

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	67 (1974)
Heft:	2
Artikel:	Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz
Autor:	Schlanke, Sigurd
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-164291

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.01.2026

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

Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz¹⁾

Von SIGURD SCHLANKE²⁾

ZUSAMMENFASSUNG

Die Untersuchungen erstrecken sich über einen Abschnitt der Subalpinen Molasse zwischen oberem Zürichsee und Ägerisee (Kt. Zug, Schweiz). Die Formationen gehören der Unteren Süßwassermolasse (USM) und der Oberen Meeresmolasse (OMM) an [oberes Oligozän bis mittleres Miozän].

Mit Hilfe von Schwermineral- und Karbonatanalysen konnten verschiedene Molasse-Schuttfächer voneinander abgegrenzt werden. Aus diesen Untersuchungen resultieren neue lithostratigraphische und tektonische Interpretationen. Ferner wird versucht, eine lithostratigraphische Korrelation mit benachbarten Molassegebieten zu geben. Wertvolle Anhaltspunkte lieferten dabei die Erdölbohrungen im östlichen schweizerischen Mittelland und im süddeutschen Raum.

Stratonomische Analysen zeigten den Schüttungsmechanismus der einzelnen Schuttfächer auf. Die wirbeltierpaläontologische Bearbeitung des Kohlehorizontes von Greit in der Höhronen-Schuppe ermöglichte die Korrelation dieses Niveaus mit der regionalen Stufe des Egerian, Zentrale Paratethys.

SUMMARY

The Subalpine Molasse in an area between Upper Lake Zurich and Lake Ägeri (canton of Zug, Switzerland) was studied and found to correspond stratigraphically to the Lower Freshwater Molasse (USM) and the Upper Marine Molasse (OMM) [upper Oligocene to middle Miocene].

On the basis of heavy mineral and carbonate analysis, a number of detrital fans with different source areas could be recognized, which in turn led to some new lithostratigraphic and tectonic interpretations. An attempt is made to correlate these rocks with the deposits of the Swiss and South German plains, using informations from recent oil boreholes in these areas.

The sedimentation mechanism during the fan formation was also deduced. Vertebrate remains from a coal horizon (the "Greit" coal horizon in the "Höhronen" thrust sheet) allowed this level to be correlated with the Egerian stage of the central Paratethys.

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	244
1. Geologische Übersicht	245
2. Stratigraphie	249
2.1 Stratigraphische Nomenklatur	249
2.2 Lithostratigraphische Gliederung	250

¹⁾ Namhafte Druckkostenbeiträge des Schweizerischen Nationalfonds, der AG für Schweizerisches Erdöl (SEAG), der AG für Luzernisches Erdöl (LEAG), der Kantone Zug und Schwyz, ermöglichen die Publikation dieser Arbeit.

²⁾ Wermatswilerstrasse 92, 8610 Uster (Schweiz).

3. Sedimentpetrographische Untersuchungen	251
3.1 Schwermineralanalyse	251
3.11 Allgemeines	251
3.12 Korrelation von Schwermineralgrenzen	253
3.13 Schwermineralführung der Profile	255
3.2 Karbonatanalyse	265
3.21 Allgemeines	265
3.22 Karbonatführung der Profile	266
3.3 Sedimentpetrographische Charakterisierung der beteiligten Schüttungen	274
3.31 Die Rigi-Schüttung s.l.	274
3.32 Die Grindelegg-Schüttung	276
3.33 Die Höhronen-Schüttung	276
3.34 Die Napf-Schüttung	277
3.35 Die Hörnli-Schüttung	278
3.4 Zuordnung der Profile zu den Schüttungen	278
3.5 Zusammenfassung der sedimentpetrographischen Ergebnisse	282
4. Geologischer Vergleich mit den Nachbargebieten	284
5. Korrelation des Untersuchungsgebietes mit der Mittelländischen Molasse der Nordschweiz und Süddeutschlands	291
6. Stratonomie	295
6.1 Allgemeines	295
6.2 Methodik	297
6.3 Stratonomie der Morgarten-Schuppe	299
6.4 Stratonomie der Grindelegg-Schuppe	300
6.5 Stratonomie der Höhronen-Schuppe	301
6.6 Stratonomie des aufgerichteten Südrandes der Mittelländischen Molasse	307
6.7 Zusammenfassung der stratonomischen Resultate	314
7. Tektonik	318
8. Paläontologie	318
8.1 Einleitung	318
8.2 Fauna der Lagerstätte	319
8.3 Beurteilung der Fauna	321
8.31 Alterseinstufung	321
8.32 Ökologie	322
Zusammenstellung der sedimentpetrographischen Daten (Tabellen)	323
Literaturverzeichnis	327
Verzeichnis der benützten Karten	331

Vorwort

Die geologischen Untersuchungen wurden in den Jahren 1969–1972 durchgeführt. Orts- und Flurnamen sowie Koordinatenwerte beziehen sich auf die Landeskarte der Schweiz 1:25000, Blätter 1132, Einsiedeln, und 1131, Zug. Die sedimentpetrographische Auswertung der Proben erfolgte am Geologischen Institut der ETH und Universität Zürich, wo auch die Schwermineralpräparate und die entsprechenden Handstücke aufbewahrt sind. Die Wirbeltierreste wurden am Paläontologischen Institut der Universität Zürich bearbeitet und deponiert.

Zum Abschluss meines Geologiestudiums möchte ich all jenen recht herzlich danken, die am Zustandekommen dieser Dissertation mitgeholfen haben:

- Besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. Hantke, für die vielen wertvollen Ratschläge, Feldbesuche und Diskussionen,
- Herrn Prof. Dr. R. Trümpy für gemeinsame Terrainbegehungen, Besprechungen und die kritische Durchsicht des Manuskripts,

- Herrn Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, Direktor des Paläontologischen Instituts, für die Möglichkeit, die Fossilfunde bestimmen zu lassen und von einigen wichtigen Objekten Stereoscan-Aufnahmen anfertigen zu dürfen,
- Herrn Dr. K. A. Hünermann für die Bearbeitung der Wirbeltierfauna sowie für das rege Interesse, das er meinen Studien entgegenbrachte,
- Herrn Dr. F. Hofmann, der mich in die Sedimentpetrographie einführte und einen Teil der Schwermineralpräparate durchsah,
- Herrn Dr. U. P. Büchi, der meine Studien mit grossem Interesse und Entgegenkommen verfolgte, sowie
- Herrn S. Kappeler für die zahlreichen anregenden Diskussionen.

Gerne erinnere ich mich der Gespräche und gemeinsamen Erlebnissen mit meinen Terrainnachbarn H. P. Müller, A. Rissi und B. Stürm.

Mein grösster Dank gilt meinen Eltern, die mir mein Studium ermöglichten, sowie meiner lieben Frau, die mir während des Studiums immer aufopfernd zur Seite stand.

1. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Untersuchungsgebiet lässt sich von N nach S in vier tektonische Einheiten gliedern (vgl. Fig. 1 und 2):

- Aufgerichteter Südrand der Mittelländischen Molasse
- Höhronen-Schuppe
- Grindelegg-Schuppe
- Morgarten-/Rigi-Schuppe

Die drei Schuppen liegen dachziegelartig übereinander und zeigen normales Südfallen. Die Mittelländische Molasse wurde an ihrem Südrand durch die Höhronen-Schuppe aufgerichtet (Schindellegi-Feusisberg) und lokal sogar überkippt (OMM, Waldhalde). Die höheren tektonischen Einheiten enthalten jeweils ältere stratigraphische Einheiten als die tieferen.

a) *Morgarten-Schuppe*

Diese Einheit ist im Untersuchungsgebiet nur mit ihrem unteren Abschnitt vertreten. Der höhere Teil (ab Nordrand Blatt Ibergeregg, 1:25000) wird zurzeit durch A. Rissi untersucht.

Wegen der ausgedehnten Moränenbedeckung lässt sich über den lithologischen Aufbau unseres Anteils nichts Genaues aussagen. Einzig in den Bächen östlich des Ägerisees konnten an isolierten Aufschlüssen Proben für sedimentpetrographische Untersuchungen entnommen werden.

b) *Haupt-Aufschiebung (= «Rigi-Aufschiebung»)*

Die Grenze zur nördlich gelegenen Grindelegg-Schuppe ist im Bietenbergrusen (oberhalb Eierhals) zu beobachten. Steil südfallende, violettrote, von Calcitadern und Rutschharnischen durchsetzte siltige Mergel und Kalksandsteine (Molasse Rouge) dokumentieren die Nähe der Haupt-Aufschiebung. Diese ist – wie auch die übrigen Auf- oder Überschiebungen in der Subalpinen Molasse – nicht eine einzelne Schubbahn, sondern eine Zone mit differenzierten Gleitflächen (H. P. MÜLLER 1971, S. 117; ECKARDT 1955, S. 7).

c) Grindelegg-Schuppe

Nördlich der Haupt-Aufschiebung liegt die nach SSE einfallende Grindelegg-Schuppe. Auch hier verwehrt die Quartärbedeckung einen zusammenhängenden Einblick. Mit Hilfe von vier sedimentpetrographischen (vgl. Fig. 1) und einem stratonomischen Profil (Sulzeggwald) wurde versucht, die lithostratigraphische Stellung der Grindelegg-Sedimente zu klären; ihre Mächtigkeit beträgt etwa 700 m.

d) Grindelegg-Aufschiebung

Den besten Einblick in die Aufschiebungszone bietet die von KLEIBER (1936) entdeckte Steilzone des Ländli (Koord. 690850/220440). Im Bach stehen siltige Mergel sowie feinkörnige Kalksandsteine an. Mehrere Gleitflächen sind von schichtparallelen, calcitischen Rutschharnischen begleitet. Die stark gequetschten Schichten (Boudinage) stehen grösstenteils senkrecht und streichen N 80° E. Anlässlich eines Ter-

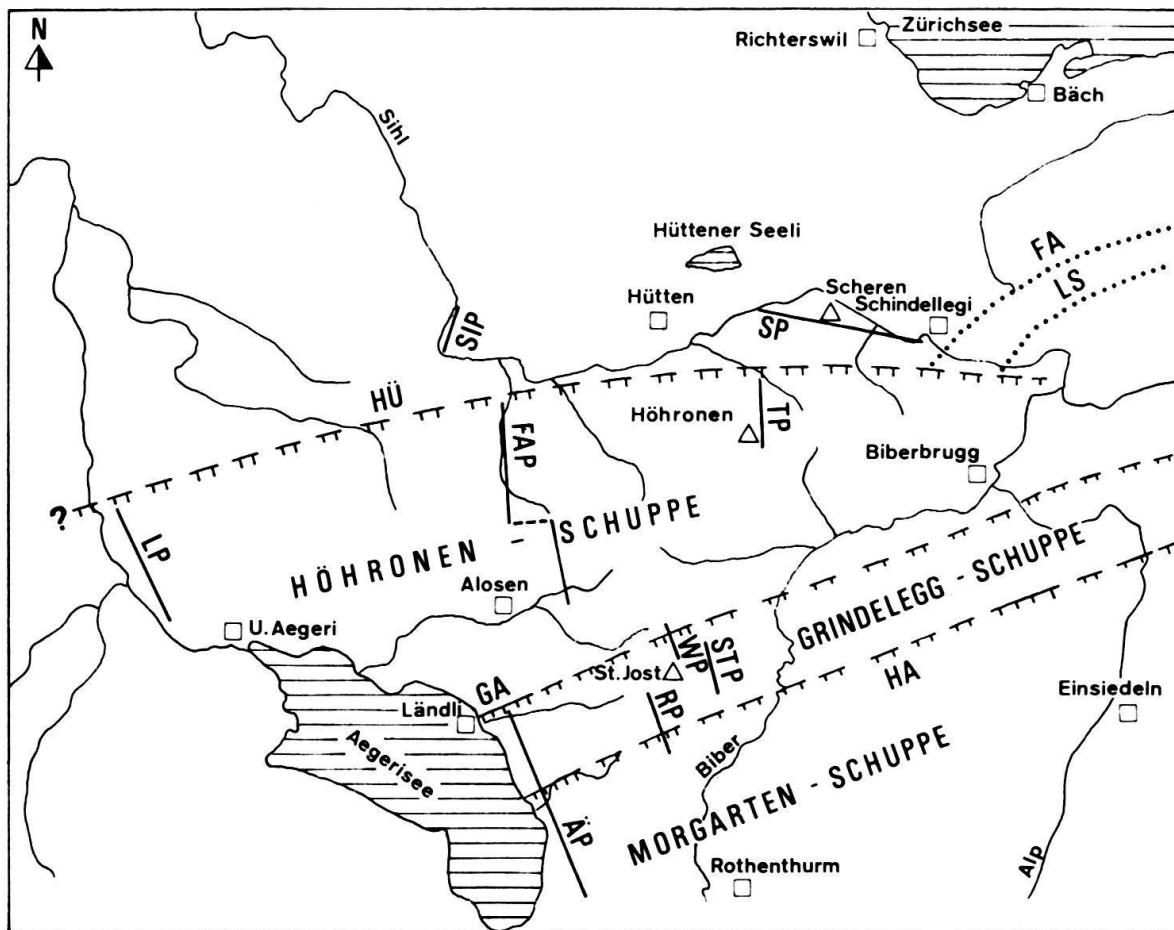


Fig. 1. Übersichtsskizze 1:130000.

SIP = Sihl-Profil	RP = Rossboden-Profil
SP = Schindellegi-Profil	ÄP = Ägerisee-Profil
LP = Lorze-Profil	HÜ = Höhronen-Überschiebung
FAP = Finstersee-Alosen-Profil	GA = Grindelegg-Aufschiebung
TP = Tüfelstein-Profil	HA = Haupt-Aufschiebung
WP = Wisstannen-Profil	FA = Feusisberg-Antiklinale
STP = Steinstoss-Profil	LS = Lidwil-Synklinale

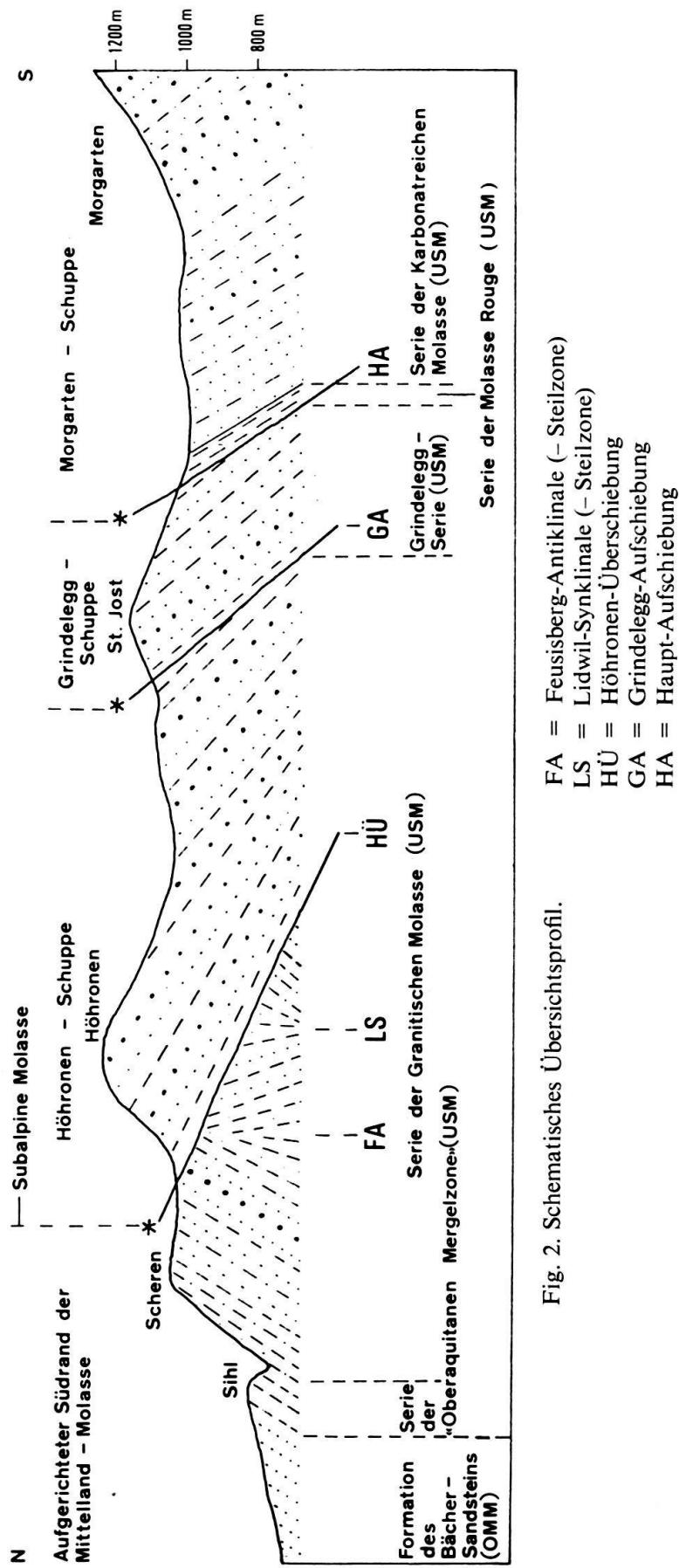


Fig. 2. Schematisches Übersichtsprofil.

FA = Feusisberg-Antiklinale (- Steilzone)
 LS = Lidwil-Synklinale (- Steilzone)
 HU = Höhronen-Überschiebung
 GA = Grindelegg-Aufschiebung
 HA = Haupt-Aufschiebung

rainbesuches von Prof. Hantke konnte in den Bächen von Wisstannen die von KLEIBER postulierte östliche Fortsetzung der Ländlizone nicht direkt gefunden werden. Allerdings wiesen zahllose Calcitbruchstücke im Bachbett auf die Nähe einer Störung hin, was sedimentpetrographische Untersuchungen (vgl. S. 259, 269) bestätigt haben.

e) Höhronen-Schuppe

Das markanteste tektonische Element des Untersuchungsgebietes fällt mit rund 20–25° gegen S, wobei im unteren Teil flachere (15–20°), im oberen Abschnitt steilere Fallwinkel (25–30°) überwiegen. Von der allgemeinen Streichrichtung – N 90° E – wurden keine nennenswerten Abweichungen beobachtet. Da die Höhronen-Schuppe im Vergleich zu den bisher besprochenen Einheiten gut aufgeschlossen ist, soll ihre Lithologie kurz beschrieben werden:

Nagelfluh:

KLEIBER (1936, S. 51–53) bearbeitete die Nagelfluhgerölle anhand makroskopischer Kriterien und teilte sie bezüglich Herkunftsgebiet verschiedenen alpinen Decken zu:

- Nichtmetamorphes Kristallin (Granite, Quarzporphyre, Diorite usw.): Bernina-, Silvretta-, Campo-Languard-Decke;
- Metamorphes Kristallin (verschiedene Gneise und Schiefer, Quarzite): Silvretta-, Bernina-, evtl. Err-Decke;
- Sedimente: Ostalpiner und Penninischer Herkunft (Trias–Tertiär), helvetisches Material fehlt.

Der Anteil der Kristallingerölle beträgt 50–70%. Gern werden bei flüchtigen Zählungen zu grosse Kristallinwerte ermittelt. Der Grund hierfür ist bei den leuchtend fleischfarbenen Graniten und Quarzporphyren zu suchen, die sowohl mengen- als auch größenmäßig auffallen ($1/3$ aller Gerölle). Kompakte Nagelfluhbänke über 3 m Dicke treten selten auf. Meist sind sie von Sandlinsen und unscharf begrenzten Sandlagen durchzogen. Übergänge zu Sandsteinbänken mit Geröllschnüren wurden mehrmals beobachtet.

Sandsteine:

Am häufigsten tritt mittelkörniger, an Quarz und roten Feldspatkörnern reicher Sandstein auf. Für Abfolgen, welche diesen Sandsteintyp häufig beinhalten, prägte STUDER (1853) den lithostratigraphischen Begriff «Granitische Molasse». Im Feld ist die Arkose an den makroskopisch gut sichtbaren roten Alkali-Feldspäten leicht zu erkennen. Die Farbe variiert in frischem Zustand von grünlichgrau bis weissgrau.

Die zweite Sandsteinvarietät, Kalksandstein, ist der Arkose an Häufigkeit weit unterlegen.

Mergel und Tone:

Die Mergel zeigen oft violette, rote, grüne, gelbe und graue Farbtöne. Aufgrund der zahlreichen feinkörnigen Sandeinlagerungen müsste man eher von sandigen Mergeln oder Silten sprechen. Tone sind im Gesamtprofil spärlich vertreten. Die maximale

Schichtdicke der Lagen beträgt 8–10 cm. Ihre Farbe ist grauschwarz, gelblich, häufig schmutzigweiss.

f) Höhronen-Überschiebung

Obwohl diese tektonische Zone noch nie im Feld beobachtet wurde, kann an ihrer Existenz nicht gezweifelt werden. Ihr ungefährer Verlauf ist in Figur 1 dargestellt.

g) Aufgerichteter Südrand der Mittelländischen Molasse

Das bestaufgeschlossene Molasseprofil unseres Untersuchungsgebietes befindet sich zwischen Schindellegi und Scherensteg (etwa 2 km östlich Hütten). Links der Sihl bilden mächtige Mergel- und Sandsteinlagen den schwer begehbarsten Nordhang des Scheren. Die Schichten liegen normal und fallen mit 40–50° gegen NNW, das Streichen beträgt N 60° E. Rechts der Sihl wird das Anstehende von der Seitenmoräne der Lindenhof-Staffel des Zürichstadions überdeckt.

Die von Dr. U. P. Büchi freundlicherweise zur Verfügung gestellten Detailaufnahmen und Handstücke aus dem Druckstollen durch den Scheren (Kraftwerk Sihl-Höfe) ermöglichen eine nahezu lückenlose sedimentpetrographische und stratonomische Bearbeitung des Profils.

Ebenfalls zum aufgerichteten Südrand der Mittelländischen Molasse wird die über dem Schindellegi-Profil liegende Formation des Bächer Sandsteins gezählt. Infolge mächtiger Quartärbedeckung bleibt uns der Einblick in den Übergangsbereich USM/OMM versagt. Nach SPECK (1943) wären unter den Moränen dieselben lithologischen Gegebenheiten anzutreffen wie im Löffelbach, südlich Zug:

Das Dach des «Aquitian» bilden dünne Kalksandsteinlagen und Bänke von «granitischem» Sandstein. Darüber folgen mit schnellem lithologischem Wechsel zwei mächtige Nagelfluhbänke, die «Burdigale Basisnagelfluh». Etwas ruhiger werden die Sedimentationsverhältnisse im Hangenden der Gerölllagen. Dünne Kalksandsteinbänke wechselseitig mit blaugrünem Luzerner Sandstein³⁾ und bilden das obere Ende des Aufschlusses.

Der einzige OMM-Aufschluss unseres Untersuchungsgebietes liegt in der Sihlschlucht (Waldhalde), etwa 1 km NNW Finstersee (Fig. 2; Sihl-Profil). Bereits ESCHER VON DER LINTH erkannte die durch die Höhronen-Überschiebung verursachte, nach NNW überkippte Lage der Sandsteinabfolge (vgl. auch PAVONI 1961).

Eine eingehende Beschreibung erfuhren die Schichten durch SPECK (1943). Stratigraphisch werden die glaukonitischen Sandsteine ins «Burdigalien» gestellt.

2. STRATIGRAPHIE

2.1 Stratigraphische Nomenklatur

Die Nomenklatur der einzelnen Molasse-Abschnitte wurde nach den Empfehlungen der «Arbeitsgruppe für stratigraphische Terminologie» (1973) ausgerichtet. Die Richtlinien versuchen, klare Unterschiede zwischen lithostratigraphischen, biostratigraphischen, chronostratigraphischen und geochronologischen Begriffen zu schaffen.

³⁾ Der Luzerner Sandstein gehört zum Napf-Schuttäcker und gilt als lithostratigraphisches Äquivalent des Bächer Sandsteins, der zur Fazies der miozänen Hörnli-Schüttung gestellt wird.

Bedingt durch die spärlichen Fossilfunde (aus dem Arbeitsgebiet liegt bis jetzt nur ein biostratigraphisch auswertbarer Horizont vor, vgl. S. 319), ist es sinnvoll, die Subalpine Molasse *lithostratigraphisch* zu gliedern.

In der älteren Molasse-Literatur wurden häufig chronostratigraphische Begriffe lithostratigraphischen Einheiten gleichgesetzt. So wurde eine «Granitische, aquitane Molasse» von einer «Karbonatreichen, chattischen Molasse» getrennt. Seit ZÖBELEIN (1963) am oberen Zürichsee nachweisen konnte, dass ein Teil der Granitischen Molasse ebenfalls «chattisches» Alter besitzt, sind die obgenannten Begriffe nicht mehr zulässig.

Ähnlich verhält es sich mit der «oberaquitane Mergelzone» (RENZ 1937a, TANNER 1944, BÜCHI 1950, BÜCHI et al. 1965). Sie wird, gemäss Vorschlag von MÜLLER (1971), dem Status der eingebürgerten Namen unterstellt und somit vorläufig weiterverwendet. Der Begriff darf aber nur im streng lithostratigraphischen Sinn gebraucht werden; er sollte durch einen Terminus ohne chronostratigraphische Konnotation ersetzt werden, doch eignet sich unser Gebiet nicht für die Aufstellung eines Typusprofils.

Die Formation wird als *formelle* lithostratigraphische Grundeinheit bezeichnet. Gemäss Definition ist eine Formation ein Gesteinskörper, der sich durch bestimmte lithologische Eigenschaften von den darüber und darunter liegenden Formationen unterscheidet. Als weiteres wichtiges Merkmal wird die Kartierbarkeit angeführt. Außerdem darf die Abgrenzung gegenüber anderen Gesteinskörpern nicht tektonischer Natur sein.

Da vor allem die letzte Forderung in der Subalpinen Molasse selten erfüllt wird, müssen unsere lithostratigraphischen Einheiten in *informeller* Weise behandelt werden. Folgende Termini werden dabei verwendet: Komplex, Serie, «Schicht». Der Komplex entspricht etwa dem Rang einer Gruppe, die Serie dem einer Formation.

In unserem Untersuchungsgebiet wird die «Formation der Granitischen Molasse» somit als «Serie der Granitischen Molasse» bezeichnet.

2.2 Lithostratigraphische Gliederung

<i>Gruppe, Komplex:</i>	<i>Formation:</i>	<i>Serie:</i>
Obere Meeresmolasse (OMM)	Bächer Sandstein	
Untere Süßwassermolasse (USM)		«Oberaquitane Mergel-Zone» Granitische Molasse Grindelegg-Serie Karbonatreiche Molasse Molasse Rouge
Untere Meeresmolasse (UMM)	Horwer Sandstein Grisiger Mergel	

Die lithostratigraphische Gliederung unseres Untersuchungsgebietes entspricht derjenigen des östlichen Nachbargebietes. Dort erfuhren dieselben Einheiten durch

H. P. MÜLLER (1971, S. 8–24) eine ausführliche lithofazielle Beschreibung, der nur wenig hinzuzufügen ist:

1. Sämtliche Formationen – ausser dem Bächer Sandstein, dem Horwer Sandstein⁴⁾ und den Grisiger Mergeln – werden als *informelle lithostratigraphische Einheiten* behandelt und tragen deshalb die Bezeichnung «Serien».
2. Da die Lithofazies der Grindelegg-Schuppe weder zur stratigraphisch hangenden Granitischen Molasse noch zur liegenden Karbonatreichen Molasse gezählt werden kann, wird sie als selbständige lithostratigraphische Einheit (Serie) angeführt.

Lithofazies der Grindelegg-Serie

Die Grindelegg-Abfolge wurde bereits von KLEIBER (1936), RENZ (1937), STAUB (in RENZ) und HABICHT (1945) als «Oberstampische» Einheit von den «Aquitanien Höhronen-Schichten» (= Serie der Granitischen Molasse) getrennt. Die chronostratigraphische Einstufung basierte auf lithofaziellen Vergleichen mit «oberstampischen» Abfolgen der Ostschweizer Molasse (Appenzeller Sandstein, Teufelsmauern, Ebnater Sandstein, RENZ 1937, S. 124). Altersweisende Fossilien wurden in der Grindelegg-Serie noch nicht gefunden. Aus den sedimentpetrographischen Untersuchungen geht hervor, dass die Grindelegg-Abfolge sicher älter ist als die Granitische Molasse, jedoch jünger als die Karbonatreiche Molasse.

Lithologie

Es wechseltlagern graugrünlche bis gelbbräunliche Silte und Mergel (etwa 50% der gesamten Mächtigkeit) mit mausgrauen Kalk- und gelblichen Dolomit-Areniten, granitischen und pseudogranitischen Sandsteinen. Nagelfluhbänke sind – verglichen mit der Höhronen- und Morgarten/Rigi-Schuppe – selten zu beobachten.

Im Gegensatz zu den granitischen Sandsteinen enthalten die pseudogranitischen erheblich mehr rote, braune und grüne Radiolarite. Die rötlichen Feldspäte treten zu gunsten der Hornsteine sowie der Kieselkalke und Dolomitkomponenten zurück. Die pseudogranitischen Sandsteine zeigen ausserdem häufig Kreuzschichtung (vgl. auch MÜLLER 1971, S. 127). Die Unterschiede in den Sandsteinen spiegeln sich auch in der Zusammensetzung der Höhronen- und Grindelegg-Nagelfluh wider. Während im Höhronen-Schuttfächer Kristallingehalte bis zu 70% üblich sind, erreicht die Grindelegg-Schüttung Sedimentanteile bis zu 80%. Mocausa-Konglomerate und Radiolarite könnten für eine Verwandtschaft von Grindelegg- und Rigi-Nagelfluh sprechen.

3. SEDIMENTPETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

3.1 Schwermineralanalyse

3.11 Allgemeines

Die in neuerer Zeit in der Subalpinen Molasse durchgeföhrten Arbeiten, u. a. GASSER (1966, 1968), MATTER (1964), FÜCHTBAUER (1954–1967), HOFMANN (1957), GRIMM (1965), H. P. MÜLLER (1971), haben gezeigt, dass lithologisch monotone und

⁴⁾ Die Formationen der UMM treten in unserem Untersuchungsgebiet nicht zutage. Verglichen mit den Verhältnissen im Rigi-Gebiet wäre die UMM an der Basis der Morgarten-Schuppe zu erwarten.

fossilarme Serien mit Hilfe der Schwerminerale lithostratigraphisch definiert, gegliedert und einzelnen Schuttfächern oder Schüttungsphasen zugeordnet werden können. Durch Klärung der lokalen Verhältnisse im zentralen Schuttfächerbereich (Subalpine Molasse) ist es möglich, die Schuttfächersysteme auf Grund ihres Mineralspektrums über weite Distanzen zu verfolgen und grossräumige paläogeographische Zusammenhänge zu erkennen.

Anderseits tragen sedimentpetrographische Untersuchungen in der tektonisch ungestörten Molasse (schweizerisches Mittelland, ungefaltete Molasse von Süddeutschland und Österreich) dazu bei, die relative, zeitliche Abfolge der Schüttungsphasen in der Subalpinen Molasse zu erkennen und dadurch deren Tektonik weitgehend abzuklären.

Vergleicht man zum Beispiel die Schwermineralassoziation der Granitischen Molasse in der Bohrung Küsnaht mit derjenigen des Höhrone-Gebietes, so zeigt sich, dass die stratigraphisch tiefsten Molasseschichten in der Bohrung den Höhronen-Schichten (S-fallende Höhronen-Schuppe) entsprechen, das Schindellegi-Profil hingegen dem obersten Teil der Granitischen Molasse in der Bohrung gleichzusetzen ist. Daraus folgt, dass die Sequenz des Schindellegi-Profil jünger ist als die Höhronen-Schichten.

Bisherige Untersuchungen

Aus der Morgarten- und Grindelegg-Schuppe fehlen sedimentpetrographische Angaben. Die Höhronen- und Schindellegi-Abfolge wurde erstmals durch KLEIBER (1936) schwermineralogisch bearbeitet. Obwohl er zwischen den beiden Serien klare Unterschiede beobachtete, gelang es ihm nicht, diese zu deuten. KLEIBER kommt zum Schluss, dass die Schwermineralkombinationen Zufallserscheinungen seien und sich nicht stratigraphisch verwenden lassen. Dieses negative Urteil kann auf folgende Umstände zurückgeführt werden:

1. Seine Prozentzahlen geben ein verzerrtes Schwermineralbild wieder, da gemäss der damals allgemein üblichen Aufbereitungsmethode die Proben mit heißer Salzsäure behandelt wurden, worauf sich u.a. der diagnostisch wichtige Apatit auflöste.
2. Zu geringe Probenzahl, vor allem in der Schindellegi-Abfolge (2 Analysen).
3. Dem Autor fehlten Vergleichsmöglichkeiten mit benachbarten Gebieten.

Mit neuzeitlichen sedimentpetrographischen Methoden untersuchten HOFMANN (1957) und FÜCHTBAUER (1964) die Zentral- und Ostschweizer Molasse. In ihren bahnbrechenden Arbeiten, die vor allem dem regionalen Überblick galten, wurde auch das Gebiet der Höhronen kurSORisch untersucht. Die Analysen dienten als vorzügliche Diskussionsgrundlage und Orientierungshilfe. Die Untersuchungen an den Erdölbohrungen der Mittelländischen Molasse (BÜCHI et al. 1961, 1965; HOFMANN, 1968) waren für die Interpretation des Untersuchungsgebietes von grosser Bedeutung. Dasselbe gilt für die Arbeit meines Terrainnachbarn H. P. MÜLLER (1971).

Aufbereitung der Schwerminerale

Die Proben wurden im Mörser vorsichtig zertrümmert, die Korngrößen 0,4 mm bis 0,06 mm ausgesiebt und anschliessend mit 10prozentiger Ameisensäure entkarbona-

tisiert. Die Schweretrennung erfolgte mit Bromoform ($d = 2,88$), als Einbettungsmittel diente Aroclor ($n = 1,66$).

Auszählen der Schwerminerale

Mit Hilfe des Kreuztisches werden mindestens 100 Schwerminerale (ohne Granat) ausgezählt und = 100% gesetzt. Da Granat oft in grossen Mengen auftritt, wird er gesondert gezählt. Die Granatprozente wurden wie folgt errechnet (vgl. FÜCHTBAUER 1964, HOFMANN 1957a–1969, H. P. MÜLLER 1971): Die Anzahl der bestimmten Schwerminerale (inkl. Granat) werden = 100% gesetzt und der Granat wiederum in Prozent aller Schwerminerale ausgedrückt. Seltene Mineralien sind in der Tabelle mit ihrer Stückzahl aufgeführt.

Sedimentpetrographische Formel

Zur übersichtlichen Charakterisierung der verschiedenen Schwermineralassoziationen werden in Übereinstimmung mit FÜCHTBAUER (1964) und H. P. MÜLLER (1971) «sedimentpetrographische Formeln» verwendet. Granat wird immer vorangestellt. Tritt er als häufigstes Schwermineral auf, so wird er gross geschrieben (G), sonst klein (g). Die übrigen Schwerminerale folgen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Hauptgemengteile ($> 10\%$) werden gross geschrieben, Nebengemengteile (2–10%) klein. Die Abkürzungen bedeuten: A = Apatit, A' = Anatas, B = Brookit, B' = Baryt, D = Disthen, E = Epidot, H = Hornblende, M = Monazit, R = Rutil, S = Staurolith, S' = Spinell, T = Turmalin, T' = Titanit, Z = Zirkon.

3.12 Korrelation von Schwermineralgrenzen

Im süddeutschen Molassebecken haben ANDRÉE (1937), RITTER (1953), FÜCHTBAUER (1954–1964) und GRIMM (1957, 1965) an mehreren Erdölbohrungen charakteristische Schwermineralabfolgen erkannt und bewiesen, dass die zum Teil scharfen Mineralgrenzen korrelierbare Zeitgrenzen darstellen. Nach GRIMM (1965, S. 59) erwiesen sich die Veränderungen in der Schwermineralverteilung bei Vergleichen auf relativ engem Raum als isochron und faziesunabhängig. Inwieweit diese Feststellung auch auf andere Regionen, insbesondere auf die Subalpine Molasse, übertragen werden kann, ist mit der Frage nach der Ursache für eine Änderung der Schwermineralassoziation eng verknüpft. Dabei bieten sich drei Möglichkeiten an:

1. Wird durch Verlagerung des rückwärtigen Erosionsbereiches neues, qualitativ verändertes Gesteinsmaterial abgetragen, so ändert sich auch das Schwermineralbild im Vorland. Innerhalb einer Schüttung vollzieht sich die Ablösung zweier Assoziationen selten schlagartig; vielmehr sind kürzere oder längere Übergangsphasen vorhanden, die sich in den Schwermineralprofilen durch Trends zu erkennen geben. Die Basis einer Übergangsphase ist in jenen Lokationen eines Schuttäschers isochron, welche sich in annähernd gleicher Entfernung vom Erosionszentrum befinden. Diese schuttäschnerinterne Veränderung des Schwermineralspektrums ist häufig in den älteren, radial angeordneten Schuttäschern der USM anzutreffen (z. B. Rigi).
2. In den jüngeren Serien der USM sowie in der OMM und OSM kann der Wechsel von Schwermineralassoziationen nicht mehr allein durch schüttungsinterne Ein-

flüsse begründet werden. Im fluvioterrestrischen Milieu wurde der Schutt durch Flüsse ins Vorland geschwemmt und durch Sammelentwässerungssysteme in bekannte axialer Richtung abtransportiert. Ein Grossteil der jüngeren Subalpinen und Mittelländischen Molasse-Sedimente wurde im Bereich dieses axialen Transportsystems abgelagert. Hier ist die Abfolge von Schwermineralspektren vor allem auf die Überlagerung qualitativ verschiedener Schüttungen zurückzuführen. Nach GRIMM (1965) ermöglicht der Wechsel von radialen und axialen Schüttungen die stratigraphische Gliederung einzelner Bohrprofile und die Korrelation benachbarter Profile. Diese Feststellung kann ohne weiteres auch auf das schweizerische Mittelland übertragen werden (FÜCHTBAUER 1961, 1964; HOFMANN 1965, 1968).

3. Gegen eine stratigraphische Verwendung der Schwerminerale wird das Argument der «Interstratal Solution» ins Feld geführt (PETTJOHN 1957, WIESENEDER 1953, WIESENEDER & MAURER 1958). Die Entstehung der Schwermineralgesellschaften wird nicht mehr auf den Sedimentationsprozess zurückgeführt, sondern auf post-depositionale Veränderungen. Das Schwermineralbild soll durch Überlagerungsdruck und Porenwasser eine tiefgreifende Umwandlung erfahren haben.

Im Wiener Becken konnte WIESENEDER nachweisen, dass im gleichen Schuttfächer, bei gleichbleibender Materialzufuhr, Oberflächen-Handstücke und entsprechende Proben aus Tiefbohrungen im Schwermineralgehalt stark voneinander abweichen. Im westlichen Teil des Molassebeckens konnte die «Interstratal Solution» nicht nachgewiesen werden (HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, MATTER 1964, BÜCHI et al. 1965, GRIMM 1965, GASSER 1966, MÜLLER 1971). Dass diese Tatsache auch für das eigene Untersuchungsgebiet gilt, soll durch folgende Überlegung bewiesen werden: Die Sandsteine der oberen Granitischen Molasse wurden in der Erdölbohrung Küsnacht 1 zwischen 1100 und 2100 Metern durchteuft. Im aufgerichteten Südrand der Mittelländischen Molasse tritt dieselbe Abfolge im Schindellegi-Profil zutage. Bezeichnend für das Fehlen der «Interstratal Solution» ist die Tatsache, dass das Schwermineralbild in den Tagesaufschlüssen wie in der Tiefbohrung durch Epidot dominiert wird. Gerade dieses Mineral wird aber von WIESENEDER & MAURER (1958, S. 1169) als Beispiel maximaler Instabilität gegenüber diagenetischen Veränderungen angeführt. Eine allfällige Resistenz dieses Minerals könnte durch einen erhöhten Karbonat- oder Tongehalt begründet werden. Auch diese Erklärung trifft aber für unser Beispiel nicht zu, denn die zur Frage stehende Abfolge zeichnet sich in der Küsnachter Bohrung wie im Schindellegi-Profil durch den niedrigsten Karbonatgehalt in der Molasse aus. Tonhaltige Proben treten häufiger auf, unterscheiden sich aber in der Schwermineralführung nicht von tonarmen Proben. Der selbe Befund wurde zwischen grob- und feinkörnigen Proben festgestellt (GASSER 1966, S. 753).

Zusammenfassend kann für das Untersuchungsgebiet festgehalten werden:

- a) In radialen Schüttungen (Morgarten-Friherrenberg) sind Veränderungen der Schwermineralassoziation hauptsächlich auf Umgestaltung der distributiven Provinz zurückzuführen.
- b) In Gebieten mit axial gerichteten Schüttungen (Höhronen, Schindellegi-Profil, Mittelländische Molasse) wird der Wechsel von Schwermineralspektren vor allem durch Überlagerung qualitativ verschiedener Schüttungen hervorgerufen.

- c) Korrelationshindernde Einflüsse durch «Interstratal Solution» und Korngrösseneffekt wurden nicht beobachtet.

3.13 Schwermineralführung der Profile

Das Ägerisee-Profil (Fig. 3)

Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse ist der untere Teil der Morgarten-Schuppe nur durch wenige Proben vertreten. Trotzdem ist es gelungen, das Schwermineralspektrum dieser Einheit zu erfassen, denn alle 10 Proben zeichnen sich durch eine fast identische Schwermineralführung aus. Trends lassen sich nicht erkennen. Mengenmäßig beherrscht Zirkon das Feld, vermag aber als Durchläufermineral (Basis USM – oberer Teil USM) die Schüttung nicht zu prägen. Ähnlich verhält es sich mit Granat, der fast überall in der Subalpinen Molasse vorhanden ist, hier aber mit eher niedrigen Werten (Durchschnitt 39%) auftritt. Markanter wird die Morgarten-

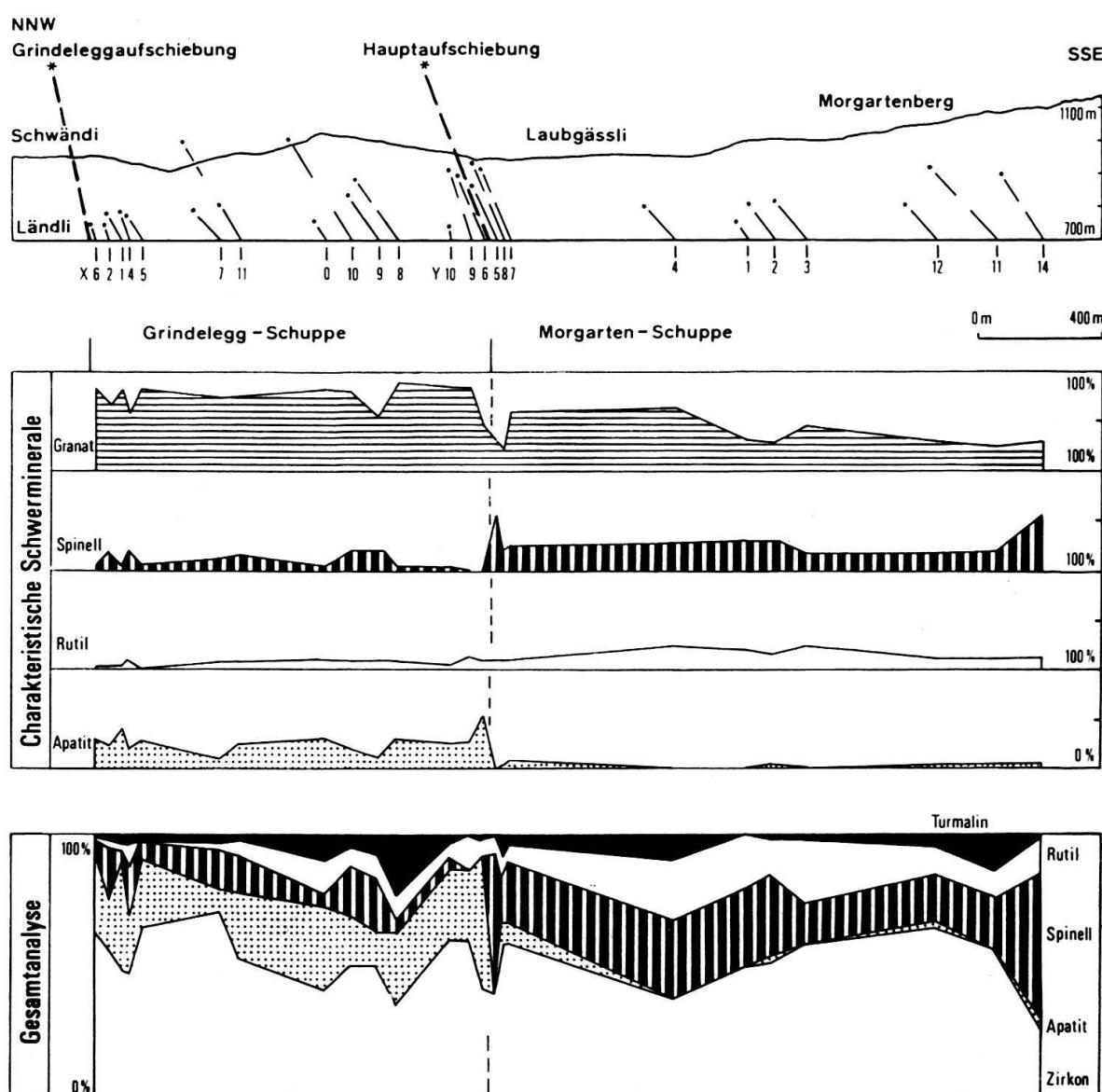


Fig. 3. Das Ägerisee-Profil: Schwermineralanalyse.

Schuppe durch den hohen Spinell- (29%) und Rutilgehalt (13%) charakterisiert. Auffallend ist der verschwindend geringe Apatitanteil (2%). An akzessorischen Mineralien treten – in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit – sporadisch auf: Monazit, Staurolith, Anatas und Brookit, Hornblende.

Der Wechsel zur Schwermineralassoziation des nördlichen Profilabschnitts vollzieht sich abrupt an der Haupt-Aufschiebung. Obwohl diese tektonische Zone im Feld nur in zwei Aufschlüssen zutage tritt, kann sie mit Hilfe der Schwerminerale durch Eingabelung genau verfolgt werden.

In der Grindelegg-Schuppe treten dieselben Schwerminerale auf wie in der Morgarten-Schuppe. Verschieden sind jedoch die prozentualen Anteile. Granat ist auf den doppelten Wert gestiegen (75%), Zirkon bleibt unverändert (52%). Die Spinell- und Rutilwerte sind merklich gesunken (9,5% und 7%). Spinell erreicht nur noch sporadisch höhere Anteile (max. 20%). Erstaunlich hoch ist die Differenz zwischen den beiden Apatit-Mittelwerten: Grindelegg 26%, Morgarten 2%. Akzessorien: Anatas, Brookit, Monazit, Hornblende. Neu hinzu kommen: Titanit und Disthen.

Das Rossboden-Profil (Fig. 4)

Dieses Profil liegt parallel zum soeben besprochenen und ist etwa 1,5 km von ihm entfernt. Die Zone der Haupt-Aufschiebung schneidet das Profil nach feldgeologischen Kriterien zwischen den Lokationen T7 und R6, was schwermineralogisch bestätigt werden kann.

Die Proben südlich der Aufschiebung (R6, R1, R3, R2) gehören zur Serie der Molasse Rouge. Zirkon herrscht vor (44%), gefolgt von Granat (34%), Spinell (27%), Rutil (20%) und Turmalin als Nebengemengteil (4%). Charakteristisch ist der sehr niedrige Apatit-Anteil (2,7%).

Der Kontakt zur nördlich gelegenen Grindelegg-Schuppe ist wiederum durch einen markanten Wechsel im Schwermineralbild gekennzeichnet: starker Anstieg von Granat und Apatit, Reduktion von Spinell und Rutil. Die Grindelegg-Serie zeigt hier ähnliche Mittelwerte wie am Ägerisee, Spinell und Turmalin sind etwas reichlicher vorhanden. Trotz dieser generellen Übereinstimmung ist zu beachten, dass im Ägerisee-Profil die Schwermineralwerte der einzelnen Proben nur wenig um die Mittelwerte pendeln, im Rossboden-Profil hingegen sind diesbezüglich starke Schwankungen zu erkennen. Die Streuung betrifft vor allem die diagnostisch wichtigen Minerale Spinell, Apatit und Granat. Es fällt auf, dass die Apatit- und Granatwerte zueinander konform und zum Spinell konträr verlaufen. Daraus ergeben sich zwei Schwerminerkombinationen:

Gruppe A: Granat herrscht vor (64%), gefolgt von Zirkon (45%) und Apatit (35%). Spinell (8%) und Rutil (6%) treten als Nebengemengteil auf.

Gruppe B: Granat (38%) wird von Zirkon überflügelt, Apatit (9%) tritt seinen Platz unter den Hauptgemengteilen an Spinell (26%) und Rutil (11%) ab.

Sämtliche Proben des Profils konnten zu einer der beiden Schwerminerkombinationen gestellt werden. Bemerkenswert ist, dass bei der Zuordnung jeweils alle drei charakteristischen Variablen (S, G, A) übereinstimmend auf die eine oder andere Gruppe hinwiesen. Eine Wechselsequenz von derart scharf umrissenen Schwermineral-

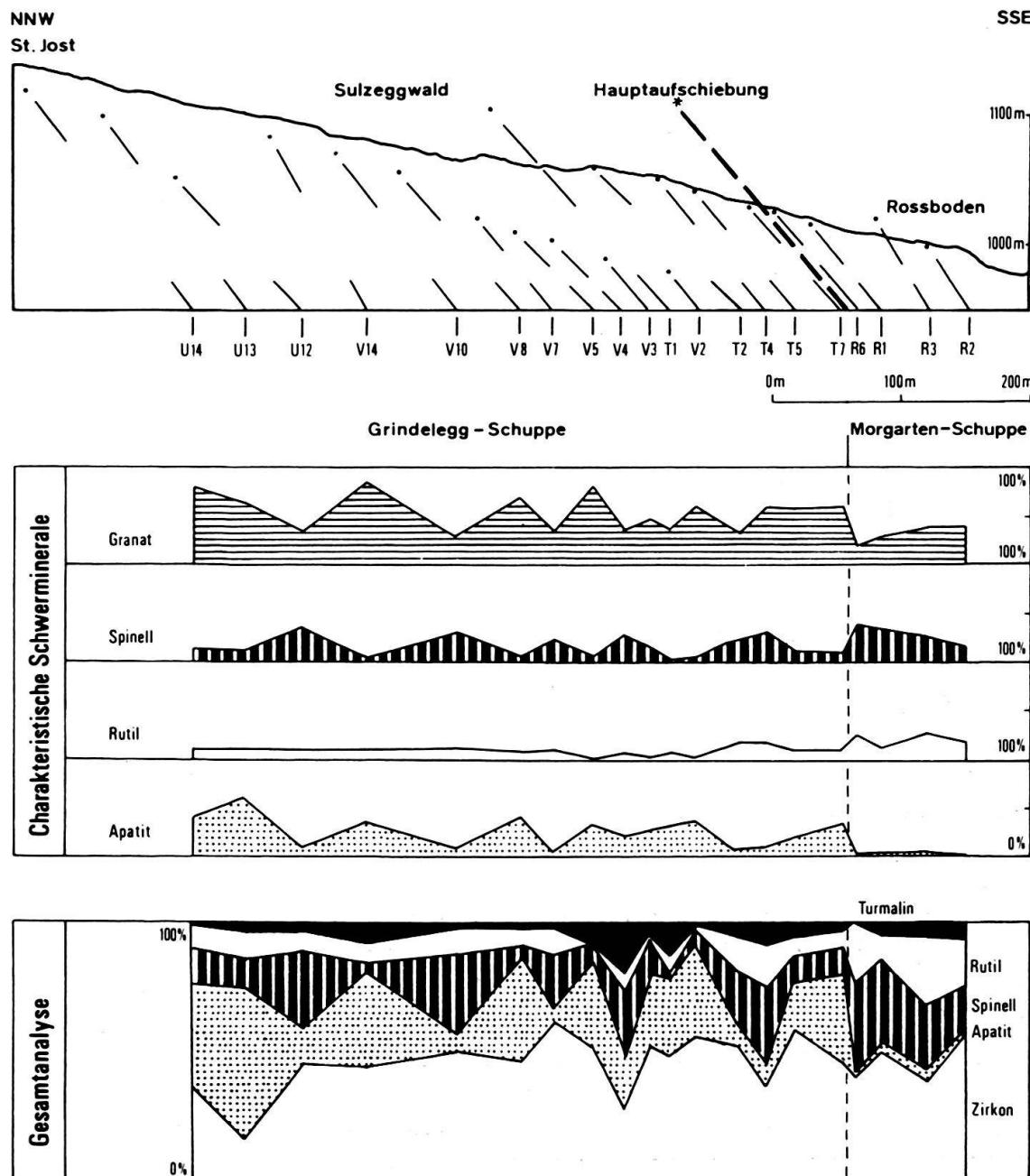


Fig. 4. Das Rossboden-Profil: Schwermineralanalyse.

kombinationen konnte in anderen Molasse-Einheiten noch nie nachgewiesen werden. Auf die Deutung wird auf den Seiten 279, 280 eingegangen.

Das Steinstoss-Profil (Fig. 5)

Dieses Profil liegt im östlichsten Teil der Grindelegg-Schuppe. Die Morgarten-Schuppe wird nicht mehr erfasst, die Haupt-Aufschiebung verläuft südlich Steinstoss. Analog zum Rossboden-Profil sind wiederum zwei Schwermineral-Gruppen zu erkennen:

Die erste ist völlig identisch mit der Gruppe A, das heißt Granat und Apatit dominieren über Spinell. Die zweite entspricht der B-Gruppe, führt allerdings mehr Granat.

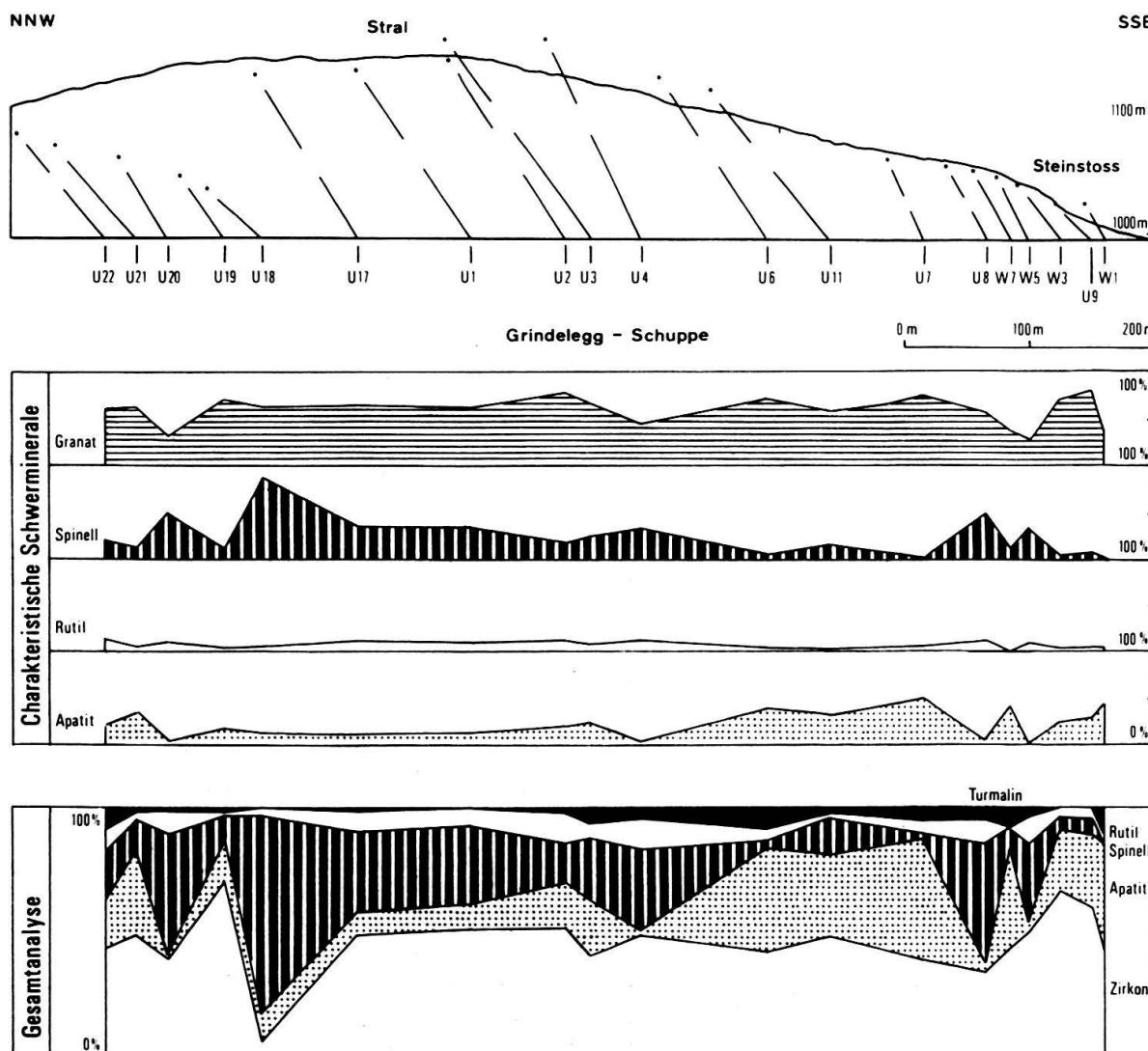


Fig. 5. Das Steinstoss-Profil: Schwermineralanalyse.

Ein aussergewöhnliches Spinellmaximum (80%) wird in U18 auf Kosten von Zirkon erreicht. Staurolith und Baryt finden sich als Akzessorien vorzugsweise in den tieferen Schichten des Profils.

Das Wissstannen-Profil (Fig. 6)

Dieses Profil zeigt den Bereich der Grindelegg-Aufschiebung im östlichen Teil der Schuppe. Der im Steinstoss-Profil beobachtete Trend zur Staurolithzunahme setzt sich im Wissstannen-Profil fort und erfährt vor der Aufschiebung ein Maximum (20%). Die Schwermineralführung ist homogen. Sie kann zur B-Gruppe des Rossboden- und Steinstoss-Profil gestellt werden, wenngleich hier die Spinellwerte etwas tiefer liegen.

Der Übergang zur Höhronen-Schuppe ist analog zum Ägerisee recht markant: Ansteigen von Apatit, Fehlen von Spinell.

Das Finstersee-Alosen-Profil (Fig. 7)

Dieses Profil vermittelt den umfassendsten Einblick in die Schwermineralführung der Höhronen-Schuppe. Granat (63%), Zirkon (48%) und Apatit (47%) herrschen

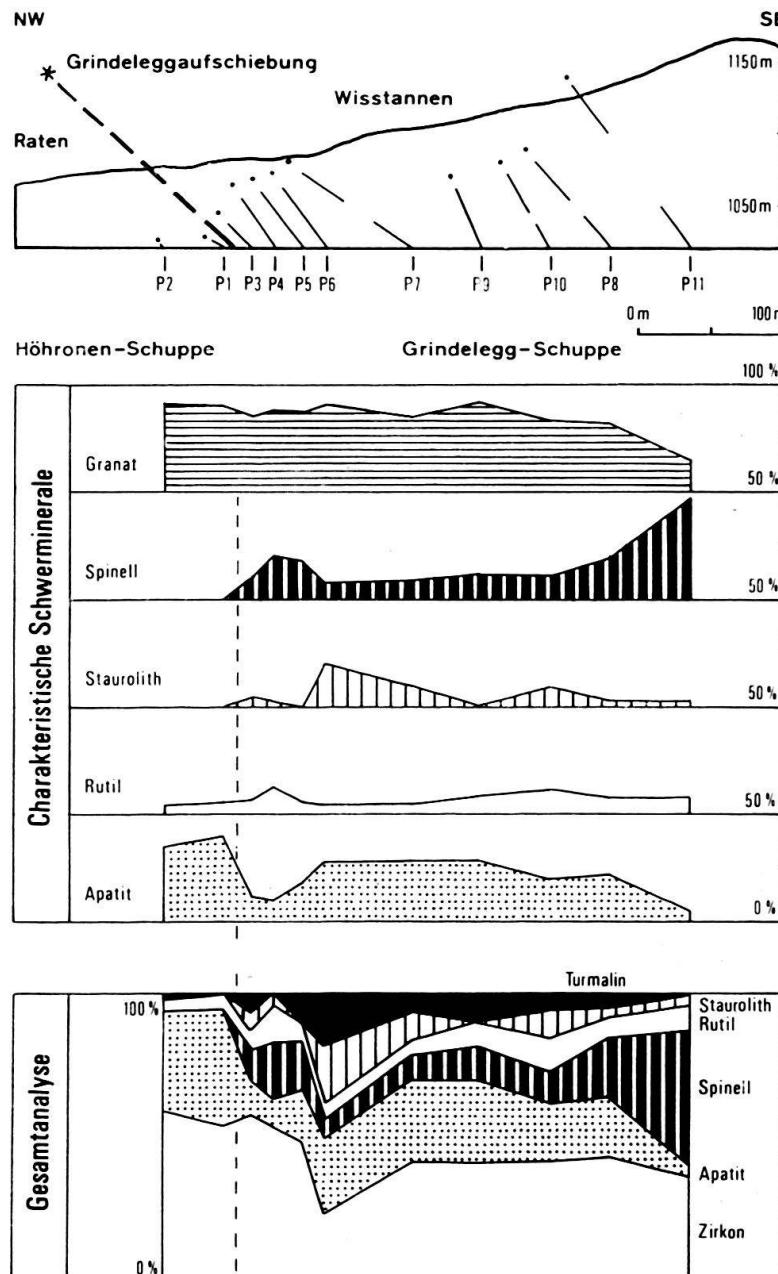


Fig. 6. Das Wisstannen-Profil: Schwermineralanalyse.

vor. Ihre konstante Präsenz verleiht der tektonischen Einheit ein ausgeglichenes und markantes Schwermineralbild. Einzig Probe Z27, aus dem höheren Teil der Abfolge, vermag die monotone Schwermineralführung etwas aufzulockern (Epidot), doch weisen die stratigraphisch nächsthöheren Proben (Z28, P2, P3) bereits wieder das übliche Spektrum auf. Rutil (3%) und Turmalin (2%), welche in den vorgängig beschriebenen Profilen zum Teil als Hauptgemengteile auftraten, sind hier durchwegs als Nebengemengteile oder Akzessorien einzustufen. Spinell, das Charaktermineral der Grindellegg- und Morgarten-Schuppe, wie auch Staurolith treten nur noch sporadisch als Akzessorien auf.

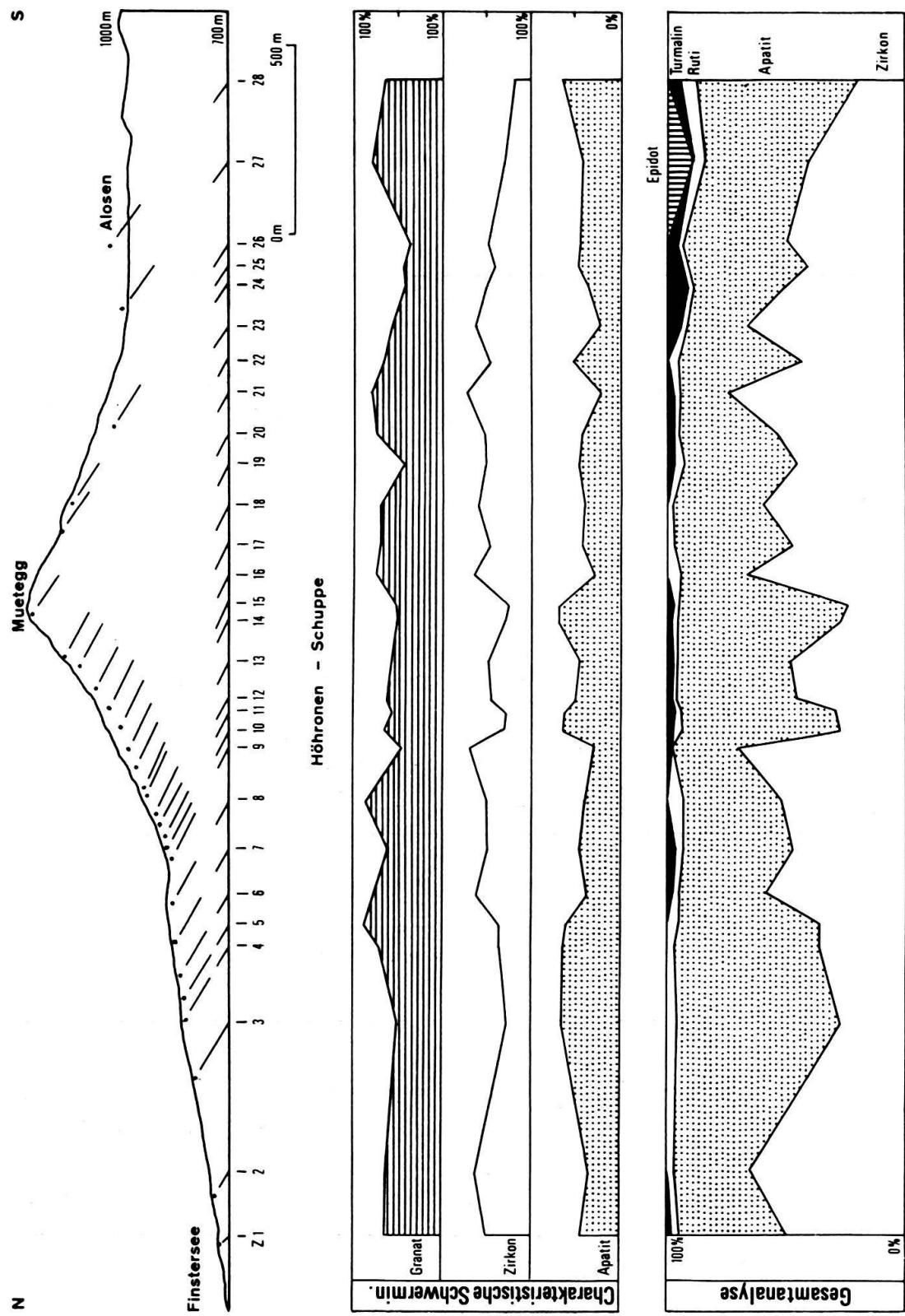


Fig. 7. Das Finstersee-Alosen-Profil: Schwermineralanalyse.

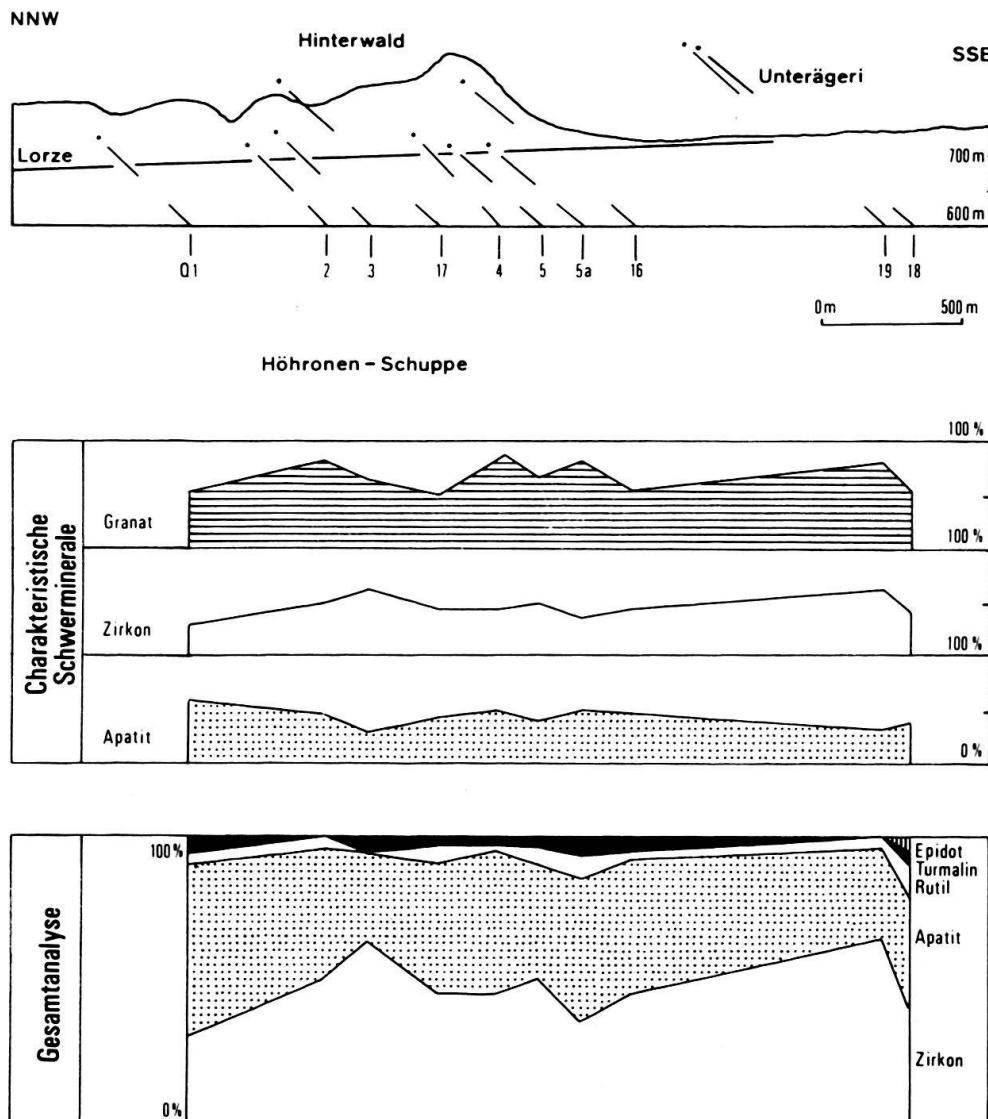


Fig. 8. Das Lorze-Profil: Schwermineralanalyse.

Das Lorze-Profil (Fig. 8)

Das Schwermineralbild im westlichen Teil der Höhronen-Schuppe wird durch eine Granat-Zirkon-Apatit-Vormacht charakterisiert. Rutil und Turmalin sind Nebengemengteile. Die Übereinstimmung mit dem Finstersee-Alosen-Profil ist nicht zu übersehen. Besondere Aufmerksamkeit verdient das Auftreten von Epidot (6%) in der obersten Schicht des Profils (Q18). Dieselbe Erscheinung wurde schon im Alosen-Finstersee-Profil beobachtet (Z27).

Das Tüfstein-Profil (Fig. 9)

Das Profil durch den östlichen Teil der Höhronen-Schuppe zeigt wiederum das bereits bekannte Schwermineralspektrum. Granat ist häufigstes Schwermineral (58%), die übrigen Hauptgemengteile, Apatit (44%) und Zirkon (46%), sind gleich stark vertreten. Als Nebengemengteile treten wie üblich Rutil (5%) und Turmalin (5%)

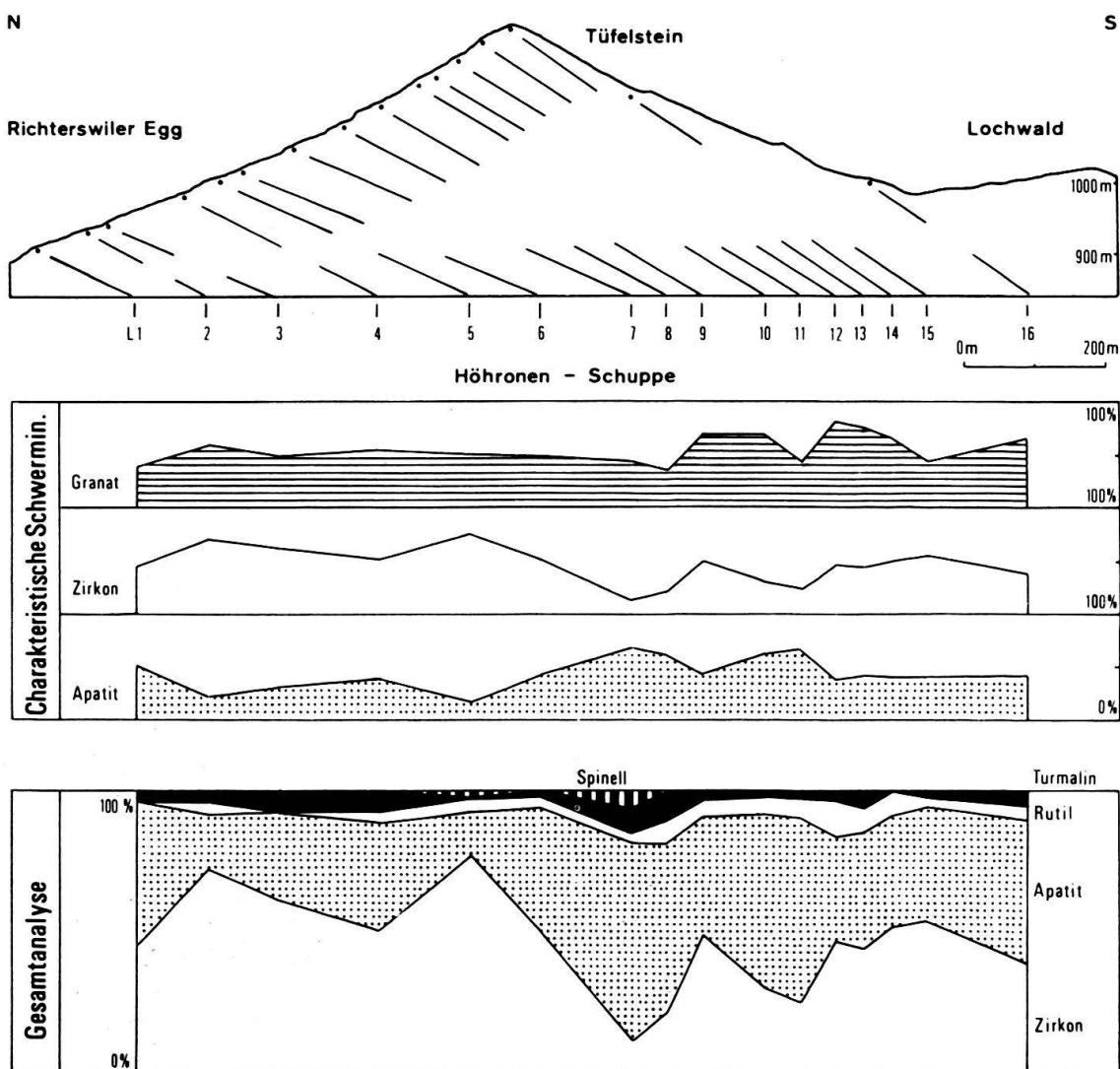


Fig. 9. Das Tüfelstein-Profil: Schwermineralanalyse.

hervor. Das monotone Schwermineralbild erfährt in Probe L7 durch das Auftauchen von Spinell eine Bereicherung.

Das Schindellegi-Profil (Fig. 10)

Dieses Profil zeigt das heterogene Schwermineralbild des von der Höhronen-Schuppe überfahrenen, normal nach Norden einfallenden Südrandes der Mittelländischen Molasse. Es lassen sich 4 Einheiten unterscheiden. Für die Gliederung waren die stark variierenden Prozentwerte von Epidot, Granat, Zirkon und Apatit ausschlaggebend. Es zeigte sich, dass die Kurven der drei letzten Minerale einen ähnlichen Verlauf aufweisen; dagegen verhält sich Epidot stets komplementär.

Abschnitt E

Der stratigraphisch tiefste Abschnitt des Schindellegi-Profil ist durch das Vorherrschen von Granat (60%), Zirkon (42%) und Apatit (41%) gekennzeichnet und erinnert an das Schwermineralspektrum der Höhronen-Schuppe. Durch Epidot (14%),

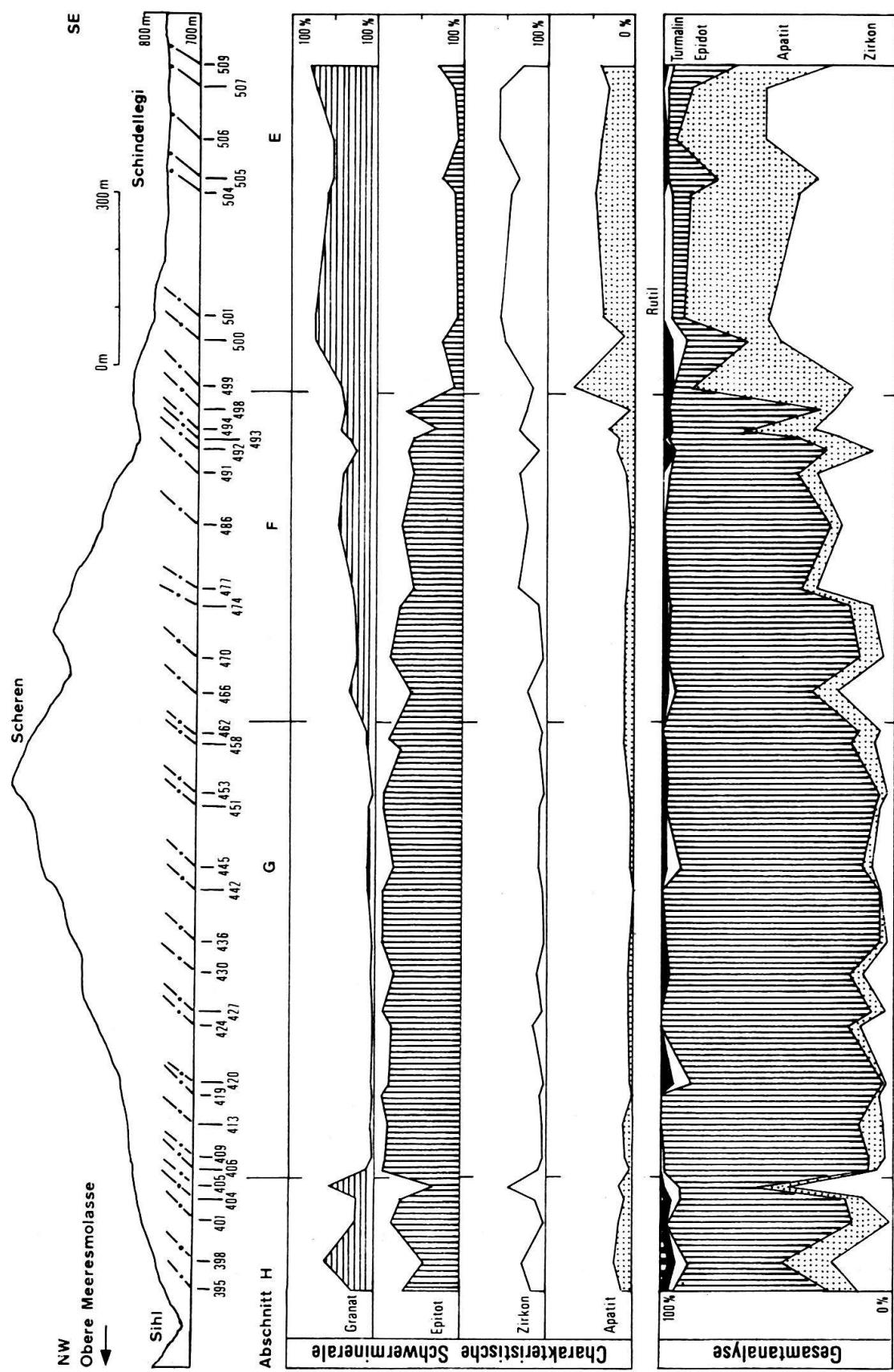


Fig. 10. Das Schindellegi-Profil: Schwermineralanalyse.

der bereits als Hauptgemengteil auftritt, wird ein neuer Akzent gesetzt. Das Charakter-Schwermineral der Schindellegi-Abfolge weist hier – verglichen mit den profilhöheren Abschnitten – noch relativ niedrige Werte auf. Rutil und Turmalin sind wie gewohnt Nebengemengteile.

Bemerkenswert ist das akzessorische Auftreten von Titanit und Chloritoid. Diese Tatsache deckt sich mit den Beobachtungen von FÜCHTBAUER (1964, S. 189, 261), GASSER (1966, S. 743) und H.P. MÜLLER (1971, S. 28), wonach Epidot häufig von Titanit begleitet wird. An übrigen Akzessorien sind vorhanden: Baryt, Spinell und Staurolith.

Abschnitt F

Der Übergang zum vorliegenden Abschnitt ist sehr markant. Das sprunghafte Ansteigen der Epidot-Häufigkeit (60%) ist von einer massiven Reduktion der Apatit- (12%) und Zirkonwerte (23%) begleitet. Eine ebenfalls absteigende Tendenz zeigt Granat (30%).

Abschnitt G

Dieser Abschnitt unterscheidet sich deutlich von den übrigen Teilen der Schindellegi-Abfolge. Der seit Beginn des Profils ansteigende Epidot beherrscht nun als alleiniges Hauptgemengteil (87%) das Schwermineralbild. Die Regel – komplemenäre Häufigkeit von Epidot gegenüber Granat, Zirkon und Apatit – wird in diesem Abschnitt deutlich dokumentiert. Die Schwerminerale, welche die Höhronen-Abfolge charakterisierten, sind hier nur noch als Nebengemengteile anzutreffen: Granat (5%), Zirkon (7%), Apatit (4%). An Akzessorien wurden beobachtet: Turmalin, Rutil, Chloritoid, Titanit, Staurolith, Disthen und Spinell. Zoisit, der gelegentlich als Hauptgemengteil auftritt, wurde zum Epidot gezählt (vgl. H.P. MÜLLER 1971, S. 26).

Abschnitt H

Nach dem eher fremd anmutenden Schwermineralspektrum des Abschnitts G zeigt der oberste Teil des Schindellegi-Profils wieder eine vertrautere Assoziation. Zirkon (21%), Apatit (14%) und Granat (34%) weilen erneut unter den Hauptgemengteilen. Epidot sinkt von 87% auf 58%, bleibt aber noch klar dominierendes Schwermineral.

Das Sihl-Profil (Fig. 11)

Das stratigraphisch höchste Profil des gesamten Untersuchungsgebietes zeigt eine ähnliche Schwermineralzusammensetzung wie der nächst tiefer liegende Abschnitt H. Epidot (62%) herrscht vor, gefolgt von Granat (38%), Apatit (16%) und Zirkon (13,8%). Zu beachten ist das konstante Auftreten von Spinell und Staurolith als Akzessorien. An seltenen Schwermineralen wurden ferner beobachtet: Titanit, Brookit, Anatas, Chloritoid und Hornblende.

Von der sonst sehr einheitlichen Mineralführung weicht Probe B10 deutlich ab. Der niedrige Epidotgehalt (6%) und die hohen Granat- (53%), Zirkon- (45%) und Apatitwerte (32%) weisen Parallelen zu Abschnitt E des Schindellegi-Profils auf.

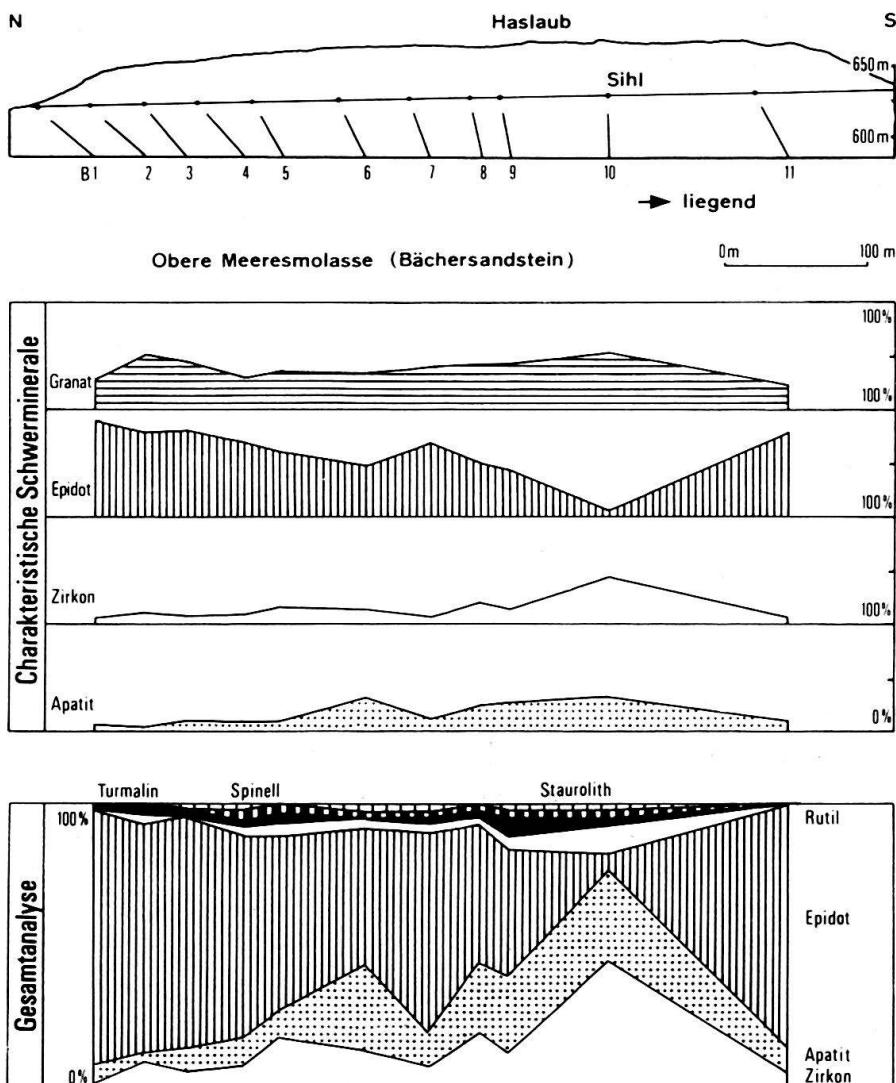


Fig. 11. Das Sihl-Profil (etwa 1 km NW Finstersee): Schwermineralanalyse.

3.2 Karbonatanalyse

3.21 Allgemeines

Neben der Schwermineralanalyse und der Stratonomie erwies sich die Calcimetrie als zuverlässige Methode zur Gliederung der Subalpinen Molasse. Diese wird auf Grund ihrer Karbonatführung in zwei Grossseinheiten unterteilt (HOFMANN 1968, S. 35; H. P. MÜLLER 1971, S. 10): eine ältere, karbonatreiche Molasse und eine jüngere, karbonatarme, Granitische Molasse. Eine verfeinerte Gliederung des Untersuchungsgebietes ergab sich durch die Aufteilung des Gesamtkarbonatgehalts (C^*) in einen Calcit- (C) und einen Dolomitanteil (D). Das Verhältnis Calcit/Dolomit (C/D) lieferte ebenfalls ein brauchbares Unterscheidungsmerkmal.

Methodik

Für die Analyse standen zwei Möglichkeiten zur Verfügung: die komplexometrische Titration (G. MÜLLER 1956a, 1956b, MATTER 1964, GASSER 1966) sowie die

CO₂-Gasmessung im Passonapparat (HOFMANN 1957, S. 291; H.P. MÜLLER 1971, S. 36). Letztere Methode wird von MATTER als ungenau taxiert. Dem stehen die Aussagen von HOFMANN und H.P. MÜLLER gegenüber, die durch vergleichende Analysen mit den beiden Methoden nur geringe Abweichungen registrierten. Die Zuverlässigkeit der Karbonatwerte hängt jedoch entscheidend von der Probenentnahme ab. Es sollten möglichst nur unverwitterte Sandsteine untersucht werden. Allenfalls vorhandene Messdifferenzen zwischen den beiden Methoden sind bedeutend kleiner als die Streuung der Messwerte, die durch kleinere Schwankungen im Verwitterungsgrad der oberflächennahen Proben verursacht wird. Die gewählte Methode nach Passon wurde von HOFMANN (1957) eingehend beschrieben und am Geologischen Institut Zürich eingeführt.

3.22 Karbonatführung der Profile

Das Ägerisee-Profil (Fig. 12)

Die beiden tektonischen Einheiten – Morgarten- und Grindelegg-Schuppe – lassen sich calcimetrisch einwandfrei trennen. Die Morgarten-Einheit weist mit durchschnittlich 26% den höchsten Dolomitgehalt des gesamten Untersuchungsgebietes auf. Auch das niedrige C/D-Verhältnis (1,2) wird in den übrigen Profilen kaum mehr unterboten (Ausnahme: Schindellegi-Profil, Abschnitt H). Hinsichtlich des Calcitanteils zeigen beide Schuppen ähnliche Werte (Grindelegg 32%, Morgarten 35%).

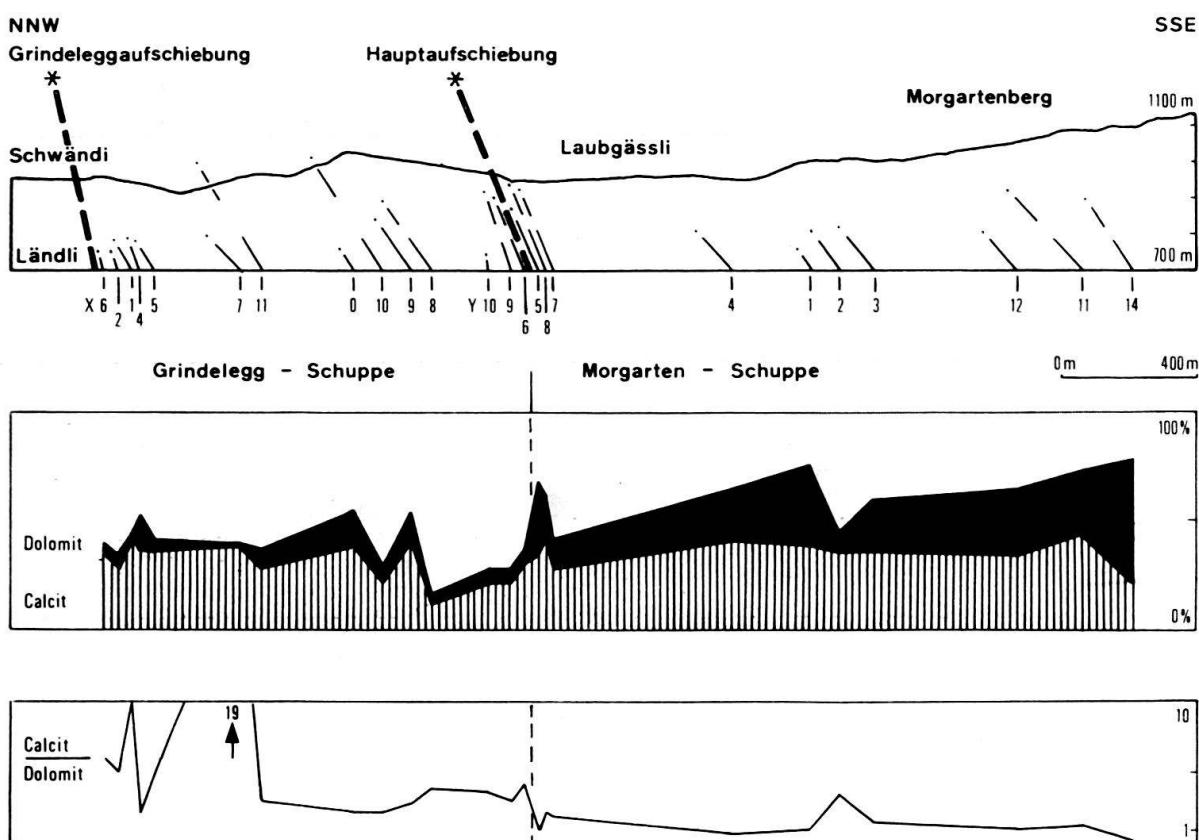


Fig. 12. Das Ägerisee-Profil: Karbonatanalyse.

In Übereinstimmung mit der Schwermineralanalyse konnte die Zone der Hauptaufschiebung auch durch die Karbonatanalyse sehr präzis lokalisiert werden: plötzlicher Anstieg des Dolomitgehalts zwischen Y6 und Y5, und Abfallen des C/D-Quotienten.

Das Rossboden-Profil (Fig. 13)

Die Proben R6–R2 zeichnen sich durch eine hohe Dolomit-Führung und ein niedriges C/D-Verhältnis aus. Dieser südlichste Profilabschnitt kann auf Grund calcimetrischer Daten der Morgarten-Schuppe zugeordnet werden. Der Übergang zur Grindelegg-Schuppe erfolgt – analog zum Ägerisee-Profil – unter massiver Abnahme des Dolomitgehaltes sowie unter Erhöhung des C/D-Verhältnisses.

Die schwermineralogischen Untersuchungen haben gezeigt, dass sich zwei Assoziationen unterscheiden lassen (vgl. S. 256, 257, 279):

- eine A-Gruppe mit wenig Spinell aber viel Apatit,
- eine B-Gruppe mit viel Spinell und wenig Apatit.

Diese Heterogenität schlägt sich in der Karbonatführung nur undeutlich nieder. Die B-Gruppe zeigt wohl etwas erhöhte Dolomit- und Calcitwerte, die Unterschiede sind jedoch zu gering, um auf Gesetzmässigkeiten schliessen zu können.

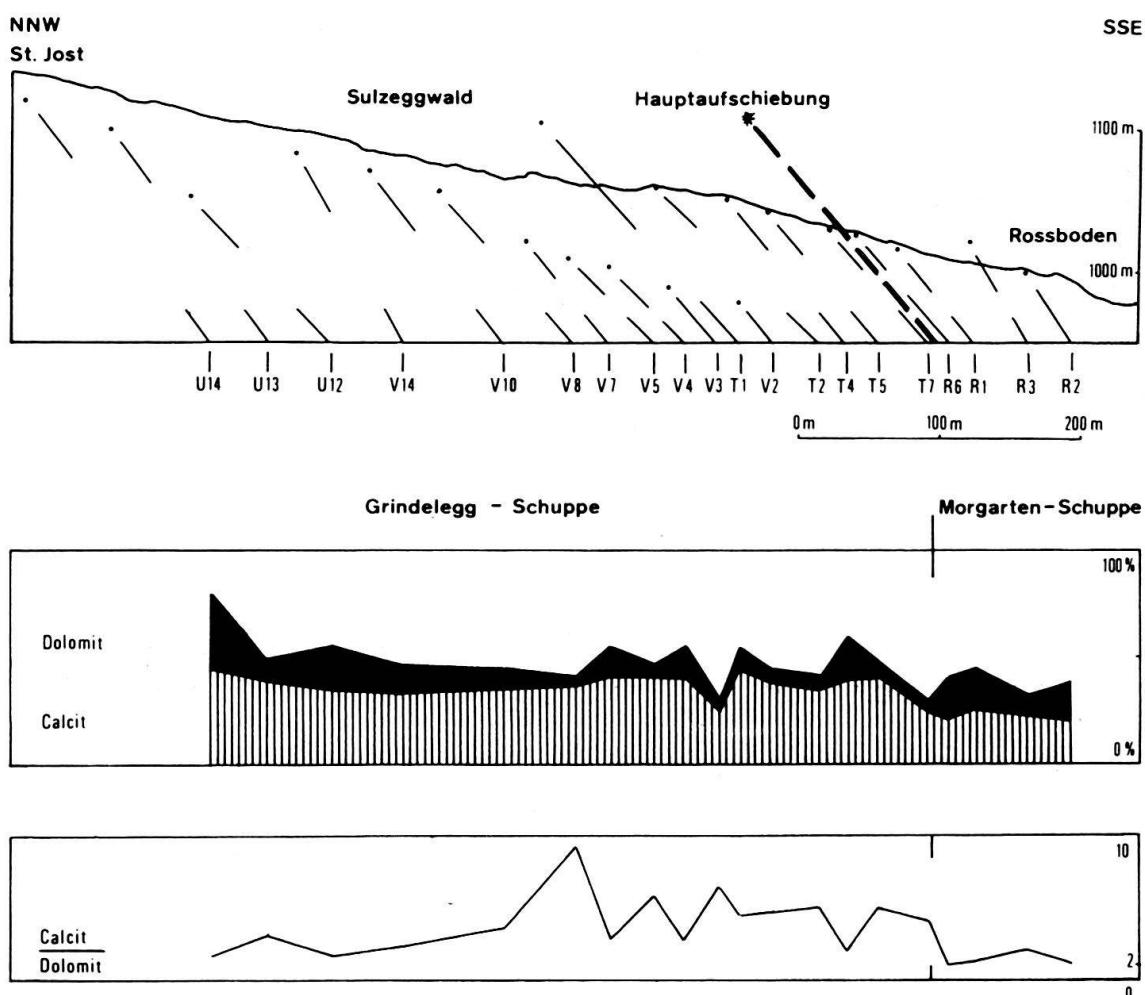


Fig. 13. Das Rossboden-Profil: Karbonatanalyse.

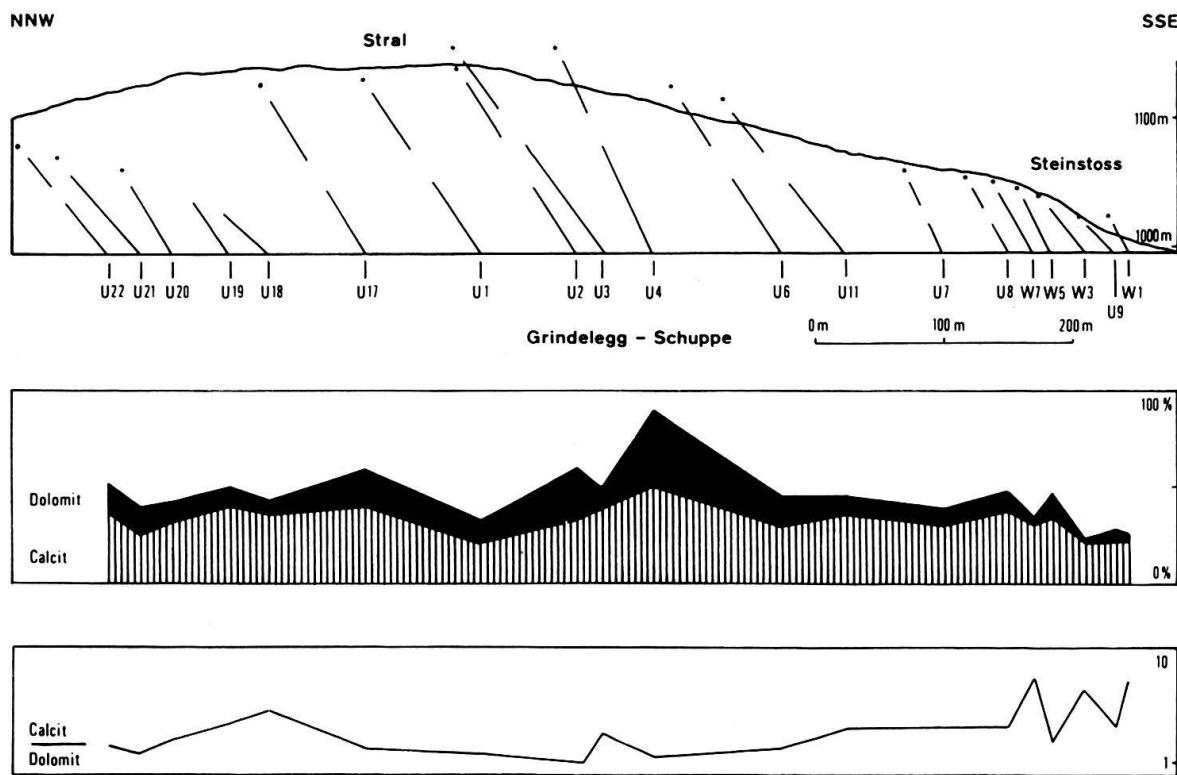


Fig. 14. Das Steinstoss-Profil: Karbonatanalyse.

Das Steinstoss-Profil (Fig. 14)

Die alternierende Abfolge der beiden Schwermineralkombinationen spiegelt sich hier – im Gegensatz zum Rossboden-Profil – deutlich in den Karbonatwerten wider. Während spinellreiche Proben (B-Gruppe) mit relativ hohen Dolomitanteilen aufwarten (durchschnittlich 17%), begnügt sich die A-Gruppe mit 8% Dolomit. Etwas weniger markant fallen die Unterschiede im Calcitgehalt und im C/D-Verhältnis aus.

$$\begin{aligned}
 \text{A-Gruppe: } & C = 27\% \quad D = 8\% \quad C/D = 4,7 \\
 \text{B-Gruppe: } & C = 35\% \quad D = 17\% \quad C/D = 2,0
 \end{aligned}$$

Das Wissstannen-Profil (Fig. 15)

Mit Ausnahme von Probe P11 zeigt diese Abfolge eine ähnliche Karbonatführung wie das Ägerisee-Profil. Bemerkenswert ist der niedrige Dolomitanteil sowie das erhöhte C/D-Verhältnis (3,3). Der Übergang zur Höhronen-Schuppe ist durch das plötzliche Ansteigen des C/D-Verhältnisses und die Reduktion des Dolomitgehalts gekennzeichnet. In Übereinstimmung mit den feldgeologischen und schwermineralogischen Befunden fällt die Grindelegg-Aufschiebung zwischen die Profilstellen P1 und P3.

Der nördlich der Aufschiebung im Ägerisee-Profil beobachtete Abfall des Gesamtkarbonatgehaltes bleibt in der entsprechenden Zone des Wissstannen-Profil aus. Obwohl die Proben P1 und P2 schwermineralogisch eindeutig zur Höhronen-Abfolge gehören, weisen sie einen ungewöhnlich hohen Calcitgehalt auf.

$$\begin{aligned}
 \text{Höhronen-Abfolge: } & C = 10-12\% \\
 \text{P1, P2: } & C = 42\%
 \end{aligned}$$

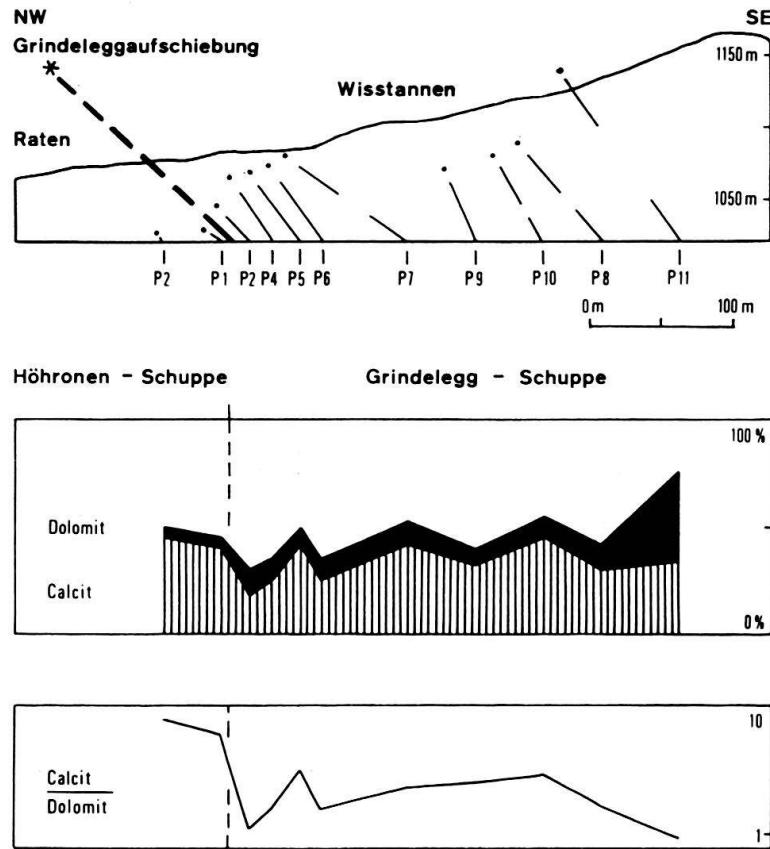


Fig. 15. Das Wissstannen-Profil: Karbonatanalyse.

Dieser resultiert aber nicht aus der primären Karbonatverteilung in den Sandsteinen, sondern aus einer sekundären Calcitanreicherung in Form von grösseren und kleineren Rutschharnischen, wie sie öfters in Aufschiebungs-Bereichen zu beobachten sind.

Das Finstersee-Alosen-Profil (Fig. 16)

Die in der Schwermineralanalyse festgestellte Monotonie der Höhronen-Schuppe spiegelt sich auch in der Calcimetrie wider. Im Gegensatz zu den stratigraphisch älteren Abfolgen weist die Höhronen-Schuppe einen viel niedrigeren Calcit- (11%) und Dolomitgehalt (4%) auf. Das mittlere C/D-Verhältnis liegt bei 2,7. Da die Karbonatwerte der einzelnen Proben nur wenig um den Durchschnittswert pendeln, verunmöglichen sie eine Gliederung des Profils.

Das Lorze-Profil (Fig. 17)

Die Karbonatwerte der westlichsten Höhronen-Abfolge decken sich weitgehend mit denen des Finstersee-Alosen-Profils. Besonders gute Übereinstimmung erzielen die Dolomitwerte und das C/D-Verhältnis:

$$\begin{array}{ll}
 \text{Finstersee-Alosen-Profil: } & D = 4\% \quad C/D = 2,7 \\
 \text{Lorze-Profil: } & D = 3\% \quad C/D = 2,6
 \end{array}$$

Im Gegensatz zum Alosen-Querschnitt zeigt das Lorze Profil eine stetige Karbonat-abnahme gegen Süden.

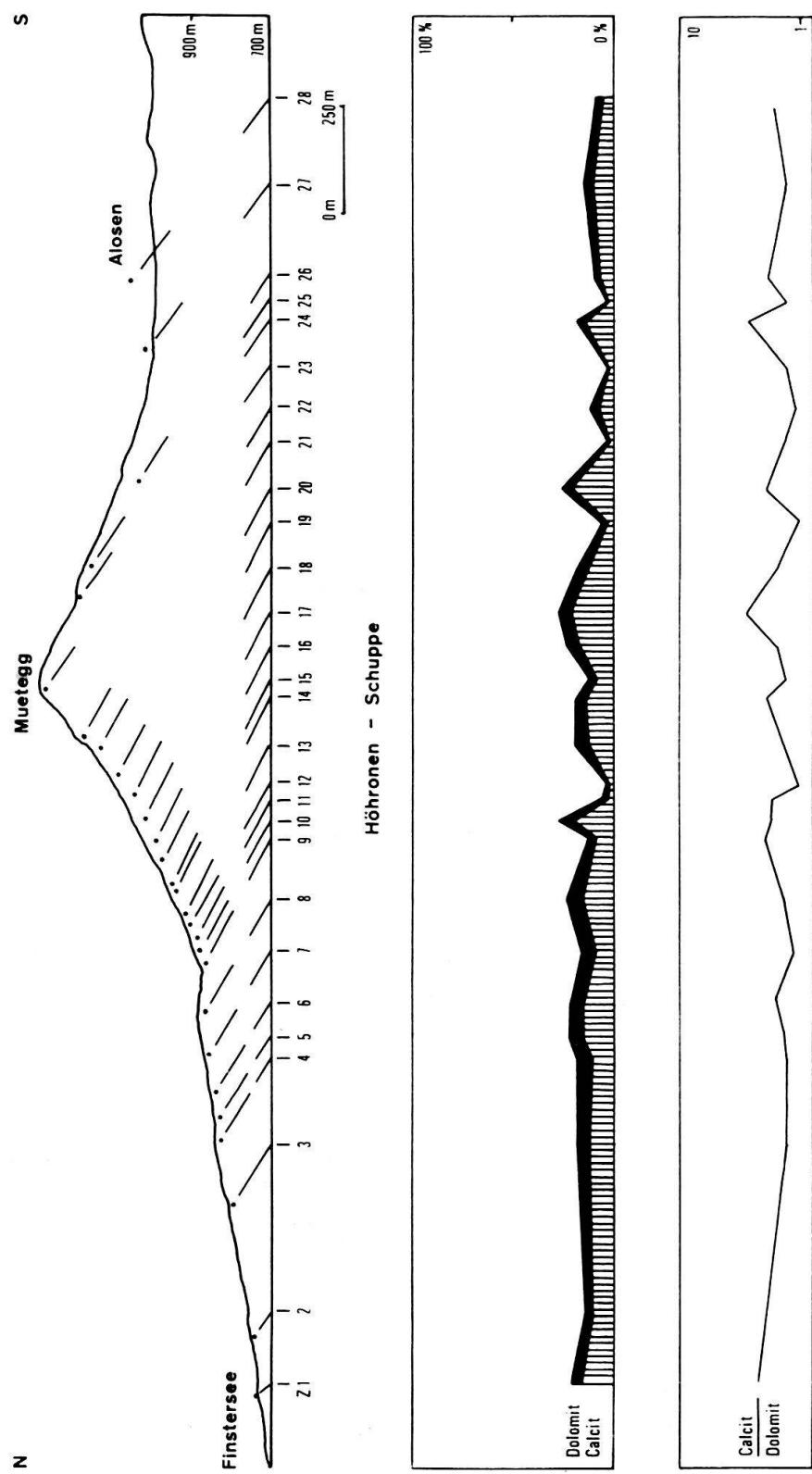


Fig. 16. Das Finstersee-Alosen-Profil: Karbonatanalyse.

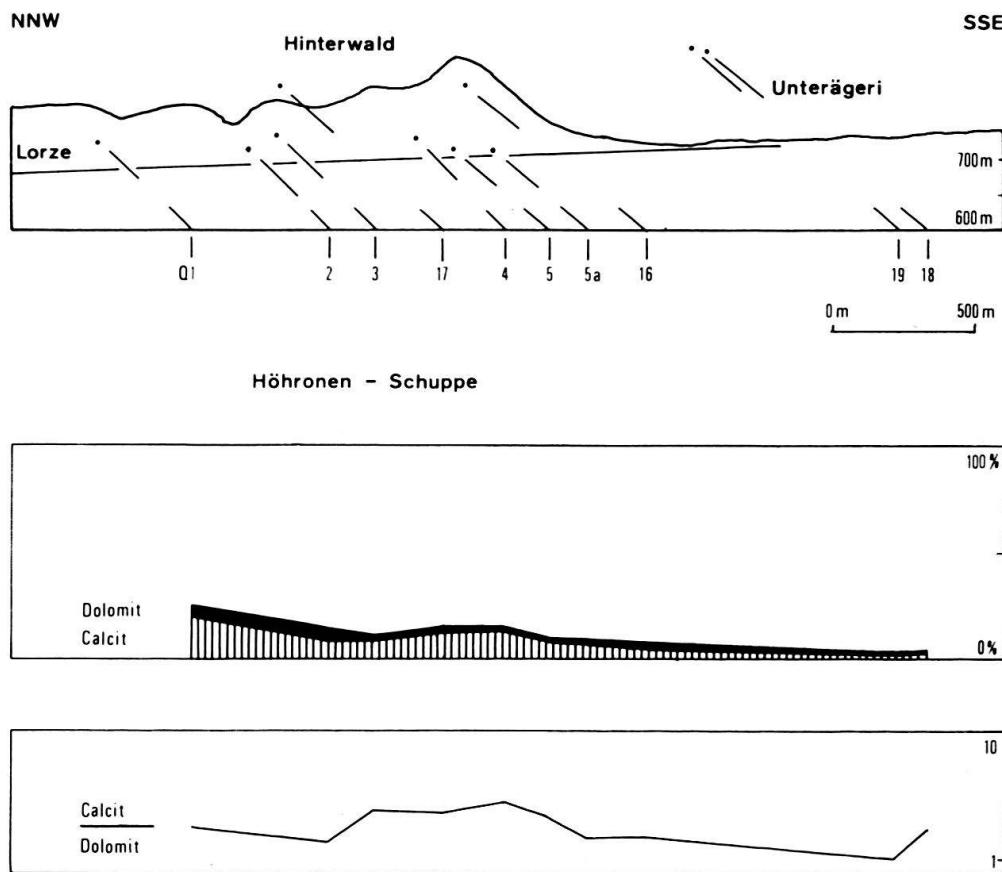


Fig. 17. Das Lorze-Profil: Karbonatanalyse.

Das Tüfelstein-Profil (Fig. 18)

Die bis anhin beobachtete gleichmässige Karbonatführung der Höhronen-Abfolge erfährt im östlichsten Profil eine weitere Bestätigung.

$$C = 10\% \quad D = 4\% \quad C/D = 2,5$$

Das Schindellegi-Profil (Fig. 19)

Die schwermineralogisch definierten Abschnitte des Schindellegi-Profs konnten auch calcimetrisch nachgewiesen werden. Ihre Existenz wird durch die Tatsache gestärkt, dass die Übergänge von einer Einheit zur andern, im Schwermineral- und Karbonatprofil, zusammenfallen.

Abschnitt E

Die calcimetrischen Daten dieser Einheit stimmen nahezu mit denjenigen der Höhronen-Schuppe überein. Die Verwandtschaft wird durch die Schwermineralanalyse und die Ergebnisse der Stratonomie unterstrichen. Der Übergang zu Abschnitt F ist durch einen plötzlichen Anstieg des C/D-Verhältnisses und eine Dolomit-reduktion gekennzeichnet.

Abschnitt F

Die zunehmende schwermineralogische Verschiedenheit von der Höhronen-Fazies ist auch im Karbonatbild erkennbar. Die vorliegende Einheit weist extrem

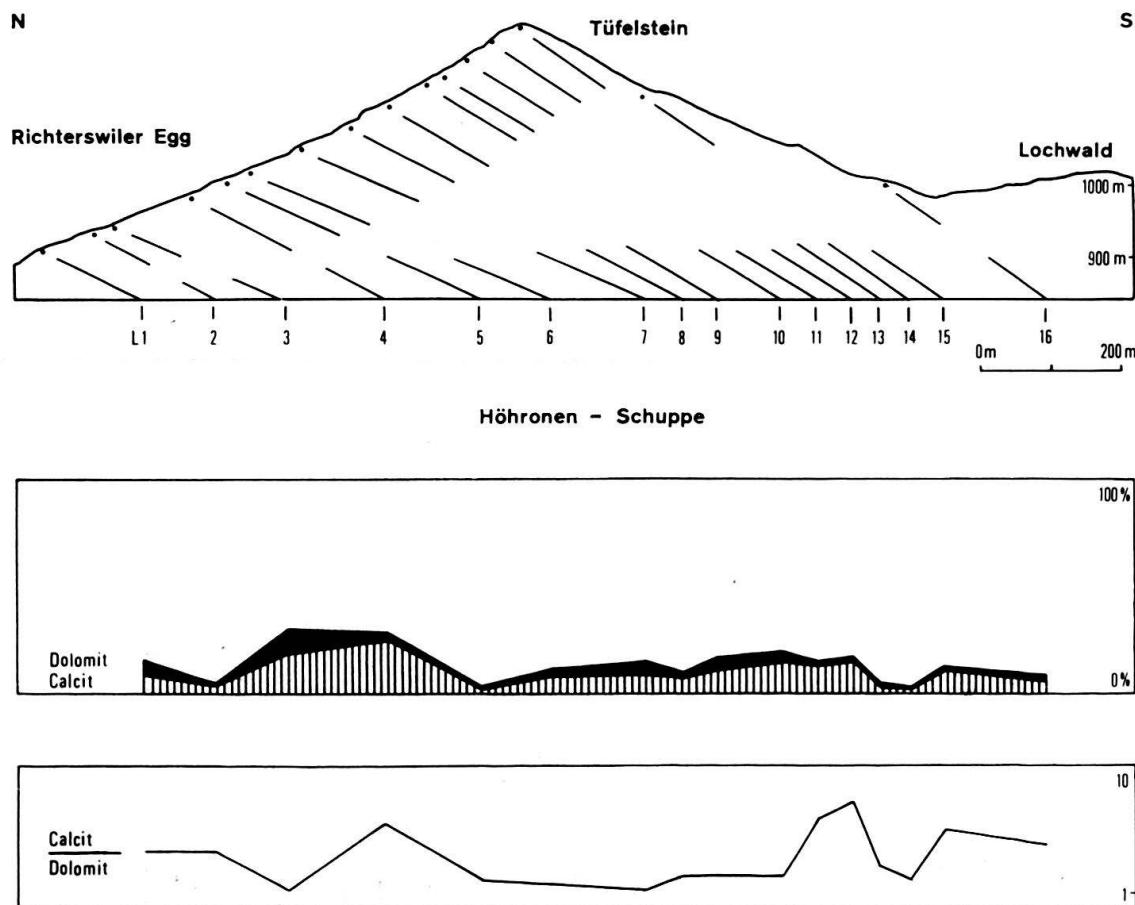


Fig. 18. Das Tüfelstein-Profil: Karbonatanalyse.

niedrige Calcit- (10%) und Dolomitwerte (1,5%) auf. Charakteristisch ist das hohe C/D-Verhältnis (5,6).

Abschnitt G

Diese Abfolge zeigt ähnlich tiefe Karbonatwerte wie die liegende Einheit. Als Unterschied kann der etwas höhere, im Vergleich mit den übrigen Abfolgen des Untersuchungsgebietes jedoch noch immer sehr niedrige Dolomitanteil (2,5%) und das C/D-Verhältnis (3,8) angeführt werden.

Abschnitt H

Calcimetrisch setzt sich dieser Abschnitt klar von den übrigen Einheiten des Schindellegi-Profils ab. Kennzeichnend ist dabei der hohe Dolomitgehalt (19%) innerhalb der durchwegs hohe Prozentwerte aufweisenden Gesamtkarbonatkurve. Der aussergewöhnlich hohe Dolomitgehalt ist das wichtigste Kriterium für die Beheimatung des vorliegenden Schuttmaterials.

Der Übergang von Abschnitt G zu H findet, in Übereinstimmung mit den schwermineralogischen Resultaten, innerhalb weniger Schichtmeter statt.

Das Sihl-Profil (Fig. 20)

Die in der Schwermineralanalyse beobachtete Ähnlichkeit des Sihl-Profils mit Abschnitt H findet auch in der Calcimetrie ihre Bestätigung. Geringe Unterschiede

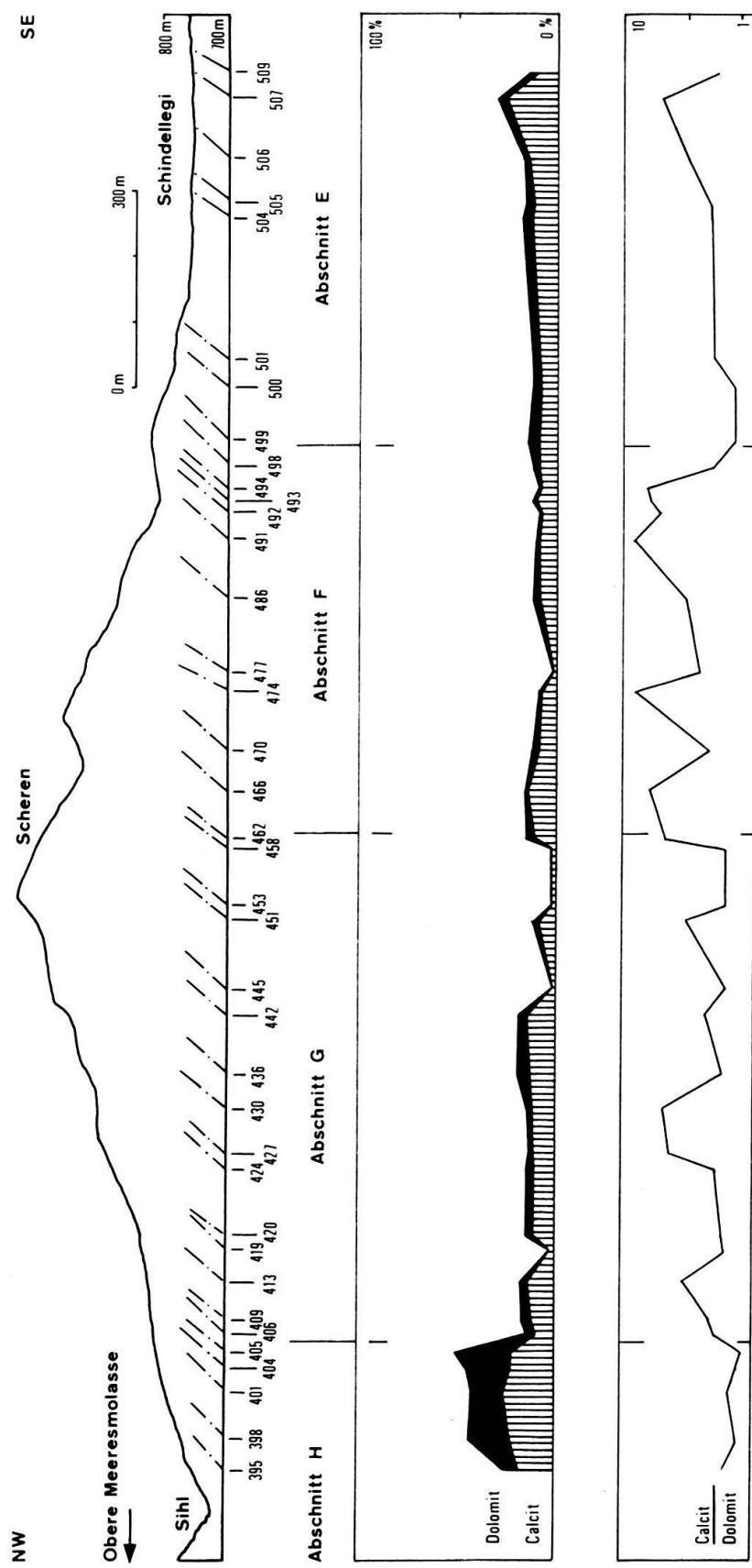


Fig. 19. Das Schindellegi-Profil: Karbonatanalyse

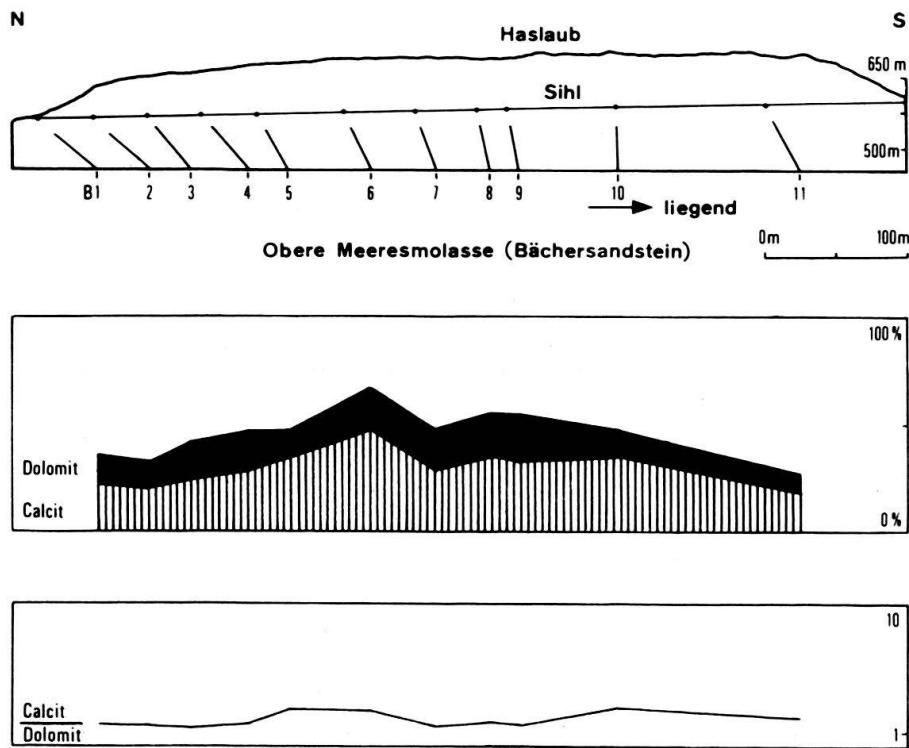


Fig. 20. Das Sihl-Profil (etwa 1 km NW Finstersee): Karbonatanalyse.

ergeben sich lediglich aus der etwas höheren Calcitführung (30%) des Bächer Sandsteins. Bei annähernd gleichem Dolomitgehalt (16%) steigt demzufolge das immer noch sehr niedrige C/D-Verhältnis auf 1,9 (Abschnitt H: 1,2).

3.3 Sedimentpetrographische Charakterisierung der beteiligten Schüttungen

3.31 Die Rigi-Schüttung s.l.

Zur Rigi-Schüttung s.l. werden jene Sedimente gezählt, welche zur Zeit des unteren Teils der USM zwischen den Schuttfächern Speer-Hirzli im Osten und Heuboden-Äschitannen im Westen abgelagert wurden.

Die Rigi-Schüttung s.str.

Eine vertikale Gliederung des Rigi-Schuttächers s.str. führte STÜRM (1969) an der Rigi mit Hilfe der Calcimetrie durch. Dabei liessen sich – analog zu früheren Geröll-untersuchungen – folgende Einheiten unterscheiden:

Obere (Scheidegg-)Nagelfluh: C* um 60%, D sehr gering, C/D um 40
 Mittlere, polygene Nagelfluh: C* um 55%, D gering, C/D um 6
 Weggiser Kalknagelfluh: C* um 70%, D hoch, C/D um 2

Schwermineralogisch lässt sich die Rigi-Schüttung s.str. nach FÜCHTBAUER (1964, S. 192, 276) wie folgt charakterisieren:

SM-Formel: G,AZTss'

Neueste Untersuchungen von STÜRM weisen beträchtliche schwermineralogische Differenzen zu FÜCHTBAUERS Ergebnissen auf. Während dieser in der Weggiser

Kalknagelfluh eine Turmalin-Zirkon-Apatit-Vormacht feststellte, wies STÜRM in der gleichen Abfolge eine konstante – durch zahlreiche Proben belegte – Zirkon-Spinell-Rutil-Kombination nach. Der Granatgehalt wird übereinstimmend als gering bezeichnet.

Die Serien östlich des Friherrenberges wurden von MÜLLER (1971, S. 43) eingehend untersucht und der Rigi-Schüttung s.str. zugewiesen.

SM-Formel: G,ZRats's
Calcimetrie: C* 50–75%, D hoch, C/D um 2

Nach B. Stürm (mündl. Mitt.) ist diese Zuordnung mit Vorsicht aufzunehmen, denn zwischen der Rigi-Abfolge s.str. und den Sedimenten östlich des Friherrenberges bestehen deutliche sedimentpetrographische Unterschiede.

Die Friherrenberg-Schüttung

SM-Formel: g,ZS'Rats
Calcimetrie: C* 53%, C/D um 3,0

Nach MÜLLER (1971, S. 31, 44, 138) unterscheidet sich die Friherrenberg-Schüttung von der Rigi-Schüttung s.str. vor allem durch ihren höheren Spinellgehalt (durchschnittlich 21%). Charakteristisch sind ferner der hohe Gesamtkarbonatgehalt und das konstante Auftreten von Staurolith als Nebengemengteil.

Die Friherrenberg-Schüttung wird von MÜLLER (1971, S. 44) als selbständige Einheit innerhalb der Rigi-Schüttung definiert. Vergleicht man die sedimentpetrographische Formel des Friherrenberges mit derjenigen der östlich davon liegenden Abfolge, so ist eine Individualisierung der Friherrenberg-Schüttung durchaus gerechtfertigt. Die Abgrenzung gegen Westen, zum Zentrum des Rigi-Schuttäfers hin, dürfte aber mehr Schwierigkeiten bereiten, denn ein Grossteil der Rigi-Abfolge s.str. zeichnet sich nach B. Stürm (mündl. Mitt.) ebenfalls durch eine Friherrenberg-ähnliche Schwermineralführung aus.

Die Resultate eigener Untersuchungen westlich des Friherrenberges könnten als Indiz für eine beträchtliche Westausdehnung der Friherrenberg-Schüttung⁵⁾ gedeutet werden. Hierfür spricht vor allem der hohe Spinellgehalt (29%) im unteren Teil der Morgarten-Schuppe. Gegen eine Zuordnung der Morgarten-Abfolge zur Friherrenberg-Schüttung sprechen die Resultate der Karbonatanalyse. Die hohen Dolomitwerte (28%), das sehr niedrige C/D-Verhältnis (1,2) wie auch die meisten Schwerminerale deuten auf eine Herkunft aus dem Rigi-Schuttäfer s.str.

Eine definitive Zuordnung der Morgarten-Schuppe zur einen oder anderen Schüttung sollte erst unter Berücksichtigung der kommenden Rossberg-Daten sowie der Ergebnisse aus dem oberen Teil der Morgarten-Schuppe (Ägerisee-Samstageren-Chatzenstrick) erfolgen. Bis dahin werden die Sedimente des unteren Teils der Morgarten-Abfolge der Rigi-Schüttung s.l. zugesprochen.

SM-Formel: g,ZS'Rta
Calcimetrie: C* 61%, D sehr hoch (28%), C/D um 1,6

⁵⁾ Die Friherrenberg-Schüttung wird in dieser Arbeit provisorisch im Sinne MÜLLERS verwendet. Die Beziehungen zwischen Friherrenberg- und Rigi-Schüttung s.str. werden in der Dissertation von STÜRM (1974) eingehend diskutiert.

3.32 Die Grindelegg-Schüttung

SM-Formel: G,ZAS'rt

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

Die sedimentpetrographischen Daten lassen darauf schliessen, dass die Grindel-egg-Schüttung stratigraphisch zwischen die Rigi-Schüttung s.l. (unten) und die Höhronen-Schüttung (oben) einzustufen ist. Dabei liegen die Mittelwerte des Karbonat-gehalts und einiger diagnostisch wichtiger Schwerminerale zwischen den Durch-schnittswerten der liegenden und hangenden Einheit (Fig. 21). Auffällig ist allerdings das hohe C/D-Verhältnis (4,5), welches weit über den Höhronen- und Morgarten-Werten liegt.

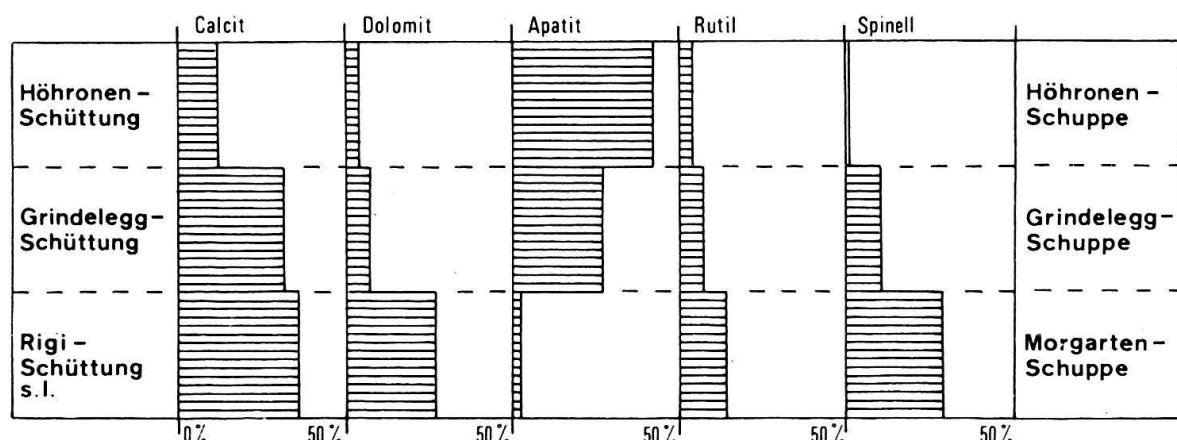


Fig. 21. Sedimentpetrographische Stellung der Grindelegg-Schüttung.

Die meisten Grindelegg-Werte passen sich dem Trend an, der sich – als Folge der extremen sedimentpetrographischen Verschiedenheit von Höhronen- und Rigi-Schüttung s.l. – zwischen diesen beiden Einheiten einstellt. Die Grindelegg-Schüttung weist trotz bedeutenden Neuerungen – erhöhter Apatit- und Granatgehalt sowie stark reduzierter Dolomit-Anteil – noch Anklänge an die erlöschende Rigi-Schüttung s.l. auf (hohe Calcitführung und deutlicher Spinellgehalt, 10%). Dolomit- und Kalk-sandsteine, rote «Rigigranite», Radiolarit-, Aptychenkalk- und Mocausa-Gerölle können ebenfalls als Zeugen der zum Teil frappanten Ähnlichkeit von Grindelegg- und Rigi-Fazies (s.l.) angeführt werden.

Offen bleibt die Frage, inwieweit das Material direkt aus der distributiven Rigi-Provinz hierher verfrachtet wurde, oder ob es sich um aufgearbeiteten Rigi-Schutt handelt. Hinweise für letztere Möglichkeit erbrachte B. Stürm (mündl. Mitt.), der in der Scheidegg-Nagelfluh, nahe am Molasse/Flysch-Kontakt, grosse Erosionsnischen fand.

3.33 Die Höhronen-Schüttung

SM-Formel: G,ZArt

Calcimetrie: C* 14%, D 4%, C/D = 2,7

Auffallend ist die geringe Abweichung der einzelnen Schwermineral- und Calcimetriewerte von den errechneten Mittelwerten. Die Schüttung kann deshalb sediment-

petrographisch als die homogenste des gesamten Untersuchungsgebietes angesprochen werden.

Im Gegensatz zu den bisherigen, mehrheitlich radialen Schüttungen vermochte die Höhronen-Schüttung die bis anhin unüberwindbare nördliche Trogswelle zu überwinden⁶⁾ und ihre Sedimente im Raum München der Paratethys zuzuführen (FÜCHTBAUER 1958, 1964). Die Tatsache, dass selbst in mehreren 100 km Distanz vom Schuttfächerzentrum die sedimentpetrographische Zusammensetzung der Höhronen-Schüttung von den vielen radialen Entwässerungssystemen der bayerischen Molasse kaum beeinflusst wurde, spricht für das gewaltige Ausmass dieses Schuttächers.

Während die Grindelegg-Schüttung – in ihrer Eigenschaft als Bindeglied zwischen Rigi-Schüttung s.l. und Höhronen-Einheit – Charakteristika beider Systeme in sich vereinigt, kommt der Höhronen-Schüttung, auf Grund der neuartigen sedimentpetrographischen Zusammensetzung, weitgehende Autonomie zu. Die stratigraphisch tiefsten Höhronen-Schichten zeigen keinerlei Einmischung älterer Schüttungen. Erst beim Erlöschen des Höhronen-Systems sind kurzfristige Interferenzen der nachfolgenden Napf-Schüttung (Epidot) zu beobachten (vgl. Fig. 7,8).

3.34 *Die Napf-Schüttung*

SM-Formel: g,Eza

Calcimetrie: C* 12%, D um 2%, C/D um 4,0

Lithostratigraphisch wird die Napf-Schüttung zum oberen Abschnitt der Granitischen Molasse und somit zum höheren Teil der USM gezählt. Die Sedimente des Schuttächerzentrums treten nicht – wie auf Grund der Nomenklatur angenommen werden könnte – im Napfgebiet⁷⁾, sondern südlich davon, im Entlebuch, zutage. Hier wurde diese Einheit von FÜCHTBAUER (1958, 1964), MATTER (1964) und GASSER (1966) eingehend beschrieben. Dabei wurden in der Granitischen Molasse zwei Schwermineralkombinationen unterschieden:

- ein unterer, apatitreicher Abschnitt und
- ein oberer, vorwiegend epidotführender Teil.

Diese Gliederung kann im gesamten Verbreitungsgebiet der Granitischen Serie nachgewiesen werden, sowohl in der Mittelländischen (FÜCHTBAUER 1964, BÜCHI et al. 1965, HOFMANN 1968) als auch in der Subalpinen Molasse (HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, MATTER 1964, GASSER 1966, MÜLLER 1971).

Die unteren, apatitreichen Sedimente wurden \pm synchron vom Höhronen- und Uraare-Schuttächer ins Vorland verfrachtet. Nach FÜCHTBAUER erreichten die Uraaresande bei ihrem Osttransport den Mittelländischen Sedimentationsraum der Höhronen-Schüttung, wurden dann aber vom mächtigeren Höhronen-System überspielt und derart stark verdünnt, dass bei München nur noch Höhronen-Sande nachzuweisen sind.

Der obere, epidotreiche Abschnitt der Granitischen Molasse entstammt ausschliesslich dem Napf-Schuttächer (FÜCHTBAUER 1964, S. 190), der sich aus dem

⁶⁾ In den mittelländischen Erdölbohrungen Küsnacht, Hünenberg, Lindau, Kreuzlingen usw. wurden keine spinellführenden älteren Sedimente gefunden (BÜCHI et al. 1965, HOFMANN 1968).

⁷⁾ Die Sedimente des Napfs gehören zur jüngeren Napf-Schüttung (OMM, OSM),

apatitreichen Uraaresystem entwickelte. Da zu jenem Zeitpunkt die apatitführende Höhronen-Schüttung allmählich erlahmte, gelang es der Napf-Einheit – im Gegensatz zur vorgängigen Uraareschüttung –, ihren Detritus weit nach E zu verfrachten.

Dass die Ablösung Höhronen-Napf-Schüttung in unserem Untersuchungsgebiet nicht schlagartig vor sich ging, beweisen die gesamthaft etwa 500 m mächtigen Interferenz-Abfolgen im Schindellegi-Profil (Abschnitte E und F).

Das Schwermineralbild der Napf-Schüttung ist von demjenigen der bisher behandelten Schuttfächer grundsätzlich verschieden. Geprägt vom sehr hohen Epidotgehalt sowie den niedrigen Apatit-, Granat- und Zirkonwerten lässt sich diese Einheit von E nach W in ihr Schuttfächerzentrum im Entlebuch verfolgen.

3.35 *Die Hörnli-Schüttung*

SM-Formel: g,EZArt

Calcimetrie: C* 41%, D um 19%, C/D um 1,2

Im oberen Teil der USM beherrschen zwei Schuttfächer den zentral- und ostschweizerischen Molasseraum. Im W belieferte das zuvor beschriebene Napf-System die Vorlandsenke weiterhin mit stark epidothaltigem Material; im E entwickelte sich aus der Kronberg-Schüttung der Hörnli-Schuttfächer, welcher bis zum Ende der Molasse-Sedimentation aktiv blieb. Seine westlichsten Ausläufer vermochten im obersten Abschnitt der USM die Napf-Schüttung aus unserem Untersuchungsgebiet zu verdrängen und die feindetratische Fracht in der Fazies der «Oberaquitane Mergelzone» abzusetzen (BÜCHI et al. 1965; FÜCHTBAUER 1964; HOFMANN 1960, 1968).

Schwermineralogisch lässt sich die Hörnli-Einheit (USM) gut von den Napf-Sedimenten (USM) unterscheiden, obwohl hinsichtlich des Epidotgehalts eine bemerkenswerte Konvergenz festgestellt wurde. Kaum Anlass zu Verwechslungen dürften die calcimetrischen Daten geben, zeigt doch die Hörnli-Abfolge einen der höchsten Karbonatanteile, die Napf-Abfolge die niedrigsten Werte des untersuchten Gebietes.

3.4 Zuordnung der Profile zu den Schüttungen

Das Ägerisee-Profil

Der Südteil des Profils liegt innerhalb der Rigi-Schüttung s.l. (vgl. S. 274, 275). Die Serien nördlich der Haupt-Aufschiebung werden zur Grindelegg-Schüttung gezählt.

Das Rossboden-Profil

Die Proben R6, R1, R3 und R2 liegen in der Morgarten-Schuppe. Die Schwermineral- und Karbonatwerte weisen diese Abfolge der Rigi-Schüttung s.l. zu (Tab. 1).

Tabelle 1. Sedimentpetrographischer Vergleich.

Rigi-Schüttung s.l.

Ägerisee-Profil

SM-Formel: g,ZS'Rta

Calcimetrie: C* 63%

D 28%

C/D 1,2

Rossboden-Profil (R6–R1)

g,ZS'Rta

C* 44%

D 20%

C/D 1,2

Obwohl der nördliche Teil des Profils tektonisch in der Grindelegg-Schuppe liegt, können die Sedimente nicht nur aus der Grindelegg-Schüttung hergeleitet werden.

Von den beiden Schwermineralkombinationen (vgl. S. 256) ist die A-Gruppe (apatitreich) eindeutig zur Grindelegg-, die B-Gruppe (spinellreich) zur Rigi-Schüttung s.l. zu stellen (Tab. 2).

Tabelle 2. Sedimentpetrographischer Vergleich.

Rigi-Schüttung s.l.

Ägerisee-Profil

SM-Formel: g,ZS'Rta
Calcimetrie: C* 63%
D 28%
C/D 1,2

Rossboden-Profil (B-Gruppe)

g,ZS'Rta
C* 52%
D 14%
C/D 2,7

Grindelegg-Schüttung:

Ägerisee-Profil

SM-Formel: G,ZAS'rt
Calcimetrie: C* 39%
D 7%
C/D 4,5

Rossboden-Profil (A-Gruppe)

G,ZAs'rt
C* 47%
D 11%
C/D 3,2

Das eindeutigste Kriterium zur Schüttungszuordnung der A- und B-Gruppe ist durch den Quotienten Apatit/Spinell gegeben (Tab. 3).

Tabelle 3. Apatit/Spinell-Quotient.

Rigi-Schüttung s.l.:	<i>Ägerisee-Profil</i>	0,07
	<i>Rossboden-Profil (R6-R1)</i>	0,1
	<i>Rossboden-Profil (B-Gruppe)</i>	0,3
Grindelegg-Schüttung	<i>Ägerisee-Profil</i>	2,7
	<i>Rossboden-Profil (A-Gruppe)</i>	4,3

Die Quotienten der Rigi-Schüttung s.l. sind stets kleiner als 1,0, diejenigen der Grindelegg-Schüttung grösser als 2,0.

Das Steinstoss-Profil

Die Tabellen 4 und 5 zeigen, dass die Schwermineralgruppen A und B wiederum der Grindelegg- oder Rigi-Schüttung s.l. (eventuell auch Friherrenberg-Schüttung) zuzuweisen sind. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass letztere – im Gegensatz zum vorherigen Profil – leicht dominiert.

Tabelle 4. Sedimentpetrographischer Vergleich.

Rigi-Schüttung s.l.

Ägerisee-Profil

SM-Formel: g,ZAS'Rta
Calcimetrie: C* 63%
D 28%
C/D 1,2

Steinstoss-Profil (B-Gruppe)

G,ZS'Rat
C* 53%
D 17%
C/D 2,0

Grindelegg-Schüttung

Ägerisee-Profil

SM-Formel: G,ZAS'rt
 Calcimetrie: C* 39%
 D 7%
 C/D 4,5

Steinstoss-Profil (A-Gruppe)

G,ZAs'rt
 C* 35%
 D 8%
 C/D 3,4

Tabelle 5. Apatit/Spinell-Quotient.

Rigi-Schüttung s.l.:	Ägerisee-Profil	0,07
	Steinstoss-Profil (B-Gruppe)	0,24
Grindelegg-Schüttung:	Ägerisee-Profil	2,7
	Steinstoss-Profil (A-Gruppe)	5,3

Das Wissstannen-Profil

Die nördlichsten Proben des Profils (P1, P2) dokumentieren ihre Zugehörigkeit zur Höhronen-Schüttung durch erhöhten Apatit-, Granat- sowie fehlenden Spinellgehalt.

Südlich der Aufschiebung wurde die Grindelegg-Abfolge mehrheitlich von Sedimenten der Friherrenberg-Schüttung aufgebaut. Diese Tatsache wird durch den Vergleich der Datenmittelwerte (Tab. 6) des Wissstannen-Profils (P3–P11) mit den Profilen des Friherrenberges, K und Fy (MÜLLER 1971, S. 136), deutlich dokumentiert. Bemerkenswert ist dabei das Auftreten von Staurolith, Baryt und Spinell in beiden Einheiten.

Tabelle 6. Sedimentpetrographischer Vergleich: Friherrenberg–östl. Grindelegg.

	C*	D	C/D	G	Z	A	R	T	S'	S	B	A/S
Friherrenberg	51%	15%	2,4	40%	50%	10%	14%	4%	19%	2%	++	0,5
Wissstannen-Profil	46%	13%	2,5	68%	43%	17%	8%	7%	19%	6%	++	0,8

Offenbar lag der Sedimentationsraum der östlichen Grindelegg-Schuppe grösstenteils im Schüttungsbereich des Friherrenberg-Schuttfächers.

Unter der Annahme, dass die Sedimente der Grindelegg-Schuppe jünger seien als diejenigen der Friherrenberg-Schuppe (tektonisches Äquivalent der Rigi–Rossberg- und Morgarten-Schuppe), könnte gefolgert werden, dass die Friherrenberg-Schüttung länger aktiv war, als bisher angenommen wurde. Die tektonischen Konsequenzen dieser Interpretation werden auf den Seiten 286, 287 näher erläutert.

Das Finstersee–Alosen-Profil

Die charakteristischen und konstanten Schwermineral- und Karbonatwerte weisen auf die Alleinherrschaft der Höhronen-Schüttung hin. Im Bereich der Subalpinen Molasse kommt diesem Profil die Bedeutung eines «sedimentpetrographischen Typusprofils» zu, denn hier ist eine tektonisch ungestörte und gut zugängliche Abfolge aus dem mittleren und höheren Abschnitt der Höhronen-Schüttung gegeben. Dass dieses im höheren Teil der Schüttung liegt, geht aus Probe Z27 (S. 260) hervor. Bemerkenswert ist dabei die übereinstimmende Schwermineralführung von Z27 und Abschnitt E des Schindellegi-Profils. Beide Mineralspektren weisen Epidot auf. Epidot, ein wichtiges

Leitmineral der Napf-Schüttung, dokumentiert in Z27 vermutlich den ersten, allerdings noch schwachen Ostvorstoss dieser Schüttung. Die stratigraphisch nächsthöhere Probe zeigt wieder eindeutig Höhronen-Charakter. Stärkere Napf-Interferenzen, welche schliesslich zur Ablösung der Höhronen-Schüttung führten, sind im untersuchten Gebiet erst in der stratigraphisch höheren Schindellegi-Abfolge zu erkennen.

Das Lorze-Profil

Das gesamte Profil liegt innerhalb der Höhronen-Schüttung. Analog zum Finstersee-Alosen-Profil ist im oberen Teil ebenfalls eine kleine Napf-Interferenz festzustellen.

Das Tüfelstein-Profil

Die dominierenden Schwerminerale Granat, Zirkon und Apatit weisen das östlichste Profil der Höhronen-Schuppe wiederum dem Höhronen-Schuttfächer zu. Bemerkenswert ist, dass die drei beschriebenen Profile praktisch identische Karbonatmittelwerte zeigen:

	Calcit	Dolomit	C/D
Finstersee-Profil	11%	4%	2,7
Lorze-Profil	8%	3%	2,6
Tüfelstein-Profil	10%	4%	2,5

Das Schindellegi-Profil

Von unten nach oben lassen sich folgende Schüttungsphasen erkennen:

a) Abschnitt E

Die Höhronen-Schüttung nimmt noch den grössten Anteil am Aufbau dieser Abfolge ein (Granat), wird aber bereits stark von der Napf-Schüttung bedrängt (Epidot).

b) Abschnitt F

Die Napf-Sedimente herrschen vor; die Höhronen-Schüttung ist am Erlöschen.

c) Abschnitt G

Die extrem hohen Epidotwerte dokumentieren die Alleinherrschaft der Napf-Schüttung.

d) Abschnitt H

Auf Grund des hohen Epidotanteils könnte die höchste USM zur Napf-Schüttung gestellt werden. Die erhöhten Karbonat-, Granat-, Zirkon- und Apatitwerte weisen aber die Abfolge eindeutig in den Hörnli-Schuttfächer.

Das Sihl-Profil

Die leicht glaukonitischen Sandsteine der Waldhalde gehören zur Gruppe der Oberen Meeressmolasse. Zur Zeit der OMM beteiligten sich die Napf- und die Hörnli-Schüttung am Aufbau der Mittelländischen Molasse (HOFMANN 1960, MATTER 1964, FÜCHTBAUER 1964, VON SALIS 1967). Die Napf-Schüttung erfolgte in der Trogachse von W nach E, die Hörnli-Schüttung zeigte starke Ausläufer gegen W. Die mittelländischen Erdölbohrungen (BÜCHI et al. 1965, HOFMANN 1968) haben gezeigt, dass die nach E gerichtete Napf-Schüttung nördlich der Westschüttung (Hörnli) verlief.

Im Gebiet zwischen Napf- und Hörnli-Delta (Luzern–Zürichsee) gelangten häufig Sedimente beider Schüttungen zur Ablagerung.

Nach MATTER und von SALIS zeigt die OMM des Napf im Schuttfächerzentrum (Luzerner Sandstein) folgendes Schwermineralbild: g, Eaz.

Reine Hörnli-Sedimente (HOFMANN 1957) weisen gegenüber solchen des Napf etwas weniger Epidot (50–60%), dafür aber leicht erhöhte Granat- und Zirkonwerte auf. Während die schwermineralogischen Differenzen zwischen den beiden Schüttungen nicht sehr markant sind, ergibt der Gesamtkarbonatgehalt weit deutlichere Unterschiede:

Napf-Schuttfächer: um 14%
Hörnli-Schuttfächer: um 35%

Vergleichen wir die sedimentpetrographische Zusammensetzung des Sihl-Profil mit derjenigen der Napf- und Hörnli-Schüttung, so muss die Abfolge eindeutig zum Hörnli-Schuttfächer gestellt werden. Die lithostratigraphische Bezeichnung wäre demnach Bächer Sandstein.

SM-Formel: g,EAZrts'
Calcimetrie: C* 46%, D 16%, C/D = 2

3.5 Zusammenfassung der sedimentpetrographischen Ergebnisse

Die Ergebnisse der sedimentpetrographischen Analysen liessen eine stratigraphische Abfolge von Schwermineral- und Karbonatassoziationen erkennen. Die Molasse-Sedimente des Untersuchungsgebietes werden – je nach ihrer stratigraphischen Stellung – von vier Hauptvergesellschaftungen geprägt, welche eng mit autonomen Schüttungen verbunden sind.

Die älteste Einheit ist durch hohe Karbonat- und Spinellwerte sowie niedrigen Apatitgehalt gekennzeichnet (Friherrenberg–Morgarten-Schüttung).

In der folgenden Hauptvergesellschaftung (Höhronen-Schüttung) wird Spinell – das Leitmineral der ältesten USM-Schüttung – durch Apatit ersetzt. Zu den Charakteristika dieser Fazies gehören ausserdem hohe Granat- und niedrige Karbonatwerte. Das Schwermineralbild der Höhronen-Schüttung hat sich allmählich aus demjenigen der Rigi-Schüttung s.l. entwickelt.

Ein Zwischenstadium liegt in den Sedimenten der Grindelegg-Schuppe vor, die Merkmale beider Schwermineralspektren in sich vereinigt.

Der Übergang von der Höhronen- zur Napf-Schüttung vollzieht sich ebenfalls in Etappen und könnte – je nach Dominanz der einen oder anderen Komponente – als Höhronen–Napf- oder Napf–Höhronen-Interferenzschüttung bezeichnet werden.

Unter allmählicher Reduktion von Granat, Apatit und Zirkon weicht die Höhronen-Fazies der 3. Hauptvergesellschaftung (Napf-Schüttung), die durch extrem hohe Epidot- und niedrige Karbonatwerte gekennzeichnet ist. Die Abfolgen der Höhronen- und Napf-Schüttung lassen sich trotz ihrer sedimentpetrographischen und stratonomischen Verschiedenheit nicht in zwei lithostratigraphische Einheiten gliedern. Beide Schüttungen gehören zur Serie der Granitischen Molasse, die apatitreiche Fazies zum unteren, die epidotreiche zum oberen Teil.

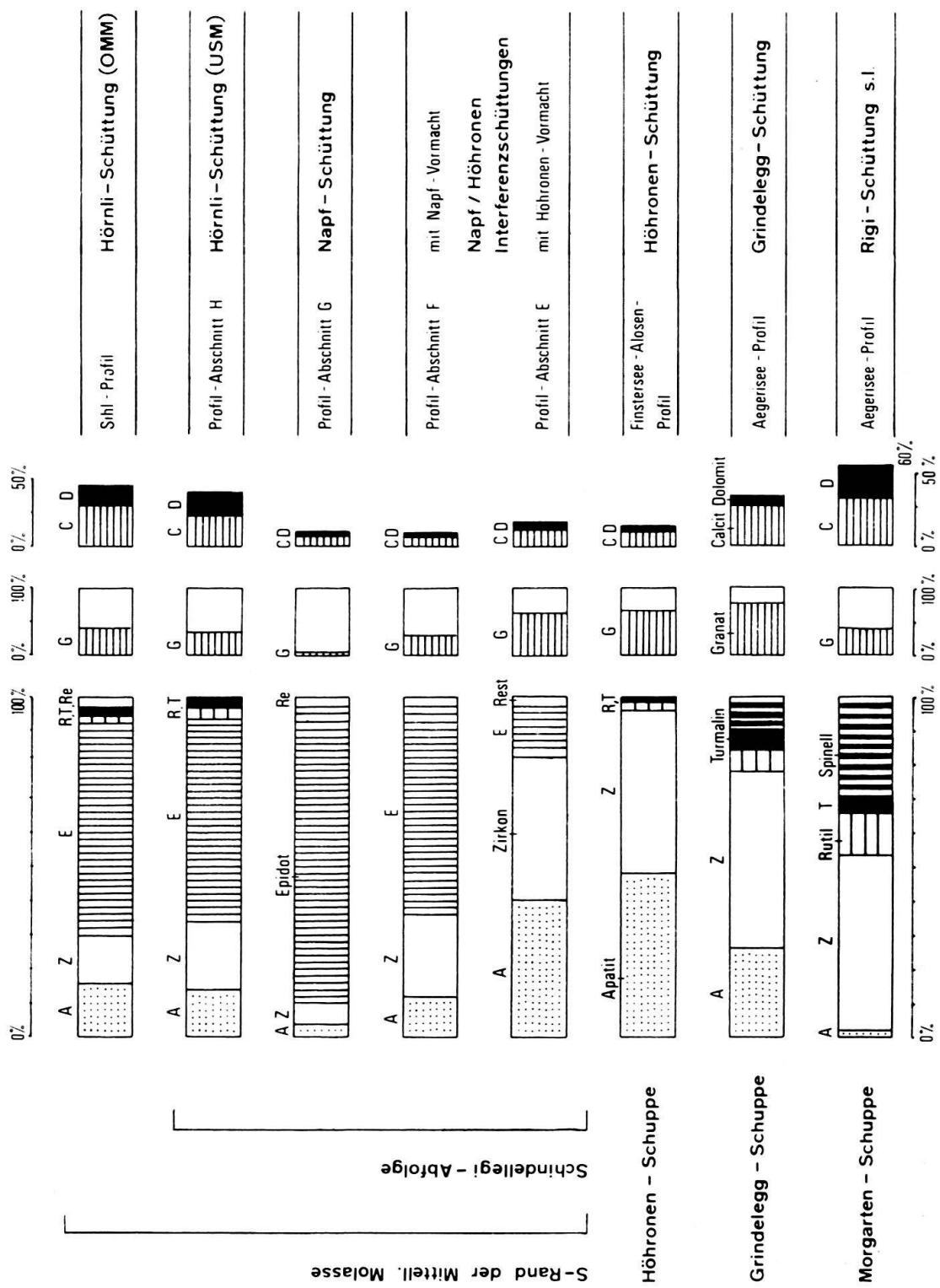


Fig. 22. Sedimentpetrographische Mittelwerte.

Im höchsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes liegen die Verhältnisse gerade umgekehrt: hier zeigen zwei lithostratigraphische Abfolgen – Serie der «oberaquitischen Mergelzone» und Formation des Bächer Sandsteins – ein nahezu identisches Schwermineral- und Karbonatspektrum. Diese 4. Hauptvergesellschaftung (Hörnli-Schüttung) ist durch hohe Calcit- und Dolomitwerte sowie reiche Epidotführung gekennzeichnet.

Tabelle 7. Sedimentpetrographische Mittelwerte (Angaben in Prozenten).

	C*	D	C/D	G	Z	A	E	R	T	S'	S	
<i>Sihl-Profil</i>	46	16	1,9	38	14	16	62	3	2	2	1	Hörnli-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt H)	41	19	1,2	34	21	14	58	3	3	1	–	Hörnli-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt G)	12	2,5	3,8	5	7	4	87	1	1	–	–	Napf-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt F)	10	1,5	5,6	30	23	12	62	1	1	–	–	Napf-Höhronen-Interferenz-Schüttung
<i>Schindellegi-Profil</i> (Abschnitt E)	17	4	3,2	60	42	41	14	2	1	–	–	Höhronen-Napf-Interferenz-Schüttung
<i>Lorze-Profil</i>	11	3	2,6	68	47	44	1	5	4	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Tüfstein-Profil</i>	14	4	2,5	58	46	44	–	5	5	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Finstersee-Alosen-Profil</i>	15	4	2,7	63	48	47	1	3	2	–	–	Höhronen-Schüttung
<i>Ägerisee-Profil</i>	39	7	4,5	76	51	26	–	7	5	10	–	Grindelegg-Schüttung
<i>Rossboden-Profil</i>	49	12	3,0	54	42	26	–	8	7	15	2	Grindelegg-Schüttung mit Rigi-Interferenzen
<i>Steinstoss-Profil</i>	45	12	3,5	61	44	21	–	7	3	22	3	Grindelegg-Schüttung mit Rigi- und Friherrenberg-Interferenzen
<i>Wisstannen-Profil</i>	46	13	2,5	69	43	17	–	8	7	19	6	Grindelegg-Schüttung mit Friherrenberg-Interferenzen
<i>Ägerisee-Profil</i>	63	28	1,2	39	51	2	–	14	4	29	2	Rigi-Schüttung s.l.

4. GEOLOGISCHER VERGLEICH MIT DEN NACHBARGEBIETEN

Östliches Nachbargebiet

Bereits KAUFMANN (1860), HERBORDT (1907), FREI (1914), BAUMBERGER (1925), RENZ (1937), HABICHT (1945b), ECKARDT (1955) und PAVONI (1961) stellten Vergleiche zwischen unserem Arbeitsgebiet und der Etzel-Region an. Die Korrelationen basierten auf feldgeologischen Kriterien, was angesichts der schlechten Aufschlussverhältnisse zu gegensätzlichen Interpretationen führte. Ausserdem fehlte – vor allem in der Granitischen Molasse – eine zuverlässige Stratigraphie, ohne die eine tektonische Gliederung kaum stichhaltig begründet werden kann. Dennoch dienten die «Modelle» dieser Autoren als wertvolle Arbeitshypothesen, und manche Vorschläge lassen sich auch heute nicht ohne weiteres widerlegen.

Mit Hilfe der Sedimentpetrographie – von GASSER (1966, 1968), MATTER (1964) und VON SALIS (1967) im Entlebuch erfolgreich angewandt – erarbeitete MÜLLER (1971)

Kriterien für eine Gliederung der Subalpinen Molasse zwischen oberem Zürichsee und Einsiedeln. Damit versuchte er die tektonischen und sedimentpetrographischen Einheiten des Höhronen-Gebietes mit denjenigen seines Molassesstreifens in Verbindung zu bringen, wobei ihm erst calcimetrische Analysen (SCHLANKE 1969) sowie vereinzelte Schwermineraldaten (VON MOOS 1936, KLEIBER 1937, HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, SCHLANKE, mündl. Mitt.) zur Verfügung standen.

Vergleich der wichtigsten Abschnitte.

Im Freienbach–Ruestelwald-Profil (MÜLLER 1971, S. 29, 46, 134) zeigen sich dieselben sedimentpetrographischen Abschnitte wie im Schindellegi-Profil. Von N nach S: Hörnli- und Napf-Schüttung, Interferenzabfolge der Napf- und Höhronen-Schüttung. Auf Grund der schlechten Aufschlussverhältnisse kann die Mächtigkeit der einzelnen Abschnitte nicht festgestellt werden.

Das Etzel-Profil (MÜLLER 1971, S. 30, 32) schliesst unmittelbar an das Freienbach–Ruestelwald-Profil an. Die Etzel-Schichten werden als ausgepresstes, wurzelloses Relikt der Grindelegg-Schuppe aufgefasst. Hinsichtlich der paläogeographischen und stratigraphischen Stellung der beteiligten Schüttung werden zwei Möglichkeiten diskutiert (MÜLLER, S. 50):

- Die Grindelegg-Sequenz wurde vom Höhronen-Schuttfächer aufgebaut und liegt stratigraphisch an der Basis desselben. Die Etzel-Schichten sind etwas jünger, darüber folgen die granitischen Sandsteine vom Typus der Höhronen.
- Die Grindelegg- und Etzel-Sedimente stammen von einem südöstlichen Ast einer vorgranitischen Höhronen-Schüttung. Der Ablagerungsraum tritt heute – bedingt durch die Molasse-Dislokation – als tektonische Einheit zwischen Ägerisee und Linthebene zutage.

Die sedimentpetrographischen Resultate aus den «Typusgebieten» der Höhronen-Schüttung und der Grindelegg-Schuppe erlauben eine Stellungnahme zum Thema Etzel-Schichten/Grindelegg-Schuppe:

Zu a) Der Begriff der Höhronen-Schüttung ist einzuengen. Obwohl die Schichten der Höhronen-Schuppe nicht als alleinige Vertreter dieser Schüttung anzusehen sind, ist es sinnvoll, die sedimentpetrographischen Charakteristika der mächtigsten zusammenhängenden Abfolge (min. 1500 m) des Höhronen-Schuttfächers zu entnehmen. Die Höhronen-Schuppe zeichnet sich durch ein äusserst konstantes Schwermineral- und Karbonatspektrum aus (S. 259, 269). Dieses wurde in der schweizerischen und süddeutschen Vorlandmolasse stets als Höhronen-Schüttung definiert (HOFMANN 1960, 1968; FÜCHTBAUER 1964; BÜCHI et al. 1965). Das sedimentpetrographische Bild der Grindelegg-Schuppe ist deutlich verschieden von demjenigen der Höhronen-Abfolge (S. 283, 284). Trotz gewissen «Höhronen-Merkmalen» kann die grosse Ähnlichkeit zur Friherrenberg- und Rigi-Schüttung (Morgarten-Schuppe) nicht übersehen werden. Der unmittelbare Einfluss dieser Systeme konnte im Ostteil der Grindelegg-Schuppe (Rossboden-, Steinstoss-, Wisstannen-Profil) sedimentpetrographisch nachgewiesen werden (S. 280).

Zu b) Die paläogeographische Interpretation der Grindelegg-Sequenz als südöstlicher Ast der «vorgranitischen Höhronen-Schüttung» ist kaum mehr beizubehalten, denn die Existenz der Grindelegg-Abfolge lässt sich südlich und südwestlich der Höhronen nachweisen (HABICHT 1945, S. 122).

In unserem Untersuchungsgebiet kann die Grindelegg-Sequenz vom Ägerisee bis zur Biber verfolgt werden, wo sie unter der mächtigen Quartärbedeckung der Talung Rothenthurm–Biberbrugg verschwindet.

Nach HABICHT (1945) tritt der Nordrand der Grindelegg-Schuppe erst wieder bei Egg (1 km nördlich des Sihlsees) zutage, die südliche Begrenzung – Rigi- oder Haupt-Aufschiebung – lokalisiert er etwa 500 m nördlich Chatzenstrick in stark gestörten, violetten Mergeln (vermutlich Molasse Rouge) und an der Säge, 2 km nördlich Einsiedeln. MÜLLER verlegt diese Grenze weiter nach N unter die Quartärbedeckung von Altberg–Egg. Diese Verlegung wird mit den sedimentpetrographischen Ergebnissen aus dem Alptal-Profil (MÜLLER 1971, S. 41, 47, 138) gerechtfertigt, wonach die von HABICHT zur Grindelegg-Schuppe gestellten Schichten deutliche Friherrenberg-Merkmale aufweisen.

Wie bereits dargelegt wurde (S. 280), konnte in der Grindelegg-Schuppe unseres Untersuchungsgebietes von W nach E eine Zunahme der Friherrenberg-Interferenzen beobachtet werden. Es wäre möglich, dass dieser Trend gegen E anhält, d.h. der Grindelegg-Raum nordwestlich des Sihlsees würde ganz zum Einflussbereich einer – allerdings jüngeren – Friherrenberg-Schüttung gehören. Diese Interpretation liesse sich gut mit den sedimentpetrographischen Ergebnissen MÜLLERS aus dem Alptal in Einklang bringen.

Obschon das Alptal-Profil (vor allem die Proben K1–K10, MÜLLER 1971, S. 138, 139) sedimentpetrographisch Friherrenberg-Fazies aufweist, besteht kaum ein Anlass, dieses auch zur tektonischen Einheit des Friherrenberges zu stellen. Stattdessen lässt MÜLLER die Grindelegg-Schuppe am Ende des Sihlsees gegen NW abbiegen oder ganz auskeilen. Das ausgequetschte Grindelegg-Äquivalent würde heute als leicht S-fallende Etzel-Platte vorliegen.

Entgegen MÜLLERS Ansicht können die Etzel-Schichten aufgrund der sedimentpetrographischen Vergleiche (Tab. 8) nicht aus dem Grindelegg-Raum hergeleitet werden. Als herausgequetschte Grindelegg-Sequenz müsste der Etzel ähnliche Schwermineralkombinationen wie die Profile zwischen Ägerisee und Biber sowie des Alptals (K1–K10) aufweisen. Die Gegenüberstellung der Schwermineral-Mittelwerte vom Etzel-Gipfel (Proben G1–G5, MÜLLER 1971, S. 135) und dem östlichen Teil der Grindelegg-Schuppe (z.B. Wisstannen-Profil) zeigt die Diskrepanz zwischen den beiden Einheiten (Tab. 8).

Tabelle 8. Sedimentpetrographischer Vergleich zwischen Etzel, Grindelegg-Ost und Höhronen-Schuppe.

	G	A	Z	R	T	S'	S
<i>Etzel</i>	54%	37%	54%	7%	1%	0%	0,4%
<i>Grindelegg-Ost</i>	68%	17%	43%	8%	7%	19%	6 %
<i>Höhronen-Schuppe</i>	63%	47%	48%	3%	2%	0%	0 %

Auf Grund der sedimentpetrographischen Ähnlichkeit von Höhronen- und Etzel-Schichten darf angenommen werden, dass die beiden Einheiten dem gleichen Schutt-fächer angehören. Schon RENZ (1936) gelangte durch lithologische Vergleiche zum selben Ergebnis.

Dass in der Etzel-Platte das östliche, *tektonische* Äquivalent der Höhronen-Schuppe vorliegt, wurde von PAVONI (1961) plausibel dargelegt.

Offen bleibt die Frage nach der stratigraphischen Stellung der Etzel-Sequenz in bezug auf die Höhronen-Abfolge. Grundsätzlich können folgende Lösungen in Betracht gezogen werden:

- a) Die Etzel-Platte repräsentiert die gesamte Abfolge der Höhronen-Schuppe. Damit hätte diese im östlichen Äquivalent eine Mächtigkeitsreduktion von 1500 m auf etwa 250 m erfahren. Die Entfernung zwischen Etzel und Höhronen müsste *vor* der Molasse-Dislokation bedeutend grösser gewesen sein als heute (rund 3,5 km). Ausserdem würde für den Etzelraum eine periphere Lage bezüglich des Schutt-fächerzentrums resultieren.
 - b) Die Etzel-Klippe repräsentiert nur einen Teil der Höhronen-Sequenz. Die Reduktion könnte bedingt sein durch Erosion oder tektonische Vorgänge. Erosion – vor oder nach der Dislokation – kann kaum als alleinige Ursache für die Mächtigkeits-Differenz zwischen Höhronen und Etzel angesehen werden.
- Plausiblere Erklärungen bieten die tektonischen Lösungen. Die Überschiebungs-Fläche könnte am Etzel stratigraphisch tiefer oder gleich hoch liegen wie am Höhronen. Für eine tiefere Lage scheinen die erhöhten Karbonatwerte der Etzel-Abfolge zu sprechen. In beiden Fällen müsste der höhere Teil des Etzels während der Dislokation zurückgeblieben sein und unter der Grindelegg-Schuppe liegen. Theoretisch denkbar wäre auch eine Abscherung der Etzel-Platte aus einem stratigraphisch höheren Niveau der ursprünglichen Etzel-Abfolge.

Im Lüsibach-, Mülibach- und Chessibach-Profil (MÜLLER, S. 33, 34, 135, 136) wurde eine Wechselfolge von epidothaltigen und epidotfreien Sequenzen beobachtet. Die einzelnen Abschnitte lassen sich im Streichen von einem Profil zum anderen verfolgen. Bedingt durch die gestaffelte Lage der Profile zeigen sich im Chessibach 1, im Mülibach 3 und im Lüsibach 2 Wechsel.

Entgegen MÜLLERS Interpretation dürfen diese Abfolgen nicht allein zur Höhronen-Schüttung gestellt werden, denn die epidothaltigen Sequenzen zeigen dasselbe Schwermineralbild wie die tiefsten Schichten des Schindellegi- (S. 284) und Freienbach-Ruestelwald-Profil (MÜLLER, S. 29, 134). Sie sind daher zur Höhronen-Napf-Interferenzschüttung zu zählen. Nur die epidotfreien Abschnitte gehören zum Höhronen-Schuttfächer; dieser ist älter als die Interferenzschüttung. Die stratigraphisch geordnete Schwermineralabfolge (vgl. Bohrung Küssnacht, S. 294) wurde durch die Antiklinal- und Synklinalstrukturen – Steilzonen (MÜLLER, S. 118) – zerrissen. So finden sich heute in enggepressten Faltenkernen ältere, epidotfreie Sequenzen, während in Synklinalzonen epidothaltige Schichten zutage treten.

Die Bedeutung dieser Profile liegt darin, dass sie uns Einblick in eine Zone gewähren, die im W von der Etzel-Klippe, der Höhronen-Schuppe und mächtigen Quartär-Ablagerungen verdeckt wird. Auf Grund der Epidotführung wissen wir nun, dass der Einfluss der Napf-Schüttung in unserem Molassesstreifen viel weiter nach S reichte, als bisher angenommen wurde. Verlängern wir – dem Streichen der tektonischen Elemente folgend – die südlichste Epidotsequenz des Mülibachs gegen W, so trifft sie im Raum von Bennau auf unser Untersuchungsgebiet. Dies bedeutet, dass die gesamte Höhronen-Schuppe und eventuell noch der nördliche Teil der Grindelegg-Schuppe über mehr oder weniger parautochthonen, d.h. gestauchten Sedimenten der Höhronen-Napf-Interferenzschüttung liegen.

Westliches Nachbargebiet

In früheren Arbeiten (KAUFMANN 1860, 1887; FREI 1914; BAUMBERGER 1925; KOPP 1934, 1937, 1962; RENZ 1937) wurde stets versucht, die Molassesstrukturen zwischen Luzern und Zugersee bis ins Höhronen-Gebiet zu verfolgen.

Die erste und nördlichste Antiklinale östlich von Luzern, die Würzenbach- oder Haupt-Antiklinale (A₁) (ALB. HEIM), trennt die Mittelländische von der Subalpinen Molasse. Ihr Nordschenkel wird von den aufgerichteten Sedimenten der OMM und einem schmalen Streifen feinkörniger Granitischer Sandsteine (USM) gebildet. Der Südschenkel besteht ausschliesslich aus Granitischer Molasse, in teils bereits gröberer Fazies. Südöstlich der Würzenbach-Antiklinale folgen die Allmendli-Synklinale, die Altstaad-Antiklinale, die Krämerstein-Synklinale und das Krämerstein-Gewölbe (= Utohorn-Antiklinale). Darüber folgt die Rigi-Aufschiebung.

Der Würzenbach-Antiklinale wird für den Vergleich von Luzerner und Höhronen-Gebiet zentrale Bedeutung zugemessen. Nach KAUFMANN, KOPP, RENZ, KLEIBER und HABICHT hätte sich aus dem Würzenbach-Gewölbe eine nach N überkippte Antiklinale (Meierskappel-Zug) herausgebildet, die sich weiter östlich – dem stärkeren Druck aus S folgend – zur Höhronen-Überschiebung entwickelt hätte. Dem ursprünglichen Nordschenkel entsprächen die NW-fallende Schindellegi-Abfolge sowie die aufgerichtete OMM, dem Südschenkel die Höhronen-Schuppe. Dieser Deutung soll nun eine zweite gegenübergestellt werden.

Auf Grund von schwermineralogischen Untersuchungen im Entlebuch (GASSER, MATTER, FÜCHTBAUER) und an der Erdölbohrung Hünenberg (HOFMANN 1968) ist bekannt, dass die Granitische Molasse – wie im E – auch im Luzerner Raum zweigeteilt ist: unten apatit-, oben epidotreich.

Erste Resultate zwischen Luzern und Küssnacht am Rigi lassen vermuten, dass dieser Molassesstreifen im wesentlichen aus Granitischen Sandsteinen der *Epidotfazies* aufgebaut ist (mündl. Mitt. B. Stürm). Entsprechende Kriterien konnten im epidotreichen Abschnitt zwischen Bächer Sandstein im N und der südlichsten Epidotsequenz des Mülibach-Profiles beobachtet werden. Die Schindellegi-Abfolge und ihre östliche Fortsetzung (Freienbach–Ruestelwald-Profil) bilden – als Südrand der aufgerichteten Mittelländischen Molasse – den Nordschenkel der Feusisberg-Antiklinale (Fig. 2), die als Äquivalent der Würzenbach-Antiklinale angesehen wird. Ihrem Südschenkel entsprechen die nördlichen Schichten der Lidwil-Synklinale. Diese könnte, auf Grund ihrer Stellung als «nördliche synklinale Zone» (HERBORDT 1907), mit der Allmendli-Synklinale verglichen werden. Bedingt durch den stärkeren Zusammenschub im E weist die Lidwil-Synklinale jedoch einen komplexeren Bau auf als ihr westliches Äquivalent. Wie bereits dargelegt wurde (S. 287), dürfte das Auftreten von apatitreichen Sequenzen in den Steilzonen mit der intensiven Faltung zusammenhängen.

Über den steilgestellten Strukturen liegt die Höhronen–Etzel-Schuppe als tektonisch höheres Stockwerk.

Gegen die Auffassung von KAUFMANN, RENZ und KLEIBER, welche die Höhronen-Überschiebung als baulich modifizierte Würzenbach-Antiklinale deuteten, sprechen folgende Gründe:

- In einer hypothetischen Schindellegi–Höhronen-Antiklinale hätten der Nord- und Südschenkel praktisch im selben Sedimentationsraum gelegen, d.h. beide

Bauteile müssten ungefähr dieselben Schwermineralkombinationen aufweisen. Wie bereits mehrfach dargelegt, fehlen auf der Höhronen-Schuppe die epidotreichen Äquivalente der Schindellegi-Abfolge. Sie müssten folglich vor Platznahme der Grindelegg-Schuppe vom «Höhronen-Südschenkel» durch Erosion entfernt worden sein. Angesichts der sichtbaren Mächtigkeit der Schindellegi-Abfolge von 900 bis 1000 m dürfte diese Lösung kaum den Tatsachen entsprechen.

- b) Glaubwürdiger ist die Annahme, dass die Würzenbach-Antiklinale der Feusisberg-Antiklinale entspricht, deren Nord- und Südschenkel identische Schwermineralspektren aufweisen und somit in den gleichen Sedimentationsraum zu stellen sind.

Auf der Höhronen-Schuppe wurden wahrscheinlich nie epidotreiche Schichten in nennenswertem Umfang abgelagert. Sie lag ursprünglich ausserhalb des Einflussbereichs von Napf- und Hörnli-Schüttung. Die Distanz zwischen den paläogeographisch südlichsten Napf-Sedimenten und der autochthonen Schindellegi-Abfolge entspricht dem minimalen Überschiebungsbetrag der Höhronen-Schuppe. Über die Lage der südlichen Napf-Grenze können wir nur Vermutungen anstellen: Im Profil Küschnacht weist die Schindellegi-Abfolge eine Mächtigkeit von 1025 m auf, bei Schindellegi selbst sind 970 m sichtbar (vgl. Fig. 25). Die Gesamt mächtigkeit wird auf 1200–1300 m geschätzt⁸⁾. Die Trogachse der Epidot-Schüttung müsste folglich bei Schindellegi oder noch etwas weiter südlich liegen (Fig. 23). Unter Annahme eines asymmetrisch ausgebildeten Molassetroges, dessen Südabhang mit durchschnittlich 5° zur Trogachse hin einfällt, käme der paläogeographische Südrand der Napf-Schüttung (= Nordrand der Höhronen-Schuppe) etwa auf die Linie Hochybrig–Brunnen, bei einem Fallwinkel von 10° auf die Linie Unteriberg–Hochstuckli zu liegen (Fig. 23).

- c) Belassen wir aber die Höhronen-Schuppe trotzdem in paläogeographisch enger Nachbarschaft zur Schindellegi-Abfolge, so hätte sich der Sedimentationsraum der Höhronen nur durch Höherlagerung (= frühzeitiges Ausscheren oder Hebung der Schuppe) von den epidotreichen Sedimenten freihalten können.

Dem kann entgegengehalten werden, dass diese tektonische Aktivität frühestens nach Ende der Höhronen-Schüttung hätte stattfinden können, d.h. sie wäre zeitgleich mit der Sedimentation des unteren Teils der Schindellegi-Abfolge. Letztere müsste, auf Grund ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zum Höhronen-Raum, synsedimentäre Verstellungen aufweisen, was weder im Schindellegi-Profil noch in der Feusisberg-Antiklinale beobachtet wurde (vgl. auch RENZ 1937, S. 197).

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die sedimentpetrographischen Gegebenheiten aus dem Raume Schindellegi–Feusisberg mit denjenigen östlich von Luzern korreliert werden können. Die nördlichen Molassestrukturen streichen vom oberen Zürichsee her unter die Höhronen–Etzel-Schuppe und treten an deren Westende wieder zutage. Dieses liegt zwischen Zugersee und Lorzentobel (Unterägeri). Bedingt durch die ausgedehnte Quartärbedeckung des Zugerberges, lassen sich –

⁸⁾ Nach HABICHT (1945), SCHLANKE (1969) und MÜLLER (1971) schneidet die Feusisberg-Antiklinale das Sihlbett etwa 400 m oberhalb Schindellegi. Damit ergäbe sich für den Nordschenkel ein Zuwachs von 200 bis 300 m.

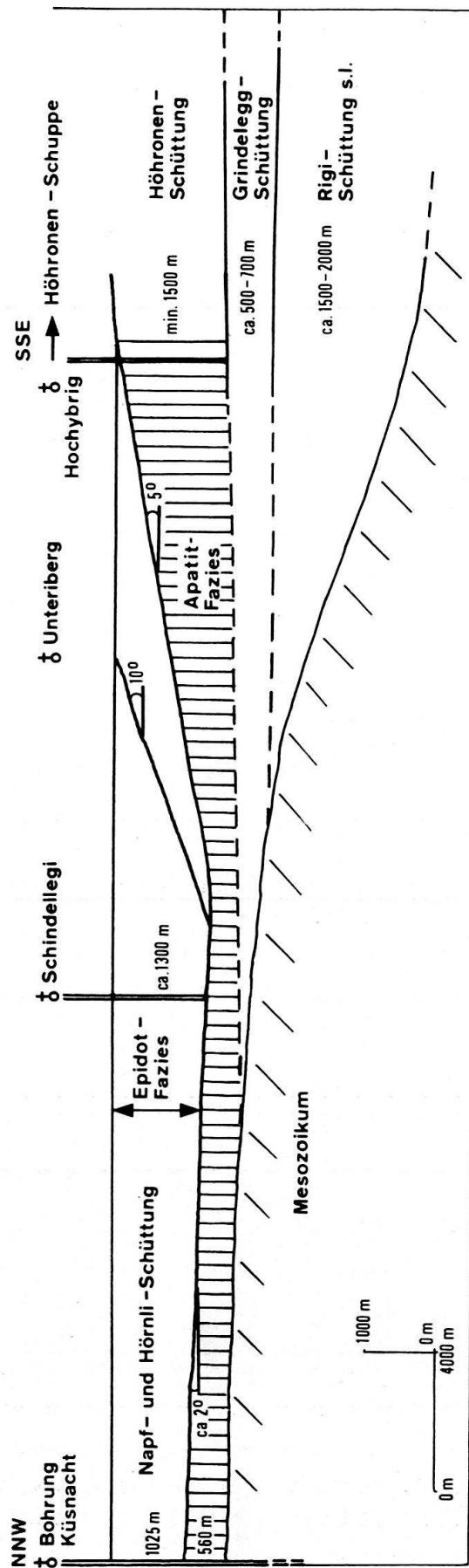


Fig. 23. Schematisches Querprofil durch das Molassebecken, Wende USM-OMM.

ohne genaue sedimentpetrographische Kenntnisse über die West-Ausdehnung der Höhronen-Schuppe – nur vage Vermutungen anstellen. Dem Zugersee-Profil, welches durch A. Rissi bearbeitet wird, kommt deshalb grösste Bedeutung zu.

5. KORRELATION DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES MIT DER MITTELLÄNDISCHEN MOLASSE DER NORDSCHWEIZ UND SÜDDEUTSCHLANDS

Die USM wird in Süddeutschland durch die Formation der oberen Cyrenen-Schichten (Westtransgression der Paratethys) in einen unteren (USM I) und einen oberen (USM II) Abschnitt unterteilt (u.a. GRIMM 1957, 1965; FÜCHTBAUER 1958, 1964).

Eine detaillierte sedimentpetrographische Gliederung der USM erfolgte durch GRIMM (1957) an mehreren süddeutschen Erdölbohrungen. Die einzelnen Abschnitte enthalten spezifische Schwermineralassoziationen, welche über den Bereich der Bohrungen hinaus Bedeutung haben und eine Zuordnung der Sedimente zu den Schuttfächerzentren ermöglichen.

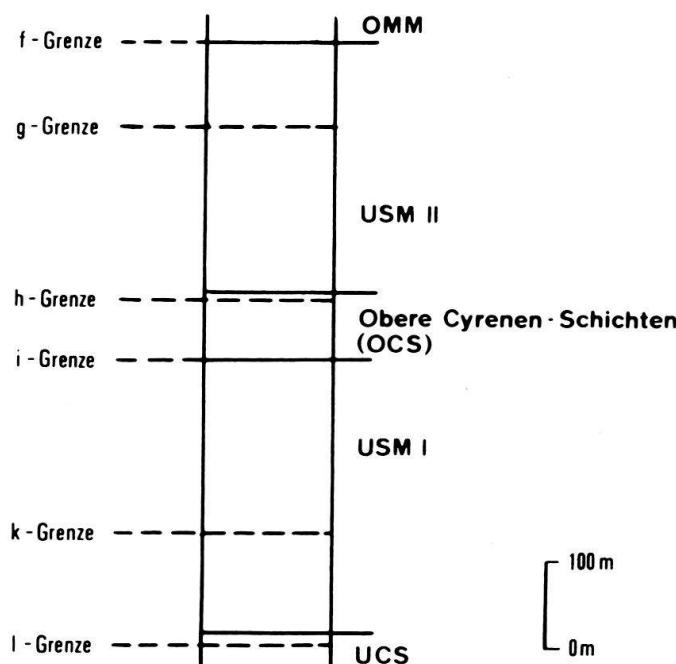


Fig. 24. Lithofazielle Gliederung der USM Süddeutschlands, nach FÜCHTBAUER (1958, 1964) und GRIMM (1957, 1965).

Der unterste, mergel- und tonreiche Abschnitt der USM I zeichnet sich durch hohen Staurolith-, Spinell- und geringen Apatitgehalt aus. FÜCHTBAUER (1964, S. 230) bezieht diese Sedimente aus den radialen Schüttungen Nesselburg und Hochgrat, ebenso GRIMM (1965, S. 92), der zudem die Möglichkeit einer Beteiligung westlicher Schüttungen offenlässt. Als potentielle Materiallieferanten konnten die Speer- und Rigi-Schüttung, vor allem aber die Friherrenberg-Schüttung (hoher Spinellgehalt), gedient haben. Ein allfälliger Osttransport dieser Sedimente müsste nahe dem damaligen Alpenrand entlang erfolgt sein, da in den mittelländischen Bohrungen –

Hünenberg, Küsnacht, Lindau und Kreuzlingen (BÜCHI et al. 1965, HOFMANN 1968) – keine entsprechenden Abfolgen nachgewiesen werden konnten.

Über der k-Grenze tritt erstmals Granitischer Sandstein auf; das Schwermineralbild hat sich grundlegend geändert. Staurolith bleibt aus, Zirkon, Granat und Apatit treten vermehrt auf. FÜCHTBAUER (1958, S. 936, Fig. 6b) stellt diesen Abschnitt zur «chattischen» Höhronen-Schüttung. Als äquivalente Abfolge bezeichnet er im Schuttfächerzentrum die Granitische Molasse der Höhronen-Schuppe. Den von GRIMM zwischen der k- und i-Grenze beobachteten Spinell (etwa 10%) möchte FÜCHTBAUER (1964, s. Fig. 14b) aus Hochgrat- und Nesselburg-Interferenzen beziehen.

Denkbar wäre aber auch die Beteiligung eines Schuttfächers, dessen Sedimente heute aus tektonischen Gründen in der Subalpinen Molasse nicht anstehen. In Frage käme z.B. das unbekannte Bindeglied zwischen Höhronen- und Grindelegg-Schüttung. In dem Masse wie letztere mehr Ähnlichkeiten zur stratigraphisch älteren Rigi-Schüttung s.l. aufweist, müsste die unbekannte Einheit – neben einem kleinen Grindelegg-Erbe (Spinell) – deutliche Höhronen-Merkmale zeigen. Dieses «Missing link» kann entweder unter der Höhronen-Schuppe liegen oder im S zurückgeblieben sein; denn weder im höchsten Teil der Grindelegg noch an der Basis der Höhronen-Abfolge wurden einander korrelierbare Schwermineralassoziationen gefunden.

An der i-Grenze hatte die Paratethys, von E her kommend, den Raum von München erreicht; die oberen Cyrenen-Schichten wurden in brackisch-marinem, z.T. limnischem Milieu abgelagert. In Ostbayern wurden die «Chattsande» (k-i-Grenze) von vollmarinen Tonmergeln überlagert. Nach LEMCKE, ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953, S. 18), GRIMM (1957, 1965, S. 98) und FÜCHTBAUER (1958, S. 937) können die oberen Cyrenen-Schichten einwandfrei mit der Tonmergel-Serie korreliert werden. Letztere birgt nach FAHRION & STRAUB (1955) sowie HAGN, HOELZL & HRUBESCH (1962, S. 437) die «Chatt-Aquitane»-Grenze. ZÖBELEIN (1953, 1955) stellt die gesamte Abfolge der OCS ins «Chattien». Nach GRIMM (1957, S. 16) enthalten diese Sedimente ein vielfältiges petrographisches Spektrum: graue, schillhaltige Mergel, Kohlentone mit Pflanzenhäcksel, Stinkkalkstein, bituminöse Kohlenlagen, knollige Kalke. Stinkkalkstein, Pyritreichtum und gelegentlicher Festbitumengehalt der Gesteine lassen auf reduzierendes Milieu schliessen.

Auf Grund sedimentpetrographischer Befunde setzt FÜCHTBAUER (1958, S. 937, 1964, S. 231) die Meeres-Transgression mit einem Erlahmen und Aussetzen der Höhronen-Schüttung in Verbindung, welche aber im Hangenden der OCS ihre frühere Bedeutung wieder erreicht und sogar noch erhöht.

Beim Versuch, in unserem Untersuchungsgebiet eine den oberen Cyrenen-Schichten korrelierbare Abfolge zu finden, muss von der Frage ausgegangen werden: Wo finden wir im Schuttfächerzentrum der Höhrone, d.h. in der Höhronen-Schuppe, Hinweise für einen grösseren Sedimentations-Unterbruch? Mit allergrösster Wahrscheinlichkeit kommt nur die Kohlenlage von Greit in Frage, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Obwohl im Liegenden und Hangenden des Flözes grobdetritische Schichten anstehen, bleiben die Kohlen- und Mergellagen völlig frei von grobkörnigen Einschwemmungen, und dies im Schuttfächerzentrum!

2. Die vorzügliche Erhaltung der fossilen Flora deutet auf ein absolut ruhiges Ablagerungsmilieu hin.
3. Analog zu den OCS sprechen Pyrit, Stinkkalkstein und Kohlenlager für sauerstoffarmes Milieu, welches wiederum an eine schüttungsfreie Phase gebunden ist.
4. Die übrigen Kohlevorkommen der Höhronen-Schuppe (Hüttener Egg, Ober Sparen, Wurf, Steiner Fluh usw.) liegen im Streichen des Greit-Niveaus, d.h. die Ruhephase konnte im grössten Teil des Schuttfächerzentrums nachgewiesen werden. Nach KLEIBER (1936, S. 20) besteht zudem die Möglichkeit, dass die Kohlenadern vom Mühleloch (westlich Unterägeri), Lothenbach (nördlich Walchwil) und Kiemen (linkes Zugersee-Ufer) stratigraphisch dem Greit-Horizont entsprechen.

In den Erdölbohrungen der Nordschweiz kann das Aussetzen der Höhronen-Schüttung nicht einwandfrei nachgewiesen werden. Dies könnte daher röhren, dass die «chattisch-aquitane» Napf-Schüttung (Uraare, apatitreich), welche bis anhin durch das stärkere Höhronen-System in ihrer Ostausdehnung gehindert wurde (FÜCHTBAUER 1964, S. 195), die Schwäche ihres Widersachers nutzte und kurzfristig bis in die Nordschweiz vordrang. Durch Aufarbeitung von «chattischem» Höhronen-Material wurden die ohnehin geringen sedimentpetrographischen Unterschiede der beiden Schüttungen gänzlich verwischt und dadurch eine kontinuierliche Höhronen-Schüttung vorgetäuscht.

Anderseits wäre es durchaus denkbar, dass die Höhronen-Schüttung das Mittelland erst nach ihrer Ruhephase in ihren Ablagerungsbereich einbezog. Aus dem Schichtenverzeichnis der Bohrungen Küsnacht, Lindau und Kreuzlingen geht hervor, dass an der Basis oder im untersten Teil der Molasse vermehrt pyritführende Kohlenreste und Kalkstein gefunden wurden, was möglicherweise als Indiz für die Nähe des Greit-Horizontes gewertet werden könnte.

Über der h-Grenze zeigt der Granitische Sandstein dasselbe Schwermineralbild wie unter den oberen Cyrenen-Schichten. HOFMANN (1957, 1960) und FÜCHTBAUER (1958, 1964) stellen die apatitreiche Abfolge zur «aquitane» Höhronen-Schüttung. Die sedimentpetrographische Übereinstimmung von älterer und jüngerer Höhronen-Schüttung ist auch im Schuttfächer-Zentrum nachgewiesen worden (vgl. S. 276). Ohne die Kohlenschicht von Greit oder die entsprechenden OCS kann die Höhronen-Schüttung sedimentpetrographisch nicht unterteilt werden. Zwischen dem Kohlenhorizont und den ersten deutlichen Napf-Interferenzen wurden in der Höhronen-Schuppe mindestens 900 m Sedimente abgelagert, im süddeutschen Raum etwa 300 m (h-g-Grenze). Die schweizerische Vorland-Molasse weist in der Bohrung Küsnacht 500–600 m reine Höhronen-Sedimente auf (vgl. Fig. 25). Sehr wahrscheinlich stammt diese Abfolge von der «aquitane» Höhronen-Schüttung.

In der süddeutschen Vorlandmolasse zeichnet sich an der g-Grenze eine tiefgreifende Wandlung im Schwermineralspektrum ab. Die bis anhin vorherrschende Granat-, Zirkon- und Apatitvergesellschaftung wird von Epidot abgelöst, der bis ans Ende der Molasse-Sedimentation das Schwermineralbild prägt.

Nach GRIMM (1957, S. 28) zeigt die g-Grenze eine bemerkenswerte regionale Konstanz und ermöglicht die Zweiteilung der lithologisch uniformen USM II.

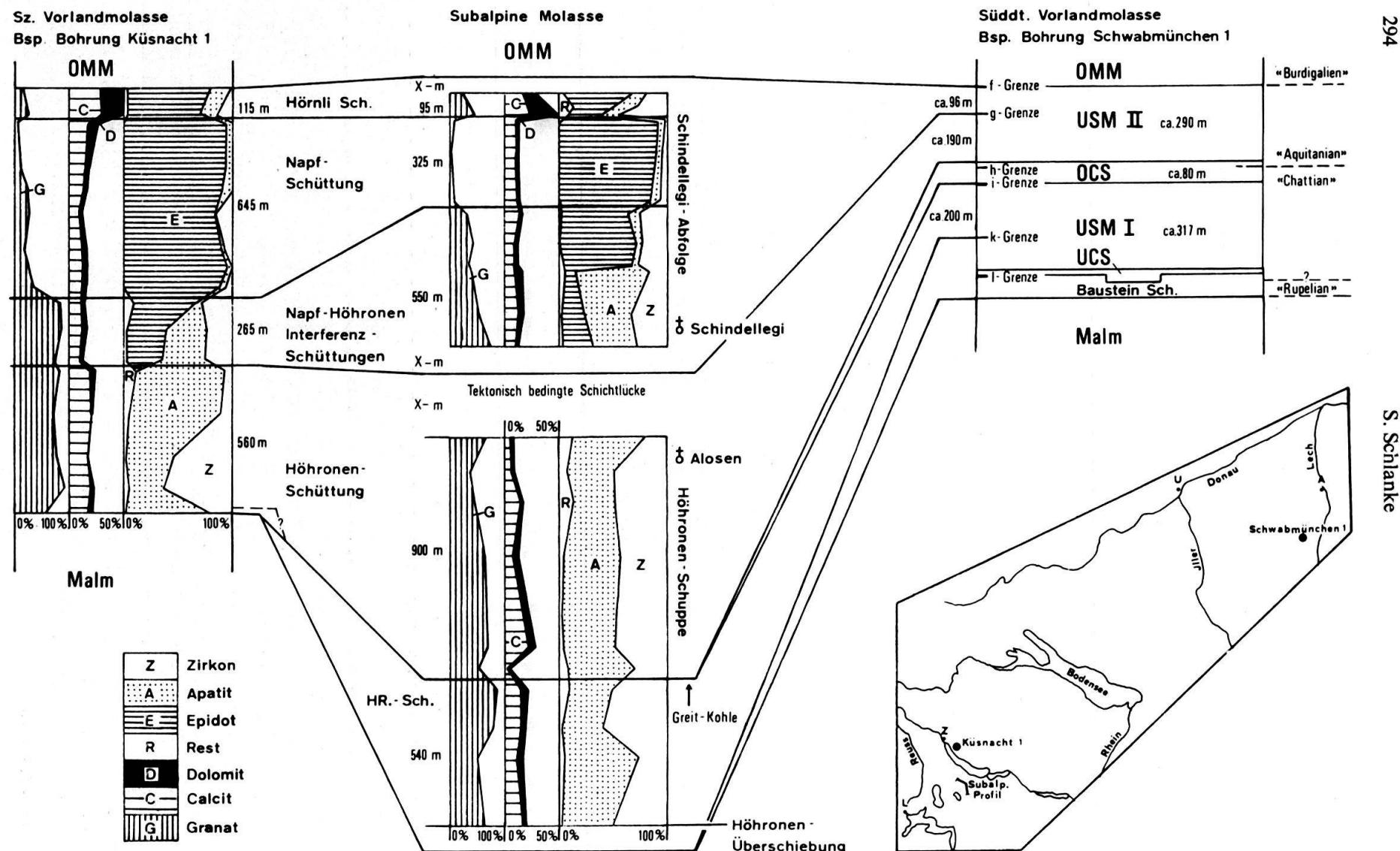


Fig. 25. Korrelation von Subalpiner Molasse und Vorlandmolasse.

Während sich in der süddeutschen Vorlandmolasse der epidotreiche Abschnitt zwischen g- und f-Grenze nur schwer gliedern lässt, ist die analoge Abfolge im W besser differenzierbar. Bedingt durch die Nähe der Schuttfächerzentren konnte – von unten nach oben – ein Abschnitt mit Höhronen- und Napf-Interferenzen, eine reine Napf- und eine Hörnli-Schüttung nachgewiesen werden (Bohrung Küsnacht). In der Subalpinen Molasse (Schindellegi-Profil) lässt sich die Interferenz-Abfolge in einen Unterabschnitt mit Höhronen- und einen solchen mit Napf-Vormacht unterteilen.

6. STRATONOMIE

6.1 Allgemeines

Molasseschichten wurden nicht in ungeregelter Abfolge, sondern zyklisch abgelagert, das heisst: eine bestimmte Reihenfolge von Schichten wird mehrmals wiederholt (u.a. KRAUS 1923, BERSIER 1958, SCHIEMENZ 1960, LOMBARD 1963). Innerhalb eines Molassezyklus wird über jeder Schicht jeweils eine feinkörnigere Lage abgesetzt, was mit der schwankenden Energie des Transportmediums, etwa eines mäandrierenden Flusses, leicht erklärbar ist.

Ein idealer Zyklus würde folgendermassen aussehen:

– Ruhephase (Denudation, Erosion)		
5. Kalke, Kohle	}	III
4. Mergel, Tone		
3. Silte		II
2. Sandsteine	}	I
1. Konglomerate		

In schuttfächerinternen Profilen liegt die Idealabfolge sehr selten vor. Vielfach treten die Zyklen mit je einem Vertreter aus den Gruppen I, II und III auf, wobei die Kombination I + II, I + III, II + III oder nur I, II oder III allein am häufigsten anzutreffen sind. Je nach Schuttfächer wird die eine oder andere Zusammensetzung bevorzugt.

Die Ruhephase über Schichtglied 5 der Idealabfolge kann schon nach früheren Zyklenstadien auftreten oder ganz fehlen. Die Tatsache, dass Fossillager meist in den höchsten Teilen eines Zyklus anzutreffen sind, scheint die Existenz solcher Ruhephasen zu bestätigen. In der Praxis ist es schwierig, den ursprünglichen Umfang eines Zyklus festzustellen. Vielfach werden feinkörnige Glieder oder ganze Zyklen vor der Ablagerung einer neuen, grobdetritischen Folge aberodierte und weggeschwemmt. Kohlenlinsen und Tongallen in basalen Konglomerat- und Sandsteinbänken könnten für vorangegangene Ruhephasen sprechen. Channelbildungen zeigen zwar an, dass erodiert wurde, die Lösung der Frage nach dem Was und Wieviel hängt jedoch von der horizontalen Ausdehnung des Aufschlusses ab (Fig. 26).

In Figur 26 wird veranschaulicht, dass Profil C hinsichtlich der zyklischen Gliederung mehr aussagt als die beiden übrigen Aufschlüsse A und B.

Schon früh erkannten die Geologen die Abhängigkeit der Molasse-Sedimentation vom orogenen Zyklus. Mehrere Autoren, so u.a. ARBENZ (1919), CADISCH (1923, 1928), WANLESS & WELLER (1932), STAUB (1934), KRUMBEIN & SLOSS (1951), CAROZZI (1954), PETTIJOHN (1957), vor allem aber SONDER (1956, 1958), versuchten, die tektonischen Bewegungen des Gebirges im orogenen Schutt wiederzufinden.

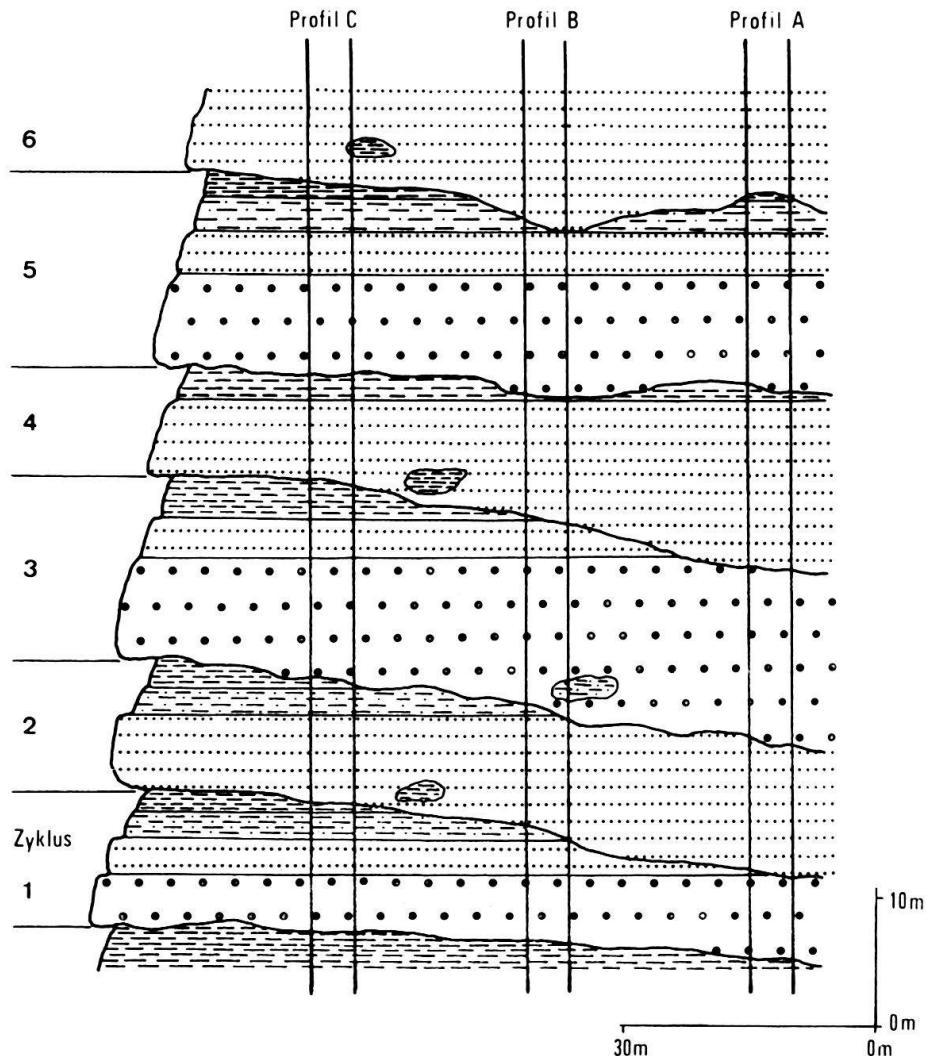


Fig. 26. Beispiel einer zyklischen Sedimentation in der Subalpinen Molasse.

Nach SONDER bewirken schon kleinere Spannungsvariationen der Erdkruste, als Folge orogener Einzelreaktionen, kurzfristige Hebungen und Senkungen (Krusten- oszillationen) der gebirgsnahen Erdoberfläche (z.B. Molassetrog). Die Amplituden der Bewegungen sollen sich im orogenen Detritus in Form von Schichtung und zyklischer Gliederung manifestieren. Dabei werden für einen Molassezyklus Amplituden von etwa 50 m berechnet (SONDER 1958, S. 752), die Zeitspanne für eine Oszillation mit rund 30000 Jahren angegeben. Als direkte Ursache für die Schichtbildung lässt SONDER die sedimentäre Differentiation, welche hauptsächlich von der Transportkraft des Wassers abhängig ist, gelten, stellt aber den Energiewechsel des verfrachten Mediums in unmittelbare Abhängigkeit der Krustenoszillationen.

In den tektonischen Ereignissen lag die primäre Ursache für die Entstehung der Molasse und deren Hauptgliederung (UMM, USM, OMM, OSM). Die Detailgliederung in einzelne Schichten und Zyklen erfolgte hauptsächlich durch klimatische und meteorologische Faktoren. Bereits HEER (1855–1859) befasste sich mit den klimatischen Verhältnissen der Molassezeit und wies auf deren Bedeutung hin (vgl. auch

CAROZZI 1954). Beide Faktoren steuern gleichzeitig die Erosion im Hinterland und den Schutttransport ins Ablagerungsgebiet. Sowohl jahreszeitlich bedingte Klimaschwankungen als auch aussergewöhnliche Unregelmässigkeiten (lange Regenfälle) zeichnen sich heute wie zur Molassezeit im Sedimentationsbild ab (z.B. Warven, Molassezyklen, Murgänge, Bergstürze).

6.2 Methodik

Aus LOMBARDS (1963) stratonomischen Untersuchungsmethoden an Flyschserien wurde von GASSER (1966, 1968) der numerische Parameter sowie die «Courbe lithologique» in der Molasse-Stratonomie eingeführt. Diese beschränkte Auswahl ist bedingt durch die lithologische und genetische Verschiedenheit von Flysch und Molasse. Während das marine Milieu beim Flysch für eine eher gleichmässige Verteilung des feindetritischen Materials sorgte, gelangten in der USM Gerölle, Sandsteine und Mergel auf engbegrenztem Raum fast gleichzeitig zur Ablagerung. Die fluvioterestrische Fazies wird durch laterale Verzahnungen, Linsen, Tongallen, Lignitnester und Channelbildungen dokumentiert.

Von dieser Charakterisierung müssen die Ablagerungen der UMM ausgeklammert werden. Letztere weist viele sedimentologische Parallelen zum Flysch auf. Beiden sind Graded bedding, Schrägschichtung und eine Vielzahl von gemeinsamen Marken eigen. Etliche Schwierigkeiten bereitet zum Beispiel die Abgrenzung der «Subalpinen Flyschmolasse» von den marinen Rupelian-Tonen, die sich mit makroskopischen und mikroskopischen Kriterien kaum voneinander unterscheiden (REBER 1964, S. 101).

Als Standardserie für den numerischen Parameter wurden folgende Einheiten gewählt:

Nagelfluh-Geröllschnüre	(Na)
Sandstein	(Sa)
Silt	(Si)
Mergel, Ton	(Me)

Ursprünglich wurde dieses Schema noch weiter unterteilt. Es zeigte sich jedoch, dass beim horizontalen Wechsel der Lithofazies innerhalb eines Schuttäckers eine allzu feine Unterteilung dem analysierten Profil nur noch rein lokale Aussagekraft zukommen liesse. Durch den numerischen Parameter werden die Mächtigkeiten der Gesteinsklassen sowie die Anzahl der Schichten numerisch und prozentual erfasst.

Die lithologische Kurve verdankt ihren oszillierenden Verlauf einer mehr oder weniger regelmässigen Folge von Sedimentzyklen. Der Zyklenanalyse liegen folgende Regeln zugrunde:

1. Innerhalb eines Zyklus nehmen die Schichten von unten nach oben – sprunghaft oder stetig – an Korngrösse ab.
2. Jede Schicht gehört einem Zyklus an.

Somit lassen sich in einem Profil verschiedene Zyklyttypen unterscheiden. Je nach Anzahl ihrer noch vorhandenen Glieder werden sie in Gruppen eingeteilt und als Zahlenkombinationen wiedergegeben (Fig. 27), wobei jede Zahl eine Lithofazies vertritt: 1 = Nagelfluh, 2 = Sandstein, 3 = Silt, 4 = Mergel, Ton. An sich müsste auch 5 = Süßwasserkalk, Kohle, fossile Böden aufgeführt werden; da diese Phase in den Profilen nicht erfasst wurde, wurde auf ihre Darstellung verzichtet.

Der Wert der Zyklenanalyse besteht darin, dass in einem gut aufgeschlossenen Profil der prozentuale Anteil der Zyklytypen objektiver dargestellt werden kann. Subjektiver dürfte die Interpretation der Daten ausfallen, die im Idealfall Aussagen über die Transportenergie und den Sedimentations-Rhythmus erlauben.

Zyklengruppe			
A	B	C	D
 4  3  2  1	 1,4  1,3  2,4  1,2  2,3  3,4	 1,3,4  1,2,4  1,2,3  2,3,4	 1,2,3,4

Fig. 27. Gruppierung der verschiedenen Molassezyklen.

In der Gruppe A wird jede einzelne Schicht vom nächsthöheren Zyklus direkt überlagert. Dessen Basisschicht ist in der Korngrösse gleich oder grösser, nie aber kleiner als A₁₋₄ (vgl. Fig. 28). Für die Genese der «Zyklen» aus Gruppe A kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage:

1. Die im oberen Teil in Figur 28 gegebene Abfolge A₃, A₂, A₁ könnte durch ihre Korngrössenzunahme gegen das Hangende einem verkehrt liegenden C₁₂₃-Zyklus entsprechen. Diese Deutung trifft nicht zu, denn in allen Profilen konnte mittels Erosions- und Belastungsmarken an Schichtunterflächen die Normallage der Abfolge nachgewiesen werden.
2. Eine andere Erklärung für die Folge A₁, A₂, A₃ ergibt sich durch kontinuierliches Anschwellen der Transportkraft gegen das Hangende. Dem kann entgegengehalten werden, dass bei ansteigender Transportkraft nicht sedimentiert, sondern erodiert wird. Ausserdem wurde die für den Transport des grobdetritischen Materials notwendige hohe Energie mehrheitlich durch schnelle Entladung gespeicherter Reserven aufgebracht. Als Energiespeicher dienten Wasserläufe, die durch Akkumulation, Rutschungen oder Bergstürze zu Seen aufgestaut wurden und bei kritischem Wasserstand den Sperriegel durchbrachen. Fossile Baumstämme, heterogene Zusammensetzung der Geröllgrössen und fehlende Einregelung deuten auf katastrophentartige Überschwemmungen.
3. Die A-Zyklen sind basale Reste ursprünglich mehrgliedriger Zyklen, deren feinkörnige Lagen von der Basisschicht des nächsthöheren Zyklus wegerodiert wurde. Hierfür spricht vor allem die Tatsache, dass in grobdetritischen Basischichten häufig aufgearbeitetes, feinkörniges Material (Mergellinsen, Tongallen) aus dem Dach des liegenden Zyklus zu finden ist.

Die Schichtfolgen der übrigen Gruppen B, C und D dürften im Profil auf Grund der Korngrössenabnahme zum Hangenden hin ohne weiteres als Zyklen erkannt

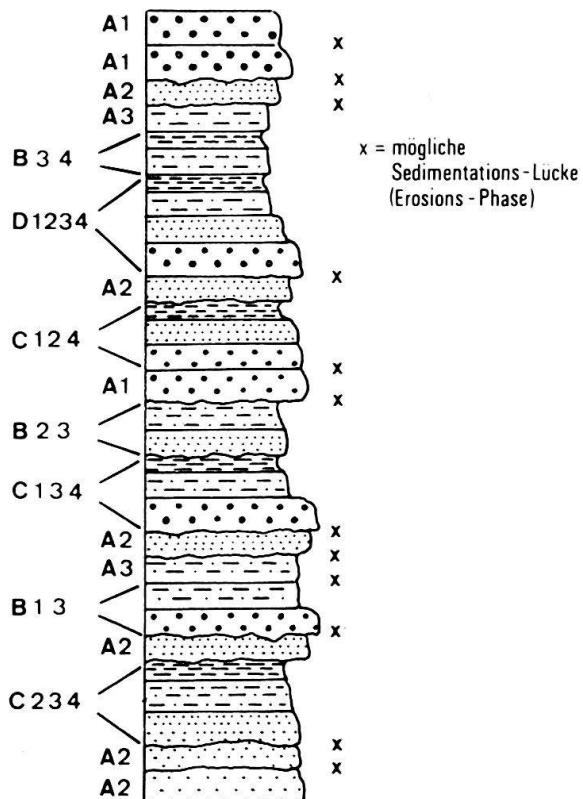


Fig. 28. Beispiel einer Zyklenabfolge in der Subalpinen Molasse.

werden. Einige – wie B₁₂, B₁₃ – wurden wie die A-Zyklen geköpft, andere – B₁₄, C₁₃₄ – verdanken ihre sprunghafte Korngrößenabnahme stark schwankenden Sedimentationsverhältnissen. Dieser unvollständige Zyklentyp ist in der Subalpinen Molasse häufiger anzutreffen als in schuttfächerrandlichen Gebieten der Mittelländischen Molasse. Hier wurden kleinere Energieschwankungen im Hinterland durch die weite Transportdistanz gepuffert, so dass sie keinen Einfluss mehr auf die regelmässige Zyklenabfolge hatten.

6.3 Stratonomie der Morgarten-Schuppe

Die schlechten Aufschlussverhältnisse liessen keine eingehende stratonomische Bearbeitung dieser Abfolge zu. Auf Grund morphologischer Kriterien und kleinerer Aufschlüsse soll dennoch versucht werden, den stratonomischen Charakter dieser Einheit zu skizzieren.

Die tektonisch auf der Grindelegg-Schuppe liegende, vorwiegend rotviolett gefärbte Serie ist durch einen hohen Mergel- und Siltanteil (etwa 70%) gekennzeichnet. Gerölle fehlen vollständig; untergeordnet treten kleinere Kalksandsteinbänke auf. Diese Merkmale sowie die sedimentpetrographischen Befunde weisen die Abfolge in die Serie der «Molasse Rouge», die von verschiedenen Autoren (u.a. KAUFMANN 1872, 1887; HABICHT 1945; KLEIBER 1936; H.P. MÜLLER 1971) östlich und westlich des untersuchten Gebietes mehrfach beschrieben worden ist. Nach MÜLLER ist die Molasse Rouge starken Mächtigkeitsschwankungen unterworfen. Dies trifft auch auf das Untersuchungsgebiet zu, wo maximale Mächtigkeiten von rund 20 m, minimale von 5 bis 6 m beobachtet wurden. Die Differenzen sind vor allem auf die starke

tektonische Beanspruchung zurückzuführen (Haupt-Aufschiebung). In der Folge wurden Teile der Serie verdoppelt oder reduziert. An der Rigi, wo die stratigraphische Basis der Molasse Rouge sichtbar ist, lässt es sich nachweisen, dass auch primäre Mächtigkeitsschwankungen auftreten (mündl. Mitt. B. Stürm). Die längs des östlichen Ägerisee-Ufers über der Molasse Rouge folgende Serie lässt sich in zwei Teile gliedern:

- a) Der untere erstreckt sich von der Molasse Rouge bis zum Morgartenberg und lässt wegen seiner flachwelligen Morphologie auf eine geringe Nagelfluh-Führung schliessen. Zudem bestehen die spärlichen Aufschlüsse an den Südhängen des oberen Ägerisees vorwiegend aus Sanden und Silten. Ähnliche Verhältnisse wurden von A. Rissi (mündl. Mitt.) im unteren Teil des Rossbergs beobachtet, allerdings mit einem etwas höheren Anteil an grobkörniger Fraktion. Westlich davon, an der Rigi, wo die Konglomeratfraktion wesentlich am Aufbau beteiligt ist, wird die entsprechende Serie von STÜRM (1969) als Weggiser Kalknagelfluh beschrieben.
- b) Bessere Einsicht in die stratonomischen Gegebenheiten gewährt der obere Teil der Morgarten-Schuppe. Im Gegensatz zum unteren herrschen hier grobdetritische Abfolgen vor und dominieren vom Morgartenberg bis zum Molasse/Flysch-Kontakt das lithologische Bild. Untersuchungen des Morgartenbergs sind durch A. Rissi im Gange.

6.4 Stratonomie der Grindelegg-Schuppe

Ein für den oberen Teil der Grindelegg-Abfolge charakteristisches Profil wurde im Sulzeggwald (etwa 2,5 km nördlich Rothenthurm) aufgenommen. Das stratonomische Bild wird durch den unruhigen Verlauf der lithologischen Kurve (Fig 30) und die unregelmässige Folge von «geköpften», lückenhaften und vollständigen Zyklen geprägt (Tab. 9). Zu beachten ist der hohe Anteil an A₁-, A₂- und A₃-Zyklen.

Tabelle 9. Zyklenanalyse der Grindelegg-Schuppe (Profil A).

A ₁	A ₂	A ₃	B ₁₂	B ₁₄	B ₂₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₁₂₄	C ₂₃₄	D ₁₂₃₄
3%	20%	17%	13%	13%	7%	7%	4%	10%	3%	3%

Fast identische Verhältnisse treffen wir im unteren Teil des Schindellegi-Profil (Abschnitt E und F), aus dessen schwermineralogischen Daten die Existenz zweier rivalisierender Schüttungen hervorgeht. Im Interferenzgebiet konnte sich keine einheitliche Zyklenabfolge herausbilden, da jeder Schuttfächer sein Material unter individuellem Sedimentationsrhythmus absetzte.

Analog zum unteren Teil des Schindellegi-Profil scheint die Grindelegg-Serie ebenfalls in einem Interferenzgebiet abgelagert worden zu sein. Neben der ähnlichen Zyklenabfolge weist das Schwermineralbild Leitmineralien aus zwei Schuttfächern auf. Für die Existenz eines Interferenzgebietes sprechen auch die von früheren Autoren (KLEIBER 1936, RENZ 1937, KOPP 1938, HABICHT 1945) mehrfach erwähnten drei Sandsteintypen der Grindelegg-Abfolge: Kalk-/Dolomit-Sandstein, Pseudogranitischer und Granitischer Sandstein. Alle drei treten im ganzen Grindelegg-Querschnitt auf; der Kalk-/Dolomit-Sandstein häufiger im unteren, der Granitische Sandstein etwas mehr im oberen Abschnitt. Die Pseudogranitische Varietät ist wahllos über die ganze Grindelegg-Serie verteilt. Der Kalk-/Dolomit-Sandstein kann aus faziellen

Gründen ohne weiteres aus der Friherrenberg-Morgarten-Schüttung hergeleitet werden, während der Granitische Sandstein einem Vorläufer der Höhronen-Schüttung zuzuzählen ist. Über die Herkunft des Pseudogranitischen Sandsteins herrscht noch Unklarheit.

Tabelle 10. Numerischer Parameter der Grindelegg-Schuppe (oberer Teil).

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	20,3 m	41 m	37 m	29,7 m	128 m
Mächtigkeit in %	16%	32%	29%	23%	100%
Anzahl der Schichten	11	19	20	18	68
Anzahl in % aller Schichten	16%	28%	29%	27%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	1,8 m	2,1 m	1,8 m	1,6 m	

Aus Tabelle 10 ist zu entnehmen, dass die feindetritische Fraktion (Silt und Mergel) mit über 50% des Schichtanteils und der Gesamtmächtigkeit auffallend stark vertreten ist. Während die durchschnittlichen Schichtdicken der einzelnen Fraktionen kaum voneinander abweichen, zeigt die Schichtdickenklasse 2–4 m ein Maximum an Silt und Mergel, die Klasse 0,4–1 m ein Maximum an Nagelfluh und Sandsteinen (vgl. Fig. 29).

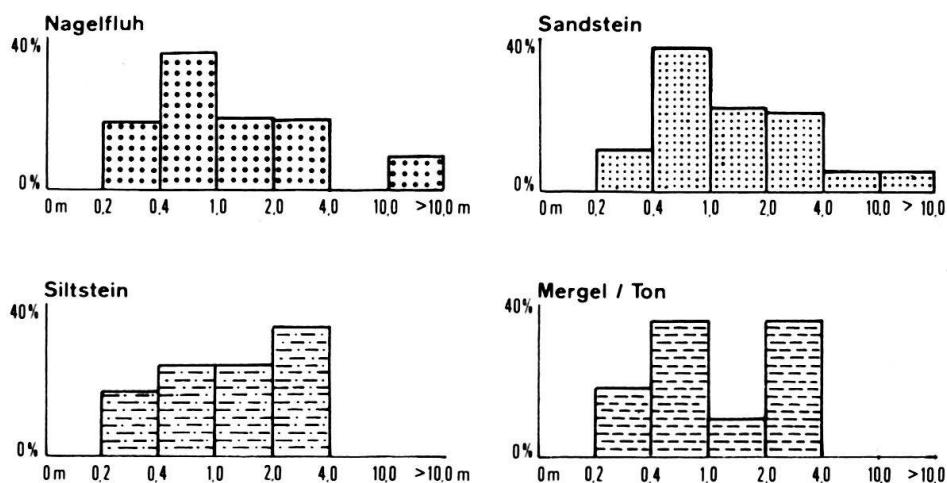


Fig. 29. Stratonomie der Grindelegg-Schuppe: Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen.

6.5 Stratonomie der Höhronen-Schuppe

Das untere Mülibach-Profil (B)

Im Bett des Mülibachs, der in seinem Unterlauf die würmzeitliche Moränendecke etwa 40 m tief eingeschnitten hat, treten die ältesten Höhronen-Schichten des Untersuchungsgebietes zutage. Infolge längerer Schuttstrecken konnte dieses wichtige Profil nicht mit den stratonomischen Darstellungen des numerischen Parameters und der «Courbe lithologique» bearbeitet werden.

Vergleichen wir Profil B (Fig. 31) mit den höheren Höhronen-Abschnitten (Fig. 33 und 34), so fällt das Fehlen von Nagelfluhsequenzen auf. Es ist kaum anzunehmen, dass solche unter den horizontalen Schuttstrecken liegen, denn üblicherweise bilden

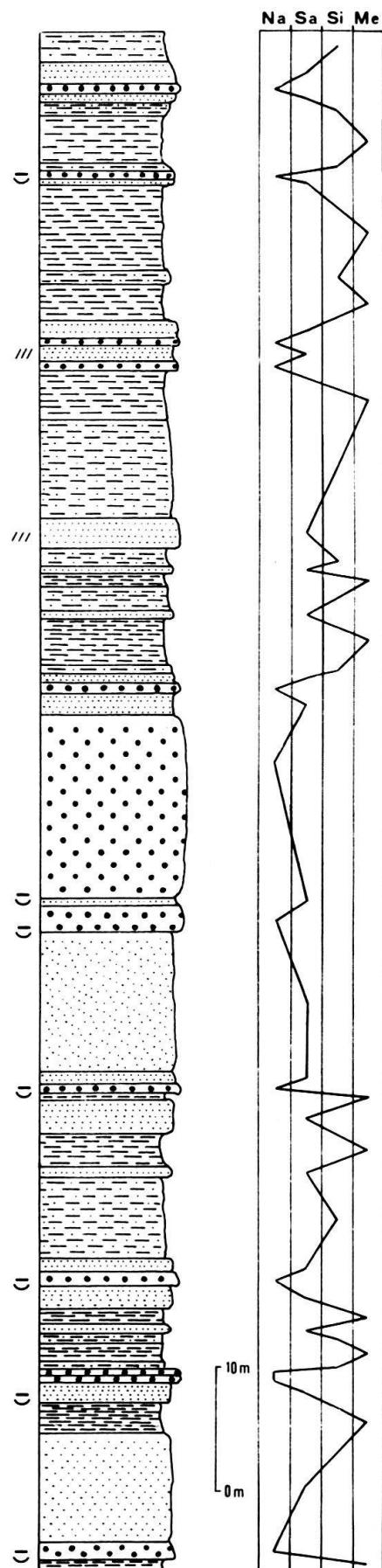


Fig. 30. Stratonomie der Grindelegg-Schuppe (oberer Teil), Profil A.

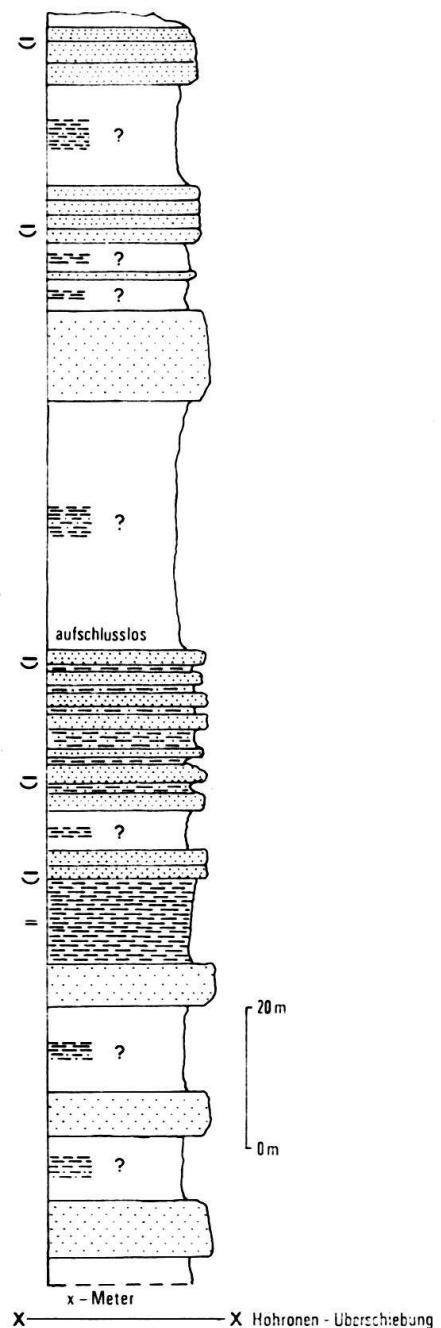


Fig. 31. Stratonomie des unteren Mülibach-Profil (B).

Na	Nagelfluh	⊖	Channel - Bildungen
Sa	Sandstein	=	Feinlaminiierung
Si	Siltstein	///	Schrägschichtung
Me	Mergel / Ton	~	Belastungsmarken

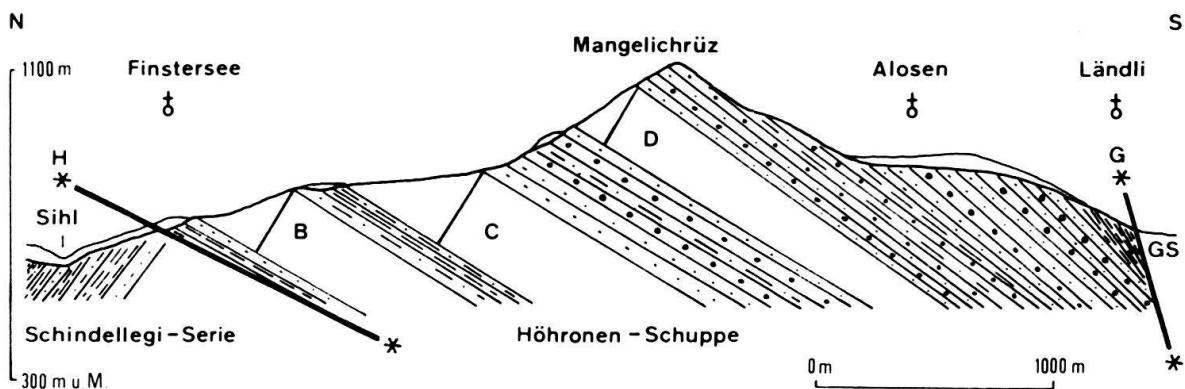


Fig. 32. Lage der Profile in der Höhronen-Schuppe.

- B = Unteres Mülibach-Profil (224 535/690 780 bis 224 270/690 740)
- C = Oberes Mülibach-Profil (224 000/690 800 bis 223 700/690 760)
- D = Gutschwald-Profil (223 740/694 020 bis 223 620/694 010)
- H = Höhronen-Überschiebung
- G = Grindelegg-Aufschiebung
- GS = Grindelegg-Schuppe

Konglomeratbänke in der Molasse stets Steilstufen. Da die mit 20° nach Süden einfallenden Sandstein- und Nagelfluhlagen in ihrer Funktion als grobkörnigste Schichten morphologisch klar dominieren, dürften unter dem Schutt wohl Silte und Mergel anzutreffen sein. Für das unterste Höhronen-Profil ergäbe sich so ein recht ungewöhnliches Verhältnis

Sandstein : Silt und Mergel von 1 : 1,4.

Vom tektonischen Standpunkt aus gesehen passt diese feinklastische Abfolge ausgezeichnet in die nähere Umgebung der Höhronen-Überschiebung.

Das obere Mülibach-Profil (C)

Eines der bestaufgeschlossenen Profile in der Höhronen-Schuppe liegt an der Waldstrasse Finstersee–Greit. Das Liegende des Aufschlusses wird von einem Stauschotter des Würmletschers verdeckt. Die 6 m mächtige Nagelfluhbank zu Beginn des Profils liegt etwa 300 Meter über der Höhronen-Überschiebung und dürfte die stratigraphisch tiefste, grobdetritische Einschaltung innerhalb der Höhronen-Schuppe sein. Mit dem Auftreten dieser Konglomeratbank beginnt die Höhronen-Schüttung, nach einer vorgängigen feindetritischen Phase (Profil B), ihren typischen Sedimentations-Charakter zu entwickeln. Die lithologische Kurve (Fig. 34) zeigt rhythmische Oszillation. Meist pendelt sie zwischen zwei benachbarten Korngrößenklassen.

Tabelle 11. Zyklanalyse des oberen Mülibach-Profil (C).

A ₂	B ₁₂	B ₁₃	B ₁₄	B ₂₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₁₂₃	C ₂₃₄	D ₁₂₃₄
9%	8%	2%	2%	40%	25%	3%	5%	5%	1%

62% der Zyklen zeigen nur noch den von der Erosion verschonten Rest ihrer ursprünglichen Zusammensetzung. 29% weisen eine lückenhafte Korngrößenabfolge auf (B₁₃, B₂₄, B₁₄), während bei 9% noch die ungestörte Gliederung erhalten blieb (B₃₄, C₂₃₄, D₁₂₃₄). Das Schuttmaterial gelangte nicht kontinuierlich zur Ablage-

rung, sondern wurde mit kräftigen Schüben angeschwemmt. Durch die hohe Transportenergie wurden zu Beginn der Schüttungsphasen häufig liegende Schichten weggerodiert. Die lückenhafte Zyklengliederung ist auf mäandrierende Flussläufe und stark schwankende Transportkraft zurückzuführen.

Aus dem numerischen Parameter (Tab. 12) lässt sich folgendes Verhältnis ableiten:

$$Na : Sa : Si + Me = 1 : 4,8 : 1,5.$$

Tabelle 12. Numerischer Parameter des oberen Mülibach-Profil (C).

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	27,7 m	132,8 m	28,5 m	14 m	203 m
Mächtigkeit in %	14%	65%	14%	7%	100%
Anzahl der Schichten	11	132	101	36	280
Anzahl in % aller Schichten	4%	47%	36%	13	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	2,5 m	1 m	0,3 m	0,4 m	

Die Nagelfluhfraktion nimmt nur 14% der Gesamtmächtigkeit und 4% aller Schichten ein, die durchschnittliche Schichtdicke beträgt 2,5 m. Aus Figur 33 geht hervor, dass sich die Schichtdicken der Nagelfluhbänke relativ gleichmäßig über alle Mächtigkeitsklassen erstrecken. Demgegenüber weisen die Sandsteine ein deutliches Maximum zwischen 0,4 und 1,0 m, die Silte zwischen 0,2 und 0,4 m auf. Die Mergelfraktion ist nur in den Schichtdicken 0–1 m vertreten.

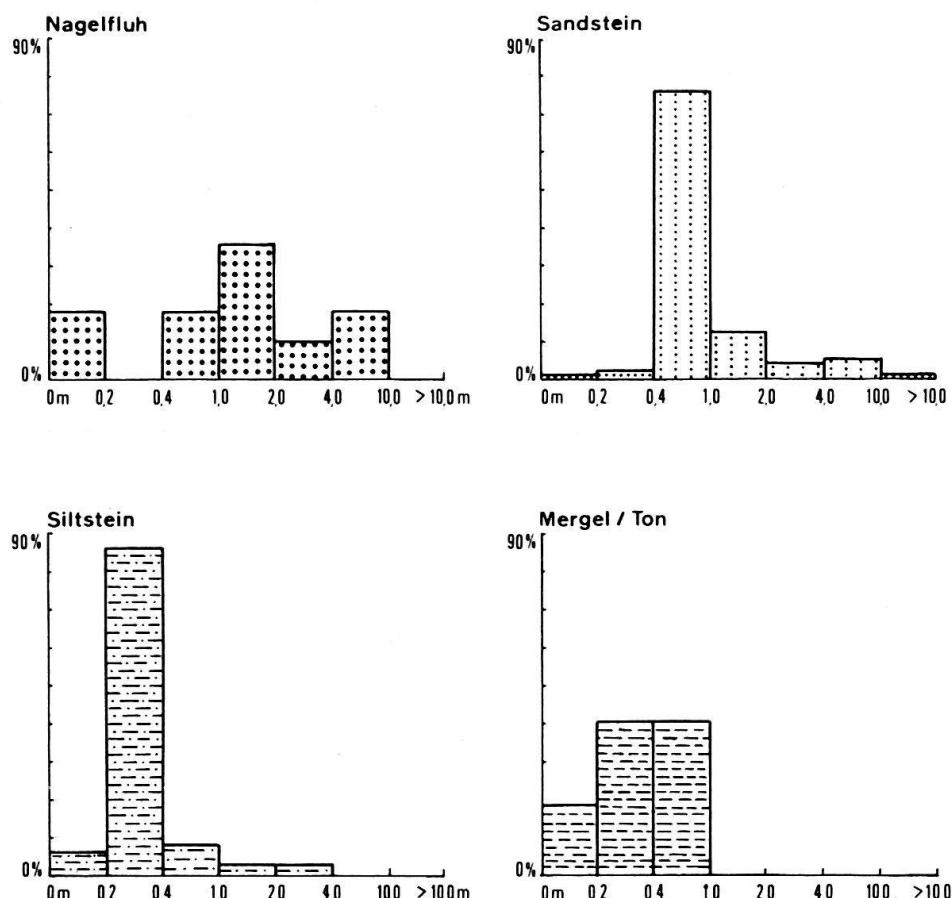


Fig. 33. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Oberes Mülibach-Profil (C).

Hinsichtlich der Entfernung des oberen Mülibach-Profils vom Schuttfächerzentrum ergeben sich zwei Möglichkeiten:

- Die Zyklen sprechen für eine proximale Lage,
- der hohe Sandstein- und niedrige Nagelfluhanteil eher für eine mittlere Distanz zum Schuttfächerzentrum.

KLEIBER fand in der Höhronen-Schuppe eine Zunahme der Nagelfluhschichten gegen W und sah das Schuttfächerzentrum der Höhronen-Schüttung im Lorzetobel, bei Unterägeri. Diese plausible und genaue Fixierung ermöglicht den Schluss, dass die Schichten des oberen Mülibach-Profils nahe dem Zentrum abgelagert wurden. Die Distanz Lorzetobel–Mülibach beträgt rund 2,5 km.

Das Gutschwald-Profil (D)

Der stratigraphisch höchste zusammenhängende Aufschluss in der Höhronen-Schuppe vermittelt einen Einblick in den mittleren Abschnitt der Höhronen-Schüttung. Die lithologische Kurve des Gutschwald-Profils (Fig. 35) ist derjenigen des oberen Mülibach-Profils ähnlich und zeigt demnach auch einen oszillierenden Verlauf. Der einzige Unterschied ist vielleicht in der akzentuierten Zyklengruppierung zu suchen, indem mehrfach gleiche Zyklentypen aufeinanderfolgen.

Tabelle 13. Zyklenanalyse des Gutschwald-Profils (D).

A ₂	B ₁₂	B ₁₄	B ₂₃	B ₂₄	C ₁₂₃
16%	20%	2%	34%	25%	3%

Bedingt durch die erhöhte Präsenz von A₂ und B₁₂ in Profil D ist eine Zunahme der «geköpften» Zyklen zu erkennen (62% Profil C, 73% Profil D). Zyklen mit lückenhafter Korngrößenabfolge halten sich in beiden Profilen die Waage (C 29%, D 27%), während voll ausgereifte Zyklen im Gutschwald fehlen.

Im numerischen Parameter zeigt der Gutschwald-Aufschluss einen grösseren Schicht- und Mächtigkeitsanteil der Nagelfluh auf Kosten der Silt-Fraktion. Die Sandsteine verzeichnen einen Zuwachs an Schichtprozenten.

Verhältnis: Na : Sa : Si + Me = 1 : 3,6 : 1.

Tabelle 14. Numerischer Parameter des Gutschwald-Profils (D).

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	17,5 m	60 m	9,1 m	6,4 m	93 m
Mächtigkeit in %	19%	64%	10%	7%	100%
Anzahl der Schichten	13	78	33	19	143
Anzahl in % aller Schichten	9%	54%	23%	14%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	1,3 m	0,80 m	0,3 m	0,3 m	

Wie im Mülibach ist auch im Gutschwald eine breite Streuung der Nagelfluh- und Sandsteinschichten auf fast alle Mächtigkeitsklassen zu erkennen (Fig. 36), wobei im unteren Profil die meisten Konglomeratbänke Mächtigkeiten zwischen 1 und 2 m, im oberen Profil zwischen 0,2 und 0,4 m aufweisen.

Interpretation der stratonomischen Daten aus der Höhronen-Schuppe

Vom Liegenden zum Hangenden zeigen sich folgende lithologische Trends:

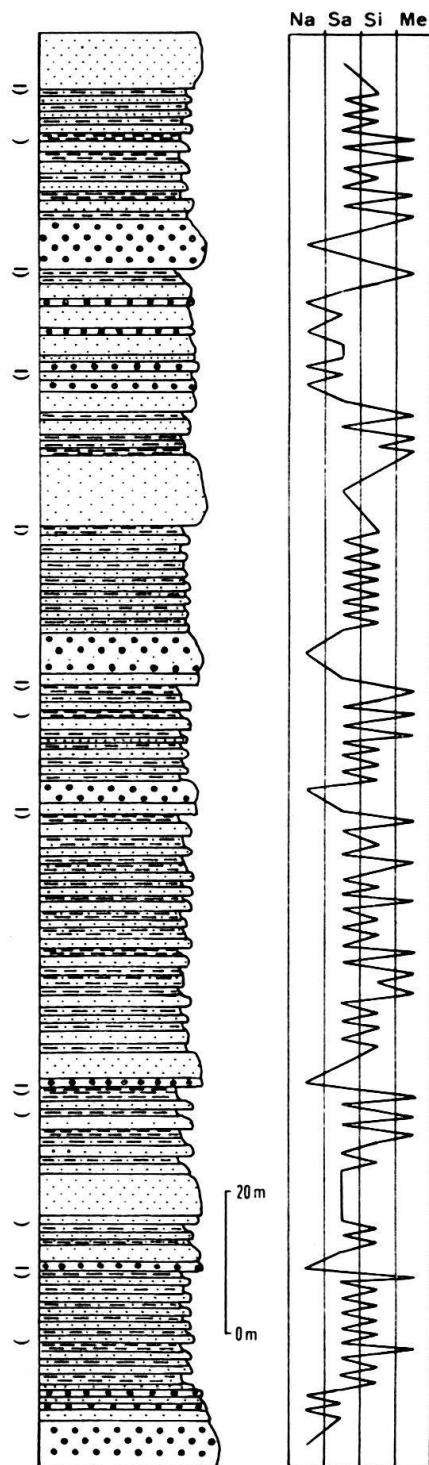


Fig. 34. Stratonomie des oberen Mülibach-Profiles (C).

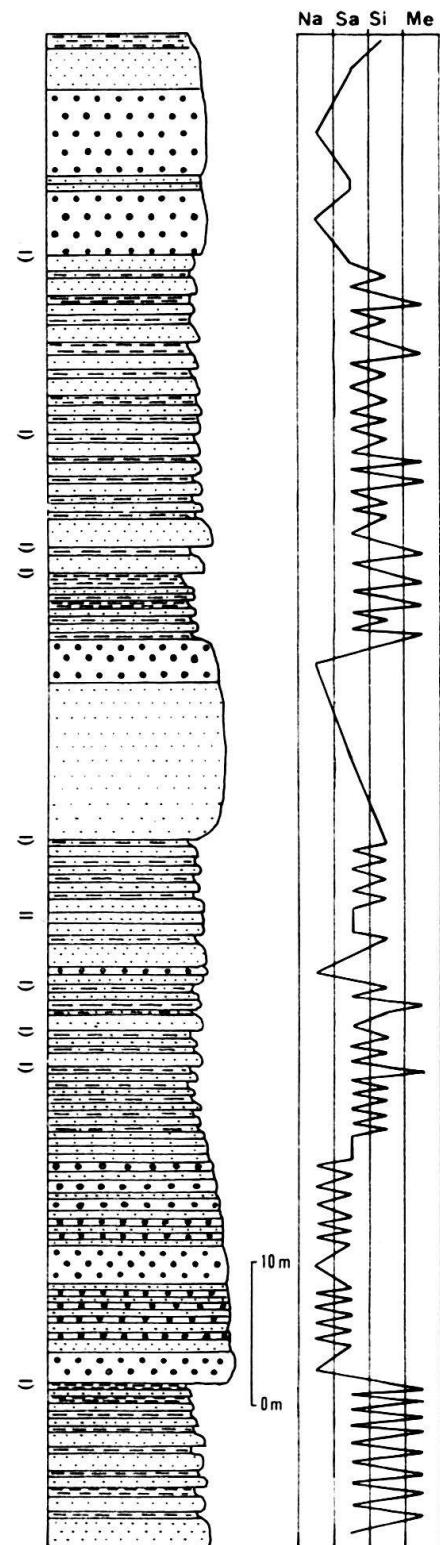


Fig. 35. Stratonomie des Gutschwald-Profils (D).

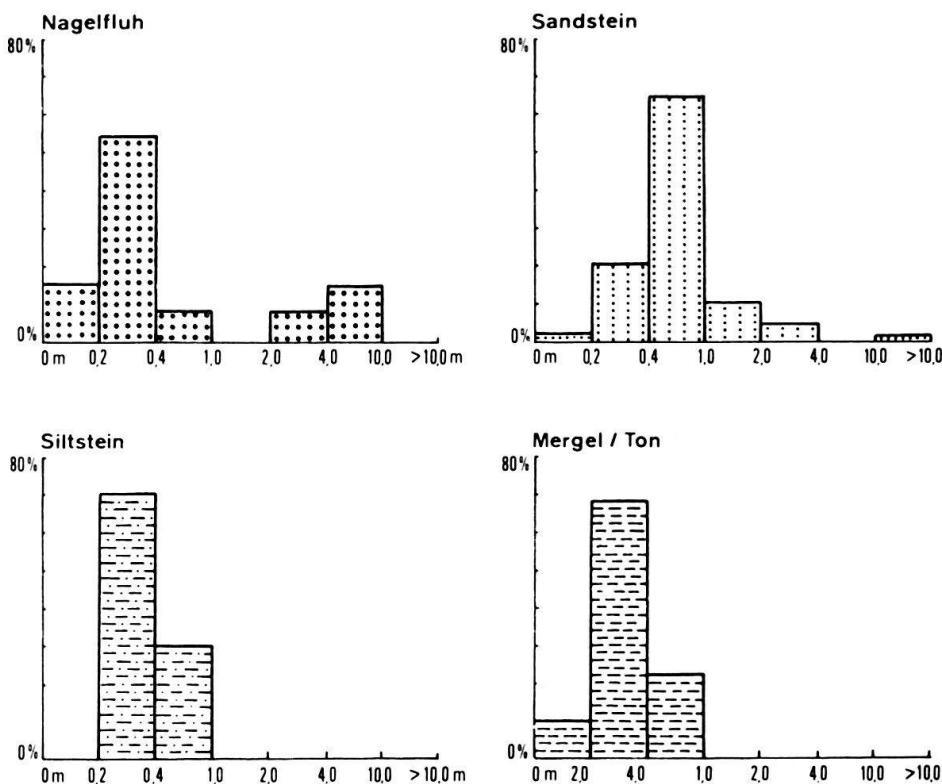


Fig. 36. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Gutschwald-Profil (D).

1. Zunahme der grobdetritischen Fraktion und entsprechende Reduktion des feinkörnigen Anteils. Das Verhältnis von Na : Sa : Si + Me verschiebt sich zuungunsten der feinkörnigen Fraktion.
2. Zunahme der «geköpften» Zyklen, d.h. vermehrte Erosion infolge erhöhter Transportenergie.

Aus diesen Daten könnte gefolgt werden, dass das Schuttächerzentrum der Höhronen-Schüttung mit zunehmender stratigraphischer Höhe immer näher an das Ablagerungsgebiet der untersuchten Schichten heranrückte. Die Verlagerung des Zentrums erfolgte von W nach E (vgl. S. 305).

Der oberste Teil der Höhronen-Abfolge konnte auf Grund zu kleiner und schwer korrelierbarer Aufschlüsse stratonomisch nicht in der gewohnten Weise bearbeitet werden. Allerdings wurde beobachtet, dass fast alle Aufschlüsse aus mächtigen Konglomeratbänken bestehen. Diffuse Geröllverteilung, ausgeprägte Channel-Bildungen und zahlreiche, in Nagelfluhbänke einsedimentierte Baumstämme ergeben ein betont dynamisches Sedimentationsbild, das nur durch die allernächste Nähe des Schuttächerzentrums erklärt werden kann. Demzufolge hielt die Ostverlagerung des Zentrums bis zur Ablagerungszeit der obersten Höhronen-Schichten an.

6.6 Stratonomie des aufgerichteten Südrandes der Mittelländischen Molasse (Schindellegi-Profil)

Auf Grund schwermineralogischer und calcimetrischer Kriterien kann dieses Profil in 4 Abschnitte gegliedert werden. Mit der stratonomischen Beschreibung des Profils soll vor allem geklärt werden, inwieweit die sedimentpetrographisch fundierte

Gliederung auch durch stratonomische Daten bestätigt werden kann. Die Lage der Abschnitte (E–H) ist aus dem sedimentpetrographischen Profil (Fig. 10) ersichtlich.

Abschnitt E

Dieser Abschnitt lässt sich in zwei Untereinheiten gliedern:

- in eine basale Sandstein/Nagelfluh-Abfolge,
- in eine hangende Sandstein/Mergel-Abfolge.

Die grobkörnige Abfolge sollte gemäss dem lithologischen Profil von N. Pavoni (unpubl. Aufnahmen) etwa 80 m unterhalb der Eisenbahnbrücke von Schindellegi im Sihl-Einschnitt zutage treten. Leider ist dieser Aufschluss heute durch Humus und üppigen Pflanzenwuchs verdeckt. Pavoni beschrieb diese zum Teil grobdetritische Abfolge als rund 30 m mächtige Wechsellagerung von mittel-grobkörnigem granitischem Sandstein und Nagelfluhbänken. Die grobsandigen Schichten westlich der Strasse nach Biberbrugg sowie mehrere kleinere Aufschlüsse von Sandsteinen mit Geröllschnüren entlang der Eisenbahnlinie dürften im Streichen der verdeckten Basisabfolge liegen und somit dieser entsprechen.

Darüber stellt sich mit scharfem Wechsel eine Sandstein/Silt/Mergel-Abfolge ein. Nur noch selten wird diese monotone Wechsellagerung von Geröllschnüren unterbrochen. Nach einem letzten Geröllschub scheint die Höhronen-Schüttung der feindetritischen Napf-Schüttung zu weichen. Dass sich diese Ablösung nicht plötzlich vollzog, konnte mit der Schwermineralanalyse bewiesen werden. Ausserdem könnte das Auftreten von Silten und Mergeln hauptsächlich mit der Napf-Schüttung, dasjenige von Geröllen und Sandsteinen mit der Höhronen-Schüttung in Verbindung gebracht werden. Sicher ist, dass in den höheren Abschnitten G und H die Zunahme des pelitischen Anteils mit dem vermehrten Einfluss der Napf- und Hörnli-Schüttung einhergeht.

Tabelle 15. Zyklanalyse des Schindellegi-Profils, Abschnitt E.

A ₂	A ₃	A ₄	B ₁₄	B ₂₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₁₂₃
20%	9%	9%	2%	10%	31%	16%	3%

Die Zyklanalyse (Tab. 15) zeigt einen relativ hohen Anteil an unvollständigen Zyklen (A₂, A₃, B₂₄). Diese Tatsache kann am besten mit der gleichzeitigen Aktivität zweier Schuttfächer im Ablagerungsgebiet erklärt werden. Mit ihrem eigenen Sedimentationsrhythmus zerstörten sich die rivalisierenden Schüttungen gegenseitig allenfalls vorhandene vollständige Zyklen.

Der unruhig oszillierende Verlauf der lithologischen Kurve (Fig. 37) spricht für einen gestörten Sedimentationsrhythmus und könnte ebenfalls als Hinweis für die Existenz eines Interferenzgebietes gewertet werden.

Tabelle 16. Numerischer Parameter, Abschnitt E.

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	23,4 m	146 m	84,2 m	55,4 m	309 m
Mächtigkeit in %	8%	47%	27%	18%	100%
Anzahl der Schichten	10	61	53	58	182
Anzahl in % aller Schichten	6%	33%	29%	32%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	2,3 m	2,4 m	1,6 m	0,9 m	

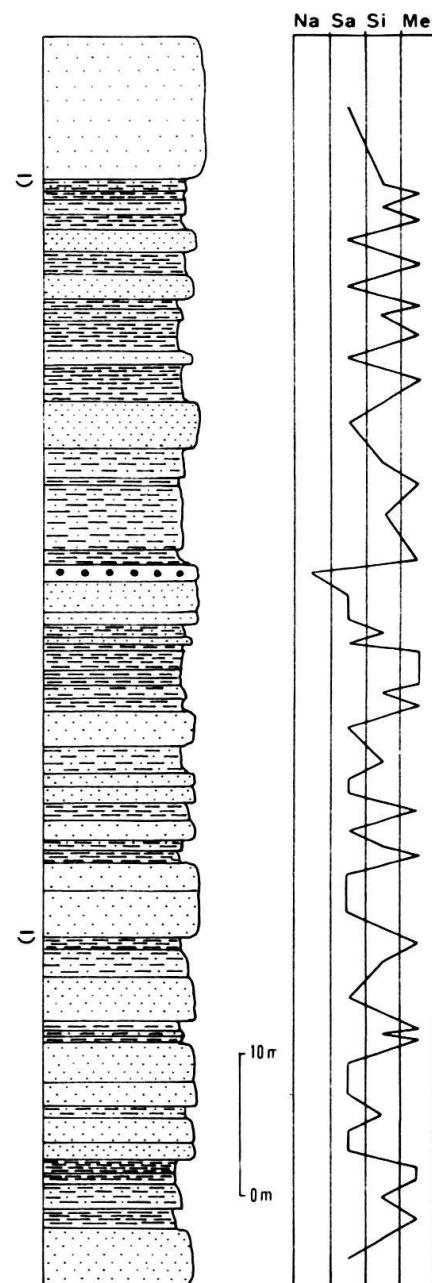


Fig. 37. Stratonomie des Schindellegi-
Profils; Detailprofil aus Abschnitt E.

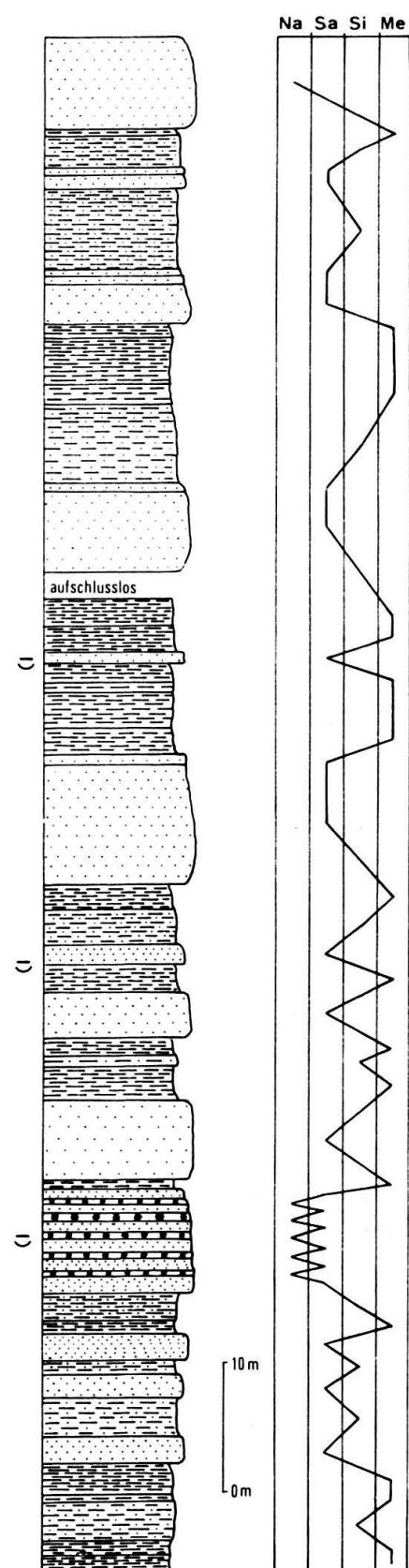


Fig. 38. Stratonomie des Schindellegi-
Profils; Detailprofil aus Abschnitt F.

Der numerische Parameter (Tab. 16) zeigt noch deutliche Anklänge an die Gegebenheiten in den Höhronen-Profilen. Bereits ist aber der Trend zur Vermergelung erkennbar, der in den höheren Abschnitten zur Dominanz des feindetritischen Anteils führt. Beachtenswert ist die breite Streuung der feinkörnigen Schichten auf alle Mächtigkeitsklassen (Fig. 39). Diese Verteilung kann in allen Abschnitten des Schindellegi-Profiles beobachtet werden. Offenbar wurde der Detritus im oberen Teil der USM durch grössere Überschwemmungen in unser Gebiet verfrachtet.

Abschnitt F

Der Verlauf der lithologischen Kurve (Fig. 38) und das Ergebnis der Zyklenanalyse (Tab. 17) vermitteln ein ähnliches Sedimentationsbild wie in Abschnitt E. Noch immer werden die Sedimente von zwei Schuttfächern geliefert. Allerdings weisen die, in der Schindellegi-Abfolge erstmals auftretenden, vollständigeren C-Zyklen auf die beginnende Herrschaft einer einzigen Schüttung hin.

Tabelle 17. Zyklenanalyse des Schindellegi-Profiles, Abschnitt F.

A ₂	A ₃	A ₄	B ₁₂	B ₂₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₁₂₄	C ₂₃₄
17%	2%	22%	11%	15%	16%	6%	2%	11%

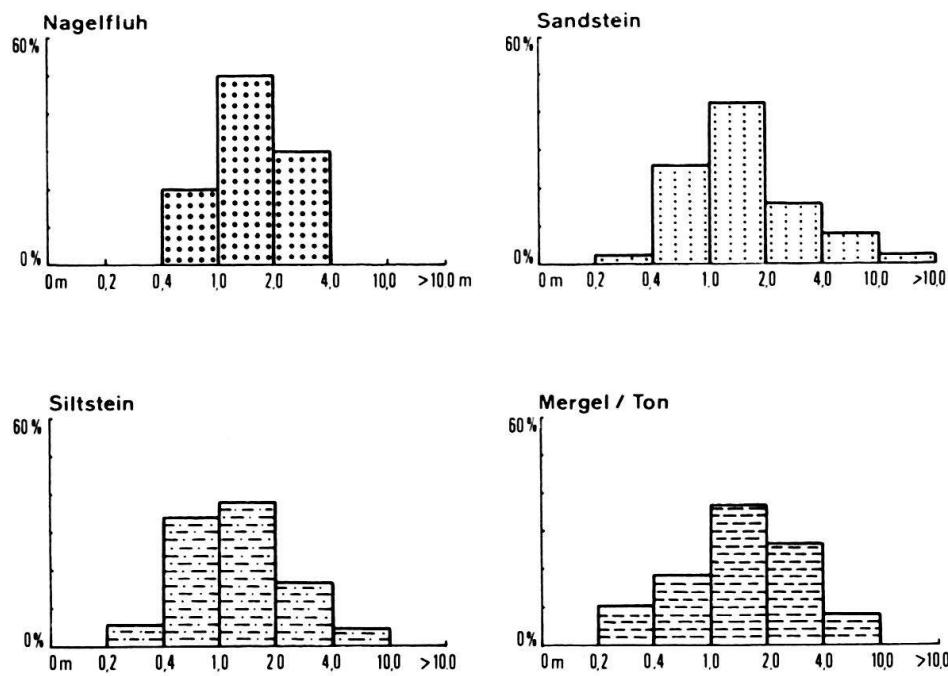


Fig. 39. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Abschnitt E.

Tabelle 18. Numerischer Parameter, Abschnitt F.

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	2,4 m	127,4 m	73,8 m	46,4 m	250 m
Mächtigkeit in %	1%	51%	29%	19%	100%
Anzahl der Schichten	5	51	25	37	118
Anzahl in % aller Schichten	4%	43%	21%	32%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	0,5 m	2,5 m	2,9 m	1,2 m	

Abschnitt G

In diesem Abschnitt herrschen erstmals homogene Schüttungsverhältnisse. Hin- sichtlich der Schichtzahl wie auch der Mächtigkeit wird die Sandsteinfraktion vom Mergel überflügelt (Tab. 19).

Tabelle 19. Numerischer Parameter, Abschnitt G.

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	1,4 m	127,6 m	56,8 m	130,2 m	316 m
Mächtigkeit in %	1,0 %	40 %	18 %	41 %	100 %
Anzahl der Schichten	3	52	25	58	138
Anzahl in % aller Schichten	2 %	38 %	18 %	42 %	100 %
Durchschnittliche Schichtdicke in m	0,4 m	2,4 m	2,3 m	2,3 m	

Der hohe Anteil an feinkörnigem Material ist nicht allein im mechanisch bedingten Abrieb zu suchen. Wie MATTER (1964) und GASSER (1966) im Entlebuch zeigten, lieferte das Flussystem der Uraare (Napf), selbst in der Nähe des Schüttungszentrums, im obersten Teil der Granitischen Molasse vorwiegend Sande und Mergel.

Durch beckenaxialen Transport wurde das Material gegen E verfrachtet und im Raum München ins Meer sedimentiert (FÜCHTBAUER 1958–1964). Für diese Bewe- gungsrichtung konnten in der vorliegenden Einheit, längs der Sihl, mehrere Anhalts- punkte gefunden werden:

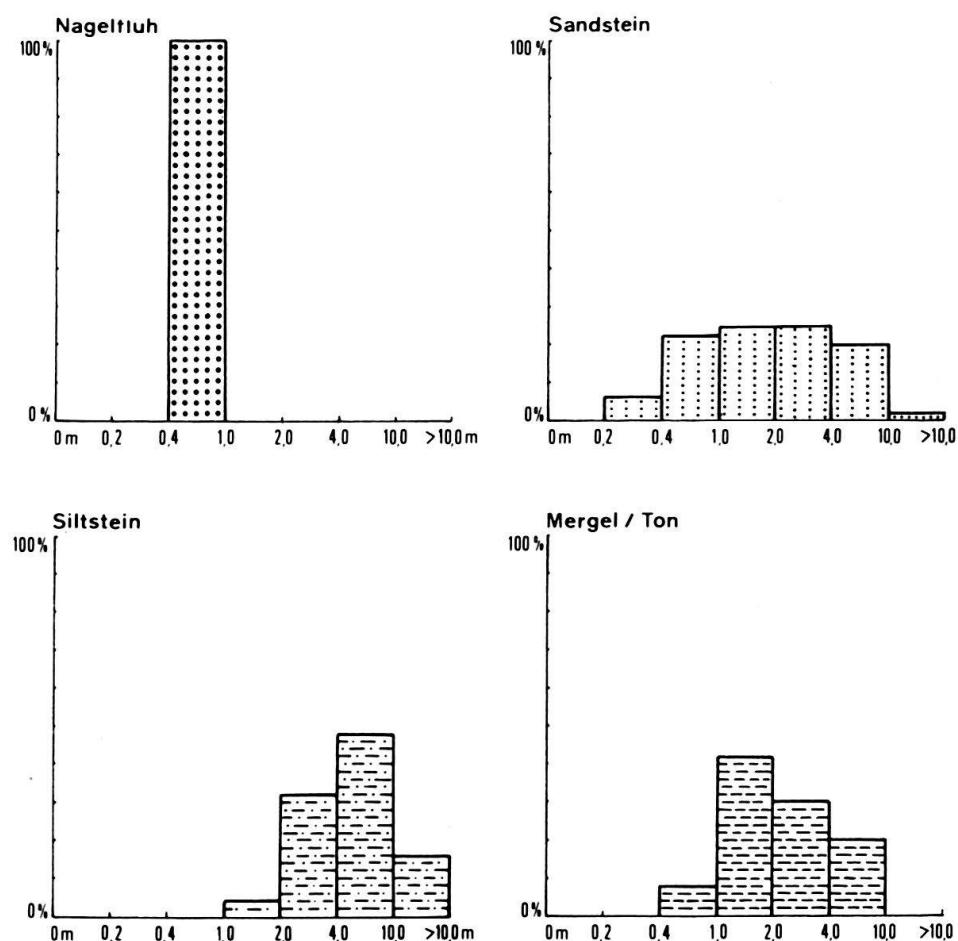


Fig. 40. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Abschnitt F.

1. In zahlreichen Sandsteinbänken wurden annähernd spitz-elliptische Tongallen beobachtet, deren Längsachsen in SW-NE-Richtung liegen.
2. Werden Mergel direkt von Sandsteinen überlagert, so zeigen jene häufig rinnenartige Vertiefungen, welche vom hangenden Sandstein ausgefüllt sind. Die Längsachsen dieser Strukturen sind durchwegs in SW-NE-Richtung eingeregelt. Des weiteren wurde von Colombi und Grasmück im Stollenprofil Scheren (unpubl.) eine Sandsteinrinne erwähnt, deren Längsachse ebenfalls parallel zur tangentialen Napf-Schüttung verläuft.

Die Frage nach der Strömungsrichtung konnte sedimentologisch nicht befriedigend gelöst werden, da gut ausgebildete Marken und Kreuzschichtungen nicht gefunden wurden. Einzig einige schlecht erhaltene Strömungsmarken deuten eine Transportrichtung von SW nach NE an. Aus sedimentpetrographischer Sicht wäre eine entgegengesetzte Strömungsrichtung schwierig zu deuten, sind doch im E zu jener Zeit keine grösseren Schüttungen bekannt, die schwermineralogisch und calcimetrisch ähnliche Sedimente in unser Gebiet liefern könnten.

Die lithologische Kurve zeigt im unteren und mittleren Abschnitt regelmässige Oszillation. Die rhythmische Sedimentation deutet auf das Regime einer einzigen Schüttung hin. Lediglich im oberen Teil der Abfolge stellen sich einige Unregelmässigkeiten ein, die vielleicht mit ersten Hörnli-Interferenzen erklärt werden könnten.

Die Zyklenanalyse (Tab. 20) bestätigt mit ihrem hohen Anteil an B₂₄, B₃₄ und C₂₃₄-Zyklen das Bild einer ruhigen und einheitlichen Schüttungsphase.

Tabelle 20. Zyklenanalyse des Schindellegi-Profil, Abschnitt G.

A ₂	A ₄	B ₁₂	B ₁₄	B ₂₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₂₃₄
7%	11%	4%	3%	8%	37%	22%	8%

Abschnitt H

Im profilhöchsten Abschnitt der Schindellegi-Abfolge wurde erstmals seit Beginn der Molasse-Sedimentation Gesteinsmaterial von E nach W verfrachtet. Es handelt sich hierbei um die Weiterentwicklung des Kronberg-Schuttächers, aus dem kurz vor Ende der USM die Hörnli-Schüttung hervorging (BÜCHI 1950, HOFMANN 1960, FÜCHTBAUER 1964).

Der durch die Karbonat- und Schwermineralanalyse dokumentierte scharfe Schnitt zwischen Hörnli- und Napf-Schüttung konnte wider Erwarten auch stratonomisch mit aller Deutlichkeit belegt werden.

Der Sandsteinanteil fällt plötzlich von 40% der Gesamtmächtigkeit auf 5,8%. Die Schichthäufigkeit reduziert sich von 38% auf 14,8%. Geröllschnüre fehlen erstmals vollständig. Entsprechend dem Rückgang des Sandsteins erreichen die Silte und Mergel ihren absoluten Höhepunkt und bestimmen den Sedimentationscharakter. Ähnliche Verhältnisse wurden von RENZ (1937a), TANNER (1944) und BÜCHI (1950) in der ostschweizerischen Molasse festgestellt und unter dem Namen «Oberaquitane Mergelzone» beschrieben.

Die gleichmässig oszillierende lithologische Kurve (Fig. 42) veranschaulicht den regelmässig zyklischen Charakter dieser Abfolge, in der fast ausschliesslich Silte und Mergel wechsellagern. Die Hörnli-Schüttung zeigt die gleichmässigste Sedimentation des gesamten Untersuchungsgebietes.

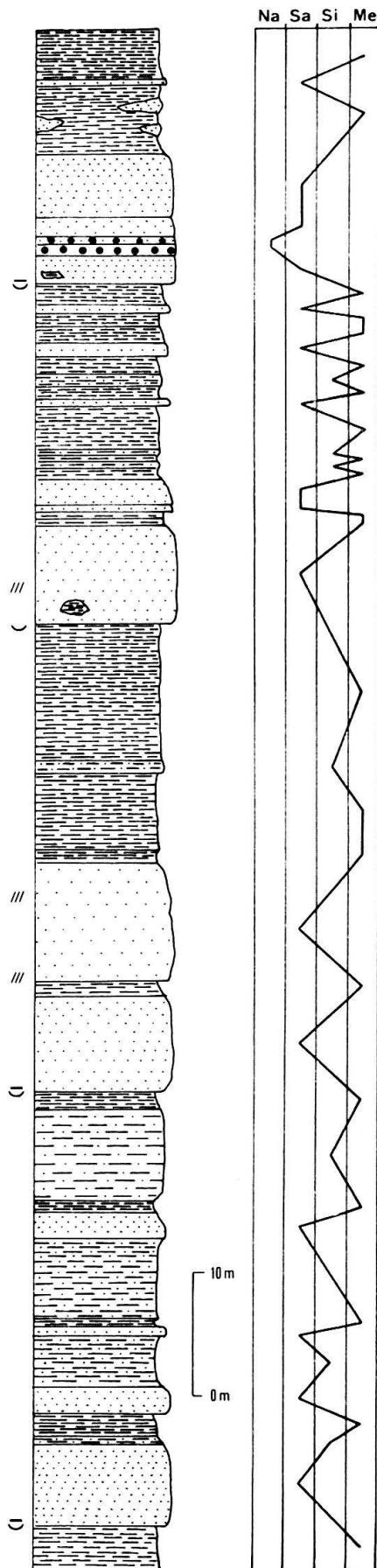


Fig. 41. Stratonomie des Schindellegi-Profil; Detailprofil aus Abschnitt G.

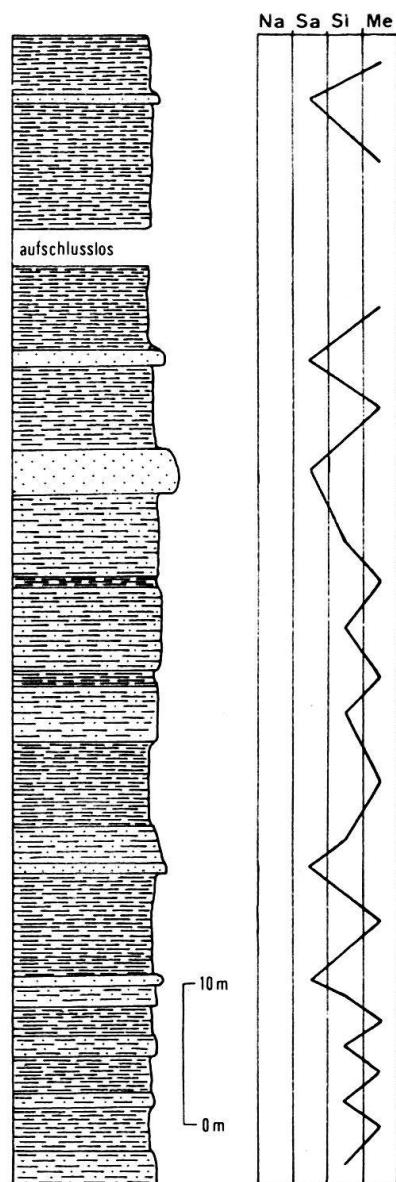


Fig. 42. Stratonomie des Schindellegi-Profil; Detailprofil aus Abschnitt H.

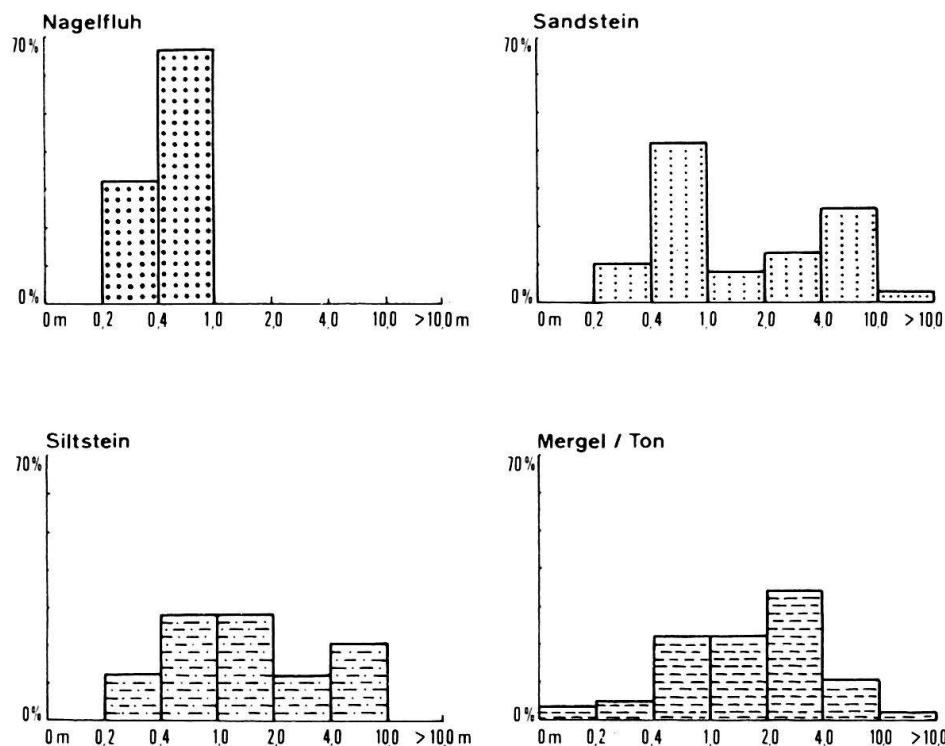


Fig. 43. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Abschnitt G.

Tabelle 21. Numerischer Parameter, Abschnitt H.

Lithofazies	Na	Sa	Si	Me	Total
Mächtigkeit in m	0 m	4,2 m	27,4 m	40,2 m	71,8 m
Mächtigkeit in %	0%	6%	38%	56%	100%
Anzahl der Schichten	0	4	10	13	27
Anzahl in % aller Schichten	0%	15%	37%	48%	100%
Durchschnittliche Schichtdicke in m	0 m	1 m	2,7 m	3,1 m	

Die Zyklenanalyse (Tab. 22) zeigt einen hohen Prozentsatz an B₂₄ und B₃₄-Zyklen. Bedingt durch das primär beschränkte Korngrößenangebot (Silte und Mergel) sind diese zweigliedrigen Zyklen als vollständig zu werten. Ihre Entstehung kann wiederum auf eine einheitliche, interferenzfreie Schüttung zurückgeführt werden.

Tabelle 22. Zyklenanalyse des Schindellegi-Profil, Abschnitt H.

A ₃	B ₂₄	B ₃₄	C ₂₃₄
15%	30%	46%	9%

6.7 Zusammenfassung der stratonomischen Resultate

Die ausgeschiedenen Molasse-Einheiten sind mehrheitlich eng mit selbständigen Schüttungen verknüpft. Jedem Schuttäcker ist, bedingt durch sein spezifisches Erosionsgebiet, eine qualitativ individuelle Materialzusammensetzung eigen, die sich in Form von verschiedenen Mineralspektren, Karbonatwerten und Korngrößenzusammensetzungen widerspiegelt. Die auf Grund sedimentpetrographischer Resultate postulierte Gliederung des Untersuchungsgebietes ist grösstenteils auch sedimentologisch gerechtfertigt. Die meisten Profile zeichnen sich durch stratonomische Eigenständigkeit aus und können von den umgebenden Abfolgen unterschieden

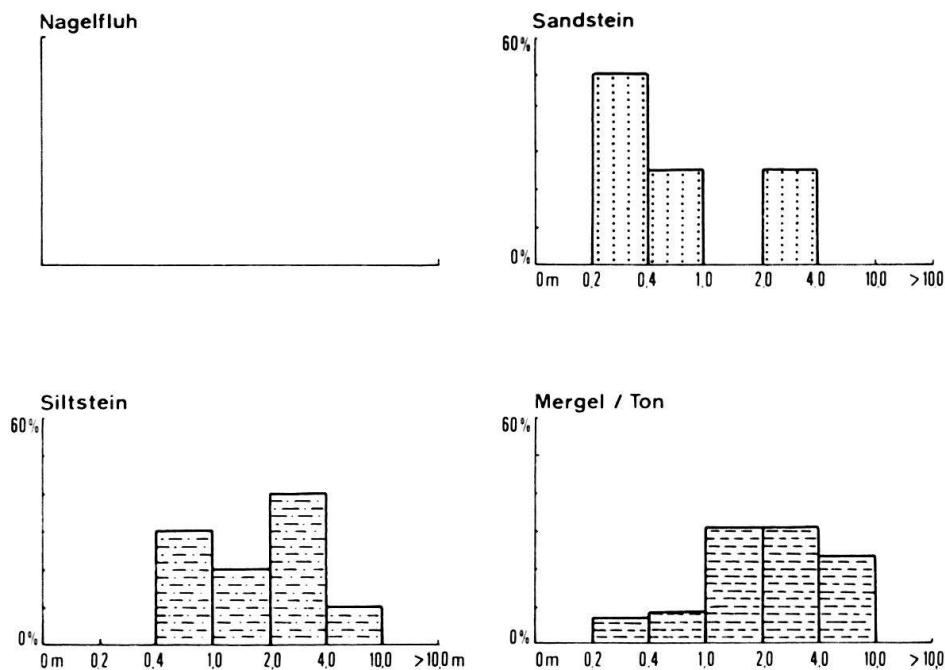


Fig. 44. Prozentualer Anteil der Schichtdicken in den Mächtigkeitsklassen: Abschnitt H.

werden. Nur die beiden Abschnitte E und F des Schindellegi-Profiles lassen sich nicht stratonomisch voneinander trennen.

Es muss an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass die stratonomischen Resultate nicht ohne weiteres auf benachbarte Profile der gleichen Einheit übertragbar sind. Die Interpretation der Profile erhebt keinen Anspruch auf eine allgemeingültige, sedimentologische Charakterisierung des einzelnen Schuttächers.

Im folgenden wird versucht, das aus den stratonomischen Daten resultierende Sedimentationsbild für jede Einheit kurz zu definieren.

A. Morgarten-Schuppe

- a) *Basisabfolge (Molasse Rouge)*
 - Lage fern vom Schuttächerzentrum
 - mögliches Überschwemmungsprodukt
 - Dominanz eines Schuttächers
- b) *Unterer-Mittlerer Teil*
 - keine Aussage möglich, da zu wenig Aufschlüsse

B. Grindelegg-Schuppe

Profil A

- uneinheitlich schwankender Sedimentationsrhythmus
- mögliches Interferenzgebiet zweier Schüttungen

Charakteristischer Unterschied zur Morgarten-Schuppe:

- erhöhter Anteil an feindetritischem Material

C. Höhronen-Schuppe

- a) *Profil B (Basisabfolge)*
 - stratonomischer Habitus eher mit der Grindelegg-Serie vergleichbar als mit den übrigen Höhronen-Profilen
 - vollständige Dominanz einer Schüttung
 - zentrumferne Lage

Unterschied zu Profil A:

- bei gleichbleibendem Silt- und Mergelanteil Absenz der grobdetritischen Fraktion

b) Profil C

- Näherrücken des Schuttfächerzentrums aus Richtung W
- stark schwankende Transportenergie
- vollständige Dominanz einer Schüttung

Charakteristischer Unterschied zu Profil B:

- unregelmässiger Sedimentationsrhythmus
- Anwesenheit der grobdetritischen Fraktion

c) Profil D

- verstärktes Näherrücken des Schuttfächerzentrums
- unregelmässig schwankende Transportenergie
- vollständige Dominanz einer Schüttung

Unterschied zu Profil C:

- leichte Erhöhung des Nagelfluhanteils

d) Höchste Aufschlüsse in der Höhronen-Schuppe

- Schuttfächerzentrum hat die nähere Umgebung des Höhronen-Sedimentationsraumes erreicht
- vollständige Dominanz einer Schüttung
- sehr stark schwankende Transportenergie

Charakteristischer Unterschied zu Profil D:

- wesentlich erhöhter Anteil an Konglomeraten

D. Aufgerichteter Südrand der Mittelländischen Molasse; Schindellegi-Profil**a) Abschnitt E**

- Interferenzgebiet zweier Schüttungen (Höhronen–Napf), leichte Dominanz des Höhronen-Schuttächers
- gestörter Sedimentationsrhythmus
- zentrumsferne Lage

Charakteristischer Unterschied zu den höchsten Höhronen-Aufschlässen:

- erhöhter Anteil an feinkörnigen Schichten, massive Reduktion der grobdetritischen Fraktion

b) Abschnitt F

- Interferenzgebiet zweier Schüttungen, Gleichgewicht leicht zugunsten der Napf-Schüttung verschoben
- zentrumsferne Lage

c) Abschnitt G

- vollständige Dominanz einer Schüttung (Napf)
- axialer Materialtransport (SW–NE)
- vom Schüttungszentrum weit entfernte Lage

Charakteristischer Unterschied zu Abschnitt F:

- einheitlicher Sedimentationsrhythmus
- erhöhter Silt- und Mergelanteil

d) Abschnitt H

- Dominanz einer Schüttung (Hörnli)
- ruhiger, regelmässiger Sedimentationsrhythmus
- zentrumsferne Lage

Charakteristischer Unterschied zu Abschnitt G

- umgekehrte Transportrichtung (E–W)
- sehr hoher Anteil an Mergeln und Silten

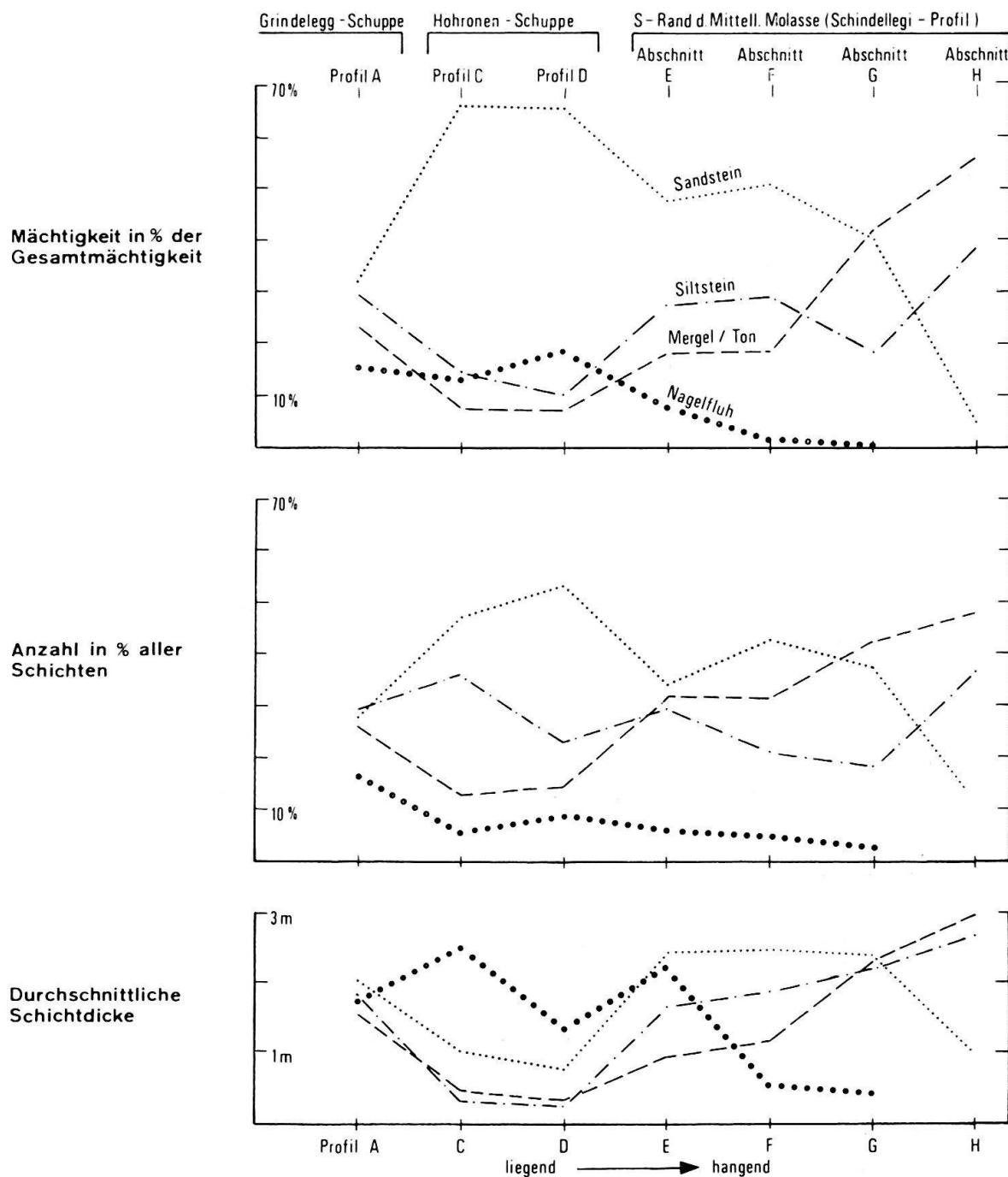


Fig. 45. Verlauf der Korngrößenklassen in der USM.

Verfolgen wir in der zusammenfassenden Darstellung der numerischen Parameter (Fig. 45) die prozentualen Anteile der wichtigsten Fraktionen von links nach rechts, d.h. von älteren zu jüngeren Einheiten, so fällt auf, dass von der Grindelegg-Serie bis zum obersten Höhronen-Profil (D) die Tendenz zur Korngrößenzunahme vorherrscht. Demgegenüber weist die Schindellegi-Abfolge gegen oben einen deutlichen Trend zur Vermergelung auf.

7. TEKTONIK

BAUMBERGER (1925) gliederte den Subalpinen Molassesstreifen nach strukturellen Gesichtspunkten in eine äussere, gefaltete und eine innere, verschuppte Zone. Getrennt werden die beiden Einheiten durch die Haupt-Aufschiebung.

Zur inneren Zone würde demnach die Morgarten-Schuppe, zur äusseren die Grindelegg- und Höhronen-Schuppe sowie die N-fallenden Schichten des Scheren (Schindellegi-Profil) gehören. Es ist durchaus möglich, dass BAUMBERGERS Molassegliederung auf die Subalpine Molasse von Luzern zutrifft, keinesfalls aber darf dieses tektonische Schema ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden (vgl. GASSER 1966, S. 727).

In der «äusseren, gefalteten Zone» des Höhronen-Gebietes konnten keine Antiklinal- oder Synklinalstrukturen beobachtet werden.

Der tektonische Baustil der Subalpinen Molasse ist eng mit den lokalen lithologischen Gegebenheiten verknüpft. Serien, die in der Nähe von Schuttfächerzentren abgelagert wurden – Höhronen-, Grindelegg- und Morgarten-Abfolge –, verhielten sich infolge des hohen Anteils an grobdetritischen Sedimenten zu Beginn und während der Dislokation wie starre Eisschollen. Anders reagierten schuttfächerrandliche Gebiete (z.B. Granitische Molasse der Umgebung von Luzern und Feusisberg). Ihre feindetritischen, duktileren Schichten wurden gefaltet und zusammengepresst. Da Muldenschlüsse und besonders Gewölbeumbiegungen meist fehlen, wurden diese Strukturen als Antiklinal-Synkinal-Zone (KAUFMANN), Antikline und Synkline (RENZ), Antiklinoide (PAVONI) und Steilzone (H.P. MÜLLER) bezeichnet.

Im untersuchten Gebiet treffen wir nur noch den Nordschenkel (Schindellegi-Profil) einer solchen Antiklinale an. Ihr Südschenkel sowie die weiter südlich gelegenen Strukturen liegen unter der Höhronen-Schuppe.

Auf Grund der sedimentpetrographischen Resultate lässt sich das Untersuchungsgebiet und seine nähere Umgebung tektonisch wie folgt gliedern:

Der Nordschenkel der Feusisberg-Antiklinale, der dem Südrand der Mittelländischen Molasse entspricht, stellt die nur unbedeutend dislozierte Molasse dar. Die südlich daran anschliessenden Strukturen (Südschenkel der Feusisberg-Antiklinale, Lidwil-Synklinale usw.) gehören zur parautochthonen, abgeschürften Molasse. Darüber liegt – als tektonisch höheres Stockwerk – das isoklinal nach S einfallende Schuppenpaket der Höhronen-, Grindelegg- und Morgarten-Abfolge.

Westlich des Zugersees entspricht die Würzenbach-Antiklinale derjenigen von Feusisberg. Allmendli-Mulde, Altstaad-Gewölbe, Krämerstein-Synklinale und Krämerstein-Antiklinale gehören zur parautochthonen Molasse. Das allochthone Stockwerk ist allein durch die Rigi-Schuppe vertreten; das tektonische Äquivalent der Höhronen-Schuppe fehlt in diesem Gebiet.

8. PALÄONTOLOGIE

8.1 Einleitung

Anlässlich der Kartierungsarbeiten 1969/70 wurden zwischen Sparen und Hütteneregg auf der Nordseite der Höhronen im Aushubmaterial eines halbzerfallenen Kohlenstollens (Sparenweid) Makroreste von fossilen Wirbeltieren gefunden. Auf

den Rat von Dr. Hünermann hin wurde dem Anstehenden etwa 600 kg Material entnommen und im Labor geschlämmt.

Geologie des Fundortes Sparenweid (Koord. 692 540/224 150)

Aus der geologischen Situation geht hervor, dass hier dasselbe Flöz vorliegt, welches oberhalb des Gehöftes Greit durch seine reiche Pflanzen- (HEER 1855–1859) und Wirbeltierführung (STEHLIN 1914) Berühmtheit erlangte. Die Fundsicht liegt in der lithostratigraphischen Einheit der Granitischen Molasse, welche zur Gruppe der USM gezählt wird. Auf die sedimentpetrographische Bedeutung des Kohlenflözes wurde bereits auf Seite 292 eingegangen.

Die Schlämmproben wurden beidseits des Stolleneingangs einer etwa 30–50 cm dicken kohligen Schicht entnommen. Das Hangende bilden massive, grobkörnige Granitische Sandsteine, das Liegende ist durch Schutt verdeckt.

Die Fundsicht besteht aus sehr harten, sandigen Kohlenschiefern, schwarzen bis rauchgrauen Schiefermergeln und bituminösen Süßwasserkalken.

Aufbereitung der Proben

1. Mechanische Zerkleinerung des Ausgangsmaterials auf 2–3 cm grosse Gesteinsbruchstücke.
2. Einfrieren der wassergesättigten Proben, Auftauen mit kochendem Wasser.
3. Trocknen (bei etwa 100°C), Eintauchen in Leichtbenzin (rund 1 Stunde), Überprüfen mit heissem Wasser.
4. Sieben der Proben, wobei zwei Siebe verwendet wurden: 0,15 mm Maschenweite unten, 0,4 cm oben. Der Schlämmrückstand im oberen Sieb wurde nochmals eingefroren und aufgetaut.
5. Vorsichtiges Trocknen des Schlämmgutes aus Sieb 0,15 mm, anschliessend Fossilsuche mit Hilfe des Binokulars.

8.2 Fauna der Lagerstätte

Die Bestimmung der Wirbeltierreste sowie deren stratigraphische und biofazielle Ausdeutung wurde von Dr. K.A. Hünermann (Paläontologisches Institut der Universität Zürich) übernommen. Ihm sei für sein tatkräftiges Entgegenkommen und seine grosszügige Hilfsbereitschaft recht herzlich gedankt.

Beim Spalten von Kohlenschiefern kamen zunächst vorwiegend Splitter von Dermalknochen nicht näher bestimmbarer Knochenfische zum Vorschein. Ausserdem liessen sich anhand von Gebiss- oder Knochenresten folgende Säugetiere nachweisen:

- *Caenotherium* sp. (kleiner Paarhufer)
- *Palaeochoerus meissneri* (MEYER) (Schweinchen)
- *Amphicyon* sp. (grosses Raubtier)
- kleiner Mustelide (Marder)
- Dimylide (Insektenfresser)
- *Rodentia* indet., mehrere Taxa

Mit diesen spärlichen Resten können bereits Beziehungen zu der Faunenliste erkannt werden, die STEHLIN (1914, S. 186–187) für den Fundort «Greit an der Höhronen» gegeben hat:

Rodentia:	<i>Steneofiber viciacensis</i> POMEL (Biber)
Carnivora:	<i>Amphicyon</i> sp. nov.
	<i>Plesictis</i> cfr. <i>robustus</i> POMEL (Marder)
Artiodactyla:	<i>Palaeochoerus typus</i> POMEL
	<i>Palaeochoerus meissneri</i> MEYER
	<i>Caenotherium</i> sp.
	<i>Amphitragulus</i> sp. div. indet. (Hirschverwandter)
Perissodactyla:	<i>Tapirus intermedius</i> FILHOL
	<i>Chalicotherium wetzleri</i> KOWALEWSKY (Unpaarhufer)
	<i>Aceratherium lemanense</i> POMEL (Nashorn)

Mit Hilfe des beschriebenen Schlämmverfahrens wurde folgende Fauna gefunden:

I. Säugetiere	Anzahl der Reste
1. Insektenfresser	
<i>Dimylidae</i>	1
2. Fledermäuse (Chiroptera)	
<i>Chiroptera</i> indet.	1
3. Raubtiere (Carnivora)	
<i>Mustelidae</i> indet.	2
<i>Amphicyon</i> sp.	1
4. Paarhufer (Artiodactyla)	
<i>Palaeochoerus meissneri</i> (MEYER)	1
<i>Caenotherium</i> sp.	28
<i>Amphitragulus elegans</i> (LARTET)	4
5. Hasenartige (Lagomorpha)	
<i>Ochotonidae</i> indet. (Backenzahnfragment eines Pfeifhasen)	1
6. Nagetiere (Rodentia)	
<i>Sciuridae</i> indet. (Hörnchen)	1
<i>Rhodanomys schlosseri transiens</i> (HUGUENAY)	20
<i>Theridomyidae</i> cf. <i>Issiodoromys</i> (Verwandte der Dornschwanzhörnchen)	2
<i>Cricetodontinae</i> gen. et sp. indet. (Wühler)	1
<i>Gliridae</i> indet. (Schläfer – Bilche)	1
<i>Rodentia</i> indet. (mehrere Schneidezähne)	3
II. Übrige Tetrapoden	
1. Testudinata (Schildkröten), Phalange aus dem Abraummateriel von Greit, zur Bestimmung überlassen von Dr. Schneider.	
2. Lacertilia (Eidechsen)	
Diploglossider Anguide (scheltopusikähnlich): 1 Zahn und 1 Panzerplattenfragment . .	2
3. Crocodilia (Zähne)	9
4. Koproolithen von Reptilien	5
III. Fische (cyprinide Teleostier)	
a) Mit Schlundzähnen belegt:	34
<i>Gobio</i> sp.	
<i>Aspius</i> sp.	
cf. <i>Alburnus</i>	
cf. <i>Leuciscus</i>	
cf. <i>Tinca</i>	
b) Durch Otolithen belegt:	4
cf. <i>Palaeocarassius</i> (mündl. Mitt. W. Weiler)	
IV. Wirbeltiere indet.	
Zahnfragmente	13
Knochensplitter	30
Insgesamt geborgene Wirbeltierreste:	165

8.3 Beurteilung der Fauna

Auf Grund der Wirbeltierreste sind sowohl Aussagen über die Alterseinstufung als auch Hinweise auf die Ökologie der Fauna möglich.

8.31 Alterseinstufung

Säugetierfaunen, in denen als vorherrschende Elemente unter den Paarhufern Vertreter der Gattung *Caenotherium* vorkommen, werden herkömmlicherweise als Oberoligozän bis Untermiozän bezeichnet. Dieser Zeitraum umfasst die Stufen: Stampian, Aquitanian, Burdigalian. Dabei wird die Grenze Oligozän/Miozän auf Grund der Beschlüsse des Neogen-Kongresses 1967 in Bologna zwischen das Aquitanian und das Burdigalian gelegt⁹⁾. Da die Zeitdauer dieser Stufen säugetierpaläontologisch bisher nur unzureichend definiert ist, sind sie im Untersuchungsgebiet nicht anwendbar.

Deshalb wird im folgenden bei der weiteren zeitlichen Einengung der Fauna zunächst nur auf Säugerfundpunkte verwiesen, die vergleichbare Faunen geliefert haben. Für diese Einengung sind vor allem die Reste von Nagetieren wichtig. Insbesondere die Belege der urtümlichen Familien Theridomyidae und Eomyidae aus der weiteren Verwandtschaft der «Hörnchenartigen» geben den Ausschlag.

Von den Theridomyidae ist ziemlich sicher die Gattung *Issiodoromys* nachweisbar. Da jedoch nur zwei Backenzahnfragmente vorliegen, muss korrekterweise von Theridomyidae cf. *Issiodoromys* sp. gesprochen werden. Nach bisherigen Erfahrungen kommen Theridomyidae nicht mehr in Säugerfaunen vor, die jünger sind als Küttigen AG und Rickenbach SO (HÜRZELER 1945, S. 660).

Damit gibt *Issiodoromys* einen besseren Hinweis auf das Mindestalter des Fundortes Sparenweid als *Caenotherium*. Der häufigste Kleinsäuger der Fauna Sparenweid ist der durch etwa 20 Backenzähne nachweisbare *Rhodonomys schlosseri* (DEPÉRET & DOUXAMI, 1902) aus der Nagerfamilie Eomyidae.

Auf Grund der neuesten Bearbeitung von Vertretern der Gattung *Rhodonomys* durch HUGUENEY 1969 liegt in der Sparenweid die Subspezies *Rhodonomys schlosseri transiens* (HUGUENEY 1969, Tab. III, Fig. 2) vor. Diese Form vermittelt morphologisch zwischen dem älteren *Eomys zitteli* (SCHLOSSER 1884, zit. in FAHLBUSCH 1970, S. 104) und dem *Eomys schlosseri* s.str. (HUGUENEY 1969, Fig. 116). Infolgedessen muss ein Fundort mit *Rhodonomys schlosseri transiens* jünger sein als Aarwangen BE und Gaimersheim (Bayern), die *Eomys zitteli* führen (FAHLBUSCH 1970, S. 99).

Anderseits wird der Fundort Sparenweid sicher nicht jünger sein als die Fundorte Wischberg BE (SCHAUB & HÜRZELER 1948), Feusisberg SZ¹⁰⁾ (ZÖBELEIN 1963, S. 18), Pyrimont-Challonges (Savoie) und Saulcet (Allier) (HUGUENEY 1969, S. 88), welche alle *Rhodonomys schlosseri* führen.

Vergleichen wir die Zusammenstellung dieser Fundpunkte mit den Ausführungen von HUGUENEY (1969, S. 199), so geht daraus hervor, dass der Fundort Sparenweid

⁹⁾ RUTSCH & SCHLÜCHTER (1973) weisen das Aquitan auf Grund der Vorschläge des CMNS dem Miozän zu.

¹⁰⁾ Dieser Befund stimmt gut mit der relativen Altersangabe der Sedimentpetrographie überein (vgl. S. 252), die besagt, dass die epidotreichen Schichten von Feusisberg (Napf-Schüttung) jünger sind als die apatitführenden Sedimente der Höhronen-Schüttung.

am ehesten in der Säugerzone von Coderet (Allier) unterzubringen ist, in der sich auch die Fundorte Rickenbach SO und Küttingen AG befinden.

Die Säugerzone von Coderet wird von HUGENEY mit der chronostratigraphischen Stufe des «Chattian» gleichgesetzt. Das in dieser Art und Weise aufgefasste «Chattian» entspricht dem oberen Stampian. Diese Korrelation beruht vor allem auf der leitenden Säugergattung *Microbunodon*, einem suiformen Paarhufer (HÜNERMANN 1967, S. 682).

Die Wirbeltierfaunengruppe Coderet–Gaimersheim wird von CICHA, FAHLBUSCH & FEJFAR (1972, S. 133) mit der lithostratigraphischen Egerer-Folge der zentralen Paratethys korreliert und in die regionale Stufe des Egerian gesetzt. Das absolute Alter für die Obergrenze des Egerian beträgt nach STEININGER & SENES (1971) \pm 26,5 Millionen Jahre, für die Untergrenze \pm 31,6 Millionen Jahre (Kali/Argon-Methode).

8.32 Ökologie

Von den zahlreichen Wirbeltierfunden sind einige besonders geeignet, zur Kennzeichnung des Biotops beizutragen. Allen voran sind die Krokodilreste Indikatoren für warmes Klima, welches nach BERG (1964, S. 322) mindestens 10–15 °C im Mittel des kältesten Monats betragen haben muss. Ähnliche Verhältnisse dürften auch die ophisaurusähnlichen Schleichen (Osteuropa, Südrussland, Kleinasien) und der Hirschverwandte *Amphitragulus* (tropischer Bereich) bevorzugt haben. Für feucht-warmes Klima mit dichter Vegetation spricht das Vorkommen von *Tapirus* und *Aceratherium* (Waldnashorn). Nach SCHWARZBACH (1961) und BLAU (1966) (zit. in H.P. MÜLLER 1971, S. 131) gilt dieser Klimabereich für die gesamte USM.

Auf Grund der Pflanzenassoziation an der Fundstelle Greit errechnete HEER (1859) eine mittlere Jahrestemperatur von 20,5 °C. Nach HANTKE (1962, S. 53) entwickelte sich dort ein sumpfzypressenreicher Laubmischwald. Durch pollenanalytische Untersuchungen konnte im oberen Abschnitt der Greitmergel ein hoher Prozentsatz an fossilen Koniferenpollen nachgewiesen werden (mündl. Mitt. P. Hochuli), was zweifellos auf das Vorhandensein von trockeneren Landstrichen in der näheren Umgebung hinweist. Diesem Befund entspricht das Vorkommen von Pfeifhasen, die Trockenwald oder Steppe bevorzugen.

Die Anwesenheit von *Castor* zeigt, dass neben Feuchtwaldstandorten abdämmbare Wasserläufe vorhanden waren.

Über das aquatische Milieu des Fundortes Sparenweid geben die durch Schlundzähne und Otolithen nachgewiesenen Cypriniden nähere Auskunft. Die gefundenen Formen sprechen für stehendes Wasser. Vier der fünf Fischgattungen treten auch im Brackwasser auf (*Aspius*, *Gobio*, *Leuciscus*, *Tinca*). Der Untergrund war, mindestens lokal, sumpfig und wies sauerstoffarmes Milieu auf.

Entsprechende Verhältnisse bestätigen die geologischen Befunde: Kohlenlager, bituminöse Schiefer, feinkörnige Pyrit- und Manganbildungen deuten auf reduzierendes Milieu hin. Außerdem spricht die völlige Absenz von grobdetritischen Einstreuungen in der kohligen Abfolge für schwache Wasserbewegung.

Tabelle 23. Zusammenstellung der sedimentpetrographischen Daten.

Probe Nr.	Litho- stratigr. Einheit	Koordinaten	Gesamtkarb.	Staurolith									
				Spinell	Turmalin	Rutil	Epidot	Apatit	Zirkon	Granat	Calc./Dol.	Dolomit	---
SIHL-PROFIL													
B 1	BS	690°050/225°875	36	14	1,5	27	2	7	89	--	2	--	--
B 2	BS	690°000/225°850	33	13	1,5	50	10	4	80	--	2	--	--
B 3	BS	689°975/225°825	42	18	1,3	44	7	9	81	--	2	--	2
B 4	BS	689°925/225°775	47	18	1,6	30	9	10	70	--	3	--	2
B 5	BS	689°910/225°725	47	13	2,6	37	18	10	61	--	4	3	--
B 6	BS	689°900/225°675	67	19	2,5	32	14	30	48	--	3	2	3
B 7	BS	689°890/225°625	48	20	1,4	40	8	12	70	--	4	2	2
B 8	BS	689°865/225°600	55	20	1,7	45	20	24	49	--	4	1	--
B 9	BS	689°840/225°550	55	22	1,5	43	13	27	44	--	4	6	4
B 10	BS	689°850/225°485	47	12	2,9	53	45	32	6	--	10	3	2
B 11	BS	689°885/225°325	27	9	2,0	23	6	10	80	--	2	--	--
SCHINDELLEGI-PROFIL (Bezugsfläche Profil-Basis: 696°460/226°470)													
509	GS	+ 33 Schicht- Meter	14	4	2,5	75	28	40	29	2	1	--	--
507	GS	+ 43 m	30	4	6,5	68	56	31	11	2	--	--	--
506	GS	+ 108m	17	3	4,7	51	56	38	4	--	--	2	--
505	GS	+ 168m	16	4	3,0	50	34	42	22	--	2	--	--
504	GS	+ 192m	17	4	3,2	54	42	46	8	--	4	--	--
501	GS	+ 316m	12	3	3,0	69	55	36	6	--	3	--	--
500	GS	+ 323m	12	5	1,4	70	50	13	26	--	8	3	--
499	GS	+ 330m	15	6	1,5	40	18	70	8	--	4	--	--
498	GS	+ 342m	12	3	3,0	35	27	5	66	--	1	--	--
494	GS	+ 358m	9	1	8,0	40	35	30	31	--	1	3	--
493	GS	+ 362m	12	2	5,0	30	25	16	57	--	1	1	--
492	GS	+ 368m	8	1	7,0	20	10	20	65	--	5	--	--
491	GS	+ 382m	10	1	9,0	38	34	8	56	--	2	--	--
486	GS	+ 424m	11	2	4,5	42	23	5	71	--	1	--	1
477	GS	+ 480m	3	1	2,0	27	34	7	58	--	1	--	--
474	GS	+ 492m	9	1	8,0	25	10	10	77	--	2	1	--
470	GS	+ 516m	12	3	3,0	15	5	10	84	--	1	--	--
466	GS	+ 548m	16	2	7,0	30	25	11	59	--	2	2	1
462	GS	+ 580m	14	2	6,0	8	6	10	84	--	1	--	--
458	GS	+ 592m	1,5	0,5	2,0	10	9	10	80	--	1	--	--
453	GS	+ 618m	1,5	0,5	2,0	3	3	4	91	--	2	--	--
451	GS	+ 634m	11	2	4,5	7	7	2	90	--	1	--	--
445	GS	+ 666m	1,5	0,5	2,0	9	10	4	78	--	1	1	--
442	GS	+ 683m	18	4	3,5	8	6	--	94	--	1	--	--
436	GS	+ 722m	18	6	2,0	3	3	3	93	--	1	--	--
430	GS	+ 743m	14	2	6,0	4	13	6	78	--	3	--	--
427	GS	+ 776m	13	2	5,5	2	4	6	90	--	1	--	--
424	GS	+ 788m	14	4	2,5	2	15	5	80	--	1	--	--
420	GS	+ 826m	14	4	2,5	4	3	2	93	--	2	--	--
419	GS	+ 833m	1,5	0,5	2,0	3	7	1	92	--	1	--	--
413	GS	+ 860m	17	3	4,7	5	5	10	85	--	1	--	--
409	GS	+ 878m	16	4	3,0	2	4	7	88	--	1	--	--
406	GS	+ 890m	14	4	2,5	8	8	2	89	--	1	--	--
405	OAM	+ 902m	50	29	0,8	46	45	14	33	6	1	1	--
404	OAM	+ 908m	44	22	1,0	20	13	8	70	3	4	2	--
401	OAM	+ 918m	42	16	1,6	20	2	15	80	--	3	--	--
398	OAM	+ 938m	43	21	1,0	58	27	21	41	5	2	3	1
395	OAM	+ 970m	26	9	1,9	26	15	13	67	2	3	--	--

S. Schlanke

LORZE=PROFIJ

Q 1	GS	685'600/223'250	26	6	3, 3	54	30	60	--	3	7	--	--
Q 2	GS	685'600/222'675	14	6	2, 3	82	50	46	--	4	--	--	--
Q 3	GS	685'625/222'600	11	2	4, 5	66	64	30	--	--	6	--	--
Q 17	GS	686'050/222'750	16	3	4, 3	50	45	45	--	7	3	--	--
Q 4	GS	685'700/222'100	12	2	5, 0	88	45	50	--	2	3	--	--
Q 5	GS	685'750/222'000	10	2	4, 0	70	50	40	+	6	4	--	--
Q 5a	GS	685'875/221'890	9	3	2, 0	83	35	50	--	8	7	--	--
Q 16	GS	686'000/222'050	7	2	2, 5	55	45	47	--	3	5	--	--
Q 19	GS	687'800/221'800	2	1	1, 0	80	64	32	--	4	--	--	--
Q 18	GS	687'625/221'750	1, 5	1	2, 0	53	40	38	5	12	5	--	--

TÜFELSTEIN-PROFIL

L	1	GS	694'250/224'860	15	3	4,0	38	45	51	--	--	4	--	--
L	2	GS	694'230/224'790	5	1	4,0	60	72	20	--	4	4	--	--
L	3	GS	694'220/224'755	30	13	1,3	50	61	31	--	--	8	--	--
L	4	GS	694'215/224'650	28	4	6,0	55	50	38	--	4	8	+	--
L	5	GS	694'220/224'605	3	1	2,0	50	77	15	--	5	--	3	--
L	6	GS	694'220/224'580	11	4	1,7	50	50	44	--	4	2	--	--
L	7	GS	694'220/224'500	16	7	1,3	45	12	70	--	3	9	6	--
L	8	GS	694'220/224'430	10	3	2,3	55	22	60	--	8	10	--	--
L	9	GS	694'215/224'370	17	5	2,4	70	49	42	--	6	3	--	--
L	10	GS	694'210/224'315	20	6	2,3	70	30	62	--	6	2	--	--

ROSSBODEN-PROFIL

R	2	MR	692'880/220'075	44	22	1,0	45	58	1	--	18	6	17	+
R	3	MR	692'760/220'090	37	14	1,6	40	38	5	--	27	5	25	--
R	1	MR	692'870/220'160	49	22	1,2	30	50	3	--	10	6	31	--
R	6	MR	692'850/220'200	44	22	1,0	20	40	2	--	23	--	35	--
T	7	GR	692'840/220'230	30	6	4,0	60	45	33	--	8	4	10	--
T	5	GR	692'830/220'260	48	8	5,0	60	58	18	--	8	6	10	+
T	4	GR	692'820/220'290	60	20	2,0	60	36	9	--	16	9	30	+
T	2	GR	692'795/220'330	42	7	5,0	33	52	9	--	15	6	18	--
V	2	GR	693'100/220'340	45	8	4,7	61	55	36	--	2	1	6	+
T	1	GR	692'610/220'355	55	10	4,5	36	48	30	--	6	14	2	--
V	3	GR	693'060/220'390	30	4	6,5	52	52	26	--	2	6	14	--
V	4	GR	693'050/220'430	55	15	2,7	37	28	20	--	6	20	29	--
V	5	GR	693'035/220'460	47	7	5,7	79	52	34	--	--	8	6	--
V	7	GR	693'020/220'490	55	14	2,9	34	62	5	--	10	2	21	--
V	8	GR	692'970/220'530	41	4	9,2	69	46	40	--	6	3	5	--
V	10	GR	692'945/220'570	46	10	3,6	29	50	7	--	10	2	31	--
V	14	GR	692'930/220'620	47	14	2,4	84	44	36	--	8	8	4	--
U	12	GR	693'230/220'790	56	21	1,6	35	44	14	--	8	4	30	+
U	13	GR	693'100/220'810	50	12	3,1	61	16	58	--	10	4	12	--
U	14	GR	693'065/220'860	78	33	1,4	79	36	40	--	10	1	13	+

STEINSTOSS-PROFIL

W	1	GR	693'540/220'610	25	3	7,3	37	44	42	--	4	10	--	--
U	9	GR	693'685/220'675	28	6	3,6	79	60	30	--	4	--	6	+
W	3	GR	693'490/220'650	23	3	6,6	70	66	25	--	4	--	5	--
W	5	GR	693'475/220'670	47	13	2,6	27	50	4	--	11	3	32	--
W	7	GR	693'470/220'690	34	4	7,5	71	43	40	--	--	8	9	--
U	8	GR	693'655/220'750	47	10	3,7	55	32	4	--	11	5	48	+
U	7	GR	693'640/220'810	38	8	3,8	75	38	48	--	6	6	2	--
U	11	GR	693'390/220/880	46	10	3,6	57	48	33	--	2	2	15	--
U	6	GR	693'510/220'960	44	14	2,1	72	42	42	--	4	9	3	--
U	4	GR	693'430/221'030	90	40	1,2	40	48	2	--	12	5	33	+
U	3	GR	693'510/221'130	50	12	3,1	65	40	22	--	6	7	25	+
U	2	GR	693'560/221'150	60	30	1,0	77	52	18	--	12	2	16	+
U	1	GR	693'595/221'225	33	13	1,5	61	51	10	--	8	--	31	+
U	17	GR	693'590/221'310	60	20	2,0	64	48	10	--	8	2	32	+
U	18	GR	693'910/221'440	42	7	5,0	61	6	10	--	4	--	80	--
U	19	GR	693'810/221'430	50	10	4,0	70	70	16	--	2	2	10	--
U	20	GR	693'720/221'460	43	11	2,8	50	39	2	--	10	1	48	+
U	21	GR	693'660/221'500	40	15	1,6	63	48	35	--	4	1	12	+
U	22	GR	693'640/221'520	51	15	2,4	60	43	21	--	8	7	21	+

S. Schlanke

Probe Nr.	Litho-stratigr. Einheit	Koordinaten	Gesamtkarb.	Calc./Dol.	Granat	Zirkon	Apatit	Epidot	Rutil	Turmalin	Spinell	Staurolith
?	2 GS	692'890/221'490	50	5	9,0	85	59	35	--	4	2	--
?	1 GS	692'950/221'500	45	5	8,0	83	54	40	--	6	--	--
?	3 GR	692'980/221'500	30	12	1,5	71	58	10	--	7	6	13
?	4 GR	693'035/221'480	36	10	2,6	78	54	9	--	13	--	21
?	5 GR	693'060/221'475	50	8	5,2	75	48	16	--	6	11	19
?	6 GR	693'075/221'475	35	9	2,8	80	24	25	--	5	17	9
?	7 GR	693'105/221'470	53	10	4,3	70	42	26	--	5	6	11
?	9 GR	692'985/221'330	40	7	4,7	85	41	26	--	9	9	15
?	10 GR	693'010/221'310	55	9	5,1	67	42	18	--	12	5	13
?	8 GR	693'040/221'290	41	11	2,7	65	43	20	--	7	5	22
?	11 GR	693'200/221'290	76	40	0,9	30	37	44	--	8	--	48

VISSTANNEN-PROFIL

Y 14	KM	691'750/217'875	78	52	0,5	32	26	6	--	12	1	55
Y 11	KM	691'940/218'160	74	30	1,5	28	57	--	--	10	13	20
Y 12	KM	691'675/218'130	66	32	1,0	31	67	2	--	11	4	16
Y 3	KM	691'780/218'650	60	24	1,5	47	58	--	--	24	2	16
Y 2	KM	691'710/218'660	46	10	3,6	30	52	2	--	14	1	31
Y 1	KM	691'520/218'620	76	38	1,0	33	50	--	--	20	--	30
Y 4	KM	691'600/218'960	66	34	1,0	64	38	1	--	23	10	28
Y 7	KM	691'760/219'600	42	14	2,0	60	58	7	--	8	3	24
Y 8	KM	691'770/219'665	62	20	2,1	30	59	5	--	8	8	20
Y 5	KM	691'610/219'590	68	34	1,0	33	40	--	--	7	--	53
Y 6	GR	691'700/219'610	37	7	4,3	44	41	51	--	7	1	--
Y 9	GR	691'610/219'655	29	7	3,1	85	60	27	--	13	--	--
Y 10	GR	691'255/219'435	28	6	3,7	85	60	26	--	5	4	5
K 8	GR	691'285/219'825	15	3	4,0	89	33	30	--	8	25	4
K 9	GR	691'220/219'780	54	14	2,9	54	50	12	--	10	8	20
K 10	GR	691'500/219'100	30	9	2,3	80	50	18	--	8	4	20
K 0	GR	690'920/219'765	56	18	2,0	85	42	30	--	14	10	4
K 11	GR	691'840/220'625	37	9	3,1	81	53	25	--	7	1	14
K 7	GR	690'940/220'170	40	2	19,0	78	70	9	--	7	2	12
K 5	GR	690'705/220'370	42	6	6,0	83	65	27	--	--	2	6
K 4	GR	690'800/220'395	52	16	2,3	59	46	20	--	8	4	20
K 1	GR	690'780/220'405	46	4	10,5	84	48	41	--	4	4	3
K 2	GR	690'770/220'410	34	6	4,6	68	54	24	--	2	1	19
K 6	GR	690'650/220'410	40	6	5,7	84	62	30	--	1	1	6

Abkürzungen: BS = Bächer Sandstein

OAM = "Oberaquitane Mergelzone"

GS = Granitischer Sandstein

MR = Molasse Rouge

GR = Grindelegg-Serie

KM = Karbonatreiche Molasse

(Pseudogranitischer Sandstein)

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDRÉE, H. (1937): *Das bayerische Tertiärbecken zum ersten Male durchbohrt. Öl u. Kohle 13.*
- Arbeitsgruppe für Stratigraphische Terminologie (1973): *Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen, insbesondere lithostratigraphischen Nomenklatur der Schweiz.* Eclogae geol. Helv. 66/2.
- ARBENZ, P. (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen.* Vjschr. natf. Ges. Zürich.
- BAUMBERGER, E. (1925): *Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentralschweiz und der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. 19.
- (1927): *Über eine aquitane Molluskenfauna vom Unteren Buchberg (Ob. Zürichsee).* Eclogae geol. Helv. 20.
 - (1929): *Die Deutung des Rigi-Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde.* Verh. natf. Ges. Basel 40.
 - (1930): *Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süßwassermolasse in der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. 23.
 - (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung am schweizerischen Alpenrand.* Eclogae geol. Helv. 24.
 - (1935): *Vorläufige Mitteilung über die stampische Molluskenfauna von Biltten und deren geologische Auswertung.* Eclogae geol. Helv. 28.
- BECK, P. (1911): *Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh.* Eclogae geol. Helv. 11.
- (1946): *Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik.* Eclogae geol. Helv. 38.
- BERG, D. (1964): *Krokodile als Klimazeugen.* Geol. Rdsch. 54.
- BERGER, F.-E. (1959): *Untersuchungen an Schädel- und Gebissresten von Caenotheriidae.* Palaeontographica (A) 112, Stuttgart.
- BERSIER, A. (1945): *Sédimentation molassique: Variations latérales et horizons continus à l'Oligocène.* Eclogae geol. Helv. 38.
- (1958a): *Exemples de sédimentation cyclothématische dans l'Aquitaniens de Lausanne.* Eclogae geol. Helv. 51/3.
 - (1958b): *Séquences détritiques et divagations fluviales.* Eclogae geol. Helv. 51/3.
- BLAU, R.V. (1966): *Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern).* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 125.
- BREDDIN, H. (1964): *Die tektonische Deformation der Fossilien und Gesteine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz).* Geol. Mitt. 4, Aachen.
- BRUJN, H. DE (1966): *On the mammalian fauna of the Hippocrateion beds in the Calatayud-Teruel basin.* Proc. k. nederl. Akad. Wet. (B) 69.
- BÜCHI, U.P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal.* Diss. Univ. Zürich (Bodan, Kreuzlingen).
- BÜCHI, U.P., COLOMBI, C., FEHR, W.R., LEMCKE, K., KOEWING, K., HOFMANN, F., FÜCHTBAUER, H., & TRÜMPY, R. (1961): *Geologische Ergebnisse der Bohrung Küsnacht 1.* Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 28/74.
- BÜCHI, U.P., HOFMANN, F., & WIENER, G. (1965): *Neue Erkenntnisse im Molassebecken auf Grund von Erdöltiefbohrungen in der Zentralschweiz und in der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. 58/1.
- BUXTORF, A., & KOPP, J. (1943): *Über das Unterstampien der Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstätter- und Zugersee.* Eclogae geol. Helv. 36.
- BUXTORF, A., KOPP, J., & BENDEL, L. (1941): *Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern.* Eclogae geol. Helv. 34/1.
- CADISCH, J. (1923): *Beiträge zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh.* Eclogae geol. Helv. 18/2.
- (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.* Geol. Rdsch. 19.
- CAROZZI, C. (1954): *Tektonik und zyklische Sedimentation.* Geol. Rdsch. 42.
- CICHA, I., FAHLBUSCH, V., & FEJFAR, O. (1972): *Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas.* N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 140.
- Colloque sur le Miocène (1958): *C.R. 83e Congrès Soc. savantes de Paris et des Départements tenu à Aix et Marseille en 1958.* Sect. Sci. Sous-Sect. Géol. (Gauthier-Villars, Paris).
- ECKHARDT, P. (1955): *Bericht zur geologischen Untersuchung des Gebietes südlich Pfäffikon-Lachen.* Unveröff. Manuskr.

- ESCHER VON DER LINTH, A. (1847): *Bemerkungen über das Molassegebilde der östlichen Schweiz.* Mitt. natf. Ges. Zürich.
- FAHLBUSCH, V. (1970): *Populationsverschiebungen bei tertiären Nagetieren, eine Studie an oligozänen und miozänen Eomyidae Europas.* Abh. bayer. Akad. Wiss. [N.F.] 145.
- FAHRION, H., & STRAUB, E.W. (1955): *Die Mikrofossilien der Molasse aus der Bohrung Scherstetten 1.* Geol. Bavaria 24.
- FREI, R. (1914): *Geologische Untersuchungen zwischen Sempacher- und Oberem Zürichsee.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 45.
- FRÖHLICHER, H., & WEILER, W. (1952): *Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebuchs, Kt. Luzern, und ihre paläogeographische Bedeutung.* Eclogae geol. Helv. 45.
- FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse.* Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 4.
- (1955): *Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse.* Z. dtsch. geol. Ges. 105.
 - (1958): *Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandmolasse.* Eclogae geol. Helv. 51/3.
 - (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.* Erdöl u. Kohle 12.
 - (1964): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen.* Eclogae geol. Helv. 57.
 - (1967): *Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen.* Geol. Rdsch. 56/1.
- GANSS, O. (1953): *Das Süddeutsche Molassebecken – ein Überblick.* Z. dtsch. geol. Ges. 105.
- GASSER, U. (1966): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. 59/2.
- (1968): *Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie.* Eclogae geol. Helv. 61/1.
- GRIMM, W.D. (1957): *Sedimentpetrographische Untersuchungen der Molasse-Bohrungen Schwabmünchen 1, Siebnach 1, und Rieden 1.* Geol. Bavaria 33.
- (1965): *Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse.* Abh. bayer. Akad. Wiss. [N.F.] 121.
- HABICHT, K. (1943): *Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal.* Eclogae geol. Helv. 36.
- (1945): *Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st.-gallischen Rheintal.* Eclogae geol. Helv. 38/1.
- HAGN, H., & HOELZL, O. (1954): *Zur Grenzziehung Katt/Aquitan in der bayerischen Molasse.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh. B, 1.
- HAGN, H., HOELZL, O., & HRUBESCH, K. (1962): *Zur Gliederung des Oligozäns im östlichen Oberbayern und in Nordtirol.* N. Jb. Geol. Paläont. Mh.
- HANTKE, R. (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete.* Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- HEER, O. (1855, 1856, 1859): *Flora tertiaria Helvetiae (I, II, III).* Winterthur.
- HEIM, ARN. (1906): *Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge.* Eclogae geol. Helv. 9.
- (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes.* Eclogae geol. Helv. 25.
- HEIM, ARN., BAUMBERGER, E., STEHLIN, H.G., & FUSSENEGGER, S. (1928): *Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg.* Vjschr. natf. Ges. Zürich 73.
- HERBORDT, O. (1907): *Geologische Aufnahme der Umgebung von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee.* Diss. Univ. Zürich.
- HOEHN-OCHSNER, W. (1934): *Das Werden unseres Heimatbodens.* 5. Njbl. Leseges. Wädenswil.
- HOFMANN, F. (1957): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz.* Eclogae. geol. Helv. 50/2.
- (1960): *Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken.* Jb. st.-gall. natw. Ges. 76.
 - (1968): *Zur Sedimentpetrographie der Molasse in den Bohrungen Pfaffnau Süd 1, 2, 4 und 5, Boswil 1 und Hünenberg 1.* Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 35/87.
- HOLLIGER, A. (1955): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Eclogae geol. Helv. 48.
- HUGUENAY, M. (1969): *Les Rongeurs de l'Oligocène Supérieur de Coderet-Bransat.* Lyon (Thesis).
- HÜNERMANN, K.A. (1967): *Der Schädel von Microbunodon minus aus dem Chatt.* Eclog. geol. Helv. 60.

- HÜRZELER, J. (1945): *Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Abgrenzung und Unterteilung des Aquitanien*. Eclogae geol. Helv. 38.
- KAUFMANN, F.J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse*. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. Natw. 17.
- (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz*. Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
- (1887): *Geologische Skizze v. Luzern u. Umgebung*. Beil. Jber. Kantonsschule Luzern.
- KLEIBER, K. (1936): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone*. Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone*. Eclogae geol. Helv. 30/2.
- KOPP, J. (1934): *Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme von Luzern*. Eclogae geol. Helv. 27/2.
- (1962): *Erläuterungen zum geologischen Atlasblatt 28 (1:25000) Luzern*. Schweiz. geol. Komm.
- KOPP, J., & MARTIN, G.P.R. (1938): *Die Hauptaufschiebung der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Ägerisee*. Eclogae geol. Helv. 31.
- KRAUS, E. (1923): *Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu*. Abh. natf. Ges. Danzig (Bd.I).
- KRUMBEIN, W.C., & SLOSS, L.L. (1951): *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco.
- LEMCKE, K., von ENGELHARDT, W., & FÜCHTBAUER, H. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des deutschen Alpenvorlandes*. Beitr. geol. Jb. 11.
- (1958): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration im westlichen deutschen Molassebecken*. Z. dtsch. geol. Ges. 109.
- LOMBARD, A. (1963): *Stratonomie des séries du Flysch*. Eclogae geol. Helv. 56.
- LUDWIG, A. (1922): *Nachträge der Kenntnis der sanktgallisch-appenzellischen Molasse*. Jb. st.-gall. natw. Ges. 58/2.
- MATTER, A. (1964): *Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*. Eclogae geol. Helv. 57/2.
- MILNER, H. B. (1962): *Sedimentary petrography*. 4th ed. (Allen & Unwin, London).
- MOOS, A. von (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 15/2.
- MUHEIM, F. (1934): *Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg*. Eclogae geol. Helv. 27/1.
- MÜLLER, A. (1967): *Die Geschichte der Familie Dimyliidae auf Grund der Funde aus tertiären Spaltenfüllungen Süddeutschlands*. Abh. bayer. Akad. Wiss. [N.F.] 129.
- MÜLLER, G. (1956): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$ -Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE) – ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 7.
- MÜLLER, H.-P. (1967): *Die Subalpine Molasse zwischen Alptal und Sattelegg*. Unpubl. Diplomarb. (Geol. Inst. ETH, Zürich).
- (1971): *Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz)*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 116/1.
- OCHSNER, A. (1935): *Über die subalpine Molasse zwischen Wägital und Speer*. Eclogae geol. Helv. 28/2.
- PAVONI, N. (1961): *Zur Tektonik der Höhronen-Überschiebung*. Eclogae geol. Helv. 53/2.
- PETTJOHN, F.J. (1957): *Sedimentary rocks*. 2nd ed. (Harper, New York).
- REBER, R. (1964): *Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee*. Eclogae geol. Helv. 57/1.
- RENZ, H.H. (1937a): *Zur Geologie der östlichen st.-gallisch-appenzellischen Molasse*. Jb. st.-gall. natw. Ges. 69.
- (1937b): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 30.
- RICHTER, M. (1940): *Die Gliederung der subalpinen Molasse*. N. Jb. Mineral. Beil.-Bd. B, 83.
- RISSI, A. (1968): *Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse des Rossberggebietes*. Unpubl. Diplomarb. (Geol. Inst. ETH, Zürich).
- RITTER, L. (1953): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassegesteinen von Niederbayern und Oberösterreich*. Diss. Univ. München.
- RUTSCH, R. (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molassesedimente*. Eclogae geol. Helv. 38/2.
- (1959): *Molasse als Sedimentationstypus*. Eclogae geol. Helv. 51.
- RUTSCH, R., & HÜRZELER, J. (1934): *Das Alter der Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau*. Eclogae geol. Helv. 27/2.

- RUTSCH, R. F., & SCHLÜCHTER, CHR. (1973): *Stratigraphische Gliederung der Molasse im Bernischen Mittelland*. Mitt. natf. Ges. Bern [N. F.] 30.
- RUTTE, E. (1962): *Schlundzähne von Süßwasserfischen*. Palaeontographica (A) 120.
- SALIS, K. VON (1967): *Geologische und sedimentologische Untersuchungen in Molasse und Quartär südöstlich Wolhusen (Entlebuch, Kt. Luzern)*. Verh. natf. Ges. Luzern 21.
- SCHAUB, S., & HÜRZELER, J. (1948): *Die Säugetierfauna des Aquitanien vom Wischberg bei Langenthal*. Eclogae geol. Helv. 41/2.
- SCHERER, F. (1966): *Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 127.
- SCHIEMENZ, S. (1960): *Fazies und Paläogeographie der subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar*. Beih. geol. Jb. 38.
- SCHLANKE, S. (1969): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Höhronen*. Unpubl. Semesterarb. (Geol. Inst. ETH, Zürich).
- SCHWARZBACH, M. (1961): *Das Klima der Vorzeit*. (Enke, Stuttgart.)
- SONDER, R.A. (1956): *Mechanik der Erde*. Stuttgart.
- (1958): *Über die Fazies von Schichtverbänden*. Eclogae geol. Helv. 51/3.
 - SPECK, J. (1943): *Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zug und Ägeri*. Unpubl. Diplomarb. (Geol. Inst. Zürich).
 - (1945): *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse*. Eclogae geol. Helv. 38/2.
 - (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung*. Diss. Univ. Zürich.
- STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 69/1.
- STEHLIN, H.G. (1914): *Übersicht über die Säugetiere der schweiz. Molasseformation, ihre Funde und ihre stratigraphische Verbreitung*. Verh. natf. Ges. Basel 25.
- (1919): *Verzeichnis der Säugetierfunde in der schweiz. Molasse*. In HEIM, A.: *Geologie der Schweiz* (I). (Tauchnitz, Leipzig.)
- STEINIGER, F., & SENES, J. (1971): *Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der zentralen Paratethys*, Bd. 2: *Eggenburgien* (Verl. slow. Akad. Wiss., Bratislava).
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz*. 2. Bd., III. Teil: *Das Hügelland*. Bern-Zürich.
- STÜRM, B. (1969): *Die Sedimentationsentwicklung des Rigidischuttfächers*. Unpubl. Diplomarb. (Univ. Zürich).
- (1974): *Die Rigidischüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie*. Diss. Univ. Zürich.
- SUTER, H., & HANTKE, R. (1962): *Geologie des Kantons Zürich* (Leemann, Zürich).
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. Mitt. thurg. natf. Ges. 33.
- TOBIEN, H. (1970): *Lagomorpha (Mammalia) im Unter-Miozän des Mainzer-Beckens und die Altersstellung der Fundschichten*. Abh. hess. Landesamt Bodenforsch. 56.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. Bull. geol. Soc. Amer. 71.
- TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocénes du Mont Pélerin*. Eclogae geol. Helv. 47.
- WANLESS, H. R., & WELLER, J. M. (1932): *Correlation and extend of Pennsylvanian cyclothsems*. Bull. geol. Soc. Amer. 43.
- WEILER, W. (1963): *Die Fischfauna des Tertiärs im oberrheinischen Graben, des Mainzer Beckens, des unteren Maintales und der Wetterau unter besonderer Berücksichtigung des Untermiozäns*. Abh. senckenb. natf. Ges. 504.
- WIESENEDER, H. (1953): *Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente*. Erdöl u. Kohle 6.
- WIESENEDER, H., & MAURER, I. (1958): *Ursache der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens*. Eclogae geol. Helv. 51/3.
- ZÖBELEIN, H. K. (1953): *Zur Altersdeutung der Cyrenenschichten in der Subalpinen Molasse Oberbayerns*. Geol. Bavaria 17.
- (1955): *Die Makrofossilien des Tertiärs aus der Bohrung Scherstetten 1 (nebst einigen Bemerkungen zur Fazies, Stratigraphie und Paläogeographie)*. Geol. Bavaria 24.

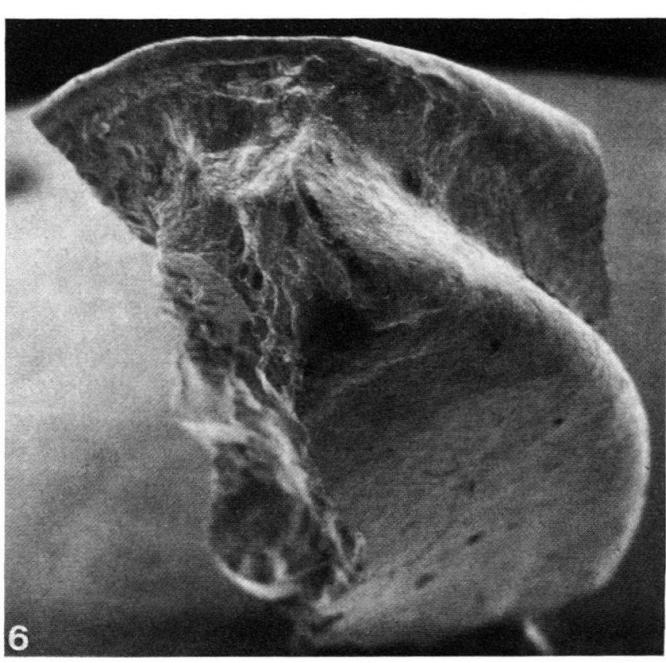
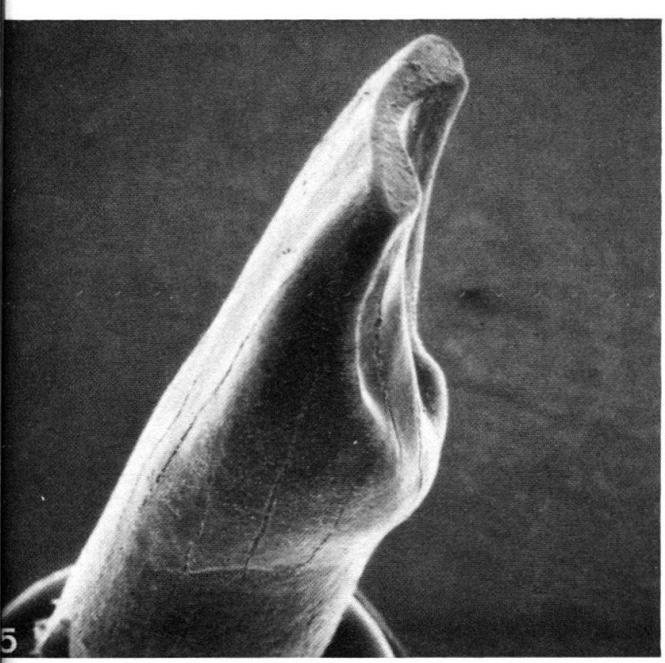
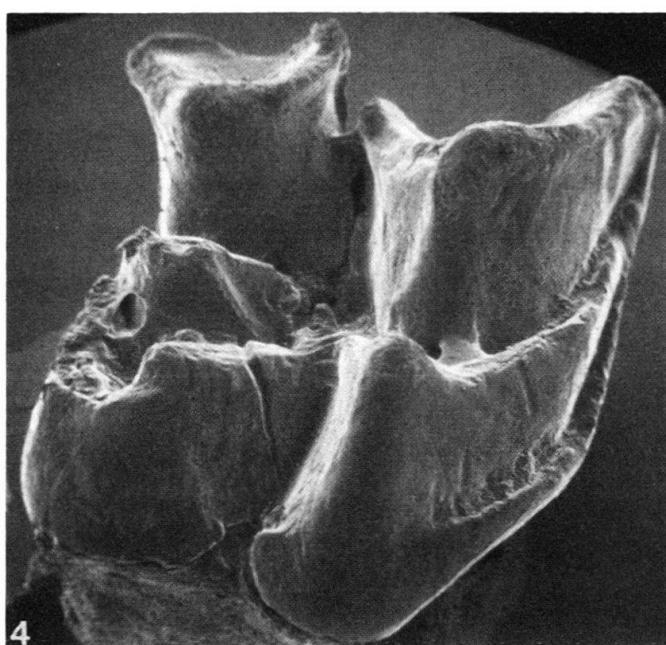
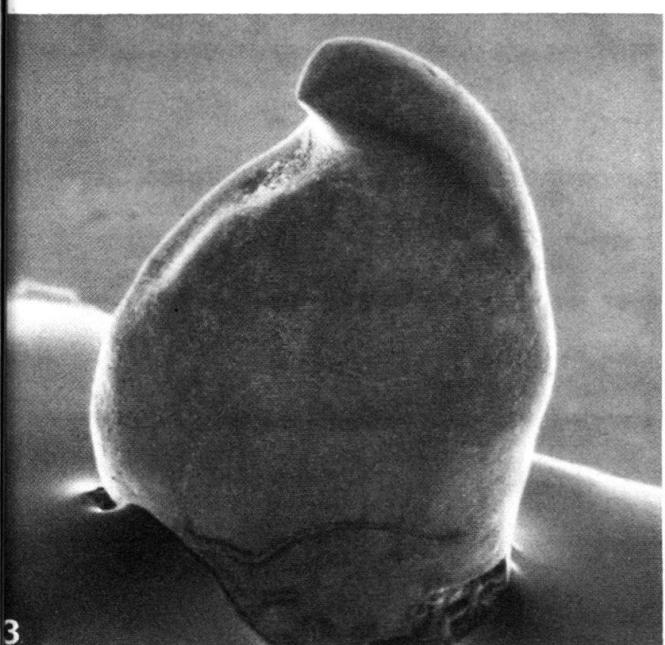
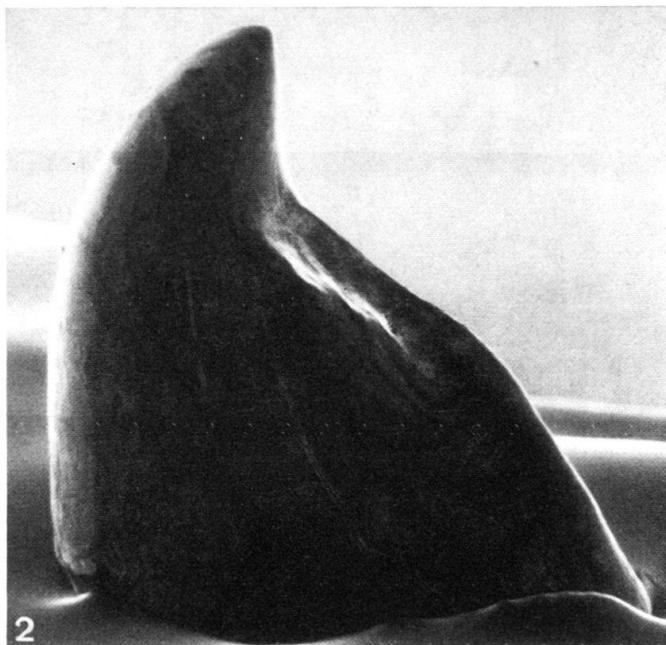
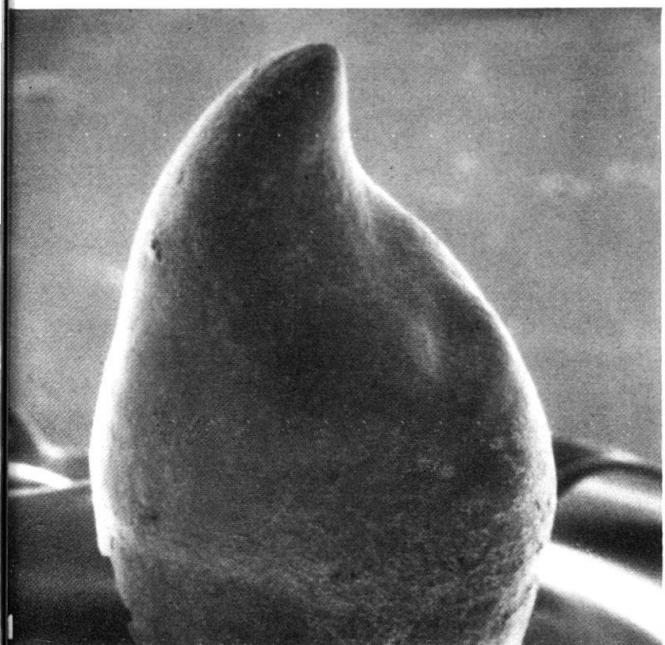
- (1950): *Über die chattische und aquitanische Stufe und die Grenze Oligozän–Miozän in Westeuropa*. Mitt. geol. Ges. Wien 52.
- (1963): *Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Oberen Zürichsees*. Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. 29/77.

VERZEICHNIS DER BENÜTZTEN KARTEN

- AEPPLI, A. (1894): *Geologische Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee, 1:25000*. Geol. Spez.-Karte 15 (Schweiz. geol. Komm.).
- HANTKE, R. (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000* (2 Bl.). Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- HERBORDT, O. (1907): *Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25000* (Leemann, Zürich).
- KOPP, J., BENDEL, L., & BUXTORF, A. (1955): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000: Atlasblatt 28, Luzern*. Schweiz. geol. Komm.
- OCHSNER, A. (1969): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000: Atlasblatt 53, Linthebene*. Schweiz. geol. Komm.
- SUTER, H. (1939): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:150000* (Leemann, Zürich).

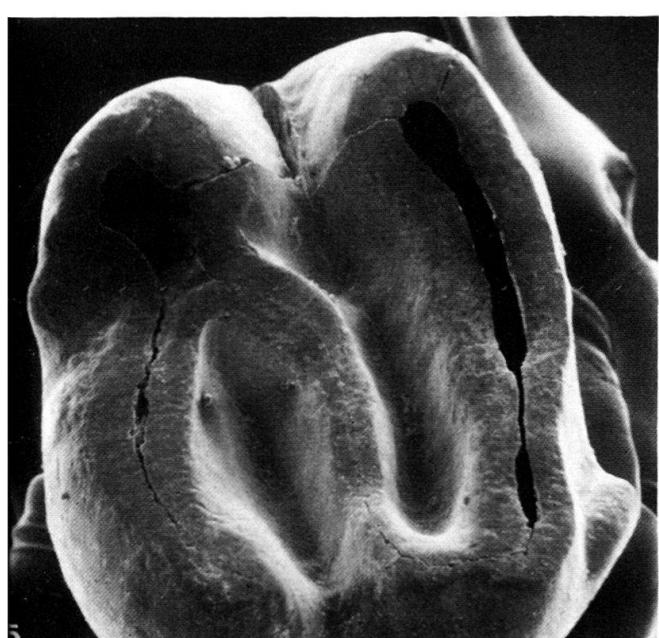
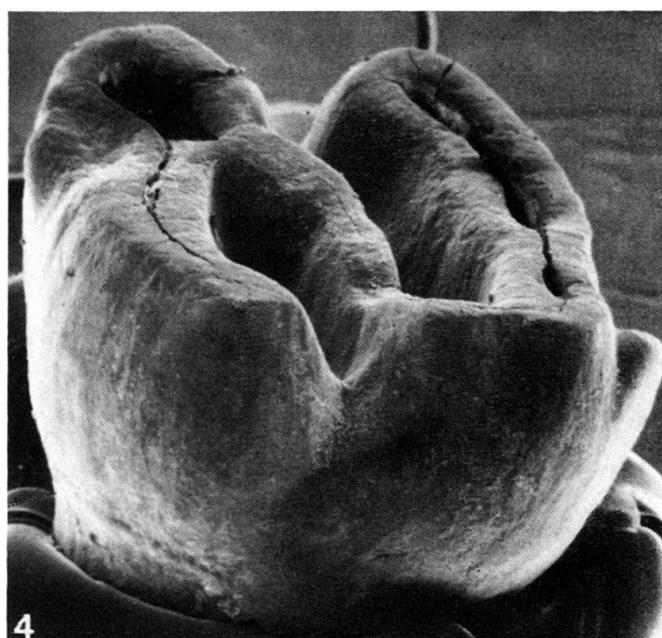
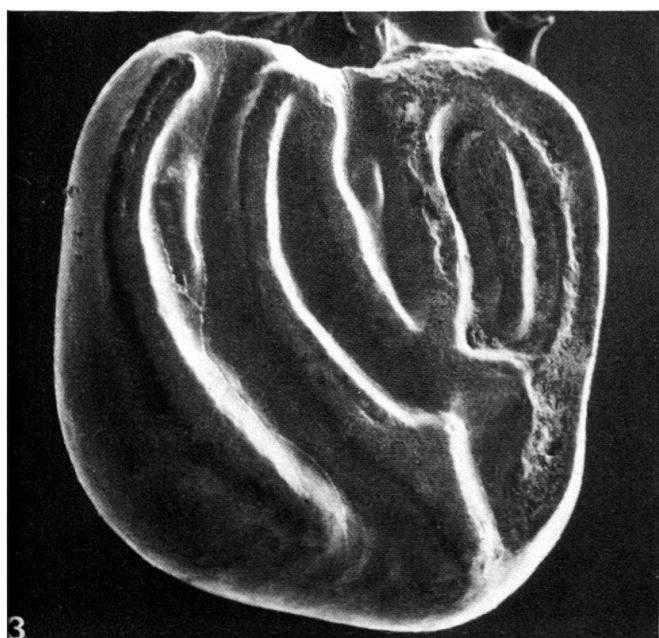
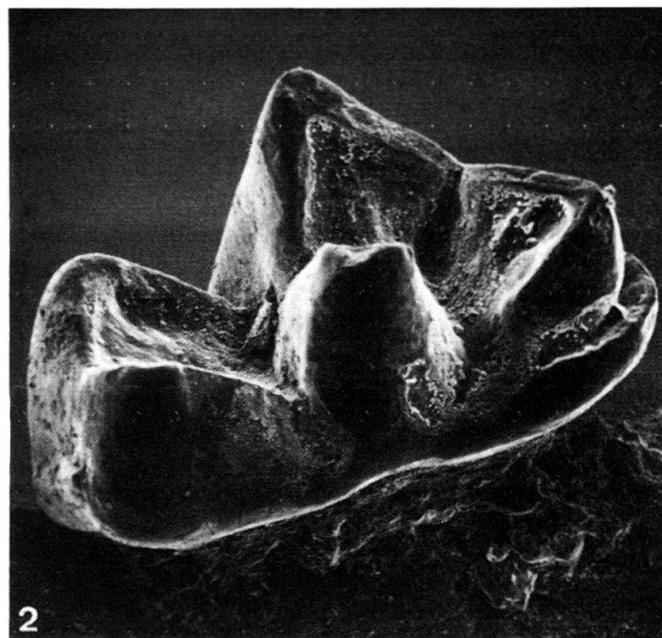
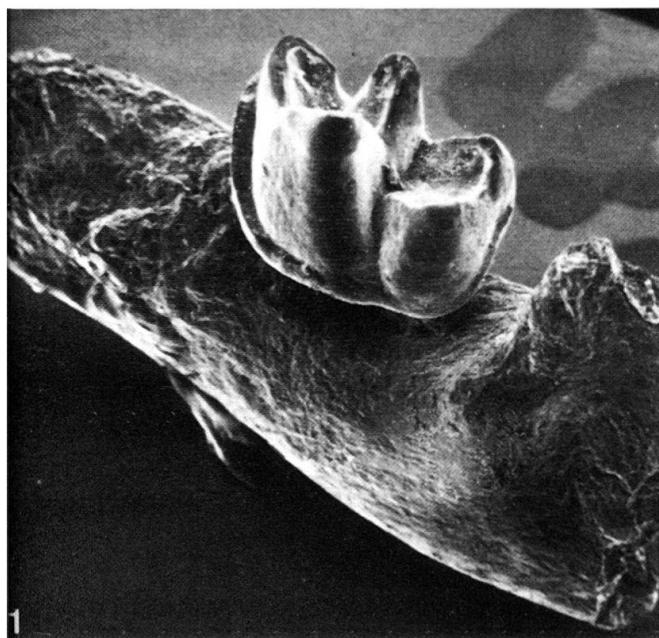
Tafel I

- Fig. 1 *Aspius* sp., SZ; V 70×
- Fig. 2 *Gobio* sp., SZ; V 60×
- Fig. 3 *Tinca* sp., SZ; V 40×
- Fig. 4 *Caenotherium* sp., M² dext.; V 14× (Ansicht von aussen)
- Fig. 5 *Caenotherium* sp., I inf.; V 40×
- Fig. 6 *Theridomyidae* cf. *Issiodoromys*, Backenzahn-Fragment; V 25×



Tafel II

- Fig. 1 *Dimylidae* indet., M_3^- sin., Unterkieferfragment; V 15× (Ansicht schräg von aussen)
- Fig. 2 Gleiches Objekt wie 1; V 35× (Ansicht von innen)
- Fig. 3 *Gliridae* indet., $M^{1/2}$ sin.; V 40×
- Fig. 4 *Rhodanomys schlosseri transiens*, $M^{1/2}$ sin.; V 70× (Ansicht schräg von aussen)
- Fig. 5 Gleiches Objekt wie 4; V 65× (Kauflächenansicht)
- Fig. 6 *Rhodanomys schlosseri transiens*, P_4^- sin.; V 65×



Tafel III

- Fig. 1 *Rhodanomys schlosseri transiens*, P_4^- sin.; V 65×
- Fig. 2 *Rhodanomys schlosseri transiens*, M_3^- dext.; V 70× (Ansicht schräg von innen)
- Fig. 3 Gleiches Objekt wie 2; V 80× (Kauflächenansicht)
- Fig. 4 *Rhodanomys schlosseri transiens*, M_3^- dext.; V 70×
- Fig. 5 *Rhodanomys schlosseri transiens*, $M_{1/2}^-$ sin.; V 55× (Ansicht schräg von aussen)
- Fig. 6 Gleiches Objekt wie 5; V 55× (Kauflächenansicht)

