur 4 der aktuellen lithostratigraphischen Nomenklatur und Gliederung gegenübergestellt.

Kreide

Frühe Kreide

c_{2m} **Vitznau-Mergel** («Valanginien-Mergel»)
frühes Valanginien

Der Vitznau-Mergel (BURGER & STRASSER 1981) bildet die Basis der helvetischen Kreideserie der Niederhorn-Decke am Hohgant, ist jedoch wegen der enormen Hangschuttmassen nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Der tekto-

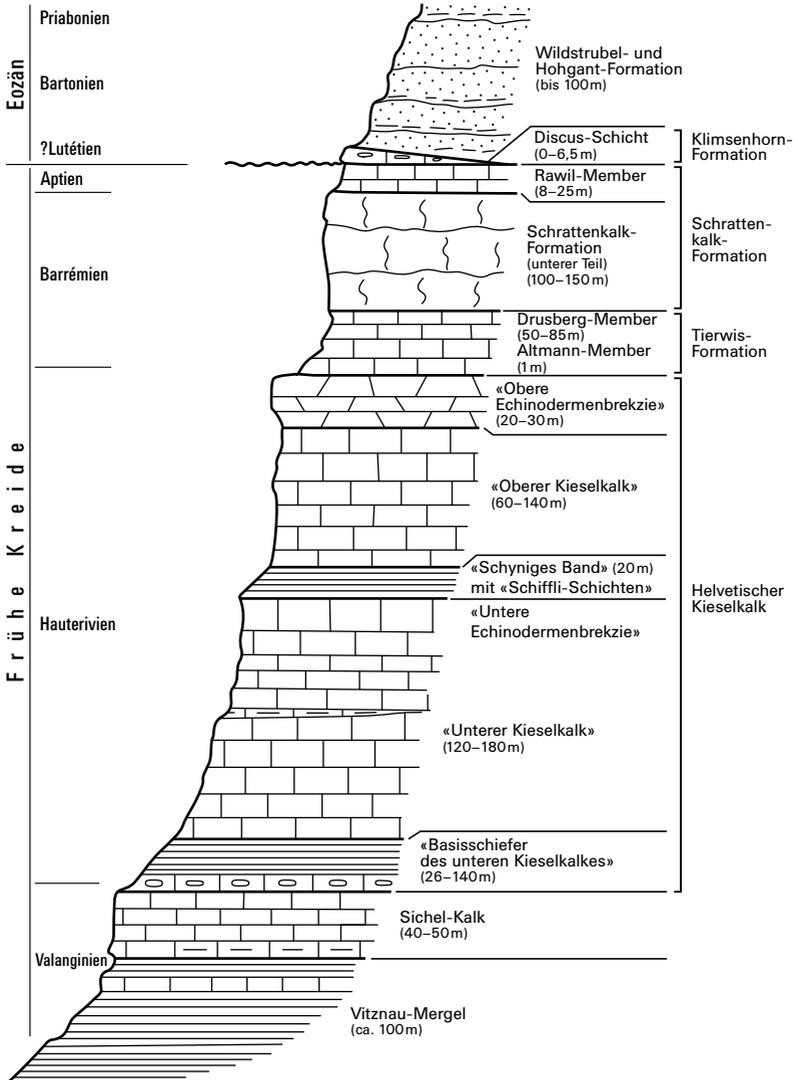


Fig. 3: Sammelprofil der frühkretazischen und eozänen helvetischen Schichtfolge in der Hohgantkette (nach HAUS 1937, leicht verändert).

Chronostratigraphie			Lithostratigraphie				
System	Serie	Stufe	Ältere Gliederung und Nomenklatur gemäss Legende Atlasblatt 75 Eggwil		Aktuelle Gliederung und Nomenklatur (SKS o.J.)		
Paläogen (Frühes Tertiär)	Eozän	Priabonien	Hohgant-Serie	Hohgant-Sandstein	Hohgant-Fm.	Hohgant-Sandstein	
		Bartonien		Hohgant-Schiefer	Wildstrubel-Fm.	Hohgant-Schiefer	
		?Lutétien	Discocyclinenschichten (Discus-Schicht)		Klimsenhorn-Fm.	Discus-Schicht (Fruttl-Mb. p.p.)	
Kreide	Frühe Kreide	Aptien	Untere Orbitolinenschichten		Schrattenkalk-Fm. (unterer Teil)	Rawil-Member	
		Barrémien	Unterer Schrattenkalk			Tierwis-Formation	Altmann-Member
			Drusberg-Schichten				
			Altmann-Schicht				
		Hauterivien	Kieselkalk-Gruppe	Obere Echinodermenbrekzie	Helvetischer Kieselkalk		
				Oberer Kieselkalk			
				Schnügniges Band			
				Unterer Kieselkalk			
		Valanginien	«Valanginien-Mergel»	Basisschiefer des unteren Kieselkalkes		Sichel-Kalk	
				«Valanginien-Kalk»			
		«Valanginien-Mergel»		Vitznau-Mergel			

Fig. 4: Gegenüberstellung der auf dem 1980 gedruckten Blatt Eggwil verwendeten Benennung und der aktuellen lithostratigraphischen Gliederung und Nomenklatur des Helvetikums im Kartengebiet.

nische Kontakt mit dem darunter liegenden, jüngeren subalpinen Flysch ist im Kartengebiet nirgends aufgeschlossen (REBER 1964). Beide Lithologien lassen sich jedoch auch in isolierten Aufschlüssen klar voneinander unterscheiden (FURRER 1949). Der Vitznau-Mergel unterscheidet sich vom Mergel des subalpinen Flyschs durch seine hellere Farbe. Ausserdem ist der Sandstein des subalpinen Flyschs meist kieselig und enthält feinstkörnige Glimmerplättchen, welche im mergeligen Biomikrit des Vitznau-Mergels weitgehend fehlen. Die gute lithologische Unterscheidbarkeit ermöglicht es, die ungefähre Lage der Überschiebung festzulegen.

Die untersten Aufschlüsse zeigen vorwiegend Mergel, während der obere Teil des Vitznau-Mergels als Wechsellagerung von mehrere Dezimeter mächtigen Mergellagen und Bio(pe)lmikritbänken ausgebildet ist. Die Kalkbänke weisen manchmal Gradierung, Schrägschichtung sowie Rippelkreuzschichtung auf (ISCHI 1978). HAUS (1937) schätzt den Vitznau-Mergel ca. 100 m mächtig. Über dieser Wechsellagerung folgt eine 3 bis 7 m dicke Kalkbank mit Onkoiden, gefolgt von mergeligen Kalkbänken, die mit tonigem Mergel wechsellagern.

Die Altersbestimmung des Vitznau-Mergels erfolgte mithilfe von Ammoniten und Calpionellen (ISCHI 1978). Die Formation wurde auf dem distalen Schelf im offenermarinen Bereich unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert.

c_{2k} Sichel-Kalk («Valanginien-Kalk»)
mittleres – spätes Valanginien

Die Basis des Sichel-Kalks (ISCHI 1978) bildet ein Ammonitenhorizont in schiefrigem Kalk, der zudem Spongien und Calpionellen enthält. Dieser Horizont ist allerdings nicht in allen Profilen nachweisbar. Darüber folgen Bänke aus gelblich bis bräunlich anwitterndem, im frischen Bruch graubraunem spätigem Kalk mit bandartigen Silexlagen, gefolgt von hartem, gut gebanktem kieseligem Kalk mit Spongiennadeln (Spongienbiomikrit), der nach oben in grobspätigen Echinodermenkalk übergeht und mit glaukonitreichem sandigem Kalk endet. Das Top der Abfolge wird durch einen Kondensationshorizont gebildet, der stellenweise einem «Belemniten-schlachtfeld» gleicht (Äquivalent der Gemsmättli-Bank).

Die Mächtigkeit des Sichel-Kalks schwankt zwischen 40 und 50 m. Der untere Teil wurde vermutlich im Bereich zwischen Schönwetter- und Sturmwellenbasis, der obere im flachmarinen Bereich unter dem Einfluss von Wellengang abgelagert.

Helvetischer Kieselkalk (Kieselkalk-Gruppe)
spätes Valanginien – Hauterivien

Der Helvetische Kieselkalk (FUNK 1969) setzt sich aus zwei genetisch analogen Sequenzen zusammen. Diese beginnen an der Basis mit schiefrigem Kalkmergel, der in mächtigen Kieselkalk übergeht, und enden mit einer Echinodermenbrekzie. Bei den nachfolgend beschriebenen Abteilungen des Helvetischen Kieselkalks handelt es sich um informelle Einheiten (s. REMANE et al. 2005).

Der schiefrige Kalkmergel und der Kieselkalk wurden unter offenermarinen Bedingungen unterhalb der Wellenbasis abgelagert, während das Auftreten von sparitischem Kalk in der Echinodermenbrekzie auf Umlagerung durch bewegtes Wasser, vermutlich im Bereich der Wellenbasis, hindeutet.

c_{3m} «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes»

Über dem Sichel-Kalk folgt hell anwitternder Kalkmergel von 6 bis 20 m Mächtigkeit, der an der Basis teilweise glaukonitisch ist. Darüber liegen die «*Crioceras-Schichten*», eine Abfolge von Kalkbänken mit einer individuenreichen, jedoch schlecht erhaltenen Fauna mit flachgedrückten Crioceraten, die auf den Grenzbereich zwischen Valanginien und Hauterivien weisen. Die «*Crioceras-Schichten*» sind nach HAUS (1937) im Gegensatz zum liegenden neritischen oberen Sichel-Kalk eine eher bathyale Ablagerung. Hangendwärts gehen sie allmäh-

lich in den eigentlichen «Basisschiefer des unteren Kieselkalkes» über. Diese 60 bis 120 m mächtige Abfolge aus braungrauem dünnschichtigem Mergel ist oft tektonisch stark beansprucht. Der unten schiefrige Mergel wird nach oben brockig und rau und geht schliesslich in kompakten Kieselkalk über.

c_{3u} «*Unterer Kieselkalk*»

Der «untere Kieselkalk» ist auffallend regelmässig gebankt. Er wird durch dünne mergelige Zwischenlagen, die reich an Quarz und Glaukonit sind, in Bänke von 5 bis 40 cm Dicke getrennt. Die Kalkbänke enthalten ebenfalls Glaukonit. Makrofossilien fehlen, Spongiennadeln sind jedoch reichlich vorhanden. In den oberen 15–20 m des «unteren Kieselkalkes» werden die Bänke mächtiger und unregelmässiger, das Gestein zunehmend bräunlich und spätig. Spongiennadeln treten zurück und werden durch Echinodermenbruchstücke ersetzt («*untere Echinodermenbrekzie*»). Die Mächtigkeit des «unteren Kieselkalkes» nimmt innerhalb des Kartengebiets von 120 m im Westen auf 180 m im Osten zu.

c_{3s} «*Schyniges Band*» («*Basisschiefer des oberen Kieselkalkes*»)

Über dem «unteren Kieselkalk» folgt das Lidernen-Member (R. Hantke in SCHINDLER 1959; ehem. «*Schiffli-Schichten*»), eine 1,3 m messende Schicht aus glaukonitreichem Kalk, die von 25–30 cm mergeligem glaukonitischem Kalk mit Belemniten überlagert wird. Mit scharfer Grenze folgt darüber ein noch stärker glaukonithaltiger Kalkmergel von ca. 20 m Mächtigkeit. Im Schichtverband hebt sich dieser «Basisschiefer des oberen Kieselkalkes» als helles (schyniges) Felsband gut ab.

c_{3o} «*Oberer Kieselkalk*»

Der Übergang vom Kalkmergel des «schynigen Bandes» zum dunklen, an Spongiennadeln reichen «oberen Kieselkalk» ist fließend. Dessen lithologische Ausbildung ist analog zum «unteren Kieselkalk», seine Mächtigkeit reicht von 60 m im Westen der Hohgantkette bis 140 m im Osten.

In den oberen 15–20 m werden die Kalkbänke dicker und wittern weisslich grau an. Bemerkenswert sind lokale brekziöse Lagen, die vermutlich durch sub-aquatisches Abrutschen noch nicht ganz verfestigten Sediments entstanden.

c_{3b} «*Obere Echinodermenbrekzie*»

Mit der «oberen Echinodermenbrekzie», einer Abfolge aus mehrere Dezimeter mächtigen spätigen Biomikrit- und Biosparitbänken, die im Profil eine markante Steilstufe formt, schliesst der Helvetische Kieselkalk nach oben ab. Die

obersten Bänke sind besonders grobspätig und bestehen fast gänzlich aus Echinodermenbruchstücken. Am Westende der Hohgantkette ist die «obere Echinodermenbrekzie» 30 m, am Ostende 20 m mächtig.

c₄ Tierwis-Formation
spätes Hauterivien – Barrémien

Altmann-Member (Altmann-Schicht)

Über dem Helvetischen Kieselkalk folgt das Altmann-Member (FÖLLMI et al. 2007), eine rund 1 m mächtige Lage aus schwärzlichem glaukonitreichem Mergelkalk, der Pyrit, Quarz und gelegentlich phosphorisierte Ammoniten enthält.

Drusberg-Member (Drusberg-Schichten)

Über dem Altmann-Member liegt das Drusberg-Member (FÖLLMI et al. 2007), dessen unterste 12–20 m aus hellem stark tonigem Mergel mit Pyritknollen bestehen. Die folgende Hauptmasse des Drusberg-Members setzt sich aus leicht gelblich anwitterndem schiefrigem Mergel, der mit schwach knolligen Bänken aus Mergelkalk und Bänken aus dunklem splittrigem Kalk wechsellagert, zusammen.

Gegen oben nimmt das Drusberg-Member allmählich die Fazies der hangenden Schrattenkalk-Formation («Urgon-Fazies») an, indem sich der Tonanteil in der Grundmasse des Kalks immer stärker verringert. Der Kalk enthält gerollte Reste von Makrofossilien und ist reich an Mikrofossilien. Am Westende der Hohgantkette zeigt das Drusberg-Member zum überwiegenden Teil schrattenkalkähnliche Fazies; im mittleren Abschnitt der Hohgantkette erfolgt eine Vermergelung, und im Osten herrscht eine Mischfazies vor.

Die Mächtigkeit des Drusberg-Members beträgt im Westen der Hohgantkette 85 m, in der Mitte 60 m und am Ostende noch 50 m.

Als Ablagerungsbereich der Tierwis-Formation kommt der offenmarine Raum unterhalb und im Bereich der Sturmwellenbasis in Frage. Der Transport der Karbonatpartikel der Bänke mit schrattenkalkähnlicher Fazies erfolgte vermutlich durch (möglicherweise sturminduzierte) Trübeströme vom flachmarinen Bereich in den Ablagerungsraum.

c_{4U} Schrattenkalk-Formation (unterer Teil; unterer Schrattenkalk)
Barrémien – frühes Aptien

Der Übergang vom schrattenkalkähnlichen oberen Teil der Tierwis-Formation in die eigentliche Schrattenkalk-Formation ist fließend. Die Grenze kann dort gezogen werden, wo die Mergelzwischenlagen weniger als 1 cm mächtig werden. Die im Grenzbereich auftretenden Orbitolinen verschwinden nach oben. Im

Kartengebiet ist nur der untere Teil der Schrattenkalk-Formation vorhanden, der untere Schrattenkalk nach alter Nomenklatur (vgl. REMANE et al. 2005). In dessen oberem Teil wird der biomikritische und biosparitische, teilweise auch oolithische Kalk massig; die obersten Lagen sind ungemein reich an Fossilresten, man findet lagenweise eigentliche Muschelbrekzien. Auch Korallen, Requienien, Radioliten und Nerineen sind sehr verbreitet. Die Mächtigkeit beträgt am Westende der Hohgantkette 110 m, am Hauptgipfel 150 m und an der Baumgarteflue ca. 100 m.

Die Schrattenkalk-Formation wurde im flachmarinen bis lagunären Bereich einer Karbonatrampe abgelagert.

c₅ *Rawil-Member (untere Orbitolinenschichten)*

Mit scharfer Grenze liegt über dem hellen, fast quarzfreien Kalk des unteren Teils der Schrattenkalk-Formation das dunkelgrau bis bräunlich anwitternde fossilreiche siltig-mergelige Rawil-Member (SCHENK 1992). In dieser im Profil zurückwitternden, bröckeligen Abfolge treten die typischen Orbitolinen jedoch nur stellenweise häufig auf. Die Ausbildung des Rawil-Members am Hohgant variiert von gelblichem knolligem Kalk mit dunkelgrauen Bruchflächen voll feinen Quarzes zu Wechsellagerungen von Mergelkalk und schwärzlichem weichem Mergel. In der westlichen Hohgantkette treten unterhalb der eozänen Transgressionsfläche die jüngsten Kreideschichten im Kartengebiet auf. Der helle, gut gebankte Kalk, der nach HAUS (1937) dem oberen Schrattenkalk (oberer Teil der Schrattenkalk-Formation) angehört, weist jedoch immer noch Nester von Orbitolinen auf. Nach oben werden das Rawil-Member und der mögliche obere Teil der Schrattenkalk-Formation auf unterschiedlichen Niveaus durch die eozäne Transgressionsfläche abgeschnitten. Demzufolge schwankt ihre Mächtigkeit am Hohgant zwischen 8 und 25 m.

Paläogen (Frühes Tertiär)

Eozän

Klimsenhorn-Formation

(?Lutétien –) Bartonien

Discus-Schicht (Fruttli-Member p.p.; Discocyclinenschichten)

Über einer scharfen Transgressionsfläche im Dach des Rawil-Members und lokal vermutlich auch über Relikten des oberen Teils der Schrattenkalk-Formation liegt im Hohgantgebiet die Discus-Schicht (vgl. MENKVELD-GFELLER 1997), ein gelblich anwitternder, im frischen Bruch bräunlicher Kalk, der fast ausschliesslich aus meist zerbrochenen Discocyclinen besteht und spärlich Nummuliten enthält. Seine Mächtigkeit beträgt am Westende der Hohgantkette 6,5 m und in der Mitte

des Kamms 2 m; gegen den Hauptgipfel tritt er in nur noch unregelmässigen Linsen auf und setzt zum Teil völlig aus.

Die Discus-Schicht der Klimeshorn-Formation wurde mittels Nummuliten datiert. Als Ablagerungsmilieu kommt der flachmarine Raum im Bereich der Wellenbasis in Frage.

e₅ Wildstrubel- und Hohgant-Formation (Hohgant-Serie: Hohgant-Schiefer und -Sandstein)
Bartonien – Priabonien

Über der reliktschen Klimeshorn-Formation oder auch unmittelbar auf den Kreidesteinen liegt das Küblibad-Member der Wildstrubel-Formation, eine geringmächtige Schicht aus glaukonitreichem Sandstein, die von rau anwitterndem, nur teilweise schiefbrigem feinsandigem Kalkmergel überlagert wird, der stets reich an Glaukonit ist. Der Hohgant-Schiefer der Wildstrubel-Formation (MENKVELD-GFELLER 1994) ist im Kartengebiet nicht durchgehend entwickelt. Darüber folgt der Nummuliten führende Hohgant-Sandstein der Hohgant-Formation (MENKVELD-GFELLER 1994), in welchem auf verschiedenen Niveaus schiefrige sandarme Lagen auftreten. In der Hohgantkette sind die Wildstrubel- und die Hohgant-Formation (Hohgant-Serie auct.) gegen 100 m mächtig.

Die Sedimente der Wildstrubel-Formation wurden im Bereich zwischen Schönwetter- und Sturmwellenbasis abgelagert, diejenigen der Hohgant-Formation an einer Küste im Einflussbereich des Wellengangs. Ihr Alter wurde mit Nummuliten bestimmt (MENKVELD-GFELLER 1994).

SUBALPINER FLYSCH

Paläogen (Frühes Tertiär)

Eozän

Der subalpine Flysch liegt als bis 1000 m mächtiger, stark tektonisierter Schichtkomplex vor, der auf die subalpine Molasse aufgeschoben und von der Niederhorn-Decke überschoben wurde. Er wurde von HAUS (1937) am Nordhang der Hohgantkette im Detail kartiert und beschrieben. Der subalpine Flysch besteht aus einer Hauptmasse von sehr variablem eigentlichem Flysch, in dem zahlreiche «flyschfremde» Gesteinspakete, die sedimentär in den Ablagerungsraum des Flysch gelangten (Olistholithe und -strome) oder tektonisch eingespiesst wurden (so genannte «Schürflinge»), auftreten.

FURRER (1949) und HOLLIGER (1955) untersuchten die nördliche Fortsetzung der «Randflyschzone» am Fuss der Schrattefluh; REBER (1964) befasste sich mit der südlichen Fortsetzung von der Emme bis zum Thunersee. Der subalpine

Flysch im Kartengebiet ist gemäss FURRER (1949) und REBER (1964) ins Priabonien (Spätes Eozän) zu stellen. Eine biostratigraphische Gliederung ist nicht möglich. Nach FURRER (1949) ist ein nordhelvetischer Ablagerungsraum für den subalpinen Flysch anzunehmen. Ebenso sind die Komponenten der «zoogenen Grobsandbrekzie» gemäss FURRER (1949) am ehesten mit Gesteinen des helvetischen Ablagerungsraums zu vergleichen. Als ursprüngliche Heimat nimmt er den mittleren bis südlichen Teil der Drusberg-Decke an.

Der tektonische Kontakt mit der liegenden subalpinen Molasse ist im Kartengebiet nicht mehr direkt sichtbar. Der Überschiebungskontakt zur hangenden Niederhorn-Decke ist über weite Strecken durch Hangschutt bedeckt, lässt sich aber dank mikropaläontologischer Unterschiede zwischen einzelnen isolierten Aufschlüssen von subalpinem Flysch oder Vitznau-Mergel recht gut festlegen. Nach FURRER (1949) enthält der Vitznau-Mergel im Gegensatz zum subalpinen Flysch zahlreiche Calpionellen.

