

# Tektonischer Überblick

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **57 (1964)**

Heft 2

PDF erstellt am: **30.06.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

durch Terrassenränder gekennzeichnete Talböden erkennbar. Diese Terrassen sind ausführlich von STEINER (1926) beschrieben worden. Die zwei unteren Terrassen liegen 4–7 m bzw. 10–20 m über der heutigen Talsohle (Tafel I, Karte 1:25000). Sie weisen gegen Hasle ein deutliches Gefälle auf. Ihr Sockel besteht aus Molasse. Die höhere Terrasse ist aber von einer dünnen Moränendecke, nach STEINER (1926) durch fluvioglazialen Schutt überzogen und ist daher der Zeuge eines Talbodens, der vor der letzten Eiszeit angelegt wurde. Ein drittes Terrassensystem liegt auf 855–880 m. Es sind dies die Terrassen von Wilischwand–Ober Lindenbüel, Oberrohrberg, Bodnig, Voglisberg und von Oberi Schwand, die aber als Denudationsterrassen zu betrachten sind. So liegen vor allem die vier letzteren dieser Terrassen im Bereiche des obersten, weicheren Luzerner Sandsteins.

Bei der Terrasse von Änetegg im Fontannental (Tafel I, Karte 1:25000) handelt es sich um den Rest eines älteren Talbodens, der von der Fontanne aufgeschottert wurde.

### *Schuttkegel*

Kleine Schuttkegel treffen wir am Ausgang der Gräben, die von der das Entlebuch und Fontannental trennenden Firste gegen die Kleine Emme hinunterziehen. Auch vor Runsen, die nur während kurzer Zeit im Jahr Wasser führen, findet man Aufschüttungen von kleinerem Ausmass (Tafel I, Karte 1:25000).

### *Quellen und Kalktuff*

Das Untersuchungsgebiet ist reich an kleinen, meist wenig ergiebigen Quellen. Viele davon sind gefasst, da beinahe jeder Bauernhof über eine eigene Wasserversorgung verfügt. Wir haben die Quellen auf der Karte eingetragen, erheben aber keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Es ist uns nur ein einziges grösseres Vorkommen von Kalktuff bekannt geworden. Dieses befindet sich ungefähr 300 m NW Änetegg und ist vor Jahren zum Bau der Kirche von Doppleschwand, der Kapelle von Änetegg, sowie zum Bau von Öfen und Kaminen ausgebeutet worden.

### *Riedgebiete*

Sumpfiges Gelände trifft man oft an schattigen Stellen im moränenbedeckten, flachen Gelände. Grössere Sumpfwiesen, die wir auf der Karte als Ried (Tafel I, Karte 1:25000) ausgeschieden haben, kommen selten vor und eigentliche Torfmoore wurden keine festgestellt.

## TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Da die ältesten Schichten des untersuchten Gebiets zur Granitischen Molasse gehören (Tafel I, Karte 1:25000), befassen wir uns im folgenden nur mit der Tektonik der Granitischen Molasse und der jüngeren Ablagerungen, d. h. mit der sogenannten äusseren Zone der subalpinen Molasse.

Bereits STUDER (1825, S. 134) erkannte den antiklinalen Bau der Granitischen Molasse und stellte ihn in seiner Karte 1:760000 dar. ALB. HEIM (1919, S. 175) bezeichnete diese Aufwölbung als Hauptantiklinale und ROLLIER (1911) als A 1.

Lange Zeit herrschte die Auffassung, dass diese vom Vorarlberg bis an den Genfersee als eine grosse Antiklinale durchziehe (ALB. HEIM 1919, S. 175 ff., ROLLIER 1911, ARN. HEIM 1932). Erst LIECHTI (1928) konnte zeigen, dass die Hauptantiklinale infolge Axialgefälles zwischen Marbach und Schangnau gegen W endgültig abtaucht (Tafel I, Karte 1:250000). Hier, d. h. im Gebiet der Emme-Axialdepression (HALDEMANN 1948), beginnt gegen W zu ein neuer tektonischer Stil der durch flachwellige Falten gekennzeichnet ist.

Während bei Schangnau die Schichten der Granitischen Molasse praktisch horizontal liegen, richten sie sich im Streichen gegen NE immer steiler auf, was besonders gut am Einfallen der Grenzfläche Luzerner Sandstein/Granitische Molasse festgestellt werden kann. Diese Grenzfläche fällt bei Marbach schon mit  $30^\circ$  N, bei Escholzmatt mit  $50^\circ$  NNW, bei Schüpfheim mit  $55^\circ$  NNW ein, steht bei Hasellegg (MOLLET 1921) bereits saiger und ist von hier bis Sonnenberg bei Luzern sogar leicht überkippt (KOPP 1962). FRÖHLICHER (1933) und RENZ (1937a) sehen die Erklärung für dieses tektonische Verhalten in der von Luzern gegen SW zunehmenden Einengung der Zone der Granitischen Molasse verbunden mit einer gleichzeitigen Mächtigkeitsabnahme. Ein Blick auf die geologische Generalkarte 1:200000 zeigt uns jedoch, dass dies nicht die alleinigen Ursachen sein können. Denn die Zone der Granitischen Molasse weist eine engste Stelle zwischen dem Rümli und Schwarzenberg auf (vgl. Tafel I, Karte 1:250000) und verbreitert sich dann vor allem gegen Luzern, aber auch gegen das Entlebuch. Die schmalste zwischen dem Rümli und Schwarzenberg gelegene Stelle tritt genau dort auf, wo die helvetische Randkette in ihrem bogenförmigen Verlauf am weitesten gegen Norden vorprellt. Die stampische Molasse wurde hier ebenfalls am weitesten auf die Granitische Molasse geschoben. Aber ausgerechnet im Bereich der grössten Hochpressung der Granitischen Molasse zwischen Schwarzenberg und Sonnenberg biegt der Alpenrand wieder zurück, so dass wir noch nach einem weiteren Mechanismus, der bei der Entstehung dieses speziellen tektonischen Stils gewirkt haben könnte, Ausschau halten müssen.

