Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 61 (1968)

Heft: 1

Artikel: Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern) : Geologie und Sedimentologie

Autor: Gasser, Urs

Kapitel: III: Sedimentologische Untersuchungen

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163591

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: 17.09.2025

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

III. SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

An allen oben besprochenen lithostratigraphischen Einheiten wurden komplexometrische Karbonatbestimmungen sowie Schwer- und Leichtmineralanalysen durchgeführt. Wir hofften, damit für die einzelnen Gesteinsserien signifikante sedimentpetrographische Kriterien zu finden. Insbesondere sollten uns diese Methoden dazu verhelfen, im Felde oft unmöglich festzustellende Grenzen der tektonischen Einheiten (z. B. subalpiner Flysch-Molasse) zu ermitteln. Die Untersuchungen umfassen nach Möglichkeit die Gruppe der feinmittel-grobmittelkörnigen Sandsteine (Medianwerte 0,063–0,63 mm)[7]. Namentlich in den sandsteinarmen Teilen des marin-brackischen Unterstampiens sowie in den untersuchten Partien des subalpinen Flysches gerieten wir bei der Probenahme in Schwierigkeiten: In Ermangelung von Sandsteinen mussten oft Siltsteine, ja sogar Mergel aufgesammelt werden. Auch in den zyklisch gegliederten Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolgen wurden ab und zu Mergel entnommen, um deren Verhalten gegenüber den Sandsteinen feststellen zu können. Die Sandsteinproben der Nagelfluhablagerungen stammen sowohl aus dem sandigen Bindemittel der eigentlichen Nagelfluhen, wie auch aus den Sandsteinbildungen innerhalb der Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Zyklen. Neben Sandsteinen wurden sowohl in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, wie in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh Geröllproben entnommen und untersucht.

Sämtliche verwertbaren Resultate aus Sandstein- und Geröllunterschungen wurden statistisch mit Hilfe der Diskriminanzanalyse verarbeitet (siehe S. 295).

1. DIE LITHOFAZIES DER UNTERSUCHTEN GESTEINE

Bevor wir uns den speziellen sedimentpetrographischen Analysen zuwenden, seien die untersuchten Gesteine in ihrem makro- und mikroskopischen Aussehen kurz charakterisiert:

Nagelfluh

Die marin-brackische unterstampische Nagelfluh, wie sie in der Gegend von Flühli ansteht (Flühlinagelfluh) wurde von uns nicht näher untersucht. Im Aufschluss unterscheiden sich die einzelnen Geröllbänke in ihrem Aspekt oft kaum von denjenigen der zyklisch gegliederten fluvioterrestrischen Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge des Beichlen-Farneren- und des Heuboden-Äschitannen-Zuges. Das Fehlen der zyklischen Gliederung, das geringe laterale Aushaltevermögen der Geröllbänke und die starken Schwankungen in der Geröllführung (vgl. auch HOLLIGER, 1953: 21) weisen jedoch auf ein eigenständiges, den fluvioterrestrischen Nagelfluhen fremdes Regime hin. Mit dem Bau einer neuen Strasse nach dem Hilfernpass wurde die Flühlinagelfluh unmittelbar am W-Kopf der Brücke in Flühli angeschnitten. Hier ist von der kristallinführenden Kalknagelfluh – wie die Konglomerate in unserem Gebiet ganz allgemein genannt werden können – nichts mehr zu erkennen. Ein Haufwerk

---

[7]) Bei der Korngrössenbenennung hielten wir uns an die Skala von v. ENGELHARDT in LEMCKE et al. (1953: 9).

von bis über 50 cm grossen Tongallen, eingebettet in ein grobsandiges Bindemittel, geben an dieser Stelle der Flühlinagelfluh das Gepräge. Nach HOLLIGER (1953: 23) soll es sich bei den Tongeröllen um aufgearbeitete Molasse-Tonmergel handeln. Zwei von uns untersuchte Tongallen konnten diese Annahme nicht bestätigen: eine reiche obereozäne Foraminiferenfauna identifiziert sie eindeutig als Flyschmergel.

Die zyklischen Nagelfluhablagerungen des fluvioterrestrischen Stampiens wurden in ihrer Gesamtheit weiter oben (S. 252) besprochen. Ihrer Geröllführung wird weiter unten (S. 262) ein besonderes Kapitel gewidmet.

Sandsteine

Die Schichtflächen der marin-brackischen, dünnplattig aufspaltenden Sandsteine sind von Glimmerplättchen (meist Muscovit) und Pflanzenhäcksel völlig belegt. Der blaugraue, durch eine tiefgründige braune Verwitterungskruste gekennzeichnete Sandstein selbst ist sehr hart und dicht. Die Bruchflächen feinkörniger Varietäten zeigen oft den etwas fettigen, muscheligen Bruch, den wir bei Ölquarziten beobachten. Im Schliff werden die kantengerundeten bis eckigen, silikatischen Komponenten (Zusammensetzung siehe Kap. Leichtmineralanalyse, S. 290) von Calcitkristallen als Zwickelfüllung zusammengehalten. Untergeordnet tritt auch mikritischer Calcit als Zement auf. Aus der Färbung der Schliffe mit Alizarin S geht hervor, dass neben detritischen Calcitkörnern auch einzelne gut gerundete Dolomitarenitkomponenten vorkommen. Vereinzelt finden sich Glaukonitkörner. Nach der Nomenklatur von FÜCHTBAUER (1959: 608) handelt es sich bei den Gesteinen des unteren Abschnittes (Steinibach-Serie) der marin-brackischen Abfolge um kalkige Sandsteine mit wenig Dolomit- und vereinzelten Glaukonitkomponenten. Auf die auffällige Übereinstimmung unserer Gesteine mit denjenigen seines oberen Gersterengraben-Schichtglieds hat SCHERER (1966) bereits hinwiesen. Sandsteine vom Typus der «Grès du Val d'Illiez» konnten im Steinibachabschnitt nirgends nachgewiesen werden. HOLLIGER (1953: 18) beschreibt sie aber aus dem untersten Abschnitt des Spirbergs, der ins Liegende der Steinibach-Serie gehört.

Die oft etwas grobkörnigen Horwer Platten unterscheiden sich von den oben aufgeführten Sandsteinen, in deren Hangendem sie folgen, nicht so sehr in ihrer Glimmer- und Pflanzenhäckselführung als in ihrem weniger dichten Habitus. Im Schliff fallen die gut gerundeten Dolomitarenitkörner auf, die nun häufiger werden und im Handstück als gelbe Komponenten gut erkenntlich sind. Die Horwer Platten bilden das Verbindungsglied zu den Sandsteinen der fluvioterrestrischen Abfolgen.

Auch in den fluvioterrestrischen Sandsteinen sind Pflanzenhäcksel und Glimmer reichlich vertreten. Der höhere Karbonatgehalt stempelt diese fluvioterrestrischen Sandsteine zu Kalksandsteinen. Die Dolomitarenitkörner sind noch häufiger als in den Horwer Platten. Zusätzlich treten als neue detritische Komponenten auch sandige Dolomitkörner auf. Rote Hornstein- und Radiolaritkomponenten erfahren ebenfalls eine grosse Zunahme, so dass das Gestein einen «granitischen» Aspekt erhält. Eigenartigerweise ist der Glaukonitgehalt in den fluvioterrestrischen Gesteinen höher als in den marin-brackischen, was auf eine Aufarbeitung des Glaukonits schliessen lässt.

Mergel

Die in unverwittertem Zustand blaugrauen, oft siltigen Mergel der unterstampischen, marin-brackischen Abfolge führen auf ihren Schichtflächen ebenfalls feinverteilten Glimmer. Die ausser dem Nannoplankton keine mikrofossilienführenden Gesteine der Steinibach-Serie unterscheiden sich nicht von den ostrakodenführenden im Liegenden der Horwer Platten. Auf die völlige lithofazielle Übereinstimmung dieser unterstampischen Mergel mit denjenigen der Typlokalität Grisigen hat auch HOLLIGER (1953: 15) hingewiesen. Problematisch bleibt im Feld die Abtrennung der unterstampischen Mergel von den genau gleich aussehenden des subalpinen Flysches.

Dagegen haben die Mergel des fluvioterrestrischen Stampiens einen völlig verschiedenen Habitus. Es sind grünliche oder rotbraune, seltener auch schwarze, stark sandige Mergel. In ihrer Lithofazies gleichen sie sich stark den Mergeln der Granitischen Molasse an. Die oft knollige Verwitterung ist durch millimeter-zentimetergrosse Kalkkonkretionen bedingt. Der vermutete organische Ursprung dieser unregelmässig geformten, bizarren Kalkgebilde, die etwa wie kleinste Lösskindl aussehen, liess sich in Anschliffen nicht bestätigen: Algenstrukturen konnten keine beobachtet werden.

Die tonmineralogische Zusammensetzung der Mergel wurde von uns nicht näher untersucht.

2. METHODISCHES

Probeentnahme

Die Probeentnahme erfolgte nach Möglichkeit in kontinuierlichen Profilen senkrecht zum Streichen von der N-Grenze der inneren Zone – d.h. unmittelbar südlich der Hornbüel-Schuppenzone – bis in den subalpinen Flysch. Möglichst alle 50 m – gemessen in der wahren Schichtmächtigkeit – wurde eine Probe aufgesammelt. Wo es sinnvoll erschien, wurde das Probenetz dichter gelegt, oft ist es lockerer, insbesondere wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse (vgl. Fig. 12 und 13, S. 286 u. S. 288). Neue Waldstrassen sowie die häufig senkrecht zum Streichen verlaufenden Bachrunsen bieten schönen Einblick in den Aufbau der inneren Zone der subalpinen Molasse. Die an diesen günstigen Stellen kontinuierlich entnommenen Proben wurden in acht Teilprofile, welche zusammen die ganze innere Molassezone umfassen, hineinprojiziert. Das nordöstlichste Profil liegt im Fischenbach, der S-Fortsetzung des Rümligs (6 km südöstlich Entlebuch), und schliesst direkt an das von uns (GASSER, 1966) früher untersuchte Gebiet an; das südwestlichste im Steinibach, der bekannten Fischfundstelle von FRÖHLICHER (1933: 32), 2 km nördlich von Flühli. Wir erfassen mit unseren Querprofilen einen 12 km langen Ausschnitt aus dem Streichen der inneren Zone der subalpinen Molasse. Über die genaue Lage der Profiltrassen orientiert Tafel I; die Profile selbst kommen in den Fig. 12 (S. 286), Fig. 13 (S. 288), Fig. 14 (S. 289), Fig. 16 (S. 294) und Fig. 19 (S. 305) zur Darstellung. Die Probelokalitäten mit dem zugehörigen Schichtfallen sind in den Fig. 12 (S. 286) für das Steinibach-Profil, in Fig. 13 (S. 288) für die übrigen Profile aufgezeichnet; die Koordinaten der Probelokalitäten finden sich in Tabelle 10 (S. 308).

Probeaufbereitung

Bei der Aufbereitung der Proben zur Bestimmung des Karbonatgehalts sowie zur Schwer- und Leichtmineralanalyse hielten wir uns an die im Berner Sedimentologie-

Laboratorium gebräuchlichen Methoden. Diese sich an MÜLLER (1956a, b), FÜCHTBAUER (1954) und HOFMANN (1957) anlehnende Methodik wurde in mehreren früheren Arbeiten unseres Instituts (LÜTHY et al., 1963; GASSER et al., 1964; MATTER, 1964; VON SALIS, 1966 und GASSER, 1966) beschrieben, so dass wir auf eine erneute Besprechung verzichten können. Wir werden es nicht unterlassen, jeweils auf die wichtigsten Punkte hinzuweisen. Die Methode der Geröllanalyse wird in einem den Nagelfluhen gewidmeten Kapitel besonders behandelt.

Neben den 17 Geröllanalysen mit rund 50 dazugehörigen Schliffen wurden 179 Proben untersucht. Davon entfallen:

36 Proben auf den tiefsten Abschnitt des marin-brackischen Unterstampiens (Steinibach-Serie im Steinibach und im Büeltibach).
24 Proben auf den oberen, ostrakodenführenden Abschnitt des marin-brackischen Unterstampiens
21 Proben auf die Horwer Platten
67 Proben auf die Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh)
25 Proben auf den subalpinen Flysch
6 Proben auf das Valanginien der helvetischen Randkette

3. GERÖLLANALYSEN

Allgemeines

Seit der grundlegenden Arbeit von FRÜH (1887) haben sich zahlreiche Autoren mit der Geröllführung der Molasse beschäftigt. Uns interessieren hier besonders die ausgezeichneten Arbeiten von SPECK (1953) und TRÜMPY & BERSIER (1954) über die stampischen Nagelfluhbildungen. Der erste Autor bearbeitete die Rigi-Nagelfluh, die letzteren die Konglomerate des Mont-Pèlerin. Während sich SPECK (1953) absichtlich auf eine qualitative, petrographisch-stratigraphische Analyse beschränkte, führten TRÜMPY & BERSIER (1954) auch quantitative, petrographisch-stratigraphische Untersuchungen durch. Das hohe Ziel der petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse ist die Heimweisung der Gerölle an ihren Ursprungsort im alpinen Deckengebäude. Die quantitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse erlaubt in erster Linie allfällige Variationen in horizontaler und vertikaler Richtung im Schuttfächer selbst festzustellen. Die Änderungen spiegeln ihrerseits die Dynamik des werdenden alpinen Orogens wieder. Allerdings bietet die Geröllzusammensetzung an einer bestimmten Stelle des Nagelfluhschuttfächers nicht unmittelbar das Bild der Gesteinsvergesellschaftung des Liefergebietes. Anreicherungs- und Eliminierungsprozesse während des Transportes modifizieren die tatsächlichen Verhältnisse des Rücklands sehr stark. Um diese Faktoren ausschalten zu können, müssten wir das Verhalten der verschiedenen Gesteinsarten bezüglich Transportart, -distanz und -medium genau kennen. Die Entstehungsgeschichte der Gerölle ist jedoch eine weitere Unbekannte. Hier kommt die mechanische Geröllanalyse zum Zuge, deren Aufgabe es ist, eben diese Genese der Gerölle zu enträtseln. MATTER (1964: 366–379) stellte in seiner Arbeit die Methoden der mechanischen Analyse erschöpfend dar und weist auch auf die grossen Schwierigkeiten hin, die sich bei der Interpretation der Resultate ergeben.

Im Rahmen unserer Geröllluntersuchungen an 17 Proben wählten wir die quantitative, petrographisch-stratigraphische Analyse, da es uns in erster Linie darum ging, eventuelle Unterschiede in der Geröllführung zwischen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh aufzuzeigen. Unsere Untersuchungen zeitigten einige Resultate auf alpin-tektonischem Gebiet, was wir als Bestätigung für die Wichtigkeit der Geröllanalyse in den Molassenagelfluhen betrachten dürfen.

Methodisches

Wir benutzten bei unseren Geröllstudien das von MATTER (1964: 367) beschriebene Verfahren. Die im Felde mittels eines Pickels losgelösten und aufgefangenen Proben wurden erst im Laboratorium weiter untersucht. Etwas störend wirkte sich die äusserst starke Verfestigung der stampischen Nagelfluhen aus, indem man die Proben nicht an jeder gewünschten Stelle entnehmen konnte, sondern auf Orte angewiesen war, wo durch tektonische Zerrüttung oder durch Verwitterung der ursprüngliche Gesteinsverband aufgelockert war. Da solche Stellen auch in den so kompakten stampischen Nagelfluhen häufig sind und die Laboruntersuchungen gegenüber Feldstudien enorme Vorteile bieten (z. B. Herstellung von Anschliffen!), glaubten wir, diese Methode beibehalten zu dürfen. Durch das Aufheizen der Proben in einem Backofen und das nachträgliche Abschrecken in kaltem Wasser liessen sich auch unsere Gerölle fast ausnahmslos herauslösen. Nach geeigneter Probeteilung wurden 200 Gerölle in den Grössenklassen von WENTWORTH (1922)

16 – 32 mm
32 – 64 mm
64 – 128 mm

– gemessen an der längsten Achse – nach petrographischen Gesichtspunkten ausgezählt. Wir unterschieden die in Tabelle 9 (S. 281) aufgeführten Gesteinsgruppen. Die Zusammenstellung unterscheidet sich nur unwesentlich von derjenigen MATTERS (1964: 365). Einzig die von obigem Autor vorgeschlagene Aufteilung der für unsere Untersuchungen sehr wichtigen Flyschgesteine wurde hier verwirklicht.

A. Die quantitative, mechanische Geröllanalyse

Die mechanische Analyse beschränkten wir auf eine Untersuchung der Geröllgrössen und ihrer prozentualen Verteilung am Gesamtkonglomerat. Wir bezweckten damit, eine mögliche Unterscheidung unserer beiden Nagelfluhzüge Beichlen-Farneren und Heuboden-Äschitannen auch in der Geröllgrösse aufzuzeigen, nachdem sie sich ja in ihrer Stratonomie so eindeutig auseinanderhalten liessen (vgl. S. 256). Die Nagelfluhproben wurden deshalb möglichst denselben Profilen entnommen, welche die stratonomischen Daten lieferten (Fig. 5 und 6, S. 253). Es sind für die Beichlen-Farnern-Nagelfluh die Proben N7, N8, N9, N10 und N11 an der neuen Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg, für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh die Proben N1, N2, N3, N4 und N5 an der Strasse Ober Ängelgraben-Risetenloch (vgl. Tafel I).

Tabelle 8: Verzeichnis der Lokalitäten der gezählten Nagelfluhproben

Probe-Nr.	Lokalität	Koordinaten	Höhe ü/M
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh			
N 1	Strasse Ober-Ängelgraben-Risetenloch	653'400/202'760	1170
N 2	dito	'430/ '630	1180
N 3	dito	'600/ '500	1185
N 4	dito	'780/ '310	1190
N 5	dito	'850/ '140	1225
N 12	Luchterligraben, südwestlich Müllerenmoos	650'250/200'350	1050
N 16	Ängellauenen-Bach, östlich Chratzerenberg	647'650/197'680	1170
Beichlen-Farneren-Nagelfluh			
N 7	Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg	644'650/198'030	960
N 8	dito	644'500/197'150	1040
N 9	dito	'800/ '050	1080
N 10	dito	645'060/196'900	1100
N 11	dito	'200/ '900	1120
N 13	Gstellfluh	649'610/201'370	1020
N 14	dito	'720/ '330	970
N 17	Hasler Hohwald, östlich Farneren	646'920/198'800	1355
Nagelfluh aus der Hornbüel-Schuppenzone			
N 15	Strasse nach Schwarzenbergchrüz	647'940/200'570	1105
N 6	Strasse Schüpfheim-Fruttegg-Chratzerenberg	644'700/198'380	920

Die genauen Lokalitäten aller Nagelfluhproben sind in Tabelle 8 zusammengestellt. Die Auszählung nach Grösseninterval1en bietet den weiteren Vorteil, dass materialabhängige Sortierungseffekte schnell erkannt werden können. Dieses Kriterium fällt bei unseren Zählungen dahin, da die kleinste berücksichtigte Fraktion (16–32 mm) durch ihre Häufigkeit die Anteile der grösseren Komponenten völlig erdrückt.