Eigentlicher Flysch

e₆ Schiefrieger Flyschmergel und Siltit, mit Sandsteinlagen Priabonien

Die Hauptmasse des eigentlichen Flyschs besteht aus oft schiefrigem tonigem Mergel mit Sand- und Siltstein- beziehungsweise Siltitbänken. Das Gestein ist stellenweise stark verfaultet und zerschert und zeigt sowohl vertikal wie horizontal alle möglichen Übergänge; die Schichtung ist oft verwischt. Da die Hauptmasse des subalpinen Flyschs von Mergel und Siltstein dominiert wird, kann eine Gradierung des siliziklastischen Detritus, die sonst für Flyschgesteine typisch ist, nur selten beobachtet werden. Auffallend sind jedoch Siltsteinbänke mit scharfer Untergrenze und fliessendem Übergang in Mergel auf der Oberseite sowie Fließstrukturen in Sandsteinbänken (HAUS 1937). Der Flysch ist von Kalzitadern und Rutschharnischen durchzogen. Charakteristische Leitgesteine fehlen; eine lithologische Gliederung ist daher nicht möglich, ebenso wenig wie eine biostratigraphische Unterteilung (FURRER 1949, REBER 1964).

Die Hauptmasse des subalpinen Flyschs wurde durch Trübeströme und pelagische Hintergrundsedimentation im Vorfeld der Subduktionszone zwischen europäischer und adriatischer Platte gebildet.

e_{6T} Grünlicher Sandstein (Taveyannaz-Sandstein auct.) Priabonien

In der Nähe der Überschiebung der Niederhorn-Decke auf den subalpinen Flysch treten zum Teil recht mächtige Bänke aus meist grünlichem bis dunkelgrünem Sandstein auf, der früher fälschlicherweise mit dem Taveyannaz-Sand-

stein korreliert wurde (mündl. Mitt. O. Lateltin). Diese Vorkommen wurden von HAUS (1937) noch als fremde Einschlüsse («Schürflinge») betrachtet. Nach FURRER (1949) handelt es sich jedoch um ein echtes Flyschgestein, da der Sandstein eindeutig mit den anderen Flyschlithologien verfinngert ist und fliessende Übergänge zu diesen zeigt. Auch REBER (1964) bestätigte diesen Befund und betrachtete den grünlichen Sandstein als Ablagerung von Trübeströmen und somit als Tiefwassersediment. Am Nordrand der Hohgantkette gibt es neben vielen kleineren zwei besonders grosse Aufschlüsse von grünlichem Sandstein; diese befinden sich am östlichen Kartengebietsrand südlich der Emme im Gebiet Baumgarte-Gepsli.

«Zoogene Grobsandbrekzie»

Eine weitere Besonderheit unter den Flyschgesteinen, von KAUFMANN (1886) als «Grobsandfazies» beschrieben, ist die oft nur linsenförmig auftretende, durch groben Kalksandstein gebundene Brekzie, die zum Teil aus Grossforaminiferen besteht und neben Quarzkörnern und etwas Glaukonit Bruchstücke von Seewenkalk, Schrattekalk und Nummulitenkalk (mit Alveolinenbruchstücken) enthält. Die besten Aufschlüsse befinden sich nördlich der Emme am Südwesthang der Schrattefluh; am Nordhang des Hohgants findet man nur Bruchstücke im Hangschutt.

«Flyschfremde» Gesteine

Die im subalpinen Flysch auftretenden Gesteinspakete unterscheiden sich deutlich von den eigentlichen Flyschgesteinen. Innerhalb des Kartengebiets sind «flyschfremde» Gesteine folgender drei Lithologien gefunden worden:

Echinodermenspatkalk

KAUFMANN (1886) erwähnte im Flysch eingebetteten jurassischen Kalk, den HAUS (1937) nur noch als Gerölle am Westhang der Grosselegg fand und als ?sinémurischen Alters betrachtete. Solche Einschlüsse sind häufig im Flysch des Sigriswilergrates. REBER (1964) nimmt als ursprüngliche Heimat die Klippen-Decke an.

e_q Quarzitischer Sandstein

HAUS (1937) beobachtete mehrere kleine in Schiefer «eingeknetete» Vorkommen von fettglänzendem quarzitischem Sandstein mit Bruchstücken von Nummuliten und Orbitoiden. Er erwähnte auch einen beim Büelmeschwand im Flysch steckenden grösseren «Schürfling» aus rotbraunem Quarzsandstein. Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um den gleichen Sandstein, der im Norden der Schrattefluh in Verbindung mit Nummuliten- und Lithothamnienkalk auftritt (FURRER 1949).

e_N *Nummuliten- und Lithothamnienkalk*

Hierbei handelt es sich um einen graublauen dichten Kalk mit Nummuliten, Discocyclusen und Lithothamnien und oft kleinen Linsen mit Glaukonitkörnern. Vom Nordhang des Hohgants sind mehrere «flyschfremde» Gesteinspakete aus Nummuliten- und Lithothamnienkalk bekannt; der grösste davon liegt am Ostrand der Jurtenteuffi. Nördlich der Emme, an der Strasse Bumbach–Kemmeribodenbad, steht ein besonders grosser Einschluss von Nummuliten- und Lithothamnienkalk an, der schon von KAUFMANN (1886) eingehend beschrieben wurde. Ein weiteres kleines Vorkommen befindet sich etwa 1 km weiter nördlich bei der Lokalität Grauestei. Alle diese Vorkommen sind lithologisch und altersmässig identisch mit den Vorkommen von Nummuliten- und Lithothamnienkalk im subalpinen Flysch der Schratzenfluh, der stellenweise Nester von Alveolinen enthält und gemäss FURRER (1949) ins späte Yprésien (Cuisien) bis frühe Lutétien zu stellen ist.

MOLASSE

SUBALPINE MOLASSE

Paläogen–Neogen (Frühes–Spätes Tertiär)

Oligozän–Miozän

RALLIGEN-HILFEREN-SCHUPPE

Untere Meeremolasse (UMM)

o₁₋₂ **Hilferen-Schichten**
Rupélien

Die Hilferen-Schichten (untere UMM), aus denen die Ralligen-Hilferen-Schuppe aufgebaut ist, bestehen unten aus grauem gut geschichtetem tonigem Mergel (**o_{1-2m}**), der vereinzelt, meist parallel laminierte, selten kleinmasstäblich schrägeschichtete millimeter- bis zentimetermächtige Siltsteinlagen führt. Gegen oben geht diese vorwiegend mergelige Abfolge allmählich in eine Wechsellagerung von Mergel mit zentimetermächtigen gradierten Turbiditbänken über (DIEM 1986). Diese werden überlagert von 15–20 m mächtigen Zyklen aus dezimeterdicken fein- bis mittelsandigen Turbiditen (**o_{1-2t}**), deren Bankmächtigkeit und Korngrösse innerhalb eines Zyklus nach oben zunimmt (DIEM 1986). Im Gebiet Wittefäre sind Abfolgen von massiven Sandsteinbänken zu finden, beim Under Lochsitli kristallinfreie Nagelfluh. An organischen Resten treten in den Hilferen-

Schichten Fischeschuppen, Ostrakoden, Foraminiferen und selten kohlige Einlagerungen auf. Bei den Hilferen-Schichten handelt es sich um tiefmarine Resedimente eines kleineren Turbiditfächers (MATTER et al. 1980, DIEM 1986). Dabei entsprechen die basalen, mergeligen Schichten den Sedimenten auf dem äusseren Fächer, während die darüber liegende, dickbankiger und gröberklastisch werdende Sequenz als randlicher, nichtkanalisierter Anteil des mittleren Turbiditfächers gedeutet wird (DIEM 1986). Die Hilferen-Schichten entsprechen damit der Flyschfazies der UMM.

BLUEME-HONEGG-BEICHLEN-SCHUPPE

HAUS (1937) unterteilte die Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe in verschiedene Lithofaziesseinheiten. Auf diesen basieren die auf Blatt Eggwil verwendeten, jedoch vereinfachend zusammengefassten Kartiereinheiten innerhalb der Schuppe, insbesondere diejenigen der tieferen USM (Honegg-Beichlen-Schichten [0₃] mit basalem Abschnitt [0_{3b}]). In seiner überregionalen stratigraphischen Studie verfeinerte SCHLUNEGGER (1995) H. A. Haus' lithostratigraphische Gliederung der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe und setzte die lithostratigraphischen Einheiten, gestützt auf Kleinsäugerfunde, in einen biostratigraphischen und chronostratigraphischen Rahmen. Im Folgenden wird der lithologische Inhalt der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe, abweichend von der Darstellung auf Atlasblatt Eggwil, gemäss der von HAUS (1937) entworfenen und von SCHLUNEGGER (1995) präzisierten neuen Gliederung beschrieben (Fig. 5, 6).

Bereits HAUS (1937) realisierte, dass die Schichtabfolge im nördlichen Teil der Schuppe («Beichlen-Serie») und diejenige im südlichen Teil («Honegg-Serie») aus verschiedenen Schuttfächern stammen. Er ging aber von einer mehr oder weniger gleichzeitigen Ablagerung aus und nahm an, dass auch die Basisschichten der beiden Abfolgen gleichaltrig seien. Die neuen Untersuchungen haben aufgezeigt, dass die «Beichlen-Serie» älter als die «Honegg-Serie» ist und dass auch die jeweiligen Basisschichten verschieden alt sind. Figur 5 zeigt die Ausdehnung, Korrelation und Alterszuweisung der von SCHLUNEGGER (1995) definierten lithostratigraphischen Einheiten.

Untere Meeresmolasse (UMM)

- 0₂ Grisigen-Mergel und Horw-Sandstein** (Grisiger Mergel und Horwer Sandstein)
Rupélien

Die Schichtfolge der mittleren und oberen UMM beginnt mit regelmässig geschichtetem Tonmergel mit vereinzelt millimeter- bis zentimeterdicken Siltsteinbänken (Grisigen-Mergel oder Marnes de Vaulruz). Gegen oben nehmen Häufigkeit und Mächtigkeit der Siltsteinlagen zu, und es treten auch glimmer-

reiche Sandsteinbänke auf, die zum Teil Pflanzenhäcksel führen. Überlagert werden die vorwiegend feinkörnigen Sedimentgesteine durch eine nur wenige Meter mächtige, vorwiegend parallel laminierte Sandsteinabfolge (Horw-Sandstein oder Grès de Vaulruz), mit der die marine Sedimentation endet (DIEM 1986). Beim Grisigen-Mergel handelt es sich um eine Prodeltasequenz; diese wurde gebildet, indem die aus den alpinen Flüssen ins UMM-Meer verfrachtete Schwebefracht im küstenfernen Bereich unterhalb der Sturm- und Schönwetterwellenbasis zur Ablagerung gelangte.

Der Horw-Sandstein wird als regressive Abfolge einer wellendominierten Küste interpretiert (DIEM 1986, SCHLUNEGGER et al. 2007). Der Übergang von der UMM zur USM vollzieht sich graduell und ist nicht einfach festzulegen. Ein Profil dieses stratigraphischen Abschnitts ist im Steiglebachobel, an der Strasse Marbach–Nesslebode (Koord. 636.200/188.310) und am gegenüberliegenden Hang, vorzüglich aufgeschlossen. Das Alter des Grisigen-Mergels und des Horw-Sandsteins wurde mittels Magnetostratigraphie hier auf 31–30 Ma bestimmt (SCHLUNEGGER et al. 1996, MÄGERT 1998).

Untere Süsswassermolasse (USM)

Beichlen-Formation (Beichlen-Nagelfluh¹⁾, HAUS 1937) Rupélien

Die Liegendgrenze der Beichlen-Formation wird durch das Dach des Horw-Sandsteins der UMM gebildet. Im Gebiet von Blatt Eggwil besteht die Beichlen-Formation hauptsächlich aus feinem bis grobem Sandstein, der unregelmässig mit buntem Mergel und Tonstein wechsellagert. Da im Kartengebiet nur der periphere Teil des mächtigen Beichlen-Nagelfluhkomplexes ansteht, sind Konglomeratbänke nur sporadisch vorhanden. In Richtung Südwesten geht die Beichlen-Formation lateral in überwiegend siltigen Tonstein über und verzahnt sich schliesslich mit der Molasse-rouge-Formation. HAUS (1937) stellte die vorwiegend tonig-mergelige Fazies im unteren Teil der Beichlen-Formation zu seinen «Vaulruz-Schichten» (nicht identisch mit dem Grès de Vaulruz der UMM) (Fig. 6).

Die Sedimentgesteine der Beichlen-Formation wurden auf einem Schuttfächer abgelagert, dessen Schüttungsachse im Bereich der Farneren lag (SCHLUNEGGER et al. 1996). Magnetostratigraphische Datierungen u. a. entlang des Steiglebachs bei Marbach zeigen, dass die Beichlen-Formation den Altersbereich zwischen 31–30 und 28 Ma umfasst (SCHLUNEGGER et al. 1996, MÄGERT 1998).

¹⁾ Nagelfluh: alemannische Bezeichnung für Konglomerat (RUTSCH 1968).

SW			NE								
SCHLUNEGGER (1995)	HAUS (1937)		Karten- legende	HAUS (1937)	SCHLUNEGGER (1995)	Chrono- stratigraphie					
Honegg-Mergel	Honegg-Serie	Honegg-Mergel	Honegg-Mgl.	Uerscheli- Nagelfluh	Honegg-Mergel	Aquitanen					
Thun-Formation		Honegg- Nagelfluh	Honegg-Beichlen- Schichten			Uerscheli- Nagelfluh	Uerscheli-Ngf. Uerscheli- Fm.	Chattien			
Loseneegg-Fm.		Basale Mergel- Sandstein-Zone							«Vaulruz- Schichten»	Beichlen- Ngf.	Molasse rouge Beichlen- Fm.
Granitische Molasse		Basaler Abschnitt									
		Horwer Sst.	UMM	UMM	Rupélien						

Fig. 6: Gegenüberstellung der lithostratigraphischen Gliederung der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe sowie der lithostratigraphischen Nomenklatur der Kartiereinheiten nach HAUS (1937), auf Blatt Eggwil und nach SCHLUNEGGER (1995).

Molasse-rouge-Formation («Vaulruz-Schichten», HAUS 1937) Rupélien

Die Molasse-rouge-Formation besteht vorwiegend aus stark rot und grauelfb geflecktem Ton- und Siltstein sowie einigen linsenförmigen Sandsteinbänken. Sie verzahnt sich ohne klar definierbare Grenze mit der Beichlen-Formation, deren periphere Fazies sie darstellt, was aus einer vergleichbaren Schwermineralzusammensetzung hervorgeht (SCHLUNEGGER 1995). Nach Südwesten keilt die Molasse-rouge-Formation an der Oberfläche aus.

Uerscheli-Formation (Uerscheli-Nagelfluh, HAUS 1937) Rupélien–Chattien

SCHLUNEGGER (1995) gliedert die Uerscheli-Formation in den *Uerscheli-Sandstein* unten und die *Uerscheli-Nagelfluh* oben (Fig. 5, 6). Mit einer markanten Geländekante über dem bunten Ton- und Siltstein der Molasse-rouge-Formation setzt der Uerscheli-Sandstein als Abfolge von bis zu 5 m mächtigen, oft amalgamierten Bänken aus kreuzgeschichtetem Grobsandstein mit zwischengelagerten geringmächtigen Siltsteinlagen ein. Darüber beginnt mit einer 5 m dicken Konglomeratbank die Uerscheli-Nagelfluh, eine Abfolge aus Konglomeratbänken, die mit 5–10 m mächtigen Tonstein-Siltsteinsequenzen mit vereinzelt Sandsteinbänken wechsellagern. Die Uerscheli-Nagelfluh weist einen hohen Anteil an Kieselkalkgeröllen und häufig helle muskovitreiche Granitgerölle auf. Rote Granitgerölle sind dagegen selten, was die Uerscheli-Nagelfluh von der hangenden

Honegg-Nagelfluh unterscheidet. Nach Osten wird die Uerscheli-Formation graduell mächtiger und streicht schliesslich diskordant unter die Ralligen-Hilferen-Schuppe beziehungsweise den subalpinen Flysch. Figur 5 zeigt, dass die Formation gegen Westen allmählich auskeilt und seitlich in die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» der Honegg-Serie (HAUS 1937) übergeht. Dieses Auskeilen ist im Kartenblatt durch konvergentes Streichen der Schichten sehr schön dokumentiert.

Die seit 1854 bekannte wichtige Fossilfundstelle Bumbach-1 im Buembachgrube (Koord. 636.080/185.480) liegt im Uerscheli-Sandstein. Die Säugetierreste wurden von STEHLIN (1922) als «mittleres Stampien» bestimmt und von ENGESSER (1990) dem jüngeren Anteil der Säugetierzone MP25 (frühes Chattien, ca. 28 Ma; KEMPF et al. 1997) zugeordnet.

«Basale Mergel-Sandstein-Zone» (Granitische Molasse, SCHLUNEGGER 1995)
Chattien

Die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» tritt im Kartengebiet an der Basis der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe westlich der Emme auf (Fig. 5). Sie besteht vorwiegend aus rötlichem, seltener blaugrün oder schmutzig braungelb geflecktem Mergel, der mit gut gebanktem hellgrauem Kalksandstein und Arkose wechsellagert. Im oberen Teil der Abfolge ist der Sandstein reich an Feldspat und kristallinen Gesteinsbruchstücken und häufig unregelmässig gebankt sowie schrägschichtet. Wegen der sehr mangelhaften Aufschlüsse, auch bedingt durch eine oft tiefgründige Verwitterung, lässt sich die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» am Nordfuss der Honegg (Gebiet Howald) nur schlecht verfolgen. Nördlich des Chnübeli (1424 m ü. M.) am Westhang der Honegg ist die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» ca. 600 m mächtig. Gegen Osten, bei der Sattelhonegg, reduziert sich ihre Mächtigkeit auf ca. 400 m, und schliesslich verzahnt sie sich in der Gegend südlich des Räßblochs mit der Uerscheli-Formation. Gestützt auf die Kleinsäugerfundstelle Loch-1 im Prässerebachprofil wird die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» in die Säugetierzone MP26 (frühes Chattien) gestellt (SCHLUNEGGER 1995). Nach der von SCHLUNEGGER (1995, S. 55) vorgenommenen Definition der Granitischen Molasse würde die «Basale Mergel-Sandstein-Zone» dieser Einheit zugerechnet.

Honegg-Nagelfluh (Losenegg- und Thun-Formation, SCHLUNEGGER 1995)
Chattien

Die Hauptmasse der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe westlich der Emme wurde von HAUS (1937) und HALDEMANN (1948) als Honegg-Nagelfluh beschrieben. Diese ca. 1700 m mächtige Schichtfolge besteht aus bunter Nagelfluh mit auffällig vielen roten und grünen Granitgeröllen. Allerdings schwankt die Geröllzu-

sammensetzung der Nagelfluh; stellenweise überwiegen Kalkgerölle die kristallinen Komponenten, wobei auch in kalkgeröllreichen Konglomeraten der Anteil an Kristallingeröllen immer über 10% liegt (HALDEMANN 1948). Die in die Honegg-Nagelfluh eingeschalteten Mergel- und Sandsteinlagen unterscheiden sich farblich von denen in der «Basalen Mergel-Sandstein-Zone». So tritt vor allem violetter bis braunroter, gelegentlich auch bläulicher, grüner oder schwarzer Mergel auf, während der Sandstein oft blaugrau, grünlich oder hellgrau ist. Typisch für den Sandstein ist sein Gehalt an Kohleschmitzen und kohligen Pflanzenresten.

Die Honegg-Nagelfluh wird von SCHLUNEGGER (1995) weiter südlich in die *Losenege-Formation* unten und die *Thun-Formation* oben (Fig. 5, 6) gegliedert, wobei sich letztere durch einen hohen Anteil an Kristallingeröllen, speziell roten Graniten, auszeichnet und daher generell rötlich anwittert.

Massgebend für die Altersbestimmung der Honegg-Nagelfluh sind die nur 300 m südlich des Kartengebietsrands gelegenen Fossilfundstellen bei der Losenege in Aussereriz (Koord. 623.270/181.720 und 622.370/181.500), welche in die Säugetierzone MP27 zu liegen kommen (ENGESSER 1990), sowie die Fundstelle SEB6 im oberen Teil der Thun-Formation, etwas südlich des Gebiets von Blatt Eggwil, die der Säugetierzone MP28 angehört (SCHLUNEGGER 1995). Somit liegt das Alter der Honegg-Nagelfluh im mittleren Bereich des Chattiens.

o_{3m} Honegg-Mergel Chattien – Aquitanien

Der Honegg-Mergel (Honegg-Mergel-Formation) ist das jüngste Glied der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe. Er folgt mit ziemlich raschem Wechsel über der bunten Honegg-Nagelfluh (bzw. Thun-Formation), scheint sich aber gegen Norden lateral mit dieser zu verzahnen, also sukzessive ältere Schichtglieder zu ersetzen (Fig. 5). Zwischen Bumbach und dem Kemmeribodenbad streicht der Honegg-Mergel diskordant unter die Ralligen-Hilferen-Schuppe beziehungsweise den subalpinen Flysch.

Der im Gebiet der Honegg und südlich der Emme über 500 m mächtige Honegg-Mergel ist sandig, von lehmgelber Farbe, teils braunfleckig, seltener grünlich und gesprenkelt und verwittert oft erdig. Ziemlich häufig enthält er pedogenetisch gebildete Kalk- und Limonitkonkretionen. In den Honegg-Mergel eingeschaltet sind vielerorts dünne Bänke und Rinnenfüllungen aus hellbräunlichem grobkörnigem «granitischem» Sandstein. Lokal tritt auch Kalknagelfluh in Form von Rinnenfüllungen auf (Kaltbach-Nagelfluh, HAUS 1937). Diese unterscheidet sich von der Honegg-Nagelfluh durch einen hohen Anteil an Flysch- und Nummulitenkalkgeröllen. Die Komponenten der Kaltbach-Nagelfluh können Durchmesser von bis zu 50 cm erreichen. Kleinsäugerfunde im Honegg-Mergel südlich des Kartengebiets (Fig. 5) liegen in den Säugerzonen MP28 bis höchstens MN1 und gehören somit dem Bereich spätes Chattien – frühes Aquitanien an. Da der



Fig. 7: Fossile Vogelspuren (natürliche Abgüsse) auf der Unterseite einer Sandsteinbank des Honegg-Mergels. Länge des Massstabs unten rechts: 20 cm. Foto: D. Marty, 2012, via Naturhistorisches Museum der Burggemeinde Bern.

Honegg-Mergel jedoch am Nordhang des Hohgants sukzessive Schichten der Honegg-Nagelfluh ersetzt, dürfte er dort älter sein (Fig. 5, 6).

