

# Geologisch-stratigraphische Übersicht über die innere Zone der subalpinen Molasse im Entlebuch

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **61 (1968)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

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

## II. GEOLOGISCH-STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT ÜBER DIE INNERE ZONE DER SUBALPINEN MOLASSE IM ENTLEBUCH

Die gesamte subalpine Molasse im Gebiet des Entlebuches lässt sich im Waldemetal nach den neusten Untersuchungen von N nach S wie folgt aufteilen:

mittelländische Molasse (= steilgestellter  
 N-Schenkel der «Hauptantiklinale»)

1. Antiklinalzone der Granitischen Molasse	
2. Schangnau-Schuppe (nur aus Granitischer Molasse bestehend)	Äussere Zone der subalpinen Molasse
3. Hornbüel-Schuppenzone <sup>1)</sup>	
× ————— Hauptaufschiebung ————— ×	
1. Beichlen-Farneren-Schuppe	Innere Zone der subalpinen Molasse
2. Hilfern-Schuppe	
× ————— Alpenrand ————— ×	
subalpiner Flysch	

Im folgenden werden wir uns ausschliesslich mit den Molasseeinheiten im S der Hauptaufschiebung befassen, also mit der inneren Zone der subalpinen Molasse. Die Wahl des zu untersuchenden Gebietes fiel auf das Entlebuch, weil sich hier innerhalb der inneren Zone ein Wechsel in der Tektonik von Schuppenbau zu Faltenbau abspielt, wie dies vor allem RENZ (1937: 162) betonte. Die scharfe Zweiteilung der inneren Zone in eine Beichlen-Farneren-Schuppe im NW und eine Hilfern-Schuppe im SE, wie sie uns im Querschnitt des Waldemetales entgegentritt, ist im Querschnitt des Entlentales – 10 km weiter nordöstlich – nicht mehr feststellbar. Die beiden tektonischen Einheiten haben ihre Identität verloren. Die Hilfern-Aufschiebung im Gebiet der Waldemme hat sich im Tal der Entlen zu einer Antiklinale zurückgebildet. Aber auch innerhalb der Beichlen-Farneren-Zone macht sich der Faltenbau in Form einer Synklinale bemerkbar. Erst östlich des Eigentales setzt die Schuppenstruktur wieder ein. Hier allerdings bildet die innere Zone eine einzige Grossschuppe – nämlich die des Rigi-Rossbergs –, deren Schichten von der Hauptüberschiebung bis an den Alpenrand isoklinal gegen SE einfallen. Diese Tektonik steht sicher in engstem ursächlichem Zusammenhang mit der lithologischen Ausbildung der ganzen inneren Zone. Voraussetzung zur Klärung dieser komplexen Tektonik im Gebiet des Entlebuches wird die Kenntnis der Paläogeographie zur Zeit der Bildung der fraglichen Gesteinskomplexe sein. Wir werden im folgenden versuchen müssen, mit allen zur Verfügung stehenden Mitteln ein Bild der Paläogeographie zu entwerfen, woraus sich dann die tektonischen Phänomene zwanglos erklären lassen sollten.

<sup>1)</sup> Die Hornbüel-Schuppenzone ist identisch mit der von BUXTORF et al. (1941: 151) südsüdwestlich von Luzern ausgeschiedenen Giebelegg-Schuppe. Nachdem diese Schürffzone vom Luzerner Querschnitt bis ins Schangnau durchverfolgt werden konnte, drängte sich eine Umbenennung auf, um Verwechslungen mit der von RUTSCH (1933: 17) westlich von Thun aufgestellten Giebelegg-Schuppe, die weder tektonisch noch altersmässig mit der luzernischen Giebelegg-Schuppe in Beziehung steht, zu vermeiden (siehe auch GASSER, 1966: 730).

## 1. NÖRDLICHE BEGRENZUNG

Die nördliche Grenze der inneren Zone der subalpinen Molasse fällt nach obiger Definition mit der Hauptaufschiebung zusammen und ist mit dem Einsetzen der grauen Tonmergel-Serie im Felde ohne weiteres erkenntlich. Sie zieht von Horw herkommend, immer steil nach SE einfallend, entlang den bewaldeten Hügeln des Pilatus-Nordfusses über den Chrienser Hochwald ins Eigental (vgl. BUXTORF et al. 1941) und von hier über Spinnegg-Eggspüri in den südlichen Fischenbach und nach dem Folleneggli (vgl. Tafel I). Weiter gegen SW wird sie durch die riesige Quartärmasse des rechten Entlentales überdeckt und kommt in der Kleinen Entlen, ca. 400 m südlich des Zusammenflusses mit der Grossen Entlen, wieder zum Vorschein. Von hier lässt sie sich am Fusse des Hügelzuges der Farneren und der Beichlen bis an den Lochsitenberg, östlich von Schangnau, durchverfolgen. Von Horw bis zum Lochsitenberg bilden die Grisiger Mergel die Basis der inneren Zone. Östlich von Schangnau keilen diese jedoch aus und werden durch die jüngern Vaulruz-Schichten abgelöst. HAUS (1937: 8) hat sich in seiner Arbeit eingehend mit diesem Wechsel befasst.

## 2. SÜDLICHE BEGRENZUNG (= Alpenrandaufschiebung)

Wesentlich schwieriger gestaltet sich die Grenzziehung im S, namentlich dort, wo graue Tonmergel-Serien der Hilfern-Schuppe mit lithologisch gleich ausgebildeten Gesteinen des subalpinen Flysches in Kontakt treten. Zudem ist die Grenze selten gut aufgeschlossen. HOLLIGER (1953) erwähnt Aufschlüsse in den Bacheinschnitten nordwestlich der Schratzenfluh. Er beobachtet hier keine scharfe Überschiebungsfäche, sondern «eine mehr oder weniger breite Störungszone, in welcher Gesteine der beiden angrenzenden tektonischen Einheiten verschuppt und ineinandergedrückt vorliegen» (siehe auch HAUS, 1937: 6). FRÖHLICHER (1933: 30) unterschied die beiden tektonischen Einheiten, indem er die Mergel mit Meletta-Schuppen der Molasse, diejenigen ohne aber dem subalpinen Flysch zurechnete. Es wird eine weitere Aufgabe dieser Arbeit sein, zu untersuchen, ob sich sedimentologisch eindeutige Kriterien zur Abgrenzung der beiden Komplexe finden lassen.

Vereinfacht wird die Grenzziehung, wenn an der Aufschiebung für die Molasse oder den Flysch typische Gesteine auftreten. Dies trifft zu für den Abschnitt Vierwaldstättersee bis Änggenlauen-Bach im hinteren Tal der Kleinen Entlen, 8 km südlich von Entlebuch (vgl. Tafel I): Die nagelfluhreichen Abfolgen des Rigi-Rossberges im Vierwaldstätterseegebiet und diejenigen des Regenflühli-Heuboden-Äschitannen-Zuges südöstlich des Entlebuchs bilden meist einen genügend scharfen Kontrast zu den Sandsteinen und schiefrigen Tonmergeln des subalpinen Flysches. Andererseits gibt sich der subalpine Flysch oft durch seine fossilführenden Grobsandsteine oder durch den dichten, schiefrigen, dunkelgrauen Macigno zu erkennen (vgl. FURRER, 1949: 121). Obschon die Flysch-Molasse-Grenze wegen der oben erwähnten Schwierigkeiten – aber vor allem wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse – im Detail nicht genau festlegbar ist, können wir ihren Verlauf vom Vierwaldstättersee bis ins Gebiet von Schangnau ohne weiteres verfolgen: Als steil nach SE einfallende tektonische Linie zieht die Alpenrandaufschiebung am NW-Fuss der Randkette entlang, deren Kammlinie meist parallel folgend.

## 3. STRATIGRAPHIE DER INNEREN ZONE

## A. Allgemeines

## a. Lithofazies

Nach lithofaziellen Gesichtspunkten lassen sich die Gesteine der inneren Zone in zwei Gruppen aufteilen:

- 1) Eine marin-brackische Tonmergel-Sandstein-Abfolge mit z.T. konglomeratischen Einlagerungen = Untere Meeresmolasse.
- 2) Eine fluvioterrestrische, zyklisch gegliederte Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge = Untere Süßwassermolasse p. p.

## b. Alter

Im Steinibach, 3 km nördlich Flühli (vgl. Tafel I) gelang es FRÖHLICHER, in der Tonmergel-Sandstein-Abfolge der Hilfern-Schuppe eine Fischfauna zu isolieren (FRÖHLICHER, 1931: 241, 1933: 30, 1943: 203), die von WEILER (in FRÖHLICHER & WEILER, 1952) eingehend bearbeitet wurde. Er stellte unter anderem folgende Arten fest:

*Cetorhinus parvus* LERICHE

*Clupea sardinites* (HECKEL)

*Centriscus cf. teleajensis* WEILER (Amphisyle)

Anhand dieser Fauna stellt WEILER die Steinibach-Serie ins Unterstampien (= Rupélien).

