

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 71 (1978)  
**Heft:** 1

**Artikel:** Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977  
**Autor:** Herb, René / Breitschmied, Alfred / Matter, Albert  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-164728>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 17.02.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 71/1	Seiten 233-254	9 Textfiguren	Basel, März 1978
---------------------	-----------	----------------	---------------	------------------

## Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977

VON RENÉ HERB, ALFRED BREITSCHMID, ALBERT MATTER,  
ALEX MOJON und WALTER NABHOLZ<sup>1)</sup>)

### Einleitung

Für die diesjährige Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft war das Ziel gesetzt, einen Querschnitt durch die helvetischen Decken des Berner Oberlands zu vermitteln. Der erste Exkursionstag gewährte am Nordufer des Thunersees einen Einblick in den Aufbau der Alpenrandzone und in die Stratigraphie von Kreide und Tertiär der helvetischen Randkette (Niederhorn-Decke). Am zweiten und dritten Exkursionstag war vorgesehen, Stratigraphie und Tektonik der Doldenhorn-, der Gellihorn- und der basalen Wildhorn-Decke im hinteren Kiental und bei der Überquerung des Hohtürli gegen den Oeschinensee, mit einem Abstecher zum Bundstock, zu studieren. Infolge der schlechten Witterung musste leider auf einen wesentlichen Teil dieses Programms verzichtet werden, und die Exkursion wurde am Nachmittag des zweiten Tages abgebrochen. Ferner mussten sich zwei der vorgesehenen Exkursionsleiter, nämlich Herr Carlo Colombi (Bern) für den ersten Tag und Herr Beat Künzi (Bern) für den zweiten Tag krankheitshalber entschuldigen.

### *Teilnehmerliste*

D. Agosti (Uster)	W. Flück (Basel)
A. Breitschmid (Bern)	M. Freimoser (Zürich)
P. Bugnon (Lausanne)	H. P. Funk (Zürich)
G. Burkard (Rheinfelden)	U. Furrer (Bern)
F. Burkard (Rheinfelden)	D. Grobet (Prêles) (10. Okt.)
Ch. Caron (Fribourg)	Th. Haag (Giessen)
E. Dolivo (Lausanne)	R. Herb (Bern)
Ch. Ducloz (Genève) (9. Okt.)	P. Homewood (Fribourg)
B. Doudoux (Chambéry)	L. Jemelin (Chernex)
M. Eichenberger (Bern)	P. Jung (Basel)
M. Eichenberger (Bern)	H. Masson (Lausanne)
H. Fischer (Basel)	A. Matter (Bern)

---

<sup>1)</sup> Geologisches Institut der Universität Bern, Sahlistrasse 6, CH-3012 Bern.

H. Maurer (Bern)	P. Steffen (Bern) (10. Okt.)
A. Mojon (Bern) (9. Okt.)	J. Susedka (Bern)
W. Nabholz (Bern) (9. Okt.)	J. Wanner (Bern) (10. Okt.)
H. Oberhänsli (Bern)	M. Weidmann (Lausanne)
H. Rieber (Zürich)	A. Wildberger (Bern) (10. Okt.)
C. Schindler (Zürich)	E. Witschi (Bern)
E. Schläppi (Bern)	R. Wright (Bern)
A. Steck (Lausanne)	N. Zadorlaky (Aarau)

Der nachfolgende Exkursionsbericht enthält neben der Exkursionsbeschreibung im engeren Sinn einige neuere, bisher noch nicht publizierte Resultate. Diese betreffen hauptsächlich die Stratigraphie von Kreide und Tertiär der helvetischen Randkette, den eozänen Sundlauen-Bruch sowie stratigraphische und tektonische Probleme im hinteren Kiental. Dem Bericht ist ferner eine einleitende Übersicht vorangestellt.

### Übersicht

(R. HERB)

Der tektonische Bau des Helvetikums im westlichen und zentralen Berner Oberland bis zum Querschnitt des Lauterbrunnen-Tals wird beherrscht von drei Decken, der Doldenhorn-, der Gellihorn- und der Wildhorn-Decke. Diese zeigen unterschiedliche Baustile (Fig. 1) und z.T. auch verschiedenen stratigraphischen Umfang ihrer Schichtglieder (Fig. 2). Diese Verschiedenheiten lassen sich auf Unterschiede in der Deformationsgeschichte und in den paläogeographischen Gegebenheiten zurückführen.

Die *Doldenhorn-Decke* ist im wesentlichen eine in sich wiederum stark verfaltete und zerscherte, tauchende Deckfalte, weitgehend analog der Morcles-Decke im Westen, wenn auch im Gefolge des kräftigen axialen Anstiegs des Aarmassivs stark nach Norden eintauchend und nicht nur überliegend wie jene. Sie ist in ihrem westlichen Anteil im Niveau der mächtigen «Aalénien-Schiefer» abgeschert worden und lässt sich dort zwangslos auf dem autochthon/parautochthonen Lias des Torrenthorn-Gebiets und damit auf dem zentralen Aarmassiv beheimaten. Weiter im Osten, im Blüemlisalp-Gebiet, wurden Lias und Trias in den Faltenbau mit einbezogen, und es lässt sich am Mutthorn auch ein Kristallkern erkennen (Fig. 1, Profil 3).

Paläogeographisch entspricht das Torrenthorn-Doldenhorn-Gebiet einer starken Senkungszone während des Lias und Dogger (Torrenthorn-Golf, TRÜMPY 1949, v. TAVEL 1937), wobei teilweise grosse Sedimentmächtigkeiten zur Ablagerung kamen. Die Eigenständigkeit dieses Sedimentationsraums scheint im oberen Jura und in der Kreide wieder weitgehend verlorengegangen zu sein. Während der Kreide ergeben sich vielmehr über das ganze Helvetikum hinweg grob gesehen die bekannten, eher kontinuierlichen Veränderungen von mehr flachmeerischen Sedimentationsbedingungen im Norden zu offenmeerischen im Süden.

Die *Gellihorn-Decke* ist eine kleinere Einheit als die darunter- und darüberliegenden Decken. Sie zeigt auch geringeren stratigraphischen Umfang, mit Malmkalk oder Zementstein-Schichten als ältestem Schichtglied. Sie kann, wie schon TRÜMPY



Fig. 1. Schematische Profile durch die helvetischen Decken des Berner Oberlands.

In den Profilen sind nur die wichtigsten kompetenten Horizonte gezeichnet, die jedoch das Gerüst der Deckenstruktur bilden und den tektonischen Baustil kennzeichnen. Tertiär und Flysch sind nicht dargestellt. Auf Grundlage von zum Teil unpublizierten Profilen von H. Günzler, C. Colombi und B. Künzi.



(1963) bemerkte, auf den südlichen Teilen des Aarmassivs beheimatet werden, wo man auf dem Kristallin eine teilweise bis in den Malm oder in die unterste Kreide reichende Sedimentserie vorfindet (SCHENKER 1946).

Im Querschnitt des Kientals zeigt die Gellihorn-Decke in ihrem Hauptteil eine Reihe von liegenden, nach Norden überschobenen Falten. In ihrem rückwärtigen Teil ist sie nach den Neuaufnahmen von KÜNZI (1975) in eine ausserordentlich komplizierte Schuppenzone von Kreide- und Tertiärgestein aufgelöst (Fig. 1, Profile 2 und 3).

Zur Gellihorn-Decke werden im allgemeinen auch die grossen Massen von Taveyannaz-Sandstein gerechnet, welche einerseits im hinteren Kiental der Hauptmasse der Decke oder der erwähnten Schuppenzone aufsitzen und andererseits im vorderen Kiental, losgelöst vom mesozoischen Substrat, angehäuft sind. Tektonisch handelt es sich um ein von der Gellihorn-Decke im engeren Sinn losgelöstes, selbständiges Stockwerk, von dem auch nicht gewiss ist, ob es in seiner Gesamtheit ursprünglich auf der Gellihorn-Decke zu beheimaten ist oder ob nicht für Teile davon eine südlichere Herkunft angenommen werden muss.

Die *Wildhorn-Decke* schliesslich, die umfangreichste der drei Decken, zeigt einen ausgeprägten Stockwerkbau. Sie weist einzig auf der Ostseite des Kientals und am Bundstock einen Kern von Lias auf. Sonst sind die mächtigen «Aalénien-Schiefer» (= Molser Serie) das älteste Schichtglied. Ein komplizierter Malm/Dogger-Faltenbau ist durch die beweglichen Mergel des Berriasien vom Kreide-Stockwerk mit dem transgressiven Tertiär getrennt.

Im westlichen Berner Oberland liegt dieses Kreide-Stockwerk als eine Serie von liegenden, treppenförmig nach Norden absteigenden Falten vor. Im Bereich des Kandertals, am Elsinhorn und am Gehrihorn (Fig. 1, Profil 3), sind die frontalen Teile der Decke in einem Stapel von liegenden, teilweise stark übereinandergeschobenen Falten angehäuft. Zudem ergibt sich auf der Südwestseite des Kientals eine Abtrennung dieses frontalen Teils durch eine Stirnfalte an der Bachflue. Diese Abtrennung wird dann auf der Nordostseite des Kientals besonders deutlich, wo die zerbrochene Aufwölbung der Standflue-Wätterlatte durch die breite Flyschmulde des Rengg-Passes von der Hauptmasse der Wildhorn-Kreide am Dreispitz losgelöst ist (Fig. 1, Profil 2). Diese Struktur der Standflue-Gruppe kann in nordöstlicher Richtung über den Buchholzkopf bei Därligen mit dem Waldegg-Gewölbe und so mit der helvetischen Randkette nördlich des Thunersees verbunden werden.

Diese Randkette zerfällt hier in das erwähnte Waldegg-Gewölbe als internste Einheit, in die Niederhorn-Platte und in die Synklinalstruktur des Sigriswiler Rothorns als externste Einheit (Fig. 1, Profil 1, und Fig. 3). Waldegg-Gewölbe und Niederhorn-Platte gehören alpin-tektonisch gesehen zusammen. Sie sind durch den im wesentlichen eozänen Sundlauenener-Bruch (siehe unten) voneinander getrennt.