Im Einzugsgebiet der Emme, in einem Bachbett in der Gemeinde Schangnau, wurden Ende 2011 auf der Unterseite eines Sandsteinblocks grosse fossile Vogelspuren entdeckt. Der lose Gesteinsblock hat einen Durchmesser von über 2 m und entstammt dem darüber liegenden Aufschluss des Honegg-Mergels. Die Trittsiegel sind in Form natürlicher Abgüsse aus Sand erhalten (Fig. 7). Auf der Schichtfläche finden sich zwei verschiedene Morphotypen von Vogelspuren. Der erste Morphotyp ist drei- oder vierzehig (falls der Eindruck des Hallux vorhanden ist) und mit bis zu 15 cm Länge sehr gross. Diese grossen Spuren sind in mindestens vier Fährten angeordnet. Der zweite Morphotyp ist dreizehig; die Spuren sind mit einer Länge von 1–2 cm eher klein und nicht so deutlich sichtbar. Fährten lassen sich nicht ohne weiteres erkennen.

SCHANGNAU-SCHUPPE

*Untere Süsswassermolasse (USM)***o_{3H}** **Hombach-Schichten** (Granitische Molasse, SCHLUNEGGER 1995)
Chattien

Charakteristisch für die Hombach-Schichten ist ein leicht verwitternder bläulicher bis grünlicher, oft grober «granitischer» Knauer Sandstein, der nicht selten auch Kohleschmitze führt. Kohlevorkommen finden sich am Oberlauf des Rötobachs (s. Kap. Rohstoffe). Neben dem sich eindeutig von Sandsteinen der mittelländischen Molasse unterscheidenden Knauer Sandstein führen die Hombach-Schichten auch weichen grauen Sandstein, bunten Mergel sowie polymikte Nagelfluh. Der Geröllbestand der Nagelfluh der Hombach-Schichten unterscheidet sich nicht nennenswert von demjenigen der Nagelfluhen der Blueme-Honegg-Beichen-Schuppe; die Nagelfluhlagen der Hombach-Schichten weisen jedoch eine geringere Mächtigkeit auf und sind stärker von Sandsteinlagen durchsetzt. Von den Konglomeraten der mittelländischen Molasse unterscheidet sich die Nagelfluh der Hombach-Schichten hingegen deutlich durch ihren Geröllbestand, den geringeren mittleren Gerölldurchmesser und die enge Vergesellschaftung mit Sandstein.

Die von HAUS (1937) entdeckte Fossilfundstelle im Hombachtobel (Koord. 629.300/185.060) lieferte u. a. eine Säugetierfauna und Gastropoden, die gemäss H. G. Stehlin (in HAUS 1937) bezeichnend für das «jüngere Stampien» sind. ENGESER (1990) stellte die Fauna in die Säugerzone MP28 (spätes Chattien). Nach der von SCHLUNEGGER (1995, S. 55) vorgenommenen Definition der Granitischen Molasse würden die Hombach-Schichten der Granitischen Molasse zugerechnet.

TRIANGELZONE («ANTIKLINALZONE DER GRANITISCHEN MOLASSE»)
UND ZULG-SCHUPPE*Untere Süsswassermolasse (USM)***m₁** **Marbach-Schichten**
Aquitanien

Je nach Grenzziehung zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse (s. Kap. Tektonik) können die Marbach-Schichten westlich der Talung Marbach-Wiggen zur mittelländischen Molasse gerechnet werden. Aus diesem Grund wird dieser Teil der Marbach-Schichten im entsprechenden Kapitel (s. u.) beschrieben.

Die Hauptmasse der Marbach-Schichten östlich der Talung Marbach-Wiggen (Triangelzone) und bei Schwarzenegg (Zulg-Schuppe) besteht aus grünlichem, blaugrauem und hell rötlichem muskovitreichem «granitischem» Sandstein (HOLLIGER 1953), der porös ist und oft knauerig verwittert. Die mittlere Korngrösse

variiert zwischen Fein- und Grobsand. Kompakte Nagelfluhbänke treten selten auf und sind nicht niveaubeständig, hingegen sind Geröllschnüre und vereinzelte Geröllnester als Begleiter des Sandsteins in der gesamten Abfolge verteilt. Von den Konglomeraten älterer Schuppen unterscheidet sich die polymikte Nagelfluh der Marbach-Schichten durch einen hohen Gehalt an kristallinen Komponenten, geringe Packungsdichte, hohe Porosität und rostig gelb verwitterndes Bindemittel. Rote, rotbraune und intensiv bunte Tonsteinlagen treten in der ganzen Abfolge auf und sind an kein bestimmtes Niveau gebunden, während gelbbraune Mergelagen, häufig mit Kalkkonkretionen, als geringmächtige Zwischenlagen in Sandsteinabfolgen zu finden sind. Recht häufig sind zudem bis 25 cm dicke Bänke aus gelbbraunem mergeligem Süßwasserkalk.

Die Zuteilung der Marbach-Schichten zum Aquitanien beruht ausschliesslich auf der lithologischen Ähnlichkeit mit Sedimentgesteinen weiter nördlich, deren Aquitanalter als erwiesen gilt.

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Neogen (Spätes Tertiär)

Miozän

Der grössere Teil des Gebiets von Blatt Eggwil gehört zum alpennahen Teil der mittelländischen Molasse. Aufgeschlossen ist die miozäne Abfolge von der oberen USM über das terrestrische Äquivalent der OMM bis zur OSM. Die Abgrenzung gegen die subalpine Molasse ist im Kapitel Tektonik beschrieben.

Die aus den werdenden Alpen kommenden Flüsse trugen ihren Schutt in Form ausgedehnter Schuttfächer in die voralpine Senke, die während der Ablagerung der USM und der OSM eine ausgedehnte Schwemmebene war und zur Zeit der OMM vom Meer überflutet wurde. Der marine Einfluss reichte jedoch nur an den Rand der mächtigen Schuttfächer beziehungsweise Deltas am damaligen Südoststrand des Molassebeckens, wo weiterhin ein fluviatiles und örtlich limnisches Ablagerungsmilieu herrschte. Die im Kartengebiet anstehende mittelländische Molasse besteht vorwiegend aus Nagelfluh und Sandstein, die fast ausschliesslich im fluviatilen Milieu des Napfschuttfächers abgelagert wurden. Das heisst, dass die OMM nördlich des Kartengebiets (Sense-Schichten [«Burdigalien» auct.], Belpberg- und Niedermatt-Schichten [«Helvétien» auct.]; s. Atlasblätter Worb und Münsingen) hier grösstenteils durch altersäquivalente terrestrische Ablagerungen vertreten ist.

Aufgrund der unterschiedlichen Distanz zum Schüttungszentrum des Napfschuttfächers sind der Aufbau und die lithostratigraphische Gliederung der Molasseabfolge westlich und östlich der Emme verschieden (s. a. Taf. I).

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE WESTLICH DER EMME

Westlich der Emme sind ca. 500 m der in dieser Gegend insgesamt rund 3500 m mächtigen mittelländischen Molasse aufgeschlossen. Diese wird in folgende drei lithostratigraphische Einheiten unterteilt, bei denen es sich um das terrestrische Äquivalent der OMM handelt (von oben nach unten):

- Gabelspitz-Schichten («Helvétien» auct.; HALDEMANN 1948)
- Schallenberg-Mergel («Burdigalien» auct. – «Helvétien» auct.; KAUFMANN 1886)
- Seli-Nagelfluh («Burdigalien» auct.; KAUFMANN 1886)

Terrestrisches Äquivalent der Oberen Meeresmolasse

m₂ Seli-Nagelfluh
Burdigalien

Die Seli-Nagelfluh bildet den Sockel des Schallenberggebiets. In den zahlreichen vom Naters zum Rötzbach führenden Gräben ist sie oft in einer Mächtigkeit von über 100 m sichtbar. Eindrücklich kommt die Seli-Nagelfluh auch im Räbloch zur Geltung, wo sie bis 60 m hohe Wände bildet. Die von KAUFMANN (1886) gewählte Typlokalität Seli liegt zwischen Oberei und Rötzbach (Koord. 622.900/186.900; auf der aktuellen topographischen Karte als Selialp bezeichnet).

Die polymikte, quarzreiche Seli-Nagelfluh ist randlicher Teil des Napfschuttfächers. Ihr Geröllbestand deckt sich weitgehend mit dem der anderen miozänen Nagelfluhschichten des Kartengebiets. Kristalline Gerölle sind zu 35–48% vertreten; unter den Sedimentgesteinen sind Flyschsandkalken mit 18–36% am häufigsten (HALDEMANN 1948). Einen grossen Anteil am Geröllbestand machen grossen Gerölle aus Graniten und Flyschbrekzien aus.

Die Seli-Nagelfluh ist sehr stark verfestigt. Sandstein- und Mergelschichten treten vereinzelt als lokale linsenartige Einlagerungen auf. Bei den Vorkommen von rotem Mergel an der Obergrenze der Seli-Nagelfluh, wie zum Beispiel in der Nähe des Steimöslis oberhalb des Räblochs und bei Würzbrunne nördlich von Rötzbach, handelt es sich um die Basis des Schallenberg-Mergels.

Makro- oder Mikrofossilien wurden in der Seli-Nagelfluh nicht gefunden, ebenso fehlen sichere Spuren von Glaukonit im Bindemittel.

Die Seli-Nagelfluh kann nach Westen bis gegen Aeschlen–Oberdiessbach und Steffisburg nachgewiesen werden. Ihre grösste Mächtigkeit erreicht sie mit über 1000 m östlich der Emme, wo sie in den unteren Teil der Wachthubel-Schichten übergeht.

m_{Sch} Schallenberg-Mergel
Burdigalien

Über dem Sockel der Seli-Nagelfluh bildet der graugelbliche bis rötliche Schallenberg-Mergel ausgedehnte Terrassen. Seine Verbreitung ist aus der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1: 250 000» ersichtlich. Östlich der Emme konnte der Schallenberg-Mergel nur im Hellgrabe und im Mättebach (Lokalität Lättere) nordöstlich von Eggiwil auf 860 bis 900 m ü.M. nachgewiesen werden. Kennzeichnend für den Schallenberg-Mergel sind Einschaltungen von Sandsteinlagen und rinnenförmigen Vorkommen von polymikter Quarzitnagelfluh. An der Mündung des Gabelspitzgrabens in den Waldbach (Koord. 626.000/186.400) erreicht der Schallenberg-Mergel eine Mächtigkeit von 20 m.

Der Schallenberg-Mergel kann nach HALDEMANN (1948) als Ablagerung in einem lokalen, untiefen See gedeutet werden, der sich zwischen den Deltaschüttungsbereichen der Falkenflue im Westen und des Wachthubels im Osten ausdehnte. Figur 9 zeigt die Isohypsen der Basis des Schallenberg-Mergels.

m₃ Gabelspitz-Schichten
Burdigalien

Mit dem Rücken Naters–Gabelspitz–Schallenberg–Turner bilden die Gabelspitz-Schichten die höchsten Erhebungen in der mittelländischen Molasse westlich der Emme. Sie bestehen aus polymikter Quarzitnagelfluh, Sandstein und gelbrötlichem Mergel. Um den Naters herum stellen sich in verschiedenen Niveaus Nagelfluhbänke ein, die sehr grosse Gerölle aus Flyschbrekzien enthalten. Andere typische Geröllarten sind Habkern-Granit und dichter rotfleckiger Kalk («Arzo-Lias»). Mit 250–300 m erreichen die Gabelspitz-Schichten beim Turner ihre grösste Mächtigkeit. Diese beträgt im Gebiet Naters–Gabelspitz noch über 200 m und nimmt bis zum Stouffe westlich des Rötebachs auf rund 80 m ab.

Die fluviatilen Gabelspitz-Schichten gehen im Nordwesten des Kartengebiets in die marinen Belpberg-Schichten (OMM) über. Die an der östlichen Fortsetzung des Churzenbergs im Nordwesten von Röthenbach auftretende, mit Sandstein und Mergel vergesellschaftete polymikte Nagelfluh entspricht dem Niveau der Gabelspitz-Schichten.

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE ÖSTLICH DER EMME

Die östlich der Emme in etwa 2000 m Mächtigkeit aufgeschlossene miozäne Schichtfolge der mittelländischen Molasse reicht von der oberen USM bis in die OSM. Sie wird in die folgenden lithostratigraphischen Einheiten unterteilt (von oben nach unten):

- Blapbach-Schichten OSM («Tortonien» auct.)
- Wachthubel-Schichten terrestrisches Äquivalent der OMM («Burdigalien» auct. – «Helvétien» auct.)
- Marbach-Schichten USM («Aquitaniens» auct.)

Da östlich der Emme der als trennende Schicht verwendete Schallenberg-Mergel weitgehend fehlt, konnte dort der Nagelfluhkomplex des terrestrischen OMM-Äquivalents nicht unterteilt werden und wurde als Wachthubel-Schichten kartiert (s. a. Taf. I).

Untere Süsswassermolasse (USM)

m₁ Marbach-Schichten Aquitaniens

Die Marbach-Schichten westlich der Talung Marbach–Wiggen werden hier zur mittelländischen Molasse gestellt (s. Kap. Tektonik). Sie bestehen vorwiegend aus «granitischem» Sandstein und buntem Mergel. Die Marbach-Schichten tauchen mit 20–30° nach Westen unter die konglomeratischen Wachthubel-Schichten und bilden so den Westschenkel der gegen Marbach abtauchenden Triangelzone («Hauptantiklinale» der Zentralschweizer subalpinen Molasse).

Der meist schwach verfestigte, oft massige, selten geschichtete «granitische» Sandstein ist von grünlicher, blaugrauer und hell rötlicher Farbe. Er zeigt alle möglichen Übergänge zu rotem und buntem Tonstein und Mergel. Polymikte, kristallinreiche Nagelfluh tritt mengenmässig zurück; sie liegt als Geröllschnüre und bis einige Meter dicke Bänke und Linsen vor. Ebenfalls eher selten, aber bezeichnend für die Schichtfolge sind Süsswasserkalkbänke von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern Mächtigkeit. Die Marbach-Schichten wurden in einem fluviatil-limnischen Milieu abgelagert. Die verbreitete Rotfärbung ihrer Gesteine charakterisiert die Schichtfolge und ist Grund für die von LIECHTI (1928) verwendete Bezeichnung «rote Molasse», die allerdings irreführend ist, da sie Anlass zu Verwechslungen mit der Molasse-rouge-Formation (Rupélie) geben könnte.

Die Obergrenze der Marbach-Schichten wird gemäss LIECHTI (1928) an der Unterkante eines Nagelfluhhorizonts, der nördlich des Kartengebiets die Basis der marinen Sense-Schichten (bzw. Luzern-Formation) bildet, gezogen. Die zeitliche Einstufung der Marbach-Schichten ins Aquitaniens erfolgt einzig aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit mit Sedimentgesteinen nördlich des Kartengebiets.

Naheliegenderweise unterscheiden sich die zur mittelländischen Molasse gestellten Marbach-Schichten westlich der Talung Marbach–Wiggen lithologisch kaum von den zur subalpinen Molasse gestellten Marbach-Schichten östlich davon. Tektonisch ist der mittelländische Anteil der Marbach-Schichten jedoch wesentlich weniger stark beansprucht; Störungszonen und Verschuppungen fehlen.

Terrestrisches Äquivalent der Oberen Meeresmolasse

m₂₋₃ Wachthubel-Schichten
Burdigalien

LIECHTI (1928) hat den mächtigen Nagelfluh-Sandsteinkomplex der Wachthubel-Schichten zur Beschreibung zweigeteilt, in der Annahme, die Zweiteilung der OMM liesse sich auch in deren terrestrischem Äquivalent überall feststellen. Mangels einer kartierbaren Grenze wurde der gesamte Komplex auf Blatt Eggwil jedoch ungegliedert ausgeschieden.

Der untere Teil der Wachthubel-Schichten besteht aus einer Wechsellagerung von Nagelfluh mit mengenmässig untergeordnetem Sandstein und Mergel. Unter den Sandsteintypen dominiert dickbankiger bis massiger «granitischer» Sandstein, dagegen ist der für die altersäquivalenten marinen Sense-Schichten (bzw. Luzern-Formation) typische dünnplattige grüngraue muskovitreiche Sandstein eher selten (LIECHTI 1928). Die Sandsteine sind mit bläulich- bis grünlichgrauem sandigem Mergel vergesellschaftet. LIECHTI (1928) beschrieb fünf solche Mergel-Sandsteinabfolgen von je 10–30 m Mächtigkeit, die mit mächtigeren Nagelfluhabfolgen wechsellagern.

Ohne klare Grenze folgt der obere Teil der Wachthubel-Schichten, der aus einem mächtigen Komplex aus polymikter, quarzitreicher Nagelfluh besteht, die auch als markante Felsbänder zwischen Emme und Ilfis landschaftlich in Erscheinung tritt.

Aus den Wachthubel-Schichten selber liegen keine positiven Befunde für ein marines Milieu vor (LIECHTI 1928). Erste marine Indikationen aus dem oberen Teil dieser Schichtfolge treten erst im distalen Teil der Gabelspitz-Schichten (s.o.) weiter westlich auf. Bei den massigen und zum Teil schräggeschichteten Konglomeraten der Wachthubel-Schichten – wie auch der Seli-Nagelfluh und der Gabelspitz-Schichten (s.o.) – handelt es sich um ehemalige Kiesbänke eines verwilderten Flusssystemes, das gegen das OMM-Meer hin ein Delta aufbaute (Braiddelta, SCHAAD et al. 1992).

Obere Süsswassermolasse (OSM)

m₄ Blappbach-Schichten
Burdigalien – ?Langhien

Die Blappbach-Schichten sind nur östlich der Emme vorhanden, wo sie den obersten Teil des Höhenzugs Gyrsgrat–Blappbach–Howürzhoger und der Chäsereflue nordöstlich von Eggwil bilden. Sie entsprechen den Napf-Schichten (KAUFMANN 1886, OSM) und bestehen aus einer Abfolge von mehrere Meter mächtigen Konglomeratbänken, vereinzelt Sandsteinlagen und bis zu 1 m mächtigen mergeligen Zwischenlagen. Das polymikte Konglomerat besteht aus mässig bis gut

gerundeten Geröllen, ist massig strukturiert und zeigt vereinzelt flachwinklige Schrägschichtung. Der Mergel ist meistens grau-gelb-rötlich gefleckt. Einzelne Mergellagen führen wenige Zentimeter dicke Flöze von Pechkohle (Braunkohle), die teilweise vergesellschaftet mit Süßwasserkalk sind. Das bedeutendste Kohlevorkommen ist der Kohlehorizont von Blappach. Dieser bildet im Kartengebiet die Basis der Blappach-Schichten; gegen den Howürzhoger im Südosten keilt er aus, während Äquivalente im nördlich angrenzenden Gebiet des LK-Blattes Langnau i. E. bis südlich von Langnau ziehen (s. RICKENBACH 1962). In der Umgebung von Blappach wurde Kohle aus diesem Horizont in heute verschütteten Stollen und im Tagbau abgebaut (KISSLING 1903, RUTSCH 1945, s. Kap. Rohstoffe). LIECHTI (1928) sammelte an zahlreichen Stellen in Kohle führendem Mergel Süßwasserschnecken. Neuere Funde von Säugetierresten in unmittelbarer stratigraphischer Nähe des Kohlehorizonts im Gebiet von LK-Blatt Langnau i. E. belegen mehrfach das späte Burdigalien (MN 4b, KÄLIN & KEMPF 2009).

Als Ablagerungsraum für die Blappach-Schichten kommt ein verwildertes Flusssystem in Frage, welches typischerweise massige bis flachwinklig schrägschichtete Konglomeratlagen aufbaut. Die feinkörnigen Sedimente und die Kohle wurden in der Schwemmebene ausserhalb der Flusssrinnen abgelagert.

QUARTÄR

Die auf dem 1980 gedruckten Blatt Eggiwil vorgenommene Gliederung des Quartärs orientierte sich vorsichtig an der «klassischen», von PENCK & BRÜCKNER (1901–09) im süddeutschen Alpenvorland definierten alpinen Quartärstratigraphie. Es wurde unterschieden zwischen Ablagerungen der «Würm»-Eiszeit und als «Präwürm» bezeichneten älteren quartären Ablagerungen. Die in den vergangenen gut 30 Jahren gewonnenen Erkenntnisse über die Quartärstratigraphie im nördlichen schweizerischen Alpenvorland (SCHLÜCHTER 1989a, b, 2010, GRAF 1993, 2009, PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004, PREUSSER et al. 2011) haben auch zu einem konkreteren Bild des Quartärs im Gebiet von Blatt Eggiwil geführt. So wurden die ins «Würm» gestellten Ablagerungen während des Maximalvorstosses (Last Glacial Maximum, LGM, ca. 22–19 ka BP) der spätpleistozänen Letzten Eiszeit gebildet (im Sinn des letzten glazialen Zyklus, 115–11,6 ka BP, IVY-OCHS et al. 2008; Birrfeld-Eiszeit, GRAF 2009), während die dem «Präwürm» zugeordneten Sedimente in die mittelpleistozäne Vorletzte Eiszeit gestellt werden können (im Sinn des zweitletzten glazialen Zyklus, ca. 185–130 ka BP, PREUSSER et al. 2011; Beringen-Eiszeit, GRAF 2009). Bildungen älterer mittelpleistozäner oder frühpleistozäner Eiszeiten sind im Gebiet von Blatt Eggiwil keine bekannt. Ältere mittelpleistozäne Sedimente finden sich im Thalgut im Aaretal (Atlasblatt Münsingen),

rund 11 km westlich des Gebiets von Blatt Eggwil, wo in der Kiesgrube (Koord. 608.900/186.600) und durch eine Forschungsbohrung ein umfassendes Profil erschlossen wurde (SCHLÜCHTER 1989a, b). Dieses wichtige eiszeitstratigraphische Referenzprofil reicht zurück bis in ein Interglazial, das dem norddeutschen Holstein-Interglazial entspricht (SCHLÜCHTER 1989b; ca. 325 ka BP [evtl. ca. 420 ka BP], PREUSSER et al. 2011). Noch ältere Lockergesteine sind etwas südlich des Kartengebiets vorhanden: frühpleistozäne(?) im Wagemoos (GNÄGI 2009), quartäre und pliozäne im Höhlensystem Sieben Hengste-Hohgant. Die ältesten Höhlensedimente haben ein Alter von 4,4 Ma (HÄUSELMANN & GRANGER 2005); die Höhlenbildung in der Schratenkalk-Formation der Niederhorn-Decke setzte also spätestens im Frühen Pliozän (Zancléen/Zanclean) ein.