Resultate der quantitativen, mechanischen Geröllanalyse

Die Resultate der quantitativen, mechanischen Geröllanalyse sind in Figur 7 für die Beichlen-Farneren-Nagelfluh und in Figur 8 für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh zusammengestellt. Die Ähnlichkeit der Geröllgrössenverteilung beider Nagelfluhzüge ist auffallend. Es lässt sich für beide Profile folgendes feststellen:

1. Die Geröllgrössenverteilung bleibt von der Basis bis ins Dach der Nagelfluhbildungen konstant.
2. Die Fraktion 16–32 mm ist mit ihren rund 60% in beiden Profilen die weitaus häufigste.

Diesen Resultaten darf aber nicht allzugrosser Aussagewert zugesprochen werden. Sie bestätigen einzig die altbekannte Tatsache, dass die feinen Fraktionen stückmässig sehr stark dominieren (vgl. MATTER, 1964: 373). Anders verhält sich der Volumenanteil der einzelnen Geröllgrössenklassen. Wenn wir das Gewicht als Funktion des Volumens auffassen, ergibt sich für die Probe N1 folgende Verteilung:

16– 32 mm	0,8 kg oder 10% des Gesamtgewichts
32– 64 mm	2,1 kg oder 27% des Gesamtgewichts
64–128 mm	4,9 kg oder 63% des Gesamtgewichts

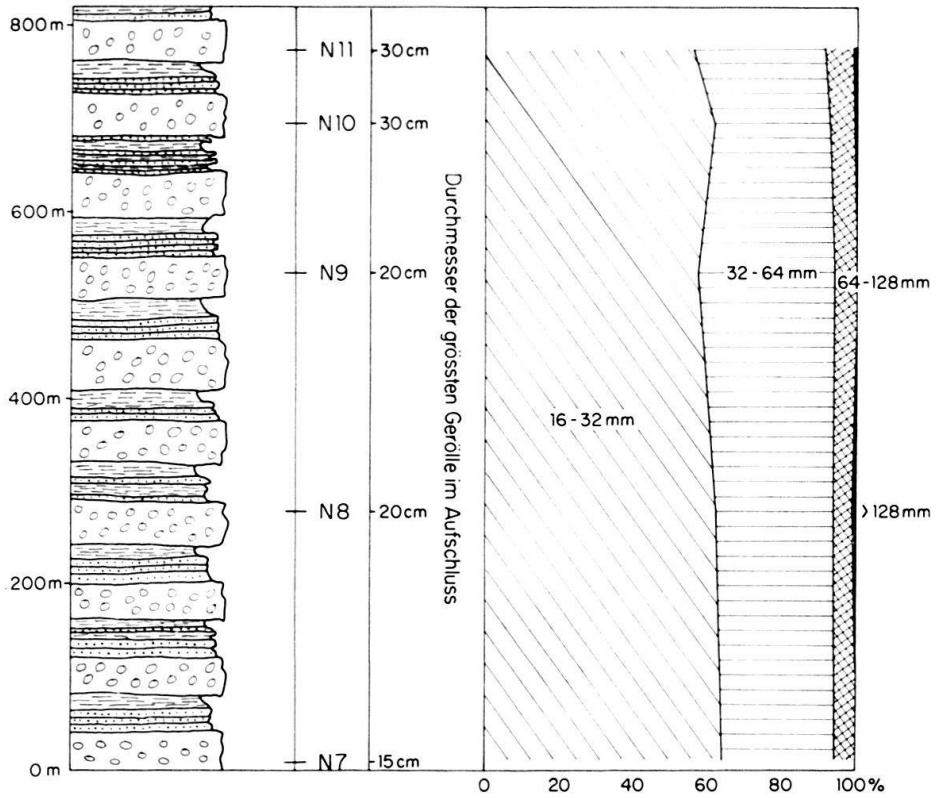

Fig. 7 Die Geröllgrössenverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh.
Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

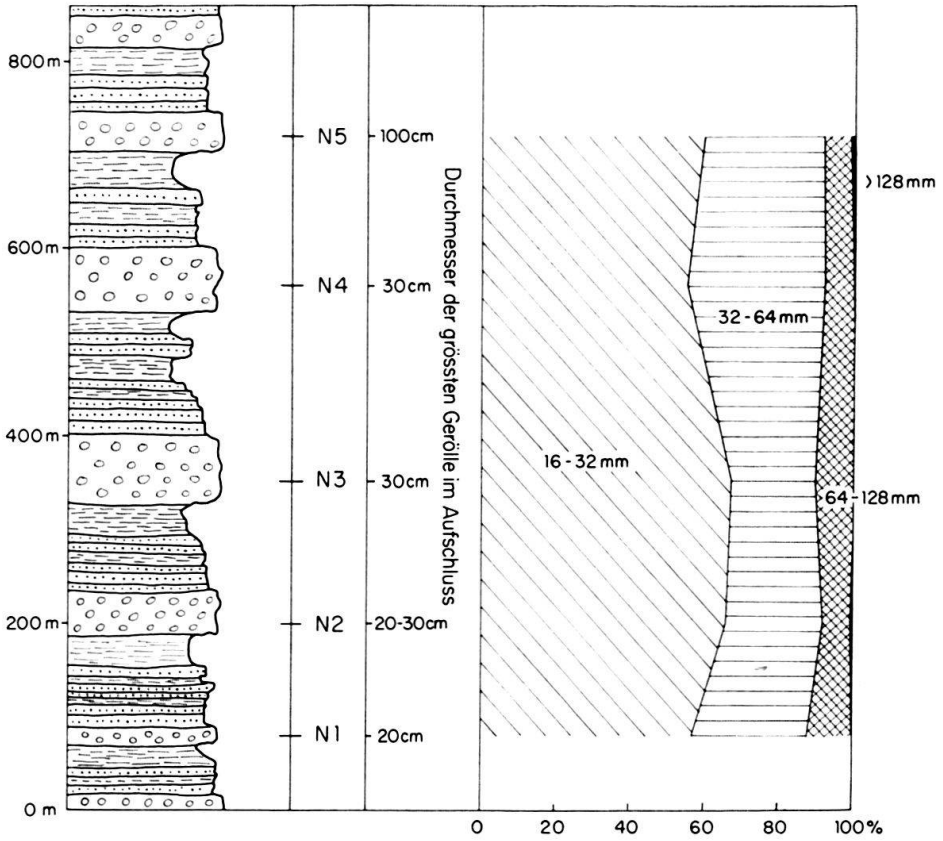

Fig. 8 Die Geröllgrössenverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.
Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

Diese Werte sind zu den Stückprozenten reziprok. Im Felde werden in erster Linie die grössten Gerölle den Aspekt einer Nagelfluh bestimmen. Wir fügten deshalb in den Figuren 7 und 8 in einer Vertikalkolonne die grössten Geröldimensionen der betreffenden Probelokalität auf. Diese Zusammenstellungen, die durch Feldbegehungen im ganzen fraglichen Gebiet und durch Zitate aus der Literatur (MOLLET, 1923: 49; FRÖHLICHER, 1933: 23 und HOLLIGER, 1953: 47) gestützt werden, zeigen folgendes:

Die Gerölle der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überschreiten die Grösse von 30 cm kaum, während diejenigen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh über 1 m Durchmesser haben können. Diese schlechtere Sortierung der Gerölle in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh gegenüber derjenigen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh mag auch im konstant höheren Anteil der Fraktion 64–128 mm bei der ersteren zum Ausdruck kommen (vgl. Fig. 8 mit Fig. 7). An diesen Geröllgrössenunterschied werden wir uns bei der Rekonstruktion der Paläogeographie erinnern müssen.

B. Die qualitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse

Der Geröllbestand der beiden zur Diskussion stehenden Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren und Heuboden-Äschitannen) unterscheidet sich – dies sei vorweggenommen – in seiner Zusammensetzung nicht prinzipiell. Deshalb besprechen wir zu Beginn alle aufgefundenen Geröllarten der beiden Zonen gemeinsam und wenden uns später den quantitativen Ergebnissen zu. Die Geröllgruppen werden nach der Häufigkeit ihres Auftretens aufgeführt.

a. *Bestand und vermutliche Herkunft der Gerölle der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh*

α) Sedimentäre Komponenten

1) Flyschgesteine

Die Familie der Flyschgesteine ist in unseren Nagelfluhen weitaus am meisten vertreten. Petrographisch ist diese Gruppe sehr heterogen. Sie kann von Konglomeraten über reine Sandsteine, kieselige Kalke bis zu reinen dichten Kalken alles umschliessen. Wir erfassen bei unserer Unterteilung in

Konglomerate
Grobe Sandsteine und Feinkonglomerate
Sandige und kieselige Kalke
Kalkige bis dolomitische Sandsteine
Glaukonit-Sandsteine

nur die detritischen Glieder der Flyschablagerungen. Wenn der detritische Anteil ganz zurücktrat, wurden die Gesteine je nach ihrem Aussehen den Gruppen «dunkle und schwarze Spongite», «helle und braune dichte Kalke» oder «helle und dolomitische Quarzite» zugeordnet. Zu diesen Gruppen wurden aber andererseits auch Gerölle gezählt, die sicher nicht zu den Flyschablagerungen gehören. Durch den un-

vermeidbaren Einfluss dieser Fazieskonvergenzen wird der Genauigkeit jeder Geröllzählung gewisse Grenzen gesetzt.

Bei der Auszählung der detritischen Flyschgesteine glaubten wir zwei petrographisch verschiedene Flyschtypen unterscheiden zu können, nämlich die unten näher beschriebenen Gruppen I und II. Da die petrographischen Unterschiede aber einerseits nur in den gröberen Varietäten eindeutig zum Ausdruck kommen, anderseits in ein und derselben Probe beide Flyschtypen vertreten sind, verzichteten wir auf eine Trennung in den Zählungen. Eine solche Trennung würde in den numerischen Daten nur eine nicht vorhandene Unterscheidungsmöglichkeit vortäuschen.

Gruppe I der Flyschgesteine

Kalksandsteine-Sandkalke:

Es handelt sich um bläulich-graue, feinmittelkörnige Kalksandsteine, die durch das häufige Auftreten von gelben Dolomitkomponenten ein charakteristisches Aussehen erhalten. Dieser Typus dürfte mit den von TRÜMPY & BERSIER (1954: 129) als «Grès calcaires de type Flysch, Type I» übereinstimmen. Vertreter der Hauptmasse dieser Gerölle zeigen im Dünnschliff folgendes Bild[8]):

Schliff N 10/2: Mittelkörniger Sandstein

Quarz, Gesteinsbruchstücke und Chert (Hornstein) sowie völlig zersetzte Feldspäte machen ungefähr 70% des Gesteins aus. Muscovit, Sericit, Chlorit und etwas Glaukonit sind die silikatischen Nebengemengteile. Ca. 30% des Gesteins ist Karbonat, das in Körnern von 0,2 mm auftritt und alle Übergänge zur spärlich vorhandenen, feinkörnigen Matrix aufweist. Ein Teil der Körner erweist sich im gefärbten Schliff (Alizarin S) als Dolomit. Fossilien wurden keine beobachtet.
Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt.
Alter: unbestimmt, wahrscheinlich Kreide oder Tertiär.

Schliff N 11/1: Mittelkörniger Kalksandstein

Er unterscheidet sich von N 10/2 nur durch seinen grösseren Karbonatgehalt (60%). Ferner sind die Dolomitkörner nicht nur als Einkristalle vorhanden, sondern bilden oft selbst feinkörnige Aggregate. An Fossilien wurde einzig ein Echinoidenbruchstück und zwei angeschnittene Kammern einer unbestimmbaren Foraminifere gefunden.
Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt.
Alter: unbestimmt, wahrscheinlich Kreide oder Tertiär.

Konglomerate (Schliffe N 10/3a, N 5/2, N 10/3, N 5/2a):

Die Konglomerate treten in unseren Zählungen sehr stark zurück. Sie überschreiten nie die Grösse von einigen Zentimetern. Es sind feine Kalk-Dolomit-Konglomerate mit Komponenten von einigen Millimetern bis etwas grösser als ein Zentimeter. Wir betrachten sie ihres Reichtums an Dolomitkomponenten wegen als die grobdetritischen Äquivalente der oben beschriebenen banalen, dolomitreichen Kalksandsteine-Sandkalke. Im Gegensatz zu diesen lässt sich aber anhand des Komponentenbestandes die Herkunft der Konglomerate mit ziemlicher Sicherheit feststellen:

---

[8]) Herrn Prof. Dr. ALLEMANN, der uns sämtliche Schliffe der Sedimentgerölle auf Fossilinhalt und mögliche stratigraphisch-tektonische Einordnung durchsah, möchten wir an dieser Stelle nochmals herzlich danken.

Herkunft: Das Bild unserer Konglomerate deckt sich gut mit der Beschreibung von SPECKS Mokausageröllen (SPECK, 1953: 104). Ein Vergleich mit den Flyschkonglomeraten der Simmen-Decke aus der Collection TSCHACHTLI zeigt sehr gute Übereinstimmung unserer Konglomerate mit denjenigen aus dem Flysch der Simmen-Decke.

Als Komponenten finden sich:

- Kieselschiefer mit fraglichen Echinodermenstielgliedern und verkieselten Makrofossilresten
- Hornstein mit Spongiennadeln
- ferritisch pigmentierter Radiolarit mit Radiolarien und Spongiennadeln
- sandig-spätiger Kalk (wahrscheinlich liasischen Alters) mit *Lenticulina sp.*
- glaukonitischer Quarzsandstein
- Quarzit mit gradierter Schichtung
- dichter, steriler Kalk
- dichter Kalk mit Radiolarien
- fraglicher Calpionellenkalk mit rekristallisierten Querschnitten
- Dolomit

Zwischen den Kieselschiefern und Radiolariten finden sich alle Übergänge von schwacher zu starker Verkieselung. Eines der Gerölle weist besonders starke Verkieselung der Komponenten auf. Hier sind auch Dolomit- und Kalkkomponenten verkieselt. Die nichtkieseligen Bestandteile sind vorzüglich gerundet. In der feinen calcitischen Grundmasse treten eckige Quarzkörner und Chlorit auf.

Als Verbindungsglied zwischen den grobklastischen Konglomeraten und den feinklastischen Sandsteinen betrachten wir ein dolomitisch-kalkiges Feinkonglomerat:

Es steht auch im mengenmässigen Auftreten zwischen den seltenen Konglomeraten und den häufigen Sandsteinen. Der Komponentenbestand ist analog den obigen Konglomeraten. Neu ist das Auftreten von grobkristallisierten Kalkkomponenten. Das Gestein zeigt folgendes Schliffbild:

Schliff N 15/1: Dolomitisch-kalkiges Feinkonglomerat

Als Hauptbestandteil treten gutgerundete Dolomitkörner von 0,5–1,5 mm auf, die ihrerseits aus Dolomitaggregaten von verschiedenen Korngrössen bestehen. Zum Teil führen die Dolomite unbestimmbare Fossiltrümmer. Kalkkomponenten sind selten und wenn vorhanden, als kryptokristallines Gemenge von Calcit und Dolomit. Der silikatische Anteil (~10%) tritt ausschliesslich als Chert (Hornstein) oder in Form roter Radiolarite in der gleichen Korngrösse auf, doch z. T. etwas weniger gerundet als der Dolomit. Bindemittel bildet ein grobspätiger Calcit.
Fossilien sind sehr spärlich: Rudistenbruchstück
Lagenidenbruchstück

Zusammenfassend lässt sich über die Gruppe I der Flyschgesteine folgendes aussagen:

Die durch ihren hohen Dolomitgehalt ausgezeichneten Konglomerate bis Sandkalke können im einzelnen weder alters- noch herkunftsmässig sicher eingestuft werden. Als Gruppe – gestützt auf Vergleiche mit Flyschgesteinen aus dem Rückland – ist die Herkunft aus dem Flyschanteil der präalpinen Decken[9]) wahrscheinlich.

---

[9]) Unter den präalpinen Decken verstehen wir die drei Einheiten Klippen-Decke, Breccien-Decke und Simmen-Decke. Nicht dazu gerechnet sind die ultrahelvetischen Préalpes und die penninische Niesen-Decke.

Gruppe II der Flyschgesteine

Sie besteht aus feinmittelkörnigen Kalksandsteinen-Sandkalken, die im Gegensatz zu den gleichen Fraktionen der Gruppe I kaum detritischen Dolomit führen. Grobdetritische Gerölle fehlen. Die grauen, muscovitreichen Sandsteine mit ihrer tiefgründigen, bräunlichen Verwitterungskruste erinnern stark an gewisse Varietäten der unterstampischen Sandsteine. Allerdings ist der immer deutlich sichtbare Glaukonit viel zu häufig, als dass Verwechslungen mit den Molassegesteinen möglich wären. Dagegen zeigen gerade die feinkörnigen Anteile der Gruppe II oft Konvergenzen zu den feinkörnigen Gesteinen der Gruppe I. Deshalb wurde in Tabelle 9 (S. 281) auf eine Aufteilung der Flyschgesteine verzichtet.

Drei Schliffe von repräsentativen Vertretern sollen die Gruppe II der Flyschgesteine charakterisieren:

N 15/7: Mittelkörniger Kalksandstein

Der silikatische Anteil (~50%) besteht hauptsächlich aus eckigen bis kantengerundeten Quarzkörnern (z.T. undulös auslöschend) und Gesteinsbruchstücken (Quarziten) von max. 0,25 mm. Dazu treten einige Prozent Feldspat und etwas Muscovit sowie wenig Glaukonit. Der Calcit als Bindemittel ist in der gleichen Korngrösse vertreten wie die Silikate. Als Fossilien finden sich

- tertiäre Globigerinen
- Anomaliniden
- Milioliden
- Lithothamnienreste
- ein Discocyclinen-Fragment

Herkunft: Flyschsandstein unbestimmt
Alter: Tertiär; Eozän (event. Paleozän)

Schliff N 3/2: Grauer, feinmittelkörniger Sandkalk

Das Gestein besteht zu 30–40% aus Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücken, etwas Glimmer und Glaukonit. Den Rest bildet Calcit, der sowohl in detritischen Körnern, wie auch als Zement vorliegt.
Fossilien:

- Anomaliniden
- Milioliden

Herkunft: Flyschsandstein
Alter: unbestimmt

Schliff N 16/1: Grauer, mittelkörniger Sandkalk

30–40% silikatische Komponenten (Quarz, Feldspat, Gesteinsbruchstücke und Glimmer) sind eingebettet in einer oft gleichkörnigen, z.T. auch feineren Matrix von Calcit. Das ganze Gestein ist reich an Fossiltrümmern. Es lassen sich folgende Fossilien erkennen:

- *Nummulites sp.*
- *Discocyclina*
- grosse Anomaliniden
- Rotaliden
- *Fabiania*
- koralline Algen
- *Daviesina?*
- Milioliden
- ?Assilinenbruchstück

Herkunft: ultrahelvetischer Flysch
Alter: Lutétien- (Priabonien)

Zusammenfassend stellen wir fest: Neben unbestimmbaren Geröllen der Gruppe II treten sicher zur gleichen Familie gehörende Flyschgesteine auf, die ihren tertiären, ultrahelvetischen Ursprung eindeutig zu erkennen geben.