HOLLIGER (1953: 41) fand im Sandstein-Mergel-Komplex des Spirberges, der nach diesem Autor, nach HAUS (1937: 7) sowie nach eigenen Beobachtungen als Normalliegendes der Fischfundstelle im Steinibach aufzufassen ist, grüne Sandsteine, die mit bestimmten Varietäten des Taveyannazsandsteines vergleichbar sind (Grès du Val d'Illiez nach VUAGNAT, 1952). Er glaubt nun, diesen untersten Teil der Tonmergel-Sandstein-Serie im Entlebuch analog den Villardvolard-Schichten bei Bulle (MORNOD, 1949: 74) eventuell schon dem Lattorfien zuordnen zu dürfen. Da er jedoch keine paläontologischen Anhaltspunkte hat, lässt er die Altersfrage offen. BLAU (1966: 50) weist in seiner Arbeit im Gebiet westlich von Thun auf den Zusammenhang dieser untersten Serie des Spirberges mit seinen Jordisbodenmergeln resp. Goldeggsandsteinen hin. In den ersteren fand er eine Foraminiferenfauna, die nach HAGN «mit grosser Wahrscheinlichkeit» auf Lattorfien-Alter deutet (BLAU 1966: 41), während die als normalstratigraphische Einschaltungen betrachteten Goldeggsandsteine auch die Grès du Val d'Illiez führen. Durch die neuesten Untersuchungen von SCHERER (1966), der im Gebiet zwischen Thunersee und Eriz die «Micropoudingues à Porphyrites arborescentes» zusammen mit einer oligozänen Foraminiferenfauna finden konnte, gelangt die Frage des Alters der Spirberg-Serie erneut in den Vordergrund. Wir werden sie später im Zusammenhang mit den paläogeographischen Ergebnissen dieser Arbeit (S. 300) wieder aufgreifen.

Vorläufig halten wir fest, dass die Möglichkeit unteroligozänen Alters für die tiefsten Einheiten der inneren Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs



ohne weiteres besteht. Wenden wir uns nun dem Alter der jüngsten Ablagerungen der inneren Zone zu:

Die Faziesgrenze zwischen der marin-brackischen und der fluvioterrestrischen Abfolge wurde von vielen Autoren (FRÖHLICHER, 1933; MORNOD, 1949; HABICHT, 1945a) auch als Zeitgrenze zwischen Rupélien und Chattien interpretiert. HABICHT (1945a: 92) macht jedoch die Einschränkung, dass er «den Begriff Chattien stets nur als Sammelbegriff für die über dem Rupélien folgenden limnoterrestischen Stampien-Serien» auffasse. Bestimmter äussert sich FRÖHLICHER (1933: 61), indem er den ganzen Komplex anhand einer Gastropodenfauna, die er an der Basis wie im Dach der fluvioterrestrischen Abfolge fand, nach einer Bestimmung von BAUMBERGER ins Oberstampien (= Chattien) weist.

Zu einer anderen Auffassung gelangt HOLLIGER (1953: 71): Unter der Annahme, dass die gesamte Beichlen-Serie ins Liegende der altbekannten Säugerfundstellen von Bumbach (ca. 3 km südöstlich von Schangnau) und Losenegg (Eriz) zu stellen sei, nimmt er für die ganze Beichlen-Serie unter- bis mittelstampisches Alter an. Losenegg wurde nämlich von STEHLIN (1922: 576) als mittelstampisch datiert. Das Alter der stratigraphisch tiefer liegenden Fundstelle von Bumbach sowie dasjenige der Beichlen-Serie kann also höchstens mittelstampisch sein (vgl. auch HAUS, 1937: 21). Über die von HOLLIGER nicht näher erläuterte Einstufung der Beichlen-Serie ins Liegende der Fundstelle von Bumbach hegen wir zumindest Zweifel. Wir erachten es als sehr unsicher, in den horizontal kaum auf längere Distanz aushaltenden fluvioterrestrischen Schichtgliedern, die zudem zwei verschiedenen Schüttungszentren angehören, solche Korrelationen durchzuführen.

Am Vierwaldstättersee gliedern BUXTORF et al. (1941: 44) folgendermassen auf: Das tiefste der marin-brackischen Abfolge, die unterstampischen Grisiger Mergel, werden als Untere Horwer Schichten, die ebenfalls als sicher unterstampisch geltenden Horwer Platten als Mittlere Horwer Schichten ausgeschieden. Das fluvioterrestrische Hangende der Horwer Platten sind die Oberen Horwer Schichten. Mit dem Einsetzen bunt gefärbter Schichten und kompakter Nagelfluhbänke wird das fluvioterrestrische Stampien als Weggiser Schichten bezeichnet. Schon dieser Grenzziehung haftet laut obigen Autoren etwas Willkürliches an. Über die Zeitgrenze Rupélien – Chattien aber herrscht auch in diesem Abschnitt keine Klarheit. Die Weggiser Schichten könnten nach BUXTORF (1941: 44) eventuell ins untere Chattien zu stellen sein.

Da wir keine neuen Fossilfunde im Bereich der Beichlen-Farneren-Nagelfluh verzeichnen können, ist es unmöglich, etwas zur Altersfrage der fluvioterrestrischen Abfolgen beizutragen. Zusammenfassend lässt sich über das Alter der inneren Zone folgendes aussagen:

Der Hauptanteil der Gesteine der inneren Zone bildet einen Ausschnitt aus einer stampischen Schichtfolge. Inwiefern die tiefsten Schichten – aufgeschlossen am Spirberg – noch Unteroligezän umfassen, bleibt vorderhand mangels paläontologischer Belege offen. Ebenso unsicher ist die zeitliche Obergrenze des Schichtpaketes. Jedenfalls greift es im Entlebuch sicher nicht über das Stampien hinaus.

### *c. Verteilung der Gesteine im bearbeiteten Gebiet*

Die Tonmergel-Sandstein-Abfolge hat ihre mächtigste Verbreitung im Tal der Kleinen Entlen, d.h. im S der Farneren (siehe Tafel I). Besonders im SW ist sie

gekennzeichnet durch eine grosse Anhäufung von Sandsteinen. Wir haben es mit dem NE-Ausläufer des Spirberges zu tun, der mit seinen 850 m mächtigen Sandsteineinschaltungen in eine mehr oder weniger reine Tonmergel-Serie den mittleren Teil der Hilfern-Schuppe im Waldemetal bildet (HOLLIGER, 1953: 36). HOLLIGER beschreibt im Liegenden eine 400 m mächtige, vorwiegend aus Tonmergel bestehende Schichtfolge, die als Einlagerungen unter anderem die graugrünen Sandsteine mit den «Porphyrites arborescentes» enthält. Diese tiefste Serie der inneren Zone – ja, der subalpinen Molasse überhaupt – kommt östlich der Waldemme nirgends mehr zum Vorschein.

Die beinahe reinen Tonmergel mit geringmächtigen Siltsteineinlagerungen, wie sie im vorderen Tal der Kleinen Entlen sowie entlang der Heuboden-Äschitannen-Zone östlich der Grossen Entlen und an der Basis des gesamten Beichlen-Farneren-Zuges auftreten, gehören ins Hangende der Spirberg-Serie. Wo sie Ostrakoden führen, bilden sie unmittelbar das Liegende der fluvioterrestrischen Ablagerungen (siehe auch S. 250).

Die fluvioterrestrische Fazies findet sich in zwei, auch morphologisch heraus tretenden Zügen:

1. Dem Hügelzug der Farneren, der an der Gstellfluh westlich der Grossen Entlen endet und als Ganzes die direkte nordöstliche Fortsetzung der Beichlen darstellt.

2. Dem vom Änggenlauen-Bach (im Tal der Kleinen Entlen, 8 km südlich Entlebuch) über die Hügelzüge Buechstalden-Äschitannen-Chnubel-Heuboden-Chridegg-Hüenerhubel-Regenflühli ins Eigental zu verfolgende Nagelfluhrücken (vgl. Tafel I).

Die Beziehungen zwischen diesen zwei fluvioterrestrischen Zonen – wir bezeichnen sie als Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh – werden uns im folgenden noch beschäftigen.

Das lithofaziell markanteste Schichtglied der inneren Zone liegt im Übergang des marin-brackischen zum fluvioterrestrischen Stampien: die Horwer Platten<sup>2)</sup>. Durch die konstante horizontale Verbreitung – sie werden in der ganzen Schweiz sowie im Vorarlberg gefunden – bilden sie den einzigen zuverlässigen Leithorizont in der ganzen subalpinen Molasse. Sie treten überall dort auf, wo der obige Fazieswechsel aufgeschlossen ist, für unser Gebiet also im Liegenden des Beichlen-Farneren-Zuges und des Heuboden-Äschitannen-Zuges. Ferner finden wir sie z. T. auch aufgeschürft in der Hornbüel-Schuppenzone der äusseren Zone.