Niederhorn-Platte und Sigriswiler Rothorn scheinen bei einer Korrelation des Waldegg-Gewölbes mit der Standflue-Gruppe kein aufgeschlossenes Äquivalent jenseits des Thunersees zu besitzen (vgl. Profile 1 und 2 in Fig. 1). Im Hohtürli-Bundstock-Bundalp-Gebiet und nach neueren Untersuchungen auch auf der Ostseite des Kientals (siehe unten) liegen allerdings an der Basis der Wildhorn-Decke, unter dem Jura-Kern, verschürfte Massen von Wildhorn-Kreide, welche

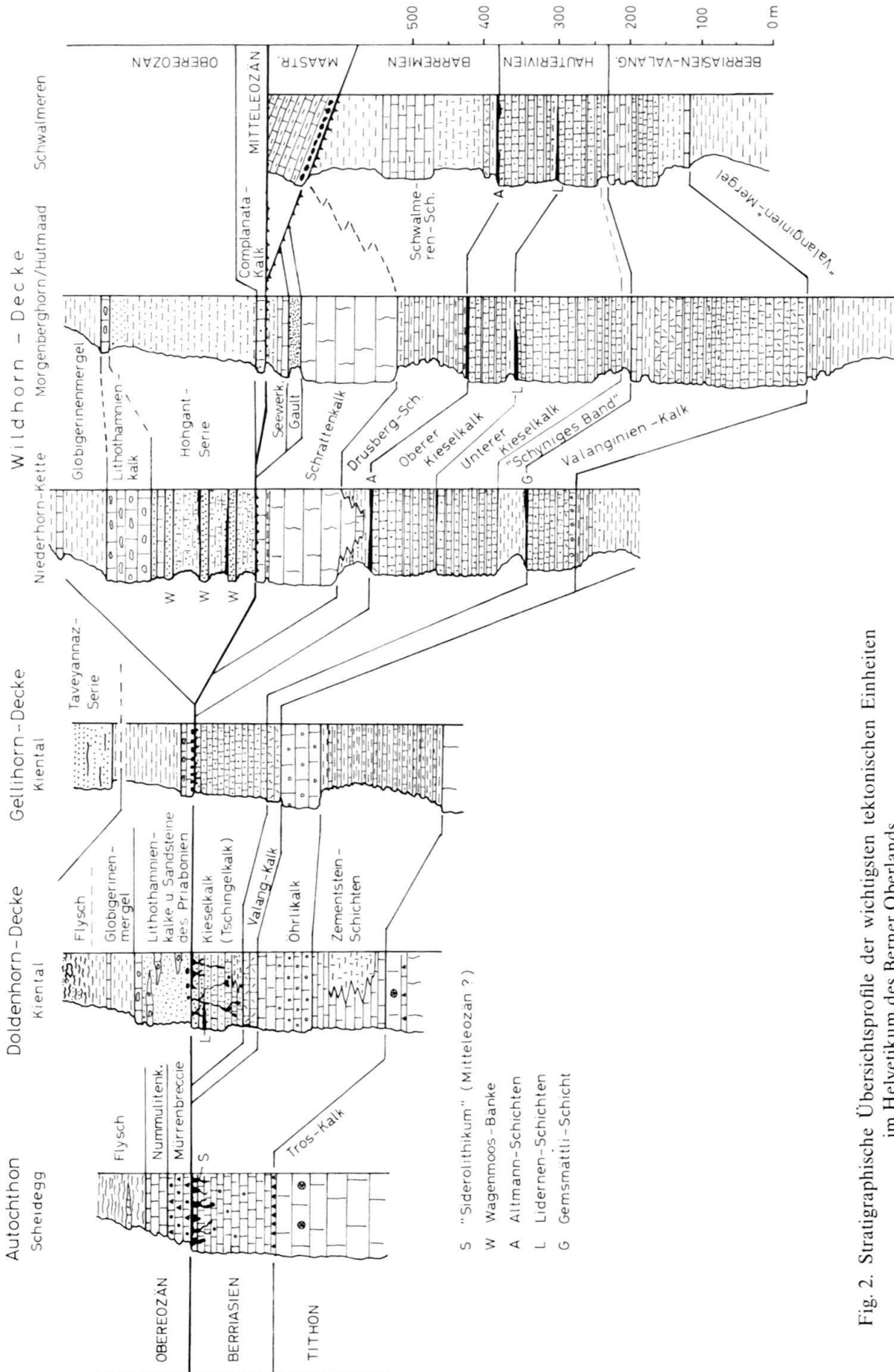


Fig. 2. Stratigraphische Übersichtsprofile der wichtigsten tektonischen Einheiten im Helvetikum des Berner Oberlands.

frontalen Teilen der Decke entstammen dürften und vermutlich der streichenden Fortsetzung der externen Randketten-Elemente entsprechen.

Im Bereich des Lauterbrunnen-Tals und östlich davon liegt die Wildhorn-Decke als einzige helvetische Decke aufgeschlossen vor (Fig. 1, Profil 1). Stratigraphische und palinspastische Überlegungen führen jedoch zur Annahme, dass unter der Wildhorn-Decke verborgen Deckenelemente oder Schuppen vorliegen müssen, welche eine laterale, nordöstliche Fortsetzung des Ablagerungsstreifens der Gellihorn-Decke darstellen. Die parautochthone und subhelvetischen Elemente des östlichen Berner Oberlands zeigen im allgemeinen eine Transgression des Tertiärs auf Öhrli-Kalk. In der nördlichsten Wildhorn-Decke bzw. der Randkette liegt das Tertiär stets auf Schrattenkalk. Die Tatsache, dass weiter im Osten, in den Engelberger Schuppen, Elemente vorliegen, bei denen das Tertiär wie in der Gellihorn-Decke auf Kieselkalk transgrediert, berechtigt zur Annahme, dass solche Elemente, zusammen mit dem ebenfalls nicht sichtbaren Taveyannaz-Sandstein, unter der Achsendepression des östlichen Berner Oberlands verborgen sein müssen.

Die verschiedenen Flyscheinheiten des Berner Oberlands stehen hier nicht zur Diskussion, da sie – mit Ausnahme der weiter unten beschriebenen subalpinen Randflyschzone – nicht Gegenstand dieser Exkursion waren.

Sonntag, 9. Oktober 1977

### Geologie des Thunersee-Nordufers

#### *Subalpine Molasse und subalpine Flyschzone zwischen Sigriswil und Merligen (A. MATTER und R. HERB)*

Nach einer Fahrt mit Autocar von Bern nach Sigriswil (Bern ab 8 Uhr) beginnt die Exkursion bei bedecktem Himmel mit einem Fussmarsch von Sigriswil-Endorf nach Merligen, wobei entlang diesem Fussweg sukzessive Aufschlüsse von Nagelfluh der Unteren Süsswassermolasse, von Mergeln und Sandsteinen der Rallig-Schuppe (Oligozän), von Sandsteinen der ebenfalls oligozänen Gersterngraben-Formation und von Gesteinen der subalpinen Flyschzone besichtigt werden.

Nach einigen hundert Metern kommen wir im Tobel des Stampachs zum ersten Aufschluss. Am Weg, vor allem aber oberhalb des Brückleins (ca. 780 m), zu beiden Seiten des Baches und in der Steilwand beim Wasserfall, ist die *Guntner Nagelfluh* (BECK 1923) aufgeschlossen. Es ist eine massive Konglomerat-Abfolge mit vereinzelt, wenige Dezimeter mächtigen Sandsteinlinsen und -lagen. Letztere lassen, entgegen der Auffassung SCHERERS (1966), klar die hier mehr oder weniger horizontale Lagerung der Nagelfluh erkennen. Auffallend ist die gute Rundung, das zumindest stellenweise breite Korngrössenspektrum von <1 cm bis >0,50 m und damit die schlechte Sortierung der Komponenten. Die Nagelfluh ist kristallinreich (ca. 25%) mit auffallend hohem Gehalt an Grüngesteinen.

Die Tatsache, dass sich weiter im Osten (Eriz) vermehrt Sandstein- und Mergelbänke in die hier massige Nagelfluh einschalten, zeigt, dass wir uns hier im Zentrum eines Schuttfächers befinden. Mit Vorbehalt wird die Guntner Nagelfluh ins Chattien gestellt, könnte jedoch auch ins Aquitanien hinaufreichen. Die Epidot-

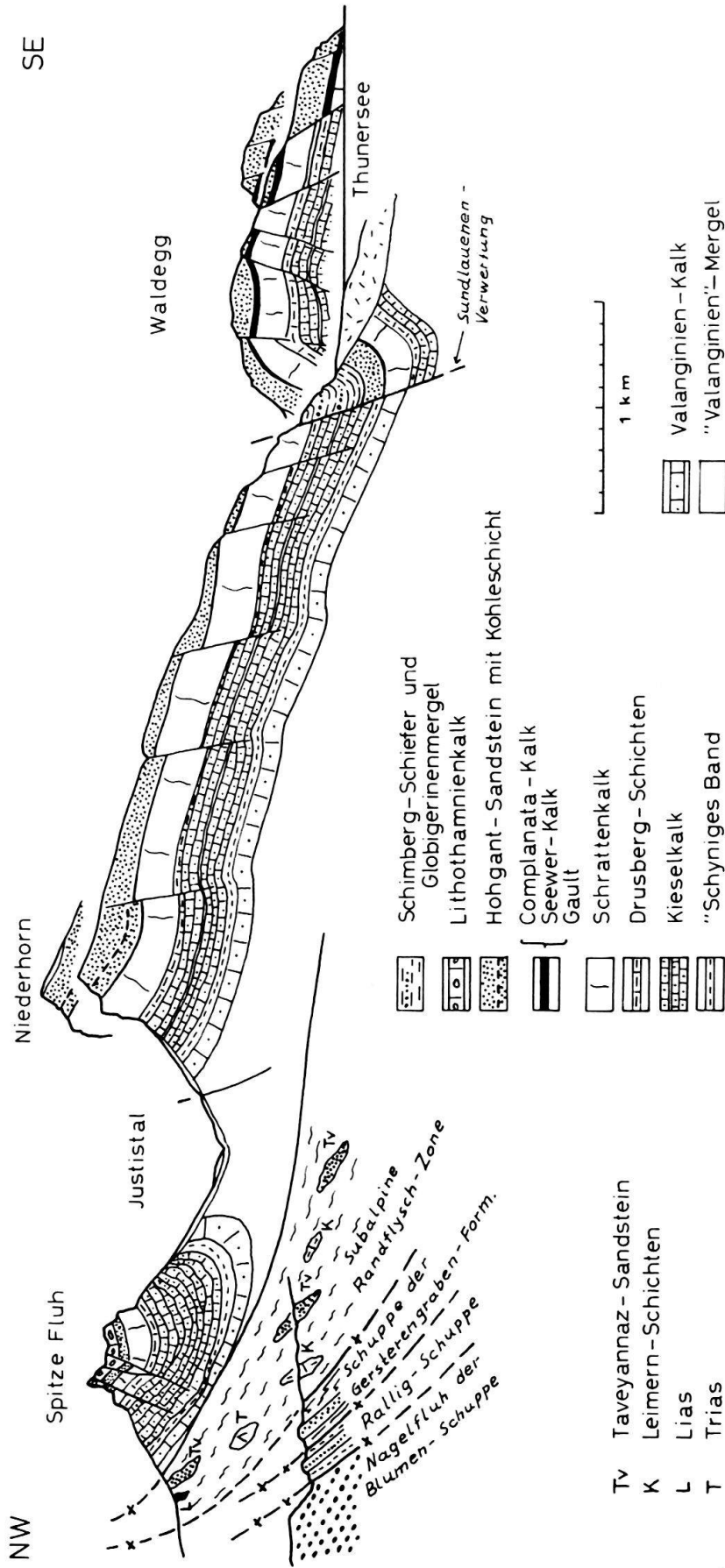


Fig. 3. Querprofil durch die Randkette nördlich des Thunersees. Nach COLOMBI (1963, unveröffentlicht) und SCHERER (1966).