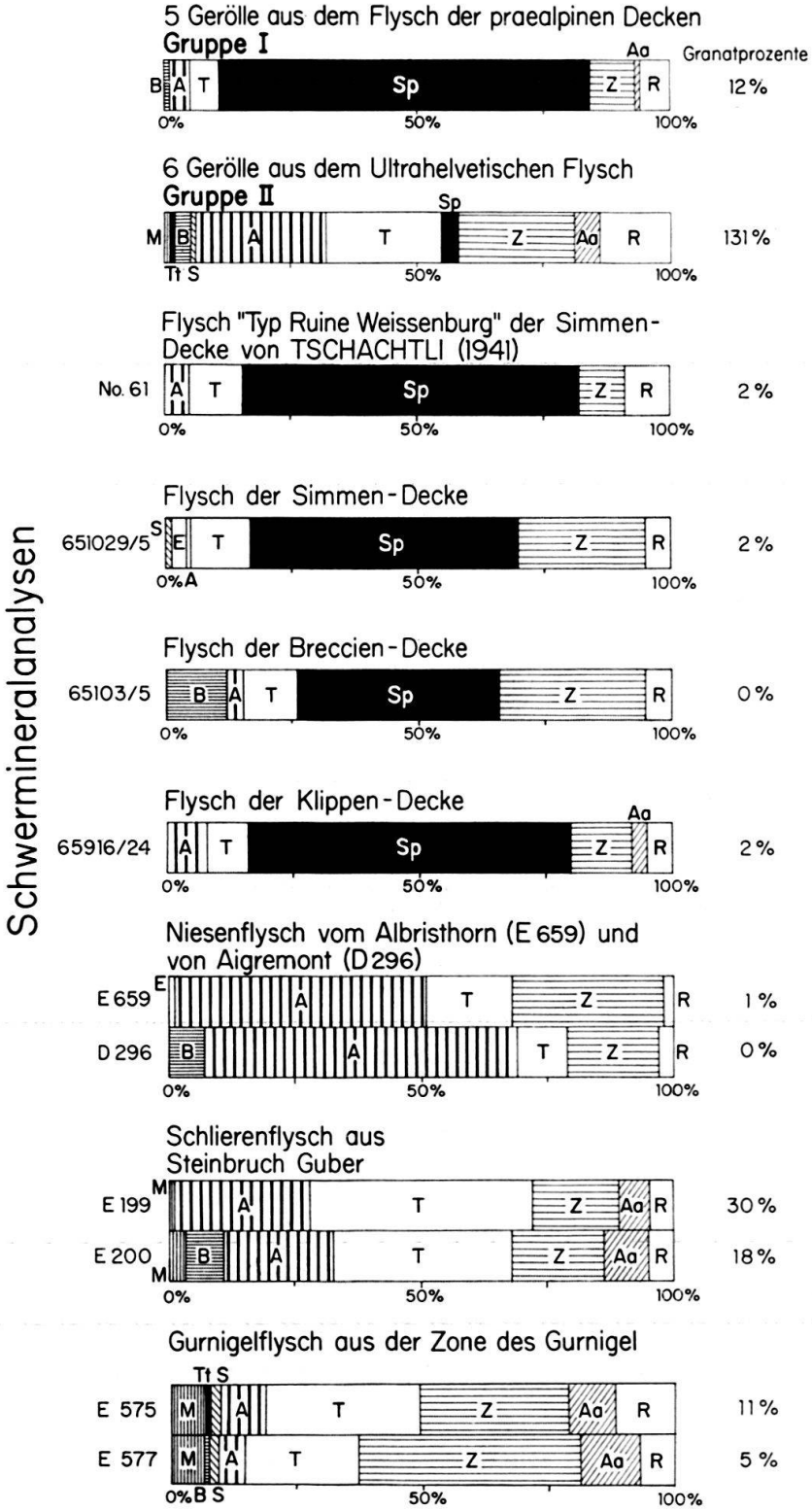

Fig. 9 Die Schwermineralspektren von Flyschgeröllen aus der Nagelfluh sowie von einigen Flyschkomplexen des Rücklandes.

R = Rutil und Brookit; Aa = Anatas; Z = Zirkon; Sp = Spinell; T = Turmalin; A = Apatit; E = Epidot; S = Staurolith; B = Baryt; Tt = Titanit; M = Monazit

Die Proben 65103/5 und 65916/24, die nach der Literatur dem Flysch der Breccien- resp. Klippen-Decke angehören sollten, stammen nach den neuesten Untersuchungen von W. FLÜCK ebenfalls aus dem Flysch der Simmen-Decke (vgl. Fussnote 12).

2) Der Schwermineralgehalt einiger Flyschgerölle und ihrer vermutlichen Mutterformation

Um die obigen, auf mikrofaziellem Weg erhaltenen Resultate zu kontrollieren, wurden einige typische Flyschgerölle der Gruppen I und II auf ihren Schwermineralgehalt hin untersucht. Die Resultate sind in Figur 9 zusammengestellt (siehe dazu auch Fussnote 12, S. 272).

Im obersten Balken der Figur 9 ist die Schwermineralverteilung von fünf Geröllen der Gruppe I gemittelt. Auffallend ist die starke Spinellvormacht und der bescheidene Granatgehalt. Das häufige Auftreten des Spinells in der stampischen Molasse (vgl. S. 293) wird dadurch eindeutig erklärt: Das resistente Mineral stammt aus dem Abrieb der Flyschgerölle der Gruppe I und liegt somit wenigstens auf ternärer Lagerstätte.

Als Flyschgerölle der Gruppe II wurden 6 Handstücke analysiert und die Durchschnittswerte auf Figur 9 im zweitobersten Balken dargestellt. Das Schwermineralspektrum hat sich gegenüber den oben erwähnten völlig verändert. Bei schwacher Apatitvormacht halten sich die Anteile Turmalin, Zirkon und TiO_2-Minerale ungefähr die Waage. Spinell tritt nur noch in sehr kleinen Mengen auf (durchschnittlich 3 Kornprozent), dagegen steigt der Granatgehalt sprunghaft an. Bemerkenswert ist auch der starke Anteil des Anatas bei der TiO_2-Gruppe.

Es stellte sich nun die Frage, mit welchen Flyschkomplexen im Rückland unsere zwei Flyschgeröllgruppen am ehesten anhand ihres Schwermineralgehaltes verglichen werden könnten. Da leider publizierte schwermineralogische Daten aus den Flyschgesteinen fast ganz fehlen, mussten die verschiedenen Flyschablagerungen, die als potentielle Lieferanten der stampischen Molasseablagerungen in Frage kamen, auf ihren Schwermineralgehalt hin überprüft werden[10]). Es sind dies die Flyschablagerungen der präalpinen Decken, der Niesen-Decke sowie des Schlieren- und des Gurnigelflyschs[11]).

Nach der klassischen Auffassung, die u.a. von CADISCH (1953: 19) vertreten wird, entstammen die Flyschbildungen der Simmen-, Breccien- und Klippen-Decke dem unterostalpinen Geosynklinalraum. Der Niesenflysch wird von CADISCH (1953: 200) aus dem pennischen oder eventuell sogar unterostalpinen Ablagerungsraum bezogen, der Schlieren- und Gurnigelflysch aus dem Ultrahelvetikum (CADISCH, 1953: 176).

Nach neuerer französischer Auffassung, die für die Schweizer Alpen von TRÜMPY (1960) ausgebaut wurde, hat sich das Bild der Ablagerungsräume stark verändert. Ohne auf diese alpintektonischen Probleme näher eintreten zu wollen, sei hier die Auffassung TRÜMPY (1960: 853) für den Zeitabschnitt der oberen Kreide kurz wiedergegeben: Es existiert in der oberen Kreide ein externer und ein interner Flyschtrog, die durch einen sehr breiten Ablagerungsraum (Mittelpenninikum) mit Couches-rouges-Fazies getrennt werden. Der externe entspricht ungefähr dem Ultrahelvetikum

---

[10]) Die einzig zurzeit verfügbaren Daten stammen von FÜCHTBAUER (1964: 278) und umfassen einige Proben aus dem Altdorfer Sandstein, dem Schlieren- und Gurnigelflysch, deren Werte mit unseren Resultaten sehr gut übereinstimmen.

[11]) Die Handstücke aus den präalpinen Decken wurden uns in freundlicher Weise von Herrn cand. geol. W. FLÜCK, der im Simmental arbeitet, zur Verfügung gestellt. Die übrigen Proben wurden der Institutssammlung des Geologischen Instituts der Universität Bern entnommen.

und Nordpenninikum. In den Norden dieses Raumes weist TRÜMPY (1960: 876, 877) den Schlieren- und im Tertiär auch den Gurnigelflysch, in den Süden den Niesenflysch. Der interne umfasst das Südpenninikum und das Ostalpin. Von hier bezieht TRÜMPY (1960) den Flysch der Simmen-Decke.

Im Paleozän ist der interne Flyschtrog der Simmen-Decke bereits emergiert. Im externen Streifen kommen die Tertiäranteile des Niesen- und Schlierenflysches sowie der Gurnigelflysch zum Absatz. Im mittelpenninischen Raum, wo in der Oberkreide die pelagischen Couches-rouges sedimentiert wurden, bilden sich im Alttertiär ein nördlicher Trog mit den Flyschablagerungen der Klippen-Decke und ein südlicher mit denjenigen der Breccien-Decke aus.

Wie Figur 9 zeigt, zeichnen sich die Proben (Nr. 61, 65 10 29/5, 65 10 3/5, 659 16/24) aus den mittelpenninischen und interneren Flyschtrögen alle durch eine sehr grosse Spinellvormacht (max. 67 %) aus[12]). Zirkon kann bis 30 % der Schwermineralfraktion ausmachen, während die TiO_2-Gruppe (Anatas fehlt praktisch) und Turmalin mit bis zu 10 % vertreten sind. Der Apatitgehalt tritt sehr zurück (1,8 %), und der Granat ist nur in Spuren vorhanden.

Ein völlig verschiedenes Schwermineralspektrum weisen die Flyschbildungen des externen Troges auf:

Für den Niesenflysch ist Apatit (max. 62 %) der Hauptvertreter. Dann folgt Zirkon (max. 30 %) und Turmalin (max. 17 %). Der Anteil der TiO_2-Gruppe ist sehr gering, und Granat ist nur sporadisch vorhanden. Schlieren- und Gurnigelflysch zeigen eine ähnliche Schwermineralassoziation, die vor allem durch die Minerale Turmalin (Schlierenflysch bis 44 %, Gurnigelflysch bis 30 %) und Zirkon (Gurnigelflysch 44 %, Schlierenflysch 18 %) gekennzeichnet ist. Die TiO_2-Gruppe fällt durch ihren starken Anatasgehalt (max. 12 %) auf. Als für diese Ablagerungen charakteristisches Mineral erscheint der Monazit (max. 7 %). Der Granatgehalt (max. 30 %) gewinnt gegenüber den interneren Flyschablagerungen an Wichtigkeit.

Ohne den auf diesem Gebiet so wünschenswerten Spezialuntersuchungen vorgreifen zu wollen, lassen sich schon aus unseren statistisch nicht gesicherten Daten über Flyschgesteine interessante Tendenzen im Schwermineralspektrum feststellen:

1. Der Spinell ist charakteristisch für die internen Flyschtröge (vgl. Fussnote 12). In den externen fehlt er. Erst im subalpinen Flysch in der Gegend des Entlebuchs, der nach FURRER (1949: 149) zumindest teilweise nordhelvetischen Ursprungs ist, sowie in der stampischen Molasse tritt Spinell wieder auf. Er kann hier bereits als Umlagerungsprodukt aus den obigen Flyschsedimenten gedeutet werden.
2. Der Granat fehlt praktisch in den südlichen Flyschablagerungen. Vom ultrahelvetischen Raum (Schlieren- und Gurnigelflysch) nach Norden (subalpiner

[12]) Sedimentpetrographische Detailstudien in den präalpinen Flyschsedimenten, wie sie W. FLÜCK im Rahmen einer Dissertation durchführte, haben inzwischen neue Resultate gezeitigt:
Nach einer frdl. mündl. Mitteilung von W. FLÜCK beschränkt sich der Spinell einzig auf gewisse Flyschanteile der Simmen-Decke. Dadurch wird unsere Aussage keineswegs abgewertet, sondern nur präzisiert. Die spinellführenden Flyschgerölle der Gruppe I können demnach in die Simmen-Decke gewiesen werden. Andrerseits unterscheidet sich die spinellfreie Gruppe II der Flyschgerölle – wie W. FLÜCK bestätigt – durch ihren hohen Granatgehalt eindeutig von den spinellfreien Flyschsedimenten der Simmen-Decke und den übrigen präalpinen Einheiten. Die hohen Granatwerte berechtigen eine externere – ultrahelvetische – Einstufung der Gruppe II.

Flysch) nimmt er sukzessive zu, um in der Molasse ein Maximum (bis über 1000 % bezogen auf die übrigen Schwerminerale) zu erreichen.

3. Die Sedimente des externen Flyschtroges (Niesen-, Schlieren- und Gurnigelflysch) lassen sich durch Unterschiede in ihrer quantitativen Schwermineralzusammensetzung mit grösster Wahrscheinlichkeit auseinanderhalten.
4. Das häufige Auftreten der seltenen Minerale Monazit und Anatas dürfte für den Schlieren- und Gurnigelflysch spezifisch sein.

Allen diesen Feststellungen haftet etwas sehr Provisorisches an. Sie müssen durch Reihenuntersuchungen statistisch untermauert werden (vgl. Fussnote 12, S. 272). Solche Untersuchungen würden aber sicher viele der hängigen Fragen in bezug auf die Flyschtröge und namentlich auch auf den Zusammenhang Flysch-Molasse (vgl. S. 300) klären helfen (vgl. auch GASSER, 1967).

Resultate des Schwermineralvergleichs von Flyschgeröllen mit ihren fraglichen Mutterformationen:

Die Einreihung der beiden Flyschgeröllgruppen I und II bietet, wie Figur 9 zeigt, keine Schwierigkeiten. Der den präalpinen Decken zugeordnete Gerölltyp fügt sich schwermineralogisch ausgezeichnet in den Rahmen dieser Flysche (siehe Fussnote 12, S. 272). Der Gerölltyp der als ultrahelvetischen Ursprungs vermuteten Gruppe II fügt sich ebenfalls gut in das Schwermineralspektrum der ultrahelvetischen Flyschablagerungen. Unterstrichen durch den hohen Gehalt an TiO_2-Mineralen, insbesondere auch an Anatas, gleicht er sich stark der Gruppe des Schlieren- und Gurnigelflysches an. Ebenso weist der beträchtliche Granatgehalt auf eine relativ externe Flyschbildung hin.

Somit sind die auf paläontologisch und mikrofaziellem Weg erhaltenen Vermutungen über die Zuordnung der beiden Flyschgruppen durch Schwermineralanalysen eindeutig bekräftigt und erwiesen.

3) Spongite

Neben den Flyschgesteinen – wenn auch weniger häufig als diese – bilden die Spongite eine wichtige Gruppe. Es handelt sich um schwarze, dichte, kieselige Kalke, z.T. mit schwarzen Hornsteineinlagerungen. Die Schliffe N 15/11, N 9/1, N 15/6 stammen von solchen Geröllen. Die Schliffbilder lassen sich nicht von gewissen Typen des Heiti-Lias (östliche Stockhornkette, NICOL, 1956) unterscheiden. Als Beispiel diene die Beschreibung des

Schliffes N 15/11: Schwarzer Spongit

Ein Haufwerk von z.T. verkieselten Nadeln und anderen Fossilresten (bis 0,5 mm) wechsellagert mit feinkörnigem, in einer amorphen, kieseligen Matrix eingebettetem Calcit. Dieser nicht immer schichtparallele Wechsel von grobem und feinem Material ergibt das schlierige Gefüge des Gesteins. Als Fossilien finden sich:

- Lageniden
- Ostrakoden

Herkunft: Klippen-Decke
Alter: Lias

Die stark kieseligen Glieder dieser Familie, die in ihrer Farbe heller werden und oft ein völlig quarzitisches Aussehen erhalten, sollen im folgenden Schliffbild charakterisiert werden:

Schliff N 11/4: Grauer, stark verkieselter Echinodermenspatkalk

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von feinkörnigem bis chalcedonartigem Quarz einerseits und mikrokristallinem Dolomit andererseits. Ihr eingelagert sind bis 0,5 mm grosse Karbonatkörner (z. T. umkristallisierte Fossiltrümmer), die etwa 40% des Gesteins ausmachen. Fossilien:

- Textulariden
- Lageniden: *Nodosaria*
  Dentalium

Herkunft: Klippen-Decke (nicht zu unterscheiden von gewissen Typen des Heiti-Lias)
Alter: Lias

Von diesen quarzitischen Gesteinen besteht eine Querverbindung zu den eigentlichen

4) Ölquarziten

Da dieser Gesteinstyp ein Durchläufer ist und wir in unseren Schliffen keine Fossilien fanden, lassen wir die Herkunft dieser für unsere Nagelfluhen nicht sehr wichtigen Gerölle offen. Mit ihrer Heimweisung hat sich SPECK (1953: 120) eingehend befasst. Er sieht in der Ölquarzit-Gruppe – bestärkt durch den Fund eines Nummuliten – das Abbild der Gesteine «des priabonen Wildflysches des südhelvetisch-nordpenninischen Faziesgebietes». Im Schliff bietet sich dieses Gestein wie folgt dar:

Schliff N 15/9: Grünlicher Ölquarzit

Es handelt sich um ein Gemenge von 0,05–0,2 mm grossen Quarzkörnern (90%), die sich in dem Masse gegenseitig verzahnen, dass jedes Bindemittel fehlt. Zu einigen Prozenten tritt gleichmässig im Quarz verteilt – aber deutlich feinkörniger – ein Alkalifeldspat auf. Die grünliche Farbe stammt von Chlorit, der zusammen mit dem etwa in gleicher Menge vorhandenen Muscovit eine sehr schwache Einregelung zeigt. Daneben kann der Muscovit auch nesterartig angehäuft sein.

Die kalkreicheren Glieder der Spongite führen über zu den

5) Fleckenkalken

Als Beispiel dieser Fleckenkalke sei das Handstück N 15/4 beschrieben:

Schliff N 15/4: Dunkelbrauner Fleckenkalk

Ein homogener, sehr feinkörniger Kalk weist stellenweise Schmitzen mit dunkler Pigmentierung (höherer Tongehalt!) auf. Darin finden sich auch vorzugsweise rekristallisierte Radiolarien (bis 0,1 mm), sehr vereinzelt detritische Quarze, wenig Spongiennadeln und das Bruchstück eines Lageniden.

Herkunft: Ultrahelvetikum oder präalpine Decken
Alter: wahrscheinlich Lias

Je nach ihrem Kieselgehalt wurden die oben beschriebenen Gerölle den hellen und dolomitischen Quarziten, den Ölquarziten oder den Spongiten zugezählt. Dadurch erhielt die Aufteilung in diese drei Gruppen etwas Willkürliches. Der weitaus schwächste Punkt unserer Geröllzählungen liegt aber in der Unterscheidung der liasischen Spongienfazies von den kieseligen Flyschspongienkalken. Bei Zurücktreten des Sandgehalts können die Flyschgesteine auch im Anschliff nicht mehr als solche erkannt werden. Wir müssen deshalb festhalten, dass ein gewisser Anteil der Spongite eventuell den Flyschgesteinen zuzuzählen wäre. Auf diese Schwierigkeiten, die sich aus den Fazieskonvergenzen ergeben, hat auch SPECK (1953 :117) ausdrücklich hingewiesen.