Pleistozän

Mittleres Pleistozän

VORLETZTE EISZEIT (BERINGEN-EISZEIT; «PRÄWÜRM»)

q_{3s} **Glazifluviatiler Schotter** («Höhenschotter»; «risszeitliche» fluvio-glaziale Schotter)

Als «Höhenschotter» werden die zwischen Aare- und Emmental topographisch hoch und ausserhalb des Maximalstands der letzteiszeitlichen Gletscher gelegenen Vorkommen von glazifluviatilen Schotter bezeichnet, die reliktsch und teilweise in Form von Rinnenfüllungen der Molasse aufliegen (GERBER 1941, GRUNER 2001). Der Schotter ist mässig bis gut sortiert, stellenweise sandig gebunden, in Lagen auch matrixfrei (Open-Framework Gravel) und kann einzelne zerdrückte Gerölle enthalten. Er weist typische fluviatile Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung und Rinnenfüllungen sowie lokal (z.B. bei der Hinderegg, s.u.) Deltaschichtung auf (NUSSBAUM & AEBERHARDT 1910). Das Geröll entstammt vorwiegend dem Einzugsgebiet des Aaregletschers, aber auch dem des Walliser Gletschers (SCHLÜCHTER 2009; Rhonegletscher). Der «Höhenschotter» weist oft verkittete Partien auf (z.B. Grube N Hinderegg, Koord. 623.965/193.240), ist oberflächlich verwittert und örtlich von verwitterter Moräne bedeckt (GERBER 1941, GRUNER 2001).

Im Gebiet von Blatt Eggwil wurden Vorkommen von «Höhenschotter» an folgenden Stellen ausgeschieden: nördlich des Wildsguets (Koord. 624.000/139.900, Schotterbasis auf ca. 960 m ü.M.), bei der Hinderegg (Koord. 623.930/193.200, ca. 1020 m ü.M.) und westlich der Undere Heimerüti (Koord. 622.700/192.000, ca. 1000 m). Ein gut zugänglicher, kleiner Aufschluss befindet sich in einem Kiesgrübchen bei der Hinderegg (Koord. 623.675/193.110).

Die lokale Bedeckung durch Moräne, die Geröllherkunft und die vertikale Korngrössenzunahme, die in einzelnen Aufschlüssen beobachtet werden kann, deuten darauf hin, dass es sich beim «Höhenschotter» um Vorstossschotter des vom Walliser Gletscher gestauten Aaregletschers beziehungsweise des Walliser Gletschers selber handelt (s.u.; GRUNER 2001).

Datierungen des «Höhenschotter» in der Grube Chratzme (Kratzmatt) bei Landiswil (Koord. 617.500/199.985, Atlasblatt Worb) mittels verschiedener Methoden ergaben ein Alter von rund 150 ka BP (DEHNERT et al. 2010). Somit ist der «Höhenschotter» in die Vorletzte Eiszeit (Beringen-Eiszeit, GRAF 2009) zu stellen. In den letzten Jahren gewonnene Erkenntnisse (z.B. GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011) zeigen, dass die spätmittelpleistozäne Vorletzte Eiszeit (auch «Riss nach herkömmlicher stratigraphischer Nomenklatur») von grösserer Ausdehnung als die Letzte Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, GRAF 2009) war (vgl. GRUNER 2001). Die Eisausdehnung in der Vorletzten Eiszeit war jedoch geringer als in der frühmittelpleistozänen Grössten Eiszeit beziehungsweise dem «Riss nach herkömmlicher paläogeographischer Nomenklatur» (vgl. GRUNER 2001, DEHNERT et al. 2011) (auch Most Extensive Glaciation [MEG] bzw. Möhlin-Eiszeit, GRAF 2009, PREUSSER et al. 2011).

q₃ Verwitterungsboden auf vorletzteiszeitlicher Grundmoräne und auf Molassegesteinen

Nordwestlich einer Linie Bätterich – Vordere Schallberg – Rämigummehoger tritt auf den Anhöhen oder an sanften Hängen erdartiger sandiger oder lehmiger Schutt auf (LIECHTI 1928), bei dem es sich um teilweise tiefgründig verwitterte Grundmoräne, zum Teil auch um verwitterte Molasse handelt (s.a. GRUNER 2001). Stellenweise enthält die tiefgründig verwitterte Grundmoräne auch kiesreiche Partien, so beispielsweise in den beiden auf Blatt Eggwil noch nicht verzeichneten Gruben bei der Undere Spitzache (Koord. 622.310/192.785, wieder verfüllt) und beim Hindernetschbüel (Koord. 625.190/192.560). Bohrungen im Gebiet Weid nordwestlich von Heimenschwand ergaben Mächtigkeiten zwischen 3 und >16 m, solche im Gebiet Meieried – Chuderhüsi zwischen 3 und 5 m. In der Grube Hindernetschbüel ist kiesreiche, teilweise verschwemmte Moräne in einer Mächtigkeit von ca. 8 m aufgeschlossen. Lokal überlagert die tiefgründig verwitterte Grundmoräne Vorkommen von «Höhenschotter». In der Grube Chratzme (Kratzmatt) bei Landiswil (s.o.) weist die Moräne eine Mächtigkeit von 9 m auf, wobei die Verwitterungstiefe 3 m beträgt. Sie enthält Material sowohl aus dem Einzugsgebiet des Aaregletschers wie auch des Walliser Gletschers (DEHNERT et al. 2010).

Die tiefgründig verwitterte Grundmoräne oder Molasse liegt ausser- und oberhalb der äussersten Moränen des letzteiszeitlichen Aare- und Emmegletschers; sie erstreckt sich bis auf eine Höhe von knapp über 1200 m ü.M. (z.B. am Howürzhoger). Die Vorkommen sind mit sanften Geländeformen verknüpft –

meist flache Rücken von Anhöhen und Hangverflachungen –, die mit der übrigen, durch fluviatile und gravitative Prozesse geprägten Landschaft im Verbreitungsgebiet kontrastieren.

Das Grundmoränenmaterial wie auch erratische Blöcke (s.u.) weisen auf eine Ablagerung des Walliser Gletschers mit Beteiligung des Aaregletschers. Gestützt auf die Datierung des «Höhenschotters» (s.o.) kann die Moräne in die Vorletzte Eiszeit (Beringen-Eiszeit) gestellt werden. Nicht bekannt ist, ob im Gebiet von Blatt Eggwil allenfalls auch Relikte älterer Moränen vorhanden sind. Für die tiefgründige Verwitterung der Moräne beziehungsweise der Molasseoberfläche standen demnach rund 130 ka zur Verfügung. In der gleichen Zeitspanne erfolgte die fluviatile Durchtalung der durch vorletzteiszeitliche glaziale Prozesse geprägten sanftwelligen Landschaft (Erosionsbetrag im Rötobachtal ca. 100–150 m).

Mittleres oder Spätes Pleistozän

Die beiden geomorphologischen Elemente Rundhöcker und glazial überschiffene Felsterrassenkanten sind in der Legende von Blatt Eggwil in das «Präwürm» eingestuft. Nach neueren Erkenntnissen dürften sie aber mehrheitlich während der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, «Würm») gebildet worden sein.

Die stratigraphische Zugehörigkeit der erratischen Blöcke ergibt sich aus ihrer Lage bezüglich des Eisrands während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). Die Erratiker im Gebiet der letzteiszeitlichen Moränen werden der Letzten Eiszeit zugeordnet, die übrigen der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit).

Rundhöcker

Rundhöcker, das heisst vom Gletschereis geschliffene, häufig stromlinienförmige Felskuppen, sind im Gebiet von Blatt Eggwil nur im Ausdehnungsbereich des letzteiszeitlichen Emmegletschers, namentlich zwischen Bumbach und Schangnau und beim Eingang zum Räbloch, zu finden. Anders als bei den meisten Rundhöckern, deren Längsachse parallel zur Fliessrichtung des Gletschers liegt, ist die Ausrichtung der Längsachsen etlicher Rundhöcker in der subalpinen Molasse durch den Verlauf von erosionsresistenten Nagelfluh- und Sandsteinbänken gegeben.

Das Verbreitungsgebiet der Rundhöcker lässt den Schluss zu, dass es sich hauptsächlich um letzteiszeitliche («würmzeitliche») Bildungen handelt.

Felsterrassen, vom Gletscher überfahren

Vom Gletschereis überfahrene und überprägte Aussenkanten von Felsterrassen wurden auf Blatt Eggwil im Wesentlichen im Gebiet Bläuetschwändi-Blappach, südöstlich von Wiggen und zwischen Schangnau und dem Gebiet Glasütte-Chlefele kartiert.

Eine Analyse einer geschummerten Reliefansicht des hochauflösenden digitalen Geländemodells DTM-AV (welches erst seit wenigen Jahren verfügbar ist) hat ergeben, dass es sich bei einem Teil der als glazial überprägte Felsterrassenkanten ausgeschiedenen Gefällsknicken um «herkömmliche» Erosionsränder handelt, die seit der letztmaligen Bedeckung durch Gletschereis in der Vorletzten Eiszeit (s.o.) durch fluviatile und gravitative Prozesse gebildet wurden. Dies ist namentlich im Gebiet Bläuet Schwändi-Blappach und südöstlich von Wiggen der Fall, wogegen zwischen Schangnau und Glashütte-Chlefele, im Ausdehnungsgebiet des letzteiszeitlichen Emmegletschers, vorwiegend abgerundete und somit wahrscheinlich von Gletschereis überschiffene Felsterrassenkanten vorliegen. Eine letzteiszeitliche Überprägung der dortigen Felsterrassenkanten liegt deshalb nahe.

Eisüberprägung belegen auch die beiden Gletscherschliffe im Nagelfluhband der Wachthubel-Schichten unterhalb des Chüngs. Die beiden Schliffe (Koord. 632.770/187.535 und 633.045/187.850) liegen auf einer Höhe von etwa 1160 m ü.M. und zeigen eine Fliessrichtung des Gletschereises Richtung Nordosten an.

Erratische Blöcke

Zusätzlich zur detaillierten Ansprache der erratischen Blöcke auf Blatt Eggwil sei auf die Verzeichnisse von LIECHTI (1928) und HAUS (1937) und die Karte von RUTSCH (1967) verwiesen. Neben der Kartierung von Geländeformen und des Verwitterungsgrads von Moränen wurden die erratischen Blöcke zur Bestimmung der Ausdehnung des letzteiszeitlichen Emme- und Aaregletschers sowie des vorletzten Eiszeitlichen Walliser Gletschers herangezogen. Allerdings können nur sehr wenige Lithologien eindeutig einem Gletschersystem zugeordnet werden (HAUS 1937, RUTSCH 1967); zudem ist mit der Aufarbeitung älterer glazigener Sedimente zu rechnen. Aufgrund der Verbreitung von Walliser Erratikern ermittelten HAUS (1937) und RUTSCH (1967) eine südliche Grenze des Walliser Gletschers während der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit) entlang einer Linie Honegg-Nordhang-Entlebuch, was ungefähr der Grenze zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse entspricht. Das Gebiet zwischen Walliser Gletscher und Alpenrand war zu dieser Zeit mit dem Eis des tributären Aare-, Zul-, Emme- und Hilferengletschers gefüllt.

Spätes Pleistozän

LETZTE EISZEIT (BIRRFELD-EISZEIT; «WÜRM»)

q_{4s}v Vorstossschotter

Letzteiszeitlicher Vorstossschotter ist am Osthang des Südrehubels, bei der Süderelinde und oben im Teuffigraben westlich des Räblochs (Koord. 627.845/187.525) zu finden. Das Vorkommen am Südrehubel ist von letzteiszeitlicher Mo-

räne des Aaregletschers überlagert, beim Vorkommen bei der Süderelinde, das als Füllung einer kleinen randglazialen Abflussrinne vorliegt, wurde eine solche nicht ausgeschieden. Der Vorstossschotter in der Umgebung der Süderen enthält neben Nagelfluhgeröllen reichlich gekritzte helvetische Kalke und Leitgesteine des Aaregletschers. Im Teuffigraben liegt Vorstossschotter als Füllung einer schmalen, etwa 25 m tiefen Rinne vor und ist von letzteiszeitlicher Moräne des Emmegletschers bedeckt. Der Vorstossschotter in der Umgebung der Süderen befindet sich am Rand des Verbreitungsgebiets letzteiszeitlicher Aaregletschermoräne, der das letzteiszeitliche Maximum darstellt. Er dürfte somit ein «spätwürmzeitliches» (s. u.) Alter haben.

Vergleichbare, allerdings feinkörnigere Ablagerungen beschreibt GANDER (1996) aus der Kiesgrube bei Gridenbühl zwischen Linden und Jassbach (Koord. 619.200/188.550, d. h. 800 m ausserhalb des westlichen Kartengebietsrands). Dort sind feinkörnige Stillwassersedimente mit Dropstones und Rinnenfüllungen aus Kies und Sand aufgeschlossen, die als Stausedimente am Rand des Aaregletschers abgelagert und anschliessend von diesem überfahren und gestaut wurden. Aufgrund der starken glazialtektonischen Überprägung bezeichnet GANDER (1996) die Ablagerungen in der Kiesgrube bei Gridenbühl als Stauchmoränen.

Nagelfluhtrümmermasse

Am Ausgang des Färzbachtals nördlich von Schangnau, unterhalb der Felsenase des Chüngs, liegt eine Trümmermasse aus Nagelfluh der Wachthubel-Schichten. Beim Vorstoss des Emmegletschers wurde die Nagelfluhmasse destabilisiert; mit dem Gletscherrückzug ging sie nieder.

Moräne der Haupttalgletscher

q_{4mA} *Moräne des Aaregletschers*

Die Südwestecke des Kartengebiets (Gegend Bätterich–Süderen–Schwarzenegg) wird grösstenteils von Moräne einer Eiszunge des Aaregletschers eingenommen, der zur Zeit des letzteiszeitlichen Maximums (Last Glacial Maximum, LGM) südlich des Falkefluegrats über das Tal der Rotache bis an den Rötzbach zwischen Oberei und Selialp vordrang (SCHLÜCHTER 2009). Die topographisch am höchsten gelegenen Vorkommen von letzteiszeitlicher Aaregletschermoräne sind der Moränenwall südlich von Fischbach (1010 m ü. M.) am rechten (südlichen) Rand der Eiszunge sowie der Hügel bei Bätterich (1029 m ü. M.) und die Breitäbnit (1018 m ü. M.) am linken Rand. In etwas internerer Position, rund 1,5–2 km vom letzteiszeitlichen Maximalstand entfernt, verlaufen zwei markante, lange Seitenmoränenwälle, der eine zwischen Schwarzenegg und Höchi, der andere vom Heimeneggbaan zur Heimenegg und weiter, ausserhalb des Kartengebiets, über die Hangimad zur Vordere Höh.

Die an der Oberfläche vorliegende Moräne des Aaregletschers wurde während des letzteiszeitlichen Maximums und nachfolgender Rückzugsstadien abgelagert. Die Datierung mittels kosmogener Nuklide von erratischen Blöcken am Rand des Verbreitungsgebiets von letzteiszeitlicher Aaregletschermoräne bei Möschberg nördlich von Grosshöchstetten (Koord. ca. 615.495/196.210, Atlasblatt Worb) ergab ein Alter von $19,0 \pm 0,9$ ka (AKÇAR et al. 2011). Dieser «spätwürmzeitliche» Wert für das letzteiszeitliche Maximum stimmt gut mit den entsprechenden Daten für den Walliser Gletscher (SCHLÜCHTER 2009) bei Steinhof SO (ca. 22 ka BP, IVY-OCHS et al. 2008) und den Reussgletscher bei Lenzburg AG (ca. 20,5 ka BP, REBER et al., im Druck) überein und dürfte auch für das Gebiet von Blatt Eggwil gelten.

q_{4mE} *Moräne des Emmegletschers*

Auf der linken Seite des letzteiszeitlichen Emmegletschers tritt dessen Moräne entlang dem Fuss des Hohgants auf, wo sie zwischen den Lokalmoränen der Kargletscher bis auf eine Höhe von 1380 m ü.M. kartiert wurde. Südlich des Bürkelihubels, des östlichen Ausläufers der Honegg, drang der Emmegletscher von unten her in das Tal des Schwarzbachs bis zum Scheidzun, dem Übergang ins Eriz, und nördlich der Honegg bis zum Gebiet Sattel-Turner. Über die Nordostseite des Hügelzugs Schallenberg-Hinder Naters, wo ein grösseres zusammenhängendes Moränengebiet mit drei ausgeprägten, mehrere Kilometer langen Seitenmoränenwällen vorliegt, lässt sich die letzteiszeitliche Moräne auf der linken Seite des Emmegletschers bis oberhalb des Hofes Flüebach am Rand des unteren Rötobachtals auf eine Höhe von ca. 860 m ü.M. hinunter verfolgen.

Auf der rechten Seite des letzteiszeitlichen Emmegletschers wurde Moräne nördlich von Bumbach bis auf eine Höhe von ca. 1160 m ü.M. ausgeschieden. Entlang der Nordseite der Grünenwaldegg drang ein Arm des Emmegletscher in die Talung Schangnau-Marbach und somit ins Einzugsgebiet der Ilfis vor. Das distalste Vorkommen von letzteiszeitlicher Moräne im Talgrund befindet sich beim Sagemöslis südwestlich von Marbach auf einer Höhe von 880 m ü.M. Letzteiszeitliche Moräne, die wenig westlich davon bei Ober Buschache auf rund 1160 m ü.M. kartiert wurde, deutet wie die etwa gleich hoch gelegenen Gletscherschliffe unterhalb des Chüngs (s.o.) darauf hin, dass der Ilfisarm des Emmegletschers beim Maximalstand weiter Richtung NNE reichte. Im Tal des Färzbachs nördlich von Schangnau wurde Moräne bis auf eine Höhe von 1260 m ü.M. kartiert, im Bereich der Gabelung zwischen dem Emme- und dem Ilfisarm beim Innere Inneberg bis 1220 m ü.M. Auf der rechten Seite des Emmearms tritt letzteiszeitliche Moräne zwischen Räbloch und Schopfgrabe nur lückenhaft auf. Im Gegensatz zur linken Seite dieses Arms sind hier keine Moränenwälle zu finden. HALDEMANN (1948) führt dies auf die Gletschergabelung bei Schangnau zurück. Die distalsten Vorkommen von Emmegletschermoräne befinden sich beim Läber (1010 m ü.M.),

beim Obere Giseberg (980 m ü.M.) und bei der Einmündung des Geissbachs in die Emme (770 m ü.M.), was darauf hindeutet, dass auch der Emmearm beim Maximalstand weiter drang als durch die reliktschen Moränenvorkommen angezeigt.

Weder beim Emme- noch beim Ilfisarm des letzteiszeitlichen Emmegletschers sind Endmoränen des Maximalstands erhalten geblieben. SCHLÜCHTER (2009) rekonstruiert – im Wesentlichen aufgrund geomorphologischer Aspekte – eine maximale Ausdehnung des Emmearms während der Letzten Eiszeit bis etwa zur Holzmatt nordwestlich von Eggwil, eine solche des Ilfisarms bis knapp vor die Einmündung des Schonbachs in die Hilferse (s.a. Fig. 1). Vergleicht man die Rekonstruktion der Eisrandlage des Emmegletschers im letzteiszeitlichen Maximum (SCHLÜCHTER 2009, LGM) mit der Verbreitung von letzteiszeitlicher Emmegletschermoräne, wie sie auf Blatt Eggwil dargestellt ist, so fällt auf, dass im Gebiet der Gabelung der beiden Gletscherarme unterhalb des Wachthubels auf der geologischen Karte Moräne dargestellt ist, die ausser- und oberhalb des rekonstruierten LGM-Eisrands liegt. Bei diesen Moränenvorkommen könnte es sich um Ablagerungen eines über das bekannte Maximum hinausreichenden letzteiszeitlichen Gletschervorstosses handeln; denkbar ist aber auch, dass an diesen Stellen vorletzteiszeitliche Grundmoräne vorliegt (mündl. Mitt. C. Schlüchter, 2012).

Die einzige talquerende Stirnmoräne im Kartengebiet befindet sich beim Schwand an der Strasse Bumbach – Kemmeribodenbad bei Koord. 636.950/184.180. Sie wurde während eines Rückzugsstadiums des letzteiszeitlichen Emmegletschers gebildet. Neben Moränenwällen äussern sich die Rückzugsstände des Emmegletschers auch durch Steilböschungen, die an Eisrändern gebildet wurden.

Ausgeschwemmte Reliktmoräne, Blockfelder bildend (Ablationsmoräne)

Als Ablationsmoräne interpretierte Blockfelder wurden an verschiedenen Stellen am Hang des Talkessels von Bumbach und Schangnau ausgeschieden: beim Grossebuembach, beim Obere Buhüttli und im Gebiet Hüttliweid – Ussere Luterstalde.

Verschwemmte oder glazifluvial umgelagerte Moräne

Durch fließendes Wasser umgearbeitetes Moränenmaterial wurde im Gebiet Schindler – Rabe beim Eingang des Räblochs kartiert, wo es die Unterlage der teilweise erodierten Beckenfüllung des Schangnauer Sees (s. u.) bildet.

q_{4s} Stauschotter, Rückzugsschotter (z.T. als Kamessedimente)

In dieser Kartiereinheit werden verschiedene Schottervorkommen zusammengefasst, die, obwohl nirgends datiert, aufgrund der Lagerungsverhältnisse während des letzteiszeitlichen Maximums oder anschliessender Rückzugsstadien abgelagert worden sein müssen.

Bei den Schottervorkommen an der Storchegg und bei der Schlatt an den Hängen des oberen Jassbachtals dürfte es sich um Stauschotter (evtl. Kamessedimente) am Rand des Aaregletschers handeln, was aus den feinkörnigen Sedimenten unterhalb des Schotters hervorgeht, die in der Kiesgrube Schlatt (Koord. 620.420/180.075) zu beobachten sind. In der Grube Weichel im oberen Fampach (Koord. 623.075/190.925, 855 m ü.M.) ist ein Schotter mit mehreren, 0,5–0,8 m messenden Sandlagen in einer Mächtigkeit von ca. 9 m aufgeschlossen, bei dem es sich möglicherweise ebenfalls um letzteiszeitlichen Stauschotter handelt (auf Blatt Eggiwil nicht eingetragen).