Vorherrschaft im Schwermineralspektrum deutet, falls nicht schüttungsbedingt, ebenfalls auf aquitanes Alter.

Wir verlassen das Tobel, folgen bei der Weggabelung am Waldrand dem leicht absteigenden Pfad durch aufschlussloses Gelände bis P. 711 oberhalb des Schlosses Ralligen. In der Bachrunse sind die *Rallig-Mergel* und ca. 200 m weiter Richtung Merligen in einer Geländerippe der *Rallig-Sandstein* aufgeschlossen (Untere Meeresmolasse = Ralligen-Formation, SCHERER 1966). Den olivgrauen Mergeln sind in kurzen, unregelmässigen Abständen gerippte, dünne Siltsteine zwischengeschaltet. SCHERER (1966) erwähnt von dieser Stelle Steinkerne von Pelecypoden und Gastropodenresten, neben einer Brackwasser-Ostrakodenfauna von Rupélien-Alter. Nach einigem Suchen konnten einige kleine, schlecht erhaltene Pelecypoden, teilweise auch in Schalenerhaltung, gefunden werden.

Der Rallig-Sandstein besteht aus einer Abfolge massiger, teilweise auch kreuzgeschichteter, bräunlich anwitternder, blaugrauer Kalksandsteine bis Sandkalke. Auf einer Schichtfläche werden schöne Oszillationsrippeln entdeckt. Ostrakoden und sedimentogene Eigenschaften weisen eindeutig auf flachmeerischen Charakter dieses Teils der Unteren Meeresmolasse. Die Ralligen-Formation, deren Mächtigkeit hier etwa 115 m beträgt, bildet eine steil gegen Südosten einfallende Schuppe.

Nach weiteren 100 m stehen wir in der südlich anschliessenden Schuppe, einem Aufschluss in der Gersterngraben-Formation (SCHERER 1966). Die dickbankigen, grünlichen, grobkörnigen Sandsteine bis Mikrokonglomerate sind stellenweise deutlich gradiert und weisen Sohlmarken auf. In den begleitenden Mergeln (hier nicht aufgeschlossen) fand SCHERER eine oligozäne Foraminiferenfauna. Wegen des lithologischen Charakters bezeichnet er diese Abfolge als Oligozän-Flysch. Mikroskopisch sind Quarz, Plagioklas und durchgehend – aber nicht häufig – vulkanische Komponenten neben vorwiegend aufgearbeiteten Foraminiferen erkennbar.

Der Weitermarsch nach Merligen erfolgt durch das schlecht aufgeschlossene Gelände der subalpinen Flyschzone. Diese wurde hier zum letzten Mal von REBER (1964) bearbeitet. Zum einen Teil besteht sie aus obereozänen Globigerinenmergeln und Flyschsedimenten, z. T. mit Grobsandsteinen, sowie Einschlüssen von mesozoischen Gesteinen; zum anderen aus einem Flysch, der durch das Vorkommen von Taveyannaz-Sandstein gekennzeichnet ist. Dieser findet sich nach REBER (1966) im allgemeinen nahe an der Überschiebung der Randkette, so dass man den Eindruck hat, es handle sich innerhalb der subalpinen Randflyschzone um ein tektonisch höheres Stockwerk, das einem eher nord- bis mittelhelvetischen Ablagerungsraum entstammt (Gellihorn-Decke, vgl. oben) und an der Basis der Wildhorn-Decke an den Alpenrand verfrachtet wurde. Die darunterliegende Zone mit obereozänen Globigerinenmergeln und Flysch dürfte südhelvetischen Ursprungs sein und durch mehrphasige tektonische Bewegungen, inkl. Divertikulation, in die heutige Stellung unter der Randkette gelangt sein.

Schon kurz nach dem Waldausgang, oberhalb des Schlosses Ralligen, kann am Wegrand ein kleiner Aufschluss von Leimern-Kalk besichtigt werden. Es handelt sich um einen Teil einer grösseren Olistholith-Masse, deren Fortsetzung weiter oben im Hang erkannt werden kann. Die mikritischen, pelagischen Kalke enthalten eine reiche Globotruncanenfauna von Coniacien- bis Santonien-Alter. Dieser Leimern-Kalk gleicht äusserlich stark dem helvetischen Seewer Kalk, von dem er sich aber



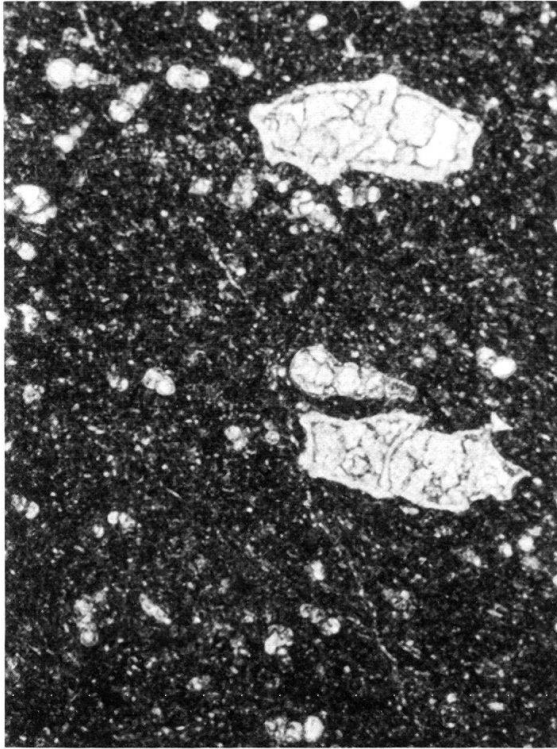


Fig. 4. Mikrofaziesbild des Leimern-Kalks am Weg Sigriswil–Merligen, oberhalb von Schloss Ralligen. Mikritischer Kalk mit zweikieligen Globotruncanen, Heteroheliciden und Hedbergellen (66×).

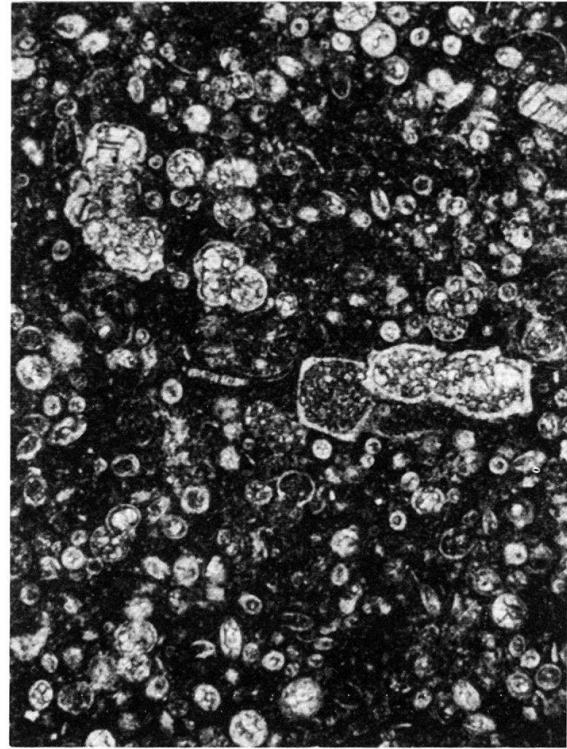


Fig. 5. Mikrofaziesbild des Seewer Kalkes aus dem Waldegg-Gewölbe. Mikritischer Kalk mit massenhaft Calcisphaeren (*Pithonella*) sowie zweikieligen Globotruncanen, die aber oft verhältnismässig selten sind. 0,5 m unter der Oberkante des Seewer Kalks in Figur 9 (66×).

durch das fast vollständige Fehlen von Calcisphären unterscheidet (Fig. 4 und 5). Diese Calcisphären treten gerade im Seewer Kalk des Waldegg-Gewölbes (Fig. 9) besonders massenhaft auf. Die paläogeographische Stellung der Leimern-Kalke ist noch ungeklärt. Gesamthaft unterscheiden sich diese Leimern-Vorkommen sowohl von der helvetischen Oberkreide wie von den Couches Rouges, so dass eine ultrahelvetische Herkunft am naheliegendsten ist.

Auf dem Weitermarsch nach Merligen wird anschliessend ein Waldzipfel gequert, in welchem Bergsturzmaterial mit Tertiär der Ralligstöcke, darunter Lithothamnienkalke («Ralligmarmor») und Brackwasserschichten der Berglikehle, besichtigt werden kann.

Am Wegrand gleich unterhalb der Kirche von Merligen wurde schliesslich noch ein guter Aufschluss von Taveyannaz-Sandstein aufgesucht.