6) Dolomite

In den unteren Teilen der Nagelfluhen erlangen weiss anwitternde, gelb-braune Dolomite grosse Bedeutung. Diese Gesteine sind durchwegs fossilleer, ihr triasisches Alter bleibt Vermutung und ihre Herkunft ist unbestimmt. Zur Charakterisierung dieser Gruppe sollen zwei Schliffbeschreibungen dienen:

Schliff N 7/3: Hellbrauner, zuckerkörniger Dolomit

Das etwas brecciöse Aussehen im Anschliff erweist sich im Schliff als nesterhafte Anhäufung von Dolomitkristallen einheitlicher Korngrösse, die sich gegenüber ihrer Umgebung mit anderer Korngrösse abheben. Sowohl die grössten Körner (0,6 mm), wie die kleinsten (< 0,1 mm) können solche Nester bilden; daneben finden sich alle Übergänge. Das Gestein besteht zu 100% aus Dolomit. Fossilien wurden keine gefunden.

Herkunft: ?
Alter: Trias?

Schliff N 15/5: Heller, oolithisch-onkolithischer Dolomit (weiss anwitternd)

Die bis 0,3 mm grossen Ooide sowie die bis 2 mm grossen Onkoide bestehen aus mikrokristallinem Dolomit und lassen den konzentrischen Bau nur noch ahnen. Die Zwischenräume werden von einer mittelkörnigen Matrix (0,2 mm) erfüllt. Fossilreste sind nicht zu erkennen.

Herkunft: ?
Alter: Trias?

Alle übrigen in unseren Nagelfluhzonen auftretenden Gerölle inkl. dem Kristallinanteil spielen mengenmässig eine sehr untergeordnete Rolle. Es bleiben zu erwähnen:

7) Dichte Kalke

Sie umfassen unter anderem die «Gruppe der Aptychenkalke». Obschon Aptychen fehlen, können sie anhand der Faunenassoziation den Aptychenkalken von SPECK (1953: 95) gleichgesetzt werden. Vier Dünnschliffbeschreibungen sollen diese Gruppe charakterisieren:

Schliff N 1/4: Roter, dichter Kalk

Die mikritische, von ferritischem Pigment gefärbte Grundmasse ist von Fossilresten durchsetzt. Es lassen sich folgende Fossilien feststellen:

- Echinodermenreste
- Schalenstücke juveniler Mollusken
- Ostrakoden
- juvenile Gastropodenquerschnitte
- *Globochaete alpina*, LOMBARD

Herkunft: Simmen-Decke?
Alter: Malm (oberes Tithon ausgeschlossen)

Schliff N 9/3: Heller, dichter, pseudobrecciöser Kalk

Die im Anschliff gut erkennbaren eckigen Komponenten sind im Dünnschliff nicht mehr festzustellen. Hier handelt es sich um einen kryptokristallinen, calpionellenführenden Kalk.

Fossilien:
- Radiolarien
- *Calpionella alpina* LORENZ
- *Crassicularia sp.*

Herkunft: Ultrahelvetikum oder südlichere Decken
Alter: Tithon

Schliff N 11/3: Grauer, dichter Kalk

In einer calcit-mikritischen Grundmasse befinden sich rekristallisierte Radiolarien. Dieser dichte Kalk geht in eine kieselige, mikritische Lage über, wo die Radiolarien calcitisiert vorliegen.

Fossilien: – Radiolarien
– *Tintinnopsella sp.*
– *Crassicularia sp.*
– *Calpionella alpina* LORENZ

Herkunft: Ultrahelvetikum oder Klippen-Decke
Alter: Tithon

Schliff N 15/2: Hellgrauer, dichter, kieseliger Kalk

In einer kryptokristallinen Grundmasse von Quarz und Calcit liegen kugelige bis ovale max. 0,1 mm grosse, rekristallisierte Fossilreste (Radiolarien). Aus amorpher Kieselsäure bestehende, feinste Nädelchen (Länge bis 0,2 mm) zeigen hervorragende parallele Einregelung, so dass das Gestein im Schliff schön geschichtet wirkt.

Fossilien: – Radiolarien: Spumellarien, Nasellarien

Herkunft: Ostalpin (wahrscheinlich Simmen-Decke oder höher)
Alter: wahrscheinlich Malm

SPECK (1953: 97) weist auf die Verwechslungsmöglichkeiten der Aptychenkalke mit pelagischen Splitterkalken der Oberkreide hin. Dass unsere Zählungen ebenfalls mit diesem Fehler behaftet sind, zeigt der folgende Schliff:

Schliff N 10/1: Hellgrauer, dichter Kalk

In einer kryptokristallinen Grundmasse von Calcit lassen sich folgende Fossilien erkennen:

– *Globotruncana cf. arca* CUSHMAN
– *Globotruncana lapparenti* BROTZEN ssp.
– *Globotruncana sp.*
– *Hedbergella sp.*
– *Gümbelina sp.*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum – präalpine Decken
Alter: Campanien-?unteres Maestrichtien

Ein weiterer Fehler bei der Zusammenfassung der dichten Kalke in den Zählungen entsteht dadurch, dass auch Konvergenzen zu den Flyschgesteinen (SPECK, 1953: 97) bestehen.

8) Oolithisch-onkolithische Kalke

Diese Gruppe ist nur sehr sporadisch vorhanden. Reine Oolithe wurden keine gefunden; immer ist eine detritische Komponente mehr oder weniger stark vertreten, wie folgendes Beispiel zeigt:

Schliff N 9/5: Organogen-oolithischer, sandiger Kalk

Ooide aus mikrokristallinem Calcit (0,2–0,5 mm) und von einer feinstkörnigen karbonatischen Masse umkrustete Fossiltrümmer (max. 5 mm) sowie einige Prozent z. T. ebenso umkrustete Quarzkörner und Gesteinsbruchstücke (max. 0,7 mm) bilden ein Haufwerk. Dieses wird durch eine feinkörnige Calcitmatrix zusammengehalten.

Fossilien: – rekristallisierte Reste von Lamellibranchiern
– Algenreste
– Echinodermensplitter
– *Trocholina*
– Gastropoden
– *Textularia sp.*

Herkunft: ?Klippen-Decke
Alter: Malm-Dogger

9) Spatkalke

Relativ selten sind die Vertreter der Spatkalke. Auch hier findet sich immer ein beträchtlicher Sandanteil.

Schliff N 1/2: Schwach sandiger, echinodermenspätiger, organo-detritischer Kalk

In einer fein- bis grobkörnigen Matrix befinden sich folgende Komponenten:

- einige Prozent kantengerundete Quarzkörner
- mikritischer Kalk 0,4 mm (Lumps)
- Fossilreste:
  - Echinodermentrümmer
  - *Orbitolina sp.* (agglutiniert)
  - Algenreste
  - Lamellibranchiertrümmer
  - Gastropodentrümmer
  - ?*Archaeolithothamnium*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum
Alter: Barrémien-Aptien

In einem anderen Geröll (N 3/1) finden sich folgende Fossilien:

- Oolithisch umkrustete Makrofossilien
- Lamellibranchier
- Algenstücke
- gerolltes Korallenstück
- Lageniden
- *Lenticulina*
- Echinodermentrümmer
- *Archaeolithothamnium*

Herkunft: ?Ultrahelvetikum
Alter: ?Urgo-Aptien

10) Radiolarite

Nicht sehr häufig treten rote und braune Radiolarite auf, die sich im Schliff wie folgt präsentieren:

Schliff N 9/6: Roter Radiolarit

Es zeigt sich eine Anhäufung von Radiolarien, deren Hohlräume von mikrokristallinem Quarz erfüllt sind. Die ebenfalls mikrokristalline Matrix unterscheidet sich dadurch, dass sie neben Quarz etwas Karbonat führt und zudem mit ferritischem Pigment bestäubt ist.

Herkunft: ostalpine Decken
Alter: jurassisch

Schliff N 1/3: Brauner Radiolarit

In der feinen Grundmasse von kryptokristallinem Quarz lassen sich kreisrunde, etwas gröber kristallisierte Radiolarien-Querschnitte feststellen. Neben wenigen mit Quarz ausgeheilten Klüften ist das Gestein mit Calcitadern vollständig durchsetzt.

Herkunft: ostalpine Decken
Alter: jurassisch

β) Kristalline Komponenten:

Der Kristallinanteil in unseren Nagelfluhen spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Die Vorherrschaft der Metamorphite gegenüber den Eruptiva, wie sie HOLLIGER

(1953: 52) hervorhebt, konnte von uns bestätigt werden. Allerdings ist die Vormacht recht gering (vgl. Fig. 10 und 11, S. 282).

1) Metamorphite

Zweiglimmergneise und granatführende Biotitgneise sind die häufigsten Vertreter dieser Gruppe. Oft sind diese Gerölle im Aufschluss völlig zu Grus verwittert. Wir glauben den extrem hohen Granatgehalt des sandigen Bindemittels der Nagelfluhen aus dem Abrieb der granatführenden Gneise herleiten zu dürfen (vgl. auch S. 295). Drei Schliffbeschreibungen sollen diese Gruppe charakterisieren:

Schliff N 7/2: Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneis[13])

Quarz, Kalifeldspat, Albit, daneben Chlorit, Muscovit und Biotit sind Hauptgemengteile. Die xenomorphen, undulös auslöschenden Quarzkörner (0,1–1,0 mm) sind gegenseitig verzahnt und z. T. etwas gestreckt. Eine Verzahnung findet auch gegenüber dem Feldspat statt, wobei der sericitisierte Kalifeldspat deutlich häufiger ist als der etwas frischere Albit. Die Paralleltextur verdankt das Gestein neben den gelängten Quarzen dem lagig angeordneten Chlorit, dem auch geringe Mengen Muscovit und Biotit zugeordnet sind. Die rote, fleckige Verwitterungsfarbe des Handstücks wird durch Limonitschüppchen (?) hervorgerufen. Als Akzessorien sind Titanit, Apatit, Zirkon und Erze zu nennen.

Schliff N 15/10: Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis

Als Hauptgemengteile treten Quarz und Albit-Oligoklas (~10% An), daneben Biotit und Muscovit auf. Der Quarz (~60%) löscht z. T. undulös aus und verzahnt sich mit seinesgleichen und dem in der gleichen Korngrösse vorliegenden, frischen Albit (0,5 mm). Der rotbraune meist frische Biotit (teilweise mit pleochroitischen Höfen) und der Muscovit (zusammen ~15%) sind schön parallel eingeregelt und bewirken so die schiefrige Textur. Akzessorisch finden sich Apatit, gelbbrauner Turmalin (leicht zonar), Zirkon, Titanit und Erzminerale.

Schliff N 13/3: Feinkörniger, granatführender Biotit-Plagioklasgneis

Hauptgemengteile sind Quarz 45% (z. T. undulös auslöschend), leicht sericitisierter Plagioklas (Oligoklas) 45% sowie Biotit (z. T. chloritisiert). Quarz und Feldspat verzahnen sich gegenseitig, wobei vorwiegend der Quarz eine ausgesprochene Längung aufweist. Parallel eingeregelt ist auch der Glimmer. Auffallend sind die oft stark angefressenen Granate. Akzessorien sind Apatit, Rutil, Zirkon und Erz.

Die Herkunft dieser atypischen Gneise ist unbestimmt.

2) Plutonite

Neben den seltenen roten Graniten treten auch grüne und helle z. T. feinkörnige Granite auf. Die rote Varietät entspricht dem von SPECK (1953: 68) als Rigigranit beschriebenen Gestein. Im Folgenden einige typische Schliffbilder:

Schliff N 16/1: Roter Alkaligranit

Hauptminerale sind Alkalifeldspat (Albit, Kalifeldspat), Quarz und Chlorit (z. T. in Nestern); daneben spärlich Muscovit und akzessorisch Titanit (?), Apatit, Zirkon und Erz. Der frische, hypidiomorphe Albit erreicht eine Grösse bis zu 3 mm und ist z. T., besonders in den grossen Individuen, als Schachbrett-Albit ausgebildet. Kalifeldspat tritt gegenüber dem Albit mengenmässig stark zurück. Ebenso ist Quarz eher selten und erreicht nie die Grösse der Feldspäte. Dieselben Minerale treten als Nester und als kataklastische Rissfüllungen in viel kleinerer Korngrösse (~0,2 mm) auf.

Schliff N 6/2: Grünlich-weisser Granit

Quarz, Kalifeldspat, saurer Plagioklas (Oligoklas), daneben Biotit und Muscovit bilden die Hauptbestandteile. Akzessorisch wurde Apatit und Zirkon beobachtet. Mit bis 3 mm Durchmesser

---

[13]) Herrn Prof. Dr. STRECKEISEN möchten wir für die Durchsicht der kristallinen Gerölle nochmals herzlich danken.

ist der Quarz das grösste Mineral. Auch mengenmässig ist er der Hauptbeteiligte (~50%). Der z. T. etwas perthitische Kalifeldspat (~20%) ist leicht bräunlich bestäubt. Dasselbe gilt vom nicht sericitisierten, selten auftretenden Mikroklin. Etwas weniger umgewandelt ist der als Oligoklas mit klarem Albitrand identifizierte Plagioklas (~25%). Der reichlich vorhandene Biotit ist stark bis völlig chloritisiert und z. T. ausgebleicht. Meist eng vergesellschaftet mit dem Biotit findet sich der Muscovit.

An diesem Geröll ist ein für die stampischen Nagelfluhen typisches Phänomen besonders schön ausgebildet: Das ganze Gestein ist von 5 mm breiten bis haarrissfeinen Calcitklüften durchsetzt, die eine gewisse Richtung bevorzugen und so dem Schliffbild ein paralleltexturiertes Gepräge verleihen.

Schliff N 15/8: Feinkörniger, heller Granit

Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Albit, dazu Chlorit. Apatit und Zirkon bilden die Akzessorien. Die Korngrösse der Minerale schwankt zwischen 0,2–1,0 mm; diese obere Grenze wird nur von einigen einsprenglingsartigen Albiten wesentlich überschritten. Quarz tritt in Mengen um 40% auf; einzelne Individuen löschen leicht undulös aus. Der Anteil an Feldspat beträgt ca. 50%, wobei der Albit-Oligoklas (10% An) den Kalifeldspat überwiegt. Beide sind relativ frisch, der Kalifeldspat ist leicht schummrig und bräunlich bestäubt, der Albit-Oligoklas nur leicht sericitisiert. Der häufige Chlorit ist eindeutig pseudomorph nach Biotit; ganz vereinzelt ist dieser noch als solcher zu erkennen. Auch dieses Geröll ist völlig von Calcit durchsetzt, so dass man auf den ersten Blick glauben könnte, es handle sich um eine Arkose. Der Kornverband der Gemengteile spricht jedoch eher für Eruptivcharakter des Gesteins.

Die Herkunft all dieser Gerölle ist unbestimmt (siehe unten). Prof. STRECKEISEN betonte die Andersartigkeit der hier beschriebenen Gerölle gegenüber den miozänen Kristallingeröllen des Entlebuchs (MATTER, 1964; VON SALIS, 1966) sowie denjenigen der Nagelfluhen von Gunten-Eriz (SCHERER, 1966). Gegenüber den zuletzt erwähnten Ablagerungen zeichnen sich unsere Nagelfluhen durch das fast vollständige Fehlen von Vulkaniten aus.

b. *Zusammenfassung der Resultate der qualitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse*

Kristalline Komponenten

1. Der relativ bescheidene Kristallinanteil unserer Nagelfluhen unterscheidet sich grundsätzlich von dem der nördlich gelegenen poststampischen Konglomerate. Die Kristallinkomponenten dieser letzteren stehen den Gesteinen der Err-Bernina-Decke nahe, die den stampischen Ablagerungen fehlen. Zur selben Feststellung gelangte SPECK (1953: 75) für die Rigi-Nagelfluh. Dieser Autor möchte das Kristallin aus einem heute nicht mehr vorhandenen kristallinen Kern der Simmen-Decke beziehen.

2. Bei einem Vergleich unserer Kristallingerölle mit denjenigen der Nagelfluhen von Gunten-Eriz findet Prof. STRECKEISEN keine Ähnlichkeit. Dies verwundert nicht, nachdem SCHERER (1966) für die südwestliche Guntennagelfluh erneut auf den sehr hohen Kristallingehalt und zudem ein mögliches Aquitanalter hingewiesen hat.

Sedimentäre Komponenten

1. Als Liefergebiet der stampischen Nagelfluhen des Beichlen-Farneren- und des Heuboden-Äschitannen-Zuges kommen nur

a) die präalpinen Decken
b) die ultrahelvetischen Einheiten

in Betracht.

TRÜMPY & BERSIER (1954: 159) gelangten für die Mont Pèlerin-, SPECK (1953: 123) für die bunte Rigi-Nagelfluh zum selben Schluss.

2. Die Heimweisung der Gerölle durch Prof. ALLEMANN erfolgte derart, dass das mikrofazielle und paläontologische Bild des Einzelgerölls allein ausschlaggebend war. Es wurde also absichtlich auf eine tektonische Einstufung anhand von Geröllgemeinschaften, deren Zusammenstellung eine Anzahl spekulativer Prämisse erfordert, verzichtet. Die Folge war, dass nur in ganz seltenen Fällen ein Geröll spezifisch eingeordnet werden konnte. Dies gelang bei Schlierenflyschgeröllen, welche übrigens die Riesenkomponenten (100 cm im grössten Durchmesser) der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh bilden, dann auch bei den liasischen Spongiten der Klippen-Decke (Heiti-Lias, NICOL, 1956).

3. Wir sehen die Lösung einer exakten spezifischen Einordnung der weitaus häufigsten Flyschkomponenten auf dem Wege der schwermineralogischen Analyse in der von uns angedeuteten Weise (S. 271). Voraussetzung hiezu ist aber die genaue Kenntnis des Schwermineralgehaltes und seiner vertikalen sowie regionalen Änderungen in jedem der einzelnen, heute im Rückland noch vorhandenen Flyschkomplexe.

C. Die quantitative, petrographisch-stratigraphische Geröllanalyse

Die Geröllzählungen dienten dem Zweck, eventuelle Unterschiede der Geröllführung unserer zwei Nagelfluhzonen (Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) aufzuzeigen. Die numerischen Daten der Geröllzählungen finden sich in Tabelle 9. Die Resultate für die Beichlen-Farneren-Nagelfluh sind in Figur 10, diejenigen für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh in Figur 11 dargestellt. Nur die Proben mit den schwarzen Balken entstammen den Typprofilen. Die Proben mit den hellen Balken wurden an Lokalitäten entnommen, deren stratigraphische Höhe im Profil nicht bekannt war. Sie wurden dann anhand ihres Geröllbestandes mit allem Vorbehalt eingestuft (vgl. S. 283 und S. 284). Aus den Figuren 10 und 11 ist ersichtlich, dass der Geröllbestand für beide Nagelfluhzüge prinzipiell gleich ist. Er stimmt übrigens auch gut mit den Zählungen von HOLLIGER (1953: 47) aus dem SW-Teil der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überein, nur dass dort im höheren Teil ein etwas grösserer Kristallingehalt vorliegt (max. 28 %). Im folgenden soll versucht werden, die weniger auffälligen Unterschiede in der Zusammensetzung der beiden Nagelfluhzonen, die offensichtlich vorhanden sind, herauszuschälen.