Die vergleichbare Lithologie und geomorphologische Position der Stauschottervorkommen im oberen Jassbachtal und des glazialtektonisch deformierten Vorstossschotters (bzw. Stauchmoräne, GANDER 1996; s.o.) in der etwa 1 km westlich gelegenen Kiesgrube Gridenbühl lassen die Vermutung zu, dass die beiden Vorkommen während des letzteiszeitlichen Maximums gebildet wurden. Wodurch die Stausituation verursacht wurde, ist nicht klar. Denkbar ist, dass der Eisrandsee, der durch den Stau des Rötobachs durch den Emmegletscher während des letzteiszeitlichen Maximums entstand (SCHLÜCHTER 2009), zeitweise bis nach Jassbach, das heisst bis zum Aaregletscher reichte.

Innerhalb der maximalen Ausdehnung der letzteiszeitlichen Moränen gelegene, die Moränen mindestens teilweise überlagernde und somit nach dem letzteiszeitlichen Maximum abgelagerte Schotter werden als Rückzugsschotter angesprochen. Im Bereich des Aaregletschers treten solche im Gebiet Stalden-Bruuchere-Schwarzenegg und westlich von Ried bei Schwarzenegg auf, im Bereich des Emmegletschers bilden sie die Terrasse zwischen der Brüggmatt und dem Sagemösl südwestlich von Marbach.

Die zeitliche Stellung der beiden isolierten, kleinen, auf niederen talrandlichen Felsterrassen gelegenen Schottervorkommen bei den Höfen Büel und Grosshus im Schärlig ist ungewiss. Die beiden Vorkommen liegen ausserhalb des Maximalstands des letzteiszeitlichen Ilfisarms des Emmegletschers, dessen Schmelzwasser möglicherweise zum Teil auch über den Sattel des Schärligbergs via Schärligbach in die Ilfis floss.

Lokalmoräne

q₁ *Moräne der Seitentalgletscher*

Zu dieser Kartiereinheit wurden die kleinflächigen Moränen des Zulggletschers (bzw. des Zulgarms des Aaregletschers) am Südhang der Honegg zwischen Linde und Scheidzun gestellt, zudem die Moränen im Tal des Steiglebachs, im Chadusgrube und am Fuss des Schibegütschs. Ob es sich bei den als Moränen des Hilferegletschers ausgeschiedenen Vorkommen südöstlich von Wiggen tatsächlich um letzteiszeitliche Bildungen handelt, ist offen, da gemäss der Rekon-

struktion von SCHLÜCHTER (2009) dieses Gebiet während des letzteiszeitlichen Maximums eisfrei blieb.

q_{IK} *Moräne der Kargletscher*

Die Vorkommen von Kargletschermoräne am Nordhang der Hohgantkette reichen im Schwarzbachtal bis auf eine Höhe von 1040 m ü.M. hinunter, im Bum-bach beim Undere Jurteneggi bis 970 m ü.M. Die grösste Ausdehnung der Kargletscher lässt sich aus den teilweise markanten Moränenkränzen am Fuss des Hohgants ableiten. Am Nordhang der Honegg und der Marbachegg tritt Lokalmoräne auf, die vorwiegend aus Molasseschutt (HAUS 1937), südlich von Marbach vermischt mit Hangschutt, besteht.

Die Geometrie der Kargletschermoränen und der sie begleitenden Moränenwälle zeigt, dass der weiteste Vorstoss der Kargletscher nach dem Rückzug des Emmeletschers erfolgte.

Glaziale Schmelzwasserrinnen

Rinnenstrukturen im Molassefels, teilweise gefüllt mit quartärem Lockergestein, treten an verschiedenen Stellen im Kartengebiet auf. Bezogen auf den Eisrand während des letzteiszeitlichen Maximums befinden sich die Rinnen sowohl in interner (z.B. Teuffigrabe–Undersiehe, Koord. 627.650/187.520), in gletscher-randlicher (z.B. Süderelinde, Koord. 624.300/184.300) als auch in externer Position (z.B. Grosshus im Schärli, Koord. 634.965/192.075). Soweit erkennbar, handelt es sich bei allen Rinnen um kleinräumige, lokale Strukturen. Ihre Gestalt und oftmalsige Füllung durch Schotter weist auf eine fluviatile Genese; eine (teilweise) Bildung der innerhalb der maximalen letzteiszeitlichen Eisausdehnung gelegenen Rinnen durch unter hohem hydrostatischem Druck stehendes Schmelzwasser an der Gletschersohle (s. DÜRST STUCKI et al. 2010) ist jedoch nicht ausgeschlossen. Da keine der im Gebiet von Blatt Eggiwil ausgeschiedenen Schmelzwasserrinnen in direktem räumlichem Zusammenhang mit Ablagerungen der Vorletzten Eiszeit steht und aufgrund der starken fluviatilen Durchtalung der ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstands gelegenen Gebiete seit der Vorletzten Eiszeit kann davon ausgegangen werden, dass die vorliegenden Schmelzwasserrinnen während der Letzten Eiszeit angelegt wurden. Ihr minimales Entstehungsalter ist durch das Alter ihrer Füllung gegeben.

q_{5s} *Spätglazialer Schotter*

Spätglazialer Schotter, als Schotterterrassen, in einem Fall auch als Schotter-lage auf einer Felsterrasse ausgebildet, tritt am linken Rand des Emmentals unterhalb von Eggiwil auf. Die Schotteroberkante der verschiedenen kleinräumigen

Terrassen bei der Holzmatt und der Usser Zimmertsei liegt rund 20–50 m über dem heutigen Talboden. Drei weitere kleine Vorkommen von spätglazialen Schotter befinden sich am rechten Ufer des Jassbachs bei der Mettle. Die Schotteroberkante befindet sich ca. 10 m über dem Bett des Jassbachs.

q_{Sch} Beckenfüllung des Schangnauer Sees

Am Grund des Talkessels von Schangnau liegen im kurzlebigen Schangnauer See abgelagerte und nach dessen Entleerung von der Emme und ihren Seitenbächen durchschnittene Sedimente. Die Beckenfüllung besteht aus kiesig-sandigem Delta- und Stauschotter, teilweise mit Tonlagen und verkitteten Partien, der lokal von sandig-siltigem Ton («Seeton») unterlagert ist (HAUS 1937). Der Schotter setzt sich aus aufgearbeitetem Moränenmaterial zusammen, das durch die Emme und in geringerem Mass auch durch den Hombach geschüttet wurde (HAUS 1937). Die Beckenfüllung des Schangnauer Sees überlagert letzteiszeitliche Moräne (im Gebiet Schindler-Räbe), talaufwärts auch direkt den Molassefels. HAUS (1937) gibt eine Seespiegelhöhe von 910 m ü. M. an; bei der Kartierung von Blatt Eggwil wurden im Gebiet Hinders Steimösli-Ussere Luterstalde Beckensedimente bis auf eine Höhe von 940 m ü. M. festgestellt. In beiden Fällen bedeutet dies, dass sich der Schangnauer See bis in den Bumbach erstreckte, was auch das Vorkommen von Beckensedimenten auf der Terrasse gegenüber des Hofs Räber (Koord. 633.500/185.000) zeigt. Grund für den ins Spätglazial der Letzten Eiszeit gestellten temporären Aufstau des Schangnauer Sees ist eine Verstopfung des Ráblochs durch Moränenschutt des Emmegletschers, möglicherweise auch durch eine Rutschmasse (mündl. Mitt. C. Schlüchter, 2012). Noch vor der vollständigen Verlandung des Schangnauer Sees (HAUS 1937) wurde der Stauriegel von der Emme durchbrochen und anschliessend restlos ausgeräumt.

Pleistozän oder Holozän

In der Legende von Blatt Eggwil sind die jüngsten quartären Einheiten dem «[letzteiszeitlichen] Spätglazial-Holozän» zugeordnet. Dies trifft mit Sicherheit auf alle Einheiten im Verbreitungsgebiet der letzteiszeitlichen Gletscher und in den entsprechenden Schmelzwasserrinnen zu. Ausserhalb dieser Bereiche ist jedoch damit zu rechnen, dass diese quartären Einheiten zumindest lokal auch ältere, frühestens im Anschluss an die letztmalige, fast vollständige Eisbedeckung des Kartengebiets gebildete Anteile enthalten können.

Alte Bachschuttkegel

Im Bumbach wurden am Hangfuss beiderseits der Emme, zwischen Chemmerli und Buembächli sowie Bochti und Räber, alte, inaktive Bachschuttkegel kar-

tiert. Diese bestehen vorwiegend aus abgeschwemmtem Moränenmaterial der Lokal- beziehungsweise Kargletscher am Fuss des Schibegütschs und der Hohgantkette. Morphologisch ist allen alten Bachschuttkegeln ein erodierter Fuss gemein. Weitere Charakteristika sind das tief eingeschnittene Kegelgerinne sowie die erodierte Kegelspitze (Apex).

Sackungsmassen

Verschiedene, meist kleinere Sackungsmassen wurden am Fuss der Hohgantkette (aus helvetischen Einheiten) und an beiden Hängen der Marbachegg (aus USM der subalpinen Molasse) ausgeschieden, zum Beispiel die über subalpinem Flysch liegende, vorwiegend aus Sichel-Kalk bestehende zerrüttete Sackungsmasse bei der Oberen Mastweid (Koord. 636.000/183.400) und die Sackungsmasse aus Uerscheli-Nagelfluh (Honegg-Beichlen-Schichten p.p.) bei der Seeliegg (Koord. 636.000/186.000), deren Abgleiten zur Bildung des kleinen Sees führte.

Rutschmassen

Ausgedehnte und morphologisch ausgeprägte Rutschmassen treten vor allem im Verbreitungsgebiet des Schallenberg-Mergels auf (s.a. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000»), so am Oberlauf des Rötobachs und im Jassbachtal. Ebenfalls zu Rutschungen neigen die Verwitterungsböden auf vorletzzeitlicher Grundmoräne und auf Molassegesteinen. Solche Rutschmassen finden sich an den Flanken des Grates Howürzhoger-Blappach-Gyrsgat und an den Hängen des Höhenzuges Chapf-Hinderegg-Schlappach und westlich davon bis oberhalb von Bowil. Ein weiteres grosses Rutschgebiet befindet sich nordöstlich des Schallenberg auf letzzeitlicher Emmegletschermoräne, wobei auch hier der darunterliegende Schallenberg-Mergel das Abgleiten verursacht haben dürfte. Weniger verbreitet und von geringerer Ausdehnung sind Rutschmassen in der subalpinen Molasse und in Gebieten mit nagelfluhdominiertem Substrat (z.B. Wachthubel-Schichten).

Blockschutt, Bergsturzmassen

Mehrere, zum Teil bis weit ins Tal reichende Bergsturzmassen befinden sich nördlich und südlich der Marbachegg. Südlich der Marbachegg lösten sich grosse Schichtpakete aus Uerscheli-Sandstein (Honegg-Beichlen-Schichten p.p.) und stürzten auf einer 35–40° einfallenden Gleitbahn ab. Das Blockschutfeld bei der Seeliegg (Koord. 635.800/186.000) kann auch als zerrüttete Sackungsmasse angesprochen werden. Weitere, mehrheitlich kleine, teilweise mit Hangschutt vermischte Blockschuttmassen konzentrieren sich auf die subalpine Molasse und den Fuss der Hohgantkette. Im Gebiet der mittelländischen Molasse sind Blockschutfelder, bestehend aus Material der Wachthubel-Schichten, im Tal des Vordere Geissbachs und unterhalb der Chäsereflue (Koord. 631.550/193.475) zu finden.

q. **Verschwemmter Verwitterungsschutt, verlehnte Schuttdecken Hangschutt, Trockenschuttkegel**

Die Zusammensetzung von Schuttbildungen ist durch die Lithologie des Ausgangsmaterials und den vorherrschenden Transportmechanismus des Schutts geprägt. Kantiger kalkiger Hangschutt, im steilen Gelände oft in Form von Trockenschuttkegeln, befindet sich am Fuss der Hohgantkette. Ebenfalls eher kantigen Hangschutt liefern die bankbildenden Gesteine des subalpinen Flyschs und der subalpinen Molasse, im Gegensatz zu den im Allgemeinen weniger stark zementierten Lithologien der mittelländischen Molasse, die eher in ihre ursprünglichen Komponenten (Kies, Sand) zerfallen. Verwitterter Mergel steuert Lehm zum Schutt bei. Verlehnter Schutt entsteht auch bei der Verwitterung, Aufarbeitung und Umlagerung von Moräne. Der Transport des Schutts erfolgt grossenteils durch gravitative, aber auch durch fluviatile Prozesse, namentlich flächenhafte Abspülung. Zwischen den verschiedenen Ausprägungen der Schuttbildung bestehen fließende Übergänge, weshalb ihre Kartierung im Detail zwangsläufig einen etwas arbiträren Charakter hat.

Holozän

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel bilden sich beim Übergang von steilen, in schmalen Tälern oder Runsen verlaufenden Bachläufen in flacheres, offenes Gelände. Diese Situation liegt vorwiegend an der Mündung von Seitentälern in ein grösseres Flusstal vor, im Kartengebiet im Wesentlichen im Emmental, im Rötobachtal, im Schärli und in der Talung Marbach-Wiggen. Bei zahlreichen dieser Schuttkegel an den Rändern der grösseren Täler ist der Fuss teilweise oder über die gesamte Breite durch den Talfluss anodiert. Zudem hat sich bei einigen Bachschuttkegeln der Seitenbach, aus dessen Schutt der Kegel besteht, in diesen eingeschnitten (z.B. Färzbach bei Schangnau, Koord. 632.150/186.100, Mättebach bei Heidbühl, Koord. 628.030/191.540). Solche Bachschuttkegel sind mindestens teilweise nicht mehr aktiv (s. BERGMESTER et al. 2009).

Dolinen, Versickerungstrichter, Einsturzsenken im Karst

Dolinen, Versickerungstrichter und als Einsturzsenken (kleine Uvalas) interpretierte Geländemulden ohne oberirdischen Abfluss treten in der Schrattekalk-Formation im Holoab an der Südseite der Hohgantkette auf (Abschnitt Furggütsch - Baumgarteflue). Die beiden Dolinen in der Hohgant-Formation beim Aff dürften durch die Verkarstung des liegenden Schrattekalks verursacht worden sein. Die räumliche Anordnung der Karstphänomene ist durch das Muster der tektonischen Störungen (Brüche) vorgezeichnet.

Kalksinter (Kalktuff, Quelltuff)

Im Gebiet von Blatt Eggwil wurden östlich des Hofes Grüebli (Koord. 621.585/192.255) und beim Ausgang des Rotbachtals (Koord. 626.000/189.820) zwei Vorkommen von Kalksinter kartiert. Beide befinden sich am steilen Seitenhang eines Grabens und liegen direkt der Molasse auf. Weitere Kalksintervorkommen in den Seitengraben des Rötobachtals und des Räblochs sind von geringer Ausdehnung; sie wurden nicht ausgeschieden.

Torfmoore

Die Vorkommen von Torfmooren sind im Kartengebiet eng an eine Unterlage aus letzteiszeitlicher Moräne gebunden. So sind grosse Teile des Verbreitungsgebietes des Aaregletschers zwischen Schwarzenegg, Heimenegg und Wachsedorn eine eigentliche ehemalige Moorlandschaft, was allein schon aus den zahlreichen auf «-moos» endenden Flurnamen hervorgeht. Kleinere Torfmoore sind auch im Verbreitungsgebiet des Emmegletschers beiderseits des Räblochs sowie am Übergang ins Eriz (Rotmoos) zu finden. Eine ausführliche Bestandsaufnahme und Beschreibung der Torfmoore im Gebiet von Blatt Eggwil ist in HEEB & WELTEN (1972) wie auch LÜDI (1929) zu finden.

Die Torfmoore bildeten sich im Allgemeinen in abflusslosen, durch lehmreiche Grundmoräne abgedichteten Geländemulden. Profile durch die meist rund 3–5 m mächtigen, heute vielfach entwässerten und landwirtschaftlich genutzten Moore zeigen eine Abfolge von durch Gytja (Mudde) überlagertem «Glaziallehm» zu Flachmoor- und Hochmoortorf (HEEB & WELTEN 1972). Fehlende Gytja in der Abfolge zeigt, dass nicht alle Torfmoore durch die Verlandung von Tümpeln und kleinen Seen entstanden, sondern auch in Vernässungen, zum Teil solchen in leichter Hanglage, gebildet wurden.

¹⁴C-Datierungen¹⁾ an Torfen ergaben, dass die Moorbildung teils im Allerød-Interstadial (ausgehendes Spätglazial) einsetzte ($12,91 \pm 0,13$ ka cal BP im Untermoos bei Wachsedorn, Koord. 622.550/185.550, HEEB & WELTEN 1972), teils im Atlantikum (holozänes «Klimaoptimum») begann ($4,45 \pm 0,21$ ka cal BP im Moor oberhalb des Hängstli, Koord. 630.050/182.500 [auf Blatt Eggwil als Sumpf ausgeschieden], HEEB & WELTEN 1972).

Sümpfe

Nicht näher spezifizierte vernässte Stellen auf undurchlässigen Locker- und Festgesteinssubstraten wurden auf Blatt Eggwil als Sumpf und, wo trockengelegt, als drainierter Sumpf ausgeschieden. Dabei wurden vereinzelt auch Torfmoore als Sumpf kartiert (s.o.). Als Ried werden extensiv genutzte Streuwiesen, das heisst eine landwirtschaftliche Nutzungsform von vernässten Arealen, bezeichnet.

¹⁾ Beide Altersangaben sind kalibrierte ¹⁴C-Alter von HEEB & WELTEN (1972).

a Alluvionen

Die Sohlen der grösseren Fluss- und Bachtäler im Kartengebiet (Emmental, Rötobachtal, Talung Marbach – Wiggen mit Schonbach und Ilfis, Schärli) werden von Alluvionen eingenommen. Dabei handelt es sich um Flussablagerungen, die durch eine heterogene Korngrößenverteilung charakterisiert sind. Die Alluvionen setzen sich aus vorwiegend grobkörnigen, durch fließendes Wasser abgelagerte Rinnenfüllungen, Uferwällen und Durchbruchsfächern sowie aus feinkörnigen Überschwemmungssedimenten, die im rinnenfernen Bereich aus stehendem Hochwasser abgelagert wurden, zusammen. Die tiefsten Bereiche im Talquerschnitt, die noch von Hochwassern erreicht werden können, werden als rezente Alluvionen bezeichnet, etwas höher gelegene, oft vom Fluss oder Bach anerozierte und niedere Terrassen bildende als subrezente Alluvionen.

Landschaftsgeschichte

Aus der Zeit zwischen der Ablagerung der jüngsten Molasseschichten und der Bildung der ältesten quartären Lockergesteine und Landschaftsformen sind im Gebiet von Blatt Eggiwil und seiner weiteren Umgebung fast keine Relikte als direkte Zeugen erhalten geblieben. Deshalb ist das Bild, das von der Landschaftsgeschichte in dieser Zeitspanne gewonnen werden kann, äusserst lückenhaft. Das Ende der Molassezeit ist nicht überliefert, da die Akkumulationsfläche der Oberen Süsswassermolasse erosiv gekappt wurde. Die jüngsten noch erhaltenen Schichten im Napfgebiet (Napf-Schichten) haben ein Alter von ca. 14 Ma (Langhien, KEMPF et al. 1997). Im Kartengebiet selber, wo die Erosion tiefer reichte, dürften die den Napf-Schichten entsprechenden Blapbach-Schichten ungefähr 16 Ma alt sein (Burdigalien – ?Langhien). Die Ablagerung der mittelländischen Molasse endete erst mit ihrer Hebung vor etwa 5 Ma, im frühen Pliozän, worauf Erosion einsetzte (CEDERBOM et al. 2004, MAZUREK et al. 2006). Die ältesten Sedimente im Höhlensystem Sieben Hengste – Hohgant (4,4 Ma, HÄUSELMANN & GRANGER 2005) zeigen, dass der Beginn der Höhlenbildung ebenfalls ins Pliozän fällt. Auch wenn über die Gestalt der Landschaft im betrachteten Zeitraum nichts bekannt ist, so steht doch fest, dass sie grossen Veränderungen unterworfen war (s.a. GNÄGI 2009). Vom Ausgang eines bedeutenden Alpenflusstals, das oberhalb des Schüttungszentrums des Napfschuttfächers gelegenen haben muss, ist heute nichts mehr vorhanden. Das Aaretal als entsprechender heutiger Talausgang liegt in rund 35 km Entfernung vom Napf. Ein weiteres Indiz für die grossräumige Umgestaltung der Landschaft ist auch, dass das Höhlensystem Sieben Hengste – Hohgant bis Ende des Frühen Pleistozäns (ca. 800 ka BP) ins Eriz und erst danach ins Aaretal entwässerte, da das Aaretal noch nicht in einer mit heute vergleichbaren Lage und Form existierte (HÄUSELMANN et al. 2002, HÄUSELMANN & GRANGER 2005). Die Tieferlegung des Höhlensystems Sieben Hengste – Hohgant während des Mittleren Pleistozäns zeichnet die schrittweise glaziale Eintiefung des Aaretals

nach (HÄUSELMANN et al. 2008). HÄUSELMANN et al. (2008) wiesen insgesamt sechs Gletschervorstösse durch den alpenrandnahen Abschnitt des Aaretals innerhalb der letzten 400 ka nach. Glaziale Tiefenerosion im Aaretal ist auch durch das im Profil Thalgut erschlossene Profil belegt, wo der Jaberg-Seeton als älteste Ablagerung ein Alter von ca. 325 ka BP (evtl. ca. 420 ka BP) aufweist (SCHLÜCHTER 1989 a, b, PREUSSER et al. 2011).