### **B. Marin-brackisches Unterstampien (= Rupélien)**

Die besten Aufschlüsse östlich der Waldemme liegen im Matzenbach, im Steini-bach – beides Querbäche zur Waldemme nördlich von Flühli –, dann im oberen Teil der neuen Strasse Schöpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg (südlich der Farneren) und im Büeltibach, einem Querbach der Kleinen Entlen auf der S-Abdachung der Farneren (vgl. Tafel I). Alle diese Aufschlüsse umfassen den tieferen Teil des marin-brackischen Unterstampiens. Den höheren Teil – das unmittelbar Liegende der

<sup>2)</sup> Synonyme der Horwer Platten sind u. a.: Grès de Massongex, Vaulruz-Sandsteine, Biltener Sandsteine und Bausteinschichten.

fluvioterrestrischen Abfolge – finden wir am besten aufgeschlossen in den Bachrungen des Farneren-N-Hanges und östlich der Grossen Entlen am Folleneggli (2 km östlich Finsterwald) und in den Bachrungen nördlich des Heubodens (vgl. Tafel I).

#### a. Stratonomie

Das Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg wurde detailliert aufgenommen und ist in Fig. 1 dargestellt. Bei der Profilaufnahme wurde wie folgt vorgegangen:

Ein Charakteristikum der unterstampischen Abfolge ist der monotone Wechsel von Tonmergel zu Sandstein (bzw. Siltstein) vom Zentimeter-bis in den Meter-Bereich. Eine Schicht-für-Schicht-Aufnahme nach der Methode LOMBARD (1963) über einige hundert Meter Mächtigkeit war zum vornherein – schon wegen der nicht durchwegs idealen Aufschlussverhältnisse – ausgeschlossen. Das Profil wurde deshalb in Schichtkomplexe unterteilt, die in sich mehr oder weniger konstante lithologische Ausbildung zeigen. Als Kriterium diente das Verhältnis vom Sandsteinanteil zum Mergelanteil. Da aber auch bei gleichem Sandstein-Mergel-Verhältnis der Aspekt eines Schichtkomplexes je nach der Mächtigkeit der einzelnen Lagen sehr stark variieren kann, wurde zudem noch die maximale Mächtigkeit der auftretenden Sandsteinbänke mitberücksichtigt.

Obschon wir streng genommen kein stratonomisches Schicht-für-Schicht-Profil im Sinne LOMBARDS (1963) haben, sei uns gestattet, das Verhältnis Sandstein-Mergel, bezogen auf die gesamte aufgeschlossene Profillänge, zu errechnen. Wir erhalten unter Berücksichtigung der einzelnen Schichtkomplexe für das Gesamtprofil folgende Werte:

Tabelle 1: Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Strassenprofils Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Sandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	217 m	211 m	428 m
Mächtigkeit pro Lithofazies in %	51%	49%	100%

Der hohe Sandsteinanteil, der rund die Hälfte der Mächtigkeit ausmacht, zeigt deutlich den Einfluss der detritischen Spirberg-Schüttung (vgl. HOLLIGER, 1953: 36), in deren nordöstlichem Ausläufer wir uns befinden. Nach den Streichrichtungen zu schliessen, dürfte der oberste Sandsteinkomplex in Figur 1 ungefähr der Flühli-Nagelfluh – dem grobdetritischen Dach der Steinibach-Serie – entsprechen<sup>3)</sup>.

Wie rasch die detritische Zufuhr aus dem Spirberg gegen NE ausklingt, zeigt ein Vergleich mit den aus Figur 2 erhaltenen Werten der Tabelle 2. Figur 2 gibt das Profil im Büeltibach, 2,5 km nordöstlich des ersten Profils (vgl. Tafel I), wieder. Es wurde nach den gleichen Kriterien wie dasjenige auf Figur 1 aufgenommen und dürfte strati-

<sup>3)</sup> MOLLETS Annahme (1921: 48), der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluhzug finde seine Fortsetzung in der Flühli-Nagelfluh, ist schon aus rein geometrischen Gründen unmöglich. HOLLIGER (1953: 44) kommt aus geröllanalytischen Gesichtspunkten zum gleichen Schluss.

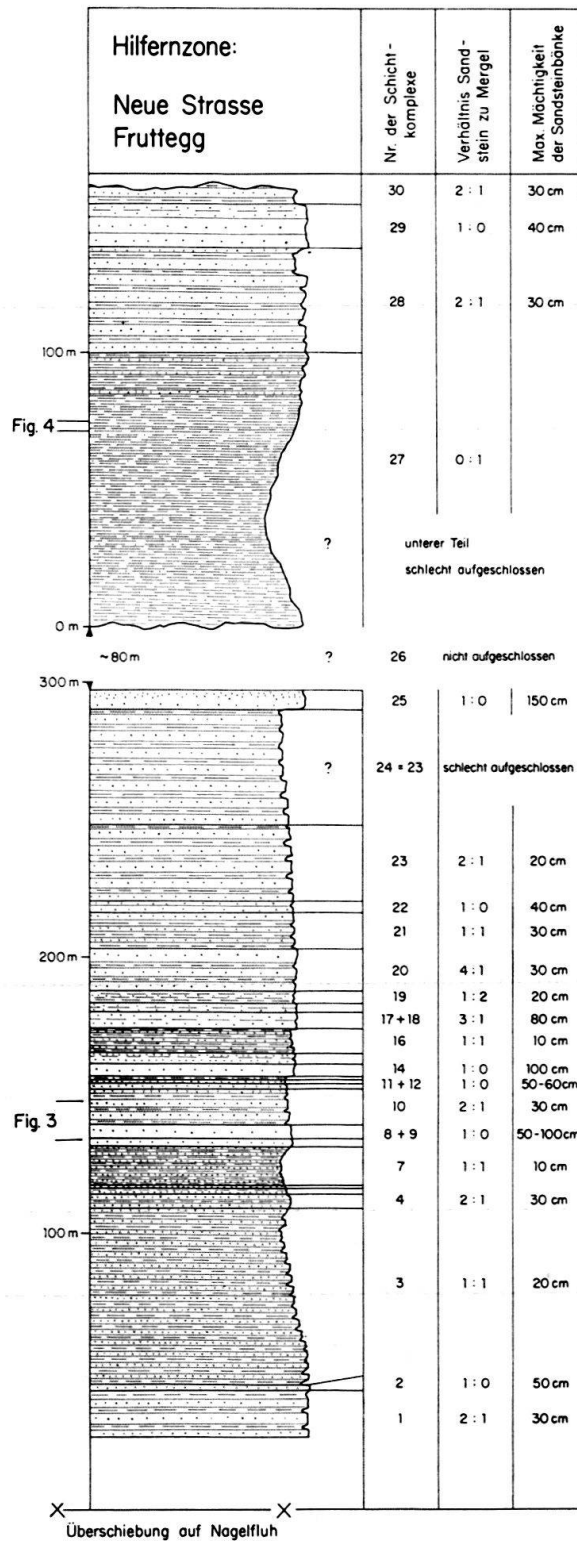


Fig. 1 Strassenprofil Fruttlegg-Chratzerenberg durch das Rupélien der Hilfernzonen  
Koord. 645'250/196'825 bis 645'800/196'600

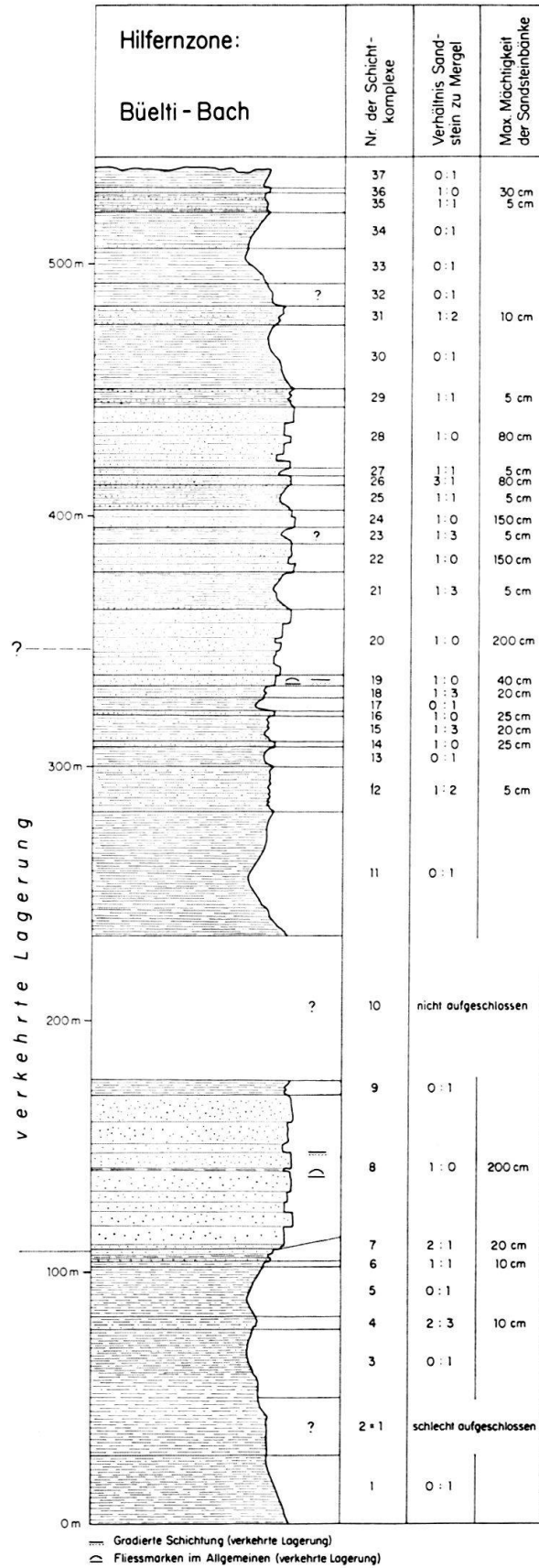


Fig. 2 Profil durch die Hilferzone (Rupélien) des Büeltibaches.  
Koord. 647'445/198'480 bis 647'000/198'800



graphisch ungefähr diesem entsprechen. Eine genaue Korrelation der beiden Ausschnitte ist jedoch nicht möglich, besonders deshalb, weil beträchtliche Abschnitte des Büeltibachprofils nach sedimentologischen Kriterien (gradierte Schichtung, charakteristische Schichtunterflächen-Marken) eindeutig verkehrt liegen (Näheres siehe Abschnitt Tektonik S. 303 und Fig. 19).

Tabelle 2: Sandstein-Mergel-Verhältnis im Rupélien des Büeltibach-Profiles

Lithofazies	Sandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	180 m	301 m	481 m
Mächtigkeit pro Lithofazies in %	37%	63%	100%

Das Verhältnis Sandstein-Mergel hat sich von 1:1 an der Fruttegg im SW auf 1:2 im Büeltibach – 2,5 km weiter NE – zugunsten des Mergels verschoben. Da weiter im NE die tieferen Einheiten des Rupélien aus tektonischen Gründen nicht mehr aufgeschlossen sind, ist es unmöglich festzustellen, wie weit die Spirberg-Schüttung sich noch nach NE auswirkte.

Um den Aspekt der marin-brackischen unterstampischen Schichtfolge auch im kleinen zu vermitteln, wurden zwei Detailprofile nach der Methode LOMBARD (1963) aufgenommen. Sie sind in Figur 3 und Figur 4 dargestellt. Die Profile stammen aus den sehr frischen Aufschlüssen, die mit dem Bau der neuen Strasse Fruttegg-Chratzenberg freigelegt wurden. Es sind kleine Teilausschnitte aus dem Sammelprofil Figur 1 (S. 244). Figur 3 ist für den unteren, sandigen Teil der marin-brackischen Abfolge charakteristisch; Figur 4 für die tonmergelreichen Partien, wie sie zwischen den sandigen Teilen auftreten, vor allem aber den obersten, ostrakodenführenden Abschnitt der Abfolge bilden.

Die Kurve neben den Profilen entspricht der «courbe lithologique» von LOMBARD (1963: 493). Vom ganzen Spektrum der als Standardserie (= «Série virtuelle locale») ausgeschiedenen Korngrössenklassen (Nagelfluh bis Mergel) nehmen beide Profile (Fig. 3 und Fig. 4) nur den feinklastischen Bereich in Anspruch. In Figur 3 ist es einzig die ca. 5 m mächtige Sandschüttung, die den monotonen Wechsel von Feinmittelsandstein zu Mergel momentan unterbricht. Vom grobklastischen Material des Spirberg-Querschnitts bleiben einzig einige Tongallen an der Basis der Sandsteinbänke übrig; die Hauptmasse des Sandes überschreitet die Korngrösse 0,6 mm nicht. Das in Figur 3 optisch erfassbare Korngrössen- und Schichtmächtigkeiten-Verhältnis wurde in Tabelle 3 numerisch zusammengestellt (vgl. auch LOMBARD, 1963: 493).

Fassen wir die Sandsteine zusammen und stellen sie gesamthaft den Mergeln gegenüber, beträgt der Sandsteinanteil 57,5%, der Mergelanteil aber 42,5%. Diese Werte weichen etwas von denjenigen des Sammelprofils (Fig. 1, S. 244) ab. Die Verschiebung zuungunsten der Mergel in Tabelle 3 ist leicht erklärlich, da wir ja im Detailprofil (Fig. 3) bewusst eine sandsteinreiche Partie herausgegriffen haben. Auf der rechten Bildseite von Figur 3 sind zudem detaillierte Karbonatwerte zur Dar-



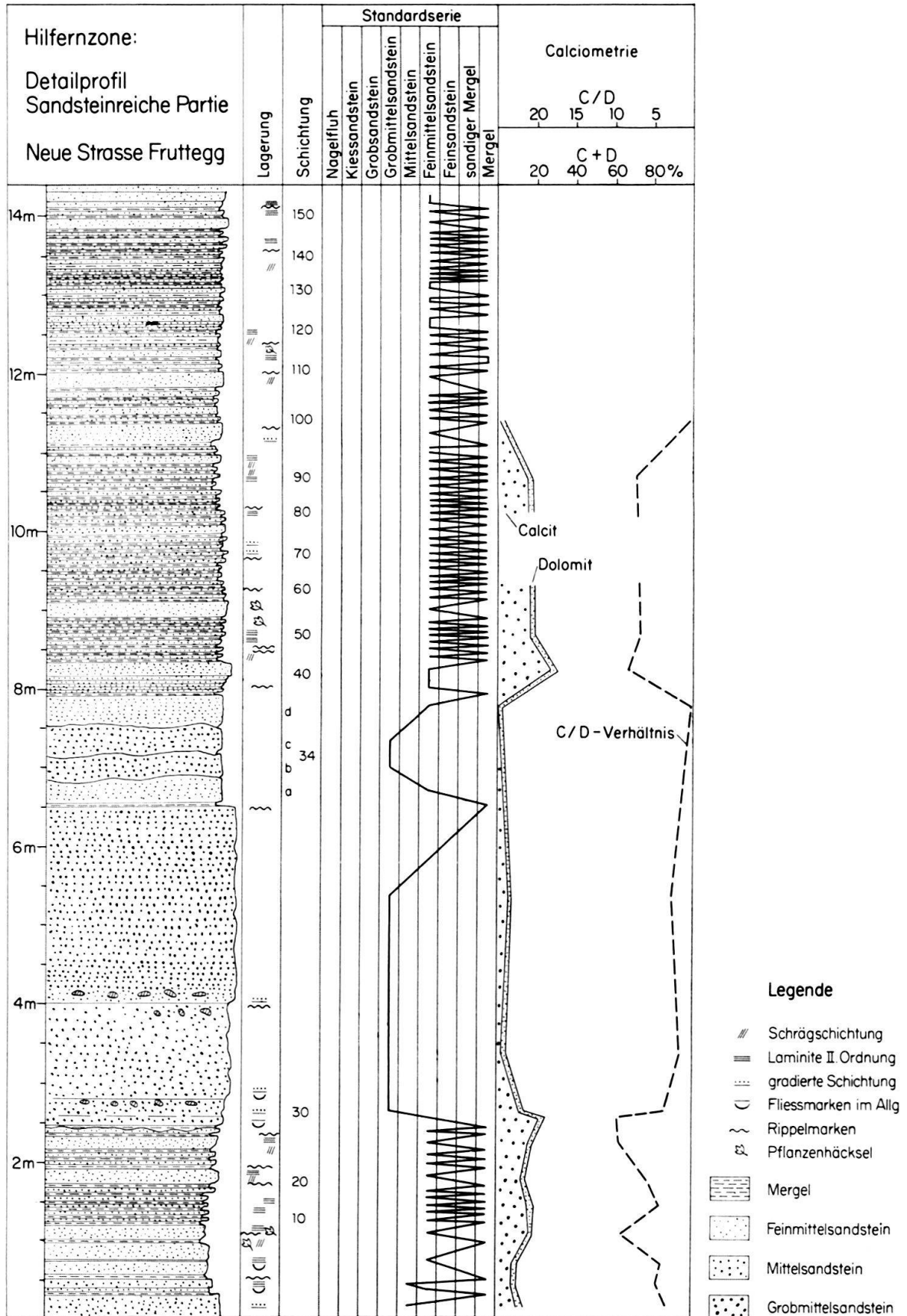


Fig. 3 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg.  
Koord. 645'450/196'750: Sandsteinreiche Partie der Hilfernzone mit dazugehörigen Karbonatwerten

Tabelle 3: Numerische Parameter des Detailprofils Fig. 3 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Grobmittel-sand	Mittelsand	Feinmittel-sand	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	5,31 m	0,45 m	6,67 m	2,19 m	14,62 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	36,4%	3,1%	45,5%	15,0%	100,0%
Anzahl der Schichten pro Lithofazies	4	2	82	65	153
Anzahl in % aller Schichten	2,6%	1,3%	53,5%	42,5%	100,0%
Durchschnittl. Schichtdicke in Metern	1,33 m	0,23 m	0,08 m	0,03 m	0,10 m

stellung gebracht. Wie wir später sehen werden (vgl. Kapitel Sedimentologie S. 285) decken sich die niedrigen Karbonatwerte des Detailprofils gut mit denjenigen der sedimentologischen Sammelprofile.

Die der Figur 4 entsprechenden numerischen Daten finden sich in Tabelle 4.

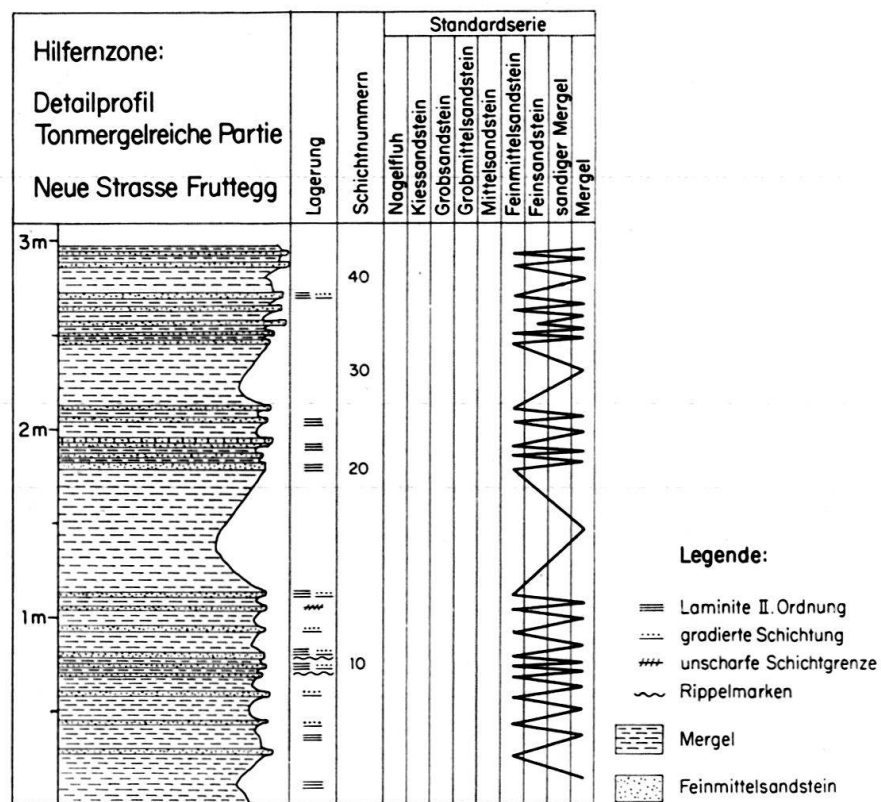


Fig. 4 Detailausschnitt aus dem Strassenprofil Fruttegg-Chratzerenberg. Koord. 645'725/196'550: Tonmergelreiche Partie der Hilferzone

Das Sandstein-Mergel-Verhältnis 1:1 stimmt mit dem Wert des Sammelprofils (Tab. 1, S. 243) gut überein. In den höheren, ostrakodenführenden Teilen, die genau den in Figur 4 wiedergegebenen Gesamtaspekt aufweisen, dürfte der Mergel auf Kosten der Sandsteine noch etwas zunehmen.

Tabelle 4: Numerische Parameter des Detailprofils Fig. 4 aus dem Rupélien an der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Feinmittelsandstein	Feinsandstein	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	0,48 m	0,03 m	2,49 m	3,00 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	16,0%	1,0%	83,0%	100,0%
Anzahl der Schichten pro Lithofazies	20	2	22	44
Anzahl in % aller Schichten	45,5%	4,5%	50,0%	100,0%
Durchschnittl. Schichtdicke in Metern	0,02 m	0,015 m	0,11 m	0,07 m

#### *b. Paläontologisches*

Die oben erwähnte Fischfundstelle des Steinibachs (siehe Tafel I) befindet sich in der direkten südwestlichen Fortsetzung unseres Strassenprofils Fruttegg-Chratzerenberg (Fig. 1, S. 244). Wir fanden dementsprechend – wenn auch relativ selten – «Meletta»-Schuppen in den Tonmergeln. Diese Funde beschränken sich jedoch nicht auf die tieferen Teile des marin-brackischen Unterstampiens – d. h. auf das stratigraphische Niveau des Steinibachs –, sondern sie verteilen sich auf die ganze von uns untersuchte marin-brackische Serie bis unmittelbar ins Liegende der Horwer Platten. Diese Schuppen, die von der Fischgattung *Clupea* (Meletta) stammen sollen, sind für die Ablagerungen der Unteren Meeresmolasse charakteristisch. Seit ihrer Entdeckung durch FRÖHLICHER (1931) wurden sie aus vielen Gebieten der subalpinen Unteren Meeresmolasse der Schweiz gemeldet. So z. B. von FRÖHLICHER (1935: 539) und HABICHT (1945a: 145) aus der Ostschweiz, von HOLLIGER (1953: 40) und HAUS (1937: 6) aus unserem südwestlichen Nachbargebiet und von MORNOD (1949: 62) aus der Gegend von Bulle. Als weiteren Faunenbestandteil zitiert FRÖHLICHER (1951: 358) Brachyurenfunde (Schwimmkrabben) aus dem Steinibach. Von der gleichen Lokalität gelang SCHERER (1961:15) der Nachweis von Nannoplanktonern (Hystrichosphäriiden und Dinoflagellaten).

HOLLIGER (1953: 40) beobachtet im marin-brackischen Unterstampien westlich der Waldemme neben aufgearbeiteten Foraminiferenschalen dickschalige Globigerinen und seltene benthonische Kleinforaminiferen (Rotaliden und Textulariden). Leider gibt dieser Autor nicht an, in welcher stratigraphischen Höhe die autochthone Foraminiferenfauna auftrat. Ausser dem tiefsten Teil der Spirberg-Serie – wo auch die grünen Sandsteine mit den «Porphyrites arborescentes» eingelagert sind – haben wir das gesamte marin-brackische Unterstampien-Profil auf Mikrofossilien hin

untersucht. In den rund 40 geschlammten Proben konnte ausser aufgearbeiteten eozänen Foraminiferen keine autochthone Fauna gefunden werden. Wir vermuten deshalb, die von HOLLIGER erwähnte Fauna müsse dem tiefsten Teil der Serie entstammen. Falls diese Annahme zutrifft, würde dieser tiefste Teil in der Tat der von SCHERER (1966) im Eriz ausgeschiedenen Unteren Horrenbach-Formation resp. den tieferen Teilen der Gersterengraben-Formation entsprechen, die darüberliegende Steinibach-Serie den stratigraphisch höchsten Schichten der Gersterengraben-Formation. Gerade im Anschluss an die Arbeit von SCHERER (1966) würde es sich lohnen, diesen tiefsten Teil des Spirberg-Profiles mikropaläontologisch wie sedimentpetrographisch im Detail zu untersuchen. Gewisse paläontologische Analogie zum Arbeitsgebiet von SCHERER (1966) im Eriz sind aber schon heute gesichert<sup>4</sup>).

Tabelle 5: Ostrakodenfundstellen

Probe Nr.	Koordinaten	Höhe
63 9 04/4	653'065/203'370	945
/6	'045/ '215	960
/7	'080/ '165	980
/8	'110/ '110	1000
/9	'140/ '050	1020
/10	653'170/202'995	1045
/11	'195/ '950	1060
63 9 07/13	653'740/201'630	1340
62 8 30/1	651'400/201'420	910
62 8 28/15	648'820/201'145	1020
62 8 29/1	648'895/201'115	1030
/2	'925/ '090	1050
/3	'960/ '060	1070
/12	649'515/200'950	980
63 9 10/1	647'710/198'280	1115
/2	'700/ '100	1130
/3	647'660/197'980	1140
64 11 28/3	644'860/198'350	960

Im obersten tonmergelreichen Teil des marin-brackischen Unterstampiens konnten wir eine reiche Ostrakodenfauna isolieren. Die Fundpunkte sind in Tabelle 5 zusammengestellt (vgl. auch Tafel I). F. SCHERER, der die Fauna in freundlicher Weise durchsah, bestimmte folgende Formen:

- Cytheridea ventricosa* GOERLICH
- Loxoconcha delemontensis* OERTLI
- Eucytheridea reticulata* GOERLICH
- Cytheropteron erizensis* SCHERER
- Cytheromorpha subalpina* SCHERER

<sup>4</sup>) Die paläogeographisch-tektonischen Folgerungen, die SCHERER aus der Ökologie der auftretenden Faunen für das Eriz postuliert, können wir nicht auf unser Gebiet übertragen, da wir mit HAUS (1937) und HOLLIGER (1953) das ganze Spirberg-Steinibach-Profil als eine stratigraphische Einheit betrachten (vgl. auch S. 300).

*Cytheropteron emmeneggeri* SCHERER

*Schuleridea* sp.

*Pterygocythereis* sp.

ferner Bruchstücke limnischer Ostrakoden.

Die Fauna mit *Loxoconcha delemontensis* OERTLI und *Cytheridea ventricosa* GOERLICH als typischer, in allen Proben auftretender Bestandteil, ist nach SCHERER identisch mit derjenigen seiner Rallig-Formation. Über die erstaunliche laterale Verbreitung dieser Ostrakoden vom Vorarlberg bis in die Westschweiz und deren Ökologie, die für Flachwasserfazies spricht, hat SCHERER (1964: 10; 1966) ausführlich berichtet.

Uns dienen die Ostrakoden, deren Auftreten sich auf das unmittelbar Liegende des fluvioterrestrischen Stampiens beschränkt, als stratigraphischer «Leithorizont». Sie werden uns bei der Interpretation der Tektonik unseres Arbeitsgebietes noch sehr gute Hilfe leisten (siehe S. 306).

### C. Horwer Platten

Die von uns als unterstampische Tonmergel-Sandstein-Serie ausgeschiedenen Gesteine sind zumindest in ihrem oberen, ostrakodenführenden Teil den Unteren Horwer Schichten im Luzernerquerschnitt und im Eigental gleichzusetzen (BUXTORF et al., 1941: 144): es sind die Grisiger Mergel. Die Sandstein-Tonmergel-Abfolge des Spirbergs betrachten wir als das Normalliegende der Grisiger Mergel. Das Hangende bilden die Horwer Platten, die im NE von BUXTORF (1941: 144) als Mittlere Horwer Schichten ausgeschieden wurden. Diese Horwer Platten zeichnen sich – wie oben erwähnt – durch ihre konstante Fazies aus und bilden den Übergang des marin-brackischen zum fluvioterrestrischen Stampien. Sie entwickeln sich aus den liegenden, ostrakodenführenden Tonmergeln, indem diese häufiger plattige Sandsteine aufnehmen.

Ihre Mächtigkeit beträgt in unserem Gebiet ca. 50 m. In der Schlucht der Kleinen Entlen steigt sie auf über 100 m, was jedoch auf tektonische Doppelung und Verfaltung (siehe S. 304) zurückzuführen ist. In ihrem sedimentologischen und sediment-petrographischen Aspekt nähern sie sich schon sehr dem hangenden fluvioterrestrischen Stampien. Gegenüber den Sandsteineinlagerungen im Liegenden treten die Marken an den Schichtunterflächen zurück. Um so häufiger stellt man Schrägschichtung (vgl. Abschnitt Primäre Sedimentstrukturen S. 258) fest. Nicht selten finden sich grobdetritische Einlagerungen als einzelne, verstreute Geröllschnüre, die gegen das Hangende immer häufiger werden und schlussendlich richtige Nagelfluhbänke bilden. Durch den Schwermineral- und den Karbonatgehalt (siehe unten) gleichen sie viel mehr dem fluvioterrestrischen Stampien als den liegenden Sandsteineinlagerungen. Auch in der Fossilführung – die vor allem durch BAUMBERGER (1920, 1925, 1929, 1931, 1934; BAUMBERGER & KRÄUSEL, 1934), aber auch durch STEHLIN (1938), MORNOD (1949) u. a. eingehend beschrieben wurde – geben sich die Horwer Platten als typisches Übergangsglied zu erkennen. So sprechen Säuger- und Pflanzenfunde einerseits für Festlandnähe, die Cyrenenfunde aber noch für marin-brackische Verhältnisse.



### D. Fluvio-terrestrisches Stampien

Das fluvio-terrestrische Stampien tritt – wie schon erwähnt – in zwei verschiedenen Zügen, nämlich dem der Beichlen-Farneren im NW und dem des Heuboden-Äschitannen im SE, auf. Die grösste Mächtigkeit der Beichlen-Farneren-Nagelfluh wird von FRÖHLICHER (1933: 22) mit 1300–1400 m angegeben. SCHNEIDER (1959) meldet für die Heuboden-Äschitannen-Regenflühli-Nagelfluh im Eigental eine Mächtigkeit von über 1500 m. In beiden Komplexen wird das fluvio-terrestrische Stampien von den oben beschriebenen Horwer Platten und den liegenden, ostrakodenführenden Tonmergeln unterlagert. Wir erachten deshalb die beiden Komplexe als gleichaltrig, oder besser – da uns paläontologische Beweise in den Nagelfluhen selbst fehlen – sind beide Komplexe sicher jünger als die unterstampischen Horwer Platten. Ein horizontaler Übergang der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh nach SW in das marin-brackische Unterstampien der Hilfern-Schuppe, wie dies MOLLET (1921: 53) postuliert, aber schon FRÖHLICHER (1933: 33) in Frage stellt, erachten wir somit als unmöglich. Wie auf Seite 241 erläutert wurde, besteht die Möglichkeit, dass grosse Teile des fluvio-terrestrischen Stampiens noch ins Unterstampien zu stellen sind. Wir versuchen deshalb die Gleichsetzung des fluvio-terrestrischen Stampiens mit dem chronostratigraphischen Begriff «Chattien» möglichst zu vermeiden<sup>5</sup>).

#### a. Stratonomie der Beichlen-Farneren-Nagelfluh

Das beste und zugänglichste Profil durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh ist im mittleren Teil der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg aufgeschlossen. Da eine Schicht-für-Schicht-Aufnahme über die ganze Profillänge wegen der Aufschlussverhältnisse unmöglich war, wurden die charakteristischen Schichtkomplexe – entsprechend den Figuren 1 und 2 für das marin-brackische Unterstampien – zu Einheiten zusammengefasst. Diese Einheiten sind:

1. reine Nagelfluh
2. reiner Sandstein
3. Sandstein-Mergel-Wechselagerung
4. reiner Mergel

Diese Aufstellung von grobklastischem zu feinklastischem Material ergibt in Figur 5 die lokale Standard-Serie (= «série virtuelle locale»), woraus sich dann die lithologische Kurve («courbe lithologique») ableiten lässt. Sehr schön zeigt diese Kurve durch ihren oszillierenden Verlauf die zyklische Gliederung der fluvio-terrestrischen Serie. Wir zählen im aufgenommenen Profilabschnitt 29 Zyklen, von denen ein jeder mit einer Nagelfluhbank einsetzt und in der Regel mit einer Mergelabfolge endet. Die Nagelfluhbank des nächstfolgenden Zyklus frisst sich oft «channel»-artig mit wulstiger Schichtunterfläche in die Mergel ein. Im allgemeinen erstaunt

<sup>5</sup> Bei der Kartierung schien es uns jedoch sinnvoll, den Begriff «Chattien» beizubehalten, um unnötige Konfusionen mit schon fertiggestellten Anschlusskarten (z. B. Geol. Atlas 1:25000, Blatt «Luzern», 1955) zu vermeiden. Wir fassen aber den Begriff «Chattien» hier streng im Sinne HABICHTS (1945a: 92) als Äquivalent für die im Hangenden des marin-brackischen Unterstampiens auftretenden fluvio-terrestrischen Stampien-Serien auf.



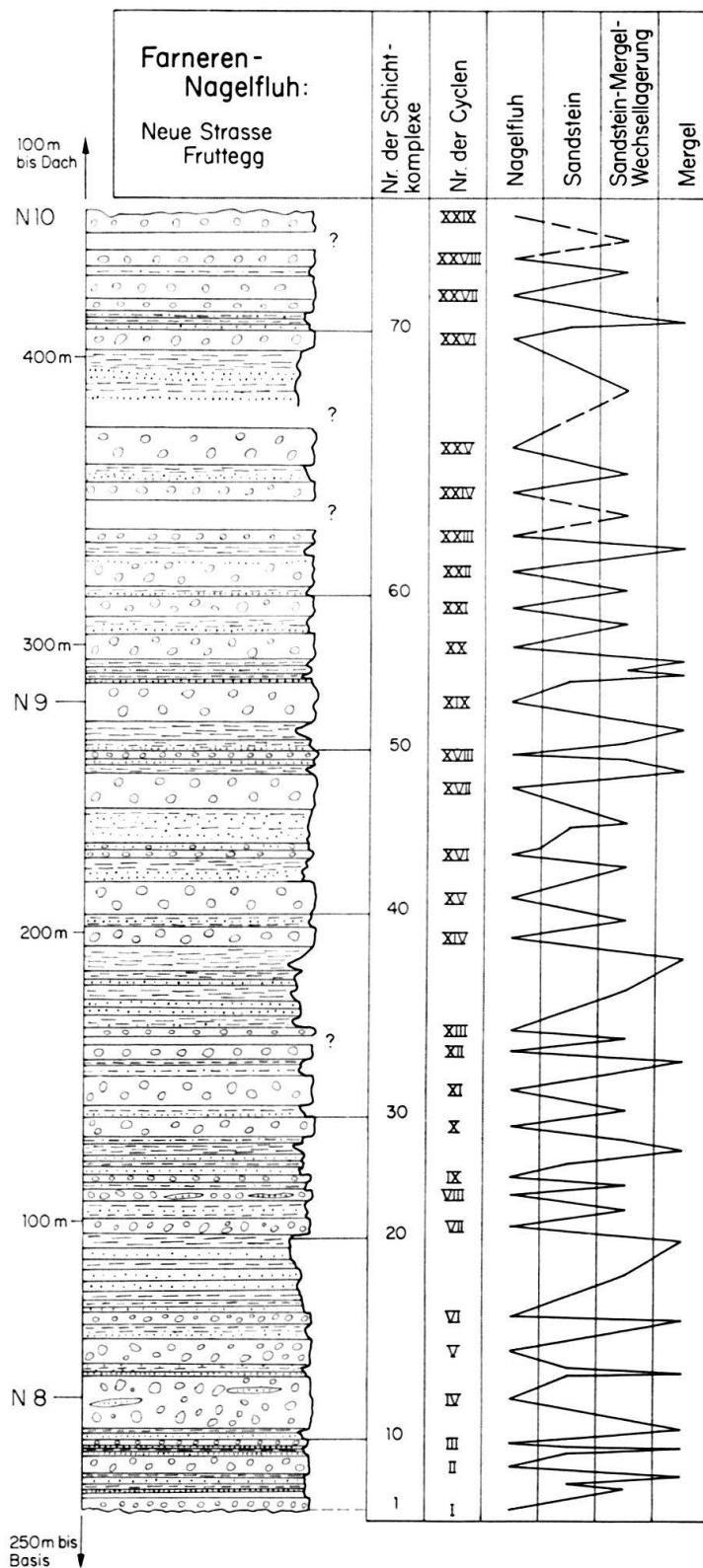


Fig. 5 Strassenprofil nach Fruttlegg durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh.  
 Koord. 644'500/197'180 bis 645'200/196'880

aber, wie wenig die liegenden Mergel von der hangenden Nagelfluh beeinträchtigt werden. Neben den «Channel»-Bildungen finden sich als primäre Sedimentstrukturen in den Sandsteinpartien oder auch in den Sandsteinlinsen der Nagelfluhbänke sehr häufig Schrägschichtungen (vgl. auch Abschnitt Primäre Sedimentstrukturen S. 258).

Berechnen wir die Beteiligung der einzelnen Einheiten an der Mächtigkeit des Gesamtprofils, ergeben sich die in Tabelle 6 zusammengestellten Werte.

Tabelle 6: Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Fig. 5) an der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Sandstein-Mergel	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	219,5 m	33,8 m	143,0 m	35,6 m	431,9 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	51%	8%	33%	8%	100%
Anzahl der Schichtkomplexe pro Lithofazies	29	11	20	14	74
Anzahl in % aller Schichtkomplexe	39%	15%	27%	19%	100%
Durchschnittliche Dicke der Schichtkomplexe in Metern	7,6 m	3,1 m	7,2 m	2,5 m	

Die Nagelfluh nimmt mit 51 % der Mächtigkeit den grössten Anteil am Aufbau<sup>6)</sup>. Auch ihre durchschnittliche Schichtkomplexdicke von 7,6 m ist die grösste der vier ausgeschiedenen Einheiten. Wir befinden uns nur wenig nordöstlich des Zentrums des Beichlen-Farneren-Schuttfächers. Wenn wir – etwas willkürlich – die Einheit «Sandstein-Mergel-Wechselagerung» aufteilen, indem wir eine Hälfte dem Sandsteinkomplex, die andere dem Mergelkomplex zuordnen, können wir das Verhältnis der reinen Korngrösseneinheiten Nagelfluh:Sandstein:Mergel bilden (N:S:M). Für unser Sammelprofil, das nicht unweit des Schüttungszentrums liegt, erhalten wir folgendes Verhältnis:

$$N:S:M = 2:1:1$$

#### *b. Stratonomie der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh*

Durch den Bau einer Waldstrasse von Ober Ängelgraben (2,5 km östlich von Finsterwald) ins Risettenloch (vgl. Tafel I) ist auch in der Nagelfluhzone Heuboden-Äschitannen ein Profil zugänglich gemacht worden, das demjenigen an der Farneren in nichts nachsteht. Es ist in Figur 6 wiedergegeben. Gegenüber der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Fig. 5) fällt auf den ersten Blick die unregelmässige Entwicklung der Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Zyklen auf. Dies bewirkt namentlich im unteren Profilabschnitt eine unruhig oszillierende lithologische Kurve.

<sup>6)</sup> FRÖHLICHERS (1933: 23) Schätzung des Nagelfluhanteils im praktisch gleichen Querprofil auf  $\frac{1}{3}$  der Gesamtmächtigkeit ist somit wesentlich zu tief ausgefallen.

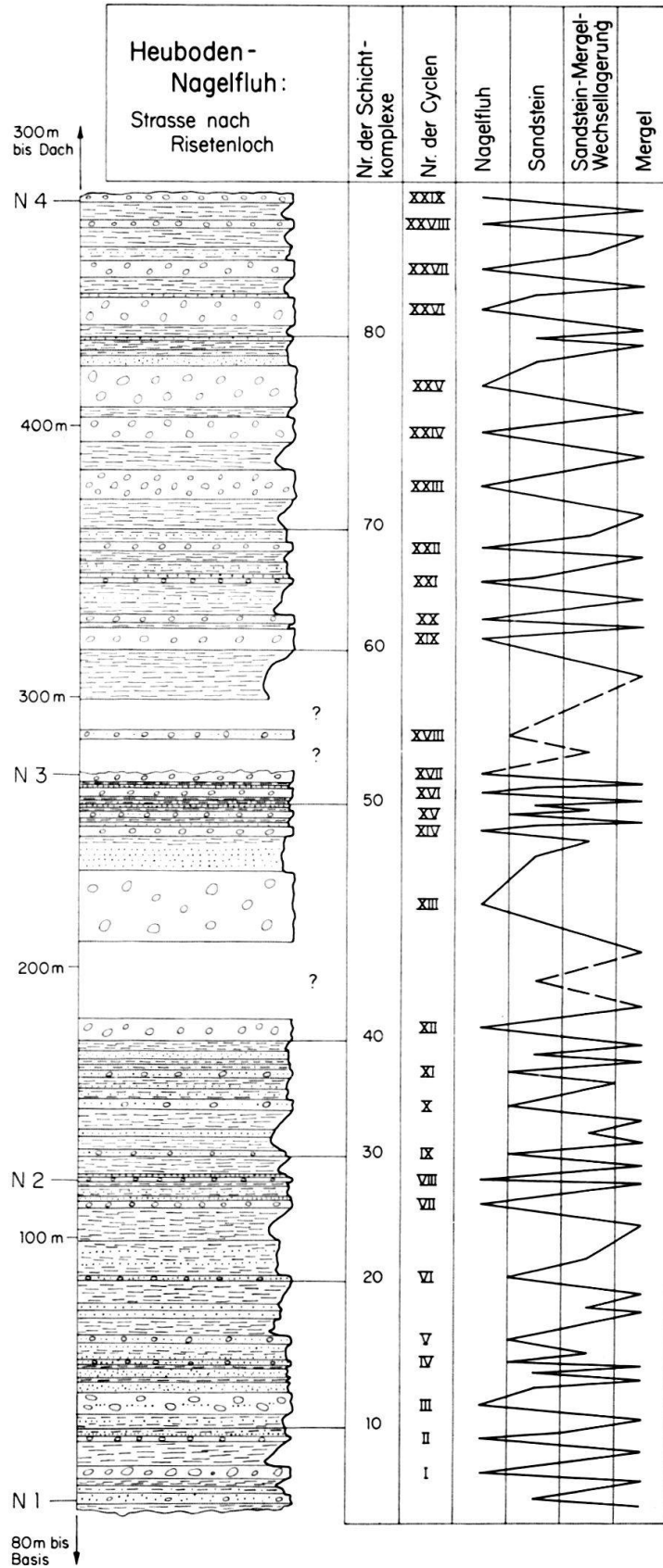


Fig. 6 Strassenprofil nach Risettenloch durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh. Koord. 653'400/202'760 bis 653'780/202'310

Trotzdem lassen sich auch hier 29 Zyklen herauslesen. Die Beteiligung der einzelnen Einheiten am Gesamtprofil ist aus Tabelle 7 ersichtlich. In diesem Profil über-

Tabelle 7: Numerische Parameter für das Sammelprofil durch die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Fig. 6) an der Strasse Ober Ängelgraben-Risetenloch

Lithofazies	Nagelfluh	Sandstein	Sandstein-Mergel	Mergel	Total
Mächtigkeit pro Lithofazies in Metern	165,4 m	45,7 m	53,2 m	199,4 m	463,7 m
Mächtigkeit in % der Gesamtmächtigkeit	36%	10%	11%	43%	100%
Anzahl der Schichtkomplexe pro Lithofazies	29	16	13	30	88
Anzahl in % aller Schichtkomplexe	33%	18%	15%	34%	100%
Durchschnittliche Dicke der Schichtkomplexe in Metern	5,0 m	2,5 m	3,5 m	5,9 m	

wiegt nicht mehr der grobdetritische Nagelfluhanteil, sondern der feindetritische Mergel mit 43 % der Gesamtmächtigkeit. Teilen wir die Einheit «Sandstein-Mergel-Wechselagerung» nach obigem Beispiel (S. 254) auf, ergibt sich für den Mergel sogar ein Anteil von 49 %. Auch bildet der Mergel mit seinem 5,9 m Durchschnitt die mächtigsten Schichtkomplexe. Das Nagelfluh:Sandstein:Mergel-Verhältnis lautet für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

$$N:S:M = 3:1:4$$

Die Verschiebung dieses Verhältnisses gegenüber dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (N:S:M = 2:1:1) ist frappant. Es stellt sich nun die Frage nach den Gründen dieser Verschiebung. Zwei Fälle scheinen in Betracht zu kommen:

1. Die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh mit ihrem grossen Anteil an feindetritischem Material repräsentiert einen zentrumsentfernten Abschnitt des Beichlen-Farneren-Schuttfächers. Die räumliche Staffelung der Nagelfluhzüge – die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh liegt ja südlicher als die Beichlen-Farneren-Nagelfluh – wäre einzig die Folge tektonischer Aufspaltung.
2. Die beiden Profile gehören zwei verschiedenen Schuttfächern an. Die ungleiche Verteilung der Klastika beruht auf unterschiedlichen Schüttungsmechanismen in den einzelnen Schuttfächern, oder aber die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ist der SW-Ausläufer eines Schuttfächers mit dem Zentrum weiter im E.

Zur Klärung dieser Frage wurden qualitative und quantitative Geröllanalysen ausgeführt, die im nachfolgenden beschrieben sind.

### c. Paläontologisches

Gegenüber der relativ reichen Fauna der oberen Teile des marin-brackischen Unterstampiens ist die Ausbeute im fluvioterrestrischen Stampien sehr spärlich.

Häufig findet man in der Literatur nur die Hinweise auf eingeschwemmte Landpflanzen (KAUFMANN, 1886: 378; MOLLET, 1921: 49; FRÖHLICHER, 1933: 26; HOLLIGER, 1953: 70), die an gewissen Stellen so angereichert sein können, dass sie richtige, zentimeterdicke Kohlenlagen bilden. Wir erwähnen für das untersuchte Gebiet die altbekannte von KAUFMANN (1886: 378) entdeckte Pflanzenfundstelle in der Grossen Entlen (nun am rechten Ufer aufgeschlossen!) Koord. 252'330/200'710. Eine ausführliche Liste der gefundenen Floren gibt FRÖHLICHER (1933: 26) für sein Gebiet. Dazu meldet HOLLIGER (1953: 70) einen Charophytenfund aus dem SW-Teil der Beichlenzone.

Ausser den oben erwähnten (S. 241) Säugerfunden von Losenegg und Bumbach ist die Faunenausbeute sehr gering. Es handelt sich um schlecht erhaltene Schneckenfaunen. HOLLIGER (1953: 70) zitiert aus dem SW der Beichlenzone:

*Canariella cf. lapidicella* THOMAE  
 Reste von *Cepaea cf. rugulosa* ZIETEN  
 und *Melania Escheri grossecostata* KLEIN

FRÖHLICHER (1933: 25) aus dem zentralen Teil:

*Cepaea rugulosa* ZIETEN  
*Pomatias antiquum* BRONGNIART  
*Triptychia Escheri* MAYER-EYMAR  
*Poiretia (Pseudoleacina) sp.*

Auf Grund dieser Fauna weist BAUMBERGER (in FRÖHLICHER, 1933: 25) die ganze fluvioterrestrische Beichlen-Serie ins Chattien.

## E. Primäre Sedimentstrukturen

Systematische Untersuchungen von primären Sedimentstrukturen in den schweizerischen Flysch- und Molasseablagerungen, die den Rahmen von ganz beiläufigen Erwähnungen sprengen, sind spärlich. Für den Flysch wären hier die grossräumig konzipierten Übersichtsarbeiten von CROWELL (1955), BOUMA (1962), Hsu (1959, 1960), RADOMSKI (1961) und HUBERT (1967) anzuführen. In der westschweizerischen Molasse beschäftigten sich die Freiburger Doktoranden BRIEL (1962), DORTHE (1962), und EMMENEGGER (1962) mit Sedimentstrukturen. Ausschliesslich diesem Problem widmet sich die Arbeit von VAN DER LINDEN (1963) im Gebiet des Schwarzwassers und der Sense. Eine ausführlich dokumentierte Beschreibung lieferte VON SALIS (1966) für die Sedimentstrukturen des Luzerner Sandsteins (Obere Meeresmolasse) im Gebiet des Entlebuch, welches nördlich an das von uns untersuchte Gebiet anschliesst. In unserem Gebiet liess sich eine allmähliche Änderung der charakteristischen Sedimentstrukturen vom liegenden marin-brackischen Unterstampien ins hangende fluvioterrestrische Stampien beobachten. So weist die tiefste Serie im Steinibach Strukturen auf, die sich durchaus mit den Beschreibungen aus den Flyschsedimenten decken, während die Horwer Platten und die Sandsteineinlagerungen, im Hangenden in ihrem Gefüge Erscheinungen zeigen, wie sie von den Bearbeitern der Molasse angeführt werden. Im Steinibach-Profil finden sich auf den Schichtunterflächen der Sandsteine häufig zentimeter- bis dezimeterlange Kolkmarken (flute

casts), wie sie u. a. PETTIJOHN & POTTER (1964: 307) beschrieben. Weniger häufig sind Rillenmarken (groove casts). Diese wurden nur an wenigen Stellen, so z. B. in den tiefsten Sandstein-Aufschlüssen des Steinibachs, wo sie eine Länge von ca. 50–100 cm erreichen – schön ausgebildet beobachtet. Gegen das Hangende werden die eben erwähnten Marken immer seltener (vgl. FÜCHTBAUER, 1964: 196, 219). In den Horwer Platten sowie in den die Flühlinagelfluh begleitenden Sandsteinen treten an ihre Stelle grobknollige Belastungsmarken (load casts). Selbst in den Sandsteinen des fluvioterrestrischen Stampiens treten solche Belastungsmarken auf. Charakteristisch für die fluvioterrestrischen Abfolgen sind – neben Schrägschichtung – die schon früher (S. 253) erwähnten «Channel»-Bildungen.

An schichtinternen Strukturen ist im marin-brackischen Unterstampien in erster Linie die Feinlaminierung der tonigen Feinsandsteine (Laminite II. Ordnung) zu vermerken, die wohl auf kleinsten Korngrössendifferenzen beruht. Im Zentimeterbereich können diese Laminite mit schrägschichteten Partien des gleichen Materials wechsellagern. Diese Mikroschrägschichtungen sind angeschnittene Rippelmarken, die an einigen Orten auf den Schichtoberflächen zu Tage treten. Schrägschichtungen grösseren Masses (Dezimeter-Meterbereich) werden erst in den hangenden Horwer Platten wichtig und sind die häufigsten Strukturen der fluvioterrestrischen Ablagerungen. Gradierte Schichtung wurde in der Steinibach-Serie gefunden (vgl. Fig. 3 und 4, S. 247), doch ist sie nicht mehr so deutlich, wie man sie aus den typischen Flyschablagerungen kennt. Man gewinnt bei der Betrachtung der Sedimentstrukturen des Stampiens den Eindruck, dass in den liegendsten Teilen noch dieselben, wenn auch schon leicht verkümmerten schüttungsmechanischen Kräfte wirksam waren, welche die Flyschsedimente ablagerten, während gegen das Hangende die terrestrischen Einflüsse immer mehr Überhand nehmen. So gelten nach der neueren Literatur (POTTER & PETTIJOHN, 1963; PETTIJOHN & POTTER, 1964; KUENEN & CAROZZI, 1953; KUENEN, 1958; DZULIJSKY & WALTON, 1965 u. a.) Rillenmarken, Kolkmarken, gradierte Schichtung, Feinschichtung und Mikroschrägschichtung, wie man sie in der Steinibach-Serie findet, als typische Erscheinungsformen der Turbiditablagerungen. Dagegen sprechen Rippeln grossen Maßstabs und dazugehörige Schrägschichtung, wie sie die Horwer Platten aufweisen eher für Flachwassermilieu. Die Ökologie der nur unmittelbar im Liegenden der Horwer Platten auftretenden Ostrakoden bestärkt die aus den Sedimentstrukturen gefolgerten Schlüsse, da diese Fauna – wie schon früher erwähnt – nur in ganz seichten Wassertiefen gelebt haben kann (vgl. SCHERER, 1966: 57).

Einer Rekonstruktion der Strömungsverhältnisse durch das Einmessen der primären Sedimentstrukturen dürfte wegen deren spärlichem Auftreten in unserem Gebiet nur in grösserem regionalem Rahmen Erfolg beschieden sein. Ein detailliertes, regionales Studium der primären Sedimentstrukturen an diesen im Übergang zwischen Flysch- und Molassesedimentation liegenden Gesteinen, die schon zu vielen Kontroversen Anlass gegeben haben (z. B. RUTSCH, 1961, 1962), könnte wohl zur Lösung vieler hängiger Fragen beitragen. Dies ist der Grund, weshalb wir mit diesen Messungen bereits begonnen haben, u. z. vorwiegend in der basalen Spirberg-Serie, wo die Strukturen sehr schön ausgebildet sind. Die Resultate dieser Messungen sind einer eigenen Publikation vorbehalten.