1. Kristalline Gesteine

Der Kristallingehalt der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (durchschnittlich 8 %) überwiegt eindeutig gegenüber dem der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (durchschnittlich 2,5 %). Die von FRÖHLICHER (1933: 23) und HOLLIGER (1953: 47) festgestellte Zunahme des Kristallins der Beichlen-Farneren-Nagelfluh gegen das Hangende konnte durch unsere Beobachtungen nicht eindeutig bestätigt werden (vgl. Fig. 10). Dagegen sind die oberen Partien der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh gegenüber den tieferen kristallinreicher (vgl. Fig. 11). Das von HOLLIGER (1953: 52) postulierte Überwiegen der Metamorphite gegenüber dem übrigen Kristallin zeigt sich in unseren Zählungen nur schwach.

Tabelle 9: Numerische Werte der quantitativen, petrographisch-stratigraphischen Geröllanalyse

Geröllanalyse	Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh							Beichlen-Farneren-Nagelfluh								Hornbüel-Schuppenzone	
Geröllarten Probe-Nr.	N1	N2	N3	N4	N5	N12	N16	N7	N8	N9	N10	N11	N13	N14	N17	N15	N6
Nicht metam. Kristallin																	
Rote Granite	—	0,5	—	0,5	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	1	1
Grüne Granite	—	1	—	0,5	1,5	—	0,5	1,5	2	0,5	2	—	1	2	3	1,5	1,5
Helle Granite u. Aplite	—	0,5	—	0,5	1	—	—	3	—	4	2,5	2	—	—	1	4,5	5,5
Syenite-Diorite	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—
Rhyolithe	—	—	—	—	0,5	—	—	—	0,5	—	0,5	—	—	0,5	—	1	—
Ophiolithe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total nicht metam. Kristallin	—	2	—	1,5	3	—	0,5	5	2,5	4,5	5,5	2,5	1	2,5	4	8	8
Metam. Kristallin																	
Gneise	—	2,5	—	2,5	5	—	1	6	3,5	4,5	11	0,5	1	6	2	12,5	5,5
Glimmerschiefer	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,5	—	—	0,5
Amphibolite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total metam. Kristallin	—	2,5	—	2,5	5	—	1	6	3,5	4,5	11	0,5	2	7,5	2	12,5	6
Total Kristallin	—	4,5	—	4	8	—	1,5	11	6	9	16,5	3	3	10	6	20,5	14
Sedimente																	
(Helle)- dolom. Quarzite	14	3	3	16	4,5	4,5	6	1	7	3	5	2	10	11	4	1,5	10
Verrucano-Buntsandstein	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—
Ölquarzite	—	1	—	1	1	2	2	5	2,5	3,5	2,5	2	2	1	0,5	6,5	3,5
Hornstein u. Radiolarite	3	2	—	1	1	2,5	1	—	3,5	1,5	0,5	2,5	1	—	—	5,5	0,5
Schwarze Hornsteine	—	1	—	—	—	0,5	—	1	—	0,5	2,5	—	—	0,5	—	3,5	—
Oolith.-onkolith. Kalke	1	1,5	2	2	3	2	1,5	2,5	—	2	1	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—
Helle-braune dichte Kalke	8,5	2,5	10	8,5	6	4,5	4	0,5	5,5	9,5	7	7,5	3	1	—	1,5	3
Dunkle-schwarze Spongite	3	3,5	2,5	10	8	8	14	14,5	17	15	10	19	4	3	19	24	6
Rote Kalke	1	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Spatkalke-(Echin. breccien)	10	1	3	1,5	0,5	4	—	—	2,5	—	—	2	1	—	—	0,5	—
Helle Dolomite	12	3,5	13	—	—	12	0,5	29	8	—	2	—	33,5	29	45,5	13	1,5
Dunkle Dolomite	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	1,5	1,5	—	—	—
Grobe Sansteine-Feinkonglomerate (Flyschgesteine)	0,5	—	1	0,5	2,5	4,5	1	1,5	3,5	2,5	1,5	1	1,5	0,5	1	3	0,5
Sandig-kieselige Kalke (Flyschgesteine)	28,5	21	17,5	34,5	25	26	4	27	25	28,5	24	33	27	32	10	5,5	33
Kalkige-dolom. Sandst. (Gruppe I + II) (Flyschgesteine)	18	55	47	21	34	28	63,5	7	17,5	25	25	27,5	11,5	10	13	14	23
Glaukonit-Sandsteine (Flyschgesteine)	—	0,5	0,5	—	0,5	—	1	—	2	—	2	—	0,5	—	0,5	—	—
Konglomerate (Flyschgesteine)	—	—	0,5	—	2	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—
Breccien	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,5
Calcit	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	2,5
Total Sedimente	100	95,5	100	96	92	100	98,5	89	94	91	83,5	97	97	90	94	79,5	86
Gangquarze	—	0,5	—	—	—	1	3	2,5	—	2,5	—	—	0,5	2,5	1	4	—
Atypisches	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	—	—	—

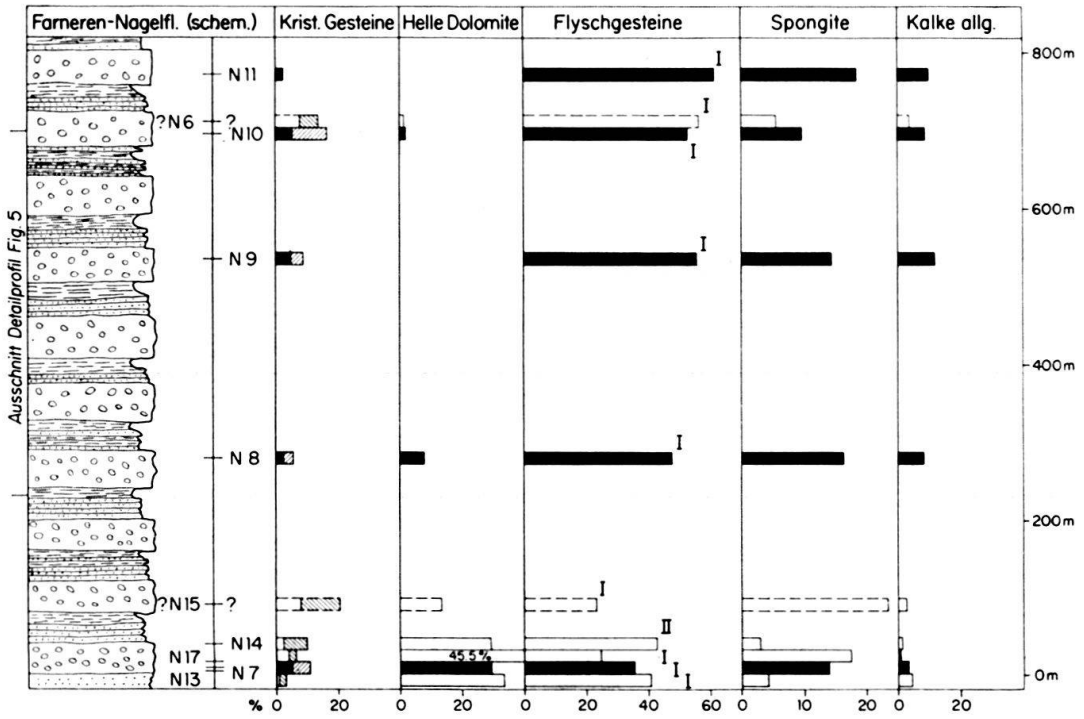

Fig. 10 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder. Die hellen Balken stammen von Proben unbekannter stratigraphischer Höhe, die anhand ihres Geröllbestandes im Profil eingestuft wurden.

Kolonne «Krist. Gesteine»: Schraffierte Balken repräsentieren den Anteil an metamorphem Kristallin.

Kolonne «Flyschgesteine»: Die Zahlen I und II beziehen sich auf die Vormacht der Flyschgeröllgruppen I resp. II (vgl. Text S. 267).

2. Helle Dolomite

Beiden Nagelfluhzonen gemeinsam ist der starke Dolomitgeröllgehalt (max. 30%) in den tieferen Teilen und das völlige Fehlen in den oberen.

3. Flyschgesteine

Die Flyschgesteine bilden den Hauptanteil der Gerölle in beiden Nagelfluhen (bis 77% in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh). Die Zunahme des Flyschanteils gegen das Hangende in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh geht eindeutig auf Kosten des Dolomits. In der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh ist diese Erscheinung nicht ausgeprägt. Obschon die oben beschriebene Zweiteilung der Flyschgesteine in eine Gruppe I mit Herkunft aus den präalpinen Decken und eine Gruppe II mit ultrahelvetischer Herkunft in der Zählung nicht zum Ausdruck kommt, ergab sich doch bei jeder untersuchten Probe eine deutliche Vormacht der einen oder anderen Gruppe. Die Ziffern I resp. II in der Kolonne der Flyschgesteine von Figur 10 und 11 geben an, ob die Gruppe I oder die Gruppe II in der betreffenden Probe dominiert. Diese Aufteilung führt zu folgender Feststellung:

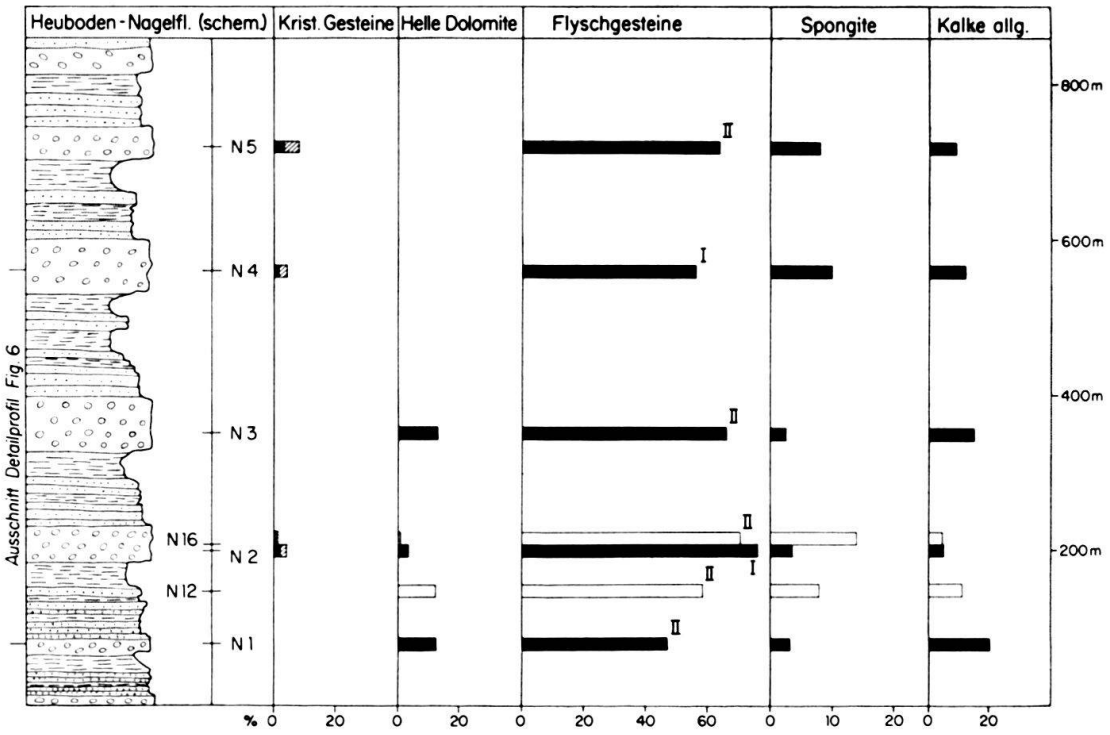

Fig. 11 Die quantitative, petrographische Geröllverteilung in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.

Das lithologische Profil ist stark schematisiert und gibt nur den Sedimentationstyp wieder.

Die hellen Balken stammen von Proben unbekannter stratigraphischer Höhe, die anhand ihres Geröllbestandes im Profil eingestuft wurden.

Kolonne «Krist. Gesteine»: Schraffierte Balken repräsentieren den Anteil an metamorphem Kristallin.

Kolonne «Flyschgesteine»: Die Zahlen I und II beziehen sich auf die Vormacht der Flyschgeröllgruppen I resp. II (vgl. Text S. 267).

Die Flyschgesteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh stammen vorwiegend aus den präalpinen Decken (Gruppe I), diejenigen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh vorwiegend aus dem Ultrahelvetikum (Gruppe II).

Es sei betont, dass diese Ziffern nur das Vorherrschen der einen oder anderen Gruppe anzeigen und im übrigen in allen Proben beide Gruppen vertreten sind. Auf die Unmöglichkeit der Aufteilung bei feinkörnigen Geröllen wurde schon hingewiesen (vgl. S. 266).

4. Spongite

Entsprechend der vorherrschenden Provenienz der Flyschgesteine sind die liasischen Spongite der Klippen-Decke in den Ablagerungen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh häufiger (max. 19%) als in denen der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (max. 14%).

5. Kalke im allgemeinen

Der geringen Vormacht der Kalke der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (max. 20%) gegenüber denen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (max. 12%) darf keine

grosse Beachtung geschenkt werden. Dazu ist diese Gruppe zu weit gefasst, d. h. sie ist zu heterogen in bezug auf Alter, Herkunft und Fazies der Gesteine, sodass möglicherweise nur die auf S. 274 erwähnten methodischen Fehlerquellen der Geröllzählungen für die Unterschiede verantwortlich sind.

Neben den Proben der Typprofile (schwarze Balken in Fig. 10 und 11) wurden – wie oben erwähnt – noch von andern Lokalitäten der Nagelfluhzonen Proben ausgezählt und entsprechend ihrem quantitativen Geröllgehalt in die Typusprofile eingestuft (helle Balken in Fig. 10 und 11). Besondere Beachtung verdienen die Proben N 13, N 14 und N 17 der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (Lokalitäten vgl. Tab. 8, S. 264).

N 13 und N 14 entstammen der S-Seite der Gstellfluh (vgl. Tafel I), also dem östlichsten Ausläufer der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Nachdem die Auszählung der Probe N 14 ein Vorherrschen der für die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh typischen Gruppe II der Flyschgesteine ergab, stellte sich die Frage, ob es sich hier nicht um ein randliches Mischgebiet der beiden Nagelfluhschuttfächer handeln könnte (vgl. auch Fig. 18, S. 303).

Mit der Diskriminanzanalyse ist uns ein geeignetes Mittel gegeben, diese Frage statistisch zu überprüfen[14]). Sie liefert nämlich ein Entscheidungskriterium, ob die betreffende Probe der einen oder andern Population – hier der Beichlen-Farneren-Nagelfluh oder der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh – angehört.

Sowohl die Probe N 13 wie N 14 gehören nach den statistischen Untersuchungen eindeutig der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh an. Eine Durchmischung des Geröllmaterials in den randlichen Gebieten der beiden Schuttfächer hat somit ohne Zweifel stattgefunden.

Die Probe N 17 stammt vom Hasler Hohwald (vgl. Tafel I), dem südlichsten Teil der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, der nach Mollet (1921: Tafel II, Profil 10) auch die stratigraphisch höchsten Schichten der Beichlen-Farneren-Nagelfluh umfasst. Der hohe Dolomitgehalt von N 17 erlaubt uns aber diese Probe stratigraphisch an die Basis der Beichlen-Farneren-Nagelfluh zu stellen. Dies bestätigt den im Felde durch Fallmessungen vermuteten Synklinalbau des zentraleren Teiles der Beichlen-Farneren-Nagelfluh. Somit lässt sich der von Mollet (1921: Tafel II, Profil 6a) beobachtete Synklinalbau des NE-Endes des Beichlen-Farneren-Nagelfluhzuges bis weit nach SW feststellen.

Die Proben N 6 und N 15 wurden der Hornbüel-Schuppenzone an der Front der Beichlen-Farneren-Nagelfluh entnommen. Diese Schuppe bildet ein die Hauptaufschiebung begleitendes Schürfpaket. Anhand sedimentpetrographischer Untersuchungen der Sandsteine dieser Schürfzone kamen wir an deren Stelle (Gasser, 1966) zum Schluss, dass an ihrem Aufbau neben Gesteinen der Horwer Schichten und solchen der Granitischen Molasse auch Gesteinspakete aus den stampischen Nagelfluhen beteiligt sein müssen. Wie Fig. 10 (S. 282) zeigt und zudem statistische Aussagen bestätigen, lassen sich die Proben N 6 und N 15 sowohl in qualitativer wie in quantitativer Hinsicht gut in die Beichlen-Farneren-Nagelfluh einordnen.

---

[14]) Dem Methodischen und Theoretischen der Diskriminanzanalyse soll später eine eigene Publikation gewidmet werden. Die Problemstellung zur Diskriminanzanalyse findet sich auf S. 295 bei der Verwertung der Resultate aus den Untersuchungen der Psammite.

Resultate der Geröllzählungen:

Mit Hilfe der Diskriminanzanalyse (Näheres siehe S. 295 und Fig. 17, S. 297) erwiesen sich die stark gleichenden Geröllspektren der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh nicht als identisch.

Spongite, helle Granite inkl. Aplite und kalkige bis dolomitische Flyschsandsteine bilden die wichtigsten Kriterien zur Unterscheidung der beiden Nagelfluhschuttfächer. Anhand dieser Gerölle ist eine 93–100prozentige Trennung der beiden Schüttungen möglich. Die Durchschnittswerte dieser Gerölle betragen:

	Beichlen-Farneren-Nagelfluh	Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh
Spongite	16%	7%
helle Granite inkl. Aplite	2%	0,5%
kalkige bis dolomitische Flyschsandsteine (= Gruppe I und II)	19%	38%

Das Überwiegen der Flyschsandsteine in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh steht nicht etwa im Widerspruch zu unseren früheren Aussagen, denn unter dieser Sparte sind sowohl Flyschgesteine der Gruppe I wie der Gruppe II subsummiert. Betrachten wir die quantitativ nicht erfassten Unterschiede innerhalb der kalkigen bis dolomitischen Flyschsandsteine, bleibt folgende Tatsache bestehen:

In der Beichlen-Farneren-Nagelfluh überwiegen Flyschgesteine der Gruppe I, die in den präalpinen Decken beheimatet werden können (vgl. Fussnote 12, S. 272). In der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh dagegen herrscht die Flyschgruppe II vor, die ultrahelvetischer Abstammung ist. Diese Feststellungen, kombiniert mit den Aussagen über die Geröllgrössen, liefern uns wertvolle Indizien zur Rekonstruktion der Paläogeographie (vgl. S. 302).

4. KARBONATBESTIMMUNGEN

Die durch komplexometrische Titration erhaltenen Karbonatwerte sind in Figur 12 in der 3. Horizontalreihe für das Steinibach-Profil, in Figur 14 (S. 289) in der jeweils oberen Horizontalreihe für die übrigen Profile dargestellt. Die weitpunktierte Fläche bezieht sich auf den Calcitgehalt, die engpunktierte auf den Dolomitgehalt.