Erst aus der Zeit seit der spätmittelpleistozänen Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit, GRAF 2009; ca. 185–130 ka BP, PREUSSER et al. 2011) existieren im Gebiet von Blatt Eggwil Sedimente und Landschaftsformen, wobei aufgrund der Relikthaftigkeit dieser Belege auch dieser jüngste Zeitabschnitt nicht lückenlos überliefert ist. Während der Vorletzten Eiszeit war das Kartengebiet bis auf eine Linie vom Nordhang der Honegg zur Talung Schangnau–Wiggen vom Walliser Gletscher (Rhonegletscher) bedeckt, der das von Süden her zufließende Eis des Aare, des Emme- und weiter kleinerer Talgletscher am Alpenrand staute und nach Nordosten ablenkte. Gebiete oberhalb von etwa 1350 m (vgl. RUTSCH 1967) waren grösstenteils von Firm oder Lokalgletschern bedeckt. Im nördlichen Teil des Kartengebiets, wo die meisten Relikte der Vorletzten Eiszeit auftreten, liegen die Basis des als Vorstossschotter interpretierten «Höhenschotter» zwischen 960 und 1020 m ü. M., die Überreste der durch vorletzteiszeitliche glaziale Prozesse geprägten sanftwelligen Landschaft auf ca. 900–1200 m ü. M.

Die Talung Schangnau–Wiggen dürfte durch den Walliser Gletscher oder die von ihm nach Nordosten abgelenkten tributären Gletscher erodiert worden sein. Dieser Vorgang wurde durch die in der Triangelzone angehobenen, im Vergleich zu den benachbarten Lithologien weniger erosionsresistenten, tektonisch stark beanspruchten Marbach-Schichten (USM) begünstigt. Das Alter dieser Talbildung ist nicht bekannt; es kommen auch ältere ausgedehnte Vereisungen (vgl. PREUSSER et al. 2011) in Frage. Es ist anzunehmen, dass die Talung Schangnau–Wiggen temporär auch von der Emme in Richtung Langnau oder Entlebuch durchflossen wurde (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909, LIECHTI 1928). Eindeutige Belege hierfür (Rinnen, Schotter) sind allerdings nicht bekannt.

Seit dem Abschmelzen der Gletscher am Ende der Vorletzten Eiszeit wurde das ausserhalb des letzteiszeitlichen Maximalstands gelegene Gebiet durch fluviatile und, besonders im Verbreitungsareal des Schallenberg-Mergels, gravitative Prozesse gestaltet. Die fluviatile Eintiefung seit ca. 130 ka BP beträgt rund 100–150 m (z. B. westlich von Eggwil). Für die Entstehung des Räblochs (Emmeschlucht) in seiner heutigen Form kann bloss ein Minimalalter angegeben werden, da neben rein fluviatiler Erosion auch eine Bildung durch unter hohem hydrostatischem Druck stehendes Wasser an der Sohle des Emmegletschers (vgl. DÜRST STUCKI et al. 2010) angenommen werden kann. Somit liegt das jüngstmögliche Alter des Räblochs im Zeitabschnitt des letzteiszeitlichen Maximums (LGM). Die mit Vorstossschotter der Letzten Eiszeit gefüllte Rinne zwischen Teuffgrube und Uendersiehe (Koord. 627.650/187.520) kann als alter Emmelauf angesehen werden.

Aus der letzten Zwischeneiszeit (Gondiswil-Interglazial, s. GRAF 2009; Eem) und von den kleineren letzteiszeitlichen Gletschervorstössen (PREUSSER et al. 2011) vor dem letzten, maximalen (LGM) sind im Kartengebiet keine Relikte bekannt. Während des letzteiszeitlichen Maximums (ca. 22–19 ka BP, IVY-OCHS et al. 2008, AKÇAR et al. 2011, REBER et al., im Druck) wurden Teile des Gebiets von Blatt Eggiwil vom Aare-, vom Emme- und von kleineren Lokalgletschern (z. B. am Nordhang der Honegg und aus dem Marbachgrabe–Steiglebachtobel) bedeckt (s. a. Fig. 1). Hohgantkette, Schratteflue, Honegg und Marbachegg waren verfirnt, das übrige Kartengebiet eisfrei (s. SCHLÜCHTER 2009). Ein Lappen am rechten Rand des Aaregletschers drang südlich des Falkefluegrats bis an den Rötobach zwischen Oberei und Selialp und auf eine Höhe von ca. 1020 m ü.M. vor. Nördlich des Falkefluegrats reichte eine Seitenzunge des Aaregletschers gemäss SCHLÜCHTER (2009) über Linden und Jassbach bis etwa auf die Höhe der Schindellegi im Jassbachtal. Der Emmegletscher drang aus der Talenge beim Kemmeribodenbad Richtung Schangnau vor und teilte sich im Gebiet des Wachthubels in zwei Arme: den Emmearm, der rund 1 km über Eggiwil hinaus reichte, und den Ilfisarm, der bis knapp vor die Einmündung des Schonbachs in die Hilfere vordrang. Die geringe Ausdehnung des Emmegletschers liegt in seinem kleinen Einzugsgebiet begründet. Dieses erstreckte sich im Talkessel zwischen Hohgant, der Alp Lombach und dem Rieder- beziehungsweise Brienzergrat zwischen Augstmatthorn und Tannhorn. Ausserdem dürfte ein Teil des dort gebildeten Eises durch Transfluenz in Richtung Nordosten über den niederen Sattel bei der Salwide dem Waldemmegletscher zugeflossen sein (SCHLÜCHTER 2009). Bei seinem letzteiszeitlichen Maximalstand war der Emmegletscher durch Transfluenzen mit dem Zulgarm des Aaregletschers (Gebiet Scheidzun–Rotmoos), mit dem Lokalgletscher an der Honegg (Turner–Sattel) und den Lokalgletschern am Westhang der Schafflue (Chadhusgrabe u. a.) verbunden. Während des letzteiszeitlichen Maximums wurde das Schmelzwasser des am Oberlauf des Rötobachs und im Jassbachtal stehenden Aaregletschers vom Emmegletscher bei Eggiwil abgedämmt, was zur Bildung eines Eisrandstausees führte (SCHLÜCHTER 2009).

Stillstände beim Abschmelzen der Tal- und Lokalgletscher nach dem letzteiszeitlichen Maximum, oder auch kleinere Wiedervorstösse, sind durch die ausgeprägten Moränenwälle bei Schwarzenegg, am Nordosthang des Schallenbergs, unterhalb des Kemmeribodenbads und die zahlreichen Moränen der Kargletscher dokumentiert.

Ebenfalls in das Spätglazial der Letzten Eiszeit fällt Bildung des kurzlebigen Schangnauer Sees. Dieser wurde durch eine Verstopfung des Räblochs aufgestaut und mit Schutt, der von der Emme und von Seitenbächen zugeführt wurde, teilweise aufgefüllt. Noch vor seiner vollständigen Verlandung wurden der Stauriegel von der Emme durchbrochen und die Seesedimente teilweise ausgeräumt, was zur Bildung der Terrassen am Grund des Talkessels von Schangnau führte.

Die von den letzteiszeitlichen Gletschern, insbesondere den Talgletschern,

erreichten Areale zeichnen sich vielerorts durch eine typisch sanftwellige Geländemorphologie aus, die mit der seit der Vorletzten Eiszeit eisfrei gebliebenen, vorwiegend durch fluviatile Prozesse geprägten typischen Emmentaler Landschaft kontrastiert. Ebenfalls im Verbreitungsgebiet der letzteiszeitlichen Gletscher, namentlich im Gebiet Schwarzenegg-Wachseldorn, liegen die zahlreichen (ehemaligen) Torfmoore, deren Bildung teils im ausgehenden Spätglazial (Allerød, ca. 13 ka BP), teils zur Zeit des holozänen «Klimaoptimums» (Atlantikum, ca. 4,5 ka BP) einsetzte.

Karst und Höhlen

Knapp südlich des Kartengebiets befindet sich ein Karstgebiet von internationaler Bedeutung. Die grösste Höhle dieser Region, das Réseau Sieben Hengste-Hohgant, ist mit 157 km Länge und 1340 m Tiefe eine der grössten der Erde. Zusammen mit den benachbarten, aber noch nicht miteinander verbundenen Höhlen beinhaltet die Region rund 320 km Höhlengänge.

Höhlen sind als Zeugen der geomorphologischen Vergangenheit sehr wichtig: Einerseits erlaubt die Höhlengangmorphologie, alte Quellniveaus und damit alte Talbodenstände zu identifizieren, die an der Oberfläche durch glaziale und fluviatile Erosion längst unkenntlich sind. Andererseits trägt der Schutz der Höhlensedimente vor Verwitterung dazu bei, dass in Teilbereichen der Höhlen neben quartären auch neogene (spättertiäre) Sedimente erhalten geblieben sind. Höhlen sind deshalb wichtig für die Rekonstruktion der Taleintiefungs- und Gletschergeschichte der letzten paar Millionen Jahre.

In den Sieben Hengsten und den umliegenden Höhlen konnten bislang Evidenzen für 14 unterschiedliche Talbodenstände gefunden werden (vgl. HÄUSELMANN et al. 2002). Während der ältesten fünf Phasen entwässerte das System ins Eriz, was belegt, dass das Aaretal in seiner heutigen Lage und Form noch nicht existiert haben kann. Danach wurde das Aaretal so eingetieft, dass die Entwässerung in die Region des heutigen Thunersees geschah. U/Th-Datierungen und Datierungen mittels kosmogener Nuklide zeigen, dass die ältesten Phasen in einen Zeitraum von 4,4 bis ca. 1 Ma fallen und dass ab der Mitte des Quartärs eine relativ rasche Taleintiefung einsetzte (HÄUSELMANN et al. 2007). Detailstudien in den St.-Beatus-Höhlen erlaubten es, insgesamt sechs Eisvorstösse innerhalb der letzten 400 ka nachzuweisen und teilweise auch zu datieren (HÄUSELMANN et al. 2008).

TEKTONIK

HELVETIKUM

NIEDERHORN-DECKE (HELVETISCHE RANDKETTE)

Der Hohgant ist Teil der helvetischen Randkette, der Stirnseite der Niederhorn-Decke. PFIFFNER et al. (2010) und PFIFFNER (2011) stellen die helvetische Randkette im grösseren Rahmen zur Drusberg-Decke. Im Kartengebiet unterscheiden wir am Hohgant zwei tektonisch verschiedene Abschnitte, die durch die Sundlauenen-Hohgant-Verwerfung getrennt werden.

Westlicher Hohgant: Hier liegt die helvetische Randkette als starre, nach Süden einfallende Platte mit der fast ungestörten, normal lagernden Kreide-Eozän-Abfolge vor (s. a. Profil 3, Taf. II). Es sind einige Längsbrüche, steil stehende Scherflächen und Klüfte vorhanden, die aber kaum Versatz aufweisen. Querbrüche sind dagegen sehr zahlreich, ihr Versatz beträgt jedoch jeweils kaum mehr als 20 m. Sie durchsetzen nach HAUS (1937) im Wesentlichen die Schrattekalk-Formation und enden im Drusberg-Member (Tierwis-Formation).

Sundlauenen-Hohgant-Verwerfung: Bei dieser markanten, von weither sichtbaren Verwerfung (s. a. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1: 250 000», dort allerdings nicht benannt) handelt es sich um einen eozänen synsedimentären Bruch. Er verläuft in Richtung SW-NE und setzt den Südschenkel der Kreide-Eozän-Abfolge um bis zu 400 m tiefer (HAUS 1937), geht in Richtung ENE in eine Anzahl bergwärts fallender Scherflächen über und überquert ca. 400 m östlich des Kemmeribodenbads (ausserhalb des Kartengebiets) die Talsohle der Emme.

Abschnitt Schwarzenegg: Östlich der Sundlauenen-Hohgant-Verwerfung zeigt die helvetische Randkette nicht mehr das Bild einer starren, nach Süden einfallenden Platte; in diesem Abschnitt sind die Kreideschichten verfaultet, verschuppt und zusammengestaucht. Auffallend ist eine Falte an der Stirnseite der Jurteflue, die zwischen der Schwarzenegg und dem Grätli durchzieht und unterhalb der Baumgarteflue zusammengestaucht und verschleppt wird. Dieser Falte nördlich vorgelagert sind stark verschuppte und verfaultete Pakete aus älteren Kreideschichten, die sich entlang dem Streichen sehr rasch verändern. Für Details sei auf die Beschreibung und die Profilserie von HAUS (1937) verwiesen.

SUBALPINER FLYSCH

Im vorwiegend plastisch deformierten, tektonisch stark beanspruchten subalpinen Flysch – überschoben auf starre Molasseschuppen und überfahren vom mächtigen, ebenfalls rigidem Kreideschichtpaket – sind weder Verschuppungen

noch Verfallungen klar zu definieren. Zwar sind in einigen Aufschlüssen Verschuppungen, Faltungen oder Knickungen zu beobachten, regionale Zusammenhänge fehlen jedoch. H. A. Haus kartierte eine lokale Molasseschuppe (Hilferen-Schichten) nahe der Basis subalpinen Flyschs im Chadhusgrabe.

MOLASSE

SUBALPINE MOLASSE

Als subalpine Molasse wird die dem Alpenrand unmittelbar vorgelagerte Molasse bezeichnet, die in einer spätorogenen Phase in Schuppenpakete zerlegt und (mit Ausnahme der Triangelzone) auf die relativ flachliegende mittelländische Molasse überschoben wurde. Die allgemein nach Südosten unter den subalpinen Flysch eintauchenden Schuppen und Schürfpakete sind im Kartengebiet von Südosten nach Nordwesten in zwei durch die so genannte Hauptüberschiebung der subalpinen Molasse getrennte Zonen unterteilt und bestehen aus den folgenden, nach Norden immer jüngeren tektonischen Einheiten:

Innere Zone

Ralligen-Hilferen-Schuppe (Rupélie)

Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe (Rupélie-Chatien)

Äussere Zone

Hornbüel-Schuppenzone (Rupélie-Chatien)

Schangau-Schuppe (Chatien)

Triangelzone, östlicher Teil, und Zug-Schuppe (Aquitainen)

Es wurden also jeweils Schuppen oder Schürfpakete aus älterer Molasse auf solche aus jüngerer überschoben.

Während die Abgrenzung der subalpinen Molasse gegen den aufgeschobenen subalpinen Flysch, abgesehen von einigen Verschuppungen, relativ problemlos ist, ist die Abgrenzung zur mittelländischen Molasse stellenweise unscharf. Von Norden gegen Süden verläuft sie wie folgt:

- Von der Nordostecke des Kartengebiets bis in die Gegend etwas südlich von Marbach erstreckt sich die relativ breite Triangelzone (Profil 1, Taf. I). Die aquitanen Marbach-Schichten («Granitische Molasse») bilden den hier völlig zusammengepressten Kern der «Hauptantiklinale» der Zentralschweiz. Durch den Zusammenschub entstand eine Art Scheitelstörung, die wahrscheinlich einen tief liegenden Ursprung hat. Sie verläuft in der Talung Marbach-Wiggen und wird südwestlich von Marbach zu einer markanten Überschiebung und damit zur Grenze zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse. Der östlich dieser Scheitelstörung liegende Teil der Triangelzone ist

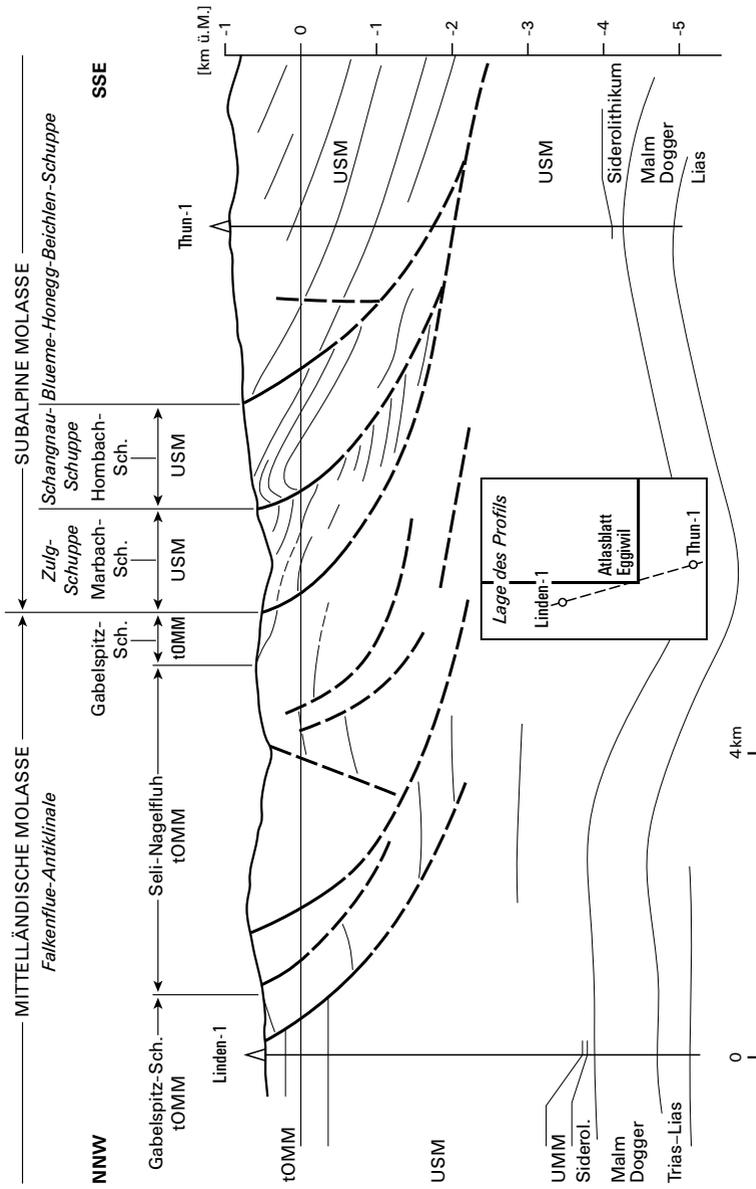


Fig. 8: Interpretation einer seismischen Linie etwas westlich des Gebiets von Blatt Eggwil zwischen den Bohrungen Linden-1 und Thun-1 (nach VOLLMAYR 1992, MICHOLET 1992 und SCHLUNEGGER et al. 1993, vereinfacht; tOMM = vereinfacht; tOMM = terrestrisches Äquivalent der OMM).

tektonisch stark beansprucht; er taucht mit $40\text{--}60^\circ$ unter ältere Schuppen der subalpinen Molasse. Der Teil westlich der Störung dagegen taucht konkordant und in mehr oder weniger normaler Lagerung im Norden mit 40° nach Nordwesten, weiter südlich nach Westen und bei Marbach mit $25\text{--}30^\circ$ nach Südwesten unter die mittelländische Molasse (Fig. 5, 9). Dieser Teil der Triangelzone, von LIECHTI (1928) «rote Molasse» benannt (nicht zu verwechseln mit der Molasse-rouge-Formation, Rupélie), lässt sich daher zur mittelländischen Molasse stellen. Diese Abgrenzung liegt der Gliederung der Kartenlegende zugrunde; sie ist auch auf den Figuren 5 und 9 dargestellt. Im Entlebuch, nordöstlich ausserhalb des Kartengebiets, wurde die Grenze zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse etwas weiter extern, das heisst westwärts definiert. Nach BAUMBERGER (1934, S. 71 ff.) liegt sie dort, wo sich der aufgebozene, nach Nordwesten einfallende Rand des terrestrischen Äquivalents der OMM verflacht. Diese alternative Abgrenzung wurde in der Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1: 250 000» dargestellt.

- Die Scheitelstörung geht südlich von Marbach in eine markante Überschiebung über, wobei der westliche Teil der Triangelzone gegen das starre Widerlager der Wachthubel-Schichten und der Seli-Nagelfluh stösst (Profil 3, Taf. II). Dadurch wird er zur steil bis senkrecht stehenden «Quetschzone» (HAUS 1937) zusammengepresst. Diese keilt beim Stübli westlich des Räblochs aus beziehungsweise wird von der Schangnau-Schuppe überfahren. Hier kann man nach HAUS (1937) nicht mehr von einer Über- oder Aufschiebung, sondern eher von einer «Anpressung» an das starre Widerlager der Wachthubel-Schichten und der Seli-Nagelfluh sprechen. HAUS (1937) äusserte die Ansicht, dass die Entstehung des subalpinen Schuppenbaus nicht nur die Folge des alpinen Deckenschubs war, sondern auch die lithologische Beschaffenheit der mittelländischen Molasse als Widerlager und eventuell deren Erosionsrelief zu Beginn der Dislokation eine bedeutende Rolle spielten.
- Vom Stübli westlich des Räblochs bis in die Nähe des Chrüzwegs (Oberlangenegg) bildet die mit $30\text{--}40^\circ$ nach Südosten einfallende Überschiebung der Schangnau-Schuppe die Grenze zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse (Profil 2, Taf. I).
- Weiter westlich, meist bedeckt durch quartäre Lockergesteine, bildet die Überschiebung der Zulg-Schuppe die Grenze zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse. Hier fehlt das starre Nagelfluhwiderlager, wodurch sich das strukturelle Bild in relativ flache Überschiebungen der subalpinen Molasse ändert. Wie die Interpretation einer seismischen Linie etwas westlich des Kartengebiets zwischen den Bohrungen Linden-1 und Thun-1 (Fig. 8) zeigt, reicht hier die Verschuppung bis weit in die mittelländische Molasse, was die an der Erdoberfläche definierte Grenzziehung zwischen subalpiner und mittelländischer Molasse relativiert (VOLLMAYR 1992).

Über das Alter der spätorogen zusammengeschobenen Schuppen und Schürffzonen gibt es im Kartengebiet keine direkten Anhaltspunkte. Aus älterer Nagelfluh aufgearbeitete Gerölle in den Napf-Schichten, den jüngsten Molasseschichten des Napfs (ca. 14 Ma, Langhien; SCHLUNEGGER et al. 1996, KEMPF et al. 1997, KÄLIN & KEMPF 2009), zeigen, dass die Verschuppung der subalpinen Molasse bereits vor dem Ende der Molassesedimentation im Gange war (SCHLUNEGGER et al. 1996).

RALLIGEN-HILFEREN-SCHUPPE

Diese subalpine Schuppe mit den ältesten Molassegesteinen liegt in tektonischem Kontakt auf den jüngeren Schichten der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe und ist überlagert vom subalpinen Flysch.

Nördlich der Emme besteht die Ralligen-Hilferen-Schuppe aus einem 500 bis 600 m dicken normalstratigraphischen, mit 50–60° nach Südosten einfallenden Schichtkomplex von turbiditischen Sedimentgesteinen der unteren UMM.