#### *Beatenbucht* (A. BREITSCHMID und R. HERB)

Ein Halt auf dem Parkplatz in einem alten Kieselkalk-Steinbruch südöstlich der Seilbahnstation Beatenbucht wird benützt, um zunächst eine Übersicht über die Tertiär-Stratigraphie der Randketten-Elemente zu geben (Fig. 2, 8 und 9). In der Niederhorn-Platte und am Sigriswilergrat transgredieren Anteile der Hohgant-Serie

direkt auf Schrätkalk. In der Niederhorn-Platte beginnt das Tertiär häufig mit der kalkigen, biogenen Fazies der Jüngerer Discus-Schicht, wogegen am Sigriswilergrat, als Folge der langsam in nordwestlicher Richtung vorrückenden Transgression, die Sedimentation mit höheren Anteilen der Hohgant-Serie beginnt.

Im Waldegg-Gewölbe schalten sich zwischen diese Formationen zusätzliche Schichtglieder ein: Unter der Transgression des Tertiärs ist noch Gault und ein wesentlicher Teil des Seewer Kalks erhalten, und das transgressive Tertiär beginnt zunächst mit dem mitteleozänen Complanata-Kalk. Der Sedimentationszyklus der Hohgant-Serie wird durch die Ältere Discus-Schicht und die Glaukonitschichten des Küblibads eingeleitet (Fig. 8 und 9).

Untersuchungen von COLOMBI (1960), die später von BREITSCHMID (1976) weitergeführt wurden, haben gezeigt, dass sich der Hohgant-Sandstein in drei, stellenweise sogar in vier Sedimentationszyklothemen gliedern lässt. Diese lassen sich häufig schon morphologisch durch das Auftreten von herauswitternden Quarzsandstein-Bänken erkennen. Die mit der hellgrünen Flechte *Lecidea geographica* bewachsenen Härtlinge werden als Wagenmoos-Sandsteinbänke bezeichnet. Dazwischen liegen jeweils zurückwitternde Sandstein-Abfolgen, deren Karbonatgehalt nach oben abnimmt, unter gleichzeitiger Zunahme der Quarz-Korngrösse (coarsening-upward cycles).

A. Breitschmid erläuterte im Detail diese zyklische Gliederung sowie ein ihr entsprechendes Sedimentationsmodell (siehe separaten Artikel in diesem Heft).

Die Transgression des Hohgant-Sandsteins auf den Schrätkalk wird anschliessend an der südlichsten Ecke der Beatenbucht besichtigt. Eine Discus-Schicht existiert hier nicht. Der Transgressionskontakt liegt praktisch auf Seeniveau. Sodann wird auf dem Felsvorsprung der Nase, gleich östlich über der Hauptstrasse, der Abschluss des ersten und der Beginn des zweiten Zyklothems der Hohgant-Serie besichtigt. Die Wagenmoos-Sandsteinbank bildet eine deutliche Geländerippe. In der anschliessenden aufschlusslosen Depression zeigen Maulwurfshügel auffallend kohlig-schwarzen Humus, so dass auf das Vorhandensein einer Kohleschicht geschlossen werden kann. Darüber ist die Basis des zweiten Zyklothems als etwas mergelig-schieferiger Hohgant-Sandstein erkennbar.

Anschliessend besteigen die Exkursionsteilnehmer den Autocar, der sie zum Steinbruch Balmholz bringt.

#### *Balmholz (A. MOJON und W. NABHOLZ)*

Nach rund 1800 m folgen wir der Abzweigung, die zum Steinbruchbetrieb der Balmholz AG hinunterführt. Wir parkieren den Wagen neben den Aufbereitungsanlagen des Betriebes, die inmitten des alten Abbau-Areals längs des Thunersee-Ufers liegen. Von dort aus begeben wir uns zu Fuss durch einen Tunnel zum neuen, nördlicher liegenden Abbau-Areal, wo in einem riesigen, nach oben geöffneten Loch der Hauterivien-Kieselkalk abgebaut wird.

#### *Der Steinbruchbetrieb Balmholz*

Die Anfänge des Steinbruchs Balmholz gehen auf die zweite Hälfte des vorigen Jahrhunderts zurück. Damals wurde das Land von zwei privaten Herren zur

Steinausbeutung gepachtet. 1914 ging die Konzession an eine Firma über, und 1925 schliesslich wurde die Balmholz AG als selbständiger Steinbruchbetrieb gegründet. Die Entwicklung dieses Unternehmens war durch den ständigen Ausbau der bestehenden Einrichtungen sowie durch Rationalisierung gekennzeichnet: als der Steinbruch noch am Seeufer lag, wurden Auflad und Transport des gewonnenen Materials (neben Mauersteinen vor allem Schotter, Steinbettmaterial, Split und Brechsand) mit grossen, dampfbetriebenen Löffelbaggern und Schienenwagen bewerkstelligt. In den dreissiger Jahren wurde der Steinbruch um 50 m nach Norden verlegt, wobei der Fels zwischen altem und neuem Steinbruch wegen der Kantonsstrasse nicht abgebaut werden durfte. Das nun auf höherem Niveau abgebaute Material wurde zuerst durch Roll-Löcher, später durch Stollen unter der Kantonsstrasse zu den Aufbereitungsanlagen geführt. In der Folge konnte der Steinbruch zur Hauptsache nach Norden und nach Westen erweitert und bis zum Seeniveau abgetieft werden, wobei der umständliche Roll-Lochtransport von modernen Pneu-fahrzeugen übernommen wurde. Parallel zur ständigen Erneuerung der Brech-, Sortier- und Waschanlagen wurde eine Fillerfabrik zur Herstellung von Rohfiller und bituminiertem Filler eingerichtet, die im Strassenbau Verwendung finden.

Heute bauen rund 25 Mann jährlich knapp 100 000 t Material ab und sorgen für die Verarbeitung zu gewaschenem oder ungewaschenem Grob- und Feinschotter, Sand, Split und Filler. Der Rohstoff wird durch moderne Sprengtechnik gewonnen; die bei jeder Sprengung anfallenden grösseren Blöcke werden als Vorlagsteine zu Wildbach-Verbauungen verkauft.

Den abgebauten Kieselkalk kennzeichnen dank dem hohen Kieselgehalt ausserordentliche Verwitterungsresistenz sowie grosse Druckfestigkeit (ca. 2700 kg/cm<sup>2</sup>).

### *Die geologischen Verhältnisse im Gebiet Balmholz*

Um über die Schichtreihe einen Überblick zu gewinnen, fahren wir mit dem Car zurück zur Abzweigung und begeben uns von dort aus auf der Kantonsstrasse zu Fuss ca. 450 m Richtung Osten, bis wir den linkerhand gelegenen Tunneleingang erreichen, der die Strasse mit der Terrasse 2 des Steinbruchs verbindet. Dort schlagen wir einen bergaufwärtsführenden Waldweg ein, der uns auf die oberste Terrasse des Steinbruchs bringt; von hier aus haben wir einen schönen Blick auf das gesamte Gebiet des Balmholzes sowie in das 102 m tiefe, 140 m lange und 80 m breite Steinbruchloch.

Hier befinden wir uns in einem Gebiet, in welchem eine Normalabfolge von Hauterivien bis Barrémien zutage tritt (vgl. Fig. 6). Das aufgeschlossene Hauterivien umfasst den helvetischen Kieselkalk (BECK 1911). Es handelt sich um einen dunkelbeige anwitternden, im frischen Bruch stahlgrauen, leicht spätigen, sandigen, splitterigen Kalk. Er ist charakterisiert durch fein in mergeligem, sandigem Kalk verteilte authigene Kieselsäure (Chalcedon und Quarz). Partienweise finden sich Glaukonit, Pyrit oder bituminös riechende Horizonte. Markant ist die äusserst regelmässige Bankung des Kieselkalkes im dm-Bereich, wobei an jeder Bankgrenze eine leicht mergelige Partie eingeschaltet ist. Ausser dem Seeigel *Toxaster complanatus* wurden calcitisierte Spongiennadeln, Echinodermentrümmern, Foraminiferen und Bryozoen gefunden.



Profil

Helvetischer Kieselkalk  
neuer Steinbruch Balmholz

Moranenbedeckung, auf der Gesteinsoberfläche mit Gletscherschliffen

Grobbankige Urgonfazies

Mergelig-kieselige Wechsel-lagerung, an der Basis 1-4mm kohligler Horizont

Mittelbankige Urgonfazies

Typisch wellige Bankung  
Stark rekristallisiert

Echinodermen-Mikrobreccie

Pyritführender Mergelhorizont

Unregelmässige Bankung, z.T. mächtigere Mergel-einlagen

Partie mit relativ mächtigeren oder linsenförmigen Mergel-einlagerungen

Bituminös riechende Partie

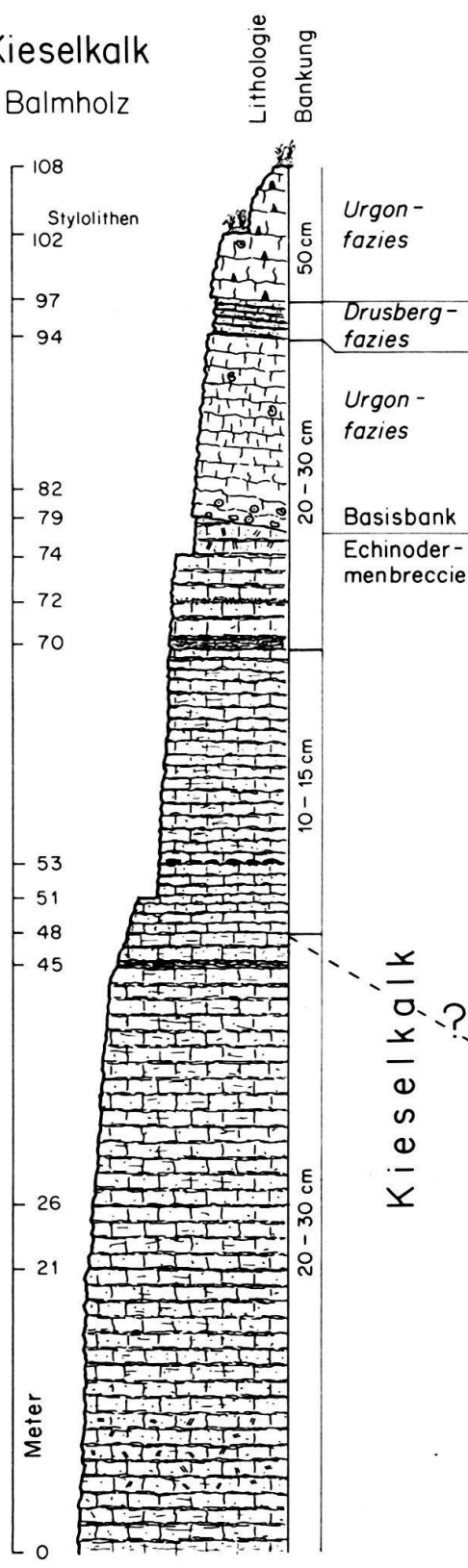
2. Durchziehende Bankgrenze

1. Durchziehende Bankgrenze

Nesterartig angehäufte Echinodermenbruchstücke

Steinbruchboden

Bemerkungen



Typusprofil

Helvetischer Kieselkalk

W Pilatus Kulm

FUNK (1969)

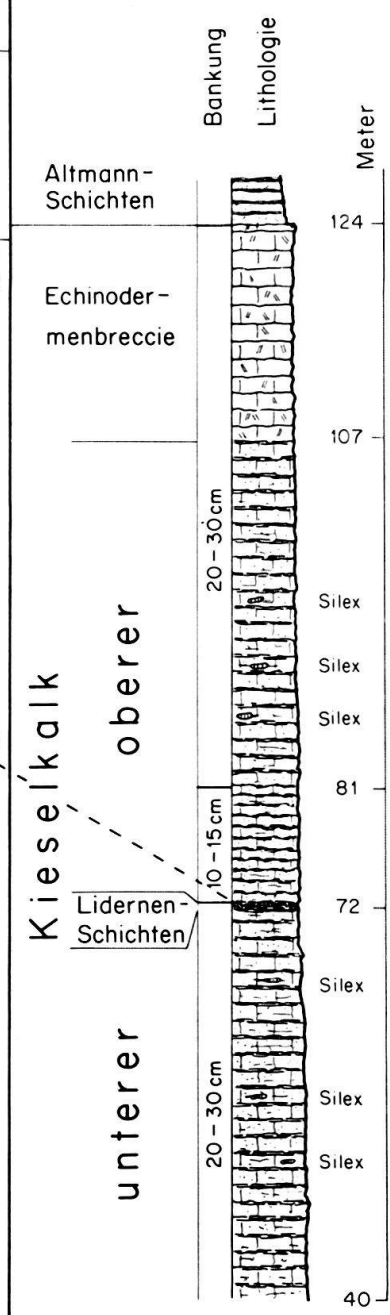


Fig. 6. Die Schichtreihe des Kieselkalks im Steinbruch Balmholz (Nordseite des Thunersees) im Vergleich zum Typusprofil der Formation.

Im Steinbruch Balmholz wurde 1976 von A. Mojon im Rahmen seiner Diplomarbeit ein detailliertes Profil im Kieselkalk aufgenommen (Fig. 6); da die Basis aber unter dem Seespiegel liegt, kann die gesamte Mächtigkeit des helvetischen Kieselkalkes im Raume Balmholz nicht ausgemacht werden. Das von FUNK (1969) aufgestellte Typusprofil des helvetischen Kieselkalkes westlich Pilatus-Kulm (Fig. 6) umfasst 4 Formationsglieder, nämlich den unteren Kieselkalk, die Lidernen-Schichten, den oberen Kieselkalk und die Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Im Balmholz-Profil konnten bis auf die Kieselkalk-Echinodermenbreccie diese Formationsglieder nicht abgetrennt werden. Allerdings ist zu bemerken, dass bis auf Kote 48 m die Bankung im 20–30cm-Bereich liegt, anschliessend ohne Übergang bis auf Kote 70 m auf den 10–20cm-Bereich reduziert wird und in der Folge wieder den ursprünglichen Wert annimmt. Im Typusprofil am Pilatus sind die untersten 10 m des oberen Kieselkalkes durch eine sprunghafte Abnahme der Bankung gekennzeichnet; ob dies auf einen Zusammenhang zwischen den beiden Profilen hinweist und im Raume Balmholz somit ein unterer und ein oberer Kieselkalk ausgeschieden werden können, bleibe bis auf nähere Untersuchungen dahingestellt.

Im Normalfall würden nun die Kieselkalk-Echinodermenbreccie des obersten Hauterivien, hierauf die Altmann-Schichten des untersten Barrémien (als cephalopoden- und glaukonitführendes, kieselkalkähnliches Gestein) folgen; anschliessen würden die Drusberg-Schichten, die im oberen Barrémien im Norden lateral in den Schrattenkalk der Urgonfazies übergehen. Mit der Ablagerung der Echinodermenbreccie aber stellte sich bis ins Barrémien hinein eine komplizierte Gliederung in diverse Faziesräume ein, welche die lithologische Ausbildung der Sedimente sowohl lateral als auch vertikal innerhalb kleiner Distanzen (20–50 m) stark beeinflussen.

ZIEGLER (1967) hat für diese Region nach eingehenden Untersuchungen eine Skizze der Fazies-Entwicklung gezeichnet. Er scheidet dabei einen SW–NE verlaufenden Gürtel aus, innerhalb dessen die Altmann-Schichten fehlen. Nach seinen Angaben sind diese zusammen mit einem Teil des obersten Kieselkalkes am Ende des Hauterivien und zu Beginn des Barrémien als Folge einer tektonischen Schwellenbildung erodiert worden. In diesen Gebieten folgt auf den Kieselkalk das Barrémien mit der oolithischen Basisbank (einer Schwellenfazies mit Ooiden und schlecht sortierten Fossilbruchstücken wie Echinodermen, Bryozoen, Dasycladaceen, Mollusken und benthonischen Kleinforaminiferen), die ihrerseits in die Drusberg-Schichten oder sogar direkt in den Schrattenkalk übergeht. Als südöstlichen Abschluss dieser Erosionszone nimmt der Autor eine SW–NE laufende, synsedimentäre Bruchzone im frühen Barrémien an, die Kieselkalk-Gerölle in die Altmann-Schichten südöstlich der Bruchzone geliefert hat.

Bei der Untersuchung weiterer Aufschlüsse durch A. Mojon konnten einige zusätzliche Erkenntnisse gewonnen werden, die in Figur 7 festgehalten sind. Von den neuen Beobachtungen seien hier die drei wichtigsten genannt: Bei den Profilen 5 (Chruutbach) und 6 (Lerau) fehlt die Echinodermenbreccie, obwohl sich hier nach dem Modell von ZIEGLER keine Schwelle bildete; in Profil 1 (Schiffsstation Beatenbucht) wurden Altmann-Schichten mit Geröllen gefunden, obschon sich dieses Gebiet nicht südöstlich der geröllliefernden Bruchzone befindet; schliesslich folgt im Dach des Kieselkalkes von Profil 5 (Steinbruch Balmholz) eine Echinodermenbreccie. Diese Feststellungen lassen vermuten, dass die Ablagerungsverhält-

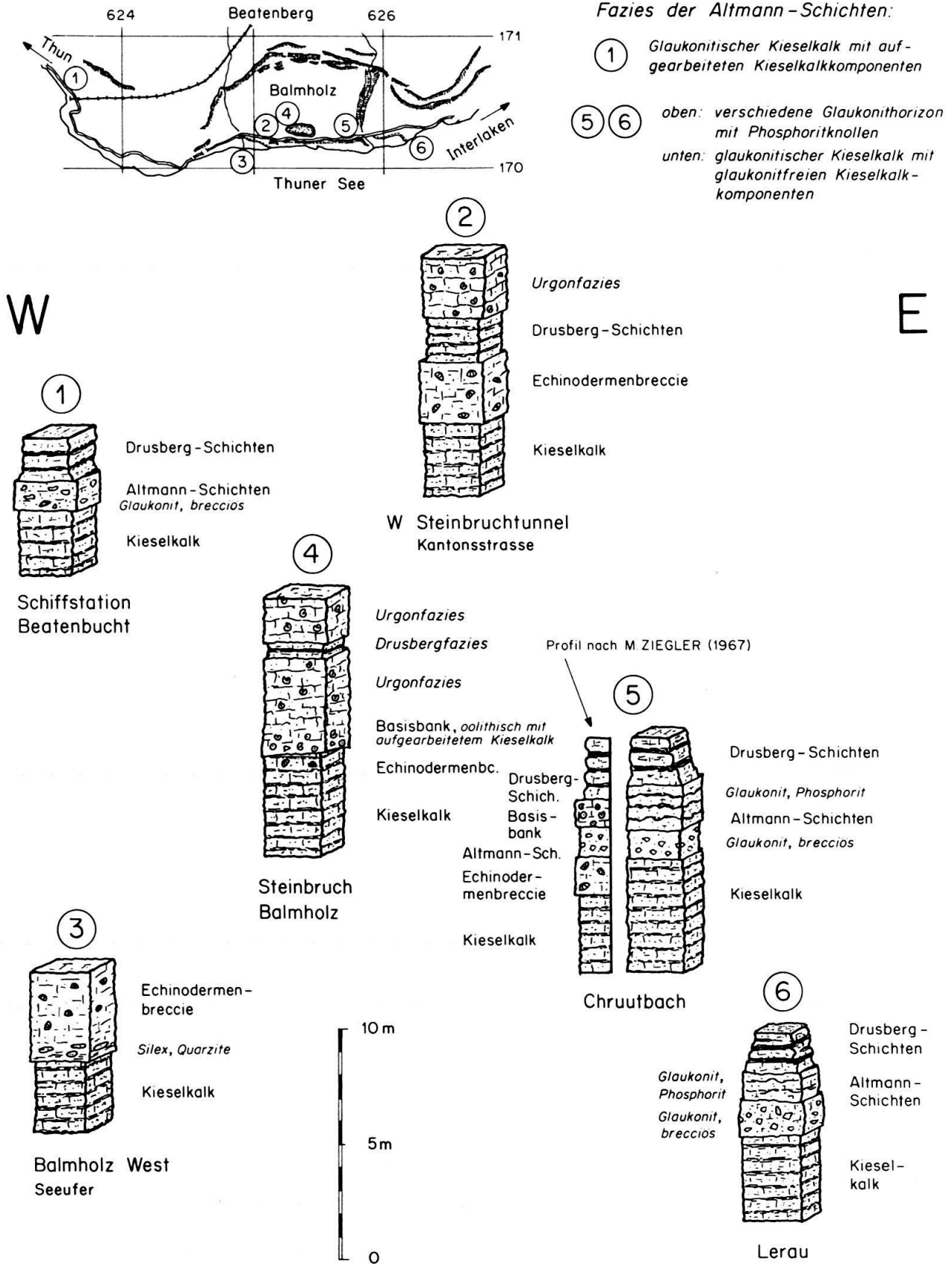


Fig. 7. Schematische Detailprofile durch den Grenzbereich zwischen Kieselkalk und Drusberg-Schichten in Raume Balmholz (Nordseite des Thunersees).

nisse im Raume Balmholz komplexer gewesen sein dürften, als ZIEGLER voraussetzt. Dies betrifft insbesondere die von ihm angenommene Schwellenzone: Er nimmt als deren Begrenzung gegen Südosten einen synsedimentären Bruch an und stellt sich vor, dass gegen Nordwesten hin die Schwelle in Form einer Platte abtaucht. Der Fund der brecciösen Altmann-Schichten in Profil 1 (Schiffsstation Beatenbucht) führt eher zum Modell, das die Schwelle als Horst darstellt, der sowohl im Nordwesten als auch im Südosten durch Brüche begrenzt wird.

Wir wenden nun unseren Blick vorerst nach Norden in die Balmholz-Nische, das halbkreisförmige Abrissgebiet eines Bergsturzes. Schrattenkalk-Felsen umrahmen den Halbkreis. Die Gesteinsmassen des Schrattenkalkes und des Tertiärs sind auf einem Teil der Drusberg-Schichten nach Süden abgeglitten, und zwar noch vor der letzten Vereisung, denn im Steinbruch Balmholz finden sich auf dem Kieselkalk Moränenmaterial und Gletscherschliffe (vgl. hierzu auch BECK 1911).

Nach diesen Ausführungen betrachten wir die Gesteine, die hier aufgeschlossen sind (vgl. Fig. 6, ferner auch Profil 4 in Fig. 7): zuerst den Kieselkalk, anschliessend die Kieselkalk-Echinodermenbreccie, die hier als Mikrobrecie ausgebildet ist, in der Folge die Basisbank, die aufgearbeitete Kieselkalk-Komponenten enthält, und zuletzt den Schrattenkalk der Urgonfazies, der eine ca. 3 m mächtige Einschaltung von Drusberg-Fazies (Wechselagerung von mergeligen und weniger mergeligen Kieselkalk-Bänken) aufweist. Bevor wir den Steinbruch verlassen, wenden wir unsere Aufmerksamkeit noch kurz den Gletscherschliffen zu, die am Westende des Steinbruchs besonders eindrücklich ausgebildet sind.

Gegen 13 Uhr besteigen wir den Autobus und fahren nach Sundlauenen, wo wir im Restaurant Beatus eine bekömmliche Mittagsverpflegung einnehmen.

### *Sundlauenen (R. HERB)*

Nach dem Mittagessen begeben sich die Exkursionsteilnehmer zu Fuss auf dem Pilgerweg zurück zum Sundlauenen-Bruch, der 600 m westlich von Sundlauenen am Weg und an der Hauptstrasse schön aufgeschlossen ist. Am Pilgerweg stossen die obereozänen Globigerinenmergel gegen Schrattenkalk, wobei am Kontakt deutliche Schleppungen der Schieferung in den Globigerinenmergeln sichtbar sind. Der Versatzungsbetrag dürfte hier rund 500 m betragen (vgl. Fig. 3).

Stellvertretend für den krankheitshalber abwesenden C. Colombi erläutert der Berichterstatter die Bedeutung dieser Verwerfung. Es handelt sich um einen rund N 40° E streichenden Längsbruch, den schon BECK (1911) bis zum Hohgant weiterverfolgen konnte. Die Untersuchungen von COLOMBI (1960) haben gezeigt, dass ein wesentlicher Teil der Bruchaktivität während des Obereozäns, d.h. während der Sedimentation der Hohgant-Serie und der Globigerinenmergel, erfolgt ist. Zeugen dieser Aktivität sind Konglomerate und Blockhorizonte sowie turbiditische Abfolgen als Einlagerungen in die Globigerinenmergel auf der Südostseite des Bruchs. Eine solche turbiditische Abfolge ist am Pilgerweg zwischen dem Bruch und Sundlauenen aufgeschlossen. In die Globigerinenmergel mit planktonischen Foraminiferen als dominierendem Element der Mikrofauna schalten sich zahlreiche Bänke von Calcarenitin ein, die häufig ein deutliches «graded bedding» aufweisen

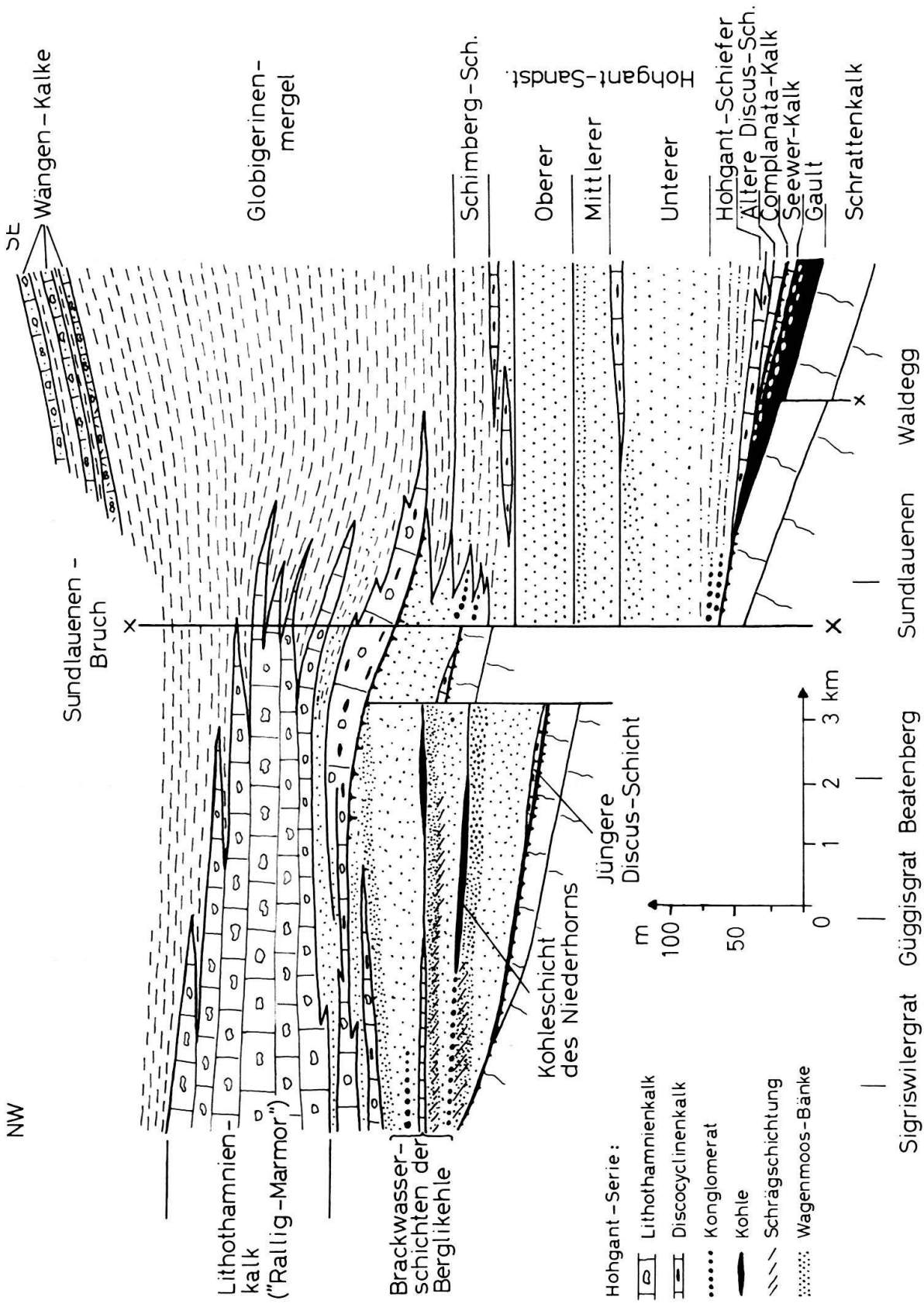


Fig. 8. Stratigraphisches Querprofil durch das Tertiär der helvetischen Randkette (Niederhorn-Decke) nördlich des Thunersees (nach COLOMBI 1960).



und deren Detritus vorwiegend aus Flachwasser-Organismen, wie koralline Algen und Grossforaminiferen (Nummuliten, Heterosteginen, Discocyclinen), besteht. Dieser Detritus wurde von dem auf der Nordwestseite des Bruchs gelegenen flachen Schelf in das sich absenkende Becken der Globigerinenmergel südöstlich des Bruchs eingeschwenkt. Das Faziesschema von Figur 8 verdeutlicht diese Beziehungen.

Stellenweise treten in Bruchnähe auch die erwähnten Blockhorizonte und Geröllagen auf, wie dies im Fitzligraben, nordwestlich von Sundlauenen, auf 710–750 m Höhe zu beobachten ist. Die Exkursionsteilnehmer haben diese Lokalität im Anschluss an die Besichtigung des Bruchs besucht. Gegenüber den beiden Gasthäusern von Sundlauenen steigt man den nach Beatenberg führenden Weg bis zu den Häusern von Weid hoch und traversiert dann das Wiesengelände bis zum weiter westlich folgenden steilen Tobel des Fitzligrabens, das an zwei Stellen, auf ca. 710 und 730 m Höhe, überquert werden kann. An der oberen dieser beiden Lokalitäten findet man grosse Blöcke von Hohgant-Sandstein und teilweise auch Schrattenkalk in die Globigerinenmergel-Serie eingebettet, an der unteren Lokalität markante Geröllhorizonte mit demselben Komponentenbestand. Damit ist gezeigt, dass mindestens stellenweise Gebiete jenseits des Bruchs über das Meeresniveau gehoben worden sind und der Erosion ausgesetzt waren. Diese Verhältnisse erinnern auch an die eozänen Konglomerat-Horizonte am Schimberg (Schimbrig). Ferner sei auf die weitgehenden Analogien zu der auf der letztjährigen Exkursion im Massif de Platé (Haute Savoie) demonstrierten Paläotektonik hingewiesen (CHAROLLAIS, PAIRIS & ROSSET 1977, PAIRIS & PAIRIS 1975).

Zum Sundlauenen-Bruch sei noch nachgetragen, dass er die überschobenen Flyschmassen von Habkern nicht durchschlägt, wie schon die Karte von BECK (1911) deutlich zeigt, sich also nach dieser Überschiebung nicht mehr bewegt hat.

Direkt bei Sundlauenen und am erwähnten Weg nach Weid sind in die verschieferten Globigerinenmergel stark verfaltete Bänke von allodapischen Algen- und Grossforaminiferenkalken eingelagert.

#### *Kreide/Tertiär-Profil des Waldegg-Gewölbes (R. HERB)*

Von Sundlauenen aus wird die Exkursion in südöstlicher Richtung in das Waldegg-Gewölbe fortgesetzt. Unmittelbar jenseits der Brücke über den Sundgraben folgt man auf rund 500 m dem südlich der Hauptstrasse zum See führenden Wanderweg. Dort, wo dieser die Strasse wieder erreicht, ist durch Strassenbauarbeiten das in Figur 9 dargestellte Profil freigelegt worden. Dank der Verkehrssicherung durch die Berner Kantonspolizei, der auch an dieser Stelle für die bereitwillige Unterstützung gedankt sei, kann dieses Profil trotz starkem Verkehr von den Exkursionsteilnehmern studiert werden.

Das Profil befindet sich im Nordwestschenkel des Waldegg-Gewölbes und wurde bereits von ARN. HEIM (1908) beschrieben. Die stratigraphische Abfolge ist im Bereich des Kreide/Tertiär-Kontakts infolge einer Verwerfung zweimal aufgeschlossen. Generell ergibt sich folgendes Profil:

1. Schrattenkalk, durch einen Bruch getrennt von
2. glaukonitführendem, grobem, zähem Sandstein des Gault in unbestimmter Mächtigkeit, in der Nähe des Bruchkontakts Gerölle von Schrattenkalk beobachtet, in tektonischem Kontakt mit

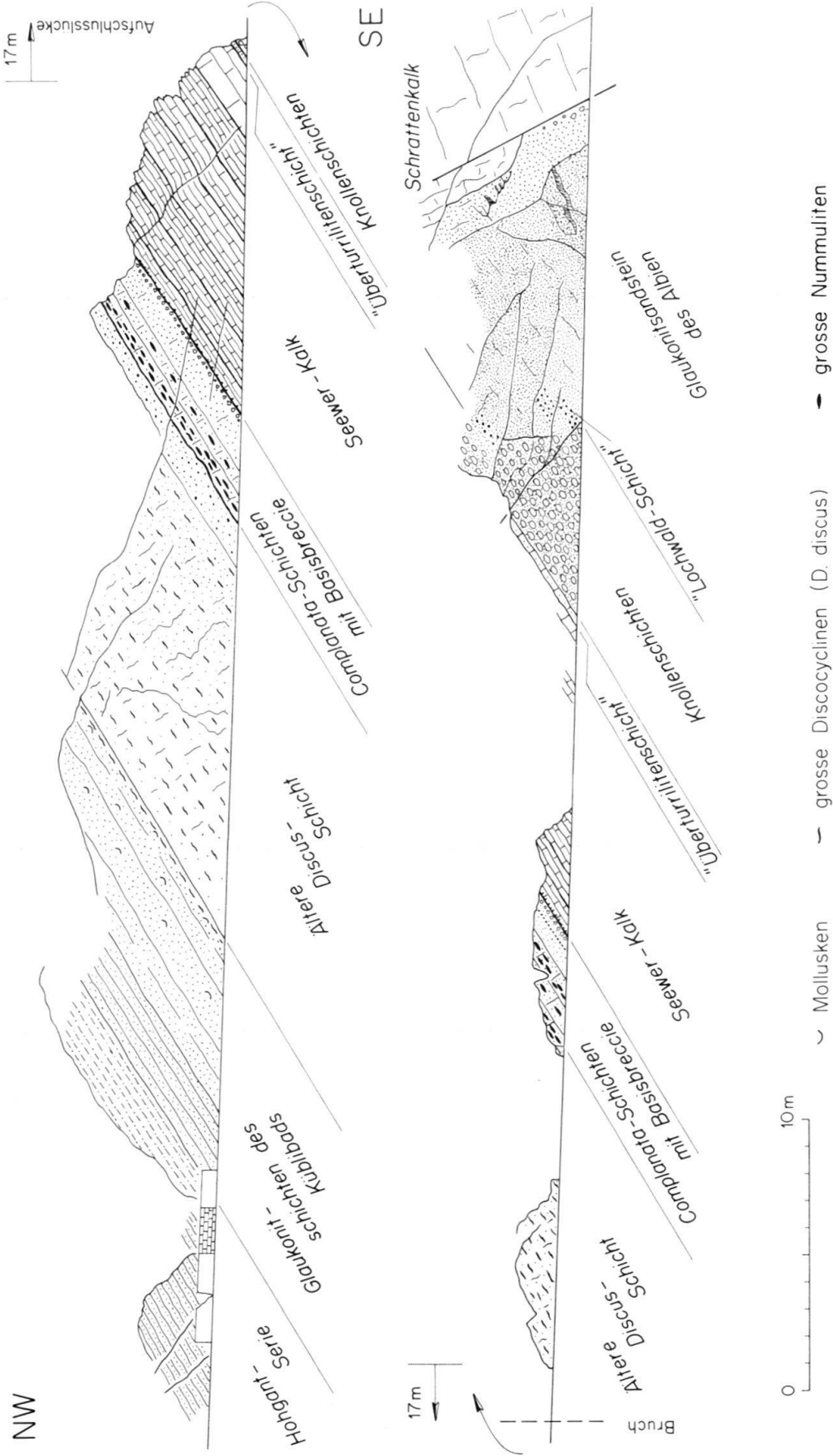


Fig. 9. Profil der Kreide/Tertiär-Aufschlüsse auf der Nordseite der Strasse Sundlaunen-Interlaken.  
 Koord. 627.800/170.400.

3. sehr dunklem, zähem, glaukonitreichem, massigem Sandstein des Gault. In dessen obersten Teil sind zahlreiche Phosphoritknollen eingelagert. Dieser Horizont dürfte der Lochwald-Schicht entsprechen.
4. Mindestens 4 m Knollenschichten: schlieriger, kalkiger Glaukonitsandstein mit glaukonitführenden Kalkknollen. Diese zeigen im mikroskopischen Bild starke Rekristallisationserscheinungen, was die Ansicht unterstützt, wonach diese Knollen diagenetischer Entstehung sind.
5. 0,2–0,3 m Überturrilitenschicht: etwas glaukonitführender, mikritischer Kalk mit glaukonitisch-sandigen Schlieren. Im Dünnschliff reiche Mikrofauna mit überwiegend kleinen Hedbergellen, ferner einigen Schnitten von Rotaliporen. Cenoman, evtl. unteres Turon.
6. 7,5 bzw. 8 m Seewer Kalk; in den untersten 1,5 m ziemlich massiger, darüber dünn-schichtiger Biomikrit, ausserordentlich reich an Pithonellen, dazu planktonische Foraminiferen (Globotruncanen und Heteroheliciden); siehe Figur 5. Dieser Seewer Kalk gehört zur Hauptsache ins Coniacien, er enthält jedoch an der Basis einen offenbar stark kondensierten Horizont von wenigen Dezimetern, der nach der reichen planktonischen Foraminiferenfauna ins mittlere bis obere Turon zu stellen ist.
7. 0,2 m Basisbreccie des Tertiärs mit Komponenten von Seewer Kalk und Gault, welche teilweise angebohrt sind. Sandige Grundmasse, die in den allerdings verhältnismässig geringmächtigen Paläokarst der Seewer-Kalk-Oberfläche eingreift. Diese Breccie enthält stellenweise Nummuliten aus der Perforatus-Gruppe (*N. cf. aturicus*). Oberes Lutétien.
8. 0,8–1 m grobkörniger Sandkalk, stellenweise mit Resten von korallinen Algen und Mollusken; im östlichen Profilabschnitt 0,1 m über der Basis Grobsand- bis Feingeröll-Lage. Basis des Complanata-Kalks.
9. 1,0–1,6 m Sandkalk mit massenhaft *Nummulites* sp. aff. *millecaput*<sup>2)</sup>, dazu *Nummulites perforatus* und *Discocyclus*. Die Nummuliten sind besonders an der Basis und in den obersten 40 cm angereichert. Hauptmasse des Complanata-Kalks. Dieser wird nach oben durch eine scharfe, unregelmässige Oberfläche (Hardground) begrenzt. Oberstes Mitteleozän.
10. 9,5 m Discus-Schicht: 1 m ziemlich kompakter und harter, bräunlich anwitternder, grauer, glimmerführender, schlecht sortierter Sandstein mit grossen Quarzkörnern und kohligem Grabgängen, übergehend in 8,5 m massigen Sandstein bis Sandkalk mit massenhaft grossen *Discocyclus* (*D. discus*). Dieser wird nach oben allmählich kalkiger.
11. 5,5 m Glaukonitschichten des Küblibads: 3,5 m Glaukonitsandstein, an der Basis noch mit *Discocyclus discus*, darüber stellenweise mit Mollusken, übergehend in ca. 2 m grob geschichteten, glaukonit- und glimmerführenden Sandstein mit kohligem Schmitzen. Übergang in
12. schieferigen Hohgant-Sandstein: glimmerführenden, unreinen, gelblich bis bräunlich anwitternden Sandstein mit dunklen Frassgängen.

In der Südostflanke des Waldegg-Gewölbes, östlich des Küblibads («Bad» in LK 1:25000), ist eine diesem Profil entsprechende Abfolge aufgeschlossen. Hier kann der Kontakt zwischen Schrattenkalk und Gault ungestört beobachtet werden. Die Fossilien in den obersten Horizonten des Schrattenkalks sind verkieselt und in der Anwitterung gut sichtbar. Der etwas mergelige, glaukonitführende Sandstein des Gault sitzt dem Schrattenkalk auf scharfer, etwas karriger Oberfläche auf. Gerölle von Schrattenkalk an der Basis des Gault können an dieser Stelle allerdings nicht beobachtet werden. Wegen der vorgerückten Zeit musste auf einen Besuch dieser Lokalität verzichtet werden.

Über Interlaken–Krattigen–Aeschi erfolgt die Weiterfahrt nach Reichenbach, wo auf die kleinen Kientaler Postautos umgestiegen wird, die uns bei bereits einbrechender Nacht und einsetzendem Regen zur Griesalp bringen. Die meisten

---

<sup>2)</sup> Seitdem feststeht, dass *Nummulina complanata* LAMARCK ein jüngerer Synonym von *Nummulites millecaput* BOUBÉE ist, werden die grossen, flachen Nummuliten des Complanata-Kalks meistens mit dem letzteren Namen bezeichnet. Es handelt sich jedoch bei diesen bis 9 cm grossen und schlanken Formen nicht um den Typus dieser Art, sondern um eine jüngere Weiterentwicklung. ARN. HEIM (1908, S. 31) hat hierfür im vorliegenden Profil den Namen «*Nummulina complanata* var. *dufrenoyi*» verwendet. Die Identität mit *Nummulites dufrenoyi* wird durch zusätzliche Untersuchungen noch zu überprüfen sein.



Exkursionsteilnehmer übernachteten im Naturfreundehaus auf Gorneren, einige im Gasthaus Golderli, wo auch Nachtessen und Frühstück eingenommen werden.

Montag, 10. Oktober 1977

### **Geologie des hinteren Kientals zwischen Griesalp und Gamchi**

(R. HERB)

Die während der ganzen Nacht anhaltenden Regenfälle (Schnee über 2000 m) lassen den für den Nachmittag vorgesehenen Aufstieg zum Hohtürli trotz verhältnismässig hohen Temperaturen kaum als möglich erscheinen. Im Verlauf des Vormittags wird denn auch die Entscheidung gefasst, auf diese Tour zu verzichten. Da die Sicht jedoch bis über 2000 m Höhe gut ist, wird beschlossen, wenigstens bis in den Kessel des Gamchi vorzustossen und die Exkursion dann mit diesem Tag zu beenden.

Zuvor werden jedoch noch zwei Aufschlüsse in der Umgebung des Golderli besucht. Gleich vom Gasthaus nach Nordosten ansteigend, erreicht man nach 200 m eine deutliche Überschiebungsfläche an der Basis der aus tonig-sandigen Sedimenten des Dogger bestehenden Felswand. Diese ruhen auf stark verschiefereten dunkelgrauen Mergeln, die in der Geologischen Karte der Blümlisalp-Gruppe (KREBS 1925) als Globigerinenmergel eingezeichnet sind, nach B. Künzi (mdl. Mitt.) jedoch eher Mergel der untersten Kreide sind. Die Gesteine entlang der Überschiebungsfläche sind stark mylonitisiert. Etwas in nordwestlicher Richtung ansteigend, findet man im Kontaktbereich auch grössere Blöcke von Malm der Wildhorn-Decke.

Anschliessend werden die Hügel von Silberbüel südlich des Golderli besucht. Diese bestehen aus stellenweise stark verfalteten, von einer vermutlich zweiten Schieferung durchsetzten Abfolge von kieseligen Sandkalken und sandig-mergeligen Schieferen, die als Kieselkalk der Wildhorn-Decke gedeutet wird. Sie unterscheidet sich vom Kieselkalk der Gellihorn-Decke, dem sog. Tschingel-Kalk, sowohl faziell wie auch, nach den Untersuchungen von B. Künzi (mdl. Mitt.), durch ihren niedrigeren Metamorphosegrad. Sie lagert hier den obereozänen Lithothamnienkalken der Gellihorn-Decke auf. Es dürfte sich um ein frontales Kreide-Element der Wildhorn-Decke handeln, das an der Basis dieser Decke zurückgeblieben ist und so heute unter dem Jura-Kern der Decke liegt. Solche basale Kreide-Elemente besitzen, wie schon in der Übersicht erwähnt, weiter im Westen, zwischen Bundalp und Oeschinensee, grössere Verbreitung, treten aber auch auf der rechten Talseite des Kientals am Dürreberg auf. Ihre deckenmechanische Bedeutung wird durch weitere Untersuchungen noch abzuklären sein.

Nach einem wärmenden Kaffee im Golderli erfolgt der Aufbruch zum Gamchi, wo der Mittagsproviant unter dem schützenden Dach der Alphütte eingenommen wird. Die Überlagerung der Doldenhorn-Decke durch die Gellihorn-Decke ist in diesem Talkessel besonders deutlich zu sehen. Die Doldenhorn-Kreide mit ihrem transgressiven Tertiär bildet eine zerscherte Faltenkaskade, wobei in den Antiklinalstirnen die Kreide-Gesteine (Öhrli-Kalk, Valanginien-Kalk und Tschingel-Kalk) am

Schafberg Wandstufen bilden, die durch die flacheren Terrassen der synklinalen Tertiär-Einspiessungen abgelöst werden. Die Überschiebung der Gellihorn-Decke bildet eine sekundär oft wiederum verfaltete, nach Nordwesten absteigende Fläche.

Die Karte der Blümlisalp-Gruppe von KREBS (1925) zeigt an der Basis der Gellihorn-Decke eine grössere Platte von Malm. Neuere Untersuchungen von KÜNZI (1975) haben indessen gezeigt, dass auf der östlichen Talseite nur zum kleineren Teil Malm vorliegt und dass die Decke insbesondere im höheren, rückwärtigen Anteil aus einer ausserordentlich kompliziert gebauten Schuppenzone von Kreide- und Tertiär-Gesteinen besteht. Im vorderen Teil des Gamchi liegen die Zementstein-Schichten der Gellihorn-Decke direkt über dem Flysch der Doldenhorn-Decke.

Nach der Mittagspause wird auf der Ostseite des Gamchi die stratigraphische Abfolge vom oberen Teil des Öhrli-Kalks bis ins Tertiär übersichtsmässig studiert. Die schlechte Witterung ist für ein detailliertes Studium nicht einladend. Bemerkenswert an dieser Schichtreihe ist der scharfe Kontakt des grobspätigen, rotgefärbten Valanginien-Kalks zum hellen Öhrli-Kalk, ferner der graduelle Übergang vom Valanginien-Kalk in den sehr sandigen, fast quarzitischen, häufig grünlichen Kieselkalk in Tschingel-Kalk-Fazies. Siderolithische Bildungen an der Basis des Tertiärs können hier nicht beobachtet werden. Dagegen kann eine sehr schöne, allerdings metamorph stark überprägte Siderolith-Tasche im unteren Teil des Kieselkalks, am Übergang zum Valanginien-Kalk, studiert werden.

Das transgressive Tertiär besteht aus Sandsteinen in Hohgant-Fazies, die von Lithothamnienkalk und Globigerinenmergeln überlagert werden. Im Lithothamnienkalk konnte *Nummulites fabianii retiatus* nachgewiesen werden, womit dieser Horizont ins höhere Obereozän zu stellen ist. Die Sandsteine und Lithothamnienkalk sind damit wohl jünger als die entsprechenden Fazies-Äquivalente in der Wildhorn-Decke bzw. in der Randkette.

Die Globigerinenmergel gehen nach oben über in einen Flysch von wildflyschartigem Habitus. Dieser enthält nach den Untersuchungen von KÜNZI (1975) gelegentlich Breccien mit Komponenten von Kristallin und Dolomiten. Ferner treten vereinzelt grössere Kristallinblöcke auf. Nach Th. Hügi, der dieses Kristallin näher untersucht hat, ist es in Mineralbestand und Textur identisch mit dem Gastern-Granit. Eine Herkunft dieses Kristallins aus dem Gastern-Massiv würde einmal die nordhelvetische Natur dieses Wildflyschs unterstreichen, die sich ja schon aus dem festgestellten Übergang zu den Globigerinenmergeln der Doldenhorn-Decke ergibt. Sie hätte aber auch im weiteren Sinne für die tektonische Geschichte des Aarmassivs weitreichende Konsequenzen, auf die hier nicht näher eingegangen wird.

Ein in ENE Richtung über der Alphütte des Gamchi auf etwas über 1800 m anstehender Granitblock wird von einigen Exkursionsteilnehmern besucht.

Angesichts des verstärkt einsetzenden Regens hat sich die Front der Unentwegten schon vorher etwas aufgelöst, und man findet sich wieder unter dem gastlichen Dach des Golderli. Der Tschingel-Kalk, d.h. der Kieselkalk der Gellihorn-Decke, wird beim Abstieg durch den Tschingel an seiner Typlokalität noch kurz studiert, bevor am Ausgang der Tschingel- bzw. Griesschlucht das Postauto erreicht wird, das die Teilnehmer zur Bahnstation Reichenbach bringt.

## LITERATUR UND GEOLOGISCHE KARTEN

- ADRIAN, H. (1915): *Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland*. – *Eclogae geol. Helv.* 13/3.
- BECK, P. (1911): *Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 29. Mit geologischer Spezialkarte Nr. 56, 1:50000.
- (1923): *Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1922.
- BREITSCHMID, A. (1976): *Geologie im Gebiet des Gemmenalphorns*. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Bern.
- CHAROLLAIS, J., PAIRIS, J.-L., & ROSSET, J. (1977): *Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976*. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1.
- COLOMBI, C. (1960): *Stratigraphie und Mikrofauna des helvetischen Alttertiärs nördlich von Interlaken*. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- FUNK, H.P. (1969): *Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten*. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1.
- Geologischer Führer der Schweiz (1967): *Exkursion Nr. 17: Thun–Ralligen–Interlaken–Meiringen–Aareschlucht nördlich Innertkirchen*. – Wepf, Basel.
- HEIM, ARN. (1908): *Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen*. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.* 35.
- KREBS, J. (1925): *Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 54/3. Mit geologischer Spezialkarte Nr. 98, 1:25000.
- KÜNZI, B. (1975): *Geologie im hintersten Kiental*. – Unveröff. Diplomarb. Univ. Bern.
- PAIRIS, B., & PAIRIS, J.L. (1975): *Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie)*. – *Géol. alp. (Grenoble)* 51.
- REBER, R. (1964): *Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee*. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1.
- SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchungen der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 86.
- SCHERER, F. (1966): *Geologisch-palaeontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 127.
- SCHNEEBERGER, W. (1927): *Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1926.
- TAVEL, H. VON (1937): *Stratigraphie der Balmhorngruppe*. – *Mitt. natf. Ges. Bern* 1936.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques*. – *Livre Paul Fallot (Soc. géol. France)* 2.
- ZIEGLER, M.A. (1967): *A study of the lower Cretaceous facies developments in the Helvetic Border Chain, north of the Lake of Thun (Switzerland)*. – *Eclogae geol. Helv.* 29/2.