Gesamtkarbonat (Calcit- und Dolomitgehalt)

Obschon die einzelnen Karbonatwerte sehr starken Schwankungen unterworfen sind, lässt sich von der Steinibach-Serie – dem stratigraphisch tiefsten der von uns untersuchten Molassegesteine – zum fluvioterrestrischen Stampien eine allgemeine Zunahme des Karbonatgehaltes feststellen. Neben den marin-brackischen, unterstampischen Abfolgen des Steinibachs (vgl. 3. Horizontalreihe von Fig. 12) weisen noch die Gesteine des Büeltibachs (vgl. Fig. 14 mittlerer Teil des Profils 5) tiefe Karbonatwerte auf[15]). Die beiden Gesteinsserien wurden schon früher (S. 246) durch feldgeologische Evidenzen in engen Zusammenhang gebracht.

[15]) Die ebenfalls tiefen Werte in Profil 6 der Figur 14 stammen aus der Granitischen Molasse (Schangnau-Schuppe) der äusseren Zone.

In den Nagelfluhzonen erreicht der Karbonatgehalt ein Maximum (vgl. Fig. 14, S. 289). Diese Karbonatwerte werden allerdings noch übertroffen durch die des subalpinen Flysches. Der Karbonatreichtum des subalpinen Flysches dient uns als Mittel zur Unterscheidung der gleichaussehenden Flysch- und Molassemergelkomplexe (vgl. S. 296). Deutlich kommt das Einsetzen des subalpinen Flysches in Figur 12, 3. Horizontalreihe, zum Ausdruck. Im Felde sind die Mergel der Steinibach-Serie unmöglich von den an sie grenzenden Flyschmergeln zu trennen.

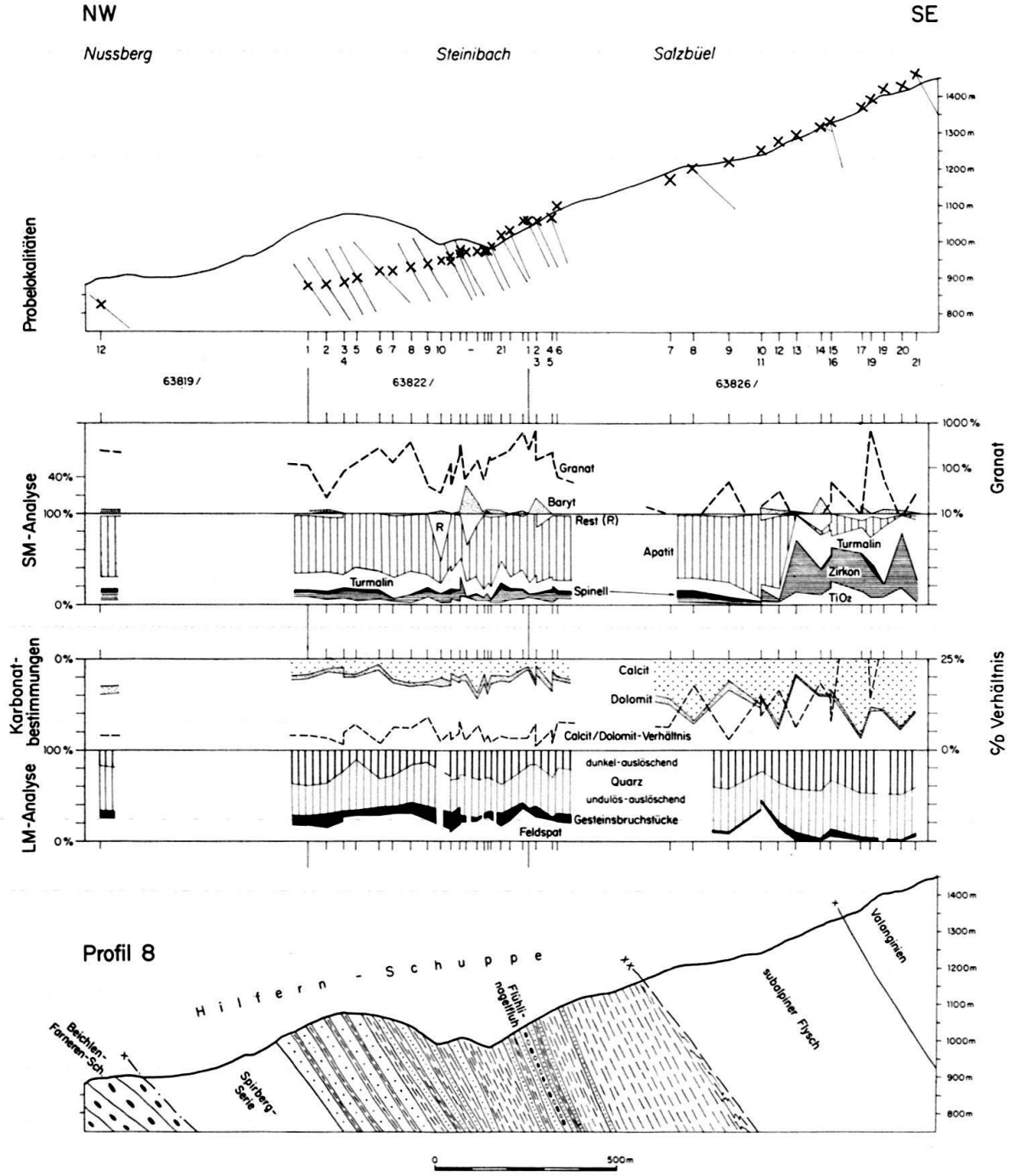

Fig. 12 Das Steinibach-Profil (Profil 8)
SM-Analyse = Schwermineral-Analyse; LM-Analyse = Leichtmineral-Analyse

Eine Mittelwertbildung, die zwar wegen der sich im einzelnen stark überschneidenden Werte fragwürdig ist, gibt die oben skizzierte Entwicklung in der untenstehenden Aufstellung (auf- oder abgerundet) instruktiv wieder:

	Calcit	Dolomit	Gesamtkarbonat	
fluvioterrestrisches Stampien:				(67 resp. 52 Proben)[16])
Beichlen-Farneren-Nagelfluh	29%	11%	40%	
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh	36%	5%	41%	
marin-brackisches Unterstampien:				
Horwer Platten	25%	7%	32%	(21 resp. 18 Proben)
ostrakodenführender, oberer Teil	26%	7%	33%	(24 resp. 13 Proben)
Steinibach-Serie (= unterer Teil[17])	19%	5%	24%	(36 resp. 29 Proben)
subalpiner Flysch	50%	3%	53%	(25 resp. 15 Proben)
Valanginien der Randkette	66%	2%	68%	(6 Proben)

Der Streubereich um die Mittelwerte wurde mit dem Student-t-Test (vgl. FÜCHTBAUER, 1964: 226; MARSAL, 1949: 249) statistisch ermittelt. Mit Ausnahme des Valanginiens der Randkette, wo zu wenig Proben vorliegen, unterscheiden sich die einzelnen Komplexe mit 99prozentiger Sicherheit. Die marin-brackischen Horwer Platten wurden dabei zum ostrakodenführenden Unterstampien geschlagen.

Calcit-Dolomit-Verhältnis

In den Figuren 12, 3. Horizontalreihe und 14, obere Horizontalreihen (S. 289), ist neben den Calcit- und Dolomitwerten auch das Calcit-Dolomit-Verhältnis abgetragen (durchbrochene Linie). Darstellungsmässig konnten nur Werte zwischen 0 und 25 erfasst werden. Der Streubereich der Einzelwerte ist hier noch grösser als beim Gesamtkarbonat. Eine Zusammenstellung der Mittelwerte ergab folgende Daten (auf- oder abgerundet):

	Calcit-Dolomit-Verhältnis	
fluvioterrestrisches Stampien:		(67 Proben)
Beichlen-Farneren-Nagelfluh	4	
Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh	12	
marin-brackisches Unterstampien:		
Horwer Platten	5	(21 Proben)
ostrakodenführender, oberer Teil	5	(24 Proben)
Steinibach-Serie	5	(36 Proben)
(Detailprofil der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg)	6	(14 Proben)
subalpiner Flysch	24	(25 Proben)
Valanginien der Randkette	44	(6 Proben)

[16]) Die zweite Zahl gibt die zur Diskriminanzanalyse (vgl. S. 295) verwertbaren Proben an.

[17]) Nicht mitgerechnet wurden die in Fig. 3 (S. 247) dargestellten Bestimmungen im Detailprofil der Strasse Fruttegg-Chratzerenberg. Die Werte aus 14 Proben ergaben 16% Gesamtkarbonat. Der tiefe Wert ist darauf zurückzuführen, dass im Detailprofil nur Sandsteine, die zudem oft stark angewittert waren, untersucht wurden. Die Fehlerquellen, die bei Titration von Mergeln entstehen können, wurden an anderer Stelle (GASSER, 1966: 759) behandelt.

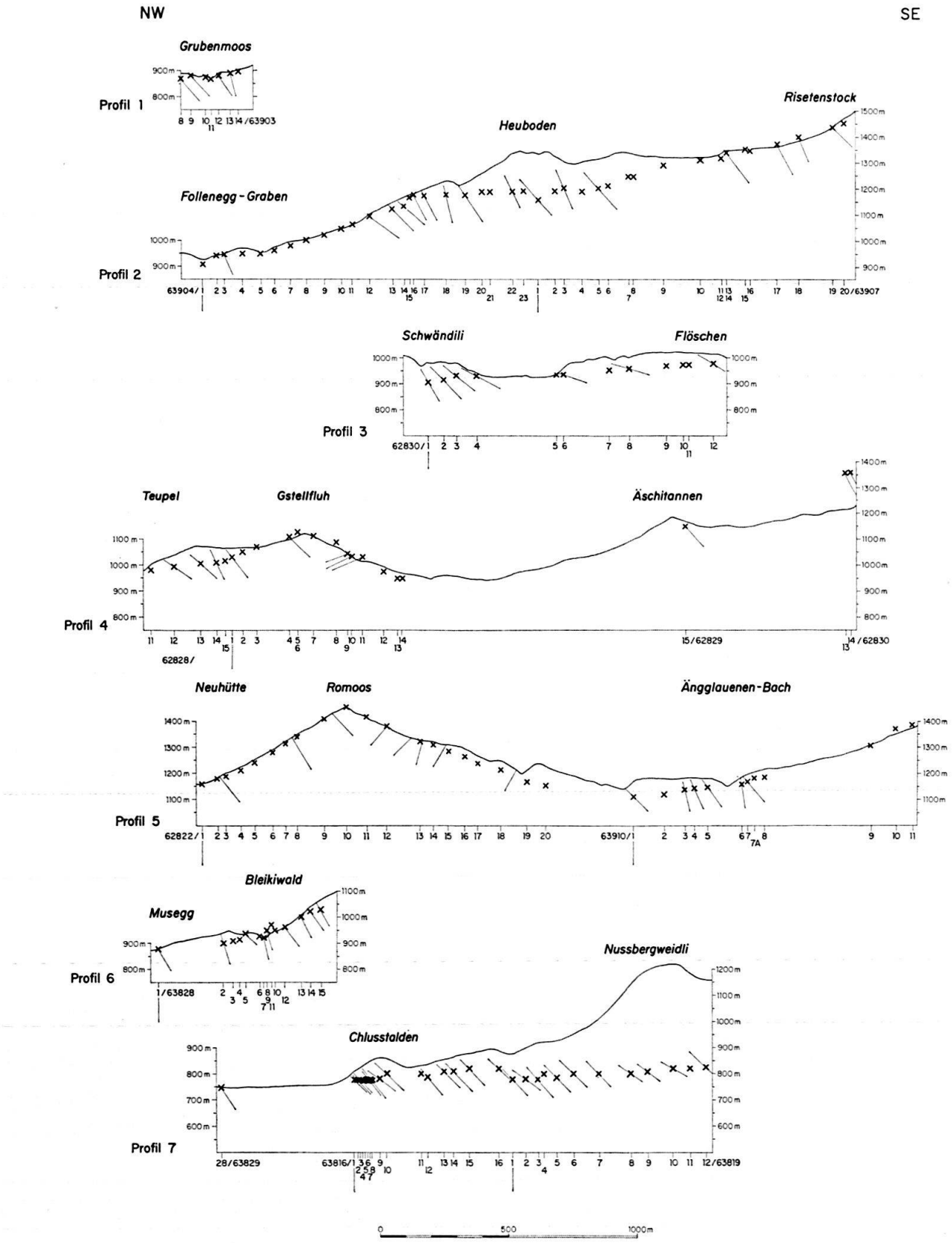

Fig. 13 Querprofile durch die innere Zone der subalpinen Molasse im Gebiet des Entlebuchs (vgl. Tafel I)
Gleiche Profile mit vollständiger Geologie siehe Fig. 19 (S. 305). Probelokalitäten (Kreuze) mit dazugehörigen Fallmessungen (Linien)

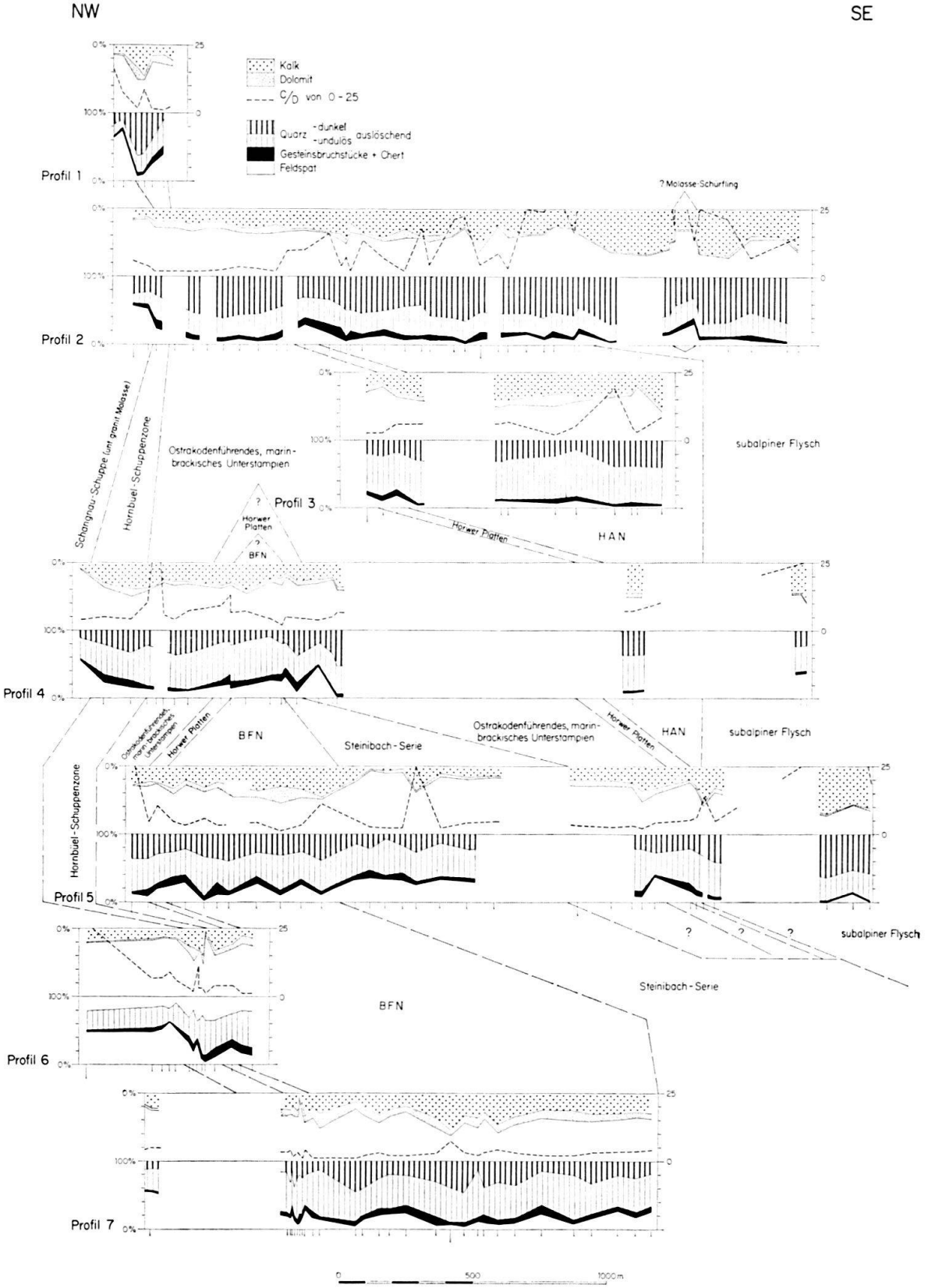

Fig. 14 Resultate der Karbonat- und Leichtmineralanalysen aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Figur 13 ausgeschiedenen Profiltrassen

BFN = Beichlen-Farneren-Nagelfluh; HAN = Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

Die Unterschiede im Calcit-Dolomit-Verhältnis innerhalb des Stampiens sind statistisch nicht gesichert, mit Ausnahme des hohen Wertes (12) in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (vgl. auch Fig. 14, Profil 2). Dieser unterscheidet sich mit 99prozentiger Sicherheit von dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh (4). Er ist bedingt durch das oben beschriebene (vgl. Kapitel Geröllanalyse S. 283) Zurücktreten der dolomitreichen Flyschgerölle der präalpinen Decken (vgl. Fussnote 12, S. 272) in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh. Die durch die Geröllanalyse gewonnenen Daten werden dadurch bekräftigt.

Durch einen sprunghaften Anstieg des Calcit-Dolomit-Verhältnisses (24) geben sich die Gesteine des subalpinen Flysches zu erkennen. Unsere Untersuchungen bestätigen damit die von FÜCHTBAUER (1964: 203) publizierten Resultate. Allerdings ist der statistische Streubereich unserer subalpinen Flysch-Proben sehr gross (bei 99prozentiger Sicherheit: $\pm$ 13%). Trotzdem überschneidet er den Streubereich der unterstampischen Serien nicht. Dies aber ist der wesentliche Punkt, da der subalpine Flysch makroskopisch nur von den unterstampischen Mergelkomplexen nicht unterschieden werden kann.

Noch höher steigt das Calcit-Dolomit-Verhältnis in den wenigen dem Valanginien der Randkette entnommenen Proben (44). Der geringen Probenzahl wegen ist dieser Wert – statistisch betrachtet – nicht repräsentativ.

5. LEICHTMINERALANALYSE

Hundert Körner der mittels Bromoform von den Schwermineralen getrennten Leichtminerale wurden in der Fraktion 0,10–0,15 mm ausgezählt. Es wurde unterschieden zwischen dunkel auslöschendem Quarz, undulös auslöschendem Quarz, Gesteinsbruchstücken inkl. Hornsteinkörnern (Chert) und Feldspäten. Glimmer und Chlorite wurden für sich gezählt, da sie je nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung in die Schwermineral- oder in die Leichtmineralfraktion fallen. Nicht berücksichtigt wurde der Glaukonit, da er bei der Probenaufbereitung erwiesenermassen teilweise zerstört wird. Die Resultate sind in der Figur 12 (S. 288, 4. Horizontalreihe) für den Steinibach, in Figur 14 (S. 289, untere Horizontalreihen) für die übrigen Profile zusammengestellt. Figur 15 fasst die Resultate der einzelnen lithostratigraphischen Komplexe in der Dreiecksprojektion zusammen.