Südlich der Emme sind dagegen nur zwei Relikte dieser Schuppe vorhanden, eingelagert zwischen dem subalpinen Flysch und der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe (vgl. Profil 3, Taf. II).

Die nördlich der Emme gelegene Hauptmasse der Ralligen-Hilferen-Schuppe zeigt eine recht ruhige, einheitliche Lagerung. Die Obergrenze der Schuppe ist im Chadusgrabe bei Koord. 637.030/186.580 stark verschuppt und verfalzt (Profil 1, Taf. I), während sich im Buembachgrabe bei Koord. 636.330/185.750 eine Verfallung der Schuppenuntergrenze beobachten lässt. Nach Süden, zur Emme hin, ist die Schuppe tektonisch sehr stark beansprucht. Südlich der Emme ist die Ralligen-Hilferen-Schuppe nur noch an zwei Stellen als Schürfpaket zwischen dem subalpinen Flysch und der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe vorhanden: zwischen dem Steinetti und dem Sänggemattschwand und südlich von Obersti Buhütte.

BLUEME-HONEGG-BEICHLEN-SCHUPPE

Diese im Kartengebiet mächtigste, mit generell 40° nach Südosten einfallende subalpine Molasseschuppe liegt zwischen der Ralligen-Hilferen-Schuppe oder dem subalpinen Flysch im Hangenden und der Schangnau-Schuppe beziehungsweise der Hornbüel-Schuppenzone im Liegenden (Fig. 5). Sie ist intern durch eine ungestörte Schichtfolge aufgebaut, die von Süden nach Norden aus sukzessive älteren Sedimentgesteinen aus dem Rupélien bis frühen Aquitanien besteht. Abgesehen von kleineren tektonischen Störungen entlang den begrenzenden Überschiebungen sind keine den Gesamtbau betreffenden tektonischen Störungen vorhanden (HAUS 1937).

Im zentralen Teil der Honegg fallen die markanten Nagelfluhbänke mit 38–50° nach SSE. Gegen Westen treten immer jüngere Schichten an den Nord-

rand der Schuppe, da die basale Überschiebung der Schuppe (Hauptüberschiebung der subalpinen Molasse) die Streichrichtung der Schichten in spitzem Winkel schneidet. Östlich der Honegg, im Gebiet der Emme, ändert das Einfallen zu rund 30° vorwiegend nach Süden. Hier streichen der Honegg-Mergel und die Uerscheli-Formation diskordant unter die Ralligen-Hilferen-Schuppe oder den subalpinen Flysch. Weiter nördlich, östlich von Marbach, fallen die Schichten der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe generell mit 40° unter die Ralligen-Hilferen-Schuppe.

HORNBÜEL-SCHUPPENZONE

Im Entlebuch, nordöstlich des Gebiets von Blatt Eggwil, liegen zwischen der basalen Überschiebung der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe und der liegenden Schangnau-Schuppe Schürfpakete (Profil 1, Taf. I), die mit der luzernischen Giebelegg-Schuppenzone (BUXTORF et al. 1941) korrelierbar sind. GASSER (1966) untersuchte diese Schuppenzone und benannte sie, um Verwechslungen mit der von RUTSCH (1933) gleich benannten Schuppe im Gurnigelgebiet zu vermeiden, Hornbüel-Schuppenzone. Er konnte die relativ schmale Zone südwestwärts bis südlich von Marbach in das Kartengebiet verfolgen. Weiter westlich fehlt sie.

Laut GASSER (1966) ist keine allgemein gültige stratigraphische Beschreibung der Hornbüel-Schuppenzone möglich. Die Schuppenzone besteht aus zwei lithologisch unterschiedlichen Gesteinsmassen, die tektonisch oft völlig verknüchtet sind und deren Abgrenzung somit meist unklar ist. Die eine Lithologie entspricht dem Horw-Sandstein der oberen UMM, die andere besteht aus Sandstein und Nagelfluh mit Dolomit- und Kalkgeröllen, die der USM der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe entsprechen dürften.

SCHANGNAU-SCHUPPE

Die Schangnau-Schuppe zieht vom Hirschgrabe südlich von Schwarzenegg dem Nordfuss der Honegg entlang durch die Talniederung von Schangnau und weiter in Richtung Nordosten, wo sie östlich von Marbach auskeilt beziehungsweise von der Hornbüel-Schuppenzone überfahren wird. Am Fuss der Honegg erreicht die Schangnau-Schuppe eine Breite von 1400 m. Sie ist über weite Strecken von quartären Lockergesteinen bedeckt, doch finden sich in Bachrinnen meist gute Aufschlüsse.

Die Schangnau-Schuppe besteht aus einer Schichtfolge aus Sedimentgesteinen des späten Chattiens. Diese fallen zwar im Allgemeinen gegen Süden ein, ihre Lagerung ist jedoch aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung zahlreichen lokalen Störungen unterworfen.

Die westliche Fortsetzung der Schangnau-Schuppe bezeichnete MAURER (1978) als Hombach-Schuppe. Die Autoren von Blatt Eggwil ziehen gegen Westen die Schangnau-(Hombach-)Schuppe ungestört bis nach Thun (Nebenkarte «Geo-

logisch-tektonische Übersicht, 1:250 000»). SCHLUNEGGER (1995) sah sich durch neue biostratigraphische Daten veranlasst, den westlichen Teil der ursprünglichen Schangnau-(Hombach-)Schuppe tektonisch abzutrennen und der Basis der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe anzugliedern. Das von SCHLUNEGGER (1995) untersuchte Prässerebach-Profil (südlich von Aussereriz, südlich des Kartengebiets) scheint eine ungestörte Sedimentgesteinsabfolge darzustellen, die Säugetierfaunen der Zonen MP 26–MN 1 enthält. Die von HAUS (1937) entdeckte Fossilfundstelle im Hombachtobel westlich von Schangnau (Koord. 629.300/185.060) belegt hingegen ein MP-28-Alter (spätes Chattien). Diesen Widerspruch löste F. Schlunegger durch eine SW–NE verlaufende Überschiebung innerhalb seiner Granitischen Molasse.

Im Norden grenzt die Schangnau-Schuppe an die Triangelzone und die Zulg-Schuppe, ausser im Bereich Chrüzweg–Oberei–Turner, wo sie den Nordrand der subalpinen Molasse bildet (Profil 2, Taf. I). Die Südgrenze der Schangnau-Schuppe ist durch die Überschiebung der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe gegeben. Im Gebiet zwischen Zulg und Emme gestaltet sich die Verfolgung dieser Überschiebung schwierig; in den wenigen Aufschlüssen kann wohl eine mehr oder weniger breite Störungszone festgestellt werden, jedoch keine scharfe Schubfläche. Es ist anzunehmen, dass die Überschiebung aus einem Bereich mit mehreren Teilschubflächen besteht (HALDEMANN 1948, S. 79). Östlich von Marbach ist die Schangnau-Schuppe im Steiglenbach gut aufgeschlossen, bevor sie bei der Ritere in Richtung NNE auskeilt. Nach GASSER (1966) setzt sie sich nordöstlich des Kartengebiets im Entlebuch fort (s. a. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000»).

TRIANGELZONE («ANTIKLINALZONE DER GRANITISCHEN MOLASSE») UND ZULG-SCHUPPE

Die im nordöstlichen Teil des Gebiets von Blatt Eggiwil liegende Triangelzone (VOLLMAYR 1992; «Antiklinalzone der Granitischen Molasse») bildet das Südennde der hier völlig zusammengepressten «Hauptantiklinale» der Zentralschweiz. Diese endet etwas südlich von Marbach (s. a. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000»), kann aber als schmale «Quetschzone» noch bis zum Stübli westlich des Räb Blochs verfolgt werden (s. a. Profil 4, Taf. II), wo sie auskeilt beziehungsweise von der Schangnau-Schuppe überfahren wird. Vom Chrüzweg (Oberlangenegg) bis zur südwestlichen Ecke des Kartengebiets bei Unterlangenegg tritt die «Quetschzone» als Zulg-Schuppe wieder an die Oberfläche.

In der äussersten Nordostecke des Kartengebiets kann der Scheitel der Triangelzone im Graben des Rämischbachs noch beobachtet werden (HOLLIGER 1953), einen Kilometer weiter südwestlich besteht der Kern bereits aus steilen bis vertikalen Schichten. Allgemein ist der östliche Teil der Triangelzone sehr stark verschuppt und tektonisch gestört. Er taucht mit 45–65° gegen Südosten unter die subalpinen Schuppen.

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Die mittelländische Molasse, die rund zwei Drittel des Gebiets von Blatt Eggwil einnimmt, ist eine relativ flache, grösstenteils leicht nach Nordwesten geneigte, in Alpennähe hauptsächlich aus Nagelfluh und Sandstein bestehende Schichtabfolge. Trotz des Nordwestschubs während der alpinen Orogenese ist sie im Bereich des Kartenblatts tektonisch fast ungestört geblieben und nur am Rand gegen die subalpine Molasse leicht deformiert worden.

Die Isohypsen der Basis des Schallenberg-Mergels (Fig. 9; HALDEMANN 1948) ergeben ein generelles Schichtfallen von 2° bis höchstens 4° nach Nordwesten und Nordosten. Dagegen zeigen die wenigen an Aufschlüssen der mittelländischen Molasse gemessenen Schichtorientierungen wesentlich höhere Werte für das Einfallen, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass zum Teil Schrägschichtungsflächen gemessen wurden.

Im Nordosten des Gebiets von Blatt Eggwil bildet die mittelländische Molasse den Westschenkel der Triangelzone (s.o.; Fig. 9). Die Schichten tauchen dort mit 30–40° nach Nordwesten ein und verflachen weiter in dieser Richtung (Profil 1, Taf. I). Weiter südwärts dreht das Schichtfallen nach Westen und schliesslich – infolge des Axialgefälles der Triangelzone – mit 10–20° nach Südwesten (Fig. 9). Das von LIECHTI (1928) konstruierte und auf Tafel I wiedergegebene Profil 1 ist, was die Marbach-Schichten betrifft, äusserst schematisch und nicht konform mit dem von ihm kartierten Teil von Blatt Eggwil.

Im unteren Feistergrabe, am linken Hang des Rötobachtals (Koord. 622.700/187.000), befindet sich das völlig verflachte, kaum noch erkennbare Ostende der Falkenflue-Antiklinale (Fig. 9). Die im westlich anschliessenden Gebiet von Blatt Münsingen liegende Struktur, in deren Kern aquitane USM aufgeschlossen ist, liegt in tieferen Schichten als Schuppe vor, die entlang der Noflen-Überschiebung nach Norden überschoben ist. Die Noflen-Überschiebung (Fig. 9) ist auf einer seismischen Linie etwas südlich der Bohrung Linden-1 (MAURER et al. 1978) noch erkennbar (Fig. 8, ganz links), verläuft unter quartären Lockergesteinen etwas nördlicher als auf Atlasblatt Münsingen (BECK & RUTSCH 1949) angegeben und verschwindet am Westrand des Gebiets von Blatt Eggwil wahrscheinlich unter einer entlang der Churzenberg-Überschiebung nach Südosten überschobenen Schuppe (Fig. 9). Diese ist auf der erwähnten seismischen Linie klar erkennbar und liegt etwas nördlich der Bohrung Linden-1. Die Churzenberg-Überschiebung streicht in nordöstlicher Richtung in das Gebiet von Blatt Eggwil (Profil 2, Taf. I) und offenbart sich dort als lange, schmale, durch quartäre Lockergesteine angefüllte Depression in der Talung des Jassbachs (Fig. 9, vgl. Nebenkarte «Geologisch-tektonische Übersicht, 1:250 000»). Die entlang dieser Störungszone nach Südosten übergeschobene Schuppe manifestiert sich an der Oberfläche als die asymmetrische Churzenberg-Antiklinale mit einem relativ steilen, 30–40° einfallenden Südostschenkel (Profil 2, Taf. I).

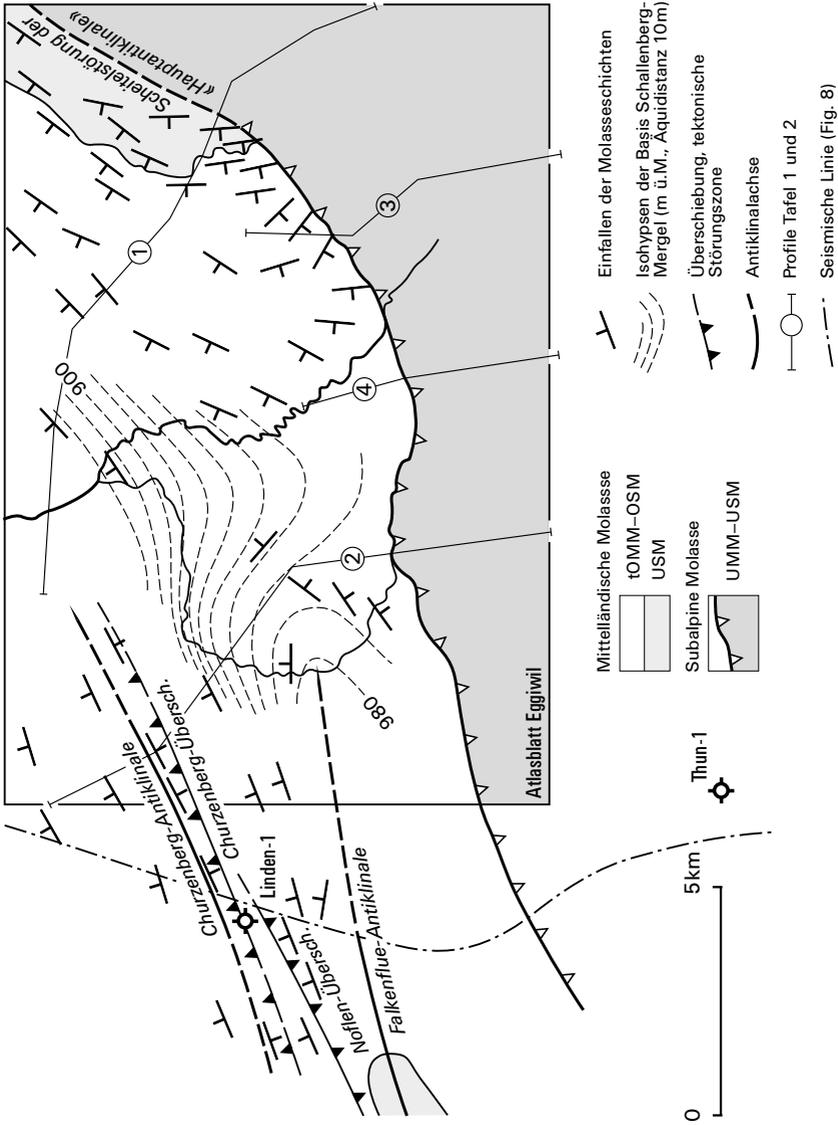


Fig. 9: Übersicht über die tektonischen Strukturen der mittelländische Molasse im Gebiet von Blatt Eggenwil und Umgebung (tOMM = tectonisches Äquivalent der OMM).

HYDROGEOLOGIE

Felsquellen aus Klüften oder Schichtfugen sind im Gebiet von Blatt Eggiwil eher selten und nicht ertragreich. Dagegen sind Schuttquellen und Quellen in Rutschgebieten im ganzen Kartengebiet weit verbreitet. Der Wasserspeicher ist meist Verwitterungs- und Hangschutt über Molassemergel oder lehmiger Grundmoräne.

In den Alluvionen der Emme bestehen bei Bumbach und bei der Holzmatt Grundwasserfassungen. Grundwasseraufstösse aus Alluvionen wurden am Rötobach bei Wässerig (Koord. 625.250/190.050) beobachtet.

Eine eisenhaltige Felsquelle aus der Nagelfluh befindet sich oberhalb des Badschwands (Koord. 629.250/192.650); Gäste aus dem Kurhaus Blappach schätzten das Wasser dieser Quelle als Mineralwasser. Eine andere schwefelhaltige Quelle erwähnt HAUS (1937) am Lochsitebach (Koord. 635.600/185.300); diese steht möglicherweise in Beziehung zum Überschiebungskontakt zwischen der Ralligen-Hilferen- und der Blueme-Honegg-Beichlen-Schuppe. Ihr Wasser ist von gleicher Art wie das der Badequelle im Kemmeribodenbad, das knapp 500 m östlich ausserhalb des Kartengebiets liegt.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Gebrochenes Festgestein

In der Grube an der Strasse Bumbach–Kemmeribodenbad (Koord. 637.220/183.975) wird Nummuliten- und Lithothamnienkalk aus dem subalpinen Flysch abgebaut und vor Ort gebrochen.

Kies, Sand

In zahlreichen kleinen, heute meist aufgelassenen und verfüllten Gruben wurden und werden Kies und Sand meist für den lokalen Bedarf gewonnen. Abgebaut werden eigentliche Schotter, das heisst der «Höhenschotter» (Hinderegg, Underi Heimrüti) und der letzteiszeitliche Stau- und Rückzugsschotter (bei Schwarzenegg und Jassbach), aber auch Kies- und sandreiche Partien in anderen quartären Lockergesteinen (Moränen, Beckenfüllung des Schangnauer Sees, Alluvionen bzw. Bachschutt) sowie schwach verkittete und verwittrte Molasse (z. B. Obere Berg nördlich von Eggiwil).

Die zurzeit in Betrieb stehenden oder erst kürzlich stillgelegten Kies- und Sandgruben sind der Tabelle 1 zu entnehmen.

Tab. 1: Kies- und Sandgruben im Gebiet von Blatt Eggiwil (2012 in Betrieb stehend oder kürzlich stillgelegt).

Grube	Koordinaten	Höhe m ü. M.	abgebaute Einheit	Status
Hinderegg	623.705/193.100	1011	«Höhenschotter» (q _{3s})	in Betrieb
Underi Spitzzache	622.310/192.785	833	vorletzteiszeitliche Moräne (q ₃)	2010 geschlossen
Hindernetschbüel	625.190/192.560	986	vorletzteiszeitliche Moräne (q ₃)	in Betrieb
Kemmerlikopf	626.725/191.275	882	vorletzteiszeitliche Moräne (q ₃)	2009 geschlossen
Weichel	623.075/190.925	855	letzteiszeitlicher Stauschotter?(q _{4s})	in Betrieb
Under Schlatt	634.255/193.895	792	Bachschuttkegel	2009 geschlossen

Torf

In den Torfmooren des Kartengebiets, die sich auf das Verbreitungsgebiet des letzteiszeitlichen Aare- und Emmegletschers konzentrieren, wurde bis zum Ende des Zweiten Weltkriegs vorwiegend in Krisenzeiten intensiv Torf abgebaut,

wobei bereits Ende des 19. Jahrhunderts der Abbau weit fortgeschritten war (HEEB & WELTEN 1972). Der Torf diente zu Heizzwecken; geliefert wurde er auch an die Thunerseeschiffahrt, die ihn vor dem Bau der Eisenbahn und der damit ermöglichten Lieferung von Steinkohle aus dem Ausland zum Betrieb der Dampfschiffe verwendete (zit. in HEEB & WELTEN 1972).

Kohle

KISSLING (1903) und LIECHTI (1928) untersuchten und beschrieben den Kohlehorizont an der Basis der Blappach-Schichten (OSM). Sie erkannten, dass die Pechkohleflözchen zwar eine vergleichsweise weite laterale Verbreitung haben, jedoch kaum mächtiger als etwa 10 cm sind. Die Kohlevorkommen von Blappach wurden im 18. und, nach einem Unterbruch, im 19. Jahrhundert in heute verfallenen Stollen abgebaut und unter anderem zum Ziegelbrennen verwendet (KISSLING 1903). Der Abbau war jedoch zu keiner Zeit wirtschaftlich und wurde jeweils bald wieder eingestellt. Zwischen August 1943 und Januar 1944 war der Kohlehorizont von Blappach erneut Gegenstand eines erfolglosen Abbauversuchs (Tagbau in der Grube Guignard bei der Längegg nördlich des Kurhauses Blappach, RUTSCH 1942b, 1945, RICKENBACH 1962).

Ein weiteres Kohlevorkommen im Gebiet Spichergrube-Laasegg (RUTSCH 1942a) liegt in den Hombach-Schichten (USM) der Schangnau-Schuppe. Da es sich nur um unregelmässige Linsen und Schmitze von höchstens 3 bis 5 cm Dicke handelt, lohnte sich ein Abbau nicht.

Uran

Nach dem Zweiten Weltkrieg wurden verschiedenenorts erhöhte Urangehalte in Molassekohlen festgestellt (z.T. >50 ppm, HÜGI 1963), so auch in der Pechkohle des Kohlehorizonts von Blappach. Im Gebiet von Blappach führte die Uran AG (Bern) in den Jahren 1958–1959 Untersuchungen und Schürfungen durch, ohne jedoch die dabei gewonnenen Resultate zu publizieren. In der Kohle, teilweise auch im begleitenden Mergel, ist das Uran sehr unregelmässig verteilt. Der Urangehalt der Kohle von Blappach war für einen wirtschaftlichen Abbau zu gering, da inzwischen der Uranmarkt infolge eines Überangebots zusammengebrochen war (RICKENBACH 1962).

Gold

Vereinzelte Goldfitter von bis zu 3 mm Grösse werden von Hobbygoldwäschern gelegentlich noch im Chrümpelbach, der vom Hindere Blappach gegen Trubschachen fliesst, gewaschen (LÜTHI 1996, s.a. MALACH 1987). Waschgold ist im oberen Emmental vorwiegend in denjenigen Bächen zu finden, deren Einzugsgebiet in Nagelfluhschichten mit einem hohen Anteil an Gangquarzen liegt (LIECHTI 1933, BECK & RUTSCH 1958).

LITERATURVERZEICHNIS

- AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Post-depositional impact on «Findlinge» (erratic boulders) and their implications for surface-exposure dating. – *Swiss J. Geosci.* 104/3, 445–453.
- BAUMBERGER, E. (1934): Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. I: Die Molasse des schweizerischen Mittellandes und Juragebietes. – Schweiz. geol. Ges.; Wepf, Basel.
- BECK, P. & RUTSCH, R. [F.] (1949): Blatt 1187 Münsingen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 21.
– (1958): Blatt 1187 Münsingen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 21.
- BERGMEISTER, K., SUDA, J., HÜBL, J. & RUDOLF-MIKLAU, F. (2009): Schutzbauwerke gegen Wildbachgefahren. Grundlagen, Entwurf und Bemessung, Beispiele. – Ernst & Sohn, Berlin.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BUXTORF, A., KOPP, J. & BENDEL, L. (1941): Stratigraphie und Tektonik der überschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 135–154.
- CEDERBOM, C., SINCLAIR, H., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. (2004): Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. – *Geology* 32/8, 709–712.
- DEHNERT, A., PREUSSER, F., KRAMERS, J. D., AKÇAR, N., KUBIK, P. W., REBER, R. & SCHLÜCHTER, C. (2010): A multi-dating approach applied to proglacial sediments attributed to the Most Extensive Glaciation of the Swiss Alps. – *Boreas* 39/3, 620–632.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DÜRST STUCKI, M., REBER, R. & SCHLUNEGGER, F. (2010): Subglacial tunnel valleys in the Alpine foreland: an example from Bern, Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 103/3, 363–374.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112.
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schratzenfluh (Entlebuch, Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 42/1, 111–154.
- GANDER, P. (1996): Letzteiszeitliche Stauchmoränen. Deformation am Eisrand. – Diplomarb. Univ. Bern (unveröff.).
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 723–772.
- GERBER, E. (1941): Über Höhenschotter zwischen Emmental und Aaretal. – *Eclogae geol. Helv.* 34/1, 1–16.
- GNÄGI, C. (2009): Hochgelegene kristallinführende Schotter am bernischen Alpenrand. Inneralpine Transfluenzen des Rhonegletschers. – Südwestdtsh. Verl. Hochschulschr.

- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. eidg. tech. Hochsch. [ETH] Zürich 10205.
- (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 168.
- GRÜNER, U. (2001): Blatt 1167 Worb (mit Beiträgen von R. BURKHALTER). – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 104.
- HALDEMANN, E. G. (1948): Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes (oberes Emmental). – Diss. Univ. Bern; Wagner, Innsbruck.
- HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental, ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse und des Alpenrandes. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 75.
- HÄUSELMANN, P. & GRANGER, D. E. (2005): Dating of caves by cosmogenic nuclides: method, possibilities, and the Siebenhengste example (Switzerland) [Datiranje jam s kozmogenimi nuklidi: metoda, možnosti in primer jamskega sistema Siebenhengste (Švica)]. – Acta carologica 34/1, 43–50.
- HÄUSELMANN, P., GRANGER, D. E., LAURITZEN, S.-E. & JEANNIN, P.-Y. (2007): Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. – Geology 35/2, 143–146.
- HÄUSELMANN, P., JEANNIN, P.-Y., MONBARON, M. & LAURITZEN, S.-E. (2002): Reconstruction of Alpine Cenozoic paleorelief through the analysis of caves at Siebenhengste (BE, Switzerland). – Geodynamica acta 15, 261–276.
- HÄUSELMANN, P., LAURITZEN, S.-E., JEANNIN, P.-Y. & MONBARON, M. (2008): Glacier advances during the last 400 ka as evidenced in St. Beatus Cave (BE, Switzerland). – Quaternary int. 189, 173–189.
- HEEB, K. & WELTEN, M. (1972): Moore und Vegetationsgeschichte der Schwarzenegg und des Molassevorlandes zwischen dem Aaretal oberhalb von Thun und dem obern Emmental. – Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 29, 3–54.
- HOLLIGER, A. (1953): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Diss. Univ. Basel.
- (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. 48/1, 79–97.
- HÜGI, T. (1963): Uranvorkommen in der Schweiz. Mit besonderer Berücksichtigung der radioaktiven Fossilknochen von Langenthal. – Jb. Oberaargau 6, 127–143.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien–Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – J. Quaternary Sci. 23, 559–573.
- KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 254/1–2, 177–235.
- KAUFMANN, F. J. (1886): Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24.
- KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997): Revised magnetostratigraphic calibration of Oligocene to Miocene mammal biozones of the North Alpine foreland basin. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du congrès Biochrom'97 (p. 547–561). – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier 21.

- KISSLING, E. (1903): Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 2.
- LIECHTI, W. (1928): Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 61.
- (1933): Bericht über die Goldwaschversuche im Krümpelgraben bei Trubschachen zuhanden der Kantonalen Forstdirektion. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 3075 (unpubl.).
- LÜDI, W. (1929): Das Siehenmoos bei Eggwil im Emmental und seine Geschichte. – Mitt. natf. Ges. Bern 1929, 1–33.
- LÜTHI, W. (1996): Gold aus dem Emmental und der Aare. In: PFANDER, P. & JANS, V. (Hrsg.): Gold in der Schweiz (S. 46–66). – Ott, Thun.
- MÄGERT, M. (1998): Sedimentation und Entwicklung des Beichlen-Schuttfächers (Untere Süsswassermolasse, Entlebuch). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MALACH, P. (1987): Untersuchungen an Goldvorkommen des westlichen Napfgebietes. – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).
- MATTER, A., HOMEWOOD, P., CARON, C., RIGASSI, D., STUIJVENBERG, J. VAN, WEIDMANN, M. & WINKLER, W. (1980): Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. Excursion No. V. Geology of Switzerland: a guide-book. Part B. – Wepf, Basel.
- MAURER, H., FUNK, H. P. & NABHOLZ, W. (1978): Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasseabfolgen der Bohrung Linden 1 und ihrer Umgebung (Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. 71/3, 497–516.
- MAZUREK, M., HURFORD, A. J. & LEU, W. (2006): Unravelling the multi-stage burial history of the Swiss Molasse Basin: integration of apatite fission track, vitrinite reflectance and biomarker isomerisation analysis. – Basin Res. 18/1–2, 27–50.
- 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.
- MICHOLET, J. (1992): Le puits de Thoune: forage d'exploration pétrolière en Suisse, Consortium Pétrolier Fribourgeois et Bernois. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 58/133, 23–32.
- NUSSBAUM, F. & AEBERHARDT, B. (1910): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme. – Eclogae geol. Helv. 10, 791–799.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter (3 Bde.). – Tauchnitz, Leipzig.
- PEIFFNER, O. A. (2011): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – Geol. spec. Map 128, explanatory Notes.
- PEIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N., MENKVELD, J.-W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – Geol. spec. Map 128.
- PREUSSER, F., GRAF, H. R., KELLER, O., KRAYSS, E. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Quaternary glacial history of northern Switzerland. – J. Quaternary Sci. 60/2–3, 282–305.

- PREUSSER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare valley, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 97/2, 245–253.
- REBER, REGINA, AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P. W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (im Druck): Deglaciation of the Reuss glacier in the Alps at the end of the Last Glacial Maximum. – *Quaternary Geochronol.*
- REBER, RUDOLF (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 91–148.
- REMANE, J., ADATTE, T., BERGER, J.-P., BURKHALTER, R., DALL'AGNOLO, S., DECROUEZ, D., FISCHER, H., FUNK, H., FURRER, H., GRAF, H. R., GOUFFON, Y., HECKENDORN, W. & WINKLER, W. (2005): Richtlinien zur stratigraphischen Nomenklatur. – *Eclogae geol. Helv.* 89/3, 385–405.
- RICKENBACH, E. (1962): Bericht über die Uran-Vorkommen Blapbach. Bericht zuhanden Arbeitsausschuss für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 20730* (unpubl.).
- RUTSCH, R. F. (1933): Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 66.*
- (1942a): Bericht über die Kohlevorkommen in der Lassegg bei Oberei (Schallenberggebiet) und bei Hundschüpfen im Rothachengraben (Buchholterberg). Bericht 3073a zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 24369* (unpubl.).
 - (1942b): Bericht über die Kohlevorkommen in der Gegend von Blapbach (Ob. Emmental, Kt. Bern). Bericht 3553a zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 24356* (unpubl.).
 - (1945): Abschliessender Bericht über das Kohlenbergwerk in der Oberen Süsswassermolasse von Blapbach bei Trubschachen (Kt. Bern). Bericht 3594 zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – *Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern 24357* (unpubl.).
 - (1967): Leitgesteine des risseiszeitlichen Rhonegletschers im Oberemmental und Napfgebiet (Kt. Bern und Luzern). – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 24*, 21–36.
 - (1968): Herkunft und Bedeutung des Begriffs «Nagelfluh». – *Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] 25*, 69–77.
- SCHAAD, W., KELLER, B. & MATTER, A. (1992): Die Obere Meeresmolasse (OMM) am Pfänder: Beispiel eines Gilbert-Deltakomplexes. – *Eclogae geol. Helv.* 85/1, 145–168.
- SCHENK, K. (1992): Die Drusberg- und Schratzenkalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. – *Diss. Univ. Bern.*
- SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.*
- SCHLÜCHTER, C. (1989a): Thalgut: ein umfassendes eiszeitstratigraphisches Referenzprofil im nördlichen Alpenvorland. – *Eclogae geol. Helv.* 82/1, 277–284.
- (1989b): The most complete Quaternary record of the Swiss Alpine Foreland. – *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 72, 141–146.
 - (Kompil.)(2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1: 500 000. – *GeoKarten500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo.*
 - (2010): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Eine schematische Zusammenfassung. – *Stiftg. Landsch. u. Kies, Uttigen.*
- SCHLUNEGGER, F. (1995): Magnetostratigraphie und fazielle Entwicklung der Unteren Süsswassermolasse zwischen Aare und Limmat. – *Diss. Univ. Bern.*

- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D. W., MATTER, A., ENGESESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCHLUNEGGER, F., MATTER, A. & MANGE, M. (1993): Alluvial fan sedimentation and structure of the southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 86/3, 717–750.
- SCHLUNEGGER, F., RIEKE-ZAPP, D. & RAMSEYER, K. (2007): Possible environmental effects on the evolution of the Alps–Molasse Basin system. – *Swiss J. Geosci.* 100, 383–406.
- SKS [Stratigraphisches Komitee der Schweiz] (o. J.): Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz.– www.stratigraphie.ch (7. 7. 2012).
- STEHLIN, H. G. (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. – *Eclogae geol. Helv.* 16/5, 575–581.
- VOLLMAYR, T. (1992): Strukturelle Ergebnisse der Kohlenwasserstoffexploration im Gebiet von Thun, Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 531–539.

PUBLIZIERTE GEOLOGISCHE KARTEN

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 2 Basel–Bern, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Blatt 6 Sion, von A. BUXTORF & P. CHRIST, 1942.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000

Blatt XII Freyburg–Bern, von V. GILLIÉRON, A. JACCARD & I. BACHMANN, 1875.

Blatt XIII Interlaken–Sarnen–Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER & C. MOESCH, 1883.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000

Nr. 21 Münsingen (LK 1187) [Münsingen–Konolfingen–Gerzensee–Heimberg, SA 336–339], von P. BECK & R. [F.] RUTSCH, 1949.

Nr. 75 Eggwil (LK 1188), von E. G. HALDEMANN, H. A. HAUS, A. HOLLIGER, W. LIECHTI, R. F. RUTSCH & G. DELLA VALLE, 1980.

Nr. 104 Worb (LK 1167), von P. KELLERHALS und C. HAEFELI (Geologiebüro) & R. F. RUTSCH, 1999.

Geologische Spezialkarten

Nr. 10 Geologische Excursionskarte der Umgebungen von Bern, 1: 25 000, von F. JENNY, A. BALTZER & E. KISSLING, 1896.

Nr. 56 Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken, 1: 50 000, von P. BECK, 1910.

Nr. 57 Geologische Karte des Burst (Sigriswilergrat), 1: 20 000, von P. BECK, 1910.

Nr. 76 Geologische Karte der Schratzenfluh, 1: 25 000, von R. SCHIDER, 1913.

Nr. 95 Geologische Karte und Profile des Brienzergrates, 1: 50 000, von F. L. MICHEL, 1921.

Nr. 96 Geologische Karte Thun–Stockhorn, 1: 25 000, von P. BECK & E. GERBER, 1925.

Nr. 128 Structural map of the Helvetic zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1: 100 000, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. MANCKTELOW, J.-W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2010.

Geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage

N NUSSBAUM, F. (1936): Exkursionskarte der Umgebung von Bern, 1: 75 000 (2. Aufl.). – Kümmerly & Frey, Bern.

R RUTSCH, R.[F.] (1927): Geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung, 1: 25 000. – Kümmerly & Frey, Bern.

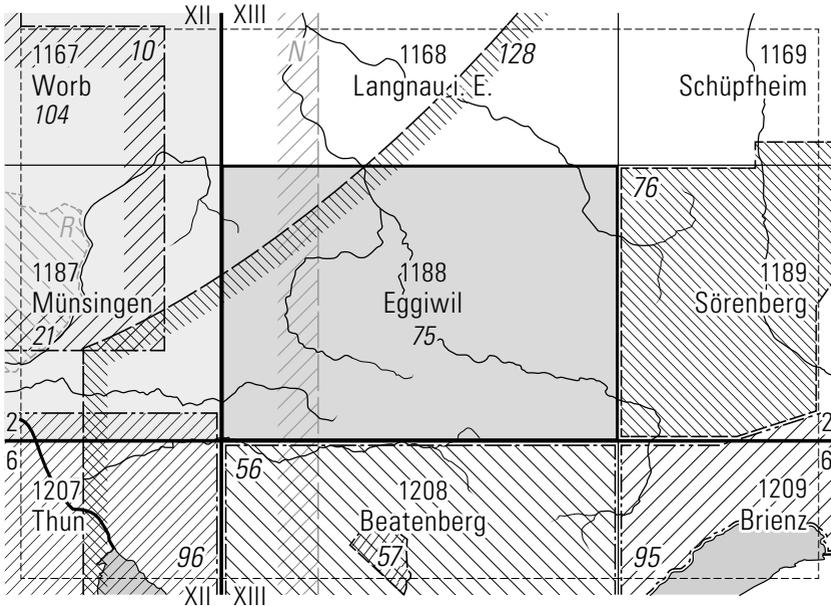
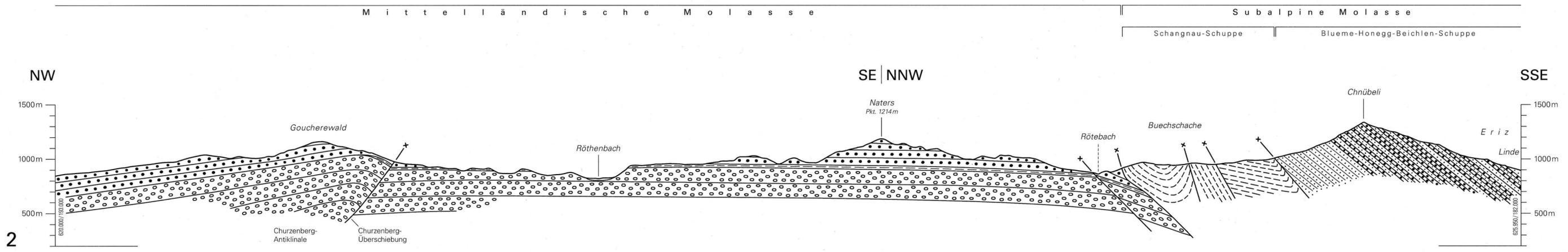
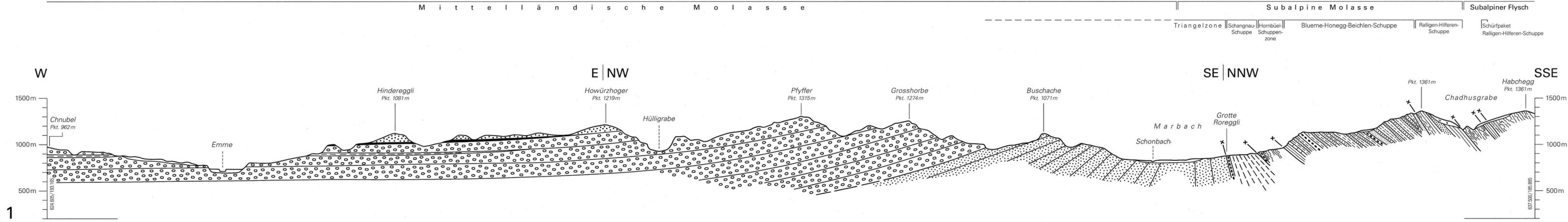


Fig. 10: Publierte geologische Karten mit offizieller topografischer Grundlage.

BEILAGEN

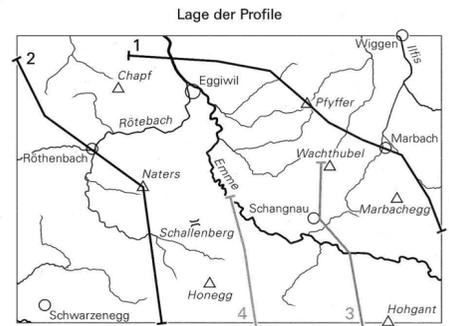
- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Eggiwil (I)
 Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Eggiwil (II)



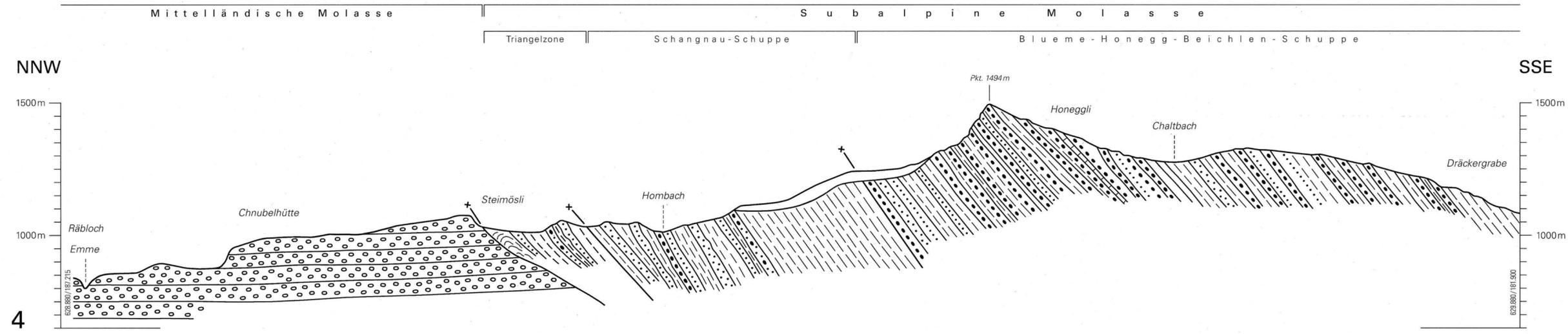
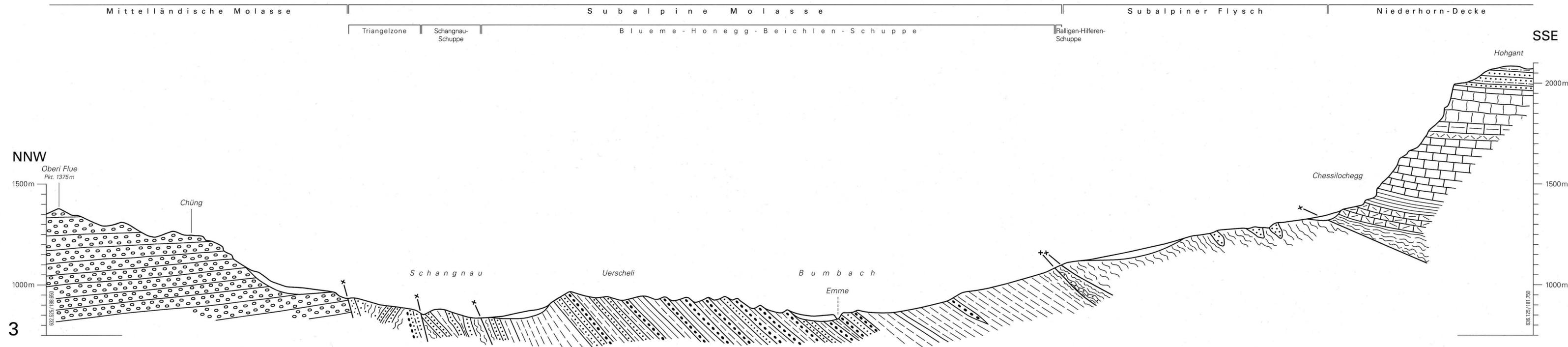
Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Eggiwil (I)

von
Hans Andreas Jordi

- ↗ Überschiebung
 - Quartäre Lockergesteine
- PROFIL 1**
- Mittelländische Molasse**
- Miozän
 - Blapbach-Schichten, an der Basis Kohlehorizont
 - Schallenberg-Mergel
 - Wachthubel-Schichten und Äquivalente
 - Marbach-Schichten
- Subalpine Molasse**
- Oligozän – Miozän
 - Hombach-Schichten
 - Mergel-Sandstein-Wechsellagerung
 - Tonstein, Mergel
 - Sandstein
 - Süsswasserkalk
 - Nagelfluh
- Subalpiner Flysch**
- Eozän
 - Toniger Mergel, Silt- und Sandstein
 - Gesteinspakete aus Nummuliten- und Lithothamnienkalk



- PROFIL 2**
- Mittelländische Molasse**
- Miozän
 - Gabelspitz-Schichten
 - Schallenberg-Mergel
 - Seli-Nagelfluh
- Subalpine Molasse**
- Oligozän
 - Hombach-Schichten
 - Nagelfluh
 - Sandstein



Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Eggiwil (II)

von
Hans Andreas Jordi

- Überschiebung
- Quartäre Lockergesteine
- Mittelländische Molasse**

 - Miozän
Wachthubel-Schichten und Äquivalente
 - Subalpine Molasse**

 - Mergel-Sandstein-Wechsellagerung
 - Tonstein, Mergel
 - Sandstein
 - Süswasserkalk
 - Nagelfluh
 - Subalpiner Flysch**

 - Eozän
Toniger Mergel, Silt- und Sandstein
Gesteinspakete aus Nummuliten- und Lithothamnienkalk
 - Niederhorn-Decke (helvetische Randkette)**

 - Eozän
Klimsenhorn-, Wildstrubel- und Hohgant-Formation
Schrattenkalk-Formation
 - Frühe Kreide
Tierwis-Formation
Helvetischer Kieselkalk
Sichel-Kalk
Vitznau-Mergel

Massstab 1:12500
0 500m 1km