Nach BAUMBERGER (1925) konnte die Granitische Molasse auf ihren Mergelhorizonten von der Unterlage abgeschert werden. Beweise für eine derartige Annahme finden sich nach KOPP (1962) im Raume von Luzern keine, so dass wir als gleich wahrscheinlich annehmen dürfen, dass die stampische Unterlage mitgefaltet worden ist. Ferner ist eine Mächtigkeitsabnahme der tortonen Schichten gegen den Deltarand zu beobachten. Diese primäre oder infolge Erosion sekundäre (BAUMBERGER 1925) geringere Mächtigkeit der überlagernden Schichtfolge mag nun mitgeholfen haben, dass die vorprellende helvetische Randkette gegen NE eine zunehmende Hochstauung bis Überkipfung der Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins bewirken konnte.

Der komplizierte Bau der Granitischen Molasse wird schon von FRÖHLICHER (1933), HOLLIGER (1954) u. a. hervorgehoben. Im Süden der «Hauptantiklinale» stellte FRÖHLICHER (1933) eine weitere Antiklinale und Synklinale fest (Tafel I, Karte 1:250000), die auch von MOLLET (1921) weiter nordöstlich bemerkt worden waren. Die Antiklinale entspricht wahrscheinlich im Gebiet von Luzern der Biregg-Antiklinale (BAUMBERGER 1925), die neuerdings von KOPP (1962) als Altstaad-

Antiklinale bezeichnet wird, während die Synklinale eventuell mit der Allmendli-Synklinale zu parallelisieren ist. Die zunehmende Steilstellung und Zusammenpressung gegen NE verunmöglichte jedoch bisher eine sichere durchgehende Korrelation dieser Antiklinalen und Synklinalen.

Wie MOLLET (1921) und FRÖHLICHER (1933) betonten, weist die Hauptantiklinale keine Gewölbeumbiegung auf, sondern die Schenkel neigen sich giebelförmig gegeneinander, wobei der innerste Kern starke Pressung zeigt (FRÖHLICHER 1933, S. 35). Nach KOPP (1934, 1962) muss eine Scheitelaufschiebung angenommen werden. Im Querschnitt der Waldemme konnte FÜCHTBAUER (1964) auf Grund der Schwermineraluntersuchungen diese Auffassung erhärten, indem er in den beiden Flügeln der «Hauptantiklinale» eine deutlich verschiedene Schwermineralassoziation fand. Die Verhältnisse scheinen aber durch die weiteren Verfaltungen und Aufschiebungen im S der «Hauptantiklinale» komplizierter zu sein als sie von FÜCHTBAUER (1964) dargestellt wurden.

Die gegen NE zunehmende Hochpressung der Granitischen Molasse blieb nicht ohne Auswirkung auf die Schichten der Vorlandsmolasse. Aber erst NE Entlebuch, wo das stauende Widerlager des Napf allmählich an Wirkung verliert, konnten die ersten Falten entstehen (Tafel I, Karte 1:250000). Uns interessiert vor allem die Aufwölbung im Gebiet der Bramegg S Werthenstein, welche bereits von KAUFMANN (1872, S. 237) beobachtet worden war. Die Bramegg Antiklinale zieht über die Rotenflue bis in die Gegend von Huobhof (ca. 2,2 km NW Littau), wo sie im flachen Nordschenkel der Hauptantiklinale ausläuft (KOPP 1962 und Tafel I, Karte 1:250000). FRÖHLICHER (1933) glaubte, die westlichste Fortsetzung der Bramegg-Antiklinale im Gebiet N Escholzmatt gefunden zu haben; denn während die Basismergelzone der Napf-Schichten N Escholzmatt mit 5–10° NW fällt, taucht sie im Tal der Grossen Fontanne bereits mit 10–15° unter die hangenden Nagelfluhmassen ein.

Wir können auf Grund der Befunde in unserem Gebiet nicht sicher entscheiden, ob wir es hier tatsächlich mit dem westlichen Ausläufer der Bramegg-Antiklinale zu tun haben. Es wäre aber erstaunlich, wenn der Nordschenkel dieser Antiklinale, der zwischen Malters und Littau, d. h. im Gebiet der grössten Hochstauung der Granitischen Molasse bloss mit 2–5° N einfällt, in unserem Gebiet mit 15° NNW einfallen sollte. Erst die Detailkartierung des Gebiets Entlebuch–Wolhusen–Schachen, mit der sich gegenwärtig meine Kollegin Fräulein KÄTHI v. SALIS befasst, wird daher zeigen können, wie sich die Bramegg-Antiklinale gegen SW fortsetzt.

Die Tektonik der Molasse im engeren Untersuchungsgebiet ist abgesehen von der Zone der Granitischen Molasse sehr einfach. Von dem gegen S aufgestülpten Südrand der miocänen Molasse nimmt das Einfallen der Schichten vom Liegenden zum Hangenden ab. So fällt die Basis des Luzerner Sandsteins mit 50–60°, diejenige der Schüpferegg-Nagelfluh mit ungefähr 30°, die Basismergelzone nur noch mit 10–15° gegen NNW ein (vgl. Tafel I, Karte 1:25000) und die Schichten des Napfgipfels sind schon fast horizontal gelagert (2–5° NNW nach FRÖHLICHER 1942). Neben der bereits erwähnten schwachen Verbiegung, die sich im Tal der Grossen Fontanne bemerkbar macht, finden sich nur noch wenige kleine Brüche, auf welche bereits FRÖHLICHER (1942) aufmerksam gemacht hatte. Sie sind nie von grossem Ausmass, doch können sie manchmal trotz der schlechten Aufschlussverhältnisse

mehrere hundert Meter verfolgt werden, da sie als Schwächezonen gerne Anlass zur Entstehung von Bachrissen gegeben haben. Während FRÖHLICHER (1942) die Brüche fast ausschliesslich in den Napf-Schichten festgestellt hatte, fanden wir bei Unter Gmünden im Tal der Grossen Fontanne (Tafel I, Karte 1:25000) zwei deutlich erkennbare Brüche in der Schüpferegg-Nagelfluh. Sie stehen fast senkrecht und streichen im Azimut  $350^\circ$ . Die Brüche treten meistens in der Nagelfluh auf, wo sie einzelne Gerölle nicht selten entzweischneiden. Rutschharnische fehlen fast durchwegs, und die Sprunghöhe kann mangels Mergel- oder Sandsteinhorizonten selten bestimmt werden. Bei den erwähnten Verstellungen von Unter Gmünden schneidet der eine Bruch eine Sandsteinlinse entzwei, so dass wir die Sprunghöhe etwa mit 1 m angeben können. Die hier ausnahmsweise vorhandenen Rutschharnische zeugen aber auch von einer horizontalen Bewegung in NNW-SSE-Richtung; vielleicht war diese Horizontalverstellung sogar grösser als die vertikale Komponente. Die Entstehung dieser Brüche darf wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit auf alpine Schubkräfte zurückgeführt werden.

## SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

### I. DIE GESTEINSARTEN DER NAGELFLUH

Die petrographische Untersuchung des Inhalts einer jeden Nagelfluhbank (qualitative Geröllanalyse) liefert uns Angaben über die im Rückland in jenem Augenblick anstehenden Gesteine. Durch Auszählen der verschiedenen eine Geröllbank aufbauenden Gesteine (quantitative Geröllanalyse) können laterale und vertikale Veränderungen des Geröllbestandes festgestellt werden. Die horizontalen Änderungen der Geröllzusammensetzung sind aber meist nicht feststellbar, da sich eine Bank der unzusammenhängenden Aufschlüsse wegen selten über eine grössere Strecke verfolgen lässt. Aufschlussreicher ist dagegen die Untersuchung im Profil übereinanderfolgender Nagelfluhbänke, deren jede ein Momentbild der im Rückland in diesem Zeitpunkt herrschenden Verhältnisse liefert. Die einzelnen Bilder lassen sich zu einem Film über das Werden des Alpengebirges zusammenfügen (CADISCH 1927). Natürlich entsprechen die in einer Nagelfluhbank enthaltenen Gerölle nicht quantitativ den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Rückland, denn während des Transportes ins Vorland findet eine Anreicherung der widerstandsfähigeren Gesteine statt. Die Geröllanalyse vermittelt deshalb ein verzerrtes Spiegelbild erosiver und tektonischer Vorgänge im Rückland.

Wenn möglich sollten die Gerölle nicht bloss petrographisch bestimmt (z. B. Kalke, Dolomite, rote Granite etc.), sondern auch stratigraphisch eingeordnet werden. Die stratigraphische und tektonische Einordnung der Gerölle in die alpinen Schichtreihen ist das Hauptziel, aber auch die schwierigste Aufgabe der Geröllanalyse. Die stratigraphische Zuordnung kann am ehesten auf Grund der in den Geröllen enthaltenen Mikrofossilien vorgenommen werden. Auf Grund bestimmter Gesteinsfacies gelingt es oft, die Gesteine den Grossfacieszonen (Ostalpin, Penninikum, Helvetikum) zuzuweisen. Das Endziel petrographisch-stratigraphischer Ge-