In dieser Quarz-Feldspat-Gesteinsbruchstück-Dreiecksdarstellung fallen die Existenzfelder aller Serien der subalpinen Molasse inkl. subalpiner Flysch praktisch zusammen. Nuancierte Unterschiede gestatten dennoch einige interessante Beobachtungen:

1. Auffallend ist der unterschiedliche Feldspatgehalt der beiden Nagelfluhzüge Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (vgl. Fig. 15, a und b). Hier widerspiegelt sich direkt die oben festgestellte Verteilung der Kristallingerölle (siehe Geröllanalyse, S. 280): Das Existenzfeld der Leichtminerale der kristallinärmeren Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh konzentriert sich gegenüber dem der Beichlen-Farneren-Nagelfluh stark in der Quarzecke. Die kristallinreichere Geröllzusammensetzung der Beichlen-Farneren-Nagelfluh bewirkt die Dehnung des Feldes nach der Feldspatecke.

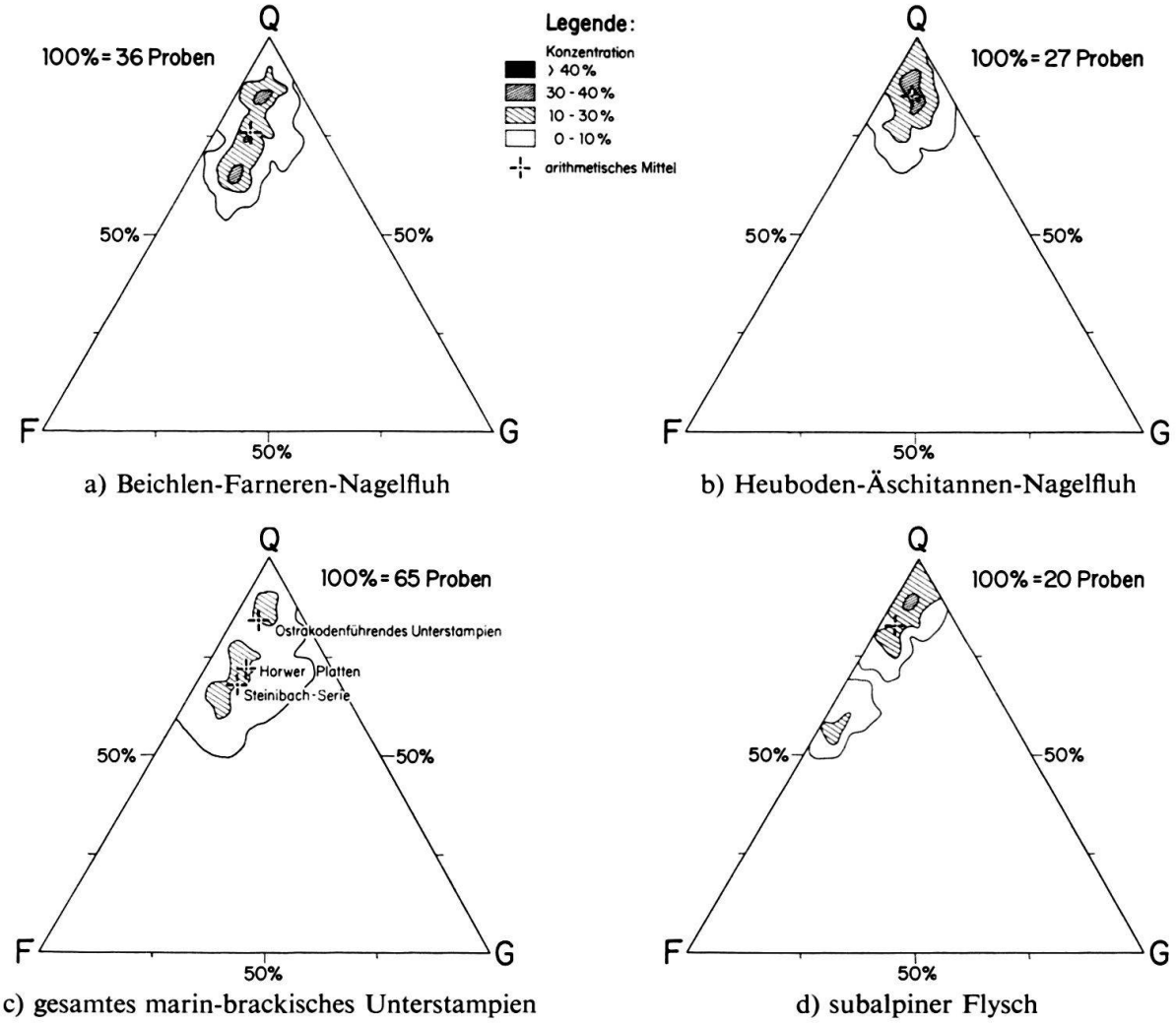

Fig. 15 Die Leichtminerale der inneren Zone der subalpinen Molasse in Dreiecksprojektion
Q = Quarz; F = Feldspat; G = Gesteinsbruchstücke (inkl. Chert)

2. Ein bis ins Detail den Sandsteinen der Beichlen-Farneren-Nagelfluh ähnliches Bild zeigt die Leichtmineralzusammensetzung der marin-brackischen Ablagerungen des Unterstampiens. Den hohen Feldspatgehalt verdanken sie ausschliesslich den tiefsten Einheiten, d. h. der Steinibach-Serie (vgl. Fig. 15, c). Einen Hinweis auf die Frage nach dem hohen Feldspatgehalt der Steinibach-Serie mag uns die Tatsache geben, dass in ihrem Liegenden – am Spirberg – vulkanitischer Detritus mit dem Auftreten der «Micropoudingues à porphyrites arborescentes» nachgewiesen ist. Obschon diese vulkanischen Komponenten in der Steinibach-Serie fehlen, dürfte der hohe Feldspatanteil mit der ausklingenden Zufuhr von vulkanitischem Detritus im Zusammenhang stehen. Ferner liegt nahe, die Feldspatarmut des ostrakodenführenden, oberen Teils des marin-brackischen Unterstampiens (vgl. Fig. 15, c) mit dem völligen Ausbleiben des vulkanischen Materials zu erklären[18]). Die erneute Zunahme des Feldspats in den Horwer Platten aber

[18]) Indessen müssen wir berücksichtigen, dass in diesem Komplex die untersuchten Gesteine gezwungermassen vorwiegend aus Mergeln und nicht aus Sandsteinen bestehen.

(vgl. Fig. 15, c) würde bereits das neue Regime der Nagelfluhablagerungen mit der Feldspatlieferung aus alten Kristallinkomplexen vorwegnehmen.

3. Die Leichtmineralverteilung des subalpinen Flysches ist sehr heterogen (vgl. Fig. 15, d). Neben einer starken Konzentration in der Quarzecke finden wir eine Anreicherung gegen die Mitte der Quarzfeldspatlinie. Vielleicht zeichnet sich in den wenigen Proben schon die von FURRER (1949: 149) postulierte Aufspaltung des subalpinen Flysches in Schuppen verschiedener Herkunft ab (vgl. auch Fig. 12, S. 286, 4. Horizontalreihe).

Die Aufteilung innerhalb des Quarzes in undulös und dunkel auslöschende Körner kommt in Figur 15 nicht zum Ausdruck. Dagegen ist dies aus Figur 14 (S. 289) ersichtlich. Hier ist der dunkel auslöschende Quarz stark vertikal schraffiert, der undulös auslöschende nur schwach. Ob der hohe Anteil an dunkel auslöschendem Quarz in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh (Fig. 14, Profil 2) signifikant ist, wird sich bei der statistischen Auswertung (vgl. S. 299) erweisen.

6. SCHWERMINERALANALYSE

Von der zur Schonung des Apatits in 10prozentiger Essigsäure entkarbonatisierten Probe wurde die Schwermineralfraktion 0,06–0,4 mm in Bromoform (d = 2,88) abgetrennt und in Aroclor Nr. 4465 (n = 1,66) eingebettet (vgl. auch FÜCHTBAUER, 1954; HOFMANN, 1957; MATTER, 1964). Es wurden hundert Körner gezählt, wobei der Granat seiner Häufigkeit wegen gesondert ausgeschieden und auf die Summe der nicht opaken Schwerminerale umgerechnet wurde. Da wir an anderer Stelle (GASSER, 1966: 741) das Auftreten der einzelnen Schwerminerale für die ganze subalpine Molasse (inkl. subalpiner Flysch) des Entlebuchs eingehender besprochen haben, beschränken wir uns hier auf eine Aufzählung der gefundenen Schwerminerale in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. In der Folge werden wir dann versuchen, die charakteristischen Merkmale der Schwermineralassoziation der innern Zone der subalpinen Molasse aufzuzeigen. Die streng quantitative Auswertung der Resultate erfolgt im nächsten Kapitel (S. 295), im Rahmen der statistischen Untersuchungen.

Die gefundenen Schwerminerale:

In den Gesteinen der inneren Zone der subalpinen Molasse sowie im subalpinen Flysch und in einigen Proben aus dem Valanginien der Randkette wurden folgende Schwerminerale festgestellt:

Granatgruppe (farblos bis rosa, selten orange)
Apatit

Spinellgruppe
Turmalin
Zirkon
Rutil
Anatas
Baryt (sporadisch sehr häufig)

Staurolith
Epidot (Klinozoizit-Pistazit)
Monazit
Chloritoid
Hornblende
Titanit
Zoisit
Brookit
Zinkblende

Die Reihenfolge der Häufigkeit bezieht sich auf die Gesamtheit der untersuchten Proben; wie Figur 12 (S. 286) und Figur 16 zeigen, weisen aber einige Komplexe völlig andersartige Häufigkeitsverteilung auf.

Resultate der Schwermineralanalyse:

Die Resultate der Schwermineralanalyse sind in Figur 12 (S. 286) 4. Horizontalreihe für das Steinibach-Profil und in Figur 16 für die übrigen Profile dargestellt. Tabelle 10 (S. 308) liefert die numerischen Einzelwerte.

Die gesamten Ablagerungen der inneren Zone der subalpinen Molasse unseres Gebietes enthalten eine prinzipiell analoge Schwermineralvergesellschaftung, die grob als Granat-Apatit-Kombination umschrieben werden kann. Vergleiche mit der Literatur (HABICHT, 1945a: 133; VERNET, 1964: 25; FÜCHTBAUER, 1964: 229) sowie eigene Untersuchungen an Testproben aus dem Gebiet des Thunersees (Dissertationsgebiet F. SCHERER, 1966), aus der Westschweiz (Vaulruz-Sandstein) und der Ostschweiz (Horwer Platten der Speerzone) zeigten, dass der Schwermineralassoziation der inneren Zone unseres Gebietes nicht nur lokale, sondern regionale Bedeutung zukommt. Inwiefern die Schwermineralassoziation stratigraphischen Aussagewert besitzt, wagen wir einstweilen noch nicht zu entscheiden. Jedenfalls scheinen die schüttungsbedingten Änderungen des Schwermineralspektrums in den stampischen Ablagerungen nur von sekundärem Charakter.

Spinellgehalt:

Die Granat-Apatit-Kombination der inneren Zone wird zeitweise stark modifiziert durch das Auftreten von Spinell. Dieses tief rotbraune, seltener olivbraune Mineral mit einer Lichtbrechung von 1,79 bis 1,95 (vereinzelt auch darüber) kann schlechthin als Leitmineral der stampischen Ablagerungen der inneren Zone bezeichnet werden. Allerdings tritt es bereits in gewissen Gesteinen des subalpinen Flysches auf und wird in der unteren Granitischen Molasse vereinzelt gefunden. Mit seiner Anreicherung in den fluvioterrestrischen Stampienkomplexen auf max. 85% des Schwermineralgehaltes (vgl. Fig. 16) erreicht der Spinell Werte, wie sie sonst in der gesamten jüngeren Molasse nirgends auftreten.

Wie Figur 12 (S. 286) 2. Horizontalreihe zeigt, ist ein geringer Spinellgehalt auch im nördlichen Teil des subalpinen Flysches vorhanden. Überhaupt ist in diesem Abschnitt das Schwermineralspektrum – mit Ausnahme des geringeren Granatgehaltes – demjenigen der subalpinen Molasse noch sehr ähnlich. Erst innerhalb des subalpinen Flysches findet plötzlich ein einschneidender Wechsel in der Schwermineralzusammensetzung zu einer Zirkon-Turmalin-Kombination statt (vgl. Fig. 12, 2. Horizontalreihe). Wir können uns diese Erscheinungen am einfachsten so erklären, dass am Aufbau des subalpinen Flysches etliche Großschuppen verschiedener Provenienz (vgl. FURRER, 1949: 149) beteiligt sind. Diejenigen Gesteine mit einem der unterstampischen Molasse analogen Schwermineralspektrum dürften wahrscheinlich aus dem nordhelvetischen Ablagerungsraum stammen, wo der geringe Spinellgehalt die beginnende Erosion des präalpinen Deckenkörpers anzeigen würde.

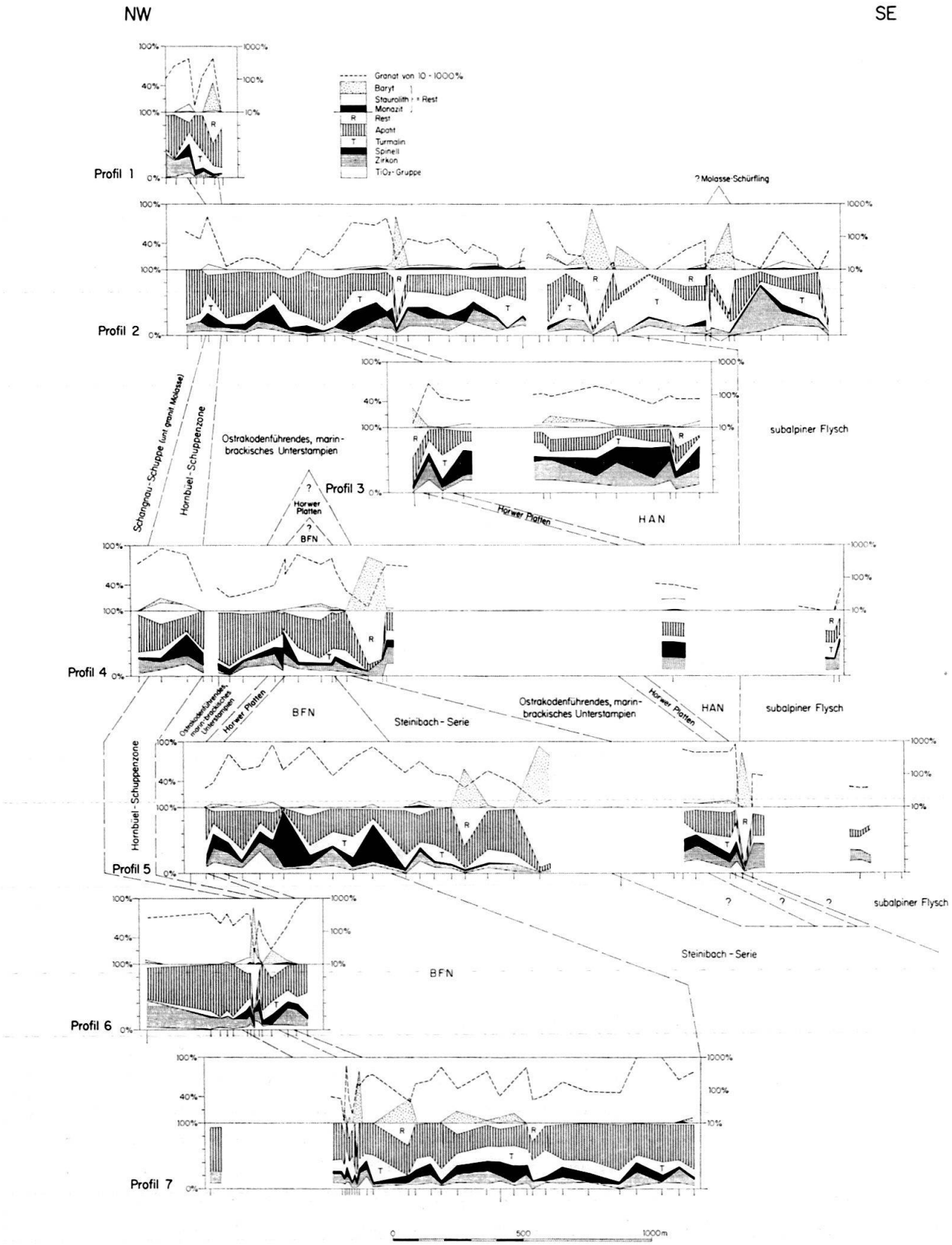

Fig. 16 Resultate der Schwermineralanalyse aus der inneren Zone der subalpinen Molasse, dargestellt in den auf Fig. 13 ausgeschiedenen Profiltrassen
BFN = Beichlen-Farneren-Nagelfluh; HAN = Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh
R = Rest umfassend Monazit, Staurolith, Baryt und übrige, wurde umgeklappt und in den oberen Horizontalreihen detailliert ausgeschieden

Herkunft der Schwerminerale:

An anderer Stelle (GASSER, 1966: 754) wiesen wir auf die grosse Schwierigkeit der Beheimatung der Schwerminerale hin. Die Herkunft von zwei Schwermineralen dürfte in unserem Fall dank der Geröllluntersuchungen und der Testanalysen von Flyschkomplexen im Rückland (vgl. S. 272) eindeutig sein:

1. Der Granat stammt aus den granatführenden Gneisgeröllen unbekannter Herkunft (vgl. Geröllanalyse, S. 278). Der hohe Granatgehalt des feindetritischen Sediments gegenüber dem geringen Gehalt an Gneisgeröllen zeigt, dass diese auf ihrem Transport schon grösstenteils zerfallen sind. Zu Grus verwitterte Gneisgerölle sind in der Nagelfluh häufig und beweisen deren geringe Widerstandsfähigkeit.
2. Der Spinell liegt zweifellos auf mindestens ternärer Lagerstätte und entstammt dem Abrieb der Flyschgerölle aus den präalpinen Decken (vgl. Fussnote 12, S. 272).

Die übrigen Schwerminerale, wovon die wichtigen alle der umlagerungsresistenten Gruppe angehören (vgl. VON MOOS, 1937; PETTIJOHN, 1957: 506), dürften grösstenteils auch aus dem Abrieb der Flyschgerölle hergeleitet werden. Einzig der sporadisch bis gegen 100% des Schwermineralgehaltes einnehmende Baryt ist teilweise authigen, da nämlich gewisse Körner idiomorphe Ausbildung nach (110) mit Wachstumsstreifung aufweisen.

7. STATISTISCHE AUSWERTUNG DER SEDIMENTPETROGRAPHISCHEN RESULTATE MIT HILFE DER DISKRIMINANZANALYSE

Allgemeines

Bei der Auswertung der Karbonatbestimmungen war es ohne weiteres möglich, von den einzelnen Komplexen Mittelwerte zu bilden und die mit Hilfe des Student-t-Tests berechneten Vertrauensgrenzen miteinander zu vergleichen (siehe S. 287). Es handelt sich hier nämlich um Masszahlen, d.h. um einzelne Messwerte, die untereinander differieren und auch vom gesuchten Populationsmittel abweichen. Voraussetzung für die Anwendung des Tests sind in diesem Falle allein ungefähr normal verteilte Populationen. Komplexer wird die Problemstellung, wenn mehrere voneinander abhängige Merkmale zugleich ändern. Dies trifft für die Schwer- und Leichtmineralanalysen zu, wo ja die Kornzahlanteile der verschiedenen Mineralarten an hundert ausgezählten Körnern bestimmt werden. Hier ist der Student-t-Test an einem willkürlich herausgegriffenen Merkmal nicht mehr zulässig; denn dieses Merkmal ist abhängig vom Einfluss der andern. Zur Diskriminierung, d.h. zur Unterscheidung zweier Gruppen (z.B. Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) muss demnach ein statistisches Verfahren angewendet werden, das diese gegenseitige Abhängigkeit berücksichtigt und mit einbezieht.

Dr. Riedwyl vom Institut für Versicherungslehre und mathematische Statistik der Universität Bern machte uns darauf aufmerksam, dass die Diskriminanzanalyse (vgl. auch SAHU, 1964) der geeignete statistische Test ist, um unsere sedimentpetrographischen Daten zu verarbeiten. Es können bis 45 Eigenschaften einer Probe

berücksichtigt werden. Wir konnten somit sämtliche Werte aus Karbonatbestimmungen, Leicht- und Schwermineralanalysen inkl. Schwermineral-Gewichtsanteile einer untersuchten Probe für die Statistik verwenden.

Ohne hier auf Einzelheiten eingehen zu wollen – dem Theoretischen und Methodischen soll später eine eigene Publikation gewidmet werden – sei erwähnt, dass uns die Diskriminanzanalyse prinzipiell die drei folgenden Informationen liefert:

1. kann ermittelt werden, auf Grund welcher Merkmale eine optimale Trennung von zwei Populationen (z. B. Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh) möglich ist.
2. wird angegeben, wie gross die Trennwahrscheinlichkeit ist.
3. wird ein Entscheidungskriterium festgelegt, das die Zugehörigkeit einer neuen Probe zur einen oder andern Gruppe bestimmt.

Die Berechnungen wurden mit Hilfe eines Computerprogramms für Regression und Korrelation am Rechenzentrum der Universität Bern durchgeführt[19]).

Resultate der Diskriminanzanalyse:

In erster Linie interessierten uns zwei Fragen:

1. Die Beziehungen der beiden Nagelfluhabfolgen Beichlen-Farneren-Nagelfluh und Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh.
2. Die Möglichkeit einer Trennung der im Felde nicht unterscheidbaren Mergelkomplexe des subalpinen Flysches und der Steinibach-Serie.

Ferner wollten wir wissen, ob sich die im Felde unterschiedenen lithostratigraphischen Einheiten auch durch ihre sedimentpetrographischen Eigenschaften voneinander abheben.

In Figur 17 sind sämtliche aus der Diskriminanzanalyse erhaltenen Resultate zusammengefasst. In den Kasten auf den Grenzlinien der Schichtkomplexe sind die mittleren Trennwahrscheinlichkeiten mit den zugehörigen 5%-Vertrauensbereichen angegeben, in den Kasten innerhalb der Schichtkomplexe die Mittelwerte derjenigen Minerale (resp. Gerölle), die am meisten zur Trennung der Komplexe beitragen. Die Resultate sollen im folgenden in stratigraphisch richtiger Reihenfolge von unten nach oben kurz besprochen werden.

Trennung des subalpinen Flysches von der Steinibach-Serie

Mit seinen Durchschnittswerten von 48,0% im subalpinen Flysch und 19,1% in der Steinibach-Serie liefert der Calcitgehalt – wie wir schon bei den Karbonatbestimmungen (vgl. S. 286) feststellten – am meisten Information zur Trennung der beiden Komplexe. Als zweitwichtigster Trennungsfaktor ist der Apatit zu nennen, der als typisches Mineral der subalpinen Molasse in der Steinibach-Serie starke Vormacht hat. Weiter haben zur Trennung beigetragen: der höhere Schwermineral-Gewichtsanteil im subalpinen Flysch sowie das Vorherrschen an Granat, Glimmer, Gesteinsbruchstücken und Feldspat in der Steinibach-Serie. Die Wichtigkeit von

---

[19]) Herrn PD Dr. H. Riedwyl sei für seine bereitwillige Einführung in die Methodik der Diskriminanzanalyse nochmals bestens gedankt.

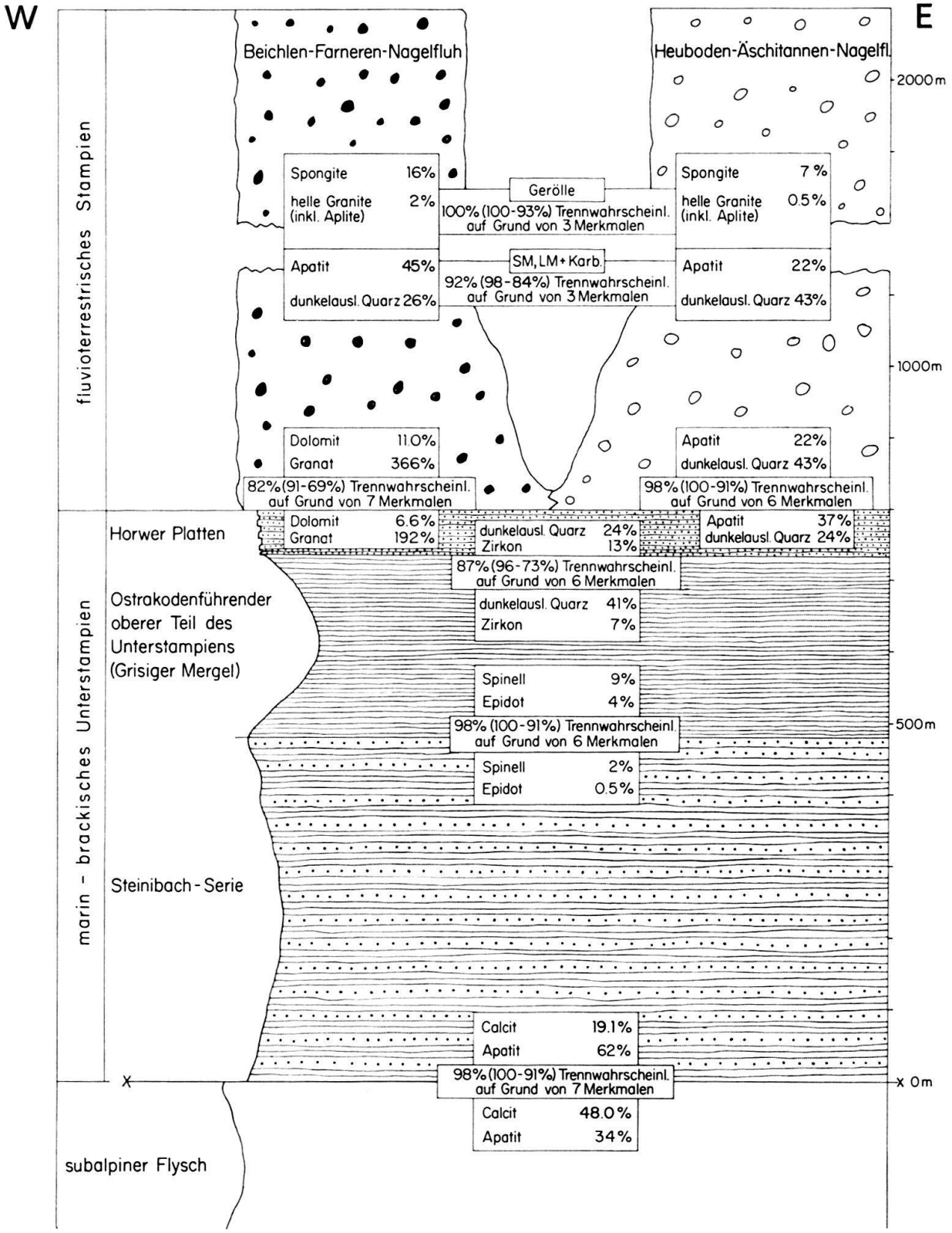

Fig. 17 Unterscheidungsmöglichkeiten der lithostratigraphischen Einheiten anhand sedimentpetrographischer Kriterien: Resultate der Diskriminanzanalyse
In den Kasten auf den Schichtgrenzen = Trennwahrscheinlichkeit mit den zugehörigen 5%-Vertrauensbereichen
In den Kasten innerhalb der Schichten = Mittelwerte der zur Trennung wichtigsten Minerale resp. Gerölle
Die Lithologie ist sehr stark schematisiert

Granat und Glimmer zur Charakterisierung der subalpinen Molasse im allgemeinen haben wir schon weiter oben (S. 272) betont, ebenso den Feldspatreichtum der Steinibach-Serie (S. 291).

Anhand der eben aufgezählten sieben Komponenten Calcit, Apatit, Schwermineral-Gewichtsanteil, Granat, Glimmer, Gesteinsbruchstücke und Feldspat ist eine Trennung der beiden Komplexe mit im Mittel 98 % Sicherheit gewährleistet.

Als zusätzliches Unterscheidungsmerkmal, das allerdings statistisch nicht verwertet wurde, kann der Glaukonitgehalt gelten: In den Dünnschliffen des marin-brackischen Unterstampiens ist dieser nur vereinzelt (bis 20 Körner pro Schliff) vorhanden, in den Schliffen aus dem subalpinen Flysch dagegen wurden immer weit über 100 Glaukonitkörner gezählt. Eindeutige Unterscheidungskriterien liefert natürlich auch die Mikrofauna, nur ist eine solche in den von uns untersuchten Proben des Grenzbereichs sehr selten gefunden worden. Erst die grobkörnigen Sandsteine des subalpinen Flysches geben sich durch ihre eingeschwemmten, neritischen, eozänen Mikrofossilien schon im Felde zu erkennen.

Trennung der Steinibach-Serie vom ostrakodenführenden, oberen Teil des marin-brackischen Unterstampiens

Die mittlere Trennwahrscheinlichkeit der marinen Steinibach-Serie vom brackischen, ostrakodenführenden, oberen Teil des Unterstampiens beträgt 98 % und beruht auf sechs Merkmalen. Hätte man den Dolomit berücksichtigt, wäre sie noch besser gewesen. Da die Dolomitbestimmungen in mergelreichen Proben aber mit erheblichen Fehlern belastet sein können (vgl. GASSER, 1966: 759), wurde der Dolomitgehalt nicht einbezogen.

Die zur Trennung wichtigsten Minerale sind Spinell und Epidot. Der in der Steinibach-Serie wohl immer beobachtete, aber nur in ganz geringen Mengen auftretende Spinell (im Durchschnitt 2 %) erlangt im brackischen Teil des Unterstampiens langsam Bedeutung (im Durchschnitt 9 %). In den fluvioterrestrischen Abfolgen wird er dann Maximalwerte von 85 % erreichen (vgl. S. 293). Die Zunahme des Epidotgehaltes, der jedoch im gesamten Stampien des Entlebuchs nur akkzessorisch auftritt, weist auf eine allmähliche Änderung der Verhältnisse im Liefergebiet hin: neben den Sedimenten der präalpinen Decken scheint nun im Rückland auch schon epidotführendes Kristallin abgetragen zu werden. Die geringen Unterschiede der übrigen vier zur Trennung beitragenden Komponenten (Gesteinsbruchstücke, Schwermineral-Gewichtsanteil, dunkel auslöschender Quarz und Baryt) können wohl nur zum Teil als Hinweise für Änderungen im Liefergebiet gedeutet werden. Der Wechsel im Schwermineral-Gewichtsanteil und Barytgehalt zeigen eher den Einfluss infolge Änderung des Regimes – von marin zu brakisch – an. So ist der erhöhte Barytgehalt im brackischen Milieu (10 % gegenüber 3 % in der Steinibach-Serie) eindeutig auf erhöhte authigene Produktion zurückzuführen.

Trennung des ostrakodenführenden, oberen Teils des marin-brackischen Unterstampiens von den Horwer Platten

Wesentlich schlechter ist die Unterscheidungsmöglichkeit innerhalb des oberen marin-brackischen Unterstampiens (vgl. Fig. 17), wo im Mittel nicht einmal mehr 90 %

Trennwahrscheinlichkeit vorliegt. Demnach darf auch auf die Unterschiede in den Mineralgehalten nicht allzu viel Gewicht gelegt werden. Mit der Abnahme des dunkel auslöschenden Quarzes – des wichtigsten Trennungsmerkmales – zeichnet sich allerdings schon hier eine Entwicklung ab, die in den hangenden fluvioterrestrischen Ablagerungen gewisse Rückschlüsse auf das Liefergebiet zulässt (siehe unten).

Trennung der Horwer Platten vom fluvioterrestrischen Stampien

Mit rund 80% Trennwahrscheinlichkeit heben sich die Horwer Platten sehr schlecht von der hangenden Beichlen-Farneren-Nagelfluh ab, wogegen die Unterscheidungsmöglichkeit mit der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh im Mittel 98% beträgt. Mit andern Worten bestehen in der Materialzusammensetzung der Horwer Platten und der Sandsteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh keine wesentlichen Unterschiede. Die Zunahme des Dolomitgehaltes in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh ist dem vermehrten Auftreten von Dolomitarenitkörnern (vgl. S. 260) zuzuschreiben, der erhöhte Granatgehalt dem Einfluss der verwitterten Granatgneis-Gerölle als Komponenten der Beichlen-Farneren-Nagelfluh.

Dagegen trennt sich die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh-Abfolge mit niedrigem Apatitgehalt und hohem Anteil an dunkel auslöschendem Quarz stark von den Horwer Platten ab. Dies sind übrigens dieselben Hauptmerkmale, welche die Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh von der Beichlen-Farneren-Nagelfluh unterscheiden, was nochmals die enge Zusammengehörigkeit der Sandsteine der Beichlen-Farneren-Nagelfluh und der Horwer Platten betont. Diese Zusammengehörigkeit lässt auf ein gemeinsames Liefergebiet schliessen; also erfolgte zur Zeit der Horwer Platten-Sedimentation die Materialzufuhr schon aus denselben Quellen, welche später den Beichlen-Farneren-Schuttfächer aufbauten, während das Einzugsgebiet des späteren Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh-Schuttfächers im marin-brackischen Unterstampien wahrscheinlich noch nicht aktiv war.

Da nicht nur die Horwer Platten im Liegenden der Beichlen-Farneren-Nagelfluh, sondern auch diejenigen weiter im E im Liegenden der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh mit dem Mineralbestand der Beichlen-Farneren-Nagelfluh-Abfolge übereinstimmen (vgl. Tafel I), könnte daraus vielleicht auf einen W-E-Transport des Sandmaterials bei der Ablagerung der Horwer Platten geschlossen werden. Diese Aussage müsste allerdings durch einen Vergleichstest innerhalb der Horwer Platten gestützt werden. Hiezu fehlte uns ausreichendes Probematerial.

Trennung der Beichlen-Farneren-Nagelfluh von der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh

Auf S. 285 wurden die guten Unterscheidungsmöglichkeiten anhand der Geröllspektren schon besprochen. Vom Mineralbestand der Sandsteine her ist die Trennung mit dem Mittel 92% bedeutend schlechter. Es ist der niedrige Apatitgehalt und der stark erhöhte Anteil an dunkel auslöschendem Quarz in der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh, der eine optimale Trennung bewirkt. Der dunkel auslöschende Quarz, der auch im marin-brackischen, ostrakodenführenden Teil des Unterstampiens

wichtig war (vgl. Fig. 17), weist auf den Abtrag tektonisch kaum beanspruchter Gesteine hin. Dagegen spricht der geringe Gehalt an dunkel auslöschendem Quarz resp. der damit eng korrelierte hohe Anteil an undulös auslöschendem Quarz – wie wir ihn in der Beichlen-Farneren-Nagelfluh finden – für ein tektonisch aktiveres Liefergebiet (vgl. auch folgendes Kapitel S. 302). Im geringen Apatitgehalt der Heuboden-Äschitannen-Nagelfluh sowie dem erhöhten Staurolithanteil – dem dritten Trennungsmerkmal – dürften sich die apatitarmen, staurolithführenden Schwermineralspektren der ultrahelvetischen Flyschgerölle widerspiegeln (vgl. Fig. 9, S. 270).

IV. PALÄOGEOGRAPHIE

Wenn wir im folgenden versuchen, unsere Resultate in einen grossen paläogeographischen Rahmen zu stellen, sind wir uns bewusst, dass dies – namentlich für das marin-brackische Unterstampien – nur in Form einer Hypothese geschehen kann. Eine wesentliche Grundlage dieser Hypothese ist unsere durch Geländebegehungen gewonnene Meinung, dass man die marine bis brackische oligozäne Abfolge des Spirbergs inkl. des Steinibachs mit HOLLIGER (1953: 85) als kontinuierliche Schichtserie betrachten muss. Damit aber implizieren wir einen graduellen Übergang von der Flyschsedimentation in die Molassesedimentation (vgl. Primäre Sedimentstrukturen S. 258). SCHERER (1966) gelangt für das südwestlich benachbarte Gebiet von Gunten-Eriz zu einer prinzipiell anderen Deutung, obschon erwiesenermassen dieselben Gesteinskomplexe am Bau jener subalpinen Zone beteiligt sind. Auch im Arbeitsgebiet von SCHERER kann man die einzelnen lithologischen Einheiten, die der Abfolge am Spirberg, der Steinibach-Serie und dem ostrakodenführenden, marin-brackischen Unterstampien entsprechen, nachweisen; dort aber sind sie sicher miteinander verschuppt. Deshalb findet SCHERER keinen Grund, die genannten Komplexe als eine ursprünglich normal übereinander liegende Abfolge zu betrachten. Er tendiert im Gegenteil dazu, die älteren sicher vollmarinen Schichten mit den «Micropoudingues à Prophyrites arborescentes» von den jüngeren, ostrakodenführenden, marin-brackischen Komplexen zu trennen. Hiermit lehnt er sich an die von RUTSCH (1962: 21) vertretene Auffassung an, wonach zwischen Flysch- und Molassesedimentation tektonische Bewegungsvorgänge anzunehmen sind, die einen Hiatus in der Sedimentation zwischen Flysch und Molasse bedingen würden.

Wir glauben, dass zur Klärung dieser Fragen dem Spirberg-Profil eine Schlüsselstellung zukommt, da gerade die tiefsten von uns sedimentologisch nicht näher untersuchten Teile im Liegenden der Steinibach-Serie nach HOLLIGERS Beschreibung (1953: 85) einen solchen Übergang darstellen können. Wie schon oben bemerkt (vgl. S. 250), drängt sich deshalb eine sedimentpetrographische und mikropaläontologische Neubearbeitung der tiefsten Spirberg-Abfolge auf.

Auf etwas weniger hypothetischen Boden begeben wir uns bei der Interpretation des fluvioterrestrischen Stampiens, erhielten wir doch aus den sedimentologischen Untersuchungen einige beweiskräftige Informationen.

Wenden wir uns vorerst den liegenden marinen bis marin-brackischen Ablagerungen zu: