Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 57 (1964)

Heft: 2

Artikel: Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch - Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern)

Autor: Matter, Albert

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163142

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: 13.10.2025

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

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 57, N° 2 — 1964

Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet*)

(Entlebuch – Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern)

Von **Albert Matter** (Bern)

Mit 15 Figuren und 14 Tabellen im Text, sowie 1 Tafel (I)

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Figuren, Tabellen und der Tafel 316
Summary 317
Vorwort 318
Einleitung 319
1. Topographische Übersicht, Problemstellung und geologische Gliederung . . . 319
2. Bisherige Arbeiten 320
Stratigraphie 321
1. Granitische Molasse (?Aquitanien) 322
2. Obere Meeresmolasse 324
a) Gliederung der Oberen Meeresmolasse zwischen Luzern und Langnau . . . 324
b) Luzerner Sandstein (?Burdigalien) 327
c) Schüpferegg-Nagelfluh (?Helvétien) 330
3. Napf-Schichten (Tortonien) 332
a) Die Basismergelzone der Napf-Schichten 332
b) Die eigentlichen Napf-Schichten 335
4. Quartär 338
a) Diluvium 338
b) Alluvium 339
Tektonischer Überblick 340
Sedimentologische Untersuchungen 343
I. Die Gesteinsarten der Nagelfluh 343
1. Kristalline Komponenten 344
a) Plutonite 344
b) Vulkanite 348
c) Metamorphite 352
2. Sedimentäre Komponenten 353
Permo-Trias 353
Jura 357
Kreide 359
Tertiär 359
Gesteine unbestimmter Herkunft 361

*) Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten Luzern.

3. Schlussfolgerungen aus der qualitativen Geröllanalyse 362
a) Gesamtdeutung über die Herkunft der Gerölle 362
b) Gruppierung der Gesteine für die Geröllzählungen 365

II. Quantitative Analysen der Nagelfluhgerölle 366
1. Probegrösse und Methoden der Probenahme 366
2. Geröllgrösse und Intervallbildung 367
3. Volumetrische und zahlenmässige Geröllanalyse 369
4. Grössenanalyse der Nagelfluh 370
a) Methoden 370
b) Ergebnisse der Geröllgrössenanalysen von Nagelfluhen des Entlebuch . . . 372
5. Form und Rundung 373
a) Formindizes 374
b) Form der Nagelfluhgerölle 376
c) Rundungsindizes 377
d) Rundung von Nagelfluhgeröllen 379
6. Geröllzählungen 381
a) Einfluss der Probestelle auf die Geröllzusammensetzung und der Vierfelder- 382
Chiquadrat-Test 382
b) Die zeitliche Veränderung der Nagelfluhzusammensetzung 385
c) Statistische Auswertung und Interpretation der Geröllzählungen 387

III. Die Sandsteine 391
1. Karbonatbestimmungen durch komplexometrische Titration 392
a) Allgemeines 392
b) Methodik 392
c) Ergebnisse der Karbonatbestimmungen 394
2. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen 396
a) Bisherige Untersuchungen in der Schweiz 397
b) Methodik 399
c) Ergebnisse der Schwer- und Leichtmineralanalyse 402
d) Die Tonminerale 407
3. Korngrössenanalysen der Sandsteine 410
a) Methode 411
b) Ergebnisse der Korngrössenanalysen 412
c) Rundung der Sandkörner 415

Literaturverzeichnis 420

Geologische Karten 428

VERZEICHNIS DER FIGUREN, TABELLEN UND DER TAFEL

Fig. 1. Profil durch eine Sandsteinzone im oberen Teil der Schüpferegg-Nagelfluh, aufgeschlossen an der Wyssflue, Tal der Grossen Fontanne 331
Fig. 2. Profil durch die Basismergelzone der Napf-Schichten W Pulverhüsli, Tal der Grossen Fontanne 334
Fig. 3. Korngrössenverteilung der Nagelfluh des Napfgebiets in Prozenten der Komponenten > 16 mm 373
Fig. 4. Mittlere Form von Granit- und Gangquarzgeröllen der Nagelfluh 376
Fig. 5. Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen der Nagelfluh 386
Fig. 6. Die zeitliche Entwicklung des Kristallingehalts der Nagelfluh 388
Fig. 7. Querprofil durch die Zone der Granitischen Molasse: Karbonatgehalt der Sandsteine 395
Fig. 8. Die Entwicklung des Karbonatgehalts der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten 396

Fig. 9. Korngrössenverteilung von Epidot, Granat, Feldspat und Quarz (oben) sowie prozentualer Gehalt an Schwermineralen einiger Proben in Abhängigkeit von der Korngrösse (unten) 403
Fig. 10. Die Entwicklung der Epidot- und Apatitgehalte (links), sowie des prozentualen Gehalts an Schwermineralen von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten 405
Fig. 11. Schwermineralprofil senkrecht zum Streichen der Zone der Granitischen Molasse 406
Fig. 12. Die Entwicklung der Leichtminerale (Fraktion 0.10–0.15 mm) der Sandsteine von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten 408
Fig. 13. DTA-Kurven der dekarbonatisierten Fraktion $< 2\,\mu$. Aufgeheizt in Luft mit 9,5° C pro Minute 409
Fig. 14. Die Entwicklung der Kornverteilung der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten 413
Fig. 15. Korngrössenverteilung von Sandsteinen mit verschiedenem Median Md und die Abhängigkeit der Sortierung vom Median 415

Tab. 1. Schema für Geröllzählungen der Nagelfluh 365
Tab. 2. Vorschläge zur Abgrenzung der Korngrössenklassen bei Nagelfluhauszählungen 368
Tab. 3. Übersicht der von verschiedenen Autoren benutzten Indexpaare nach BLENK (1960) 375
Tab. 4. Zusammensetzung der Nagelfluh des Napfschuttfächers 380
Tab. 5. Zusammensetzung von vier Nagelfluhproben (abgekürztes Zählverfahren) . . . 381
Tab. 6. Verzeichnis der Lokalitäten sämtlicher gezählter Nagelfluhproben 381
Tab. 7. Zusammensetzung der Fraktion 4–16 mm von zwei Nagelfluhproben 382
Tab. 8. Vergleich der Anzahl Kristallin- und Sedimentgerölle (inkl. Gangquarze) und Resultate der Vierfelder-Chiquadrat-Teste 383
Tab. 9. Schema einer Vierfelder-Tafel zum Prüfen der Abhängigkeit von Kristallin- und Sedimentgehalt von der Korngrösse 384
Tab. 10. Vierfelder-Tafel. Vergleich der Häufigkeit der beobachteten signifikanten Proben mit den theoretisch zu erwartenden 384
Tab. 11. Lage der charakteristischen Basisreflexe des untersuchten Montmorillonits . . 410
Tab. 12. Mineralgehalte der Fraktion $< 2\,\mu$ (Gewichtsprozente) 410
Tab. 13. Vergleich der Eckigkeitskoeffizienten unter Berücksichtigung des tatsächlichen spez. Gewichts und des spez. Gewichts von 2.65 (Quarz) 416
Tab. 14. Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen 418

Tafel I. Geologische Karte des Gebietes nördlich Schüpfheim 1 : 25000; Tektonische Übersichtskarte 1 : 250000 429

SUMMARY

This work concerns itself with the western part of the Entlebuch area, lying 25 km west of Lucerne. Lithostratigraphic and sedimentologic studies of the Upper Marine and Upper Freshwater Molasse were undertaken in this area.

Stratigraphic Results

The lack of macro- and microfossils, despite an intensive search throughout the series, necessitated the establishment of a lithostratigraphic classification. The Upper Marine Molasse is here subdivided into the Luzerner sandstone formation (?Burdigalian) and the Schüpferegg-Conglomerate formation (?Helvetian).

The Luzerner sandstone formation attains a maximal thickness of 850 m and consists of a characteristically green, thinly bedded sandstone, interbedded with a few conglomerate layers and one bed of a fresh-water limestone. The presence of ripple marks, cross bedding, a marine

faunal assemblage and a the limestone bed containing fresh-water gastropods indicate that sedimentation occurred in shallow water.

The Schüpferegg-Conglomerate formation shows a uniform thickness of 450 m. No fossils could be found in this formation, made up primarily of conglomerates interbedded with a few layers of sandstone.

Immediately above the Schüpferegg-Conglomerate formation we found the Napf-Schichten formation. Its basal zone, reaching a thickness of 80 m, includes a sequence consisting primarily of green siltstones interbedded with a few conglomerates (containing a high percentage of ophiolitic components) and sandstones. The gastropods and the mammalian faunal assemblage found in this basal zone indicate that it may be used as the basis of the Upper Fresh-water Molasse of Tortonian age. The upper part of the Napf-Schichten formation is made up of conglomerates with a few marly beds.

Sedimentologic Results

In the extensive study of the existing sedimentpetrographic literature concerning the Molasse north of the Alps, it was noted that a new method of study would have to be applied if one wished to attempt a genetic explanation of the conglomerates and sandstones to be found in this area. A qualitative analysis of the conglomerate components showed that the western equivalent of the Err-Bernina nappe, the Simmen nappe and the Klippen nappe as well as the Schlierenflysch had acted as the source areas for the material comprising the Upper Marine Molasse and the Upper Fresh-water Molasse. A quantitative analysis showed a definite decrease in the percentage of igneous components and an equivalent increase of sedimentary components as one goes upward in the section from the Luzerner sandstone formation to the Napf-Schichten formation. As a result, we find a linear increase in the quartz and total carbonate content, and a parallel decrease in the feldspar content in the sandstones. These trends were proven statistically. The heavy minerals, primarily epidote and garnet, showed no indicative trend. Grain size analyses of the sandstones from the Luzerner sandstone formation indicate a transgression of the burdigalian sea, whereas those of the Schüpferegg-Conglomerate formation indicate a regression.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde im Sommer 1960 auf Anregung der Herren Proff. Dr. J. Cadisch und Dr. W. Nabholz begonnen. Das Jahr 1960 war mehr kursorischen Begehungen des ganzen Napfmassivs gewidmet. Die Arbeit im engeren Untersuchungsgebiet wurde erst im Sommer 1961 aufgenommen.

Zum Abschluss meiner Dissertation und meines Geologiestudiums ist es mir ein Bedürfnis, all jenen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, von Herzen zu danken:

Besonders meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. Nabholz für sein grosses Interesse, das er meiner Dissertationsarbeit, für die er weder Zeit noch Mühe scheute, entgegenbrachte und für seine zahlreichen Ratschläge bei deren Ausarbeitung und Drucklegung. Unter seiner Leitung durfte ich auch am Geologischen Institut ein sedimentologisches Laboratorium einrichten, ohne das diese Arbeit nicht hätte ausgeführt werden können.

Herrn Prof. Dr. J. Cadisch für seine wertvollen Ratschläge betreffend die Herkunft der Nagelfluhgerölle.

Den Herren Proff. Dr. E. Niggli, Dr. Th. Hügi, und vor allem Dr. A. Streckeisen für ihre tatkräftige Hilfe bei der mikroskopischen Bestimmung der kristallinen Gerölle der Nagelfluh. Prof. Dr. A. Streckeisen las auch den betreffenden Teil des Manuskripts kritisch durch.

Herr Dr. H. Fröhlicher (Olten) stellte mir in uneigennütziger Weise seine unveröffentlichten Originalaufnahmen des Siegfriedblattes Schüpfheim zur Verfügung, die bei der Schweizerischen Geologischen Kommission in Basel in Verwahrung sind.

Herr Dr. H. Füchtbauer (Gewerkschaft Elwerath, Hannover) führte mich während einer Woche in seine Arbeitsmethoden ein.

Herr Dr. F. Hofmann (Schaffhausen) machte mich erstmals mit der sedimentologischen Untersuchungsmethodik vertraut.

Herr Dr. J. Hürzeler (Basel) bestimmte die aufgefundenen Säugetierreste.

Herr Prof. Dr. J. Klaus (Fribourg) führte mich in die Mikropaläontologie ein.

Herr E. Lack für die Herstellung der Dünnschliffe.

Herr Dr. K. Mädler (Hannover) für die Bestimmung der Charophyten.

Herr Dr. W. Mayne (Bern) für die Durchsicht meines Schliffmaterials von Sedimentgeröllen und die Bestimmung der darin enthaltenen Mikrofossilien.

Herr Dr. H. J. Oertli (Pau) für die Begutachtung einer Probe mit Ostrakoden.

Meinem Studienkameraden Dr. Tj. Peters für die Untersuchung der Tonfraktion einiger Proben.

Meinem langjährigen Schul- und Studienkameraden Dr. H. Riedwil für seine Hilfe bei der statistischen Auswertung der Resultate.

Herr F. Woltersdorf (Basel) für die Bestimmung der Gastropoden.

Allen meinen Studienkameraden am Institut, vor allem meinen Gebietsnachbarn Urs Gasser und Käthi von Salis für manche lehrreiche Diskussion. Besonders herzlich danke ich Urs Gasser für die schöne Zusammenarbeit bei der Behandlung gemeinsamer Probleme und Dr. E. Kempter für seine wohlmeinenden Ratschläge und scharfe Kritik.

Der Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten Luzern, sowie dem Vorstand der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, welche durch grosszügige finanzielle Beiträge die Drucklegung dieser Arbeit in ihrem vollen Umfang ermöglichten.

Mein grösster Dank aber gebührt meinen Eltern, die durch grosse Opfer mir mein Studium ermöglichten, sowie meiner lieben Braut und jetzigen Frau, welche während ihrer Freizeit die Reinschrift des Manuskripts ausführte. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

EINLEITUNG

1. Topographische Übersicht, Problemstellung und geologische Gliederung

Das untersuchte Gebiet befindet sich im westlichen Teil der luzernischen Landschaft Entlebuch zwischen Schüpfheim, Hasle und dem Tal der Grossen Fontanne. Als topographische Unterlage benutzten wir den Übersichtsplan 1:10000 der Kantone Luzern und Bern, Blatt 372 der Schweizerischen Grundbuchvermessung, dem auch sämtliche Lokalitätsnamen entnommen sind. Die Gebietsgrenze wird zwischen Schüpfheim und Hasle durch die Kleine Emme gebildet und verläuft dann über Habschwanden ins Tal der Grossen Fontanne. Ungefähr von Usser Eimättili zieht sie den nördlichen Talhängen entlang bis Bramboden und von hier südwärts über Obstaldenegg–Wilischwand nach Schüpfheim (Tafel I, Karte 1:25000).

Die geologische Aufnahme dieser Region bildete den Ausgangspunkt für die sedimentologischen Untersuchungen der Nagelfluhen und Sandsteine, auf welche von Anbeginn das Hauptgewicht gelegt wurde. Sie sollten uns ermöglichen, die fossilarmen miocänen Molasseablagerungen des westlichen Entlebuch zu gliedern. Zugleich setzten wir uns das Ziel, aus der Zusammensetzung der Nagelfluh und der Sandsteine, sowie der Veränderung dieser Zusammensetzung von den tieferen zu den höheren Schichten, Aufschluss über die Verhältnisse im alpinen Rückland zu gewinnen. Zur Vertiefung und Vervollständigung der Ergebnisse haben wir bewusst über den engen Rahmen des Arbeitsgebietes hinausgegriffen, vor allem bei der Untersuchung der Napf-Schichten (s. u.).

Unser Gebiet umfasst tektonisch nur die sogenannte äussere Zone der subalpinen Molasse (BAUMBERGER 1925), deren älteste Formation die Granitische Molasse ist, die zur Unteren Süsswassermolasse gehört und üblicherweise dem Aquitanien zugerechnet wurde. Das Entlebucher Haupttal liegt ganz im Bereiche der weichen Gesteine der Granitischen Molasse, die hier einen antiklinalartigen Bau (sog. «Hauptantiklinale») aufweist. Im Süden wird dieses Längstal durch die aufgeschobene stampische Nagelfluh begrenzt, deren Schichtköpfe steile Abstürze bilden, während sich im Norden das tief zertalte Napfmassiv erhebt. Das kartierte Gebiet hat nur einen kleinen Anteil am Nordschenkel der «Hauptantiklinale». Es erstreckt sich hauptsächlich auf den Luzerner Sandstein (?Burdigalien) und die Schüpferegg-Nagelfluh (?Helvétien), die zusammen das z. T. fluvioterrestrische Äquivalent der Oberen Meeresmolasse repräsentieren. Das jüngste Schichtglied des Gebietes gehört zur Oberen Süsswassermolasse und besteht aus der Basismergelzone der Napf-Schichten (Tortonien), doch mussten die sedimentologischen Untersuchungen auch auf die Napf-Schichten selbst ausgedehnt werden.

2. Bisherige Arbeiten

Da die älteren Arbeiten, welche auf das Untersuchungsgebiet Bezug nehmen, bereits von LIECHTI (1928) und FRÖHLICHER (1933) ausführlich besprochen worden sind, fassen wir uns hier kurz. Eingehendere Hinweise auf bestimmte Arbeiten werden zudem in sachlichem Zusammenhang erfolgen.

Die ersten Angaben über Gesteine und Mineralien unseres Gebietes verdanken wir Pfarrer X. SCHNIDER (1783), während die ersten geologischen Beschreibungen auf STUDER (1825) zurückgehen. Seine «Geologie der Schweiz» (1853, S. 379) enthält sogar ein Profil durch die Molasse zwischen Brandsegg (N Escholzmatt) und Flühli. Eine ausserordentlich reiche Fundgrube sind noch heute die auf sorgfältigen Beobachtungen beruhenden Arbeiten von KAUFMANN (1860, 1872, 1886). Für die Gliederung der miocänen Molasse ist KAUFMANN von der Gegend um Luzern und Rotsee ausgegangen: Über der limnischen roten Molasse beschreibt er die marinen Luzernerschichten, und stellt fest, dass sie gegen das Entlebuch zusehends zugunsten ihres limnischen Äquivalents (Hohrhoneschichten) an Mächtigkeit abnehmen und W Wiggen auskeilen. Im Hangenden der marinen Luzernerschichten scheidet er bei Luzern die ebenfalls marinen St. Gallerschichten aus, die dann ihrerseits von den limnischen Napfschichten überlagert werden. Wie die Luzernerschichten, gehen nach KAUFMANN auch die St. Gallerschichten gegen W in eine Süsswasserbildung,

die Rotseeschichten über. Ein grosses Verdienst KAUFMANN's ist die Erkenntnis, dass gegen die Nagelfluhzentren zu ein Facieswechsel von marin nach limnisch erfolgt. Da ihm jedoch die genauen stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse nicht bekannt waren, haben sich einzelne seiner Korrelationen (z. B. Luzernerschichten-Hohrhoneschichten) als unrichtig erwiesen. Es blieb MOLLET (1921), BAUMBERGER (1925, 1929, 1931), LIECHTI (1928) und FRÖHLICHER (1933) vorbehalten, die Stratigraphie und Tektonik zwischen Luzern und Grosser Emme zu klären. FRÖHLICHER (1933) vor allem erkannte, dass sich innerhalb der Abfolge, die zwischen Granitischer Molasse und Napf-Schichten liegt, nur ein einziger Facieswechsel vollzieht, mit mariner Ausbildung bei Luzern und allmählichem Übergang zu vollständig limnischer Ausbildung bei Wiggen. Er stellte auch den stratigraphischen Anschluss an die Gegend von Langnau her, wo KISSLING (1902, 1903) eine klare Gliederung in liegende Meeresmolasse und überlagernde Süsswasserbildungen vorgenommen hatte.

In jüngster Zeit haben sich HOLLIGER (1954) mit der Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse im Süden unseres Arbeitsgebietes und FÜCHTBAUER (1958, 1964) mit der Sedimentologie der präburdigalen Molasse des Entlebuch auseinandergesetzt.

Mit den quartären Ablagerungen oder der Morphologie des Gebietes haben sich vor allem ANTENEN (1910, 1924), NUSSBAUM (1910, 1922), STEINER (1926) und FLÜCKIGER (1919) befasst.

STRATIGRAPHIE

Die vorstehenden Hinweise auf die bisherigen Arbeiten lassen erkennen, dass die Stratigraphie der Molassesedimente zwischen Luzern und Escholzmatt im allgemeinen lange Zeit sehr unsicher war; auch heute noch kann sie, trotz der grossen inzwischen erzielten Fortschritte, noch keineswegs als gesichert gelten. Die Gründe für die Schwierigkeiten, die sich der stratigraphischen Einordnung und Korrelation der Molasseschichten entgegenstellten, sind in den besonderen Ablagerungsbedingungen dieser Sedimente zu suchen. Aus dem entstehenden Alpengebirge austretend, mündeten zahlreiche Flüsse in die Molassesenke und schütteten hier ihre Delten auf. Die wechselnde Stosskraft dieser Ströme führte gleichzeitig zu einem raschen Wechsel von terrestrischen, limnischen, marin-brackischen und marinen Ablagerungsbedingungen. So trifft man vor allem in Deltagebieten rasche horizontale und vertikale Facieswechsel (RUTSCH et al. 1958). Gleichaltrige Schichten können daher marine, brackische oder limnische und terrestrische Faunen enthalten, wodurch die Korrelation erschwert, wenn nicht gar verunmöglicht wird. Zudem sind die Faunen meist recht spärlich und teilweise auch im marinen Bereich nicht besonders artenreich. Es ist aber zu hoffen, dass vielleicht die Bearbeitung rasch evoluierender Organismen eine bessere Biostratigraphie der Molasseablagerungen ermöglichen wird. Von einer genauen geochronologischen Einstufung der einzelnen Abfolgen kann indessen vorläufig noch nicht die Rede sein.

1. Granitische Molasse (?Aquitanien)

Das Entlebucher Haupttal liegt SE Schüpfheim ganz im Bereich der hier etwa 2,5–3 km breiten Zone der Granitischen Molasse, die im Streichen gegen NE das Haupttal E des Entlenquerschnitts verlässt. Die im allgemeinen weichen Gesteine dieser Formation prägen auch die Oberflächenformen. Vorherrschend sind im Untersuchungsgebiet runde Geländeformen, Steilstufen und tiefe Tobel finden sich selten.

Die Lagerung der Granitischen (oder Roten) Molasse ist recht kompliziert (vgl. S. 341). Das strukturell hervorstechendste Element ist eine antiklinalartige Aufwölbung, deren Scheitel vermutlich gebrochen ist, wobei der Südschenkel auf den Nordschenkel überschoben wurde. Südlich dieser «Hauptantiklinale» schliessen noch kleinere Verfaltungen an. Im S fehlt der Granitischen Molasse das normale Hangende, da sie von der stampischen Bäuchlen-Farnerenschuppe überschoben wurde. Im N wird sie vom Luzerner Sandstein in normalem stratigraphischen Kontakt überlagert. Die Grenze zwischen Granitischer Molasse und Luzerner Sandstein ist jedoch nicht scharf, zwischen beiden besteht ein allmählicher Übergang. In den obersten 200–300 m des Nordschenkels der Granitischen Molasse tritt der typische granitische Sandstein zurück, und es überwiegen grünblaue, harte, knauerige, meist kalkig-tonige Feinmittel- oder Staubsandsteine[1]), die dem typischen Luzerner Sandstein schon recht nahe stehen. Neben den erwähnten Sandsteinen finden sich in dieser Übergangszone gelbe, rötliche und sandige schwarze Mergel, die dem eigentlichen Luzerner Sandstein fehlen. Die Korngrössenanalysen (S. 412 und Fig. 14) zeigen immerhin, dass die Sandsteine der Übergangszone bereits eine transgressive Tendenz aufweisen, und somit eher der Oberen Meeresmolasse auf deren Regime sie hinweisen, als der Unteren Süsswassermolasse zuzurechnen wären. Zur gleichen Überzeugung gelangte auch Kleiber (1937) im Gebiet der Hohen Rone. Aus praktischen Gründen nahm aber schon Fröhlicher (1933) als Kartiergrenze zwischen Granitischer Molasse und Luzerner Sandstein eine Nagelfluhbank an, die etwa 10–20 m über den untersten Schichten des plattigen Luzerner Sandsteins liegt, Diese «Basisnagelfluh» des Luzerner Sandsteins tritt aber erst W der Entlen auf. wobei sie von E nach W zunehmend an Mächtigkeit gewinnt. Bei Oberrohr ist sie bereits 3–4 m mächtig und im Bockerengraben nach Fröhlicher (1933) schon 10 m.

Die lithologische Abfolge der Granitischen Molasse setzt sich zusammen aus einer Wechsellagerung von grob- und feinkörnigen, kalkigen oder mergeligen Sandsteinen, gelben, roten, violetten oder schwarzen Mergeln und untergeordneten Nagelfluhen.

Nagelfluh

Die Nagelfluh der Granitischen Molasse unterscheidet sich von denjenigen der anderen Formationen durch ihren extremen Gehalt an bunten, granitischen Geröllen und ihre lockere Packung. Vorherrschend sind rote, grüne und helle Granite, welche zusammen mit den restlichen Kristallingeröllen über 50 % aller Komponenten stellen (Tab. 4, Probe 1, 2). Im Gegensatz zu den älteren und jüngeren

[1]) Wir verwenden hier und im folgenden zur Benennung der Gesteine das Grunddiagramm von Füchtbauer (1959).

Nagelfluhen kommen in der Granitischen Molasse vor allem Geröllschnüre und kleine Bänke von 1–2 m Mächtigkeit vor. Die Gerölle sind sehr locker gepackt und vom typischen grobkörnigen Sandstein begleitet. Dies spricht für eine Ablagerung in einem ruhigen Fluss mit gleichmässigem Gefälle (FÜCHTBAUER 1964). Erst im obersten Teil der Granitischen Molasse, d. h. in der Übergangszone, werden die Nagelfluhbänke sowohl mächtiger wie auch kompakter, und die Gerölle gröber, so dass sie im Felde nicht mehr von den Nagelfluhen des Luzerner Sandsteins unterscheidbar sind.

Sandsteine

Das typische Gestein, nach welchem die ganze Formation ihren Namen «Granitische Molasse» erhalten hat (STUDER 1853, S. 348) ist ein grobbankiger, graugrüner, meist kalkarmer Grobmittelsandstein. Der Gesamtkarbonatgehalt variiert zwischen 6 % – (24 %). Bei etwas erhöhtem Karbonat- und/oder Tongehalt geht der granitische Sandstein in einen kalkigen, tonigen oder kalkig-tonigen Sandstein über. Wegen seines ausserordentlich grossen Gehalts an Alkalifeldspäten (45–50 % in der Fraktion 100–150 μ), die schon makroskopisch an ihrer fleischroten Farbe erkennbar sind, ist der granitische Sandstein als Arkose zu bezeichnen. Die gröbere Varietät führt oft noch kleine Gerölle von 3–7 mm Grösse, die sich meistens als Quarzite, Hornsteine oder rote Granite bestimmen lassen. Die grosse Porosität dieser Sandsteine (> 17 %) bedingt ihre auffällig starke und tiefgründige Verwitterung, welche sie nach kurzer Zeit in Grus verwandelt. Die feinkörnigeren und kalkigeren Typen können indessen sehr harte Bänke bilden. Diese feinkörnigeren und manchmal kalkigeren Typen, die neben dem granitischen Sandstein vorkommen, sind als kalkig-tonige Staubsandsteine, Feinmittelsandsteine, oder als stark kalkige Feinmittelsandsteine zu bezeichnen. Man findet sie vorwiegend in der Übergangszone zum Luzerner Sandstein, wo der typische granitische Sandstein fast gänzlich zurücktritt.

Das Dünnschliffbild einer typischen Arkose aus der Granitischen Molasse zeigt ein Überwiegen des Feldspats gegenüber dem Quarz. Der Quarz (31 %) kommt in klaren, eckigen und meist undulös auslöschenden Körnern vor. Alkalifeldspat (38 %) ist oft perthitisch, sericitisiert und nicht selten gebrochen. Bei einem grossen Teil der Alkalifeldspäte handelt es sich um Albit, welcher meistens keine Zwillingslamellierung aufweist und deshalb im Dünnschliff schwer erkennbar ist. Mikroklin tritt ziemlich frisch auf. Saussuritisierte Plagioklase kommen weniger häufig (7 %) vor. In grösseren Körnern können Hornstein- und Quarzitbruchstücke festgestellt werden. Ein Film von braun- und grünlich pleochroitischen Biotitindividuen (15 %) umgibt die einzelnen Körner. Auffallend ist das Fehlen des karbonatischen Zements (2 %). Akzessorisch findet man Muskowit, Chlorit, Erz, Granat, Zirkon und Epidot.

Neben den echten Sandsteinen finden sich dann natürlich alle Übergänge von harten, mergeligen Sandsteinen zu violetten, roten, gelben und sandigen schwarzen Mergeln, die teilweise zahlreiche Kalkkonkretionen enthalten. Die farbigen Mergel haben denn auch zur Bezeichnung Bunte oder Rote Molasse geführt, einem Synonym für Granitische Molasse. Die mineralogische Zusammensetzung dieser Mergel wurde von uns indessen nicht weiter untersucht.

Alter

Die Formation der Granitischen Molasse des Entlebuch hat sich bis heute als äusserst fossilarm erwiesen. FRÖHLICHER (1933) fand im Tobel des Schwändlen-

baches ca. 2,3 km ESE Escholzmatt und am linken Ufer der Waldemme ca. 2,7 km SSW Schüpfheim eine kleine Schneckenfauna mit

Cepaea rugulosa rugulosa (ZIETEN) 1830
Cyrtochylus expansilabris (SANDBERGER) 1858
Triptychia (*Triptychia*) *antiqua* (ZIETEN) 1830

und daneben Früchte von *Grewia crenata* UNGER. HOLLIGER (1954) entdeckte im Staldengraben neben *Cepaea* cf. *rugulosa* ZIETEN unbestimmbare Knochen- und Zahnfragmente. Wir konnten leider aus dem obersten Teil der Granitischen Molasse, welche noch in unser Gebiet hineinreicht, keine neuen Funde beitragen.

Auf Grund der oben erwähnten *Triptychia* (*Triptychia*) *antiqua* (ZIETEN), die als aquitane Leitform gilt, stellte BAUMBERGER (in FRÖHLICHER 1933) die Granitische Molasse des Entlebuch ins Aquitanien. Neuerdings hat aber ZÖBELEIN (1963) die Fauna der Granitischen Molasse S des Oberen Zürichsees neu aufgesammelt und bearbeitet. Er kommt dabei auf Grund der Gastropoden zu einem chattischen Alter für den grössten Teil der Roten Molasse, wobei er jedoch oft Steinkerne zur Bestimmung benutzte. Da beide Fundstellen FRÖHLICHERS (1933) eher im mittleren oder höheren Teil dieser Formation liegen, bleibt die Frage offen, ob nicht auch im Entlebuch ein Teil der Granitischen Molasse dem Chattien zuzuweisen wäre.

Über das Ablagerungsmilieu lässt sich fast ebenso wenig aussagen wie über das Alter. ZÖBELEIN (1963) spricht von «weiten flachen Schwemmlandschaften, wo seichte Gewässer mit niedrigen Landflächen wechselten». Auf Grund der wenigen Fossilien (Land- und Süsswasserschnecken, Säuger, Pflanzen), die meist eingeschwemmt wurden, kann die limno-fluviatil-terrestrische Natur dieser Sedimente als sicher angenommen werden. FÜCHTBAUER (1958, 1964) konnte überdies nachweisen, dass die Sande der Napf-Schüttung durch beckenparallelen Transport diese Schwemmebene durchquerten und bei München das Meer erreichten.

2. Obere Meeresmolasse

a) *Gliederung der Oberen Meeresmolasse zwischen Luzern und Langnau*

Wie wir in der einleitenden Übersicht über die bisherigen Arbeiten ausführten, gliederte KAUFMANN (1872, 1886 S. 560 ff.) die über der Granitischen Molasse folgenden Ablagerungen im Gebiet von Luzern von unten nach oben in Luzernerschichten[2]) (marin), St. Gallerschichten[2]) (marin) und Napfschichten[2]) (limnisch). Er stellte fest, dass Luzerner- und St. Gallerschichten, welche nach der heutigen Nomenklatur dem Burdigalien bzw. dem Helvétien zuzuweisen sind, gegen W in eine limnische Facies übergehen und bezeichnete das Äquivalent der Luzernerschichten als Hohrhoneschichten und dasjenige der St. Gallerschichten als Rotseeschichten.

Wir wollen hier nicht weiter auf die Gliederung KAUFMANNS eintreten, da sie schon von FRÖHLICHER (1933) ausführlich besprochen und klargestellt worden ist. FRÖHLICHER (1933) befasste sich eingehender mit der Stratigraphie der miocänen Molasse zwischen Escholzmatt und Schüpfheim. Dadurch wurde es ihm möglich,

[2]) Schreibweise nach KAUFMANN (1872).

den von KAUFMANN (1886, S. 562 ff.) erkannten Facieswechsel, welcher sich innerhalb der Oberen Meeresmolasse von Luzern bis Wiggen vollzieht, richtig zu deuten.

Von Luzern bis Entlebuch zeigt der Luzerner Sandstein seine typische plattige Ausbildung (MOLLET 1921, KOPP 1962). Gegen W zu nimmt er dann immer mehr Nagelfluh auf. So finden sich bei Schüpfheim bereits zehn grössere und kleinere Nagelfluhbänke, und bei Escholzmatt sind Sandstein und Nagelfluh schon fast gleich mächtig (FRÖHLICHER 1933). Noch weiter gegen W, im Gebiet zwischen Ilfis und Grosser Emme, verliert sich dann der plattenförmige Luzerner Sandstein bis auf wenige Bänke; eine Wechsellagerung von bunten Mergeln, gewöhnlichem Sandstein und Nagelfluh kennzeichnet hier den untersten Teil der Abfolge, welche das Äquivalent der Luzernerschichten KAUFMANNS darstellt (LIECHTI 1928). Mit dem Einsetzen der Nagelfluh ist gleichzeitig ein Mergeligwerden des Sandsteins verbunden. Während somit der untere Teil der Luzernerschichten bzw. ihres Äquivalents im Zentrum des Schuttfächers, d. h. zwischen Grosser Emme und Ilfis, bereits nagelfluhreich und mergelig entwickelt ist, liegt er zwischen Entlebuch und Luzern noch ausschliesslich in der Facies des typischen plattigen Luzerner Sandsteins vor. Mit der zunehmenden Stosskraft der Nagelfluhschüttung gegen das Hangende der Luzernerschichten bzw. ihres südwestlichen Äquivalents erlangt die Nagelfluh und mit ihr die Mergelfacies stets grössere räumliche Verbreitung. In den Gräben zwischen Hasle und Schüpfheim können im obersten Teil des Luzerner Sandsteins erstmals blaugrüne mergelige Sand- bis Siltsteine beobachtet werden. Diese mergeligen Sandsteine und seltener Mergel werden gegen SW häufiger und bilden die Ursache der Depressionszonen Arboden–Steien–Grimslen und Schwändeli–Rehärzli–St. Joseph (FRÖHLICHER 1933). Diese mergelreichen Zonen rechnete KAUFMANN (1886, S. 562) zu seinen Rotseeschichten. Marine Fossilien fanden sich zwischen Gr. Emme und Luzern, aber stets nur im plattigen Luzerner Sandstein, während in der mergeligen Zone keine Fossilien gefunden worden sind.

Derselbe Facieswechsel, der sich innerhalb der unteren Oberen Meeresmolasse (= Luzernerschichten KAUFMANNS) vollzieht, ergreift auch den oberen Teil der Oberen Meeresmolasse, die St. Gallerschichten KAUFMANNS, welche bisher dem Helvétien zugewiesen wurden. Sie stellen bei Luzern eine Wechselfolge von blaugrauen Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluh dar. Bereits bei Entlebuch hat aber die Nagelfluh die Sandsteine und Mergel verdrängt (FRÖHLICHER 1933, Fig. 2). Zwischen Hasle und Schüpfheim bildet diese mächtige Nagelfluhmasse die Anhöhen zwischen dem Entlebuch und dem Tal der Grossen Fontanne. In der Umgebung von Luzern folgen über den St. Gallerschichten die Napfschichten (KAUFMANN 1886, S. 235 ff.) deren Basis durch ein Mergelband gekennzeichnet ist (KOPP 1962, S. 14). Eine Zone vorwiegend roter Mergel verfolgte auch MOLLET (1921) als oberste Schichten seines Helvétien vom Rümlig bis an die Kleine Emme bei Wilzigen. FRÖHLICHER (1933) stellte im Hangenden der erwähnten Nagelfluhmasse ebenfalls eine Mergelzone fest, welche er von den Höhen N Escholzmatt ins Tal der Grossen Fontanne verfolgte. Die Land- und Süsswassergastropoden, die er in diesen Mergeln fand, ergaben ein tortones Alter und FRÖHLICHER (1933) betrachtet daher diese Mergelzone als Basis der Napf-Schichten.

Haben wir nun die Obergrenze der Oberen «Meeresmolasse» im Entlebuch festgelegt, so müssen wir uns doch nochmals kurz deren Untergrenze zuwenden. Wie

erwähnt, treten in der obersten Granitischen Molasse Gesteine auf, welche dem Luzerner Sandstein bereits recht ähnlich sind. Trotzdem kann die Grenze zwischen den Gesteinen dieser Übergangszone und dem typischen plattigen Luzerner Sandstein im Felde auf 10–20 m genau festgelegt werden.

Obwohl wir nun Ober- und Untergrenze der Oberen «Meeresmolasse» im Entlebuch recht gut kennen, erschwert der oben beschriebene Facieswechsel, welcher sich zwischen Luzern und Wiggen vollzieht, die Aufteilung der Schichtfolge in Helvétien und Burdigalien. FRÖHLICHER (1933), der diese Gliederung trotzdem durchführte, liess sich vor allem von zwei Überlegungen leiten. Einmal nahm er unter Benutzung der Angaben von BAUMBERGER (1925), MOLLET (1921), LIECHTI (1928) und eigenen Zahlen eine konstante Mächtigkeit von 1200–1400 m der Oberen «Meeresmolasse» zwischen Luzern und Grosser Emme an. Da nach diesen Arbeiten nun die Grenze zwischen Luzernerschichten und St. Gallerschichten bei Luzern ca. 100 m über die Mitte der ganzen Abfolge liegt, kommt unter der Annahme der gleich bleibenden Mächtigkeiten die Grenze Burdigalien/Helvétien im Gebiet zwischen Schüpfheim und Escholzmatt etwa 100 m unter die kompakte Nagelfluhmasse des Schüpferberges zu liegen. Damit gehören nach FRÖHLICHER (1933) die obersten 100 m der Mergelzone Arboden–Steien–Grimslen noch zum Helvétien.

KOPP (1962) gab für die Umgebung von Luzern neue Mächtigkeiten für Burdigalien und Helvétien an und wies nach, dass die Mächtigkeit des Burdigalien mit der Steilstellung der Schichten gegen SW abnimmt. Nach seinen Angaben liegt die Grenze Burdigalien/Helvétien bei Luzern nicht 100 m über der Mitte der gesamten Schichtfolge der Oberen Meeresmolasse. Daraus geht deutlich hervor, dass eine Korrelation der Schichtfolge der Oberen Meeresmolasse des Entlebuch mit derjenigen von Luzern auf Grund der Mächtigkeitsvergleiche nicht vorgenommen werden darf.

Zweitens versuchte FRÖHLICHER (1933), den Anschluss an die Gegend von Langnau herzustellen, wo FANKHAUSER (1871) und KISSLING (1902, 1903) marine und darüber limnische Fossilien gefunden hatten. KISSLING wies daher die betreffenden Schichten der Oberen Meeresmolasse bzw. der Oberen Süsswassermolasse zu. Nun konnte aber LIECHTI (1928) die marinen Fundstellen von FANKHAUSER und KISSLING nicht mehr auffinden. Deren Fossilien, die sich im Naturhistorischen Museum in Bern befinden, sind nach freundlicher mündlicher Mitteilung meines Studienkollegen G. DELLA VALLE spezifisch meistens nicht bestimmbar. Ferner wiesen RUTSCH et al. (1958) nach, dass im südwestlich anschliessenden Gebiet zwischen Bowil und Signau die Faciesgrenze Obere Meeresmolasse/Obere Süsswassermolasse stratigraphisch repetiert sein kann und kommen zum Schluss, dass die Grenze zwischen Helvétien und Tortonien auf Grund der bisherigen Kenntnisse hier nicht gezogen werden könne. Aus diesen Gründen scheint uns die Korrelation der miocänen Schichten des Entlebuch mit denjenigen der Gegend von Langnau längst nicht mehr so sicher zu sein, wie das FRÖHLICHER (1933) seinerzeit angenommen hatte.

Aussichtsreicher scheint uns der Versuch, den stratigraphischen Anschluss an die Gegend von Luzern zu vollziehen. Leider sind aber dort die biostratigraphischen Forschungen auf dem Stande der Erkenntnis von MAYER-EYMAR (1872) verblieben. Ausserdem kann man sich heute fragen, ob die Stufe des Helvétien überhaupt eine

Berechtigung hat, oder ob sie nicht zweckmässiger mit dem Burdigalien zu einer übergeordneten Stufe zusammenzufassen wäre (RUTSCH 1958, S. 115). Als RUTSCH (1958) die Stufe des Helvétien neu definierte, hatte er die Wahl, die Gegend von St. Gallen, von Bern oder von Luzern als Typlokalität zu wählen. Seine Wahl fiel auf den Imihubel S Bern, wo weder eine fossilführende Unterlage, noch das Hangende vorhanden sind. Über die Helvétienfauna des Imihubels sagt RUTSCH (1958, S. 116): «Die Fauna würde wegen ihres schlechten Erhaltungszustandes heute sicher nicht mehr zum Typus einer Stufe gewählt». So fragen wir uns heute, ob nicht die Schichten von Luzern, wo Hangendes und Liegendes des Helvétien fossilführend bekannt sind, besser als Typlokalität einer Stufe geeignet gewesen wären, allerdings auch hier erst nach neuer biostratigraphischer Bearbeitung in ähnlich gründlicher Art und Weise, wie sie RUTSCH für den Imihubel vorgenommen hat.

In der Überzeugung, dass es im untersuchten Gebiet unmöglich ist, die einzelnen Schichtpakete altersmässig einzustufen, ziehen wir es vor, diese, wie die Granitische Molasse als Formationen zu betrachten (AMERIC. COMM. STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE 1961, INTERN. SUBCOMM. STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE 1960), ohne jedoch diese Bezeichnung immer ausdrücklich im Namen zu verwenden. In unserem Arbeitsgebiet können wir von unten nach oben die vier folgenden Formationen ausscheiden: Granitische Molasse, Luzerner Sandstein, Schüpferegg-Nagelfluh und Napf-Schichten.

b) *Luzerner Sandstein* (?Burdigalien)

Aus oben erwähnten Gründen ziehen wir für die grünen plattigen Sandsteine unseres Untersuchungsgebietes die lithostratigraphische Bezeichnung Luzerner Sandstein der Stufenbezeichnung Burdigalien vor.

Die Grenze zwischen Granitischer Molasse und Luzerner Sandstein verläuft im untersuchten Gebiet von Wilischwand über Oberrohr an die Kleine Emme W Unter Furen, wo sie den Fluss quert und das Gebiet verlässt (vgl. Tafel I, Karte 1:25000). Morphologisch bildet der Luzerner Sandstein meist steile Hänge und markante Rippen, die von flacheren Terrassen oder Mulden unterbrochen werden. Eine derartige Rippe mit anschliessender Verflachung verläuft von P. 953 N Mettili über Oberrohrberg nach Not (Tafel I, Karte 1:25000). Die Höfe von Unter Wintersiten, Bodnig, Voglisberg und Oberi Schwand liegen schon auf dem anschliessenden flachen Gelände.

Die Lagerung des Luzerner Sandsteins ist einfach. Während die Basis bei Schüpfheim etwa mit 50–60° gegen NNW einfällt, wird die Neigung gegen das Hangende immer geringer und beträgt an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh noch 30°.

Gesteine

Die Luzerner Sandstein-Formation ist in unserem Gebiet schlecht aufgeschlossen. Immerhin lassen sich in den zahlreichen Gräben und Runsen mehr oder weniger durchgehende Profile finden. Fast die ganze Abfolge von etwa 850 m besteht aus dem graugrünen plattigen Luzerner Sandstein. Nagelfluhbänke, Mergel und Süsswasserkalk treten ganz untergeordnet auf.

Nagelfluh

Im Gebiet zwischen Hasle und Schüpfheim können neben zahlreichen Nagelfluhschnüren ungefähr 10 grössere und kleinere Nagelfluhbänke von 0,5–6 m Mächtigkeit gezählt werden. Die unterste Nagelfluhbank tritt etwa 10–20 m über der Basis des Luzerner Sandsteins auf. Seltener beobachtet man Nester oder Bänke von kleingerölliger Nagelfluh, in der massenhaft Muschelschalen zu finden sind.

Im Gegensatz zu den Nagelfluhen der Granitischen Molasse sind diejenigen des Luzerner Sandsteins hart und dicht gepackt und durch feinkörniges graugrünes sandiges Bindemittel verkittet. Grüne und helle Granite, Syenite-Diorite, Gneise, Quarzite, Flyschgesteine und Gangquarze überwiegen (Tab. 4 und 5, Proben 3–12).

Die sedimentären Gerölle nehmen dabei vom Liegenden zum Hangenden auf Kosten der kristallinen Komponenten zu (vgl. Fig. 5). Infolge dieser sich ändernden Zusammensetzung sind die Nagelfluhen des unteren Luzerner Sandsteins noch extrem bunt, diejenigen im oberen Teil nur noch als bunt anzusprechen. Hohle und gequetschte Geschiebe und Eindrücke, vor allem an sedimentären Komponenten, sind ziemlich häufig zu beobachten.

Sandstein

Wie der Formationsname Luzerner Sandstein zum Ausdruck bringt, ist das vorherrschende Gestein der so bezeichneten Abfolge der eigentliche Luzerner Sandstein, ein graugrünes bis blaugrünes, dünnplattiges (1–3 cm), glaukonitführendes Gestein. Er führt oft dünne, dunkle Tonlagen oder -flasern. Auf den Schichtflächen hat sich Muskowit und häufig auch pflanzlicher Detritus angereichert. Die Textur dieses Sandsteins kann in unserem Gebiet schlecht studiert werden. E Hasle, wo der plattige Luzerner Sandstein das glattgeschliffene Bett der Entlen bildet, erkennt man, dass er ausgesprochen kreuzgeschichtet ist. Dabei wechsellagern Zonen kompakten Sandsteins mit solchen deutlicher Kreuzschichtung. Kreuzschichten verschiedener Grössenordnung und ganze Rippelfelder können auch in den verschiedenen Steinbrüchen um Luzern beobachtet werden. Die Schichtflächen mit zahlreichen Spuren zeugen vom Vorhandensein einer benthonischen Fauna. Speck (1945) fand bei Finstersee im Luzerner Sandstein sogar Fussabdrücke von Vögeln. Da das Gebiet zwischen Luzern und Hasle zum Studium der Sedimenttexturen viel besser geeignet ist als das unsrige, haben wir auf deren Untersuchung bewusst verzichtet.

Der grüne Luzerner Sandstein ist meist feinkörnig (Md 0,08–0,20 mm) und kann als Feinmittelsandstein bezeichnet werden. Bei etwas gröberem Korn geht er in einen Grobmittelsandstein über. Mit dem Fortschreiten der miocänen Transgression nimmt die Korngrösse aber deutlich ab (vgl. Fig. 14). Der Karbonatgehalt ist recht hoch (20–40 %) und nimmt vom Liegenden zum Hangenden zu (vgl. Fig. 8). Recht konstant für alle Proben ist der Tongehalt ($<$ 0,02 mm) von ungefähr 8–15 %. Ein Teil des Sandsteins könnte also noch als mergeliger Sandstein bezeichnet werden. Der Quarzgehalt der Fraktion 0,10–0,15 mm nimmt auf Kosten des Feldspatgehalts ebenfalls regelmässig vom Liegenden zum Hangenden zu (vgl. Fig. 12), was mit der Entwicklung der Zusammensetzung der Nagelfluh in Einklang steht (vgl. auch Erni 1915, S. 29).

Das Dünnschliffbild eines Sandsteins aus dem unteren Teil der Luzerner Sandstein-Formation zeigt, dass Quarz der überwiegende detritische Gemengteil ist (25 %). Er löscht meistens undulös aus und enthält zahlreiche feinste Einschlüsse. Daneben kommen Feldspäte reichlich vor. Neben ungegittertem Kalifeldspat findet man auch schönen Mikroklin. Mikroperthite und Mikroklinmikroperthite sind ziemlich selten. Die Alkalifeldspäte (18 %), welche teilweise deutlich zersetzt sind (serizitisiert), dürften mindestens zur Hälfte Albite sein. Frische, schön verzwillingte Albite treten allerdings selten auf. Glaukonit (2 %) ist der auffallendste Gemengteil dieser Sandsteine. Seine schwachgrüne Farbe lässt vermuten, dass er authigener Entstehung ist. Er verleiht dem Gestein zusammen mit dem manchmal blaugrünen Chlorit (7 %) die grüne Farbe. Muskowit (3 %) findet sich meist nur in kleinsten Blättchen, während Biotit sehr selten ist. Dagegen kommen Gesteinsbruchstücke, meist Quarz- oder Quarzfeldspataggregate, recht häufig (7 %) vor. Unter den Akzessorien (4 %) fällt natürlich das Überwiegen von Epidot auf. Die Körner sind durch einen karbonatischen Zement verkittet. Teilweise können detritische Karbonatkörner noch erkannt werden. Nachdem wir den Kalzit mit Alizarin gefärbt hatten, ergab die Ausmessung unter dem Mikroskop 30 % Kalzit und 4 % Dolomit, was mit den durch Titration erhaltenen Werten gut übereinstimmt.

Süsswasserkalke

Im untersten Teil des Luzerner Sandsteins tritt etwa 50 m über dessen Basis eine 20–30 cm mächtige Süsswasserkalkbank auf. Dieser bituminöse Kalk von bräunlicher Farbe wittert gelblich oder hell an und zerspringt beim Anschlagen in scharfkantige Stücke, wobei sich ein stinkender Geruch bemerkbar macht (Stinkkalke!). Die Kalkbank ist von dünnen glänzenden Kohlelamellen durchsetzt und enthält zahlreiche flachgedrückte Planorben und Lymnäen. Ihre Süsswassernatur ist deshalb unbestreitbar. Die chemischen Bestimmungen an 2 Proben ergaben einen Kalkgehalt von 91 % bzw. 97 % und einen Dolomitgehalt von 4 % bzw. 0 %.

Diese Süsswasserkalkbank stellt einen eigentlichen Leithorizont dar. Sie ist im Bockerengraben (Fröhlicher 1933, S. 15), der Bachtolen und bei Lindenbüel (Tafel I, Karte 1:25000) aufgeschlossen. Am rechten Emmeufer fand sie Fröhlicher (unveröffentlichte Originalkarte) im Bachbett SE Zinggenbrücke. Mollet (1921, S. 45) verfolgte sie von der Entlen bis zum Rümlig. Zweifellos steht diese Kalkbank in Beziehung zu den Vorkommen zwischen dem Rümlig und Luzern, nur dass sie hier von eigentlichen Kohlenflözen begleitet wird.

Fossilinhalt und Facies

In der Umgebung von Luzern enthält der Luzerner Sandstein eine viel reichere Fauna als im Entlebuch. Die letzten ausführlichen Angaben über diese Fauna finden wir in Kaufmann (1872, 1886). Eine monographische Bearbeitung der Makro- und Mikrofauna steht jedoch bis heute aus. Aus unserem Gebiet erwähnt Kaufmann (1886, S. 404 ff.) eine Fundstelle bei Lindenbüel. Diese konnten wir in der Bachtolen (Tafel I, Karte 1:25000) wieder auffinden. Eine andere Fossilbank steht in der aufgelassenen Grube zwischen Mettili und Rohrgraben und im Rohrgraben auf 860 m an. Fröhlicher (1933, S. 15) gibt ausserdem drei weitere Fossilfundstellen in unserem Gebiet an: Prallseite der Emme bei Zinggenbrücke, Graben im Bienzenwald und Rohrgraben auf 820 m. Bei allen unseren Fossilfundstellen handelt es sich um Nagelfluhbänke. Die Muschelschalen wurden massenhaft gemeinsam mit Geröllen, in einzelnen Bänken zusammengeschwemmt. Leider waren die Muscheln unbestimmbar. Fröhlicher (1933, S. 15) führt aus dem Gebiet zwischen Escholzmatt und Schüpfheim folgende von Rutsch bestimmte Pelecypoden an:

Tapes (*Callistotapes*)? cf. *vetulus* BAST.
Mactra spec. indet.
Chione? spec. indet.

Unsere Suche nach Mikrofossilien blieb leider erfolglos, bloss ein einziges Exemplar von *Elphidium* spec. indet. konnte gefunden werden.

Die individuenreiche aber artenarme Fauna spricht eher für ein brackisches als ein marines Milieu. Das Vorkommen von Süsswasserkalk, Kohlenflözen und reichlichem pflanzlichem Detritus zeugen von zeitweiser Aussüssung und Landnähe. Das Meer muss daher, wo überhaupt vorhanden, sehr seicht gewesen sein. Das Studium der Sedimenttexturen wird sicher helfen, die Genese des Luzerner Sandsteins im Detail abzuklären; von Interesse ist in dieser Beziehung die Arbeit von VAN DER LINDEN (1963), der sich mit den Sedimenttexturen des ?Burdigaliens der Sense-Schwarzwassergegend befasst hat. Offenbar wechselten während des ?Burdigalien Zeiten höheren Meeresspiegels mit Zeiten stärkerer terrigener Zufuhr, welche zur Entstehung von Prielen, Lagunen und paralischen Sumpfmooren mit einzelnen Süsswasserbezirken führten.

c) *Schüpferegg-Nagelfluh*

Über dem Luzerner Sandstein folgt im Untersuchungsgebiet direkt eine etwa 450 m mächtige kompakte Nagelfluh, die zwischen Schüpfheim und Hasle die nördlichen Anhöhen bildet, welche das Entlebuch und das Tal der Grossen Fontanne trennen. Wir bezeichnen diese Nagelfluhbildungen nach der Schüpferegg (Koord. 643330/201360/1021) als Schüpferegg-Nagelfluh-Formation. Zwischen Schüpfheim und Escholzmatt schalten sich zwischen Schüpferegg-Nagelfluh und Luzerner Sandstein die oben erwähnten Mergelzonen ein. Über den Verlauf der Unter- und Obergrenze der Schüpferegg-Nagelfluh, die durch den Luzerner Sandstein bzw. durch die Basismergelzone der Napf-Schichten gegeben sind, orientiert Tafel I, Karte 1:25000. Südwestlich des Untersuchungsgebiets streicht die Untergrenze südlich der Gehöfte Linden und Madenhus nach Michlischwand (FRÖHLICHER 1933) und von hier bis an die Ilfis bei Dürrenbach.

Lagerung

Zwischen Schüpfheim und Hasle tritt die Schüpferegg-Nagelfluh orographisch deutlich hervor, indem sie steile, bewaldete Südhänge bildet. In den diese Hänge durchziehenden Runsen ist die Nagelfluh gut aufgeschlossen. An ihrer Basis fällt sie etwa mit 30° NNW, doch nimmt die Neigung gegen das Hangende sukzessive ab, so dass sie an der Basis der überlagernden Mergelzone nur noch mit 10–15° gegen NNW einfällt. Die Hänge, welche vom Grat, der das Entlebuch vom Tal der Grossen Fontanne trennt, gegen letzteres abfallen, weisen nur eine um wenige Grade geringere Neigung auf als die unterlagernde Schüpferegg-Nagelfluh. Daher sind hier ausgedehnte Rutschungen und Felsstürze zu beobachten (Tafel I, Karte 1:25000).

Gesteine

Die Schüpferegg-Nagelfluh-Formation besteht fast ausschliesslich aus einer kompakten Nagelfluh. Erst im obersten Teil (z. B. an der Wyssflue, Fig. 1) und

gegen den nordöstlichen Deltarand (z. B. an der Strasse Bruggmättili–Habschwanden) schalten sich einige aus Sandsteinen und Mergeln bestehende 3–10 m mächtige Zonen ein.

Nagelfluh

Die eigentliche Schüpferegg-Nagelfluh ist ebenso wie diejenige des Luzerner Sandsteins sehr hart und dicht gepackt. Das Bindemittel, ein gelbbrauner Feinmittelsandstein (Md 0.17–0.21 mm) ist jedoch etwas grobkörniger. Durch ihren niedrigeren Gehalt an kristallinen Komponenten (durchschnittlich ca. 12 %) unterscheidet sie sich aber deutlich von der Nagelfluh des Luzerner Sandsteins. Ausserdem enthält sie teilweise bis max. 40 % wohlgerundete Dolomitgerölle (vgl. Tab. 4, 5, 6 und Fig. 5). Die Basis der Schüpferegg-Nagelfluh, die nach Speck (1953) den Zugersee erreichen soll, weist indessen einen abnormal hohen Kristallingehalt von

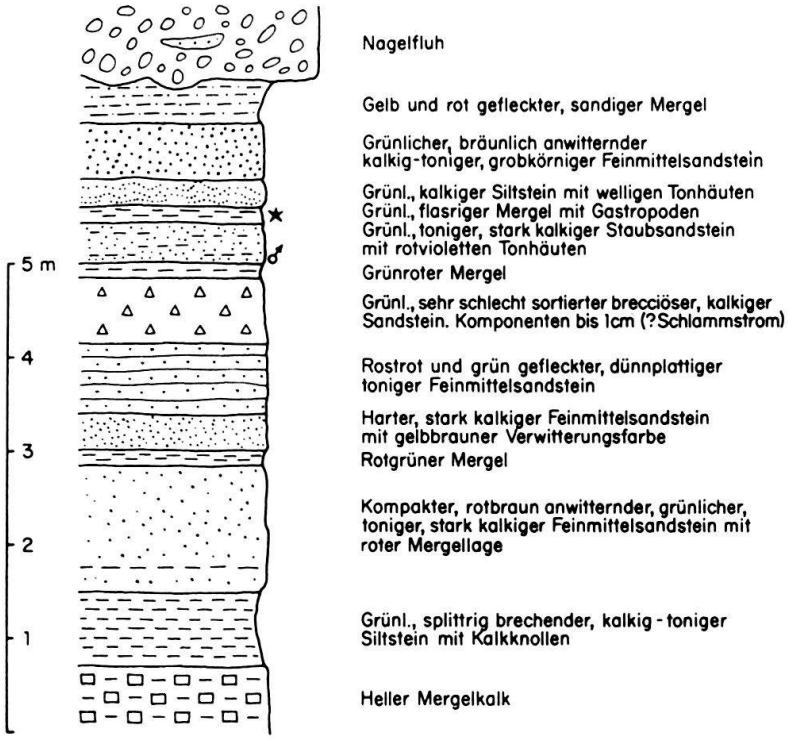


Fig. 1. Profil durch eine Sandsteinzone im oberen Teil der Schüpferegg-Nagelfluh, aufgeschlossen an der Wyssflue, Tal der Grossen Fontanne.

max. 36 % auf (vgl. Fig. 6). Nach der Nomenklatur von Renz (1937a) ist die Schüpferegg-Nagelfluh als bunte Nagelfluh zu bezeichnen. Auffallend, und für die Nagelfluhen der Napf-Schüttung typisch, sind die hellen Quarzite, welche in grossen Exemplaren erstmals in der Schüpferegg-Nagelfluh auftreten. Über die Geröllzusammensetzung der Schüpferegg-Nagelfluh geben Tab. 4, 5 und Fig. 5 Aufschluss.

Sandsteine

In der Schüpferegg-Nagelfluh findet man sandiges Material hauptsächlich als Bindemittel oder in Form kleiner Sandsteinlinsen. Wie oben erwähnt, schalten sich gegen das Hangende und gegen den Deltarand mehrere Meter mächtige Sandsteinzonen mit Mergeln ein, welche die kompakte Nagelfluh in einzelne mächtige Bänke

aufgliedern. Fig. 1 zeigt ein Profil durch eine derartige Sandsteinzone, welche an der Wyssflue im Tal der Grossen Fontanne sehr schön aufgeschlossen ist.

Die Sandsteine der Schüpferegg-Nagelfluh sind deutlich grobkörniger und karbonatreicher als der Luzerner Sandstein (vgl. Fig. 8 und Fig. 14). Sie unterscheiden sich von diesen ausserdem durch höheren Quarz und niedrigeren Feldspatgehalt (vgl. Fig. 12). Die Sandsteine der Schüpferegg-Nagelfluh sind nach FÜCHTBAUER (1959) als feinmittelkörnige Kalksandsteine, kalkig-tonige Sandsteine, tonige Kalksandsteine oder tonige Sandkalke zu bezeichnen. Bei der Ausmessung von Dünnschliffen kann man oft feststellen, dass man einen höheren Gehalt an Gesteinsbruchstücken erhält als bei der Auszählung von Körnerpräparaten (Fraktion 0.10–0.15 mm). Die Dünnschliffausmessung zeigt, dass es sich nach FÜCHTBAUER (1959) beim Grossteil der Sandsteine aus der Schüpferegg-Nagelfluh um feldspathaltige Sandsteine oder Sandsteine mit Gesteinsbruchstücken handelt.

Abschliessend sei das Dünnschliffbild eines tonigen Sandkalks aus der Schüpferegg-Nagelfluh kurz beschrieben:

Über die Hälfte des Gesteins besteht aus Kalzit (60 %) und etwas Dolomit (1 %). Ein grosser Teil des Karbonats ist detritischen Ursprungs, doch ist es nun teilweise rekristallisiert und zementiert die silikatischen Körner, welche sich gegenseitig kaum berühren. Quarz (15 %) ist zumeist eckig, voller feinster Einschlüsse, löscht stark undulös aus und weist ziemlich häufig Böhmsche Streifung auf. Der ebenfalls eckige Alkalifeldspat (7 %) ist meistens von einem bräunlichen Pigment erfüllt und ist zum Teil perthitisiert. Manchmal erkennt man an seiner Gitterung relativ frischen Mikroklin. Etwa die Hälfte des Alkalifeldspats ist Albit, welcher jedoch selten Zwillingslamellierung aufweist und oft schon stark zersetzt ist.

Ziemlich häufig begegnet man Bruchstücken von Gesteinen (8 %), vor allem von Quarziten und Hornsteinen, seltener von Graniten und Ophiolithen. Vermutlich eingeschwemmter Glaukonit (1 %), Chlorit (1 %), Muskowit (2,5 %), chloritisierter Biotit (0,5 %) und Schwerminerale (2,5 %) wie Erz, Granat und Epidot kommen als Akzessorien vor.

Alter

Mit Ausnahme einiger Steinkerne von Heliciden aus dem oberen Teil der Formation (vgl. Fig. 1) fanden wir in der Schüpferegg-Nagelfluh keine Fossilien. Wie wir oben ausführten, kann die Nagelfluh gegen NE verfolgt werden, wobei sie immer mehr Sandsteine und Mergel aufnimmt, die in der Gegend von Luzern vorherrschen und eine marine Fauna enthalten. Die fluviatile Schüpferegg-Nagelfluh unseres Gebiets geht also offenbar gegen NE in eine fluviomarine Geröllschüttung über. Auf Grund der marinen Fauna von Luzern kann die Schüpferegg-Nagelfluh mit Vorbehalt ins Helvétien gestellt werden.

3. **Napf-Schichten** (Tortonien)

Über der Schüpferegg-Nagelfluh folgen im Untersuchungsgebiet die Bildungen der Oberen Süsswassermolasse (Tafel I, Karte 1:25000), welche wir in Anlehnung an KAUFMANN (1886, S. 285) als die Formation der Napf-Schichten bezeichnen wollen. Ihre Basis ist mergelig entwickelt, so dass wir sie mit FRÖHLICHER (1933) als Basismergelzone ausscheiden möchten.

a) *Die Basismergelzone der Napf-Schichten*

Zwischen die kompakte Schüpferegg-Nagelfluh und die Nagelfluh der Napf-Schichten schaltet sich eine 80–100 m mächtige Zone weicher siltiger und mergeliger Gesteine ein, welche vom Rümlig her in unser Gebiet verfolgt werden können.

Zum ersten Male treffen wir sie im Untersuchungsgebiet bei Habschwanden, von wo diese Mergelzone in schleifendem Schnitt ins Tal der Grossen Fontanne hinunterzieht (vgl. Tafel I, Karte 1:25000). Von Ghürsch verläuft sie dann den nördlichen Hängen entlang über Eimättili–Brand–Pilgeregg–Ärbsegg, quert das Flussbett bei Fontannengüetli und zieht über Mittlist Egg–Riesboden–Längenschwand–Chnubelsegg nach Brandsegg N Escholzmatt, von wo sie nach FFÖHLICHER (1933) in die Täler N Trub verfolgbar ist. Die Mergelzone stellt daher vor allem im Zentrum des Napfmassivs einen willkommenen Leithorizont dar.

Im Tal der Grossen Fontanne ist die Basismergelzone vorzüglich aufgeschlossen, z. B. in den Runsen N Pulverhüsli und im Tobel W Hinter Eimättili. Ihre Schichten neigen sich nach FRÖHLICHER (1933) bei Brandsegg nur schwach mit 5–10° gegen NNW, fallen dann aber gegen NE zusehends etwas steiler unter die hangende Nagelfluh ein. Wir werden auf dieses Verhalten im anschliessenden Abschnitt über die Tektonik noch zu sprechen kommen.

Gesteine

Die Basismergelzone baut sich nicht etwa aus Mergeln, sondern vorwiegend aus Siltsteinen auf. Wir möchten aber den alten Namen (FRÖHLICHER 1933) trotzdem beibehalten. Die Mergelzone besteht aus einer Wechselfolge von grünlichen Siltsteinen und (untergeordnet) Sandsteinen, Mergeln und Nagelfluh.

Nagelfluh

Im Profil W Pulverhüsli enthält die Mergelzone vier grössere Nagelfluhbänke (Fig. 2), wovon eine etwa 20 m mächtig ist. Typisch für diese Nagelfluhen ist ihr grünliches, tonig-siltiges Bindemittel und ihr hoher prozentualer Gehalt an Ophiolithgeröllen (vgl. Tab. 4, Proben Nr. 22 und 23). Auf Grund dieser Merkmale kann die Nagelfluh von den hangenden und liegenden gleichartigen Bildungen leicht unterschieden werden. Die Nagelfluh der Basismergelzone ist als eigentliche Ophiolithnagelfluh zu bezeichnen. PAVONI (1957) fand in der Oberen Süsswassermolasse des Zürichseegebiets ebenfalls Ophiolithnagelfluhen, die sich als Leithorizonte verwenden liessen. Dies trifft mit grösster Wahrscheinlichkeit auch für unsere Ophiolithnagelfluh zu.

Sandsteine

Sandsteine kommen in der Basismergelzone nur untergeordnet als dünne Einlagerungen in den Siltsteinen vor. Es sind meistens grünliche, tonige Kalksandsteine. Erst im obersten Teil treten dann mächtigere Bänke eines gelbbraunen, tonigen Kalksandsteins auf, welcher bereits den Übergang zu der hangenden Nagelfluh der eigentlichen Napf-Schichten anzeigt. In der Basismergelzone herrschen indessen absandende, grünliche, tonige bis tonig-kalkige Siltsteine vor (Fig. 2), welche offenbar früher als Mergel betrachtet worden sind. Diese Siltsteine sind praktisch fossilleer. Daneben findet man aber auch echte, meist etwas sandige Mergel. Nicht zu übersehen sind die kohligen, pflanzenführenden, glimmerreichen Mergel und die rostrot und grün gefleckten Mergel. Erstere enthalten neben dem pflanzlichen Detritus zahlreiche Schalen und Schalentrümmer von Planorben und Lymnäen, sowie Zähne von Säugern. Wir fanden in ihnen auch Oogonien von Algen. Die rot und grün gefleckten Mergel enthielten vor allem Landschnecken und

Säugerzähne, auf die unten eingegangen wird. Über den schwarzen Mergeln folgt abschliessend oft ein blaugrauer Tonmergel.

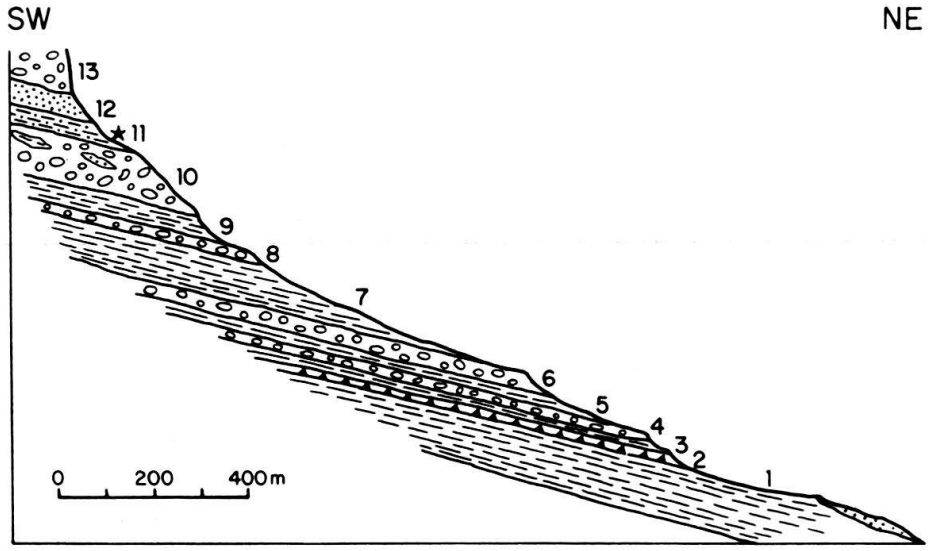


Fig. 2. Profil durch die Basismergelzone der Napf-Schichten W Pulverhüsli, Tal der Gr. Fontanne.

13 Nagelfluh der eigentlichen Napf-Schichten mit mehreren grösseren Sandsteinlinsen.
12 Klüftiger, gelbbrauner, toniger, stark kalkiger Feinmittelsandstein.
11 Schwarze, rostrot und grün gefleckte fossilführende sandige Mergel (Gastropoden, Säugerzähne), sowie gelbe und blaue Mergel wechsellagernd mit Sandsteinen.
10 Nagelfluh mit Komponenten bis 15 cm, tonig-siltigem Bindemittel und Sandsteinlinsen. Besonders im oberen Teil mit Sandstein- und Siltsteinlinsen.
9 Grünliche, kalkig-tonige Siltsteine.
8 Nagelfluh mit Komponenten < 15 cm, tonig-siltigem Bindemittel und Sandsteinlinsen.
7 Wie 9, z. T. mit Sandsteinlagen.
6 Wie 8.
5 Wie 9.
4 Wie 8.
3 Wie 9. Gegen oben Einschaltung von mehreren 1–2 cm mächtigen Sandsteinlagen.
2 Harter brecciöser, sehr schlecht sortierter Sandstein mit zahlreichen Glimmerschieferkomponenten bis max. 1 cm.
1 Wie 9.

Alter und Facies

Während Granitische Molasse, Luzerner Sandstein und Schüpferegg-Nagelfluh praktisch keine Fossilien lieferten, fanden wir in den oben erwähnten Mergeln eine kleine Gastropoden- und Säugerfauna, sowie einige Charophytenarten. Dabei waren vor allem ein rostrot und grün gefleckter Mergel aus der Runse W Pulverhüsli (vgl. Fig. 2) und ein kohliger, schwarzer Mergel im Tobel W Hinter Eimättili besonders ergiebig.

Säugetiere:

Anomalomys gaudryi GAILLARD (Hinter Eimättili)
Dryomys hamadryas MAJOR (Pulverhüsli)
Cricetodon brevis SCHAUB (Pulverhüsli)
?*Cricetodon gregarius* SCHAUB (Pulverhüsli)
Unbestimmbare Wirbeltierreste und ?Krokodilzähne (Hinter Eimättili)

Gastropoden (Hinter Eimättili):

Coretus cornu mantelli (DUNKER) 1848
Radix (*Radix*) *socialis dilatata* (NOULET) 1854
Coretus cf. cornu cornu (BROGNIART) 1810
Cepaea silvana silvana (KLEIN) 1853
Pseudancylus depertitus depertitus (DESMAREST) 1814
Gonyodiscus euglyphoides (SANDBERGER) (FRÖHLICHER 1933, S. 19)

Süsswasserostrakoden, unbestimmbar (Hinter Eimättili)
Charophyten (Hinter Eimättili):

Tectochara meriani helvetica MÄDLER 1955
Maedlerisphaera ulmensis (STRAUB) HORN af RANTZIEN 1959
Kosmogyra ovalis MÄDLER 1955 (= *Croftiella* HORN af RANTZIEN 1959)

Während die Gastropoden und Charophyten altersmässig keine sicheren Schlüsse gestatten, steht auf Grund der Säugetierfauna das tortone Alter der Basismergelzone sicher[3]). Da aber in unserer Charophyten-Gesellschaft die typische Tortonform der Schweiz *Tectochara tortonica* MÄDLER 1955 fehlt, können wir annehmen, dass die Mergelzone ins unterste Tortonien zu stellen ist.

In einer Zeit geringerer Stosskraft des Napfflusses und verminderter grobklastischer Schuttzufuhr bildeten sich die Ablagerungen, welche wir heute in der Mergelzone antreffen. Zeitweise konnten auf der flachen Schwemmlandebene sogar grössere Seen und Tümpel entstehen, die dann vertorften. Solche Ablagerungen stellen beispielsweise der Kohlenhorizont von Blapbach und unsere schwarzen, kohligen Mergel dar. Diese enthalten eine typische Süsswasserfauna (Planorben, Lymnäen, Ostrakoden) und -flora (Charophyten), sowie eingeschwemmte, terrestrische Schnekken und Säugetierreste.

b) *Die eigentlichen Napf-Schichten*

Über der Basismergelzone setzen die eigentlichen Napf-Schichten von ungefähr 600 m Mächtigkeit mit grossen Nagelfluhbänken ein. Diese werden jedoch von kleineren und grösseren Mergelzonen unterbrochen. Eine solche Mergelzone, die bereits von FRÖHLICHER (1933) bei Paradisli im Tal der Kleinen Fontanne entdeckt worden ist, wurde in den letzten Jahren durch Strassenbauten vorzüglich aufgeschlossen. Es bietet sich hier ein recht ähnliches Bild, wie wir es bereits von der Basismergelzone kennen. Nur wechsellagern in den Napf-Schichten nicht vorwiegend grünliche, sondern bunte Mergel mit Sandsteinen und Nagelfluhen. Kohlige schwarze Mergel und kleine Pechkohlenschmitzen kommen ebenfalls vor.

Diese Mergelzone ist nicht die einzige innerhalb der Napf-Schichten. Da wir aber nur die sedimentologischen Untersuchungen und nicht die Kartierung auf die Napf-Schichten ausdehnten, verfolgten wir die verschiedenen Mergelzonen nicht weiter. Uns interessierte lediglich noch die stratigraphisch höchste Mergelzone,

---

[3]) Herrn Dr. J. HÜRZELER (Basel) danken wir für die Bestimmung der Säugetierreste, Herrn Dr. K. MÄDLER (Hannover) für die der Charophyten, Herrn F. WOLTERSDORF (Basel) für diejenige der Gastropoden und Herrn Dr. H. J. OERTLI (Pau) für die Begutachtung einer Probe mit Ostrakoden nochmals herzlich.

welche wir im Öschgraben E Luthernbad fanden, weil sie eine kleine Säugetier- und Gastropodenfauna enthielt, dank welcher wir das Alter der höheren Napf-Schichten sicherstellen konnten. Die Fundstelle liegt stratigraphisch etwa 200 m tiefer als die höchsten am Napf aufgeschlossenen Schichten.

Die Nagelfluh, welche den Hauptanteil am Aufbau der Schichtfolge hat, sowie die Sandsteine wurden sedimentologisch untersucht, während die Mergel wiederum nicht studiert wurden. Da jedoch die Nagelfluh und die Sandsteine im sedimentologischen Teil dieser Arbeit im Detail besprochen werden, fassen wir uns hier kurz.

Nagelfluh

Die Nagelfluh der Napf-Schichten unterscheidet sich von der obersten Schüpferegg-Nagelfluh nur geringfügig durch einen schwach niedrigeren Gehalt an kristallinen, bzw. höheren an sedimentären Komponenten. Auf Grund eines mittleren Kristallingehalts von ca. 11 % kann sie noch als bunte Nagelfluh bezeichnet werden. Die qualitative Zusammensetzung ist genau dieselbe wie diejenige der Schüpferegg-Nagelfluh. Tab. 4 und Fig. 5 orientieren im einzelnen über die genaue quantitative Zusammensetzung. Allgemein kann gesagt werden, dass Flyschgesteine, helle Quarzite, Gangquarze, sowie helle, dichte Kalke die wichtigsten Gerölle der Napf-Schichten sind.

Im Zentrum des Schuttfächers führt die Nagelfluh noch relativ häufig Gerölle > 128 mm, welche aber gegen N sukzessive seltener werden und beispielsweise 2,7 km SE Huttwil (Probe Nr. 28) kaum mehr vorkommen.

Sandstein

Der gelbbraune Sandstein der Napf-Schichten kommt als Bindemittel oder in Form linsenförmiger Körper in der Nagelfluh und in einzelnen Schichten in den seltenen Mergelzonen vor. Eigentliche Knauersandsteine sind im Untersuchungsgebiet sehr selten, sie scheinen an Gebiete, wo Nagelfluh nur noch untergeordnet auftritt, gebunden zu sein. Im Zentrum des Schuttfächers sind die Sandsteine der Napf-Schichten die karbonatreichsten (40–45 %) der ganzen Abfolge. Gegen N scheint der Karbonatgehalt abzusinken. Dies mag auf vermehrte Zerkleinerung der Karbonatkörner und selektives Auswaschen des feinen Karbonatschlamms zurückzuführen sein, oder es ist bloss die Folge einer zu tiefen stratigraphischen Einstufung der Proben. Letzteres wäre wohl möglich, da die Abgrenzung der Napf-Schichten von ihrem Liegenden auf der Nordseite des Napf noch sehr unsicher und auch der Zusammenhang mit dem Entlebuch noch nicht klargestellt ist. Die Sandsteine der Napf-Schichten unterscheiden sich von den älteren durch ihren ausgesprochen kleinen Dolomitgehalt, was sich in einem hohen Kalzit/Dolomitverhältnis (10–40) widerspiegelt. Ihr Quarzgehalt ist der höchste und der Feldspatgehalt der niedrigste aller untersuchten Sandsteine (vgl. Fig. 12). Auf Grund ihrer Kornverteilung (vgl. Fig. 14) sind sie als Fein- bis Grobmittelsandsteine zu bezeichnen (Md 0.15–0.25 mm). Nach dem Grunddiagramm von FÜCHTBAUER (1959) handelt es sich bei den Sandsteinen aus dem Zentrum des tortonen Napfdeltas um Kalksandsteine bis tonige Kalksandsteine. Gegen den Deltarand findet man vermehrt tonige Kalksandsteine, oder bei niedrigerem Karbonatgehalt kalkig-tonige Sandsteine.

Abschliessend sei das Dünnschliffbild eines stark kalkigen, tonigen Grobmittelandsteins, welcher direkt über der Basismergelzone entnommen wurde, beschrieben:

Quarz ist mit 32 % reichlich vertreten und liegt in eckigen Körnern vor (angular bis subangular nach POWERS 1953). Er enthält zahlreiche feinste Einschlüsse und löscht oft undulös aus. Perthitischer Kalifeldspat (9 %) findet sich relativ frisch. Dagegen ist frischer Mikroklin selten zu beobachten. Teilweise kommt wenig zersetzter Plagioklas (Albit/Oligoklas) vor (8 %), meistens hat er sich jedoch völlig in ein feines Gemenge unbestimmbarer Körner zersetzt. Bruchstücke von Gesteinen (Hornstein, Quarzit, Sandstein) sind deutlich vertreten (6 %). Chlorit (2 %) tritt meistens in zersetzten Biotiten auf. Diese sind oft von gelbbrauner Farbe, meistens verbogen und kommen im Gestein ebenfalls etwa mit 2 % vor, während Muskowit (1,5 %) etwas seltener auftritt. Auffallend reichlich sind die Schwerminerale vertreten (1,5 %). Wir erkannten im Dünnschliff Epidot, Orthit, Granat, rotbraunen Spinell und Erz. Kalzit, dessen detritischer Ursprung teilweise noch deutlich erkennbar ist, kommt hier mit 33 % vor. Dies ist für die Napf-Schichten ein atypisch niedriger Gehalt. Dolomit fehlt völlig. Neben dem kalzitischen Zement findet man noch eine tonige Grundmasse (5 %).

Alter und Facies

Wie wir oben zeigen konnten, ist die Basismergelzone der Napf-Schichten dem Tortonien – vermutlich dem unteren Tortonien – zuzuweisen. Da für die jüngsten Schichten des Hörnlifächers (TANNER 1944) und des Zürichseegebiets (PAVONI 1957) ein sarmatisches bzw. sogar pontisches Alter in Betracht gezogen wird, suchten wir abzuklären, ob die höchsten Napf-Schichten ebenfalls posttortoner Entstehung seien. In den oberen Napf-Schichten fanden wir in einem hellen kalkigen und dem überlagernden kohligen Mergel neben den verkohlten Pflanzen eine kleine Säugetier- und Schneckenfauna. Die Fundstelle liegt am neuen Waldsträsschen im Oeschgraben bei Luthernbad auf ca. 1170 m (Koord. ca. 635070/207700).

Säugetiere:

Dryomys hamadryas MAJOR
Cricetodon brevis SCHAUB
Insectivoren indet. div.

Gastropoden:

Tropidomphalus (*Pseudochloritis*) *zelli* (KURR) 1810
Zonites (*Aegopsis*) *costatus* (SANDBERGER) 1874
Cepaea eversa larteti (BOISSY) 1840

Sowohl Säugetiere wie Gastropoden sprechen unabhängig und eindeutig für ein tortones Alter der Schichten dieser Fundstelle. Da bis zu den jüngsten Schichten am Napfgipfel nur noch etwa 200 m Sedimente – vorwiegend Nagelfluh – vorhanden sind, ist anzunehmen, dass diese ebenfalls noch dem Tortonien angehören. Allerdings ist hier beizufügen, dass «heute beträchtliche Abweichungen in den Auffassungen über die Anwendung der Stufenbezeichnungen» (PAVONI 1957, S. 182) vor allem des Tortoniens und Sarmatiens bestehen. Nach säugetierpaläontologischen Kriterien reichen daher auch die oben erwähnte Zürcher Molasse und die Schichten des Hörnli nicht über das Tortonien hinaus.

Ausgehend von unserem kleinen Untersuchungsgebiet, das ausserdem im Zentrum des Schuttfächers liegt, können wir keinen grundsätzlich neuen Beitrag zur

Entstehungsgeschichte der Oberen Süsswassermolasse liefern. Obwohl die Vorstellung von SCHIEMENZ (1960), die Süsswassermolassen seien Deltasedimente verschiedener Flüsse, die ihre Fracht in ein einziges grosses Süsswasserbecken geschüttet hätten, ohne nähere Prüfung für die einzelnen Gebiete einiges für sich hat, spricht doch z. B. das Vorkommen von Rinnennagelfluhen und -sanden (PAVONI 1957, S. 184 ff.) für eine zeitweilige Trockenlegung grosser Gebiete des Molassebeckens. Während der Oberen Süsswassermolasse war das Molassebecken – wie oben erwähnt – eine grosse, flache Schwemmlandebene, in der sich Pflanzen und Tiere ansiedelten (RUTSCH 1945). Nach Zeiten grösserer Überschwemmungen, während derer der feine Schlamm über grosse Gebiete verbreitet wurde (vgl. Überschwemmungen des Nil, Po), konnten grössere Seen entstehen, die sich über längere Zeiten zu halten vermochten. Hier gelangten Süsswasserkalke zum Absatz. Im Laufe der Zeit wurden die Seen aufgefüllt, verlandeten oder vertorften. Neben autochthonen limnischen Fossilien findet man deshalb eingeschwemmte Reste von Landtieren (Säuger, Schnecken etc.) und -pflanzen. Auf die Tatsache, dass die Landtiere nicht von einem entfernten Festland eingeschwemmt sein können, hat bereits RUTSCH (1945) aufmerksam gemacht; denn die Schalen der eingeschwemmten Landschnecken sind meistens sehr gut erhalten und ausserdem sind an mehreren Stellen in der Schweiz ganze Gelege von Vogeleiern gefunden worden, die einen Transport niemals überstanden hätten. Es kann daher nicht von einem einzigen grossen See N der Alpen die Rede sein, sondern es müssen wohl mehrere Seen innerhalb der Festlandsebene existiert haben.

4. Quartär

a) *Diluvium*

Während die Gegend S Schüpfheim reich an Moränenwällen ist, finden sich N der Kleinen Emme im Untersuchungsgebiet vor allem eine in einzelne Teilstücke aufgelöste Grundmoränendecke und viele erratische Blöcke. Die Grundmoräne bedeckt vor allem das flachere Gelände von Mettili-Lindenbüel, Feli-Obstalden, Bodnig, Voglisberg, Oberi Schwand, Siggenhusen-Tällen (Tafel I, Karte 1:25000).

Diese Grundmoränendecke, welche zwischen 2–20 m mächtig sein kann, ist in den einzelnen Gräben aufgeschlossen, besonders schön in der Bachtolen. Sie besteht aus einer gelben, lehmigen Matrix und vielen gekritzten Geschieben und neigt zu Abrutschung in die Bachtobel.

Neben Grundmoräne kommen zahlreiche erratische Blöcke vor, welche nicht selten über 2 m gross sind, und die man meistens in den Tobeln trifft. Es handelt sich vorwiegend um stampische Nagelfluh, helvetische Kreidekalke und Flyschsandsteine. Wie man auf Grund der Verbreitung der Erratiker annehmen kann, erreichte das Eis beim pleistocänen Hochstand mindestens die Höhe von 950 m.

ANTENEN (1924) nimmt an, dass der risseiszeitliche Aaregletscher infolge der stauenden Wirkung des Rhoneeises über den Schallenberg ins obere Emmental vorstiess, wo er sich mit dem Emmegletscher vereinigte, der ihn gegen das Entlebuch zu auf die linke Talseite abdrängen konnte. Daher weist ANTENEN (1924) die erwähnte Grundmoräne dem Aaregletscher zu. Die Moränenwälle S Schüpfheim weist er dagegen dem Waldemmegletscher der letzten Eiszeit zu. Da jedoch sichere

Aareleitgesteine in der Umgebung von Escholzmatt (FRÖHLICHER 1933) und von Schüpfheim praktisch fehlen, stammt die erwähnte Grundmoränendecke mit grösster Wahrscheinlichkeit vom Waldemmegletscher. Dieser breitete sich während der letzten Eiszeit, nachdem er die Lammschlucht durchquert hatte, im Talkessel von Schüpfheim aus und erreichte zur Zeit seines Maximalstandes die Gegend von Doppleschwand (NUSSBAUM 1922, STEINER 1926). Die wenigen Habkerngranitblöcke, die bisher im Entlebuch gefunden wurden, sind vermutlich durch den vom Aaregletscher abgedrängten Gr. Emmegletscher über Schangnau–Marbach–Wiggen–Escholzmatt hierher verfrachtet worden.

Sehr unsicher ist dagegen die Herkunft der erratischen Blöcke im Tal der Grossen Fontanne. Hier hatten schon MOLLET (1921, S. 56) und STEINER (1926, S. 64) Aaregranite, exotische Granite, Gabbros, Quarzite und Kalke festgestellt. Wir fanden ausserdem sichere Habkerngranitblöcke. MOLLET (1921) nimmt an, dass in der Risseiszeit der Aaregletscher auch im Fontannental lag und von hier über die Einsattelung von Habschwanden ins Entlebuch überfloss. STEINER (1926) dagegen betrachtet die Quarzite als Rhone- und die übrigen Blöcke als Aare- bzw. Gr. Emmeerratiker. Die Quarzite können u. E. wohl vom Rhonegletscher herantransportiert worden sein, da wir sie auch in den Tälern N des Napf in metergrossen Blöcken fanden.

Das Vorkommen von Grundmoräne bei Habschwanden und March (Tafel I, Karte 1:25000), sowie erratische Flyschsandsteinblöcke im Chriesbaumenwald N Habschwanden deuten jedoch darauf, dass Waldemmeeis zur Würmeiszeit auch ins Fontannental geflossen sein könnte. Auf den Matten und Weiden sind aber seine Zeugen im Laufe der Jahrhunderte durch die Anwohner vernichtet worden.

b) *Alluvium*

Rutschungen, Schlipfe und Felsstürze

Im Untersuchungsgebiet entstanden vor allem auf der rechten Talseite, wo die Hänge fast schichtparallel ins Tal abfallen, zahlreiche Rutschungen und Felsstürze. Die Nagelfluhbänke lösen sich bei Wasserzutritt gerne von ihrer Sandstein-Mergelunterlage und beginnen zuerst langsam zu rutschen. Bei grösserer Bewegung können aus den rutschenden Massen eigentliche Felsstürze entstehen, wobei Brüche und Klüfte als bevorzugte Ablösungsflächen dienen. Die Ostbegrenzung der Sturzmasse von Unter Gmünden wird von einem solchen Bruch gebildet und die östliche Begrenzung des Felssturzes N Voglisbergegg zeigt ebenfalls die Streichrichtung der Brüche. Westlich der Schüpferegg ist praktisch der ganze Hang im Abrutschen und Abstürzen begriffen, und bei Änetegg rutscht ein Teil der Häuser langsam talwärts, wobei oft tiefe Erdspalten aufreissen.

Im Entlebuch sind Rutschungen auf der linken Talseite sehr selten. Nur bei Ämmenegg (Tafel I, Karte 1:25000) soll infolge Kahlschlag bei einem Unwetter im Jahre 1936 ein Schlipf niedergegangen sein, der ein Haus samt Einwohnern vernichtete.

Talböden und Terrassen

Zu beiden Seiten ihres Laufes hat die Kl. Emme einen mehr oder weniger breiten Talboden aufgeschüttet. Über diesem jüngsten Talboden sind aber ältere,

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

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

Schuttkegel

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

Quellen und Kalktuff

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

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

Riedgebiete

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

TEKTONISCHER ÜBERBLICK

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN

I. DIE GESTEINSARTEN DER NAGELFLUH

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

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

röllstudien ist erst erreicht, wenn Gerölle bestimmten Alters und bestimmter Facies den einzelnen Deckenelementen, aus denen sie stammen, zugeordnet werden können. Leider ist dies aber nur in den seltensten Fällen eindeutig möglich, vor allem weil der Mikrofossilinhalt und die petrographische Zusammensetzung vieler alpiner Gesteinsserien noch zu wenig genau bekannt sind. Zudem gibt es keine Vergleichssammlungen alpiner Gesteine, welche auf die Geröllanalyse zugeschnitten sind, d. h. die normale Gesteinsfacies und nicht vor allem das Spezielle enthalten (SPECK 1953). Die vertikalen Veränderungen des Geröllbestandes bieten andererseits auch die Möglichkeit, die mächtigen und meist fossilarmen Nagelfluhablagerungen lithostratigraphisch zu gliedern. In der vorliegenden Arbeit wird diese Seite der Geröllanalyse betont. Eine ausführliche Studie über die Herkunft der Gerölle hätte viel umfassendere mikropaläontologische Untersuchungen erfordert. Immerhin zeigen unsere diesbezüglichen Resultate eine weitgehende Übereinstimmung mit denjenigen von SPECK (1953), welche er in seiner hervorragenden Arbeit über die Konglomerate am Zugersee festgehalten hat.

Der generell gültige Teil der Methodik unserer Geröllanalysen, wie auch die Fragen der Probenahme und Probegrösse werden weiter unten auf S. 366 ausführlich dargelegt, so dass wir hier nur noch jene speziellen methodischen Ergänzungen geben müssen, welche mit der qualitativen Geröllanalyse im Zusammenhang stehen.

Vor jeder Geröllzählung sollte man sich unbedingt einen Überblick über die verschiedenen vorhandenen Gesteinsarten sowie deren Variationsbreite verschaffen. Von den Haupttypen müssen sodann Dünnschliffe angefertigt werden; erst diese ermöglichen eine exaktere petrographische und mikropaläontologische Beschreibung und eventuelle Beheimatung der betreffenden Gesteine. Alsdann gilt es, für die Zählungen die Gesteinstypen zu Gruppen zusammenzufassen. Diese Zusammenfassung sollte, wenn möglich, nicht nach rein petrographischen, sondern nach stratigraphisch-tektonischen Gesichtspunkten erfolgen, da nur eine solche Einteilung über die tektonischen und paläogeographischen Verhältnisse im Rückland aussagefähig ist. Leider kommt trotzdem für zahlreiche Gesteine nur eine lithologische Gruppenbildung in Frage. Dies trifft vor allem für das Kristallin, dann aber auch für die fast durchwegs fossilleeren Dolomite, dunklen dichten Kalke und die Radiolarite zu. Im Gegensatz zu SPECK (1953) verzichten wir auf die Ausscheidung des Hauptdolomits, da dieser doch nur auf Grund von Fossilien und nicht der Lithologie als solcher bezeichnet werden darf.

In einem ersten Teil dieser Arbeit werden die einzelnen Gerölltypen beschrieben und deren mögliche Herkunft besprochen, während die Geröllzählungen im Zusammenhang mit Geröllgrössen-, Form- und Rundungsanalysen in einem zweiten, alle statistischen Nagelfluhuntersuchungen enthaltenden Teil zur Sprache kommen.

1. Kristalline Komponenten

a) *Plutonite*

Rote und grüne Granite s. l.

Die roten Granite bilden mit den grünen Graniten vom Typ Albula–Julier (= Quarzdiorit) die auffälligste Gruppe unserer Nagelfluh. Zwischen den beiden

Typen bestehen Zwischenglieder, wobei vornehmlich rötliche Arten den eigentlichen Graniten und mehr grünliche den Quarzdioriten zuzuweisen sind.

Die rote Farbe verdanken die Granite dem Kalifeldspat, der prozentual meist den Hauptgemengteil bildet. Plagioklase fehlen, doch ist oft Albit vorhanden. Diese Gesteine können daher als Alkaligranite bezeichnet werden. In bezug auf die Korngrösse zeigen sie eine ziemliche Variation von grob-gleichkörnig bis zu feinkörnig-porphyrartig. Von den zahlreichen verschiedenen aufgesammelten Arten greifen wir zur Charakterisierung der Gruppe fünf typische Vertreter heraus.

Roter Mikrogranit (60.08.128)

In einer Grundmasse von 0,1–0,4 mm grossen Feldspat- und Quarzkörnern liegen einige wenige idiomorphe 2–3 mm grosse Quarze und Plagioklase. Als Hauptgemengteile treten Quarz, perthitischer Kalifeldspat und Albit auf. Der Quarz ist stets xenomorph und zeigt schwache undulöse Auslöschung. Der hypidiomorphe Kalifeldspat ist an seiner bräunlichen Bestäubung leicht erkenntlich. Albit liegt meist in frischen hypidiomorphen Leisten vor. Akzessorisch sind chloritisierter Biotit, Zirkon und Erz zu beobachten.

Struktur: Holokristallin – porphyrartig mit feinkörniger Grundmasse.

Roter porphyrartiger Alkaligranit (60.08.56)

Alkalifeldspat liegt in xenomorphen, 0,2 mm grossen oder (bei Einsprenglingen) bis maximal 2 mm grossen Körnern vor, die an ihrer bräunlichen, durch unbestimmbare kleinste Körnchen hervorgerufenen Bestäubung (Kaolinisierung ?) leicht erkennbar sind.

Die starke Perthitbildung zeigt, dass der Alkalifeldspat ursprünglich ziemlich Na-reich war. Teilweise bildeten sich sogar schöne kleine Albitlamellen. Solche Körner zeigen besonders gern graphische Verwachsung mit Quarz. Dieser tritt auch in xenomorphen Körnern oder seltener als Einsprengling auf und umschliesst manchmal kleine Alkalifeldspäte und Albite. Der in geringen Mengen auftretende hypidiomorphe Plagioklas ist ein Albit/Oligoklas. Akzessorisch finden sich chloritisierter Biotit, Erz und Zirkon.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig, porphyrartig.

Neben dieser feinkörnigen Varietät gibt es auch grobkörnige Abarten, deren Körner durchschnittlich 2–3 mm gross sind, wobei die idiomorphen Feldspäte als Einsprenglinge bis 1 cm gross werden können (vgl. Schliff 60.08.196)

Grün und rot gefleckter porphyrartiger Granit (60.08.87)

Als Hauptgemengteile treten Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas auf. Der Quarz, durchschnittlich von 0,5 mm Grösse ist voller feinster Einschlüsse, ist manchmal zerbrochen und löscht undulös aus. Eingeschlossen enthält er oft kleinere Feldspatleisten. Der Kalifeldspat ist ausgesprochen perthitisch und enthält zahllose unbestimmbare bräunliche Zersetzungsprodukte. Manchmal tritt er als Einsprengling von maximal 1 cm Länge auf und umschliesst dann Plagioklasleisten und rundliche Quarzkörner. Der saure Plagioklas (?Oligoklas-Albit) liegt einerseits in etwas frischeren Exemplaren, dann aber vor allem in saussuritisierten Leisten vor, deren Zwillingslamellierung kaum mehr erkennbar ist. Biotit ist meistens völlig chloritisiert. Epidot, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz treten als akzessorische Gemengteile auf.
Struktur: Holokristallin – porphyrartig.

Herkunft der roten Granite:

Sie gleichen ausgesprochen den roten Alkaligraniten der Bernina-Decke (STAUB 1916, S. 365ff.), und zwar geht die Übereinstimmung bis ins mikroskopische Bild. Typisch ist das Fehlen oder seltene Auftreten von Plagioklas. Sehr reichlich sind Mikroperthite vertreten; ebenfalls kommen Myrmekite und graphische Verwachsungen häufig vor. Hornblende fehlt und Biotit ist ausgebleicht oder chloritisiert.

Wohl sind auch anderswo in den Alpen kleinere Vorkommen ähnlicher granitischer Gesteine bekannt. Sie finden sich dann aber meist als Gänge wie z. B. der rote Granitporphyr von Salanfe im Aiguilles-Rouges-Massiv. Mikroskopisch sind sie jedoch nicht mit unseren Geröllen vergleichbar.

Grüner «Granit» (Biotit-Hornblende-Quarzdiorit) (60.08.170)

Plagioklas (völlig saussuritisiert) (60–70 %), Quarz (15–20 %), Hornblende (5–10 %) und Biotit bilden die Hauptbestandteile. Infolge der starken Zersetzung der bis 7 mm langen Plagioklaskörner können diese nicht mehr näher bestimmt werden. Der Quarz ist meistens fleckenweise angehäuft und tritt in bis 6 mm grossen unregelmässigen Körnern auf, die stark undulös auslöschen. Oft sind sie zerbrochen und wieder durch mikrokristallinen Quarz verheilt. Mit einer relativ frischen grünbraunen Hornblende ist zersetzter dunkelbrauner Biotit vergesellschaftet, welcher zahlreiche Zirkone (teilweise mit pleochroitischen Höfen), Epidot und Apatit eingeschlossen enthält.

Akzessorisch treten Apatit in schönen idiomorphen Prismen und hexagonalen Durchschnitten, Zirkon, Erz, Pistazit und Orthit auf. Serizit, Chlorit und Kalzit finden sich als Umwandlungsprodukte des Plagioklases. Alkalifeldspat ist wahrscheinlich in kleinen Mengen vorhanden gewesen, aber als solcher nicht mehr mit Sicherheit erkennbar.

Struktur: Holokristallin – mittelkörnig.

Herkunft: Dieser Gesteinstyp ist wegen der grossen, intensiv grün gefärbten Plagioklase einer der auffälligsten in der untersuchten Nagelfluh. Ähnliche Gesteine treten heute anstehend in den Schweizer Alpen noch im Albula-Juliergebiet auf, wo gewisse dioritische Abarten des «Albula-Juliergranits» (Cornelius 1935) dem beschriebenen Gestein auffällig ähnlich sind. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht auch mit den grünen Granitgneisen und Graniten der Dent-Blanche-Decke.

Rot und grün gefleckter Quarzdiorit (60.07.57)

Im Schliff erweist sich dieses Gestein wesentlich stärker verwittert als man bei mikroskopischer Betrachtung meinen möchte, da der Plagioklas (65–75 %) völlig umgewandelt ist und von einem Gemenge von Epidot, Zoisit, Serizit und Chlorit erfüllt ist (?Andesin). Eine nähere Bestimmung der durchschnittlich etwa 0,7 mm grossen Plagioklase ist deshalb ausgeschlossen. Quarz (15–20 %) tritt in grösseren (bis 1 cm), kataklastischen, undulös auslöschenden Körnern, die oft fleckenweise angehäuft sind, sowie in graphischer und myrmekitischer Verwachsung auf. Der Biotit (5–10 %) ist völlig chloritisiert, hat aber seine Form beibehalten. Mit ihm vergesellschaftet sind akzessorisch Epidot, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz.
Struktur: Holokristallin – mittelkörnig, schriftgranitisch.

Zu diesem Typ liess sich auch ein mylonitisches Äquivalent finden, das sich durch stärkere Kataklase und erhöhten Epidotgehalt vom oben beschriebenen Gestein unterscheidet.

Makroskopisch sind diese Gesteine leicht an ihrem leicht grünlichen Plagioklas, dem dunkelgrünen chloritisierten Biotit und vor allem an ihrer fleckigen Rotfärbung zu erkennen. Diese könnte durch Einlagerung von feinsten Ferriten in den Epidot entstanden sein (Cornelius 1935), welcher die Plagioklase umhüllt oder längs Spaltflächen durchdringt. Manchmal wird Epidot so häufig, dass er makroskopisch deutlich ins Auge fällt.

Herkunft: Die rot und grün gefleckten Quarzdiorite zeigen gewisse Ähnlichkeit mit dem Unakit (Albulagebiet) von Cornelius (1935), doch liess sich in unseren Schliffen kein Kalifeldspat nachweisen, der den Unakiten nie fehlt. Andererseits

sind rot-grüne granitische Gesteine als Übergangsglieder zu den Dioriten im Berninagebiet sehr häufig (STAUB 1916, S. 365).

Helle Granite

Wie bei den roten und grünen Graniten finden sich auch bei den hellen Graniten alle Übergänge von weissen zu schwach rötlichen oder leicht grünlichen bis zu dunkelgrünen Typen (eigentliche Granodiorite). Während die Rosafarbe des Gerölls 60.08.190 auf den rötlichen Kalifeldspat zurückzuführen ist, stammt die grünliche Farbe anderer Arten vom erhöhten Gehalt an saussuritisiertem Plagioklas, welcher so hoch sein kann, dass das Gestein als Granodiorit (Schliff 61.08.25) zu bezeichnen wäre. Nach dem Vorschlag von TUTTLE & BOWEN (1958) bezeichnen wir aber auch solche Gesteine als Granite s. l. Die rötlichen Typen finden sich vorwiegend als porphyrartige Granite mit mikrogranitischer Grundmasse (Mikrogranite nach WILLIAMS et al. 1958), während die grünlichen sowohl als Mikrogranite (Schliff 61.08.27) wie auch als fein- und gleichkörnige Granite (Schliff 61.08.23) auftreten. Manchmal führen sie sehr gut gegitterten Mikroklin und weisen prachtvolle myrmekitische und schriftgranitische Verwachsungen auf. Von den zahlreichen in die Gruppe der hellen Granite reichenden Gesteine greifen wir als typische Vertreter einen weissen und einen schwach rötlichen Typ heraus.

Weisser Granit (60.07.36)

Als Hauptbestandteile treten Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas auf. Der Kalifeldspat ist selten frisch, sondern meistens mikroperthitisch und voll von Umwandlungsprodukten (Serizit ?Kaolin) und feinsten Einschlüssen (Erz). Plagioklas (Oligoklas) ist wenig zersetzt, aber auch voller kleinster Einschlüsse und manchmal ohne Zwillingslamellen. Beide Feldspäte enthalten tropfenförmigen Quarz. Der Quarz löscht stark undulös aus und die Körner verzahnen sich gegenseitig. Teilweise tritt er auch als Mörtelquarz auf. Reichlich vorhanden ist Muskowit (3–5 %), mit Quarz- und Feldspateinschlüssen, welche ihm ein löcheriges Aussehen verleihen. Er weist sogenannte «battleship»-Enden auf. Zirkon, Apatit, Titanit und ein rötliches Eisenerz treten als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig.

Textur: leicht gneissartig.

Hell-rötlicher Mikrogranit (60.08.190)

Hauptgemengteile sind Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. Alle treten sowohl als Einsprenglinge wie auch in der feinkörnigen Grundmasse auf. Als Einsprengling wird Quarz 3–4 mm gross, während er in der Grundmasse im Mittel 0,3–0,5 mm nicht übersteigt. Die grossen Körner sind gut idiomorph und voll feinster Einschlüsse; er umschliesst auch kleine Körner von Kalifeldspat. Kalifeldspat hat in der Grundmasse dieselbe Korngrösse wie der Quarz, als Einsprengling wird er jedoch 5–7 mm gross. Meistens ist er stark perthitisch, manchmal mit Tendenz zu Schachbrettalbit. Häufig schliesst er kleine Körner von Plagioklas und Quarz ein oder ummantelt grössere Plagioklasleisten. Sehr schön sind die graphischen Verwachsungen mit Quarz und die an der Grenze zum Plagioklas auftretenden Myrmekite. Zudem ist der Kalifeldspat voll kleinster Einschlüsse, welche ihm bei einfach polarisiertem Licht die bekannte bräunliche Farbe verleihen. Selten ist Mikroklin noch an seiner Gitterung erkennbar. Beim Plagioklas, welcher vor allem als Einsprengling völlig idiomorph ist, dürfte es sich um Oligoklas handeln. Er ist jedoch zersetzt und voller Umwandlungsprodukte. Grüner Biotit, Zirkon und Erz treten als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – porphyrartig mit feinkörniger Grundmasse.

Herkunft der hellen Granite: Diese alkalireichen, weissen und schwach rötlichen oder grünlichen Granite passen ausgezeichnet in die Vergesellschaftung, wie man sie in der Bernina-Decke findet (STAUB 1916, z. B. S. 365).

Hornblendediorit (61.08.44)

Die Hauptgemengteile sind unfrischer Plagioklas (50 %) und braungrüne Hornblende (40 %). Der in idiomorphen 0,5–2 mm langen Leisten vorhandene Plagioklas ist völlig saussuritisiert, so dass die Zwillingslamellierung kaum mehr erkennbar ist. Es dürfte sich indessen um Oligoklas-Andesin gehandelt haben. Die hypidiomorphe, kurzsäulige bis 3 mm grosse braungrüne Hornblende tritt vorwiegend nesterweise auf, wobei sie dann meist etwas unregelmässig begrenzt ist. Manchmal enthält sie einen Kern von diopsidischem Augit und umschliesst oft ganz oder teilweise Feldspäte, Biotit, Erz und zahlreiche kleine Apatitkörner, was ihr ein siebartiges Aussehen und dem Gestein eine subophitische Struktur verleiht. Der hypidiomorphe Biotit (3 %) mit vielen Einschlüssen (Apatit) ist vollständig zersetzt. Die letzten Zwickel werden von unregelmässigem, eckig begrenztem Quarz (3 %) ausgefüllt. Chlorit, Epidot, Zoisit, Serizit und Kalzit treten als Umwandlungsprodukte vornehmlich des Plagioklases, Erz und Apatit als Akzessorien auf.

Struktur: Holokristallin – mittelkörnig, subophitisch.

Herkunft: Das Gestein zeigt im Handstück und mikroskopisch grosse Ähnlichkeit mit quarzführenden Dioriten, wie sie von CORNELIUS (1935) aus der Bernina-Decke beschrieben werden. Im Anstehenden wie in der Nagelfluh finden sich auch feinkörnigere Varietäten.

Gabbro

Leider fanden wir in der untersuchten Nagelfluh keine typischen Gabbros, welche offenbar sehr selten sind. SPECK (1953) führt diese auch von ihm beobachtete Tatsache auf das Vorherrschen der effusiven Facies (Spilite) und dadurch bedingtes primäres Zurücktreten der Gabbros (intrusive Facies) zurück.

Sicher sind Gabbros aber auch in der Napfnagelfluh vorhanden, werden doch von LIECHTI (1928) einige beschrieben.

b) *Vulkanite*

Rhyolithe (Quarzporphyre)

Roter Rhyolith (60.08.101)

Die im frischen Bruch rotviolette dichte Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop als feine Masse aus ca. 0,01 mm grossen Quarz- und Feldspatkörnern. Mit ihnen vergesellschaftet sind feinste Serizit- und Chloritschüppchen, Erz und Orthit. Selten ist Plagioklas an seiner Zwillingslamellierung sicher erkennbar.

Als Einsprenglinge treten Quarz, Kalifeldspat und Albit auf. Der Quarz, in prächtigen hexagonalen oder prismatischen Durchschnitten, ist voll kleinster Einschlüsse und löscht stark undulös aus. Die bis 5 mm grossen Individuen zeigen zahlreiche Resorptionsbuchten, welche nun von der Grundmasse erfüllt sind. Der Kalifeldspat ist ebenfalls idiomorph. Meistens ist er mikroperthitisch oder geht (seltener) durch Albitisierung in Schachbrettalbit über. Albit ist schwach serizitisiert. Das Gestein ist von 1–2 mm breiten Klüften durchsetzt, welche mit Epidot-Orthit, Quarz und Feldspat ausgeheilt sind.

Struktur: Holokristallin – porphyrisch mit feinkörniger Grundmasse.

Grüner Rhyolith (61.08.26)

In einer feinstkörnigen Grundmasse liegen Einsprenglinge, die im Gegensatz zu oben beschriebenem Rhyolith selber eine Korngrössenvariation von 0,2–4 mm aufweisen. Als Einsprenglinge liegen wieder Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas vor. Quarz ist hypidiomorph mit vielen Resorptionsbuchten und enthält viele kleinste Einschlüsse. Zudem ist er von zahlreichen Rissen durchsetzt und löscht undulös aus. Meist ist der Kalifeldspat stark serizitisiert; die selteneren frischen Körner sind mikroperthitisch oder als Schachbrettalbit ausgebildet. Plagioklas ist hypidiomorph und fast durchwegs umgewandelt. Daher ist eine genauere Bestimmung mikroskopisch

nicht mehr möglich. Akzessorisch treten völlig chloritisierter Biotit, Zirkon, Apatit und Erz auf. Epidot, selten mit Orthit ist nesterartig angehäuft, eventuell als Umwandlungsprodukt eines anderen Minerals. Serizit, Chlorit und Epidot-Klinozoisit sind Umwandlungsprodukte der Feldspäte.

Struktur: ?Holokristallin – porphyrisch mit feinstkörniger Grundmasse.

Herkunft der Rhyolithe: Sehr ähnliche zur Bernina-Decke gehörende Quarzporphyre stehen an der Diavolezza und im Val d'Arlas an (STAUB 1916, S. 366), worauf bereits SPECK (1953) aufmerksam gemacht hat.

Die Ophiolithe

«Grüngesteine» aller Art treten in der Napfnagelfluh vor allem mit Beginn des Luzerner Sandsteins in Erscheinung und erreichen ein Maximum (20 % aller Komponenten > 16 mm) in den Konglomeraten der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten.

Trotz der neueren Arbeiten von VUAGNAT (1946, 1952) und GRUNAU (1945) ist die Nomenklatur dieser Gesteine noch nicht befriedigend gelöst. Wir halten uns daher mit SPECK (1953) an den in der Molasseliteratur für makroskopisch dichte, massige grüne bis grün und rot gefärbte Ophiolithe üblichen Namen Spilit, wobei viele dieser Gesteine auch Spilite im Sinne VUAGNATS sein dürften. Die Bezeichnung Diabas ist mehrdeutig (GRUNAU 1945) und daher zu vermeiden. Die basischeren Arten unserer porphyrischen Spilite dürften hingegen der Gruppe der «andésites riches en produits d'altération calciques» von VUAGNAT (1952) nahekommen.

Die Strukturen dieser Gesteine wurden von VUAGNAT (1946, 1952) ausführlich beschrieben, dessen Bezeichnungen wir bei unseren Dünnschliffbezeichnungen übernahmen.

Spilit (60.08.164)

Dieses Gestein entspricht der normalen Facies der Spilite: grün, massig und dicht. Das Schliffbild zeigt einen Filz von durchschnittlich 0,4 mm langen Feldspatleisten mit arboreszenter Struktur, Chlorit, Serizit, Leukoxen und Kalzit. Chlorit und Kalzit treten auch mandelsteinartig als Hohlraumfüllungen auf. Die sauren Plagioklase (?Albit/Oligoklas) sind stark zersetzt und nicht mehr näher bestimmbar.

Struktur: Feinkörnig – arboreszierend.

Variolitischer Spilit (61.08.32)

Wenige kleine bis maximal 1 mm grosse chloritisierte Plagioklase (Albit/Oligoklas) liegen in einer feinen arboreszenten bis variolitischen Grundmasse. Die variolitische Struktur, welche durch sphärolithische Anordnung feinster Plagioklasleisten entsteht, ist nur nesterartig deutlich ausgebildet, und die Variolen sind nicht grösser als 0,2 mm. Deshalb sind sie makroskopisch hier nicht erkennbar. Neben dem Feldspat (Albit) enthält die Grundmasse als Zwickelfüllung zwischen den Feldspatleisten Leukoxen, Epidot, Kalzit, Erz und vor allem Chlorit und viel mikrokristallinen Quarz.

Struktur: Leicht porphyrisch mit feinkörniger arboreszenter bis variolitischer Grundmasse.

Porphyrische Spilite

Neben den feinkörnigen Spiliten (vgl. Schliff 60.08.164) stellen porphyrische Ophiolithe, die in einer dunkel- bis lichtgrünen Grundmasse Plagioklaseinsprenglinge von bis 1 cm Länge führen, die am stärksten vertretene Gruppe innerhalb

unserer Grüngesteine dar. Als Beispiel möge die folgende Dünnschliffbeschreibung dienen (61.08.42):

In einer intersertalen bis arboreszenten Grundmasse liegen bis 5 mm grosse Plagioklaseinsprenglinge. Sie sind stark zersetzt, die Zwillingslamellierung ist aber noch erkennbar. Ihr optisches Vorzeichen (+) und das Fehlen von Zonarbau weist eher auf die sauren Endglieder der Plagioklasreihe (Albit/Oligoklas). Auch die kleineren, durchschnittlich 0,5 mm grossen, schlanken Albitleisten sind zersetzt und bilden mit reichlich Epidot (Pistazit), Chlorit und Leukoxen die grünliche Grundmasse. Auf Klüften treten Kalzit, Epidot, Chlorit und Albit auf. Chlorit findet sich auch pseudomorph nach ?Hornblende.

Struktur: Porphyrisch mit intersertaler bis arboreszenter Grundmasse.

Die Grundmasse, welche auffällig viel Pistazit enthält, kann feinkörniger werden und dann schöne arboreszente Struktur zeigen (Schliff 61.08.45). Öfters wird ein goldgelbes phyllosilikatisches Umwandlungsprodukt beobachtet (?Iddingsit).

Spilitbreccie (61.08.47)

Makroskopisch erkennt man bis 3 oder sogar 4 cm grosse, eckige grünliche Komponenten, welche durch einen tiefroten Zement von fluidalem Gefüge verkittet werden.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Komponenten als Spilite von intersertal-arboreszenter Struktur. Die Plagioklaskriställchen (Albit/Oligoklas) von maximal 0,4 mm sind teilweise zersetzt und von Pistazit, Chlorit und Leukoxen begleitet. Daneben treten bis 3 mm grosse zersetzte Plagioklaseinsprenglinge auf, die sich nicht mehr näher bestimmen lassen. Auf kleinen Klüften finden sich noch Quarz, Kalzit und Oligoklas. Das rötliche Bindemittel ist ein Eisenoxyd oder -hydroxyd (?Hämatit).

Saure grüne Effusivbreccie (60.08.184)

In den Napf-Schichten fanden wir eine seltsame grüne Breccie, die in einer mikro- bis kryptokristallinen Grundmasse spilitische Komponenten führt, sowie neben kleinen zahlreiche grosse Quarze (max. 3–4 mm) und Feldspäte enthält; in der Grundmasse liessen sich nur Quarz, Chlorit, Kalzit, Leukoxen und Erz sicher nachweisen. Der Quarz ist teilweise hypidiomorph, aber auch eckig, und weist deutliche Resorptionsbuchten auf. Meistens ist er zerbrochen, und die Spalten sind mit Grundmasse oder Kalzit ausgefüllt. Fast alle Feldspäte sind serizitisiert und nicht mehr bestimmbar. Vermutlich handelte es sich aber zum grössten Teil um Alkalifeldspäte. Sicher erkennt man noch einige frische mikroperthitische Kalifeldspäte und weniger zersetzte Plagioklase. Biotit ist völlig chloritisiert. Akzessorisch treten Epidot, Apatit und Zirkon auf.

Dieses Gestein ist sicher eine Effusivbreccie, über deren Herkunft wir aber nichts aussagen können; denn trotz eifrigen Suchens in der Literatur und vor allem in den verfügbaren Vergleichssammlungen liess sich kein ähnliches Gestein finden.

Zeitliche Verbreitung und Herkunft der Ophiolithe in der Nagelfluh

Die Frage nach dem ersten Auftreten von Ophiolithgeröllen, nach ihrer zeitlichen Verbreitung in der Nagelfluh und nach ihrer Herkunft ist bereits von Speck (1953) ausführlich beleuchtet worden. Vuagnat (1944b) stellt fest, dass die stampischen Nagelfluhschichten frei von Ophiolithen sind. Schon innerhalb des Altdorfer-Sandstein-Komplexes begann sich eine Entwicklung in bezug auf den prozentualen Anteil der Ophiolithe abzuzeichnen. Während der untere Altdorfersandstein reich an Spiliten ist, nehmen diese gegen das Hangende ab und fehlen bereits im Gruontalkonglomerat gänzlich (Vuagnat 1944a, Styger 1961). Ihr

erneutes Auftreten im Burdigalien bringt VUAGNAT (1944b) mit der Transgression des Burdigalienmeeres in Verbindung. Dies konnte aber von SPECK (1953) deutlich widerlegt werden; denn in der Ostschweiz treten die ersten Ophiolithe in der Kronbergzone (HABICHT 1945, SPECK 1953) und in der Gäbriszone (RENZ 1937b) im oberen Aquitanien auf. Ganz analoge Verhältnisse treffen wir im Napfschuttfächer an, wo die Ophiolithe im Stampien fehlen (FRÖHLICHER 1933, HOLLIGER 1954) und erst in der obersten Granitischen Molasse in Erscheinung treten. Im Rigifächer fanden ESCHER-HESS (1907), RENZ (1937a), SPECK (1953) und im Blumenfächer BECK (1911) einige seltene Ophiolithgerölle. Auch in der Nagelfluh des Mont-Pèlerin (TRÜMPY & BERSIER 1954) scheinen typische Spilite zu fehlen. Vermutlich nimmt vom Burdigalien an der Ophiolithgehalt in den meisten Schuttfächern zu (FRÜH 1888, CADISCH 1923, RENZ 1937b, GEIGER 1943, TANNER 1944). Im Falle der Napfnagelfluh kann jedoch keine deutliche Zunahme der Ophiolithgerölle während des Miocäns beobachtet werden (Fig. 5). Einzig die Mergelzone des Tortonien ist durch einen überdurchschnittlich hohen Gehalt an Ophiolithen (max. 20 % aller Gerölle > 16 mm gekennzeichnet). Die Zahl von 200 Geröllen, die wir für eine Zählung verwendeten, ist jedoch viel zu gering, um bei einem so kleinen prozentualen Anteil, den die Ophiolithe meistens ausmachen, einen möglichen Trend festzustellen.

Wenn wir nun nach der möglichen Herkunft unserer Spilitgerölle forschen, so können wir uns bereits auf SPECK (1953) stützen, der zeigte, dass diese Gerölle nicht tiefer als hochpenninischer Abkunft sein können. Denn die intersertalen, arboreszenten und variolitischen Strukturen sind – wenn überhaupt ursprünglich vorhanden – in den tieferen Deckeneinheiten durch die Metamorphose verwischt worden, wie wir uns selber an Schliffen aus der Sammlung NABHOLZ überzeugen konnten. Nach STREIFF (1939) fehlen den Ophiolithen der Suretta-Decke noch alle erwähnten Strukturen. Sie finden sich erst in der darüber folgenden Martegnas- und Curvèr-Serie (Platta-Decke). Die intersertalen, variolitischen und arboreszenten Ophiolithe und Ophiolithbreccien treten dann wieder in der Aroser Schuppen-Zone (GRUNAU 1947), in den Iberger Klippen und in der Simmen- und Breccien-Decke auf (VUAGNAT 1943, 1944c, GRUNAU 1945, ARBENZ 1947). Auf Grund der Dünnschliffbeschreibungen in den zitierten Arbeiten, sowie durch Vergleiche von Schliffen und Handstücken aus den Sammlungen GRUNAU und ARBENZ konnten wir uns von der ausserordentlichen Ähnlichkeit unserer in der Nagelfluh aufgesammelten Spilite mit denjenigen der Aroser Zone, der Simmen- und Breccien-Decke überzeugen. Hier wie dort finden sich als typische Gesteine porphyrische, arboreszente, intersertale und variolitische Spilite und Spilitbreccien begleitet von Radiolariten und Aptychenkalken. Nur sind in den Grüngesteinen der Nagelfluh die Feldspäte meist weniger frisch als diejenigen der im Rückland anstehenden Gesteine.

Obschon in den Alpen die Vergesellschaftung Variolit-Spilit eine weite Verbreitung hat, ist die variolitische Facies in der Nagelfluh selten. Wir führen dies auf die verhältnismässig leichte Verwitterbarkeit der Variolite zurück, welche nach freundlicher Mitteilung meines Studienkollegen K. MEYER bereits im anstehenden wahrgenommen werden kann. CADISCH (1923) führte das völlige Fehlen der Amphibolite und Serpentine in der Nagelfluh auf die geringe Resistenz bei der Verwitterung und beim Transport zurück. Da aber vor allem die Amphibolite sehr widerstandsfähig

sind, muss eher angenommen werden, dass sie im Einzugsgebiet nicht vorhanden waren.

Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir an dem von STAUB (1922) postulierten penninischen Leitwert der Ophiolithe festhalten und unsere Ophiolithgerölle im penninisch-ostalpinen Grenzraum beheimaten; denn das tiefere Penninikum kommt nach den obigen Ausführungen als Lieferant nicht mehr in Frage.

Dabei spielt es für unser Problem keine wesentliche Rolle, ob wir mit CADISCH (1953) die Aroser Schuppen-Zone und mit ihr die Simmen- und Breccien-Decke als unterostalpin und die Platta-Decke als hochpenninisch auffassen, oder wie STREIFF (1962) die Aroser Zone zusammen mit der Platta-Decke zum Hochpenninikum rechnen, wie dies bereits R. TRÜMPY (1960) getan hat, als er die alte Ophiolith-Decke, welche die Platta-Decke und die Aroser Zone als ihre östlichen Äquivalente umfassen würde, wieder aufleben liess. Auf jeden Fall kommen die Spilite mit grosser Wahrscheinlichkeit aus dem penninisch-ostalpinen Grenzraum. Sie lassen aber keinen Schluss zu, aus welcher bestimmten Einheit sie stammen. Wir wollen erst weiter hinten unter Berücksichtigung aller Gerölle versuchen, das Erosionsgebiet im direkten Rückland der Napf-Schüttung tektonisch zu beheimaten.

c) *Metamorphite*

Die metamorphen Gesteine sind in den untersuchten Konglomeraten vor allem durch Quarzite vertreten, welche bis 17 % aller Komponenten stellen. Wir ziehen es jedoch vor, sie gemeinsam mit den sedimentären Komponenten zu beschreiben. Weitaus seltener sind Gneise und äusserst spärlich sind schiefrige Gesteine zu finden. Durch Beschreibung einiger typischer Vertreter und mit wenigen Ergänzungen soll wiederum versucht werden, die Variationsbreite der metamorphen Gesteine zu erfassen.

Wie die folgenden Beschreibungen unter Vorwegnahme ihres Resultats zeigen, sind diese Gesteine wenig charakteristisch, und daher erscheint uns schon der blosse Versuch einer genaueren tektonischen Beheimatung illusorisch.

Die beschriebenen Gneise gehören zu den atypischen Geröllen der Nagelfluh, finden sich doch ähnliche Gesteine in verschiedenen tektonischen Einheiten (z. B. Tessiner-Decken, Dent Blanche- und Bernina-Decke usw.).

Gneise

Die Gneise reichen von hellen, an Alkalifeldspat reichen Typen bis zu dunkleren, grünlichen, basischeren Arten (Schliff 61.08.30). Die an Alkalifeldspat armen Gneise führen meistens völlig saussuritisierten Plagioklas und Granat (Schliff 61.08.31). Die Struktur kann porphyroblastisch, porphyroklastisch oder granoblastisch sein.

Zweiglimmergneis (60.08.210)

Quarz und Feldspat bilden die Hauptgemengteile, neben welchen Biotit noch reichlich auftritt. Quarz findet sich in rissigen Körnern von 0,1–0,3 mm Länge, die voll kleinster Einschlüsse sind und stark undulös auslöschen. Die Kalifeldspatkörner im Grundgewebe sind von derselben Grösse wie Quarz und sind fast durchwegs mikroperthitisch. Daneben tritt Kalifeldspat aber auch porphyroblastisch auf, wobei er oft fast völlig in Schachbrettalbit umgewandelt ist. Biotit liegt teilweise in gut ausgebildeten braunen Schuppen vor, die gerundete Zirkone mit pleochroitischen

Höfen, Apatit und Erz enthalten. Häufig findet man ihn nesterweise gehäuft und manchmal verbogen oder ausgebleicht. Muskowit und Plagioklas sind selten anzutreffen.

Struktur: Holokristallin – porphyroblastisch mit feinkörnigem Grundgewebe und Gneistextur.

Granitgneis (60.08.215)

Als Hauptgemengteile treten Kalifeldspat und Quarz, entweder als Porphyroblasten von 1–2 mm Grösse oder im feinkörnigen granulierten Grundgewebe auf. Der stark mikroperthitische Kalifeldspat geht manchmal in Schachbrettalbit über, wobei die porphyroblastischen Individuen hypidiomorphen Habitus aufweisen. Selten sind Karlsbaderzwillinge anzutreffen. In jüngeren Adern, welche die Kalifeldspäte durchschlagen, kommt Albit vor. Die Quarzporphyroklasten, welche augenartig auftreten, sind bereits granuliert, wobei die Granulierung im Korn gegen den Rand zunimmt und damit ein fliessender Übergang zum Grundgewebe entsteht. Saurer hypidiomorpher Plagioklas mit deutlicher Zwillingslamellierung ist ziemlich selten. Das granulierte und rekristallisierte Grundgewebe besteht aus kleinen, maximal 0,1 mm grossen, sich verzahnenden Quarzkörnern und Feldspäten. Partienweise sind die Körner deutlich gelängt. Der Quarz löscht stark undulös aus. Akzessorisch treten ein grünlicher Muskowit (?Phengit), Epidot-Orthit, Zirkon, Apatit und Erz auf.

Struktur: Holokristallin – porphyroblastisch und porphyroklastisch mit feinkörnigem Grundgewebe.

Im Handstück wird die ausgeprägt flaserige Paralleltextur durch den stark grünen, in Lagen auftretenden Glimmer hervorgerufen.

Heller Granitgneis (60.08.185)

Quarz, Plagioklas und wenig Kalifeldspat bilden in Form von 0,2–1 mm grossen Körnern die Hauptgemengteile. Die xenomorphen, kataklastischen Quarzkörner löschen undulös aus und sind verzahnt. Plagioklas tritt entweder in frischen hypidiomorphen Leisten oder in allotriomorphen, leicht saussuritisierten Körnern auf, die keine oder bloss noch eine undeutliche Zwillingslamellierung zeigen. Es scheint sich um Oligoklas/Albit (10–15 % An) zu handeln. Der leicht perthitische Kalifeldspat ist deutlich weniger häufig als der Plagioklas. Akzessorisch finden sich Epidot, Orthit, Muskowit, Chlorit, Zirkon und Erz. Orthit bildet den Kern von Epidotaggregaten. Der leicht grünliche Muskowit ist lagenweise angeordnet und betont so die Paralleltextur.

Struktur: Holokristallin – granoblastisch, feinkörnig.

Biotit-Chloritschiefer (61.08.36)

Das im Handstück dunkelgrüne, dichte, schiefrige Gestein löst sich unter dem Mikroskop in ein feinkörniges Gemenge von undulösem Quarz, Feldspat und Chlorit auf. Der Feldspat ist wahrscheinlich Albit. Die mittlere Korngrösse des Quarzes und des Feldspats beträgt etwa 0,04 mm. Alternierend wechseln bis 1–2 mm mächtige chloritfreie Quarz/Feldspatlagen mit chloritreichen Lagen. Meist sind die chloritfreien Lagen aber etwas gröber im Korn. In den chloritreichen Lagen schwimmen die Quarz- und Feldspatkörner in einem Grundgewebe von Chlorit und Biotit. Mit dem Chlorit sind feinste Biotite vergesellschaftet, welche allmählich in die grösseren Chlorite übergehen. Daneben treten aber auch grössere dunkelbraune Biotitblättchen auf. Epidot-Orthit ist vor allem in den chloritreichen Partien verbreitet. Epidot, Orthit, Zirkon und Erz finden sich akzessorisch.

Struktur: Holokristallin – feinkörnig.

Textur: Die schiefrige Textur wird durch die parallel angeordneten Biotite und Chlorite und durch die Quarz-Feldspatlagen hervorgerufen.

2. Sedimentäre Komponenten

Permo-Trias

Bei den Gesteinstypen, die wir in die Permo-Trias stellen, handelt es sich makroskopisch um Quarzite, einesteils in dichter bis feinkörniger Ausbildung von schwar-

zer, rötlicher, bräunlicher oder grünlicher Farbe, andernteils in konglomeratischer Ausbildung. Nach dem mikroskopischen Befund kann jedoch eine vierfache Unterteilung in quarzitische Sandsteine (Buntsandstein), Arkosen, konglomeratische Quarzite (Verrucano) und eigentliche Quarzite vorgenommen werden.

Nach NIGGLI (1852) sollte der Name Quarzit für metamorphe Quarzsandsteine reserviert werden. Oft ist es jedoch schwierig, wenn nicht unmöglich, zu entscheiden, wo die Diagenese aufhört und die Metamorphose beginnt! Wir bezeichnen daher als Quarzite Quarzsandsteine mit sich verzahnenden und oft gelängten Quarzkörnern. Es sei beigefügt, dass die Sedimentärquarzite makroskopisch leicht von den Gangquarzen unterschieden werden können, da sie eine körnige Struktur aufweisen und die Gangquarze meistens Karbonat- oder Nebengesteinseinschlüsse führen. Die Ölquarzite werden im Zusammenhang mit den Flyschgesteinen besprochen.

Die Quarzite s. l. sind in der Napfnagelfluh sehr häufig, ja geradezu für sie typisch (SPECK 1953). Sie stellen maximal 17 % aller Komponenten > 16 mm. Sie treten bereits im Stampien auf (FRÖHLICHER 1933, HOLLIGER 1954) und behaupten sich bis in die jüngsten Schichten unserer Nagelfluh (Fig. 5). Innerhalb der Gruppe überwiegen die eigentlichen Quarzite, während Arkosen, quarzitische Sandsteine und konglomeratische Quarzite seltener zu finden sind.

Wir beschreiben nun zuerst das Schliffbild einiger typischer Vertreter dieser Gruppe und kommen dann anschliessend auf ihre Herkunft zu sprechen.

Buntsandstein (61.08.33)

Das rötliche, quarzitische, kaum 20 cm grosse Geröll gleicht bereits makroskopisch dem alpinen Buntsandstein, der bekanntlich in stets ähnlicher lithologischer Ausbildung in den ostalpinen und hochpenninischen Decken vorkommt.

Das Gestein besteht zu etwa 90 % aus Quarz und enthält daneben etwas Kalifeldspat und mikrokristalline Quarzkomponenten. Der Quarz ist voller feinster Einschlüsse und löscht undulös aus. Die Körner grenzen lückenlos aneinander, meist nur durch eine dünne Serizithaut getrennt. Dies kommt durch sekundäres orientiertes Weiterwachsen der Quarze zustande. Die ursprüngliche Kornform ist an Flüssigkeitseinschlüssen oder eingeschlossenen Serizithäuten bei den meisten Körnern sehr deutlich erkennbar, wobei vor allem die gute Rundung der ursprünglichen Körner auffällt. Dieser quarzitähnliche Sandstein ist als eigentlicher Kristallsandstein (NIGGLI 1952, S. 218) zu bezeichnen.

Ein völlig identisches Gestein aus dem Buntsandstein der Aroser Schuppenzone zeigte mir mein Studienkollege K. MEYER, so dass wir kaum fehlgehen, wenn wir das beschriebene Geröll dem Buntsandstein zuweisen.

Arkose (60.07.31)

Makroskopisch würde man das Gestein als hellgrünlichen Quarzit bezeichnen. Im Schliffbild erkennt man aber, dass Feldspat- und Quarzkörner annähernd im gleichen Verhältnis vorliegen, so dass das Gestein eine Arkose ist. Die Körner von durchschnittlich 0,15 mm berühren sich selten direkt, sondern liegen frei in der serizitisch-chloritischen Matrix oder sind mindestens durch einen dünnen Film von Matrix voneinander getrennt. Nur die kleinsten zur Matrix gehörenden Körner zeigen quarzitartige Verzahnung.

Die Quarzkörner sind nach POWERS (1953) subrund-subangular. Sie löschen meistens undulös aus und enthalten zahlreiche feinste Einschlüsse. Seltener treten Körner von mikrokristallinem Quarzit auf.

Der Feldspat ist meist ein frischer Kalifeldspat. Plagioklase, die noch die Zwillingslamellierung erkennen lassen, sind selten. Neben den frischen Feldspäten treten aber zahlreiche stark serizi-

sierte Individuen auf, welche sich dann von der Matrix nur noch undeutlich abheben. Akzessorisch kommen Muskowit in gebogenen oder gebrochenen Lamellen, sowie Zirkon und Apatit vor.

Struktur: Feinkörnig, gleichkörnig, subangular-subrund.

Feinkonglomeratischer Quarzit des Verrucano (60.07.54)

Neben den detritischen Quarzen und Feldspäten von 0,3–1,5 mm liegen kleine Gerölle (max. 1 cm) in einer feinkörnigen Matrix. Die gröbsten Komponenten, welche sich durch eine gute Rundung auszeichnen, sind meistens rote Hornsteine oder Quarzite oder seltener Quarz-Feldspataggregate. Die Matrix besteht aus verzahnten kleinen Quarzkörnern (> 0,04 mm) und Serizitschüppchen. Die grossen Quarzkörner sind voller feinster Einschlüsse, löschen undulös aus und verzahnen sich mit den kleinen Körnern der Matrix. Dabei werden die Serizitschüppchen ∓senkrecht zur Kornoberfläche geregelt. Manchmal sind die alten Kornformen noch durch Einschlussringe gekennzeichnet.

Die Feldspäte bilden weniger als 15 % des Gesteins. Es sind relativ frische Kalifeldspäte, wobei Mikroklin manchmal noch an seiner Gitterung erkennbar ist. Plagioklase sind äusserst spärlich vorhanden. Akzessorisch finden sich Zirkon und Erz.

Neben dieser Varietät kommen konglomeratische Quarzite vor, die als Komponenten kleine Quarzporphyrgerölle enthalten, deren idiomorphe Quarze mit Resorptionsbuchten deutlich hervortreten.

Die konglomeratischen Quarzite weisen keine starke Metamorphose auf. Die eindeutig detritischen Körner sind nicht gelängt oder gebrochen, sondern zeigen bloss eine Verzahnung (gegenseitig oder mit der Matrix). Sie stehen daher konglomeratischen Sandsteinen noch sehr nahe.

Diese Gesteine dürfen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem Verrucano zugewiesen werden. Vergleiche mit Schliffen aus den Sammlungen STRECKEISEN, EUGSTER (Silvretta-Decke) und KELLERHALS (Scarl-Decke) bestärken diesen Eindruck, obwohl die Gerölle im allgemeinen weniger metamorph überprägt sind.

Heller feldspatführender Quarzit (63.08.32)

Das im Handstück fast rein weisse Gestein ist ein typischer Vertreter der eigentlichen Quarzite. Die quarzitische Struktur ist bereits ausgeprägt, doch lassen sich alle Übergänge zu Quarzsandsteinen finden (vgl. Sammlung LIECHTI 1928, Schliffe 42–44).

Die Hauptkomponenten sind Quarz- und Feldspatkörner von max. 0,8 mm Länge, die in einer Matrix aus kleinen verzahnten Quarzkörnern liegen. Die grösseren Quarzkörner sind teilweise gelängt, löschen stark undulös aus und sind voller Einschlüsse.

Sie verzahnen sich deutlich mit den kleinen Quarzen der Matrix.

Die Alkalifeldspäte (15–20 %) sind etwas zersetzt und manchmal zerbrochen. Selten ist Mikroklin erkennbar. Kleine Serizit- und Chloritschüppchen schmiegen sich in subparalleler Anordnung den Körnern an.

Neben diesem Typ kommen aber auch karbonatführende Varietäten vor (60.08.178).

Dunkelgrauer quarzitischer Sandstein (60.08.76)

Das dunkelgraue Gestein lässt im Handstück eine deutliche Schichtung erkennen, die durch einen Wechsel von feineren und gröberen Lagen hervorgerufen wird.

Die Verzahnung der Quarze ist in den feinkörnigen Lagen, wo die Körner etwa 0,1 mm gross werden, erkennbar, vor allem deutlich aber in den gröberen quarzreicheren Lagen. Neben der Mörtelstruktur zeigen die Quarze zudem starke undulöse Auslöschung. In den grobkörnigen Lagen treten serizitisierte bis über 1 mm grosse Alkalifeldspäte auf. Die Körner liegen in einer serizitisch-chloritischen Matrix. Das Verhältnis von Körnern zu Matrix ist etwa 3:2. Der in Lagen angeordnete Biotit ist völlig chloritisiert. Akzessorisch finden sich Karbonatrhomboeder mit limonitischem Rand (?Dolomit) und auffallend reichlich Schwerminerale (Zirkon, Apatit, Turmalin, Erz).

Herkunft der Quarzite, quarzitischen Sandsteine und der Arkosen:

Wie oben dargelegt, stammen die rötlichen quarzitischen Sandsteine aus dem Buntsandstein, die konglomeratischen Quarzite und vermutlich auch die Arkose aus dem Verrucano. Genau dieselben Gesteine beschreibt auch SPECK (1953) und weist sie ebenfalls dem Buntsandstein und Verrucano zu. Da Buntsandstein und Verrucano keinen wesentlichen faciellen Veränderungen unterliegen, können die Gerölle keiner bestimmten Decke zugewiesen werden. Wir müssen uns damit begnügen, die ostalpine bis hochpenninische Herkunft für gesichert zu halten.

Was nun die eigentlichen Quarzite betrifft, so sind diese bisher stets dem Penninikum zugewiesen worden (LIECHTI 1928). ALB. HEIM schreibt sogar: «die penninischen Triasquarzite finden sich als Gerölle massenhaft in der Miocännagelfluh des Napfgebietes» und ARGAND (in GERBER 1913) weist sie sogar direkt der Bernhard-Decke zu.

Gegen eine mittelpenninische Abkunft sprechen vor allem das schon sehr frühzeitige Auftreten der Quarzite bereits im Oligocän zu einer Zeit also, wo diese Einheiten kaum schon dem Abtrag freilagen. Eigene Vergleiche mit zahlreichen Schliffen permo-triasischer Quarzite der Bernhard-Deckenstirn aus dem Gebiet zwischen St. Niklaus und Bürchen, die mir mein Studienkollege H. LEU aus seiner Sammlung zur Verfügung stellte, zeigten deutlich den andersartigen Charakter der Quarzite der Bernhard-Decke.

Auf Grund der lithologischen Ähnlichkeiten vermuten wir, entgegen der bisher üblichen Meinung, dass die Quarzitgerölle in die Buntsandsteinserie hineingehören und als helle quarzitische Buntsandsteine zu betrachten wären. Solche Gesteine sind der ostalpinen Schichtfolge keineswegs fremd.

Trias

Dolomite

Dolomite treten in der untersuchten Nagelfluh zahlenmässig meist wenig in Erscheinung. Sie sind, wie fast durchwegs in der Molasse, in den feineren Fraktionen angereichert, durch einen hohen Rundungsgrad und oft durch eine hellgraue Verwitterungsrinde gekennzeichnet. Häufig sind sie von verheilten Klüften durchsetzt.

Wir können zwei Haupttypen unterscheiden, zwischen denen aber alle Übergänge vorkommen: einen zuckerkörnigen hellen oder dunklen Dolomit und einen dichten, grauen Dolomit. Beim Anschlagen macht sich oft ein stinkender Bitumengeruch bemerkbar, und teilweise enthalten sie kleine Mengen Calcit. Die untersuchten Dolomite sind praktisch fossilleer.

Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir die Dolomite der Trias zuweisen. Eine weitere Unterteilung in die verschiedenen Dolomitfaciee (Hauptdolomit, Wettersteindolomit etc.) ist infolge der Fossilarmut illusorisch. Innerhalb der verschiedenen in Frage kommenden Faciesräume enthält vor allem die ostalpine Trias mächtige Dolomitablagerungen. Dolomite finden sich aber auch in der Klippen-Decke (GENGE 1958) und in der Breccien-Decke (ARBENZ 1947), wo sie lokal recht mächtig werden können. Auch in den Klippenrelikten östlich des Thunersees stehen Dolomite an und zwar sowohl in den Giswiler Klippen (VONDERSCHMITT 1923) als auch in den Iberger Klippen (QUEREAU 1893). Da wir im Napfgebiet fast keine Breccien

als Gerölle gefunden haben, fällt die Breccien-Decke als Heimat der Dolomite wohl ausser Betracht.

Dichter dunkelgrauer, kalkiger Dolomit (60.08.166)

In einer mikrokristallinen Grundmasse treten nesterartig grössere Karbonatkörner (z. T. als rekristallisierte Fossiltrümmer) und vereinzelte eckige Quarzkörner (max. 0,04 mm), sowie einige Glimmerflitterchen und Erzklümpchen auf. Das Verhältnis von Dolomit zu Kalzit beträgt nach Titration 7:1.

Fossilien: Die meisten Fossilien sind völlig rekristallisiert, erkennbar sind noch *Miliolidae* indet.

Dunkelgrauer, zuckerkörniger Dolomit (62.09.83)

Das Schliffbild dieses reinen Dolomits ist sehr uniform. Die subrhomboedrischen Dolomitkörner grenzen lückenlos aneinander, ohne jegliche Beimischung anderer Komponenten. Fossilien sind keine vorhanden.

Das Gestein entspricht völlig dem zuckerkörnigen Dolomit, wie er von SPECK (1953) auch in der Riginagelfluh gefunden wurde.

Jura

Echinodermenbreccie (60.07.59)

Das rötliche, spätige Gestein enthält einen 5 cm langen Belemnitenkeil und besteht, wie das Schliffbild zeigt, praktisch nur aus organogenem Detritus. In der dichten, bräunlichen, karbonatischen Matrix liegen vereinzelt eckige Quarzkörner. Glaukonit kommt als Füllung von Foramaniferenschalen vor. Das ganze karbonatische Material ist rekristallisiert, so dass die meisten Fossilien nicht mehr spezifisch bestimmbar sind.

Fossilien: Neben zahlreichen Echinodermenplatten, Belemnitenquerschnitten und unbestimmbaren Foraminiferen treten *Spirillina* cf. *liassica* (JONES)[4]) und *Astacolus* auf.

Alter: Wahrscheinlich Lias.

Roter Kalk (60.08.218)

Makroskopisch dichter, violettroter Kalk mit muscheligem Bruch, hellrosa Anwitterung und seltenen Tonhäuten. Unter dem Mikroskop erkennt man zahlreiche Radiolarien in einer feinkörnigen, mit ferritischem Pigment gefärbten Grundmasse. Das Gestein kann als eigentlicher Radiolarienkalk bezeichnet werden.

Alter: ?Lias (?Adnetherkalk).

Kieselkalk (60.08.194)

Makroskopisch dunkelgrauer, spätiger, stark zerklüfteter Kalk mit splittrigem Bruch. Im Dünnschliff erkennt man eine Matrix von mikrokristallinem Quarz, in der vereinzelt grössere eckige Quarzkörner (max. 0,15 mm), kieslige oder karbonatisierte Schwammnadeln und Karbonatkörner vorkommen. Das Karbonat bildet zum Teil schöne Rhomboeder mit limonitischem Rand.

Fossilien: *Gümbelina* indet. sp.

Herkunft: Die meisten Kieselkalke gehören dem Flysch an, doch dürften die grauschwarzen, häufig leicht spätigen Typen dem Lias zuzuweisen sein (Lias in Kieselkalkfazies). Fleckenkalke des Lias konnten keine gefunden werden und auch sicher dem Dogger angehörende Gesteine fehlen.

---

[4]) Herr Dr. W. MAYNC, Bern, hatte die grosse Freundlichkeit, sämtliche in den Gerölldünnschliffen gefundenen Mikrofossilien zu bestimmen, wofür wir ihm auch an dieser Stelle unseren herzlichen Dank aussprechen möchten.

Radiolarite

Neben den rein kiesligen roten und grünen Radiolarienhornsteinen gehören hiezu auch kalkig-kieslige Typen, die manchmal eine deutliche Schichtung zeigen.

Rotbrauner, kalkiger Radiolarit (60.08.203)

Das feingeschichtete Gestein ist praktisch voll von Radiolarien, die völlig kalzitisiert sind. Die Feinschichtung kommt durch den das ganze Gestein durchsetzenden Erzgehalt, der in den verschiedenen Lagen ∓stark angereichert ist, zustande. Die fast dichte Matrix besteht aus dem ferritischen Pigment und mikrokristallinem Quarz.

Aptychenkalk

Da mit den Radiolariten stets die Aptychenkalke vergesellschaftet sind, haben wir natürlich auch nach solchen in der Nagelfluh Ausschau gehalten. Wir konnten aber keinen sicheren Aptychenkalk (d. h. mit Aptychen) finden. Dies darf jedoch nicht erstaunen, hat man doch oft Mühe im Anstehenden solche zu finden.

Wir weisen jedoch ein hellgraues Kalkgeröll (60.07.61) mit muscheligem Bruch und aschgrauer Verwitterungsrinde (Speck 1953) dem Aptychenkalk zu. Der Dünnschliff zeigt eine bräunliche Matrix aus feinsten Kalzitkörnern und darin zahlreiche kalzitische Radiolarien.

Herkunft: Die Vergesellschaftung von Aptychenkalk und Radiolariten tritt erstmals im Oberpenninikum (Platta-Decke, Aroser Schuppenzone), dann aber vor allem im ost- und südalpinen Faciesraum auf. In der Platta-Decke, der Aroser Schuppenzone und der Simmen-Decke treten aber zu dieser Assoziation noch die Ophiolithe hinzu (Cadisch 1953, S. 235). Diese so typische Kombination von Ophiolithen, Aptychenkalken und Radiolariten finden wir nun aber in der Napf-Nagelfluh wieder, so dass wir diese Gesteine am ehesten der Simmen-Decke glauben zuweisen zu dürfen.

Oolithische-onkolithische Kalke

Die gelblichen, grau- bis gelbbraunen, spätigen, oolithischen bis onkolithischen Kalke, deren oolithische Struktur schon makroskopisch gut erkennbar ist, können auf Grund ihrer Fauna (Weiss 1949) und Lithologie dem Oberen Malm (bis Valanginien) der Klippen-Decke zugewiesen werden, eine Auffassung, die bereits von Speck (1953) vertreten wurde. Tristelkalke oder helvetisches Urgon (Schrattenkalk) konnten wir nicht feststellen. Ebenso fehlen bis jetzt in unserer Geröllkollektion die wahrscheinlich vorhandenen pelagischen Malmkalke mit Calpionellen.

Die oolithischen Kalke sind an der Zusammensetzung der Nagelfluh prozentual nur wenig beteiligt (Tab. 4).

Oolithischer Kalk (60.08.80)

Der Dünnschliff zeigt vor allem Aggregate (lumps) von zahlreichen Ooiden, welche von einer unregelmässigen Kruste (?Algen) umschlossen werden. Diese Aggregate von verschiedener Grösse (max. 1 cm) sind von Einzelooiden (max. 0,5 mm), Körnern aus mikrokristallinem Kalkschlamm (micrite) und zahlreichen Fossilresten begleitet. Das Bindemittel ist ein klarer kalzitischer Zement. Die Struktur der Ooide ist kaum mehr erkennbar und schimmert nur noch schwach durch die bräunliche, feinkörnige karbonatische Masse durch (structure grumuleuse).

Fossilien: *Clypeina jurassica* Favre & Richard, *Lituolidae*, *Textulariidae*, *Spirophthalmidium*, kleine Gastropoden.

Alter: Dieses Kalkgeröll kann auf Grund von *Clypeina jurassica* FAVRE & RICHARD in den Malm verwiesen werden.

Oolithisch-onkolithischer Kalk (60.08.82)

Das Gestein enthält neben Onkoiden und Ooiden (max. 1 mm) zahlreiche Sandkörner und Fossiltrümmer. Die Ooide haben oft kleine Quarze oder ein winziges Trümmerstück einer Schale als Kern. Sie bestehen, wie die Onkoide, aus bräunlichem, mikrokristallinem Kalzit (structure grumuleuse), so dass ihr Schalenbau nur noch undeutlich ist. Neben den undulös auslöschenden Quarzen finden sich Feldspat- und Quarzitkörner. Dieser silikatische Detritus umfasst ca. 5-10 %. Ein grosser Teil des Kalzits ist rekristallisiert und liegt als klarer Zement vor.

Fossilien: *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Trocholina* cf. *elongata* (LEUPOLD).
Alter: Malm. *Trocholina elongata* (LEUPOLD) reicht jedoch bis in die Unterkreide.

In einem weiteren Schliff eines oolithischen Kalkes (60.08.207) waren *Nautiloculina*, *Textulariella* und *Miliolidae* bestimmbar. Neben den oolithischen Kalken kommen auch Bryozoenbreccien vor (61.08.50), welche möglicherweise ebenfalls in den Malm zu stellen sind.

Kreide

Heller Kalk (60.08.216)

Onkolithische, spätige, graubraune Lagen wechseln mit hellen, dichten Lagen. Erstere bestehen aus zahlreichen bräunlichen Onkoiden von kryptokristallinem Kalzit (structure grumuleuse, micrite), zahlreichen meist unbestimmbaren rekristallisierten Fossiltrümmern (meist Foraminiferengehäuse) und klarem kalzitischem Zement.

Die dichten Lagen haben eine kryptokristalline bräunliche Grundmasse (structure grumuleuse, micrite), in der vor allem Globigerinen und Nadeln (?Rhizopodien von Radiolarien) liegen. Die Nadeln und das Innere der Globigerinen sind mit rekristallisiertem Kalzit gefüllt. Selten tritt *Globotruncana lapparenti tricarinata* auf.

Fossilien: *Globotruncana lapparenti tricarinata*, Globigerinen.
Alter: Obere Kreide.

Herkunft: Die Heimweisung dieser hellgrauen, splittrigen Kalke ist wie SPECK (1953) ausführlich darlegt, eine sehr heikle Angelegenheit und kann vorläufig nicht sicher durchgeführt werden; denn Seewerkalk, Leimernkalk und graue Couches rouges weisen eine sehr ähnliche Petro- und Biofacies auf. Angesichts des Fehlens von Orbulinarien neigen wir am ehesten dazu, dieses Geröll aus den Couches rouges der Klippen-Decke zu beziehen.

Tertiär

Dunkelgrüne Ölquarzite

Die Gruppe der dunkelgrünen Ölquarzite ist bereits von SPECK (1953) treffend charakterisiert worden, so dass wir hier nur nochmals die Hauptmerkmale kurz anführen.

Die Ölquarzite sind leicht kenntlich an der dunkelgrünen Farbe, dem öligen Glanz und muscheligen Bruch. Sehr oft weisen sie einen prismatischen Habitus auf und besitzen eine rötliche Verwitterungsrinde. Es lassen sich alle Zwischenglieder vom quarzitischen Typ bis zum karbonathaltigen, sandsteinähnlichen Endglied finden. Die Ölquarzite sind keine metamorphen Quarzsandsteine und dürften also nach NIGGLI (1952) nicht als Quarzite bezeichnet werden. Als typische Vertreter dieser Gruppe sollen kurz die beiden Endglieder beschrieben werden.

Dichter, dunkelgrüner Ölquarzit (60.08.197)

Als Hauptgemengteile treten Quarz und Glaukonit auf. Der Quarz ist ausgesprochen gleichkörnig (um 0,06 mm), löscht undulös aus und enthält zahlreiche Einschlüsse. Die Quarze verzahnen sich nur selten, da ?Glaukonit als die Körner umhüllendes Pigment auftritt und so die Verwachsung behindert. Daneben kommt Glaukonit vereinzelt auch als Korn vor. Er verleiht dem Gestein die grüne Farbe. Akzessorisch sind chloritisierter Biotit, verbogene oder gebrochene Muskowitlamellen, gerundete Zirkone, Feldspäte und Erz anzutreffen. Glimmer und Glaukonit sind deutlich lagenweise angereichert.

Dunkelgrüner, kalkiger Quarzsandstein (60.08.78)

Im Dünnschliff können deutlich Komponenten (Quarz, Feldspat) von im Mittel um 0,5 mm Grösse und eine Matrix (Quarz, Feldspat, ?Glaukonit, Karbonat) deren Körner um 0,1 mm gross sind, unterschieden werden.

Der Quarz enthält viele Einschlüsse und löscht undulös aus. Manchmal ist er sekundär in gleicher optischer Orientierung weitergewachsen. Quarzitische Struktur (Verzahnung) tritt selten auf, da eine feine chloritische Masse (?Glaukonit) sämtliche Körner – auch diejenigen der Matrix – umhüllt.

Neben den Plagioklasen, welche fast alle stark kalzitisiert sind, kommen auch Alkalifeldspäte vor. Kalzit findet sich dann auch in Form kleiner Körner oder als Zement. Akzessorisch treten Muskowit, Zirkon, Hornstein, Hornblende und Erz auf.

Fossilien: Eine einzige unbestimmbare Foraminifere (?*Globotruncana*).

Herkunft: Die dunkelgrünen Ölquarzite können, da der helvetische Gault als mögliche Quelle ausser Betracht fällt, aus dem eigentlichen Flysch (z. B. Schlierenflysch) oder aus dem Wildflysch stammen. SPECK (1953) fand in einem Ölquarzit Nummuliten und bezieht daher die ganze Gruppe aus dem Wildflysch des ultrahelvetisch bis (?penninischen) Faciesraumes. Wenn wir – entsprechend dem obigen Nummulitenfund – ein tertiäres Alter der Ölquarzite annehmen, so kommt natürlich die Simmen-Decke mit ihrem Oberkreideflysch als Heimat nicht mehr in Frage. Da jedoch Fossilien in Ölquarziten sehr selten sind, ist es durchaus möglich, dass diese sowohl aus dem Wildflysch wie dem Kreideflysch der Simmen-Decke stammen können.

Flyschsandsteine

Die Flyschsandsteine sind die am stärksten vertretene Gruppe der Napfnagelfluh (Fig. 5). Obwohl wir zahlreiche Dünnschliffe anfertigten, liessen sich stets nur in den groben Sandsteinen vom Typus des Schlierensandsteins (SCHAUB 1951) Fossilien finden. Solche grobkörnige Sandsteine, welche er als Schlierensandsteine bezeichnete, fand bereits KAUFMANN (1872) in der Napfnagelfluh. Die Schlierensandsteine treten im Querschnitt des Entlebuch schon im Stampien auf (HOLLIGER 1954), wo sie die gröbsten Komponenten sind (ca. 1 m Durchmesser).

Wohl die meisten Flyschgesteine besassen ursprünglich eine graublaue Farbe und haben erst durch die Verwitterung ihren gelbbraunen Aspekt erhalten, welcher nun den meisten Flyschgeröllen eigen ist. Indessen kann die ursprüngliche Farbe bisweilen noch im Kern der Gerölle beobachtet werden.

Die zahlreichen atypischen Flyschsandsteine überwiegen jedoch gegenüber den groben Schlierensandsteinen bei weitem. Man findet alle Übergänge von karbonatarmen kalkigen Sandsteinen bis zu kalkreichen Sandkalken, von grobkörnigen Sandsteinen bis zu Siltsteinen und von Quarzsandsteinen bis zu Arkosen. Auch

glaukonitführende Arten kommen vor, und solche mit mikrokristallinem Quarz können als eigentliche Flysch«quarzite», oder bei höherem Karbonatgehalt, als Kieselkalke bezeichnet werden.

Da es makroskopisch oft sehr schwierig ist, zwischen Kalksandsteinen und Sandkalk oder zwischen Sandkalk und sandigem Kalk zu unterscheiden, haben wir für die Geröllzählungen eine einzige grosse Gruppe aller Flyschgesteine gebildet und nur die Ölquarzite und glaukonitischen Sandsteine gesondert gezählt. Bei besserer Kenntnis der Flyschgerölle wäre es aber sicher von Vorteil, diese grosse heterogene Gruppe weiter aufzugliedern.

Grober Flyschsandstein vom Typus Schlieren (61.08.53)

Quarz, Feldspäte und Quarzit bilden die Hauptgemengteile. Die Körner, welche bis 3 mm gross werden, liegen in einem bräunlichen karbonatischen Zement (20–30 %). Zahlreiche Körner sind gebrochen und die Spalten mit Kalzit ausgeheilt. Quarz löscht undulös aus. Plagioklase und Kalifeldspäte sind zersetzt, doch treten sie selten auch als frische Körner auf. Ein solches konnte als Albit bestimmt werden. Zuweilen sind die Kalifeldspäte perthitisch oder weisen Myrmekitbildung auf. Als Akzessorien kommen Muskowit, Chlorit, Zirkon und Erz vor.

Fossilien: Kleine radiate Nummuliten, die sich im Schliff nicht näher bestimmen lassen.

Organogener Flyschsandstein (61.08.51)

Das Gestein besteht nur zu 10–20 % aus silikatischen Körnern, den Rest bilden vor allem Fossiltrümmer (Bryozoen, Algen, Foraminiferen) und bräunlicher, kryptokristalliner Zement.

Neben undulös auslöschendem Quarz, kommen wenige Quarzit- und Feldspatkörner vor. Fast alle Körner sind voller Spalten, die mit Kalzit gefüllt sind.

Fossilien: Kleine radiate Nummuliten (grösstes Exemplar mit Fraßspuren), Rotaliidae, Bryozoen, Algen.

Alter: Da eine spezifische Bestimmung der Nummuliten im Schliff nicht möglich war, kann das genaue Alter nicht festgelegt werden. Es könnte sich also um Paleocän-Oligocän handeln. Die Abwesenheit von Discocyclinen spricht eher für Oligocän (Brief Dr. MAYNC 6. 3. 1962).

Die groben Schlierensandsteine, deren Herkunft wohl als unbestritten gelten kann, führen manchmal Komponenten bis 1 cm Grösse. Diese sind meistens Quarzite oder Hornsteine. Seltener werden auch andere Gesteinsbruchstücke (Granite, vulk. Gesteine) gefunden.

Gesteine unbestimmter Herkunft

Gangquarze

Die Gangquarze sind milchige, helle oder seltener schwarze Gesteine, welche sich von den sedimentären Quarziten durch Einschlüsse von Karbonat, Erz oder Nebengestein makroskopisch deutlich unterscheiden. Sie wurden meistens dem Kristallin zugerechnet (HALDEMANN 1948, SPECK 1953, HOLLIGER 1954). Indessen stammen sie zum Teil sicher aus sedimentären Komplexen fanden wir doch zahlreiche Gangquarze, die noch grössere Einschlüsse von einem grauen, sandigen Kalk enthielten. Da aber ein anderer Teil der Gangquarze bestimmt auch dem Kristallin entstammt, haben wir sie als eigene Gruppe ausgeschieden und für die statistische Auswertung weder dem Kristallin noch den Sedimenten zugerechnet.

Dunkle, dichte Kalke

Obwohl in den Zählungen deutlich vorhanden (bis 9 %), können wir diese Kalke, die vermutlich verschiedener Herkunft sind, nicht weiter unterteilen. Meist handelt es sich um dichte Kalke (micrite), seltener um leicht onkolithische. Sie enthalten zahlreiche kalzitisierte Radiolarien und/oder Schwammnadeln, und einmal trafen wir sogar *Gümbelina* an.

Konglomerate

In sehr wenigen Exemplaren fanden wir in den Napf-Schichten und in der Mergelzone an deren Basis bis 10 cm grosse Konglomeratgerölle. Als Komponenten treten sehr zahlreich wohlgerundete, gelbanwitternde, hellgraue kalkige Dolomite auf, daneben kommen fleischrote Radiolarienkalke, rote Kalke voller Schwammnadeln, organogene-onkolithische Kalke, Echinodermenbreccien, Mikrobreccien (täuschend ähnlicher Zusammensetzung wie die klastische Grundmasse), rote und schwarze Hornsteine vor. Die Gerölle berühren sich oft direkt, wobei die bekannten Eindrücke entstehen. Deutlich ist die Rekristallisation der Kalkkomponenten erkennbar, deren Karbonat sich als Zement wieder ausscheidet. Dieser ist jedoch spärlich. Zum Teil liegen die Gerölle in einer feinklastischen, ferritisch imprägnierten Grundmasse, in der vor allem die runden Dolomite und die Hornsteine (Chalcedon) auffallen. Zum Teil hat es den Anschein, dass die Einwanderung der eisenhaltigen Lösungen erst nachträglich erfolgt ist.

Es stellt sich nun die Frage nach der Herkunft dieser Konglomerate, die einer stampischen Nagelfluh äusserst ähnlich sind. Bereits von STUDER (1825, S. 130), KAUFMANN (1886, S. 391), LIECHTI (1928) und HOLLIGER (1954) sind sie beobachtet worden. SPECK (1953) fand zahlreiche ähnliche Gerölle in der Rigi-Nagelfluh. Er deutete sie als Mocausakonglomerate und benutzte sie als Hauptbeweis, dass ein Teil der Gerölle der Rigi-Nagelfluh aus der Simmen-Decke herzuleiten sei. Zur selben Auffassung gelangte HOLLIGER (1954), der die in der Bäuchlen-Nagelfluh gefundenen Konglomeratgerölle ebenfalls als Mocausakonglomerate bezeichnete.

Obwohl die Zusammensetzung unserer Konglomeratgerölle sehr gut mit denjenigen SPECKS übereinstimmt, können wir uns auf Grund der drei gefundenen Exemplare nicht entscheiden, ob es sich um ältere aufgearbeitete Nagelfluh oder um Mocausakonglomerate handelt. Auch Herr Professor PUGIN[5]), dem wir das beste Exemplar zum Vergleich mit der Sammlung CAMPANA unterbreiteten, konnte sich nicht festlegen. Da er aber seinerzeit ebenfalls die Konglomeratgerölle von HOLLIGER begutachtet und als Mocausakonglomerate bestimmt hat, so scheinen unsere Konglomeratgerölle doch anderer Natur zu sein, als die sicheren Mocausakonglomerate HOLLIGERS. Die Möglichkeit, dass unsere Gerölle aufgearbeitete ältere Nagelfluh sind, ist deshalb ziemlich gross.

3. Schlussfolgerungen aus der qualitativen Geröllanalyse

a) *Gesamtdeutung über die Herkunft der Gerölle*

Die auffallendsten Gerölle in manchen Nagelfluhfächern der Schweiz sind die roten und grünen Granite, welche oft recht häufig auftreten. Sie gaben schon früh

[5]) Wir danken Herrn Professor PUGIN, Fribourg, für die kritische Begutachtung dieses Gerölls bestens.

Anlass zu verschiedenen Hypothesen über die Herkunft der Nagelfluhgerölle überhaupt.

Während DE SAUSSURE (1796) die Konglomerate des Rigi in den Alpen beheimatet, glaubt er die Gerölle, welche er in der Emme bei Luzern findet, aus dem Norden beziehen zu müssen, weil er in der Ostschweiz bereits ähnliche Gesteine gesehen hatte. Auch STUDER (1825) nimmt in der «Monographie der Molasse» schwarzwäldische Abkunft der Nagelfluhgerölle an, sieht dann aber später doch ein, dass dies unhaltbar ist und stellt daher, vermutlich unter dem Einfluss ESCHERS und BODENS die Theorie vom kristallinen Randgebirge (vindelizisches Gebirge) auf, das den Schutt für die ältere Molasse geliefert haben soll (Geologie der Schweiz 1853).

BECK (1911) leitet die roten und grünen Granite durch Aufarbeitung aus seiner Habkern-Decke ab, da er an der Blume bei Thun Gerölle vom Typ des Habkerngranits gefunden hatte. Wir müssen uns hier jedoch der Ansicht von FRÜH (1888) anschliessen, der von der «Iller bis zum Entlebuch» nie einen Granit mit dem für die Habkerngranite typischen öligen, gelben Quarz gefunden hatte. Heute wissen wir, dass die Habkerngranite nur im Flysch und nicht in der Molasse vorkommen. Die meisten Autoren beziehen die Gerölle aus weiterer Ferne, entweder aus SE oder aus dem Süden. EBEL (1808) leitete die exotischen Granite und Rhyolithe aus den Südalpen her, da tatsächlich eine nicht zu leugnende Ähnlichkeit mit dem Bavenogranit und den Luganeser Quarzporphyren besteht. Auch FRÜH (1888) beheimatet diese Gerölle teilweise im Gebiet von Lugano. Lithologische Vergleiche unserer Granitgerölle mit dem Baveno- und dem Bergellergranit zeigten, dass wohl eine Ähnlichkeit, aber keine Übereinstimmung besteht. Zudem tritt in den Südalpen die für unsere Nagelfluh so typische Vergesellschaftung von roten und grünen Graniten nicht auf.

Der Wahrheit am nächsten kommt wohl die These von der unterostalpinen Herkunft der roten und grünen Granite, die vor allem von CADISCH (1923, 1927) vertreten worden ist. Unsere eigenen Untersuchungen (vgl. S. 344 ff.) unterstützen diese Auffassung, stimmen doch die roten und grünen Granite und Rhyolithe der Nagelfluh oft bis ins mikroskopische Bild mit denjenigen des Err- und Berninagebiets überein. So ist beispielsweise der Orthit, der in den Geröllen häufig vorkommt, in den Tiefengesteinen des Err-Berninagebiets recht verbreitet. Wegen der dazwischenliegenden Tessinerkulmination können die Gerölle selbstverständlich nicht durch einen langen inneralpinen Transportweg aus dem Oberengadin bezogen werden, sondern wir müssen sie in einer tektonischen Einheit, die sich im direkten Rückland des Napffächers befindet, zu beheimaten versuchen. Wenn wir jedoch mit STAUB (1934) wohl mit Recht annehmen, dass die unterostalpinen Decken ursprünglich von ihrem heutigen westlichen Erosionsrand im Engadin und Oberhalbstein viel weiter nach Westen gereicht haben, nämlich bis zu dem heute noch im Wallis erhaltenen Erosionsrelikt der Dent Blanche-Decke, so sollten in der letzteren noch ähnliche Gesteine vorkommen. Dies trifft für die grünen Granite zu, welche in ähnlicher, aber durch die alpine Metamorphose überprägter Ausbildung in der Arolla-Serie der Dent Blanche-Decke zu finden sind (MASSON 1938, HAGEN 1948). Sie sind das einzige deutliche Äquivalent der Granitgerölle im direkten Rückland des Napf. Wir beziehen also die Gruppe der granitischen Gesteine, vor allem die roten und grünen Granite und Rhyolithe aus den Äquivalenten der Err-

und der Bernina-Decke, die wahrscheinlich einst über der Tessinerkulmination gelegen haben.

Die Ophiolithgerölle mit ihren arboreszenten, variolitischen und intersertalen Strukturen können mit grösster Wahrscheinlichkeit im penninisch-ostalpinen Grenzraum beheimatet werden, da den Ophiolithen tieferer Deckenelemente derartige Strukturen fremd sind (vgl. S. 351). Die Anwesenheit von sicheren Mocausageröllen in der stampischen Nagelfluh der Bäuchlen (Holliger 1954) und des Rigi (Speck 1953) legt die Beheimatung der Ophiolithe in der Simmen-Decke nahe.

Die Gerölle von metamorphen Gesteinen sind sehr atypisch und können vorläufig nicht heimgewiesen werden. Sehr interessant ist immerhin, dass sie in den stampischen Nagelfluhen (Bäuchlen-Farneren, Rigi) die häufigsten kristallinen Gesteine sind, während sie in den jüngeren Nagelfluhen meistens nur noch einen kleinen Teil des Gesamtkristallins ausmachen. Speck (1953) beheimatet allerdings die Metamorphite (Gneise, Glimmerschiefer) und auch die roten Granite (grüne Granite fehlen) im kristallinen Sockel der Simmen-Decke, da er diese Gesteine als Komponenten in den Mocausakonglomeraten gefunden hatte.

Bei der Untersuchung der Sedimentgerölle beschränkten wir uns auf die wichtigsten Typen. Eine detaillierte Untersuchung hätte viel umfangreichere mikropaläontologische Studien erfordert, die wir nicht durchführen wollten. Wir geben daher hier bloss einige Hinweise über die Herkunft der sedimentären Komponenten der Nagelfluh. Wir konnten feststellen, dass die qualitative Zusammensetzung unserer Nagelfluh von der des Rigi nur unwesentlich verschieden ist, so dass wir auf die in dieser Beziehung ausführliche Studie von Speck (1953) über die Riginagelfluh verweisen können.

Die Serie Verrucano–Buntsandstein–Dolomit–Radiolarit–?Aptychenkalk deutet auf ostalpine bis oberpenninische (Aroser Schuppenzone) Herkunft wenigstens eines Teils der sedimentären Gerölle. Das Vorkommen von sicheren Mocausakonglomeraten in der stampischen Bäuchlennagelfluh (Holliger 1954) führt uns zur Annahme, dass die sedimentären Gerölle z. T. aus der Simmen-Decke stammen. Die onkolithisch-oolithischen Kalke des Malm und vielleicht auch ein Teil der Kieselkalke und Dolomite sind vermutlich in der Klippen-Decke zu beheimaten, während die grobkörnigen Sandsteine sicher dem Schlierenflysch zuzuweisen sind.

Wenn wir nun versuchen, uns ein Bild über den Erosionsablauf zu machen, so sind wir uns bewusst, dass wir den höchst unsicheren Boden der Hypothese betreten. Ende des Eocäns war der nach Norden abwandernde Flyschtrog im Bereich des heutigen Autochthons angelangt. Hier wurden die Gesteine der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe abgelagert. Die nächst jüngeren Grisigermergel, die im grossen ganzen noch einen flyschähnlichen Aspekt aufweisen, stellen mit dem Horwersandstein den Übergang zur eigentlichen Molassesedimentation dar. Die Herausbildung des alpinen Gebirges muss in dieser Zeit rasch vorangeschritten sein, wobei auch die Vortiefe landfest wurde. Durch die Querdepression Maggia–Hasli floss eine erste Ur-Aare gegen das Entlebuch und schüttete hier die chattischen Nagelfluhdelten auf (Staub 1934). Auf Grund unserer Untersuchungen, sowie der Angaben von Speck (1953) und Holliger (1954) nehmen wir an, dass diese Ur-Aare bereits mehrere Deckeneinheiten erodierte. Infolge ihrer Hochlage wurden die ostalpinen Decken, besonders die Err–Bernina-Decke, dann aber auch schon der Schlieren-

flysch und die Simmen-Decke abgetragen. Im Chattien gelangten daher vor allem kristallinarme Nagelfluhen zum Absatz. Im ?Aquitanien erreichte der Abtrag bereits die kristallinen Kerne der Err–Bernina-Decke, deren Detritus als Granitische Molasse in der Molassevortiefe sedimentiert wurde. Die Ur-Aare durchquerte die festländische Schwemmebene und erreichte bei München das Meer (FÜCHTBAUER 1964). An der Wende Oligocän/Miocän macht sich eine erneute starke Hebung des Alpenkörpers bemerkbar, wobei gleichzeitig die Vortiefe wieder einsank und vom burdigalen Meer überflutet wurde. Die ersten Zeugen dieses orogenetischen Vorgangs stellen die ?burdigalen Nagelfluhen des Entlebuch dar. Die Geröllschüttung nahm während der Oberen Meeresmolasse ständig zu. Vor allem zu Beginn des ?Helvétien (Schüpferegg-Nagelfluh) ist ein grosser Schottervorstoss feststellbar, der im Osten den Zugersee erreichte. Mit dem Emporsteigen der Zentralmassive scheint die Ur-Aare im Unterostalpin wenig mehr erodiert zu haben. Jedenfalls gelangen im Tortonien nur noch kleine Mengen der roten und grünen Granite in die Vortiefe, welche vielleicht sogar aus aufgearbeiteter Granitischer Molasse stammen. Kräftig werden nun der Schlierenflysch und die Klippen-Decke erodiert, bis durch die weitere Heraushebung des Aarmassivs der Aare ein günstigerer Weg vorgezeichnet wird. Gerölle tieferer Strukturelemente aus dem Alpenkörper fehlen heute im Napf. Selbst in seinen stratigraphisch höchsten Schichten (Tortonien) lassen sich noch keine Beweise finden, dass das helvetische Mesozoikum zu dieser Zeit schon dem Abtrag anheimgefallen wäre.

b) *Gruppierung der Gesteine für die Geröllzählungen*

Auf Grund der oben beschriebenen Gerölltypen, die wir in den verschiedenen Formationen aufgesammelt und im Dünnschliff untersucht hatten, erhielten wir einen Eindruck der bei den nun folgenden Zählungen zu erwartenden Geröllzusammensetzungen. Davon ausgehend unterschieden wir die in Tab. 1 und in den Zähllisten (Tab. 4) angeführten Gesteinsgruppen.

Tab. 1. Schema für Geröllzählungen der Nagelfluh

Geröllarten	Geröllarten
Nicht met. Kristallin	Rote und grüne Hornsteine und Radiolarite
Rote Granite	Oolith.-onkolith. Kalke
Grüne Granite	Helle dichte Kalke
Helle Granite und Aplite	Dunkle dichte Kalke
Syenite-Diorite	Rote Kalke
Rhyolithe	Spatkalke-Echinodermenbreccien
Ophiolithe	Helle Dolomite
Metam. Kristallin	Dunkle Dolomite
Gneise	Flyschgesteine
Glimmerschiefer	Glaukonit. Sandsteine
Amphibolite	Konglomerate
Total Kristallin	Breccien
Sedimente	Kalzit
Helle Quarzite	*Total Sedimente*
Verrucano-Buntsandstein	
Ölquarzite	Gangquarze
Schwarze Hornsteine	Atypisches

Dieses Schema weist den Nachteil auf, dass die Flyschgesteine nur als Gruppe auftreten. Die ursprüngliche Idee war, nur zu trennen, was makroskopisch eindeutig möglich sei. Zudem führten wir die Zählungen, welche einen grossen Flyschanteil aufweisen, erst am Schluss durch. Hier stellte sich dann bei grösserer Erfahrung das Bedürfnis, die Flyschgruppe aufzuteilen. So können die groben Schlierensandsteine, ferner die sandigen und kiesligen Kalke vom Rest der Flyschsandsteine abgetrennt werden. Im Sinne einer einheitlichen Darstellung ist diese Gliederung der Flyschgruppe in unseren Tabellen noch nicht enthalten. Wir möchten sie jedoch für spätere Arbeiten sehr empfehlen.

II. QUANTITATIVE ANALYSEN DER NAGELFLUHGERÖLLE

Die quantitative Geröllanalyse vermittelt durch Geröllzählungen eine genauere Kenntnis der Geröllgrösse, -form, -rundung und der petrographischen Zusammensetzung der Nagelfluh. Waren Geröllzählungen schon von älteren Autoren (Früh 1888, Escher-Hess 1907) zur Charakterisierung der petrographischen Zusammensetzung der Nagelfluh durchgeführt worden, so wiesen doch erst Zingg (1935) und Tanner (1944) den Weg für die mechanische Geröllanalyse.

1. Probegrösse und Methoden der Probenahme

Während Früh (1888) an einer Nagelfluhwand die Gerölle innerhalb eines Quadratmeters auszählte, bevorzugten die späteren Autoren die volumenmässige Auszählung. Liechti (1928) hatte auf deren Vorteile gegenüber der Flächenzählung hingewiesen. Renz (1937a) zeigte dann, dass ein grosser Unterschied im Kristallinhalt entstehen kann je nachdem, ob man eine Fläche oder ein Volumen auszählt. Später wurde die von Tanner (1944) eingeführte Methode gebräuchlich, bei welcher an der vorgesehenen Zählstelle ein Block aus der Nagelfluhwand herausgelöst in einen Sack gebracht und hier in seine Einzelgerölle zerlegt wird. Dann werden aus dem Sack wahllos 50 Gerölle herausgegriffen, gemessen und petrographisch bestimmt. Die Probenahme führt man an derselben Zählstelle viermal durch, so dass zuletzt 200 Gerölle untersucht sind. Dieses Vorgehen liefert vier unabhängige Analysen zu je 50 Geröllen, welche eine statistische Behandlung erlauben. Tanner (1944) untersuchte ausserdem mit statistischen Prüfmethoden, ob die Gerölle einer Zählstelle homogen vermischt seien (Homogenität der Geröllverteilung) und bestimmte für die vier häufigsten Geröllgruppen die Mittelwerte und deren Streuung. Ferner zeigte er, dass die untersuchte Anzahl von Geröllen pro Probe für die Kennzeichnung seiner Geröllhauptgruppen genügt. Sobald aber Aussagen über die selteneren Geröllarten gemacht werden wollen, muss die Zahl der untersuchten Gerölle beträchtlich erhöht werden. Escher-Hess (1907) zählte bis zu 2400 Gerölle, Liechti (1928) 700–1000, Renz (1937b), Kleiber (1937) und Speck (1953) über 300 Gerölle. Habicht (1945), Frasson (1947), Haldemann (1948) und Trümpy-Bersier (1954) zählten wie Tanner 200 Komponenten. Es ist jedoch festzuhalten, dass, wenn schon 400 und mehr Gerölle gezählt werden, es viel sinnvoller ist, mehrere unabhängige Zählungen im selben Aufschluss auszuführen, da man auf

diese Weise einen viel zuverlässigeren Mittelwert erhält als bei Auszählung derselben Geröllzahl aus einer einzigen Zählstelle.

Da die Untersuchungen von TANNER (1944) gezeigt haben, dass für die Nagelfluh eine homogene Durchmischung der Komponenten angenommen werden kann und, wie wir darlegen werden (S. 385) die einzige signifikante Probe TANNERS rein zufällig ist, verzichteten wir auf Homogenitätsprüfungen und schlugen folgende Methode ein:

Im Aufschluss wird mittels eines Pickels ein grösseres Volumen Nagelfluh vorsichtig herausgelöst. Um jeglichen Verlust an Geröllen zu vermeiden, muss ein grosses Tuch unter der Probeentnahmestelle ausgebreitet werden. Sämtliche gelösten Gerölle und Nagelfluhstücke werden in einen Sack gefüllt und im Laboratorium weiter untersucht. Die Untersuchung im Labor drängte sich auf, da die Nagelfluh oft stark verfestigt ist und sich deshalb im Felde die einzelnen Gerölle nicht ohne Zerbrechen zahlreicher Komponenten herauslösen lassen. Zudem können im Labor die einzelnen Gerölle laufend mit Typen verglichen werden, die zuvor aufgesammelt und mittels Dünnschliffen zur genauen petrographischen und stratigraphischen Einordnung studiert wurden. Aus demselben Grunde untersuchten auch TRÜMPY-BERSIER (1954) ihre Gerölle im Laboratorium. Wir gingen im Labor so vor, dass wir die Nagelfluhprobe zuerst einmal mehrere Stunden ins Wasser legten, wonach sich die Gerölle stets fast vollständig herauslösen liessen. Noch verfestigte Brocken erhitzt man am besten in einem Backofen und schreckt sie darauf in kaltem Wasser ab. Bei diesem Vorgehen kann eine Probe meistens sehr rasch in ihre Einzelkomponenten zerlegt werden. Weil vor allem die kleinen Gerölle zahlenmässig ins Gewicht fallen (Fig. 3), ist eine vollständige Aufbereitung unbedingt notwendig.

Da meist über 500 Gerölle zur Untersuchung vorliegen, muss ihre Zahl durch sogenanntes «Vierteilen» vermindert werden. Dann zählt man soviele Einzelteile bis die Zahl von 200 Geröllen erreicht ist. Von jedem Geröll werden die drei Durchmesser und die Rundung ermittelt (vgl. S.377), dann wird es petrographisch bestimmt, wobei es zur sicheren Diagnose unbedingt angeschlagen werden muss.

2. Geröllgrösse und Intervallbildung

Die Bezeichnung «Durchmesser» eines Gesteinpartikels bezieht sich letztlich stets auf die Kugel, und alle Methoden zur Messung der Korngrösse fussen auf der Voraussetzung, dass die gemessenen Partikel Kugeln seien, oder dass die Messungen als Durchmesser von Kugeln gleichen Volumens ausgedrückt werden können (PETTIJOHN 1957). Da Gerölle aber keine Kugeln, sondern unregelmässige geometrische Körper sind, muss man sich fragen, was als der Durchmesser zu bezeichnen ist. KRUMBEIN (1939) hat sich damit befasst, und nach ihm unterscheidet man heute einen längsten Durchmesser a (L), auf welchem der mittlere Durchmesser b (l) senkrecht steht. Der kleinste Durchmesser c (E) steht wiederum senkrecht auf der Ebene ab, ohne dass aber die drei Durchmesser einen gemeinsamen Schnittpunkt haben müssen. WADELL (1932) zeigte, dass die drei Durchmesser von der Form des gemessenen Körpers und nicht von dessen Volumen, das allein für die Grösse massgebend ist, abhängig sind. Form und Volumen (Grösse) sind aber un-

abhängige Faktoren und eine klare Trennung daher absolut notwendig (ZINGG 1935). Als wahres Mass der Korngrösse kann der von Form und Dichte unabhängige «nominal diameter» von WADELL (1932) bezeichnet werden. Er entspricht dem Durchmesser einer Kugel mit dem Volumen des untersuchten Körpers. Der «nominal diameter» findet aber keine Anwendung, da er eine Volumenbestimmung und anschliessend noch eine Berechnung erfordert. Wir haben daher nach KRUMBEIN (1939) die drei Durchmesser a, b und c eines jeden Gerölls mit einer speziell angefertigten grossen Schublehre (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938, p. 145) gemessen.

Die Partikel eines Sediments können alle Kornbereiche vom feinsten Staub bis zum groben Block umfassen. Zur Standardisierung der Bezeichnungen, und vor allem für die statistische Analyse der Kornverteilung, ist eine Unterteilung des ganzen Kornbereichs in verschiedene Grössenklassen notwendig. Zahlreiche solcher Korngrössenschemata sind vorgeschlagen worden (PETTIJOHN 1957), ohne dass eine weltweite Einigung auf ein einziges erzielt worden wäre. Während in Europa die Atterberg-Skala weit verbreitet ist, hält man sich im anglo-amerikanischen Bereich an die Skala von UDDEN-WENTWORTH. Beide sind logarithmisch, aber erstere ist geometrisch, dezimal und zyklisch, letztere geometrisch, nichtdezimal und nichtzyklisch. Die Vorteile einer logarithmischen Skala seien hier nicht erläutert, wir verweisen hierzu auf die entsprechenden Ausführungen in PETTIJOHN (1957). Theoretisch spielt es keine Rolle, welche der beiden erwähnten Skalen gewählt wird; aber wir entschieden uns für die Skala von WENTWORTH, da sie weiter verbreitet ist und ferner in der Überzeugung, dass eine einzige weltweitgebräuchliche Korngrössenskala wünschenswert wäre. Da die meisten statistischen Arbeiten die Wentworth-Skala als Basis benutzen, erspart man sich zudem unnötige Umrechnungen, wenn man mit den Werten anderer Autoren vergleichen will.

Tab. 2. Vorschläge zur Abgrenzung der Korngrössenklassen bei Nagelfluhauszählungen.

WENTWORTH (1922) MATTER (1964)	TANNER (1944)	TRÜMPY & BERSIER (1954)
4– 8 mm		
8– 16 mm		
16– 32 mm	10– 29 mm	10–29 mm
32– 64 mm	30– 74 mm	30–59 mm
64–128 mm	75–119 mm	60–99 mm
>128 mm	>120 mm	>100 mm

Die willkürliche Einteilung von TANNER (1944) wurde auch von HABICHT (1945), FRASSON (1947), HALDEMANN (1948) und SPECK (1953) benutzt (Tab. 2). Da die Nagelfluh des Mont-Pèlerin ziemlich kleingeröllig ist, verwendeten TRÜMPY & BERSIER (1954) nochmals eine neue Einteilung (Tab. 2). SPECK (1953) schlägt bereits vor, die Intervallbildung nach NIGGLI (1935) bei späteren Arbeiten anzuwenden, da sie einmal die kleineren Geröllklassen schärfer unterteile als die gröbern und da sie ferner den direkten Anschluss an die Sandfraktion sinngemäss vollziehe. Diese beiden Eigenschaften weist auch die Wentworth-Skala auf, die zudem den Vorteil hat, dass sie durch Verwendung der ihr verwandten $\sqrt{2}$- oder $\sqrt[4]{2}$-Skalen

ohne Zwang verfeinert und der jeweiligen Korngrösse des untersuchten Sediments angepasst werden kann.

Aus Tab. 2 ist ersichtlich, dass die von uns verwendeten Klassengrenzen nicht stark von denjenigen TANNERS abweichen, so dass unsere Resultate durchaus mit den nach der Methode TANNER gewonnenen verglichen werden können.

3. Volumetrische und zahlenmässige Geröllanalyse

Die meisten Bearbeiter der Nagelfluh zählten bisher die Gerölle Stück um Stück aus und gaben die Resultate dann in Prozenten der total ausgezählten Komponenten an. Dabei bemerkten bereits mehrere Autoren (TANNER 1944, HABICHT 1945, HALDEMANN 1948, TRÜMPY & BERSIER 1954), dass zahlenmässig die häufigen kleinen Gerölle, volumenmässig aber die seltenen grossen Gerölle überwiegen. Um diese Diskrepanz zu überwinden, schlägt HABICHT (1945) ein Häufigkeitsschema vor, welches als Ergänzung der Geröllzählung verstanden werden soll. Dabei wird das Volumenverhältnis der einzelnen Gesteinsarten an einer Zählstelle geschätzt und formelartig dargestellt. Die Formel Kristallin $\gg$ Gangquarze + Quarzite $>$ Flyschsandsteine $\sim$ Dolomite $>$ übrige Sedimente bedeutet, dass volumenmässig die Kristallgerölle stark die Gangquarze und Quarzite, diese die Flyschsandsteine und Dolomite überwiegen, während die beiden letzteren sich die Waage halten, aber beide den Rest der sedimentären Komponenten übersteigen. HALDEMANN (1948) versuchte diese etwas subjektive Methode auf eine solide mathematische Basis zu stellen, indem er zeigte, dass das exakte Volumen eines Gerölls durch die Formel $V = \pi/6 \cdot abc$ in befriedigender Annäherung bestimmt ist. Er war sich indessen der Schwierigkeit bewusst, dass ein einziges extrem grosses Geröll die volumetrische Zählung völlig entwerten kann. Während nämlich für die zahlenmässige Analyse die Zahl von 200 Geröllen genügt, ist sie für die volumetrische Analyse viel zu klein, da die Homogenität der Geröllverteilung nicht mehr erfüllt ist. Nach Tanner (1944) kann eine homogene Durchmischung der Gerölle nur innerhalb eines Volumens erwartet werden, das gerade zu gross ist, als dass die Grösse der einzelnen Gerölle noch eine Rolle spielt. Für die volumetrische Geröllanalyse müssen daher in den meisten Fällen über 1000 Gerölle untersucht und deren Volumen bestimmt werden. Obschon die Berechnungen durch Verwendung von Rechenmaschinen oder gar Rechenautomaten schnell durchgeführt werden könnten, bleibt die volumetrische Geröllanalyse dennoch eine undankbare, zeitraubende Methode. Werden die Gerölle im Laboratorium untersucht, so würden wir mit TRÜMPY & BERSIER (1954) die direkte Volumenbestimmung durch Messen des von jeder Komponente verdrängten Wasservolumens (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938) der Methode HALDEMANN vorziehen. Erstens entfallen dabei die Volumenberechnungen und zweitens könnte der «nominal diameter» von WADELL (1932), der als einziges theoretisch richtiges Mass der Geröllgrösse gilt (S. 368), berechnet werden.

TRÜMPY & BERSIER (1954) berechnen für jede Gesteinsart ihren «indice volumétrique», welcher angibt, wie vielmal häufiger als ein gewähltes Einheitsgeröll, ein mittleres Geröll einer bestimmten Gesteinsart ist. Infolge sehr kleiner Variationen in der Geröllzusammensetzung von Zählstelle zu Zählstelle können sie für die ganzen Konglomeratablagerungen des Mont-Pèlerin den relativen Volumen-

anteil einer jeden Gesteinsart berechnen. Diese Methode lässt sich auf die Nagelfluhmassen des Napf nicht anwenden, da diese vom Liegenden zum Hangenden eine grosse Variation der Geröllzusammensetzung aufweisen (S. 387).

Obschon die volumetrische Geröllanalyse ein besseres Bild von der Zusammensetzung einer Nagelfluh vermittelt und auch dem Feldeindruck besser entspricht, haben wir – wie bisher alle Autoren – vor allem aus Zeitgründen, die zahlenmässige Analyse vorgezogen. Zudem schliessen TRÜMPY & BERSIER (1954) aus der Seltenheit zerbrochener Gerölle, dass die grossen Gerölle während des Transports nicht zerbrechen, sondern sich meistens durch Abrasion verkleinern, und warnen daher vor einer Überbewertung der volumetrischen Geröllanalyse, welche wohl ein gutes Bild der Zusammensetzung einer Nagelfluh, nicht aber eines von den tatsächlichen Aufschlussverhältnissen im Liefergebiet vermittle.

4. Grössenanalyse der Nagelfluh

a) *Methoden*

Für die Siebanalyse von Schottern benötigt man grosse Siebmaschinen, welche imstande sind, die für eine zuverlässige Grössenverteilung erforderliche Probemenge aufzunehmen. Solche Maschinen sind heute auch für Laboratoriumszwecke erhältlich. Über die erforderliche Probemenge gehen die Meinungen stark auseinander. Um eine der Siebanalyse von Sanden entsprechende Genauigkeit zu erreichen, müsste die Probemenge etwa 100 Tonnen betragen (CAILLEUX & TRICART 1959). Nach CAILLEUX (CAILLEUX & TRICART 1959) sind in der Praxis 7–20 kg genügend, wobei aber die Genauigkeit bei den groben Korngrössen klein ist. KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) geben eine Tabelle für die erforderlichen Probemengen in Abhängigkeit von der Korngrösse, wobei diese für Schotter mit Komponenten von 32–64 mm mindestens 32 kg betragen sollte.

Die Nagelfluh ist aber, von seltenen Ausnahmen abgesehen, derart verfestigt, dass eine mechanische Siebanalyse kaum in Frage kommt. Wohl lässt sie sich mit unserer Methode (S. 367) fast vollständig desaggregieren, doch ist infolge ihrer relativen Grobgerölligkeit die erforderliche Probemenge von 50 kg oder mehr so gross, dass der für eine Siebanalyse erforderliche Zeitaufwand nicht mehr in Kauf genommen werden kann. Daher müssen für die Geröllgrössenanalyse der Nagelfluh andere Wege beschritten werden.

Die gebräuchlichste und auch von uns verwendete Methode weist die Gerölle auf Grund ihres längsten Durchmessers den verschiedenen Grössenklassen zu. Eine weitere beruht auf direkter oder indirekter Volumenbestimmung (S. 369) und eventueller Berechnung des «nominal diameter» (S. 368) eines jeden Gerölls. Diese Methoden der Geröllanalyse können indessen nur bei schwach oder nicht verfestigten oder durch Verwitterung oberflächlich aufgelockerten Konglomeraten angewandt werden. Für stark verfestigte Geröllablagerungen muss die Methode von DELESSE-ROSIWAL (cit. in NIGGLI 1948, S. 127) oder die Methode des «carré multiple» (CAILLEUX & TRICART 1959) verwendet werden. Wir wollen auf diese Methoden kurz eingehen, da vor allem die subalpinen Nagelfluhen meist so stark verfestigt sind, dass sie nicht mehr mit der von uns verwendeten Methode (S. 367) untersucht werden können.

Die Delesse-Rosiwal-Methode wurde entwickelt zur Bestimmung der Volumenprozente von Mineralien im Dünnschliff. Dabei werden längs paralleler Geraden, deren Abstand von der Korngrösse des Gesteins abhängig ist, die auf die einzelnen Mineralspezies entfallenden Strecken gemessen und aufsummiert. Das Verhältnis dieser Summen zur totalen Meßstrecke, welche nach NIGGLI (1948, S. 128) mindestens das Hundertfache des grössten Korndurchmessers betragen soll, wird dem Verhältnis der Volumen der einzelnen Mineralarten gleichgesetzt. Mehrere etwas abgeänderte Verfahren lassen sich in der Literatur finden, doch gehen alle auf die Methode von DELESSE-ROSIWAL zurück. Misst man nun die Streckenabschnitte ohne Rücksicht auf die Mineralspezies des Korns, so erhält man eine Korngrössenanalyse. Über die Frage, welcher Korndurchmesser gemessen werden soll, herrscht keine Übereinstimmung. Da jedoch möglichst eine Annäherung an die Werte der Siebanalyse erzielt werden soll, und Siebe die Partikel nach ihrem mittleren Durchmesser klassieren (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938), wird im Schliff oft auch der scheinbar mittlere Durchmesser b′ gemessen. CAILLEUX & TRICART messen den scheinbar grössten Durchmesser L_s (= a′), da dieser eine gute Annäherung des wahren mittleren Durchmessers darstelle. Die Resultate der Korngrössenanalysen von Dünnschliffen und von Siebanalysen lassen sich nicht direkt vergleichen, so dass Korrekturfaktoren angebracht werden müssen (KRUMBEIN & PETTIJOHN 1938). ROSENFELD et al. (1953) zeigten, dass diese Faktoren nicht analytisch abgeleitet, sondern dass sie für jede Untersuchung empirisch ermittelt werden müssen.

HALDEMANN (1948) versuchte, die Methode von DELESSE-ROSIWAL auf die Konglomerate zu übertragen, um Aufschluss über den prozentualen Volumenanteil der einzelnen Geröllarten einer Nagelfluh zu erhalten. Die Bestimmung der kleinen Gerölle im Anstehenden erwies sich aber meist als unmöglich, und die Abgrenzung zwischen Geröllen und sandigem Bindemittel als völlig ausgeschlossen. Obschon eine Bestimmung des Verhältnisses Gerölle/Matrix sehr wünschenswert wäre, haben wir feststellen müssen, dass dies nur bei sehr selten anzutreffenden, idealen Aufschlussverhältnissen (z. B. frische Aufschlüsse bei Strassenneubauten) möglich ist. Unseres Erachtens dürfte die Methode auch in der Nagelfluh Anwendung finden, wenn nur die Gerölle > 16 mm berücksichtigt werden. Die Resultate liessen sich mit den unsrigen vergleichen. Eine Verschiebung nach den kleineren Korngrössen kann dabei nicht umgangen werden, da a′ kleiner als a, aber niemals grösser sein kann.

Beachtenswert ist ferner die Methode des «carré multiple» (CAILLEUX & TRICART 1959) und die Punktmethode («punktinventering») von HÖRNER (cit. in PORTMANN 1956). Zu ersterer Methode wird man geführt, wenn man für Vergleichszwecke das innerhalb einer bestimmten Einheitsfläche von beispielsweise 1 m^2 liegende grösste, zweitgrösste usw. Geröll misst. Nun ist aber leicht einzusehen, dass das in 1 m^2 kleingerölliger Nagelfluh liegende grösste Geröll das grösste von z. B. tausend Komponenten, in einer grobgerölligen das grösste von z. B. zehn Komponenten ist, und dass die beiden Resultate daher gar nicht vergleichbar sind. Die Methode des «carré multiple» beruht nun gerade darauf, dass die Grösse der untersuchten Fläche der Geröllgrösse der betreffenden Nagelfluh angepasst wird.

Zum Schluss wollen wir noch kurz auf die Präsenzzahl von TANNER (1944) und den «Indice granulométrique relatif» von TRÜMPY & BERSIER (1954) zu sprechen

kommen. Um die «Grössenverteilung einer Nagelfluh noch besser charakterisieren zu können», zählt Tanner (1944) zur Bestimmung der Präsenzzahl, die auf 1 m^2 entfallenden Gerölle seiner Grössenklassen III (75–119 mm) und IV (> 120 mm). Diese Methode soll offensichtlich dazu dienen, die Grössenverteilung der groben Gerölle besser zu erfassen, als dies durch die Zählung des relativ kleinen Volumens von 200 Geröllen möglich ist. Wie wir oben dargelegt haben, muss die Grösse der untersuchten Fläche der Korngrösse des Sediments angepasst werden. Dies ist für die Präsenzzahlen nicht der Fall, die daher, da sie auf ganz unterschiedlichen Probegrössen beruhen, nicht vergleichbar sind. Dasselbe gilt für die volumetrische Geröllanalyse von Haldemann (1948), bei welcher das pro Probe untersuchte Geröllvolumen viel zu klein ist, so dass ein einziges grosses Geröll unter Umständen eine Zählung vollständig entwerten kann. Der «Indice granulométrique relatif» von Trümpy & Bersier (1954)

$$u = \frac{n_1 + 2\,n_2 + 3\,n_3 + 4\,n_4}{n_1 + n_2 + n_3 + n_4} \rightarrow u = 1 + \frac{n_2 + 2\,n_3 + 3\,n_4}{200}$$

bezeichnet die Geröllklasse mittlerer Grösse. Er hängt ganz von den gewählten Grössenklassen ab und Vergleichsmöglichkeiten bestehen daher nur bei Benutzung derselben Intervalle. Dabei ist n_1, n_2, n_3, n_4 die Zahl der Gerölle in den entsprechenden Grössenklassen I–IV (vgl. Tab. 2).

Während wir die Methode Tanners (1944) mit Vorteil durch die Methode des «carré multiple» ersetzen, ist die sinngemässe Übertragung auf die volumetrische Geröllanalyse wegen zu grossen erforderlichen Probemengen nicht möglich.

b) *Ergebnisse der Geröllgrössenanalysen von Nagelfluhen des Entlebuch*

Wir strebten bei unseren Nagelfluhuntersuchungen keine vollständige Geröllanalyse nach einer der oben skizzierten Methoden an, sondern beschränkten uns auf das Einmessen der Achsen der für die petrographische Geröllanalyse pro Probe benötigten 200 Gerölle. Obwohl diese Zahl gewichtsmässig meist weniger als 10 kg ergibt, vermittelt sie doch ein gutes Bild von der Grössenverteilung der Gerölle einer Nagelfluhbank. Dabei berücksichtigten wir nur die Komponenten > 16 mm, und bei zwei Proben wurden getrennt noch die Teilchen 4–16 mm gemessen. Eine gemeinsame Messung aller Komponenten > 4 mm ist im Rahmen der petrographischen Analyse nicht möglich, da für die Gerölle < 16 mm nicht mehr dieselbe feine Differenzierung vorgenommen werden kann.

Fig. 3 zeigt die Grössenverteilung der Gerölle > 16 mm einiger Nagelfluhproben im Profil angeordnet. Es ist zu beachten, dass die aufgetragenen Prozente nicht Gewichtsprozente wie bei der Siebanalyse, sondern Stückprozente sind. Die Nagelfluh der obersten Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins enthalten die grobgerölligsten der ganzen Abfolge. Die Korngrösse nimmt dann gegen den obersten Luzerner Sandstein langsam ab, um mit dem Einsetzen der Schüpferegg-Nagelfluh wieder etwas zuzunehmen. Die gleiche Entwicklung kann auch durch Auftragen des Medians dieser Proben gezeigt werden.

Aus Fig. 3 kommt zudem deutlich zum Ausdruck, dass bei einer Geröllzählung meistens die Hälfte oder mehr Gerölle von der kleinsten Fraktion stammen. In Stückprozenten sind die beiden gröbsten Fraktionen wenig wichtig, volumenmässig

haben sie aber am Aufbau der Nagelfluh den grösseren Anteil als die kleinen Fraktionen. Das Auge spricht auch mehr auf die gröbsten Gerölle an, und so hatten wir im Felde – wegen der wenigen aber hellen Quarzitgerölle > 128 mm – den Eindruck, dass die Schüpferegg-Nagelfluh die gröbste der ganzen Abfolge sei.

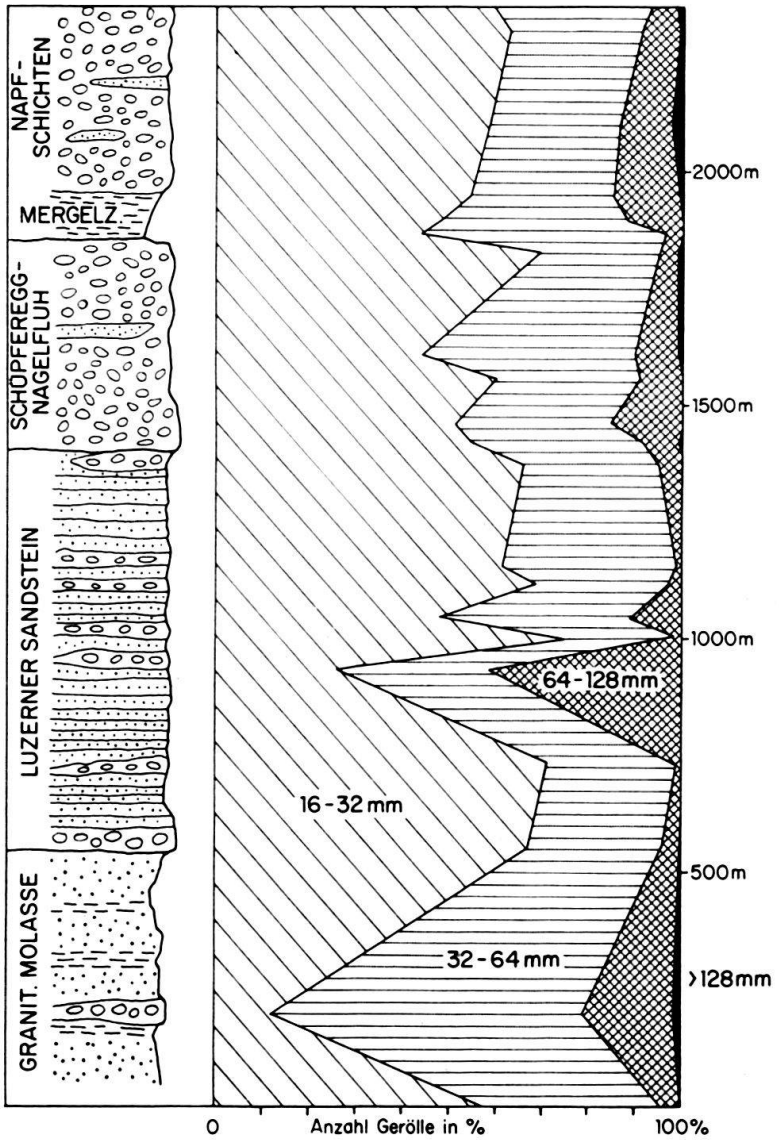


Fig. 3. Korngrössenverteilung der Nagelfluh des Napfgebiets in Prozenten der Komponenten > 16 mm.

5. Form und Rundung

Form und Rundung sind abhängig von der Korngrösse, der Gesteinsart und den Transportbedingungen. Zahlreiche Versuche sind unternommen worden, um durch mophometrische Analysen Rückschlüsse auf die Genese (Transportart und -distanz und Klima) eines Schotters zu ziehen. Leider gibt es beinahe so viele Form- und Rundungsindizes wie Autoren, so dass vergleichbare Werte selten zu finden sind.

Auf die Tatsache, dass Form und Rundung zwei völlig verschiedene Dinge und voneinander unabhängig sind, haben zuerst WADELL (1932) und ZINGG (1935) auf-

merksam gemacht. So kann ein isometrischer Körper (z. B. Granat) ganz eckig sein, während ein von zwei Halbkugeln bedeckter Zylinder rund, aber keineswegs isometrisch ist.

Eine Zusammenstellung der verschiedenen Methoden zur Messung von Form und Rundung findet sich in KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938). Neuerdings hat BLENK (1960) die verschiedenen europäischen Indizes in bezug auf ihren Aussagewert verglichen. Auf die Ergebnisse ihrer Untersuchungen werden wir noch zurückkommen müssen. Für die ausführliche Erläuterung der Probleme, Ziele und Methoden der morphometrischen Schotteranalyse verweisen wir auf die beiden zitierten Arbeiten, sowie auf PETTIJOHN (1957) und beschränken uns auf eine kurze Darstellung der verschiedenen wichtigsten Indizes. Dabei sehen wir von allen beschreibenden Klassifikationsversuchen ab und betrachten bloss die quantitativen Methoden zur Bestimmung von Form und Rundung.

a) *Formindizes*

Es können zwei grundverschiedene Methodengruppen unterschieden werden, je nachdem, ob die Form auf die Kugel als Idealgestalt (WADELL 1932) bezogen, oder ob sie durch die drei eingemessenen Hauptdurchmesser charakterisiert wird.

Sphericity von WADELL und KRUMBEIN

Ausgehend von der Idee, dass die Kugel die Idealgestalt der Kornform sei, da sie bei gegebenem Volumen die kleinste Oberfläche aufweist, stellte WADELL (1932) seinen Sphericityindex (Grad der Kugeligkeit) auf. Dieser wird als das Verhältnis der Oberfläche s einer Kugel gleichen Volumens wie der Körper mit der Oberfläche S definiert und die Formel lautet für die

$$\text{Sphericity } \psi = \frac{s}{S}$$

Die Messung der Oberfläche S kann nur indirekt durchgeführt werden. WADELL (1935) gibt daher eine praktischere Formel zur Bestimmung der Sphericity an, $\psi = d_n/D_s$. Dabei ist d_n der «nominal diameter» (vgl. S. 368) und D_s der Durchmesser einer das Geröll umschreibenden Kugel.

Abplattungsindex (flatness ratio, indice d'aplatissement) von WENTWORTH und CAILLEUX.

Die Methode geht auf WENTWORTH (1922) zurück, wurde dann später von CAILLEUX (1945) übernommen und zur Charakterisierung glazialer, fluviatiler und mariner Schotter verwendet. Dabei werden die drei Hauptachsen eines Gerölls eingemessen und das Verhältnis von Länge plus Breite zur doppelten Dicke gebildet. Die Formel für den Abplattungsindex lautet demnach $a + b/2\,c$.

Abplattungsindex von GOGUEL

GOGUEL (1953) bildet das Verhältnis der Dicke zum geometrischen Mittel von Länge und Breite $c/\sqrt{a \cdot b}$, wobei die Werte zwischen 1 und 0 liegen können.

Bei der Indexbildung nach WENTWORTH, CAILLEUX und GOGUEL werden die drei an jeder Komponente gemessenen Hauptdurchmesser zu einer einzigen Zahl vereinigt, die über die Geröllform weniger aussagt, als die drei Durchmesser. Wie

ZINGG (1935), KRUMBEIN (1941), POSER & HÖVERMANN (1952), VALETON (1955) und BLENK (1960) darlegten, können die erwähnten Indizes inkl. demjenigen nach WADELL und KRUMBEIN flache und stengelige Gerölle nicht unterscheiden, sondern drücken lediglich auf verschiedene Weise die Grösse der Abweichung von der Kugelgestalt aus.

Indizes von ZINGG, VALETON, LÜTTIG und BLENK

Die einzige Methode, welche die Geröllgestalt eindeutig festlegt, ist diejenige von ZINGG (1935), welcher als erster die Verhältniszahlen der Hauptdurchmesser b/a (= Schlankheitsindex von POSER & HÖVERMANN 1952) und c/b (= Plattheitsindex von POSER & HÖVERMANN 1952) zur Charakterisierung der Schotterform benutzt hat. Durch die Quotientenbildung wird die Grösse des Gerölls ausgeschaltet und Dimensionslosigkeit erreicht. Weitere Autoren sind dieser Methode gefolgt, haben z. T. aber andere Quotientenpaare bevorzugt (vgl. Tab. 3).

Tab. 3. Übersicht der von verschiedenen Autoren benutzten Indexpaare nach BLENK (1960).

Quotienten	a/b	a/c	b/a	b/c	c/a	c/b	a:b:c
ZINGG (1935)			+			+	
VALETON (1955)							+
LÜTTIG (1956)	+	+					
BLENK (1960)					+	+	

Da die Indizes von ZINGG (1935) reziproke Werte der Achsenlänge sind, stellt VALETON (1955) den Index a:b:c auf und setzt b = 1, wodurch eine bessere Vorstellung von der Grösse der Hauptachsen vermittelt wird. LÜTTIG (1956) rechnet die Verhältnisse a/b und a/c so um, dass b bzw. c in Prozenten von a ausgedrückt wird.

BLENK (1960) verwendet nur Abplattungsindizes, da sie bei ihren Untersuchungen herausfand, dass nur der Grad der Abplattung Änderungen unterliegt. Es spielt aber prinzipiell keine Rolle, welches der Indexpaare verwendet wird, da sie sich leicht umrechnen lassen (BLENK 1960). Vergleiche der verschiedenen Methoden und Verfahren zur Umrechnung bestimmter Indizes in andere finden sich in VAN ANDEL et al. (1954), LÜTTIG (1956), CAILLEUX & TRICART (1959) und BLENK (1960).

Die Formanalyse hat sich leider bisher zur Aufhellung der Genese eines Schotters als wenig nützlich erwiesen, scheint doch die Form fast ausschliesslich durch die Gesteinsart geprägt zu werden (ZINGG 1935, POSER & HÖVERMANN 1952, VALETON 1955, BLENK 1960). BLENK (1960) stellte ausserdem fest, dass alle Transportarten des Festlandes unabhängig vom Klima für eine bestimmte Gesteinsart dieselbe Form liefern. Allein bei marinem Transport war eine leichte Veränderung des Abplattungsgrades zu bemerken.

Für eine zuverlässige Analyse müssen pro Probe 50–100 Steine derselben Grössenklasse und Gesteinsart gemessen werden. Da die Unterschiede der Mittelwerte meist gering sind, sollten die Zahlen statistisch verarbeitet werden.

In Anbetracht der kümmerlichen Resultate haben die meisten Bearbeiter der Nagelfluh keine Formanalyse durchgeführt. Eine nach obenstehenden Gesichts-

punkten theoretisch einwandfreie Untersuchung der Form wurde in der Nagelfluh überhaupt noch nie gemacht, da der Arbeitsaufwand, den es braucht, um 50–100 Gerölle gleicher Grössenklasse und Gesteinsart aus dem meist stark verfestigten Verband zu gewinnen, sehr gross ist. In unserem Untersuchungsgebiet tritt ausserdem noch eine weitere Schwierigkeit auf. Die Zusammensetzung der Nagelfluh verändert sich nämlich von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten sehr stark (vgl. S. 387). Eine Gesteinsart, die hier häufig ist, tritt dort kaum auf und umgekehrt. Eine Ausnahme von dieser Regel machen nur die Gangquarze. Der Zeitaufwand für die Form- und Rundungsanalyse eines bestimmten Gesteins wird deshalb derart gross, dass wir auf eine ausführliche Form- und Rundungsanalyse verzichtet haben.

b) *Form der Nagelfluhgerölle*

Trotzdem massen wir von allen Geröllen die drei Achsen ein und berechneten die Formindizes nach Zingg (1935). Um festzustellen, ob mit der Faciesänderung auch eine Formänderung der Gerölle verbunden sei, griffen wir aus jeder Probe, die in der Fraktion 16–32 mm mindestens mit 20 Stück vertretenen Gangquarze

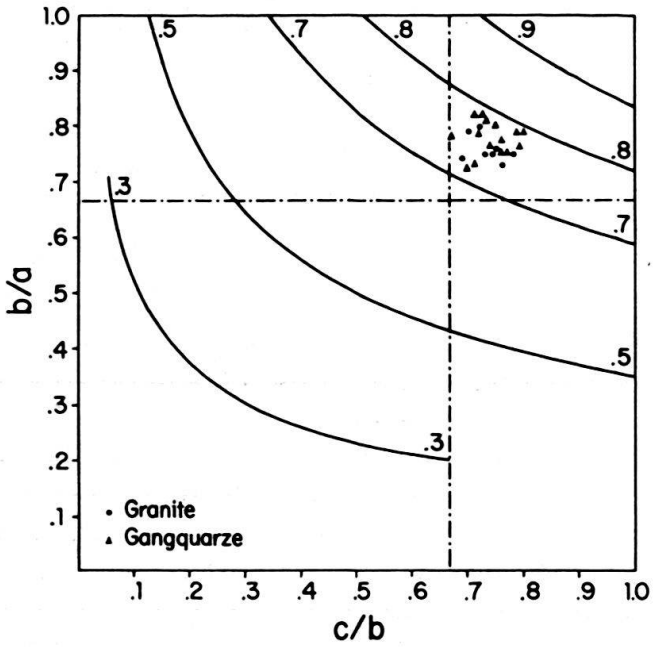


Fig. 4. Mittlere Form von Granit- und Gangquarzgeröllen der Nagelfluh.

und aus einigen Proben vergleichsweise noch die Granite heraus. Für jede Probe konnte nun das arithmetische Mittel der beiden Formindizes berechnet und im Formdiagramm eingetragen werden (Fig. 4). Dabei fällt die ausserordentliche Konstanz der Form auf, obschon keine Probe, die von Blenk (1960) geforderte Zahl von 50 Geröllen enthielt. Die Proben liegen so nahe beieinander, dass sich die Berechnung der Streuung der Einzelproben und die Abgrenzung von Vertrauensbereichen erübrigt. Die Gangquarze und die Granite weisen im Mittel eine kugelige Form auf. Da die übrigen Gesteinsarten nicht in jeder Probe in der kleinsten Fraktion (16–32 mm) genügend vertreten sind, konnten sie nicht weiter ausgewertet werden.

Unsere Untersuchungen zeigen jedoch in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von BLENK (1960), dass jeder Gesteinsart offenbar eine bestimmte Form eigen ist, und dass daher die Formanalyse zur Abklärung der Entstehung eines Schotters sehr wenig beitragen kann.

c) *Rundungsindizes*

Wie bei der Betrachtung der Formindizes sollen auch hier nur die wichtigsten quantitativen Methoden Erwähnung finden, ohne dass auf die praktische Durchführung der Messungen näher eingegangen wird. Die verschiedenen Methoden können in eine messende und eine vergleichende Gruppe aufgeteilt werden.

Messende Methoden

Diese versuchen die Rundung eines Körpers zu erfassen, entweder durch Bestimmen des Verhältnisses einzelner oder mehrerer Krümmungsradien des Kornumrisses zu einem oder mehreren Korndurchmessern (WENTWORTH, WADELL, CAILLEUX, KUENEN, KAISER) oder durch Angabe der nach Innen oder Aussen gekrümmten und planaren Anteile der Umrisslinien (SZÁDECZKY-KARDOSS).

WENTWORTH (1922) scheint als erster die Rundung von Geröllen gemessen zu haben. Sein «roundness ratio» = r_1/R ist das Verhältnis des Krümmungsradius der schärfsten Ecke zum mittleren Radius des Gerölls. Dieser kann für praktische Zwecke als $(a + b + c)/6$ angenommen werden.

WADELL (1932) misst die Krümmungsradien r aller Ecken N, den Radius des grössten Inkreises R und drückt die Rundung durch die Formel

$$P = \frac{\Sigma (r/R)}{N}$$

aus. Dieses Verfahren ist bis heute das genaueste. Da aber die Messungen nur auf einem Abbild des Gerölls ausgeführt werden können, wird die Methode wegen zu grossem Zeitaufwand kaum angewendet.

Der grössten Verbreitung in Europa erfreut sich der Zurundungsindex (indice d'émoussé) von CAILLEUX (1947), welcher eine Abwandlung des WENTWORTHschen Index ist. Gemessen wird der kleinste Krümmungsradius r_1 und der längste Durchmesser L des Korns, was sich zur Formel für den Zurundungsindex $(2\, r_1/L)$ zusammenfassen lässt. Dieser ist jedoch mit mehreren theoretischen Mängeln behaftet. Er erreicht den Maximalwert nur für die Kugel. KUENEN (1956) konnte mit Abrasionsexperimenten zeigen, dass nur isometrische Komponenten eine kugelige Endform erreichen. Alle anderen Ausgangsformen liefern eine mehr oder weniger elliptische Endgestalt, für deren perfekte Rundung der CAILLEUXsche Index weit unter dem Maximalwert bleibt. Denselben Wert für gleiche Rundung bei Körpern verschiedener Form ergibt nur die Methode von WADELL (1932). Beim Rundungsgrad kommt es nicht so sehr auf das Verhältnis von Rundung zur Länge, sondern zur Gestalt eines Gerölls an (POSER & HÖVERMANN 1952, SCHNEIDERHÖHN 1954, KAISER 1956). Daher können verschieden gerundete Gerölle auf Grund ihrer unterschiedlichen Gestalt ähnliche Rundungswerte nach CAILLEUX haben (KAISER 1956). SCHNEIDERHÖHN (1954) mass die Rundung einer Probe nach den Methoden von WENTWORTH, WADELL und CAILLEUX. Die besten Resultate ergab die Methode von WADELL, da sie die gesamte Kornrundung berücksichtigt. Die Methoden von

WENTWORTH und CAILLEUX liefern nur einen untersten Wert der Rundung, weil sie nur die am wenigsten gerundete Stelle des Gerölls erfassen. Ein wesentlich genaueres Resultat lassen daher weder der Index von KUENEN (1956) $2\,r/l$ noch der von KAISER (1956) $4\,r/(L + l)$ erwarten, was durch die Untersuchungen von BLENK (1960) auch bestätigt wurde.

Einen ganz anderen Weg zur Messung der Rundung hat SZÁDECZKY-KARDOSS (1933) eingeschlagen. An einem Abbild eines Gerölls wird der Anteil konvexer V, konkaver C- und planarer P-Strecken des Umrisses gemessen oder im Felde direkt durch Besichtigung des Gerölls geschätzt. Die Methode wird von ZINGG (1935), SCHNEIDERHÖHN (1954) und NIGGLI (1948) bevorzugt. Sie hat den Nachteil – nach SCHNEIDERHÖHN (1954) ist das aber gerade ein Vorteil –, dass die Rundung durch drei Zahlen ausgedrückt wird und ein völlig unbearbeitetes Korn nur konkave Flächen zeigen sollte, was oft nicht der Fall ist (RUSSEL & TAYLOR 1937). Zudem gibt es Gerölle, die 100 % konvexe Flächen haben, und somit denselben Rundungsgrad erhalten wie die Kugel, obschon ihre wirkliche Rundung wesentlich geringer ist (SCHIEMENZ 1960). Nach LÜTTIG (1956) ist die Rundung nach SZÁDECZKY-KARDOSS schneller und etwas genauer messbar als die Zurundung von CAILLEUX.

Vergleichende Methoden

Auf Grund bestimmter Merkmale der Abnutzung der Körner (RUSSEL & TAYLOR, PETTIJOHN, POWERS) oder von Messungen (KRUMBEIN) werden Standardbilder von Körnern verschiedener Rundung aufgestellt. Die Bestimmung der Rundung eines Korns wird sodann durch visuellen Vergleich mit den Bildern vorgenommen, so dass diese Methoden auch als quantitative zu betrachten sind.

RUSSEL & TAYLOR (1937) benutzten fünf Rundungsgrade mit ungleichen Klassengrenzen. Da das Auge bei schlechter Rundung geringere Unterschiede wahrnimmt als bei guter Rundung, unterteilte PETTIJOHN (1949, 1957) so, dass die Klassenmittelpunkte eine geometrische Reihe bilden. POWERS (1953) erweiterte die Skala unter Abänderung der Klassengrenzen auf sechs Rundungsgrade, wodurch kleinere Unterschiede der Rundung noch erfasst werden.

Neun Rundungsgrade unterscheidet KRUMBEIN (1941), wobei jeder einem Wadell-Wert von 0,1 bis 0,9 entspricht. Diese Unterteilung ist so fein, dass man oft im Zweifel ist, welchem von zwei möglichen Rundungsgraden das betreffende Geröll zuzuweisen ist. In einem solchen Fall nimmt man am besten das arithmetische Mittel beider Klassen, «was Zeit und Mühe spart, ohne der Genauigkeit zu schaden» (SCHIEMENZ 1960).

Die dargelegten Vor- und Nachteile der verschiedenen Methoden haben uns bewogen, für unsere Untersuchungen die Methode von KRUMBEIN (1941) anzuwenden, die, obschon subjektiv, eine genaue und rasche Bestimmung der Rundung ermöglicht. «Denn dem Rundungsgrad wurde durch die exakte Messung mit Planimetern und Kurvimetern wohl etwas zuviel Ehre angetan» (SCHIEMENZ 1960). Da die von KRUMBEIN (1941) veröffentlichten Standardbilder der Grössenklasse 16–32 mm entsprechen, haben wir gemäss seinem Vorschlag die Bilder photographisch für die Grössenklasse 32–64 mm vergrössert. Die Rundungsbestimmung der grossen Komponenten erfolgt so viel müheloser und genauer.

d) *Rundung von Nagelfluhgeröllen*

Weil wir von vorneherein nicht wissen konnten, welche Grössenklasse stark vertreten sein werde, bestimmten wir die Rundung aller Gerölle. Eine ausführliche Rundungsanalyse erfordert die Untersuchung von 50–100 Geröllen. Die Veränderung der Geröllzusammensetzung von der Granitischen Molasse bis in die Napf-Schichten und die starke Verfestigung der Nagelfluh erschweren aber eine ausführliche Rundungsanalyse sehr. Wie bei der Formanalyse versuchten wir an Hand der Gangquarze und der Granite, eine mögliche Veränderung der Rundung innerhalb des Profils festzustellen. Wir benutzten wiederum die kleinste untersuchte Fraktion 16–32 mm, da hier Rundungsunterschiede eher zu erwarten sind als bei den sich viel schneller abrundenden gröberen Komponenten. Es zeigte sich aber, dass die arithmetischen Mittel von Proben aus derselben stratigraphischen Höhe bereits derart verschieden sind, dass keine Gesetzmässigkeit innerhalb des Profils mehr festgestellt werden konnte.

Mit Sicherheit kann einzig gesagt werden, dass die arithmetischen Mittel der Rundung in allen Proben für die Gangquarze zwischen 5 und 6 und für die Granite zwischen 6 und 7 liegen, d. h. dass die Gangquarze schlechter gerundet sind als die Granite. Flyschsandsteine und Kalke haben Rundungswerte zwischen 7 und 8, während die am besten gerundeten Dolomite zwischen 8 und 9 liegen.

Wie wir eingangs darlegten, sind die Methoden zur Messung der Rundung zahlreich, die Resultate sind hingegen spärlich. BLENK (1960) zeigte, dass aus Einzelproben keine sicheren Schlüsse auf die Transportart gemacht werden können. Erst aus mehreren Rundungsanalysen, die an verschiedenen Stellen längs der Stromrichtung durchgeführt werden, ergeben sich Rückschlüsse auf das transportierende Medium.

Von grossem Interesse ist die Frage, ob es mit Korngrössen- und Rundungsanalysen möglich ist, festzustellen, wie weit ein Geröll transportiert worden ist. Dass stromabwärts eine Grössenabnahme und eine Zunahme der Rundung erfolgt, haben sowohl Abrasionsexperimente (KUENEN 1956 u. a.) als auch Beobachtungen an natürlichen Beispielen gezeigt (PLUMLEY u. a.). Die sich in einem Fluss abspielenden Prozesse, welche für den Transport, die Grössenabnahme und Rundungszunahme massgebend sind, erwiesen sich jedoch als von sehr komplexer Natur und können bis heute nicht völlig erfasst und nachgeahmt werden. Zusammenfassende Betrachtungen über diese Probleme finden sich in PETTIJOHN (1957), POTTER & PETTIJOHN (1963) und mehr theoretische Überlegungen in SCHEIDEGGER (1961). Es darf nicht verwundern, dass die experimentell gefundenen Beziehungen nicht auf jeden Fluss zutreffen und man noch weit davon entfernt ist, genaue Aussagen über die Transportdistanz machen zu können. So müssen, bevor weiterhin viel Zeit für Rundungsanalysen fossiler Ablagerungen aufgewendet wird, zuerst vermehrte Untersuchungen an rezenten Schottern verschiedener Milieus durchgeführt werden.

Die Rundungsanalyse von Nagelfluhgeröllen erwies sich einmal mehr als eine im jetzigen Zeitpunkt unfruchtbare und zeitraubende Angelegenheit. Vermutlich führt die Analyse von Sandkörnern schneller zu Ergebnissen, weil die Rundung von Körnern mechanisch gemessen werden kann (HOFMANN 1956d, KUENEN 1964) und die Körner zudem physikalisch homogener sind als die Gerölle.

Tab. 4. Zusammensetzung der Nagelfluh des Napfschuttfächers (untersuchte Fraktion > 16 mm).

Geröllarten / Probe Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	14	16	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Nicht met. Kristallin																											
Rote Granite	10,5	11,5	6,0	5,0	3,5	1,0	0,5	0,5	1,5	3,5	0,5	4,0	4,0	2,0	1,0	2,5	2,5	2,5	3,5	1,0	2,0	1,0	1,5		1,0		1,5
Grüne Granite	13,0	16,0	4,5	13,0	11,0	10,0	5,0	7,5	3,5	4,0	2,5	3,0	2,5	3,0		1,5	1,5	1,5	3,0		1,5	1,5	4,5	1,5			
Helle Granite und Aplite	11,5	13,0	17,5	4,0	10,5	10,0	8,5	4,0	7,5	9,5	6,0	16,0	7,5	1,0	1,0	2,0	3,0	4,0	0,5	4,5	3,0	3,5	3,5	2,5	3,5	0,5	2,0
Syenite-Diorite	5,0	4,5	5,5	9,5	3,0	3,5	5,0	7,5	3,0	1,0	0,5	5,5	4,5	2,5	3,5	0,5	2,5	2,5	2,5	1,5	2,0	1,0	3,5	4,5	1,0	4,0	0,5
Rhyolithe	3,5	2,5	0,5		7,5	0,5	0,5	1,0	3,5			1,0	0,5				0,5	2,0	1,5			2,0		1,0	0,5		
Ophiolithe	2,0	2,5	1,5	3,5	2,5	4,0	2,5	3,5	6,0	5,0	1,0	4,0	4,0	3,0	3,0		1,5	13,0	20,5	1,5	2,0	2,0	1,5	1,5	2,5	3,5	
Metam. Kristallin																											
Gneise	4,5	6,0	12,0	5,0	3,5	12,0	6,5	4,0	3,0	3,0	2,5	2,5	4,5	1,5	3,0	2,0	1,5	4,5	2,0	2,5	2,0	1,5	1,0	0,5	3,5	2,5	3,5
Glimmerschiefer			1,0						0,5																		
Amphibolite																										0,5	
Total Kristallin	*50,0*	*56,0*	*48,5*	*40,0*	*41,5*	*41,0*	*28,5*	*28,0*	*28,5*	*26,0*	*13,0*	*36,0*	*27,5*	*13,0*	*11,5*	*8,5*	*13,0*	*30,0*	*33,5*	*11,0*	*12,5*	*12,5*	*15,5*	*11,5*	*12,0*	*11,0*	*9,5*
Sedimente																											
Helle Quarzite	12,0	6,0	9,0	14,5	8,0	7,0	7,0	7,0	7,0	5,0	15,0	6,0	7,0	8,0	3,5	3,0	7,0	11,5	7,0	9,0	10,0	16,5	11,5	12,5	10,5	12,5	8,0
Verrucano-Buntsandstein		0,5	1,0	2,0	4,5		1,0	2,5	1,5		2,0	2,0	1,0	2,0			2,0	1,5	1,0	1,5	2,5	0,5	0,5		0,5	0,5	
Ölquarzite	0,5	2,0		1,0			0,5					0,5	1,0	1,5		0,5	1,5	0,5	1,5	1,0		3,0	4,0	1,0	1,0	1,5	1,5
Hornsteine und Radiolarite	1,0	1,5	0,5	0,5	0,5	1,5	0,5		1,0		0,5	0,5		0,5		1,5	1,5		0,5	0,5		2,5		1,5	0,5	1,0	1,0
Schwarze Hornsteine		1,0	1,0		1,0		0,5	0,5	0,5															0,5			
Oolith.-onkolith. Kalke	0,5	1,5	1,0	1,0	1,0			1,0	2,5	1,5			7,5	3,5	4,0	7,5	1,0	6,0	1,5	2,0	0,5	1,0	2,5	5,5	4,0	8,0	3,0
Helle dichte Kalke	4,5	1,0	1,0	1,0	1,0		1,0	5,0	2,0	2,5	3,5	0,5	7,5	4,0	3,0	4,0	5,0	1,0	0,5	9,0	4,5	4,0	3,0	3,5	9,0	8,5	6,5
Dunkle dichte Kalke	8,5	4,0	4,5	9,0	1,0	0,5	0,5	9,0	5,0	2,5	2,0	3,5	4,0	3,5	3,0	4,0	4,0	2,0	4,5	3,0	0,5	1,5	4,0	9,0	1,5	1,0	2,0
Rote Kalke								0,5				1,0		1,0						0,5							1,0
Spatkalke-Ech.-breccien	0,5	0,5	0,5		1,0		1,0	3,0	0,5		1,0	0,5		1,0		1,5	1,0	1,0	0,5	1,0	1,5	1,0		0,5		0,5	
Helle Dolomite	2,0	1,5		3,5		1,0	3,5	7,5	14,5	3,0		0,5		5,5	13,0	11,0	1,5	1,5	1,0	0,5	8,5		5,5		5,0	0,5	0,5
Dunkle Dolomite		1,0	3,5		1,0	3,0	10,0	2,5	8,0	3,5	3,0	1,5		7,5	26,5	36,0	13,5	4,0	2,0	3,5	4,5				3,0		
Flyschgesteine	15,5	13,5	12,5	11,0	6,0	16,0	21,5	14,0	14,5	17,0	37,5	23,5	30,0	25,0	23,0	19,0	36,0	25,5	29,5	35,0	44,5	28,0	28,5	29,5	38,5	37,5	58,5
Glaukonit. Sandsteine		0,5																0,5						1,0		1,0	0,5
Konglomerate					0,5													0,5					0,5				
Breccien	0,5												0,5								1,5		1,0				
Kalzit								0,5	1,0		0,5		1,0	1,0		0,5				0,5					2,0		0,5
Total Sedimente	*45,5*	*34,5*	*34,5*	*43,5*	*25,5*	*29,0*	*47,0*	*53,0*	*58,0*	*35,0*	*65,0*	*40,0*	*59,5*	*64,0*	*76,0*	*88,5*	*74,0*	*55,5*	*49,5*	*67,0*	*78,5*	*58,0*	*61,0*	*64,5*	*75,5*	*72,5*	*83,0*
Gangquarze	3,0	6,5	14,5	16,0	30,0	26,0	20,5	16,0	11,0	35,5	18,5	20,0	12,0	19,5	10,5	3,0	12,0	10,5	16,0	21,5	6,5	25,0	22,5	21,5	11,5	15,0	5,5
Atypisches	1,5	3,0	2,5	0,5	3,0	4,0	4,0	3,0	2,5	3,5	3,5	4,0	1,0	3,5	2,0		1,0	4,0	1,0	0,5	2,5	4,5	1,0	2,5	1,0	1,5	2,0

6. Geröllzählungen

Die Methode, nach welcher wir die Zählungen durchführten, ist auf S. 367 ausführlich dargelegt.

Tab. 5. Zusammensetzung von vier Nagelfluhproben (abgekürztes Zählverfahren).

Geröllarten	Probe Nr. 12	13	15	17
Kristallin	26,0	36,0	29,5	26,0
Sedimente (exklusive Quarzite)	38,0	39,0	39,5	38,0
Gangquarze und Quarzite	32,5	23,0	27,0	32,5
Atypisches	3,5	2,0	4,0	3,5

In Tab. 6 sind die genauen Lokalitätsbezeichnungen und die stratigraphische Stellung aller Zählstellen angegeben. Die meisten liegen innerhalb des eigentlichen Untersuchungsgebietes Escholzmatt–Hasle–Tal der Grossen Fontanne, wobei 2 Proben auf die Granitische Molasse, 9 auf den Luzerner Sandstein, 10 auf die Schüpferegg-Nagelfluh, 2 auf die Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten und

Tab. 6. Verzeichnis der Lokalitäten sämtlicher gezählter Nagelfluhproben.

Probe Nr.	Lokalität		Formation
1	SE Wissämmen	638910/196830/840	Granitische Molasse
2	Mannenbach	643280/200430/735	Granitische Molasse
3	Bachtolen	643320/200320/810	Luzerner Sandstein
4	Bockengraben	640400/198980/810	Luzerner Sandstein
5	Siggenhusen	644150/201600/720	Luzerner Sandstein
6	Bienzengraben	643760/201650/780	Luzerner Sandstein
7	Bienzengraben	643690/201680/790	Luzerner Sandstein
8	Bienzenwald	643440/201560/810	Luzerner Sandstein
9	Bienzengraben	643520/201740/820	Luzerner Sandstein
10	Bienzengraben	643510/201790/830	Luzerner Sandstein
11	W Ob. Schwand	644350/202600/850	Luzerner Sandstein
12	NW Änetacher	645110/203040/810	Luzerner Sandstein/Schüpferegg-N.-fluh
13	NW Änetacher	645110/203045/815	Schüpferegg-Nagelfluh
14	W Ob. Schwand	644305/202650/870	Schüpferegg-Nagelfluh
15	NW Änetacher	645105/203050/820	Schüpferegg-Nagelfluh
16	Ballenbach	637480/198350/960	Schüpferegg-Nagelfluh
17	W Oberi Schwand	644270/202695/890	Schüpferegg-Nagelfluh
18	Hinter Obflüe	646400/204270/790	Schüpferegg-Nagelfluh
19	Schüpferegg	643330/202360/1021	Schüpferegg-Nagelfluh
20	Brand	644760/204390/710	Schüpferegg-Nagelfluh
21	Pulverhüsli	642800/203580/770	Schüpferegg-Nagelfluh
22	NW Pulverhüsli	642620/203800/770	Mergelzone (Basis-Napf-Schichten)
23	Eimättili	ca. 644750/204550/715	Mergelzone (Basis-Napf-Schichten)
24	NW Pulverhüsli	642460/203950/780	Napf-Schichten
25	Eimättili	644800/204600/780	Napf-Schichten
26	Schwändigraben	637720/199830/1100	Napf-Schichten
27	N Sandacher	636650/214100/740	Napf-Schichten
28	Riserheimet	633450/216520/780	Napf-Schichten
29	Längenbachwald	635320/208600/950	Napf-Schichten
30	Öschgraben	635070/207700/1160	Napf-Schichten
31	Fankhusgraben	638950/205200/1290	Napf-Schichten

8 auf diese selbst entfallen. Da sich an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Basismergelzone der Napf-Schichten interessante rückläufige Maxima des Kristallingehaltes abzeichneten (Fig. 6), wurde besonders an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh eine engere Probenahme nötig. Um eine eventuelle Veränderung der Geröllzusammensetzung in der Transportrichtung festzustellen, wurden einige Proben längs des Lutherntales entnommen und zwar, da nicht anders möglich, in verschiedener stratigraphischer Höhe innerhalb der Napf-Schichten. Sämtliche Zählungen sind in den Tab. 4 und 5 zusammengestellt.

Tab. 7. Zusammensetzung der Fraktion 4–16 mm von zwei Nagelfluhproben.

Geröllarten	Probe Nr. 3	21
Quarzführendes Kristallin	33	13
Quarzfreies Kristallin	4	2
Total Kristallin	*37*	*15*
Quarzite	16	11
Hornsteine	3	3
Kalke	2	5
Dolomite	6	22
Flyschgesteine	12	22
Total Sedimente	*39*	*63*
Gangquarze	23	20
Atypisches	1	2

a) *Einfluss der Probestelle auf die Geröllzusammensetzung und der Vierfelder-Chiquadrat-Test*[6])

Es ist ein allen Nagelfluhen gemeinsames Merkmal, dass die Geröllgrössenverhältnisse lateral und vertikal starken Schwankungen unterworfen sind. Dies liegt natürlich in der fluviatilen Entstehungsweise dieser Konglomerate begründet und kann rezent in jedem geröllführenden Flusslauf beobachtet werden. Bei der Untersuchung derartig heterogen gekörnter Schotter stellt sich natürlich alsbald die Frage, inwieweit die Zusammensetzung von der Korngrösse und somit von der Probestelle abhängig ist, d. h. spielt es eine wesentliche Rolle, ob die Probe aus einem fein- oder grobgerölligen Teil einer Nagelfluhbank stammt?

Schiemenz (1960) stellte eine beträchtliche Abhängigkeit der Zusammensetzung eines Schotters von der Korngrösse fest, die er jedoch durch Untersuchen einer mittleren, allen Schottern gemeinsamen Korngrösse, umgehen konnte.

Für unsere Aussagen von Interesse ist hauptsächlich, ob sich das Verhältnis von kristallinen zum Rest der Komponenten (exkl. Atypisches) mit der Korngrösse ändert. Um dies überprüfen zu können, stellten wir von 23 Proben den Kristallin- und Sedimentgehalt (inkl. Gangquarze)[7]) in den beiden Fraktionen mit dem grössten Geröllanteil (16–32 mm und 32–64 mm) tabellarisch zusammen (Tab. 8).

[6]) Meinem Studienkameraden Dr. H. Riedwil, Statistiker, danke ich für seine Hilfe bei der statistischen Auswertung der Daten nochmals herzlich.

[7]) Die Gangquarze müssen entweder dem Kristallin oder den Sedimenten zugerechnet werden, obwohl sie aus beiden Gruppen stammen (S. 361). Wir ziehen sie hier zu den Sedimenten, da die späteren Aussagen hauptsächlich auf dem Kristallingehalt s. str. (ohne Gangquarze) beruhen.

Für jede Probe lässt sich nun einzeln untersuchen, ob eine Abhängigkeit der Geröllzusammensetzung von der Korngrösse besteht. Wir wählen hiezu als statistisches Prüfmittel den einfach zu handhabenden Vierfelder-Chiquadrat-Test, dessen Resultate für jede Probe auch noch in der Tab. 8 aufgeführt sind. Auf die geologische Bedeutung dieser Zahlen können wir aber nicht eintreten, ohne vorher

Tab. 8. Vergleich der Anzahl Kristallin- und Sedimentgerölle (inkl. Gangquarze) und Resultate der Vierfelder-Chiquadrat-Teste. Sedimente: normale Schrift; Kristallin: kursiv.

Probe Nr.	Anzahl Gerölle 16–32 mm	Anzahl Gerölle 32–64 mm	χ^2	Probe Nr.	Anzahl Gerölle 16–32 mm	Anzahl Gerölle 32–64 mm	χ^2
1	*9*	*70*	1,903	21	*14*	*9*	0,064
	16	61			105	54	
2	*55*	*50*	3,689	22	*24*	*35*	0,070
	54	26			55	70	
3	*79*	*19*	0,001	23	*26*	*35*	4,175
	77	20			69	44	
4	*42*	*32*	0,234	24	*11*	*9*	1,654
	67	42			117	46	
6	*18*	*26*	0,209	25	*8*	*9*	0,052
	33	37			56	62	
7	*44*	*12*	0,097	26	*15*	*8*	0,042
	100	33			111	48	
11	*15*	*10*	0,711	27	*21*	*8*	0,003
	111	46			117	48	
14	*36*	*26*	0,000	28	*10*	*8*	0,933
	67	46			111	48	
16	*38*	*11*	7,702	29	*12*	*9*	0,613
	62	55			104	48	
18	*15*	*7*	0,004	30	*14*	*8*	0,133
	100	51			110	47	
19	*11*	*11*	0,039	31	*13*	*5*	0,249
	77	78			103	60	
20	*15*	*2*	0,230				
	142	35					

zu erläutern, wie wir sie gewonnen haben. Daher sei der Vierfelder-Chiquadrat-Test und seine Anwendung im vorliegenden Falle kurz besprochen. Der Vierfelder-Chiquadrat-Test eignet sich vorzüglich für den Vergleich von zwei beobachteten Verteilungen von Alternativdaten (z. B. Anzahl Kristallingerölle–Anzahl Sedimentgerölle). Will man bei einem gewöhnlichen Chiquadrat-Test feststellen, dass die Verteilung einer Stichprobe sich von derjenigen der Grundgesamtheit nicht unterscheidet (= Null-Hypothese), so muss die erwartete Häufigkeit der Grundgesamtheit bekannt sein. In unserem Falle bildet die Nagelfluh an der Stelle, wo die Stichprobe entnommen wird, die Grundgesamtheit. Die Verteilung dieser Grundgesamtheit ist daher nicht bekannt, sondern die Erwartungswerte müssen durch entsprechende, aus den Randsummen zu ermittelnde Schätzwerte ersetzt werden.

Wir ordnen den Kristallin- und Sedimentanteil der beiden Grössenklassen einer Probe in einer Vierfelder-Tafel an (Tab. 9).

Tab. 9. Schema einer Vierfelder-Tafel zum Prüfen der Abhängigkeit von Kristallin- und Sedimentgehalt von der Korngrösse.

		Fraktion 16–32 mm	Fraktion 32–64 mm	Zeilensumme
Anzahl Geröllе	Kristallin	a	b	$a + b$
	Sedimente	c	d	$c + d$
Spaltensumme		$a+c$	$b+d$	$N=a+b+c+d$

Die Null-Hypothese muss jetzt lauten: Die Häufigkeitsanteile des einen Merkmals (Kristallingehalt) in der einen Fraktion sind gleich denen in der andern Fraktion. Dies formelmässig dargestellt ergibt $H_0 : P_1 = P_2$, wobei $P_1 = a/(a + c)$ und $P_2 = b/(b + d)$ sind. Unter dieser Hypothese können bei Benutzung der Randsummen, die Erwartungswerte für a, b, c und d berechnet werden.

Gemäss der Definition von Chiquadrat und Berücksichtigung der Korrektur von YATES lassen sich diese und die beobachteten Werte zum Ausdruck

$$\chi^2 = \frac{[\,|\,a\,d - b\,c\,| - (N/2)\,]^2\,N}{(a+b)\;(c+d)\;(a+c)\;(b+d)}$$

zusammenfassen. Da die Randsummen fest sind, kann nur eine Grösse frei gewählt werden, d. h. der Vierfelder-Chiquadrat-Test besitzt nur einen Freiheitsgrad.

Betrachten wir die Chiquadrat-Werte unserer Proben, so fällt auf, dass sie durchwegs klein sind. Von den 23 untersuchten Proben übersteigen bei einer Sicherheitsschwelle von 5 % bloss 2 die zugehörige Sicherheitsgrenze. Die Sicherheitsschwelle von 5 % besagt, dass bei Zutreffen der Null-Hypothese – die Kristallin- und Sedimentanteile der beiden Fraktionen seien nicht verschieden – von 100 Proben nur ca. 5 die Sicherheitsgrenze überschreiten können.

Theoretisch dürfte also unter unseren 23 Proben 1 signifikante (5 % von 23 = 1,15) zu finden sein; es treten aber 2 auf! Darf nun die Null-Hypothese abgelehnt und ein Zusammenhang zwischen Korngrösse und Geröllzusammensetzung angenommen werden? Am besten kann dies wiederum mit einem Chiquadrat-Test abgeklärt werden. Wir stellen die beobachteten und die theoretisch zu erwartenden Werte in Tabelle 10 zusammen.

Tab. 10. Vierfelder-Tafel. Vergleich der Häufigkeit der beobachteten signifikanten Proben mit den theoretisch zu erwartenden.

	Beobachtet	Theoretisch
Signifikant	2	1,15
Nichtsign.	21	21,85
	23	23

Nach der Formel

$$\chi^2 = \sum \frac{(\text{Beob.} - \text{Theor.})^2}{\text{Theor.}}$$

müssen folgende Rechenoperationen durchgeführt werden:

$$\frac{(2 - 1{,}15)^2}{1{,}15} = 0{,}628$$

$$+ \frac{(21 - 21{,}85)^2}{21{,}85} = 0{,}033$$

$$\chi^2 = \underline{0{,}661}$$

Dieser Wert für Chiquadrat ist bei 1 Freiheitsgrad nicht signifikant, d. h. unsere beiden signifikanten Proben können durch blossen Zufall zustande gekommen sein.

Dieses von der Statistik gelieferte Resultat bedeutet auf den praktischen Fall übertragen, dass sich bei unserer Versuchsanordnung kein Zusammenhang zwischen Korngrösse und Gehalt an kristallinen und sedimentären Komponenten der Nagelfluh nachweisen lässt. Das Kristallin-Sedimentverhältnis hängt somit nicht davon ab, ob die Probe aus einem grob- oder feingerölligen Teil einer Nagelfluhbank stammt. Leider konnten wir wegen zu kleinen Geröllzahlen nur von 2 Proben noch zusätzlich die Fraktion 64–128 mm und von 2 anderen die Fraktionen 4–8 mm und 8–16 mm statistisch prüfen. Dabei unterschieden sich nur bei einer Probe (Nr. 3) die Werte der Fraktion 4–8 mm signifikant von denen der anderen Fraktionen. Unsere Untersuchungen umfassen daher nur einen kleinen Korngrössenbereich mit geringem Grössenunterschied, wobei aber gerade extreme Korngrössen aufschlussreich wären. Um eine Abhängigkeit von Korngrösse und Kristallin-Sedimentverhältnis sicher ablehnen zu können, sollten auch die beiden gröberen Grössenklassen (64–128 und > 128 mm) zur Untersuchung gelangen. Dies ist jedoch nur bei einer beträchtlichen Erhöhung der zu untersuchenden Geröllanzahl möglich. Dies gilt in verstärktem Masse, wenn das Verhalten einzelner bestimmter Gesteinstypen überprüft werden möchte. Bei weiteren Untersuchungen wäre ferner interessant, im gleichen Aufschluss auch die Variation der Geröllzusammensetzung innerhalb einer Nagelfluhbank zu untersuchen.

Wir wollen diesen vornehmlich statistischen Betrachtungen gewidmeten Abschnitt nicht verlassen, ohne auf eine heute nicht mehr haltbare Schlussfolgerung, die TANNER (1944) aus seinen Homogenitätsprüfungen der Nagelfluh gezogen hat, einzugehen. Er untersuchte an 9 Probestellen mittels des Chiquadrat-Tests, ob die Geröllverteilung homogen sei und damit eine Voraussetzung für die Zuverlässigkeit der Zählungen erfüllt sei. Von allen geprüften Proben war nur eine einzige auf dem 4 %-Niveau signifikant. TANNER (1944) schliesst daraus: «nur in 4 von 100 analogen Zählversuchen würden so hohe Abweichungen von den Mittelwerten auftreten, so dass sich hier bei homogener Mischung der Verdacht der Inhomogenität innerhalb der Zählstelle aufdrängt». Dieser Fall entspricht ganz dem unsrigen, nur hatten wir auf 23 Proben 2 signifikante, statt 1 auf 9 Proben. Mit dem Chiquadrat-Test (vgl. Tab. 10) kann nun ganz analog gezeigt werden, dass die eine signifikante Probe rein zufällig entstanden sein kann ($\chi^2 = 0{,}706$ bei 1 Freiheitsgrad), d. h. dass TANNER (1944) eben gerade eine der vier auf hundert Proben möglichen zufälligen Abweichungen erwischt hat und seine Schlussfolgerung statistisch nicht haltbar ist.

b) *Die zeitliche Veränderung der Nagelfluhzusammensetzung*

Nachdem wir uns einen Überblick über die verschiedenen, die Nagelfluh aufbauenden Gesteinsarten verschafft hatten, stellten wir ein Schema auf, nach wel-

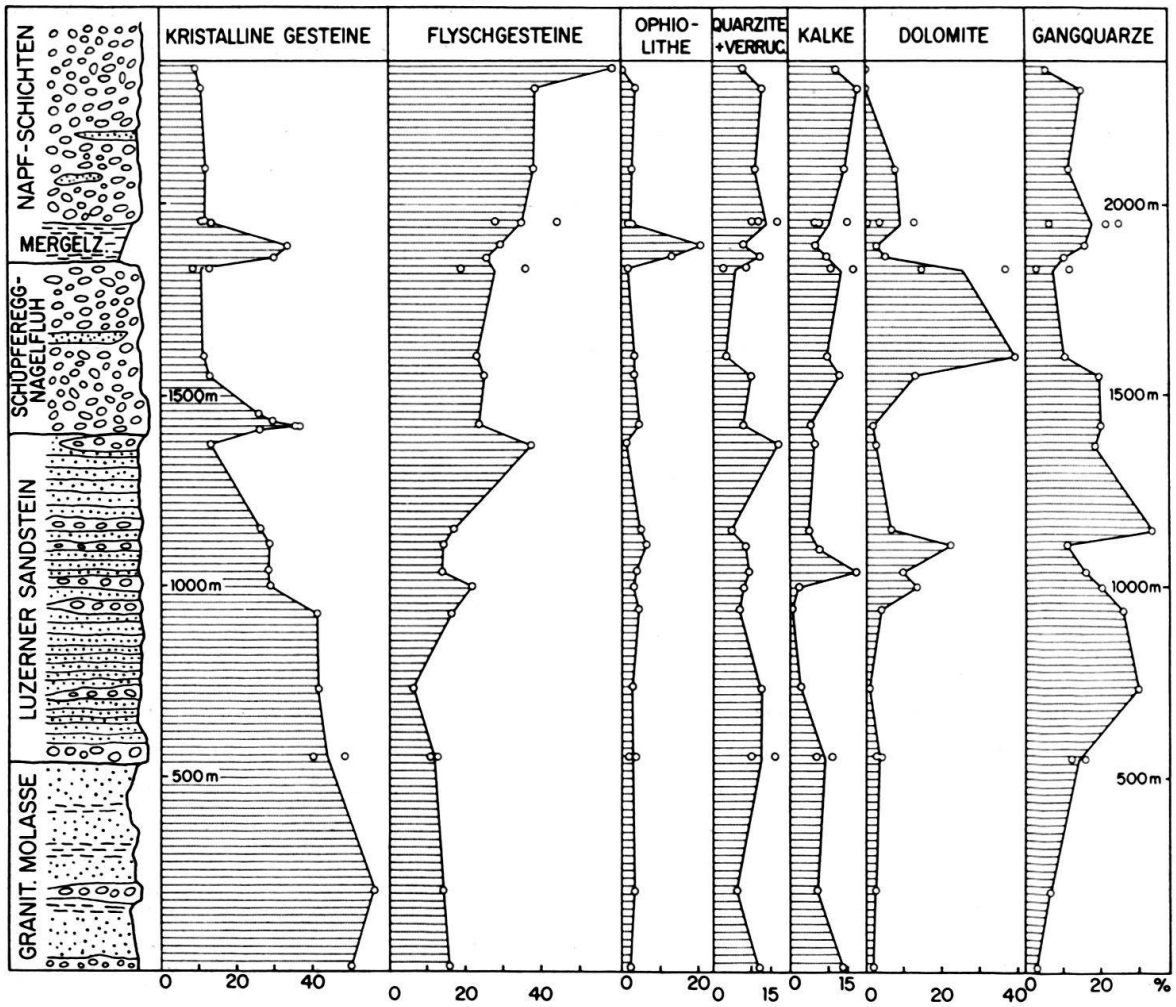


Fig. 5. Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen der Nagelfluh.

chem alle Geröllzählungen durchgeführt wurden (vgl. Tab. 1). Ein solches für alle Nagelfluhen unseres Untersuchungsgebietes gültiges Zählschema konnte angewendet werden, da sich die Veränderungen des Geröllbestandes mehr quantitativer als qualitativer Art erwiesen, wie dies bereits von Cadisch (1927) allgemein für die schweizerischen Nagelfluhen festgestellt worden war. Die Zählungen hatten vor allem den Zweck, vertikale Änderungen in der Zusammensetzung der Nagelfluh zu erfassen, da diese ein Abbild der Vorgänge und Verhältnisse im Rückland darstellen und zudem eine lithostratigraphische Gliederung der fossilarmen Nagelfluhkomplexe ermöglichen.

Zu unserer Überraschung liessen bereits die ersten durchgeführten Zählungen eine Entwicklung in der Zusammensetzung der Nagelfluh vermuten, obwohl Liechti (1928) im westlichen Teil des Napfschuttfächers keine wesentlichen Veränderungen hatte feststellen können.

Der Tab. 4 wurde der Anteil an Kristallingeröllen jeder Probe sowie deren Gehalte an Ophiolithen, Quarziten-Verrucano, Kalken, Dolomiten, Flyschgeröllen und Gangquarzen entnommen und in Fig. 5 in Abhängigkeit von der stratigraphischen Lage dargestellt. Wie aus dem summarischen Profil zu entnehmen ist, stammen die Pro-

ben aus allen lithologischen Komplexen des untersuchten Gebietes und umfassen die Zeitspanne von der obersten Granitischen Molasse bis zu den höchsten Napf-Schichten. Der kritische Betrachter der Fig. 5 und 6 wird uns die zu geringe Probedichte vor allem im Luzerner Sandstein und in der Granitischen Molasse vorwerfen. Die geringe Probedichte ist jedoch einzig und allein die Folge der geologischen Verhältnisse; denn die oberste Granitische Molasse und der Luzerner Sandstein sind im untersuchten Gebiet sehr geröllarm, so dass praktisch alle vorhandenen Nagelfluhbänke untersucht und in den Fig. 5 und 6 dargestellt sind. Ein dichteres Probenetz wäre erst weit ausserhalb des Untersuchungsgebietes (SW Escholzmatt) möglich, wo der eigentliche Luzerner Sandstein von der Nagelfluh fast völlig verdrängt wird.

Zufolge schlechter Aufschlussverhältnisse waren wir zudem gezwungen, die Proben aus verschiedenen Profiltrassees zu entnehmen und in ein gemeinsames Profil hineinzuprojizieren. Wegen der starken Abnahme des Schichtfallens von der Hauptantiklinale gegen N konnten nicht alle Proben ganz genau eingestuft werden, sofern sie nicht an einen bestimmten Horizont (z. B. Basis des Luzerner Sandsteins oder der Schüpferegg-Nagelfluh gebunden waren).

Betrachten wir zuerst die Entwicklung des Kristallingehaltes (Fig. 5). Die Abnahme der kristallinen Komponenten von der liegenden Granitischen Molasse zu den hangenden Napf-Schichten ist evident. Sie wird durch je ein Maximum an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Basismergelzone der Napf-Schichten unterbrochen. Ungefähr komplementär zu den kristallinen Komponenten verhalten sich die Flyschgerölle, welche die Hauptmasse der Sedimente stellen. Sie nehmen vom Liegenden zum Hangenden von 15 % auf 59 % zu. Von den häufigeren Gesteinsarten zeigen nur noch die Ophiolithe, Dolomite, Kalke und Gangquarze Änderungen im Profil, während die Quarzite-Verrucano keine Tendenz erkennen lassen. Die Dolomite zeigen vor allem in der Schüpferegg-Nagelfluh hohe Werte (max. 47 %) und die Gangquarze erreichen die stärkste Verbreitung im Luzerner Sandstein (Extremwert 71 %). Die Ophiolithe sind durchwegs von wenig Bedeutung. Nur in der Basismergelzone der Napf-Schichten steigen sie sprunghaft auf 20 % an und sind für den Peak der Kristallinkurve verantwortlich.

c) *Statistische Auswertung und Interpretation der Geröllzählungen*

Die nachstehenden Ausführungen stützen sich vor allem auf Fig. 6, in welcher wiederum der Kristallinanteil jeder Probe in Abhängigkeit von der stratigraphischen Höhe aufgetragen ist. Diese ist als unabhängige Variable längs der x-Achse abgetragen. Als Bezugshorizont verwendeten wir die Basisnagelfluh des Luzerner Sandsteins und verlegten davon ausgehend den Nullpunkt der Einfachheit halber auf unsere tiefste Probe in der Granitischen Molasse. Auf der y-Achse ist für jede Probe die Anzahl Kristallingerölle von total 200 Komponenten als abhängige Variable aufgetragen. Fig. 6, welche zur besseren Orientierung ein summarisches stratigraphisches Profil enthält, ist eine Kombination von mathematischer und geologischer Darstellungsweise. Daher wurde den Konventionen der Mathematik zuliebe, in der jetzigen Darstellung der Nullpunkt rechts gesetzt.

Zur Abklärung der Fragen, ob die Maxima an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und in der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten echt oder zufällig, und

ob die allgemeine Entwicklung des Kristallingehaltes eine regelmässige sei, zogen wir statistische Methoden zu Hilfe.

Mit dem Vierfelder-Chiquadrat-Test untersuchten wir zunächst, ob das Mittel der Proben 13 und 14 vom Mittel der Proben 11 und 18 signifikant verschieden sei. Die Proben 11 und 18 wurden unter der Annahme einer konstanten Abnahme des Kristallingehaltes auch über die durch das Maximum gebildete Lücke hinweg herausgegriffen; d. h. es wurde getestet, ob der Maximalwert vom durch die Kurve dargestellten Grundwert verschieden sei. Die berechnete Chiquadrat-Testgrösse von 55 übersteigt bei 1 Freiheitsgrad die Sicherheitsgrenze $P = 0{,}01$. Das bedeutet, dass in weniger als 1 von 100 Fällen ein derartiger Unterschied durch blossen Zufall auftreten könnte. Ein solcher Unterschied kann als signifikant angesprochen werden.

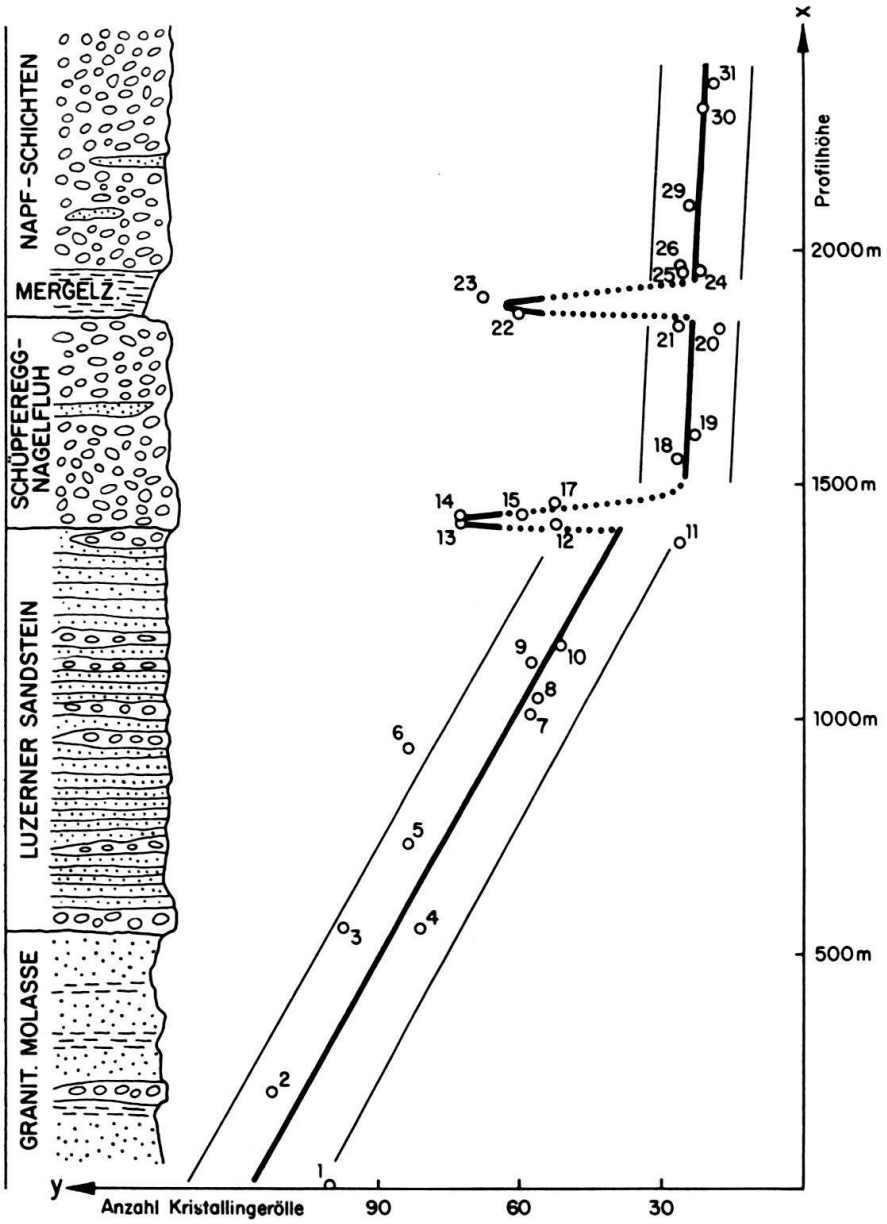


Fig. 6. Die zeitliche Entwicklung des Kristallingehalts der Nagelfluh.

Auf dieselbe Weise testeten wir das Mittel der Maximalwerte der Proben 13 und 14 gegen das Mittel der Proben 12 und 17 und dieses wieder gegen dasjenige der Proben 11 und 18 (vgl. Fig. 6). Im ersten Falle erhielten wir einen Chiquadrat-Wert von 9. Der Unterschied ist bei 1 Freiheitsgrad als schwach signifikant (Sicherheitsschwelle $P = 0{,}05$) zu bezeichnen, im zweiten Fall mit $\chi^2 = 21$ als signifikant. Das heisst, dass die Proben 12 und 17 weder zu den normalen Werten noch zu den Maximalwerten gehören und somit einen Übergang von den ersteren zu den letzteren darstellen. Auch das Maximum an der Basis der Napf-Schichten ist mit $\chi^2 = 42$ bei 1 Freiheitsgrad von der Grundkurve signifikant verschieden (Mittel von 22 und 23 getestet gegen Mittel von 21 und 25). Auf die geologische Bedeutung dieser Aussagen kommen wir noch zurück.

Unter Vernachlässigung der beiden Maxima wurde zuerst versucht, die restlichen Punkte durch eine Gleichung anzunähern. Infolge der Anordnung der Punkte längs einer leicht gebogenen Kurve, war anzunehmen, dass sie am besten mit einer Gleichung zweiten Grades erfasst werden könnten. Wir mussten aber feststellen, dass die Kurve vor allem den Punkten über der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh nicht gerecht wird, weil sich diese mehr längs einer Geraden scharen (vgl. Fig. 6). Die Entwicklung des Kristallingehaltes von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten kann deshalb keine gleichmässige, durch eine einzige Gleichung zu erfassende sein. Vielmehr lassen sich die Punkte unter und über der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh getrennt durch je eine lineare Gleichung annähern. Es kann hier nicht der Ort sein, um auf die Methoden, wie eine solche Gleichung für eine Punktverteilung gefunden wird, näher einzutreten. Wir verweisen den interessierten Leser auf die Lehrbücher der Statistik.

Für den Kristallingehalt der Proben aus der Granitischen Molasse und dem Luzerner Sandstein wurde die Gleichung

$$Y = 116{,}3 - 0{,}0552\,x$$

und für diejenigen aus der Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten die Gleichung

$$Y = 32{,}4 - 0{,}0049\,x$$

errechnet (Fig. 6). Für die Werte, wie sie durch die beiden linearen Gleichungen dargestellt werden, kann unter Benutzung der Tab. A 24 in NATRELLA (1963) der Vertrauensbereich von 0,95 abgegrenzt werden (Fig. 6).

Bei einer Sicherheitsschwelle von 5% sollten dann die beobachteten Werte innerhalb des Vertrauensbereichs liegen. Dies ist jedoch nicht der Fall (Fig. 6), da drei Werte von elf ausserhalb zu liegen kommen. Weil jedoch, die aus dem Dach des Luzerner Sandsteins entnommene Probe bereits einen so tiefen Wert angenommen hat, wie ihn die Schüpferegg-Nagelfluh zeigt, so dürfen wir mit guten Gründen Probe 11 eher zur Schüpferegg-Nagelfluh als zum Luzerner Sandstein gehörend betrachten. Sie fällt denn auch schön in den Vertrauensbereich der Schüpferegg-Nagelfluh. Da wir die Zusammensetzung der Nagelfluhen der oberen Granitischen Molasse kennen, dürfen wir unsere Gleichung nicht weiter nach unten verlängern. So ist es möglich, dass Probe Nr. 1, welche knapp ausserhalb des Vertrauensbereichs zu liegen kommt, nicht mehr zuverlässig mit unserer Gleichung $Y = 116{,}3 - 0{,}0552\,x$ erfasst werden kann. Im Bereich, für den diese Gleichung sicher gültig ist, liegt deshalb nur noch eine Probe – wahrscheinlich rein zufällig – ausserhalb der Vertrauensgrenzen. Wir dürfen daher annehmen, dass die Entwicklung des Kristallingehaltes von der obersten Granitischen Molasse in die Napf-Schichten durch die beiden Gleichungen hinreichend genau wiedergegeben wird.

In Fig. 6 sind zudem die beiden Maxima aufgetragen, die nach dem Ergebnis des Vierfelder-Chiquadrat-Tests signifikant verschieden sind von den Gehalten der Grundkurven. Wie bereits erwähnt, bringen die Proben 12, 15 und 17 den Übergang von den Normalwerten zu den Extremwerten zum Ausdruck, was zeigt, dass wir es nicht mit einem rein zufällig hohen Kristallinwert, sondern mit einem An- und Abschwellen des Kristallingehaltes zu tun haben. In der Mergelzone an der Basis der Napf-Schichten wurden zu wenig Proben entnommen, um einen auch hier möglichen Übergang feststellen zu können.

Die zeitliche Entwicklung der verschiedenen Gerölltypen, wie sie aus Fig. 5 und Fig. 6 hervorgeht, erlaubt nun, den ganzen Nagelfluhkomplex des Napf zu gliedern, wobei uns die Kurve des Kristallinanteils den besten Dienst leistet. Die stampischen Nagelfluhen enthalten nach HOLLIGER (1954) nie mehr als 25 % kristalline Gerölle (ohne Gangquarze) und unterscheiden sich daher deutlich von denjenigen der Granitischen Molasse, die extrem kristallinreich sind. Von der obersten Granitischen Molasse bis in den obersten Luzerner Sandstein fällt der Kristallingehalt gemäss der gerechneten Geraden (Fig. 6) von 58 % auf 20 % ab. Mit dem plötzlichen Einsetzen der Schüpferegg-Nagelfluh, nimmt er an deren Basis sprunghaft von 20 % auf 35 % zu, um sogleich wieder auf 12 % abzufallen. Die weitere Abnahme des Kristallins bleibt innerhalb der Schüpferegg-Nagelfluh gering. Erst in der Basismergelzone der Napf-Schichten schnellt der Kristallingehalt nochmals bis auf 32 % hinauf, wofür ausschliesslich das plötzliche Ansteigen der Ophiolithe (Fig. 5) verantwortlich ist. Innerhalb der eigentlichen Napf-Nagelfluh nimmt dann das Kristallin ebenso schwach wie in der Schüpferegg-Nagelfluh gegen das Hangende ab.

Die Kurve des Kristallingehaltes gibt uns ein wirksames Mittel in die Hand, Profile innerhalb der Napf-Schüttung korrelieren zu können. Die Kristallinabnahme ist in der Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten indessen so gering, dass es, trotz der geringen Streuung der Werte nicht möglich wäre, Einzelproben einer der beiden Formationen zuzuweisen. Die Untergrenzen sind aber deutlich durch die beiden Maxima gekennzeichnet. Diese unterscheiden sich zudem durch den Anteil an Ophiolithen (Fig. 5). Geröllproben aus der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh und des Luzerner Sandsteins können auf Grund ihres Kristallingehaltes nicht unterschieden werden. Die übrige Schüpferegg-Nagelfluh ist jedoch durch einen hohen Gehalt an Dolomitgeröllen (bis 47 %) gekennzeichnet (Fig. 5). Nun geht es ja meistens nicht darum, Einzelproben einstufen zu können, sondern ganze Profile zu korrelieren. Das dürfte auf Grund des Kristallingehaltes innerhalb des Napfschuttfächers möglich sein, falls die Zusammensetzung keinen grösseren seitlichen Wechseln unterworfen ist. Unsere Untersuchungen haben gezeigt, dass dies jedenfalls innerhalb des untersuchten Gebietes nicht der Fall ist.

Die Entwicklung der Gerölltypen der Nagelfluh lässt auch interessante Rückschlüsse auf die Verhältnisse im Hinterland zu. Betrachten wir nochmals die Kurve der Kristallingerölle (Fig. 6), so fällt neben den beiden Maxima die allgemeine Abnahme des Kristallingehaltes vom Liegenden zum Hangenden auf. Diese Abnahme ist aber keine regelmässige, sondern die beiden Geraden weisen deutlich verschiedene Steigungen auf, wodurch ein Knick an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh entsteht. Ferner streuen die darunter liegenden Werte viel stärker als die darüber liegenden.

Während in chattischer Zeit bereits die Simmen-Decke stark erodiert wurde (LEUPOLD et al. 1942), wie die Anwesenheit von Mocausakonglomeraten in der Bäuchlen-Nagelfluh beweist (HOLLIGER 1954), und im Querschnitt des Entlebuch vorwiegend sedimentreiche Nagelfluhen geschüttet wurden, setzte zur Zeit der Granitischen Molasse eine extrem kristallinreiche Schotterzufuhr ein. Wie unsere Untersuchungen zeigen, verlieren die kristallinen Einzugsgebiete von der oberen Granitischen Molasse an ständig an Bedeutung. Wir bringen dies in Zusammenhang mit der Transgression des miocänen Meeres und dem vermutlich damit verbundenen Emporsteigen der kristallinen Zentralmassive und der darüberliegenden Sedimentstapel. Dies führte wieder zu erhöhtem Abtrag der beckennahen Flyschgesteine und einem Zurücktreten der kristallinen Komponenten in den sich bildenden Schuttfächern. Mit dem Beginn der Schüpferegg-Nagelfluh, wo man bequemerweise meist das Helvétien einsetzen lässt, muss ein erneuter tektonischer Vorgang zusammenhängen. Nach STAUB (1934) ist es die Herausbildung der axialen Mulden im werdenden Alpengebirge, welche an der Wende Burdigalien/Helvétien wieder grosse, tief ins Gebirge zurückgreifende Flüsse entstehen lässt. Jedenfalls ist der Schottervorstoss, der mit dem Beginn der Schüpferegg-Nagelfluh zusammenfällt, ausserordentlich kräftig, reicht er doch gegen Osten bis an den Zugersee (SPECK 1953). Die unterostalpinen Deckenkerne liefern nur noch wenig Detritus in die Vortiefe. Wahrscheinlich sind die Klippen-Decke und der Schlierenflysch Hauptlieferanten. Das Kristallinmaximum an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh kann auf die Zufuhr liegengebliebenen Materials von der Zusammensetzung der liegenden Nagelfluhen zurückgeführt werden (erhöhte Transportkraft), während dasjenige der Basismergelzone auf zeitgleicher Erosion eines ophiolithreichen Körpers beruhen mag. Das Vorkommen von Konglomeratgeröllen sowie die geringe Streuung und Konstanz der Kristallinwerte lässt aber durchaus die von CADISCH (1928) angedeutete Möglichkeit der Aufarbeitung älterer Nagelfluh offen.

Der skizzierte Erosionsablauf (vgl. auch S. 363 ff.) ist natürlich höchst unvollständig und hypothetisch. Aber wir zweifeln nicht, dass weitere Untersuchungen der sedimentären Gerölle und vor allem der stampischen Nagelfluhen helfen werden, die Entstehung der Entlebucher Schuttfächer und des hinter ihnen liegenden Alpengebirges zu enträtseln.

III. DIE SANDSTEINE

Die Sandsteine, nach denen die gesamten Molasseablagerungen ihren Namen erhielten (STUDER 1853), haben auch in unserem Gebiet am Aufbau der Schichtfolge grossen Anteil. Es liegt in der Natur dieser syn- bis postorogenen Sedimente, dass ihr sandig-toniger Anteil noch nicht zur Entmischung gelangt ist. Er liegt nicht als Kalkstein, Quarzsand und Ton, sondern in Form von unreifen, schlecht charakterisierbaren Zwischengliedern der Kalk-Sandstein-Tongruppe vor. Daraus ist ersichtlich, dass man nicht bei der nur beschreibenden Untersuchungsmethodik stehen bleiben darf, wenn man bei der Erforschung derartiger Gesteine weiterkommen will. Das hatten, wie die folgenden Seiten zeigen, bereits zahlreiche Bearbeiter der schweizerischen Molasse erkannt.

Wir untersuchten alle Sandsteinproben auf ihre Korngrössenverteilung, ihren Schwer- und Leichtmineralgehalt und auf die Menge des vorhandenen Kalzits und

Dolomits. Die an einigen Proben durchgeführten morphoskopischen Untersuchungen der Quarzkörner, sowie Bestimmungen des spezifischen Gewichts, der Porosität und der Eckigkeit lieferten weitere Daten.

1. Karbonatbestimmungen durch komplexometrische Titration

a) *Allgemeines*

Der Anteil des in kalkigen Gesteinen vorhandenen Kalzits und Dolomits hat die Geologen schon früh interessiert, und so gehört heute wie ehedem die Salzsäureflasche zum Ausrüstungsmaterial eines jeden Geologen. Mit dem Aufkommen der Sedimentpetrographie gelangten die Gesteine vermehrt zur exakten Untersuchung ins Laboratorium, wo auch die Menge des vorhandenen Kalzits und Dolomits genau bestimmt wurde. Da aber die Bestimmung des Kalziums und Magnesiums mit den üblichen Methoden der klassischen Analyse ein gut eingerichtetes Laboratorium erfordert, wurden die Karbonatbestimmungen in geologischen Laboratorien meistens mit dem Passonapparat (calcimètre de Bernard) vorgenommen, mit welchem das von der Salzsäure (oder Essigsäure) aus der kalkigen Probe entwickelte CO_2-Gas gemessen wurde. Dabei schloss man aus der Reaktionsgeschwindigkeit des freiwerdenden Gases auf die Menge des vorhandenen Kalzits und Dolomits. Die Geschwindigkeit einer chemischen Reaktion ist aber stark von der Korngrösse des reagierenden Stoffes abhängig. Deshalb wurden die Gesteine im Mörser kleiner als eine bestimmte Korngrösse pulverisiert oder bei Lockergesteinen zuerst eine Siebanalyse vorgenommen und die Kalzit- und Dolomitmenge in einer oder mehreren Fraktionen bestimmt (Jenny und de Quervain 1960).

Eigene vergleichende Untersuchungen an Sandsteinen und kalkigen Dolomiten haben deutlich gezeigt, dass die Passonmethode bei dolomithaltigen Sandsteinen und vor allem bei feinkörnigen Dolomiten grobe Fehler ergeben kann, wodurch ein mehr oder weniger falsches Bild des Kalkgehaltes vermittelt wird.

Es ist daher erstaunlich, dass die viel genauere komplexometrische Kalzium- und Magnesiumbestimmung, die nur bei tonreichen Proben insofern verfälschte Resultate ergibt, als auch die aus dem Gitter der Phyllosilikate herausgelösten Ca- und Mg-Ionen mittitriert werden (Müller 1956b), noch nicht in allen Laboratorien der Geologie und Bodenkunde Einzug gehalten hat. Es dürfte dies wohl auf die weitverbreitete Scheu des Geologen vor allzu chemischen Problemen zurückzuführen sein. Aus diesem Grunde sei untenstehend die Methodik in einer sehr ausführlichen – und für den in chemischen Fragen Bewanderten banalen Form – angegeben.

b) *Methodik*

Schwarzenbach (1960) und Mitarbeiter entdeckten nach dem zweiten Weltkrieg eine Reihe organischer Verbindungen, die mit Metallen, besonders auch den Erdalkalien, stabile Komplexe bildeten. In der Geologie wurde die Methode erstmals von Cheng, Kurtz und Bray (1951) und von Tsvetkow (1951) angewandt.

Wir geben hier mit geringen Abänderungen, die im Labor der Gewerkschaft Elwerath, Hannover, erlernte und von Müller (1956a, b) publizierte Methode wieder, die etwas von der in Schwarzenbach (1960) beschriebenen abweicht. Sie eignet sich vorzüglich für Reihenuntersuchungen.

Reagenzien und benötigtes Material

Äthylendiamintetraessigsäure (als Komplexon III bei Siegfried AG, Zofingen, erhältlich). Davon stellt man durch Lösen von 37,225 g in 1 l destilliertem Wasser eine 0,1-mol Standardlösung her.

HHSNN und Eriochromschwarz T Indikator (käuflich bei Siegfried AG).

Am zweckmässigsten zerreibt man jeden Indikator mit NaCl im Verhältnis 1:100.

Natronlauge. Aus festen Plättchen wird eine gesättigte Lösung hergestellt.

Ammoniumsalzpuffer von pH 10 (54 g Ammoniumchlorid und 350 ml konzentrierter 25 %iger Ammoniak werden in destilliertem Wasser zu 1 Liter gelöst).

Salzsäure 10 %ig, Ammoniak 25 %ig, Wasserstoffperoxyd 30 %ig und destilliertes Wasser.

Bürette (bei häufigem Gebrauch empfiehlt sich, eine Bürette mit automatisch einstellendem Nullpunkt zu verwenden), Pipette (20 ml), Messkolben (1000 ml, 200 ml), Erlenmeyerkolben (250 ml), Bechergläser und Magnetrührer (nicht unbedingt erforderlich, aber sehr praktisch).

Vorbehandlung der Proben

Die Probe des zu untersuchenden Gesteins wird etwas zermörsert und getrocknet. Davon werden 2 g in einem Becherglas abgewogen und die Karbonate durch Zugabe von ca. 50 ml 10 %iger Salzsäure und erwärmen (nicht kochen) gelöst. Die Reaktion ist beendet, wenn keine CO_2-Entwicklung mehr festzustellen ist. Da Eisen und die andern Schwermetalle stören, wird Fe^{II} mit einigen Tropfen 30 %igen Wasserstoffperoxyds in Fe^{III} übergeführt. Indem man die heisse Lösung mit konzentriertem Ammoniak neutralisiert, fallen Eisen und Aluminium als rötlicher Niederschlag aus. Das Ganze wird in einen 200-ml-Messkolben gebracht und dieser bis zur Marke mit destilliertem Wasser aufgefüllt. Dann giesst man die Lösung in einen 250-ml-Erlenmeyerkolben, der mit einem Pfropfen verschlossen und mit Vorteil über Nacht stehengelassen wird. In dieser Zeit sedimentiert der bei der Fällung entstandene Niederschlag.

Von den nun klaren 200 ml Lösung, welche die 2 g der Einwaage, davon alle Karbonate gelöst, enthalten, pipettiert man je 20 ml zur Bestimmung des Kalziums und des Gesamtkarbonats (Ca + Mg) in Bechergläser ab.

Bestimmung des Kalziums gegen HHSSN[8])

In das etwa zu $^2/_3$ mit destilliertem Wasser aufgefüllte Becherglas wird ca. eine Spatelspitze pulverförmiges HHSNN zugegeben (der Indikator wurde mit NaCl im Verhältnis 1:100 vermischt). Mit konzentrierter Natronlauge bringt man die Lösung mindestens auf pH 12. Sodann wird die Probe mit 0,1 mol Komplexonlösung auf einem Magnetrührer titriert, bis der Farbumschlag von violett nach reinem Blau erfolgt.

Bestimmung von Kalzium und Magnesium gegen Eriochromschwarz T

Zu den 20 ml Probelösung gibt man 10 ml Ammoniumsalzpuffer, füllt bis ca. zur Hälfte mit destilliertem Wasser auf und gibt etwa eine Spatelspitze Eriochromschwarz T als Pulver zu (der Indikator wurde mit NaCl im Verhältnis 1:100 vermischt). Die bei pH 10 gepufferte Lösung wird mit 0,1 mol Komplexon titriert, bis die Farbe von violett nach reinem Blau umschlägt.

---

[8]) Früher wurde anstelle von HHSNN Murexid verwendet, dessen Farbumschlag aber wesentlich schlechter wahrzunehmen ist.

Berechnung von Kalzit und Dolomit

Die Menge des bestimmten Kalziums und Magnesiums wird zu Kalzit $CaCO_3$ und Dolomit $CaMg(CO_3)_2$ umgerechnet. Zahlreiche Untersuchungen haben schon gezeigt, dass im Dolomit das stöchiometrische Verhältnis Ca:Mg variabel ist, und dass auch der Kalzit einige Prozente Mg in sein Gitter einbauen kann (DUNBAR & RODGERS 1957). Für die Routinearbeit muss aber von der Annahme ausgegangen werden, dass reines $CaCO_3$ und $CaMg(CO_3)_2$ vorliegen. Magnesit wurde in den untersuchten Gesteinen nie festgestellt.

1 ml 0,1 mol Komplexon entspricht 10,009 mg $CaCO_3$ oder 8,433 mg $MgCO_3$ oder 18,442 mg $CaMg(CO_3)_2$.

Die in Dolomit umzurechnende Menge Komplexon wird aus der Differenz der Eriochromschwarz-T-Titration und der HHSNN-Titration erhalten. Diese muss zur Berechnung des Prozentgehalts mit dem Äquivalentgewicht für Dolomit (18,442) und einem Faktor 1000 multipliziert und mit 2 dividiert werden, weil die Ausgangsmenge stets 2 g beträgt. Die Formel zur Berechnung der Dolomitprozente lautet daher (MÜLLER 1956a):

$$\% \text{ Dolomit} = \text{verbrauchte ml Komplexon (Differenz der Eriochromschwarz-T- und HHSNN-Titrationen)} \cdot 18{,}442 \cdot \frac{1000}{2}$$

Dieselbe Anzahl ml Komplexon, die in den Dolomit eingegangen ist, muss natürlich von den ml der HHSNN-Titration subtrahiert werden. Die verbleibenden ml werden zur Berechnung der Kalzitprozente mit dem Äquivalentgewicht für Kalzit (10,009) und dem Faktor 1000 multipliziert und, da die Ausgangsmenge 2 g beträgt, mit 2 dividiert. Die Formel für die Kalzitprozente lautet:

$$\% \text{ Kalzit} = \text{verbrauchte ml Komplexon bei HHSNN-Titration minus Differenz in ml der Eriochromschwarz-T- und HHSNN-Titrationen} \cdot 10{,}009 \cdot \frac{1000}{2}$$

c) *Ergebnisse der Karbonatbestimmungen*

Die Ergebnisse der Kalzit- und Dolomitbestimmungen, welche an zahlreichen Proben aus allen lithologischen Komplexen durchgeführt wurden, sind in Tabelle 14 enthalten.

Betrachten wir zunächst die Verhältnisse in der Zone der Granitischen Molasse. Leider sind hier im untersuchten Gebiet die Aufschlüsse teilweise selten, so dass die Probenahme nicht so dicht, als wünschenswert gewesen wäre, erfolgen konnte. In Fig. 7 sind die Karbonatgehalte eines Querprofils durch die Granitische Molasse aufgetragen. Südlich der Antiklinalaufschiebung (Scheitel der «Hauptantiklinale»), wo die ältesten Schichten der Granitischen Molasse zutage treten – FÜCHTBAUER (1964) nimmt eine Versetzung des SE-Flügels gegenüber dem NE-Flügel von mindestens 2000 m an – finden wir auch verhältnismässig hohe Karbonatwerte. Diese zeigen wohl bereits den Übergang zu den kalkreicheren stampischen Schichten an. Aber auch gegen den hangenden Luzerner Sandstein im N erkennt man ein deutliches Ansteigen des Kalkgehalts, während dieselbe Zunahme im S, wo sie wegen des antiklinalartigen Baus dieser Zone ebenfalls zu erwarten wäre, weniger deutlich ist.

Die aufgeschobenen stampischen Schichten sind an ihrem hohen Karbonatgehalt wieder leicht kenntlich.

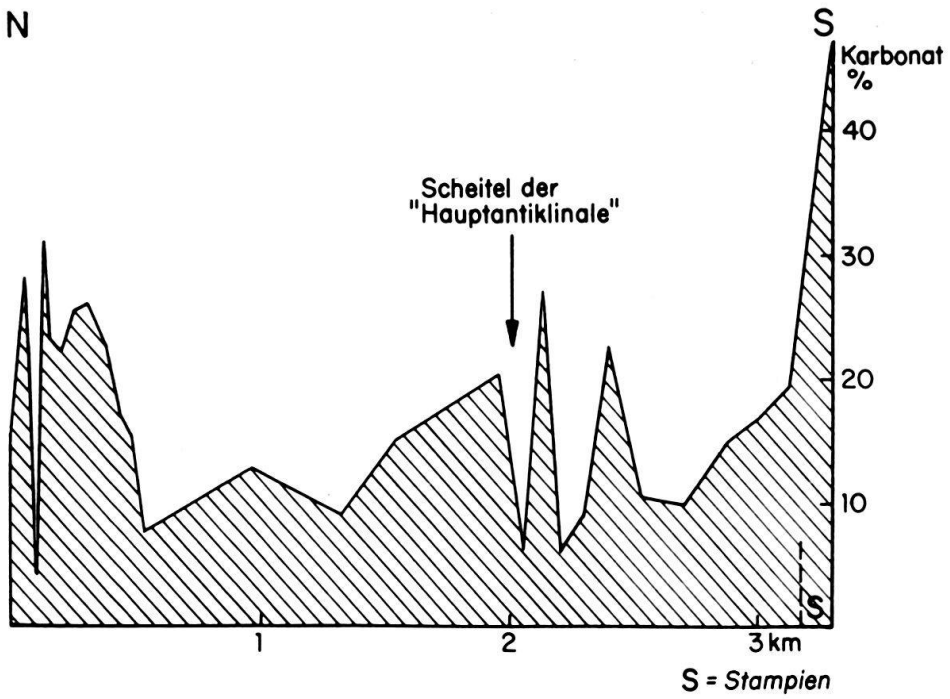


Fig. 7. Querprofil durch die Zone der Granitischen Molasse; Karbonatgehalt der Sandsteine.

Fig. 8 zeigt die weitere Entwicklung des Karbonatgehalts von der oberen Granitischen Molasse in die unteren Napf-Schichten. Unter Berücksichtigung des wechselnden Schichtfallens wurden die Mächtigkeiten der verschiedenen Komplexe bestimmt und die Proben so gut als möglich eingestuft. Von der obersten Granitischen Molasse an steigt der Karbonatgehalt von etwa 20 % langsam auf 30 % im oberen Luzerner Sandstein, nimmt in der Schüpferegg-Nagelfluh weiter zu und erreicht in den unteren Napf-Schichten 40 %. Wir haben aus den Einzelwerten die Tendenz berechnet und können sie durch eine Gerade der Gleichung

$$Y = 20{,}2 + 0{,}0104\ x$$

ausdrücken. Diese Abhängigkeit des Karbonatgehalts von der stratigraphischen Höhe ist hochsignifikant. Da eine Tendenz vorhanden ist, hat es keinen Sinn, für die einzelnen Formationen mittlere Karbonatwerte anzugeben. Trotzdem die Einzelwerte innerhalb eines einheitlichen lithologischen Körpers beträchtlich schwanken, kommt in der profilmässigen Darstellung der Werte die Tendenz unverkennbar zum Ausdruck.

Das Kalzit/Dolomitverhältnis (Tab. 14) ist für die meisten Proben der Granitischen Molasse und des Luzerner Sandsteins kleiner als 6. Nur die Proben aus der oberen Schüpferegg-Nagelfluh und den Napf-Schichten (exkl. Mergelzone) erreichen fast durchwegs wegen des Zurücktretens des Dolomits ein Kalzit/Dolomitverhältnis über 10. Die Untersuchung der begleitenden Nagelfluhen lehrt, dass dies auf das Überwiegen der dolomitarmen Flyschsandsteine bzw. ihres Detritus zurückzuführen ist (vgl. auch FÜCHTBAUER 1964).

Die Erklärung für die Zunahme des Karbonatgehalts von der liegenden Granitischen Molasse zu den hangenden Napf-Schichten liefert uns ebenfalls die Geröllanalyse der Nagelfluh. Wie wir gesehen haben (S. 387), herrschte zur Zeit der Grani-

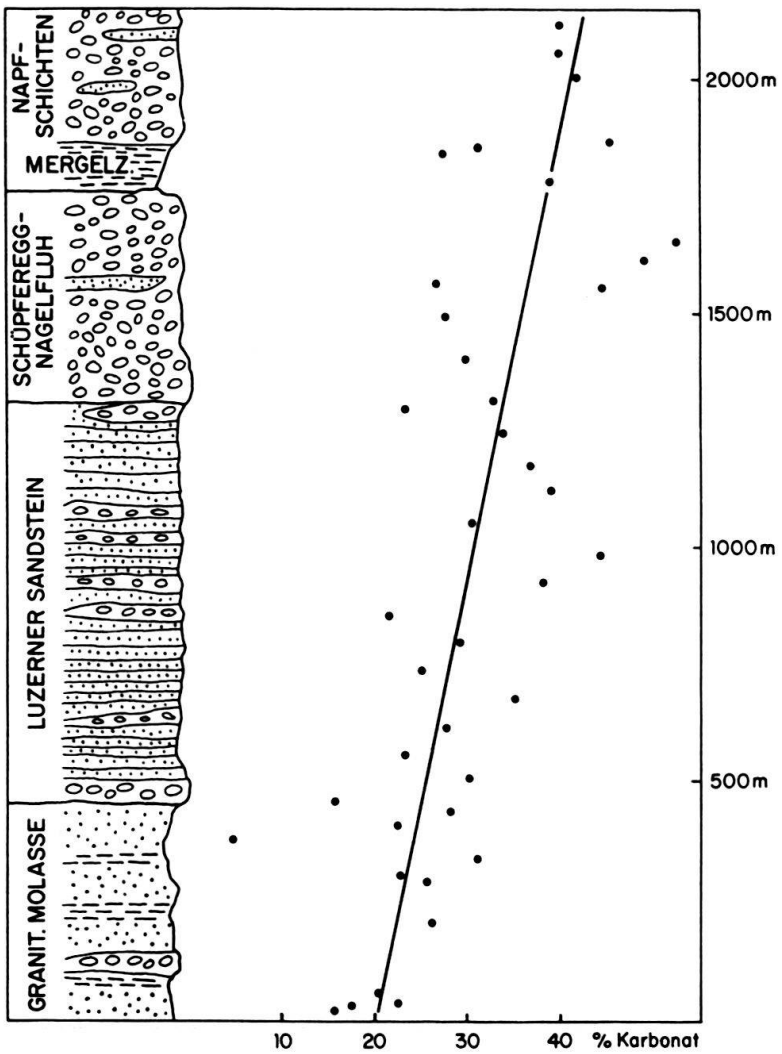


Fig. 8. Die Entwicklung des Karbonatgehalts der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

tischen Molasse eine kristallinreiche Schüttung. Gegen die Napf-Schichten nehmen die Kristallingerölle aber zugunsten der Sedimente bis auf 10 % ab (Fig. 5). Diese Entwicklung spiegelt sich nun auch in den die Nagelfluh begleitenden Sandsteinen wider, die ja hier nichts anderes als den Abrieb der Gerölle darstellen. Wir dürfen daher wohl annehmen, dass die Zunahme des Karbonatgehalts gegen das Hangende eine primäre ist. Die Dünnschliffbilder zeigen, dass zahlreiche detritische Karbonatkörner aufgelöst und ihre Substanz aus den zirkulierenden Lösungen als porenfüllender Zement wieder ausgeschieden wurde.

2. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen

Die qualitative und quantitative Schwer- und Leichtmineraluntersuchung wird aus mehreren Gründen vorgenommen. Sie kann in den fossilarmen und petrographisch einförmigen Schichten wie den unsrigen eine lithostratigraphische Korrelation ermöglichen. Dann erlauben die Umlagerungs- und herkunftsempfindlichen Mineralien Rückschlüsse auf die Petrographie des Rücklandes, wobei hier der Geröllanalyse selbstverständlich die Priorität zukommt. Ein Vergleich des Mineral-

bestandes der Sandsteine mit dem der Gerölle liefert genetische Auskünfte, und zum Schluss gestatten die Mineralbestimmungen eine exaktere Benennung der Sandsteine.

a) *Bisherige Untersuchungen in der Schweiz*

Die ersten noch mit der Lupe gewonnenen Angaben über den Mineralbestand der Molassesandsteine finden wir in der klassischen «Monographie der Molasse» von STUDER (1825). In einem Goldsand, der aus einer Aareterrasse stammt, kann KENNGOTT mit Hilfe des Mikroskops eine Reihe weiterer Mineralien erkennen (publiziert in MOESCH 1867). SCHALCH (1914) untersucht den in einer Porzellanschale angereicherten und mit Schwereflüssigkeiten abgetrennten Anteil an Schwermineralen von miocänen Molassesedimenten des Reyath (Kt. Schaffhausen). In der Arbeit über die mikroskopische Untersuchung schweizerischer Bausteine von ERNI (1915) sind Angaben über Schwerminerale, die als akzessorische Komponenten bei der Dünnschliffuntersuchung von Molassesandsteinen erkannt wurden, zu finden. DÉVERIN (1920, 1926) veröffentlicht als erster eine rein sedimentpetrographische Arbeit. Er untersucht den Schwermineralgehalt einiger Molasseproben und übernimmt die von THOULET geäusserte Ansicht, dass Schwerminerale zur Kennzeichnung fossilarmer Serien verwendet werden können. Auch GRENOUILLET (1926) erkennt bei der Untersuchung des Septarientons der Umgebung von Basel, dass Gesteine mit rein lithologischen Untersuchungsmethoden wie Schlämmanalyse, Schwermineralgehalt und -Häufigkeit und Abrasion der Mineralkörner verglichen und auf längere Distanzen verfolgt werden können. In der Dissertation von RUTSCH (1927) findet man in den Dünnschliffbeschreibungen der Sandsteine auch einige Schwerminerale unter den Akzessorien. Auf LIECHTI (1928) gehen die ersten ausführlichen sedimentpetrographischen Untersuchungen im Gebiete der zentralen Napfschüttung zurück. Er führt indessen nur qualitative Mineraluntersuchungen durch und stellt fest, dass sich ein Wechsel in der Zusammensetzung der Sandsteine verschiedener stratigraphischer Horizonte nicht nachweisen lässt. Zum gleichen Resultat gelangt er auch bei den Geröllzählungen.

Die Untersuchung der Schwerminerale einiger Goldsande aus dem Napfgebiet führt BURRI (1931) zu der Annahme, dass es sich beim Beryll älterer Autoren (KENNGOTT, STUDER) um Epidot handeln dürfte. GSCHWIND (1931) gibt in seiner Untersuchung über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz auch Angaben über den Mineralbestand von Molassesandsteinen. Beachtenswert ist seine Feststellung, dass die Schwerminerale auch nahe der Oberfläche wenig verwittern. Als erster führt GEIGER (1933, 1943) regionale quantitative Schwermineraluntersuchungen durch. Doch ist bei einem Vergleich mit seinen Werten darauf zu achten, dass die Schwerminerale in der Goldwäscherpfanne und nicht mit Bromoform abgetrennt wurden.

Das Verdienst, die grundlegende Arbeit über die Schwerminerale der schweizerischen Molassepsammite geschaffen zu haben, kommt VON MOOS (1935) zu. In seiner Publikation finden sich auch schon die oben erwähnten älteren Veröffentlichungen. Das seiner Arbeit angepasste weitmaschige Probenetz lieferte selbstverständlich eher Resultate für eine provinzielle als eine korrelative Benutzung der Schwerminerale. Die Schwermineralvergesellschaftung der ganzen Molasse erweist sich als sehr eintönig. Ähnliche Schwermineralkombinationen sind über grossräumige Gebiete und über mehrere Stufen konstant. Doch können immerhin einige

Subprovinzen ausgeschieden werden. Obschon gewisse horizontale und vertikale Schwankungen festgestellt werden, hatte sich im Anschluss an VON MOOS die Auffassung durchgesetzt, die Schwermineralanalyse sei kein geeignetes Mittel, um in der Molasse Korrelationen zu ermöglichen.

Diese Auffassung wird von RENZ (1937a, b) noch bestärkt, der innerhalb ein und derselben Sandsteinbank starke Schwankungen der Schwermineralverhältnisse feststellt. Er erachtet daher ein enges Probenetz für die Schwermineralanalyse als unbedingte Notwendigkeit. Obschon die Schwermineralanalyse als Mittel der stratigraphischen Korrelation zu versagen scheint, misst ihr RENZ weiterhin grosse Bedeutung zu, vor allem bei der Lösung schüttungsmechanischer Probleme. Er findet ferner die Berücksichtigung der Leichtminerale als erwünscht. Die hohen Schwankungen der Schwermineralgehalte sind jedoch wie FÜCHTBAUER (1964) hervorhebt, bloss auf die Vernachlässigung des Apatits, verbunden mit einem normalen Korngrösseneffekt zurückzuführen.

KLEIBER (1937) kommt für das Gebiet der Hohen Rone zum Schluss, dass die Benutzung der Schwerminerale zur Korrelation innerhalb kleinerer Gebiete nicht unbedingt abzulehnen sei. Im Gebiet zwischen Ricken und Hörnli kann TANNER (1944) zwei verschiedene Schwermineral-Provinzen unterscheiden, aber eine Korrelation ist ihm wegen des zu wenig engen Probenetzes und wegen der unruhigen Sedimentation im zentraleren Teil des Hörnlischuttfächers nicht möglich. Wohl findet HABICHT (1945) unterschiedliche Zusammensetzungen in den Schwermineralvergesellschaftungen der verschiedenen oligocänen Schuppen der st. gallisch-appenzellischen Molasse; aber auch ihm bleiben infolge des zu weiten Probenetzes definitive Schlussfolgerungen versagt.

Die Untersuchungen von FRASSON (1947) bestätigen nochmals die von VON MOOS (1935) festgestellte Monotonie der Schwermineralvergesellschaftung. Es lassen sich keine Leitminerale oder Mineralassoziationen für bestimmte stratigraphische Horizonte finden. Die Vermutung von VON MOOS (1935) und von TANNER (1944), dass gewisse Minerale im limnischen Bereich stärker angeätzt werden, kann nicht bestätigt werden. Ebenso trifft die Vermutung von RENZ (1937b) nicht zu, dass sich die blaue Hornblende vornehmlich im marinen Milieu finde, tritt sie doch nach FRASSON ebenso häufig in der unteren Süsswassermolasse auf.

Die Schwermineraluntersuchungen, welche während des letzten Jahrzehnts an schweizerischen Molassegesteinen durchgeführt wurden, stammen zum grössten Teil von F. HOFMANN. Ausgehend vom Studium der Schwerminerale von der Molasse eingelagerten Tuffen (1951, 1955a, 1956c, 1958a, c, 1959a, b, 1961) kommt HOFMANN zur allgemeinen sedimentpetrographischen Untersuchung der Molassesandsteine (1955b, 1956a, b, 1957a, b, 1960a, b). In seiner Arbeit von 1957a lehnt er sich an die Untersuchungsmethodik von FÜCHTBAUER (1954) an und untersucht neben den Schwer- auch die Leichtminerale. Auf Grund der Resultate dieser Analysen konnte HOFMANN verschiedene Schüttungen erkennen und durch das Molassebecken verfolgen (1957a, 1960a, b).

In den Dissertationen von RAMSEYER (1952) und JORDI (1955) sind bei den Dünnschliffbeschreibungen auch einige Schwerminerale aufgeführt.

In drei Arbeiten veröffentlicht FÜCHTBAUER (1954, 1958, 1964) Zusammenstellungen über die Entwicklung der Schüttungen der verschiedenen Schuttfächer

des Alpennordrandes, wie sie sich vor allem dank der regen Bohrtätigkeit in der süddeutschen Molasse ergaben. Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen, in Kombination mit Karbonatbestimmungen und Korngrössenanalysen, ermöglichen ihm eine Abklärung der Schüttungsvorgänge. So können z. B. Hohrone- und Napfschüttung in den Bohrungen bei München wieder gefunden werden, und lassen sich die Bausteinschichten, u. a. wegen ihres hohen Anteils an einer bestimmten Turmalinfarbvarietät, über grosse Distanzen verfolgen.

Abgaben über den Schwer- und Leichtmineralgehalt von Sandsteinen und eines Tuffs der zürcherischen Molasse treffen wir in Pavoni (1957).

Vatan und Mitarbeiter (1957) gelingt es in der Westschweiz, die stampische bis burdigale Molasseschichtfolge mit der Abnahme von Granat bzw. der Zunahme von Epidot gegen das Hangende zu gliedern. Bei den Leichtmineralen finden sie vom Stampien an einen konstanten Feldspatgehalt. Vernet (1958, 1959) kann die chattische Abfolge bei Morges (Genfersee) mit Schwermineralen aufgliedern. Diese Zonierung ist jedoch an weiteren Profilen der westschweizerischen chattischen Molasse noch nicht überprüft worden.

Einige Leicht- und Schwermineralzählungen hat Schwab (1960) an Molassesandsteinen der Umgebung von Biel durchgeführt.

b) *Methodik*

Um Resultate zu erhalten, die sich mit den neueren im Molassebecken durchgeführten Arbeiten vergleichen lassen, wurde weitgehend die Methodik von Füchtbauer (1954) und Hofmann (1957a) übernommen.

Die Sandsteinprobe wird im Mörser vorsichtig zerkleinert, dann zur Schonung des Apatits, der sich für die Korrelation in der Molasse als wichtig erwiesen hat, mit 10 %iger heisser Essigsäure vom Karbonatgehalt befreit. Darauf wird der Sand in einem Becherglas mit dem Wasserstrahl mehrmals kräftig aufgewirbelt und die Körner $< 0{,}06$ mm nach kurzem Stehenlassen abgehebert. Damit die Körner von anhaftenden Tonhäuten frei werden, gibt man 10 cm³ konz. Natriumpyrophosphatlösung und ungefähr 300 cm³ Wasser zu und wirbelt die Probe während 5 Minuten mit einem Rührwerk[9]). Sodann hebert man nach obiger Methode alle restlichen Partikel $< 0{,}06$ mm ab. Der Rückstand wird unter der Infrarotlampe getrocknet, und die für die Schweretrennung benötigte Fraktion 0,06–0,4 mm ausgesiebt. Von 5 g dieser Fraktion werden die Schwerminerale im Scheidetrichter durch ein- bis zweistündiges Absitzenlassen unter mehrmaligem Rühren gewonnen, gewogen und in Kanadabalsam ($n = 1{,}54$) oder Aroclor Nr. 4465 ($n = 1{,}66$) eingebettet. Stets wird noch der Gewichtsprozentanteil der Schwerminerale an der untersuchten Fraktion angegeben.

Auszählen der Schwerminerale

In jedem Streupräparat werden mindestens 100 durchsichtige Körner ohne Granat durch Felderzählung ausgezählt und in Prozente umgerechnet. Nachdem man die im Gesichtsfeld liegenden Körner gezählt hat, wird das Präparat mit Hilfe des Kreuztisches um einen Durchmesser des Gesichtsfeldes verschoben. Auf diese

[9]) Verwendet wurde der Wirbler der Georg Fischer AG, Schaffhausen.

Weise zählt man wenn nötig das ganze Präparat oder bloss einige «Streifen» in demselben lückenlos durch. Nach einem Vorschlag (mündlich) von Herrn Dr. v. d. Plas (Wageningen) könnte man eine Platte mit quadratischem Netz ins Okular einbauen, welche eine völlig lückenlose Auszählung gestatten würde. Der Granat wird, da er sehr korngrössenabhängig ist (von Moos 1935, Lemcke et al. 1953), gesondert gezählt und auf die Summe der nichtopaken Schwerminerale umgerechnet. Da er sehr häufig ist, erreichten wir oft mit Leichtigkeit die von der Mineralstatistik für eine Zählung geforderten 200 Körner. Die opaken Minerale und eventuell vorhandene Glimmer und Chlorite werden nicht berücksichtigt.

In den Sandsteinen von der Granitischen Molasse (unten) bis zu den Napf-Schichten (oben) wurden folgende Schwerminerale festgestellt:

Amphibole (Alkaliamphibole, grüne und farblose Hornblenden), Anatas, Apatit, Brookit, Chloritoid, Disthen, Epidotgruppe (Klinozoisit-Pistazit, Orthit), Granat (blutrot-farblos), Rutil, Staurolith, Titanit, Turmalin, Zirkon und Zoisit.

Da die betreffenden Mineralarten bereits durch von Moos (1935) ausführlich beschrieben worden sind, erübrigt sich eine Betrachtung der einzelnen Schwerminerale.

Auszählen der Leichtminerale

a) In Immersion. Von den abgetrennten Leichtmineralen wird die Fraktion 0,10–0,15 mm ausgesiebt (infolge anderer Siebgrenzen verwendet Füchtbauer die Fraktion 0,09–0,15 mm) und davon in einem Öl 200–300 Körner untersucht. Es hat sich als zweckmässig erwiesen (siehe unten), Quarz, relativ frische Feldspäte mit $n < 1{,}54$, zersetzte Feldspäte mit n meist $< 1{,}54$, Muskowit und Gesteinsbruchstücke auszuzählen.

b) Durch Färbmethoden. Es wurde auch versucht, die Feldspäte mit geeigneten Stoffen zu färben in der Hoffnung, damit Alkalifeldspäte und Plagioklase leicht auseinanderhalten zu können. Dabei werden nach Favejee und Bakker[10]) in Anlehnung an Reeder und McAllister (1957) die Körner mit Flußsäuredämpfen schwach angeätzt, wobei die Ätzzeit von Säurestärke, Versuchsanordnung und Korngrösse abhängig ist. Die Kalifeldspäte können mit Natriumhexanitritokobaltat $Na_3[Co(NO_2)_6]$ gelb gefärbt werden. Die Plagioklase, welche man entgegen den Autoren besser getrennt ätzt, werden mit Hämateinlösung violett gefärbt. Dabei nimmt die Farbintensität mit dem Anorthitgehalt stark zu[11]).

Bei unseren Versuchen mit Molassesandsteinen liessen sich die meist frischen Kalifeldspäte sehr schön färben. Leider widerstanden die meist mehr oder weniger zersetzten und daher mit Serizit- und Chloritschüppchen gepanzerten Plagioklase allen Färbversuchen, so dass die Leichtminerale, wie oben beschrieben, in Immersion ausgezählt werden mussten. Wir folgten dabei im wesentlichen der Methode von Füchtbauer (1954, 1958) und zählten in einem Öl ($n = 1{,}54$) Quarz, Alkalifeldspäte, Glimmer und Gesteinsbruchstücke. Nach Füchtbauer (1954) sind Feldspäte mit einer grösseren Lichtbrechung als 1,54 nur in einem prozentualen Anteil von 0–6 % vorhanden und verfälschten somit eine derartige Zählung nur unwesentlich. Bei unseren Zählungen beobachteten wir stets einen geringen Anteil stark zersetzter

[10]) Mündliche Mitteilung von Frl. Bakker, Wageningen.

[11]) Für das genauere Vorgehen konsultiere man Reeder und McAllister (1957).

Feldspäte, so dass wir diese, wie unten erläutert, als eigene Gruppe berücksichtigten. Abschliessend seien die einzelnen Leichtminerale kurz beschrieben.

Beschreibung der Leichtminerale

Quarz tritt oft in Form von glasklaren, meist eckigen Körnern auf. Zahlreich sind auch Individuen mit vielen Einschlüssen (feste, gasförmige, flüssige) und bräunlichem Pigment, welches oft so deutlich hervortritt, dass eine grosse Ähnlichkeit mit einem leicht kaolinisierten Alkalifeldspat besteht. Manchmal haften noch Chlorit- und Serizitschüppchen an der Kornoberfläche. Nicht selten sind eine oder zwei Spaltbarkeiten oder sekundäre Anwachsränder zu sehen. Ziemlich häufig treten undulös auslöschende Individuen auf, die aber nicht gesondert gezählt werden. Aus der Art und Anordnung der Einschlüsse, der Auslöschung und der Kornform können Rückschlüsse auf die Herkunft der Quarzkörner gezogen werden (PETTIJOHN 1957). Wir verzichteten jedoch auf derartige Untersuchungen, da uns die Gerölle der Nagelfluhen viel detailliertere Auskünfte über die Herkunft geben können.

Chalcedon ist in den untersuchten Proben sehr selten und tritt bei den Zählungen nicht in Erscheinung.

Die Alkalifeldspäte (Orthoklas und Mikroklin inkl. Albit), oft von bemerkenswerter Frische, sind durch ihre niedrigere Lichtbrechung als das Einbettungsmittel und Mikroklin zudem durch seine Gitterung leicht von Quarz zu unterscheiden. Meist sind sie aber kaolinisiert, was sich als bräunliche «Bestäubung» der Körner äussert, und häufig auch ±gefüllt von Serizitschüppchen. Die Zersetzung kann bis zur Unkenntlichkeit der Körner fortschreiten, doch ist dies bei Orthoklas und Mikroklin selten. Röntgenaufnahmen[12]) von je vier Proben der Fraktionen $< 2\,\mu$ (Tab. 12) und 100–150 μ zeigten, dass der Albitgehalt mindestens doppelt so hoch ist wie der Gehalt an Kalifeldspat; was bereits von FÜCHTBAUER (1964) festgestellt worden war.

Zersetzte Feldspäte. Bei den Zählungen fiel uns der Gehalt aller Proben an zersetzten Feldspäten auf, bei welchen die Bestimmung der Lichtbrechung mit der Becke'schen Linie versagte, da sie meist fast völlig serizitisiert sind. Solche Körner wurden unter einem Zeiss-Stereomikroskop bei gekreuzten Nicols herausgesucht und davon Röntgenaufnahmen gemacht. Dabei zeigte es sich, dass die meisten zersetzten Körner Albite oder höchstens ganz saure Oligoklase waren. Basischere Feldspäte scheinen sich nicht in nennenswerten Mengen erhalten zu haben. Wir bezeichnen also als zersetzte Feldspäte mit einer Lichtbrechung von meist $< 1{,}54$ Körner, deren Zersetzung so weit fortgeschritten ist, dass die Bestimmung der Lichtbrechung mit der Becke'schen Linie nicht mehr möglich ist, welche aber trotzdem noch die für die Feldspäte typischen niedrigen Interferenzfarben schwach durchschimmern lassen. Es lässt sich nicht verhindern, dass auch die wenigen stark zersetzten Orthoklase und Mikrokline in diese Gruppe fallen.

Zu den Gesteinsbruchstücken rechnen wir nach FÜCHTBAUER (1958) Kornaggregate von mindestens drei Individuen. Es handelt sich dabei meist um Bruchstücke von Quarziten, quarzreichen feinkörnigen Sandsteinen (?Flysch) und um

[12]) Herrn Dr. TJ. PETERS danken wir für die ausgeführten Röntgenaufnahmen von Feldspäten bestens.

Quarz-Feldspataggregate. Hornstein-Bruchstücke sind in der untersuchten Fraktion selten.

Glimmer. Der farblose bis leicht grünliche Muskowit ist an seiner wesentlich höheren Lichtbrechung als das Immersionsöl und der tafeligen Form leicht erkennbar. Da er immer auf der 001-Fläche liegt, erhält man meistens schöne Achsenbilder. Biotit ist in den untersuchten Sedimenten selten und findet sich meistens in der Schwerefraktion.

Glaukonit tritt vor allem im Luzerner Sandstein auf. Die typischen rundlich-ovalen, tiefgrünen mikrokristallinen Körner («gesprenkelt» unter gekreuzten Nicols) sind selten. Die Essigsäurebehandlung scheint auf den Glaukonit eine zersetzende Wirkung auszuüben, so dass sich in den Körnerpräparaten meist wenige grünliche bis grüngelbe Körner finden, die von zersetzten Chloriten nicht immer eindeutig zu trennen sind. In einem solchen Fall ist eine ergänzende Dünnschliffuntersuchung von grossem Nutzen.

Chloritgruppe. Die grünen bis gelbgrünen Chloritminerale sind oft sehr häufig, vor allem in den tonigen Sandsteinen. Da sie einschlussreich sind, treten sie sowohl in der Leicht- als auch in der Schwerefraktion auf und werden deshalb nicht gezählt.

c) *Ergebnisse der Schwer- und Leichtmineralanalyse*

Soll eine ausführliche Schwer- und Leichtmineralanalyse, welche allein uneingeschränkt vergleichbare Resultate liefert, durchgeführt werden, so müssen die Schwer- und Leichtminerale in allen Fraktionen ausgezählt werden. Auf diese Weise erhält man eine Korngrössenverteilung der Schwer- und Leichtminerale. Eine solche Arbeitsweise ist aber sehr langwierig, so dass wir die oben beschriebene abgekürzte Methode anwandten. Wir untersuchten jedoch je eine Probe aus den vier lithologischen Einheiten unseres Gebietes nach der ausführlichen Methode.

Die Schwerminerale wurden in den Fraktionen 0,06–0,1, 0,1–0,2, 0,2–0,3, 0,3–0,4 und 0,4–0,6 mm getrennt ausgezählt. Die gröbste Fraktion enthielt praktisch keine durchsichtigen Schwerminerale mehr, so dass sie für die Routinearbeiten fallengelassen werden konnte. Wie die meisten Proben unseres Gebiets waren auch diese vier Proben, die wir auf ausführliche Weise auszählten, sehr epidotreich. Diese Epidotvormacht unterdrückt eine eventuell vorhandene Variation der selteneren Minerale.

In Fig. 9 haben wir neben den Leichtmineralen Quarz und Feldspat die Schwerminerale Epidot und Granat in Abhängigkeit von der Korngrösse aufgetragen. Der Epidot nimmt in unseren Proben mit steigender Korngrösse schwach zu, was im Gegensatz steht zu den Ergebnissen von Moos' (1935). Der Granat ist deutlich korngrössenabhängig, doch scheint er nicht einfach linear mit der Korngrösse zuzunehmen. In unseren Proben ist er meistens in der Fraktion 0,1–0,2 mm angereichert und nimmt sowohl nach den feineren als auch nach den gröberen Korngrössen ab.

Die Leichtminerale der vier erwähnten Proben wurden in den Fraktionen 0,06–0,1, 0,10–0,15, 0,15–0,20, 0,20–0,30, 0,30–0,40, und 0,4–0,6 mm getrennt ausgezählt. Die Resultate sind ebenfalls in Fig. 9 aufgetragen. Der Quarz nimmt mit steigender Korngrösse zu, und der Feldspat ab. Ein gegenteiliges Verhalten hat Hofmann (1957a) an Proben aus der Bodenseeschüttung festgestellt. Fig. 9 zeigt ausserdem, dass sich oberhalb von 0,2 mm Quarz- und Feldspatgehalt noch stark

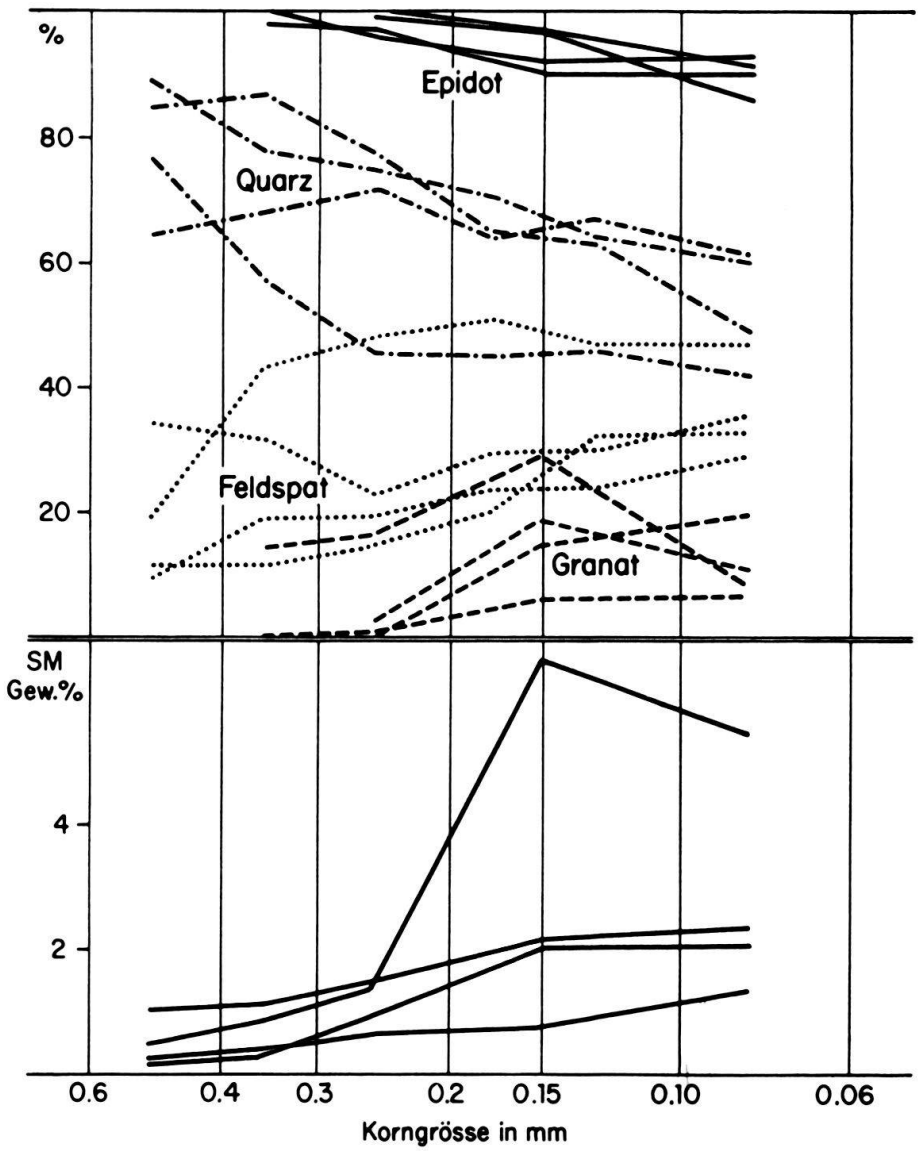


Fig. 9. Korngrössenverteilung von Epidot, Granat, Feldspat und Quarz (oben), sowie prozentualer Gehalt an Schwermineralen einiger Proben in Abhängigkeit von der Korngrösse (unten).

verändern können Daher ist die Fraktion 0,10–0,15 mm für die Routineuntersuchungen von Leichtmineralen recht günstig gewählt.

In denselben vier Proben bestimmten wir ausserdem in jeder Fraktion den prozentualen Gewichtsanteil an Schwermineralen. Dieser nimmt in allen Proben mit abnehmender Korngrösse zu, wobei der höchste Wert meistens in der Fraktion 0,06–0,1 mm anzutreffen ist (Fig. 9). Die feineren Fraktionen als 0,06 mm wurden nicht untersucht, doch hat es den Anschein, dass die Schwerminerale in diesen Fraktionen wieder abnehmen (vgl. SEIBOLD 1963, Fig. 24). Dieses Verhalten der Schwerminerale kann auf folgende Weise erklärt werden:

Seit langem ist bekannt (STRAUB 1932, 1940, PASSEGA 1957 u. a.), dass Material, welches in Suspension transportiert wird, völlig unabhängig ist von Material, welches sich auf dem Flussbett bewegt. Keine Übereinstimmung herrscht jedoch über die obere Korngrenze des suspendierten Materials. Die U.S. Waterways Experiment. Station (1939) gibt beispielsweise 0,0375 mm, LANE & KALINSKE (1941)

0,075 mm und EINSTEIN & CHIEN (1953) 0,06 mm an. Die obere Grenze von Material, welches noch in Suspension gehalten werden kann, muss jedoch von Strömungsgeschwindigkeit und Turbulenz des Wassers abhängig sein. So fanden EINSTEIN, ANDERSON & JOHNSON (1940) während eines Hochwassers Teilchen bis 0,7 mm in Suspension.

Zur Abklärung der Frage, weshalb die Schwerminerale in den feineren Fraktionen angereichert sind, tragen die theoretischen Überlegungen von MOSS (1962, 1963) viel bei. Er hatte an Sanden > 0,1 mm und Geröllen Form-Grössenuntersuchungen durchgeführt und drei Körnerpopulationen gefunden. Die gut sortierte Population A bildet meist die Hauptmasse (Gerüst) eines Sediments. Ihr können feinere oder gröbere Teilchen beigemischt sein, die als Population B bzw. Population C bezeichnet werden. Für unser Problem sind nur die Populationen A und B von Interesse. Die Körner dieser Populationen werden durch Springen («Saltation») transportiert. Spezifisch schwere Teilchen führen natürlich kürzere Sprünge aus als leichte Körner gleicher Grösse, d. h. dass die schweren Körner häufiger mit dem Flussbett in Berührung kommen. Der Eintritt der Schwerminerale in die Population B, welche die Zwischenräume des Population-A-«Gerüsts» auszufüllen trachtet, ist deshalb begünstigt.

Die obere Grenze der Population B ist gegeben durch die Untergrenze der Population A. Eine bestimmte Population A kann aber nach MOSS (1963) kleinere Schwermineralkörner als Leichtmineralkörner aufnehmen, d. h. die Schwerminerale kommen stets mit gröberen Leichtmineralen zur Ablagerung (vgl. SEIBOLD 1963, Fig. 23). Für die Schwerminerale existiert daher die Grenze zwischen Population A und B nicht. Sie können in beide Populationen eintreten und sollten daher dort, wo sich die beiden Populationen überschneiden, gehäuft auftreten. Wenn diese Überlegung, die eine Weiterführung der Mossschen Ideen ist, stimmt, so sollten die Schwerminerale mit abnehmender Korngrösse zunehmen. Welche bestimmte Fraktion am meisten Schwerminerale enthält, hängt von der Korngrösse der Population A und der zur Zeit der Ablagerung vorhandenen Schwerminerale ab. Fig. 9 zeigt, dass die höchsten prozentualen Schwermineralgehalte (Gewichtsprozent) unserer Proben in den Fraktionen 0,06–0,1 mm oder 0,1–0,3 mm auftreten. In Übereinstimmung mit den theoretischen Überlegungen gehören erstere zu feineren und letztere zu gröberen Proben. Obwohl MOSS (1962, 1963) seine Untersuchungen nur auf Teilchen > 0,1 mm ausgedehnt hat, übertrugen wir seine Ergebnisse auf die feineren Fraktionen bis 0,06 mm, da diese – wie oben ausgeführt – noch durch denselben Mechanismus («saltation») transportiert werden.

In Fig. 10 sind die Schwermineralgewichtsprozente der Fraktion 0,06–0,4 mm in Abhängigkeit von der stratigraphischen Höhe aufgetragen. Der Schwermineralgehalt nimmt von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten zu. Obwohl die stärkste Zunahme an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh, d. h. mit der sprunghaften Kornvergröberung (vgl. Fig. 14) erfolgt, ist die Zunahme des Schwermineralgehaltes nicht nur auf den Korngrösseneffekt zurückzuführen. Wir finden nämlich in der Granitischen Molasse (vgl. Tab. 14) Sandsteine, die ebenso grobkörnig sind, wie diejenigen der Schüpferegg-Nagelfluh oder der Napf-Schichten, und trotzdem viel kleinere Schwermineralgehalte (0,5–1,5 %) aufweisen. Der Schwermineralgehalt muss daher bereits primär in den erodierten Gesteinen verschieden gewesen

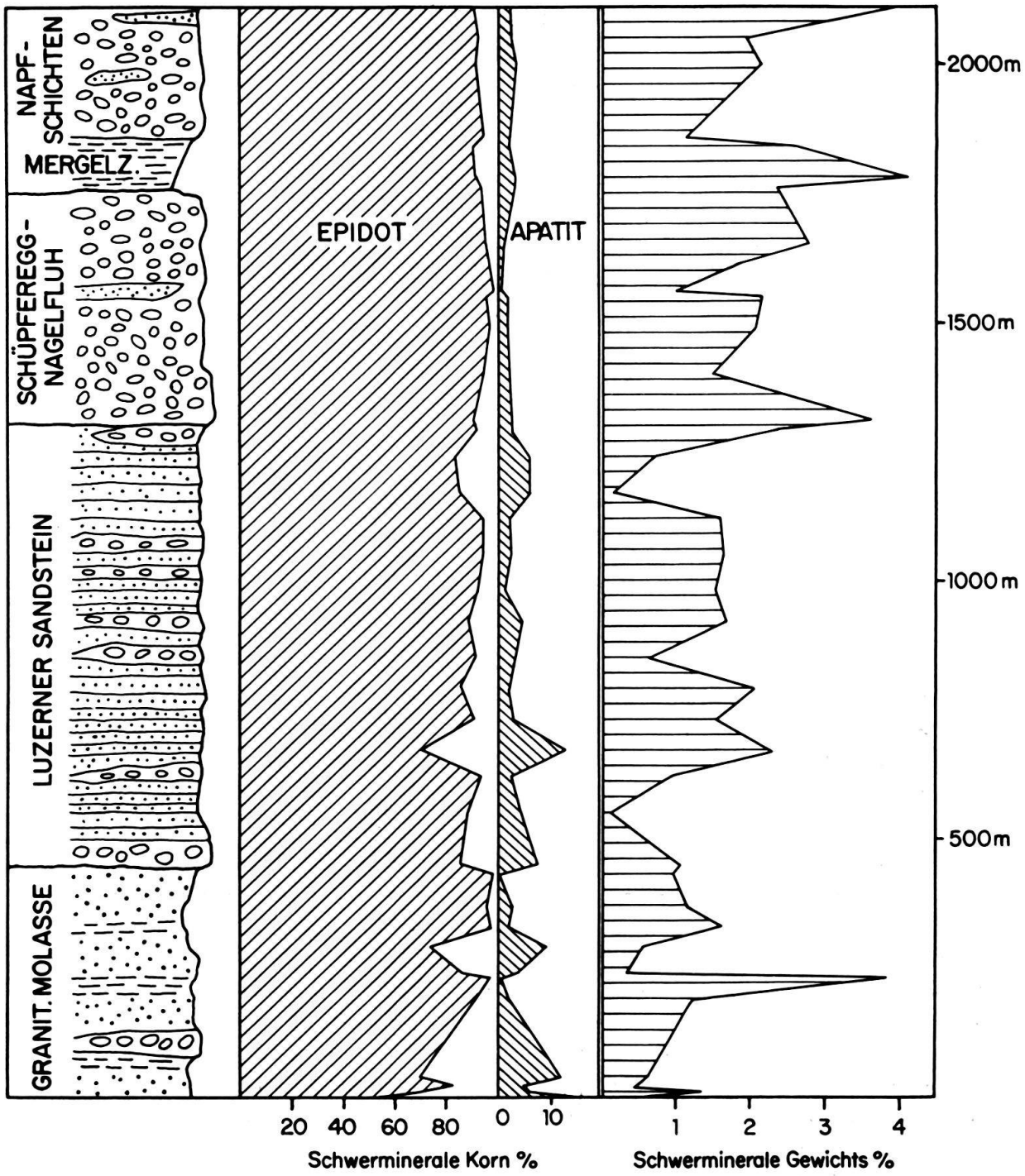


Fig. 10. Die Entwicklung der Epidot- und Apatitgehalte (links), sowie des prozentualen Gehalts an Schwermineralen von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

sein. Wie wir vermittels unserer Nagelfluhzählungen zeigen konnten, nimmt der Gehalt an Kristallingeröllen zugunsten der Sedimente von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten ab. Gleichzeitig erfolgt jedoch eine sehr schwache Zunahme der Grüngesteine, welche aber grösstenteils das Ablagerungsgebiet nur noch als sandiger Detritus erreichten. Aus dem Detritus vor allem der Ophiolithe und der Flyschsandsteine wurden die Schwerminerale nochmals in den Molasse-

sandsteinen angereichert. Die in Fig. 10 erkennbare Tendenz beruht somit auf einer Wechselwirkung von Korngrösse und geliefertem Material. Wenn die Molassesandsteine allzu fein werden in bezug auf die Kornverteilung der Schwerminerale, so können sich die beiden Effekte entgegenwirken. Dies ist im Luzerner Sandstein feststellbar, dessen Feinkörnigkeit einen durch die zunehmend schwermineralreichere Schüttung möglichen Anstieg des Schwermineralgehaltes abschwächt (Fig. 10).

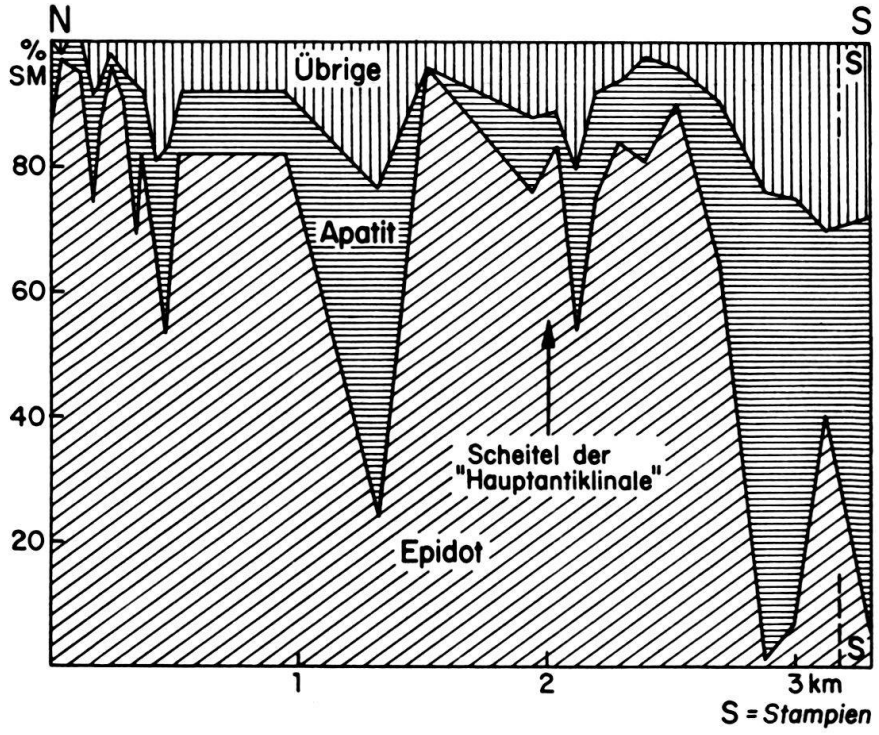


Fig. 11. Schwermineralprofil senkrecht zum Streichen der Zone der Granitischen Molasse.

Die Schwermineralzählungen (Tab. 14) lieferten sehr wenig Ergebnisse. Vom Beginn des Luzerner Sandsteins an bleibt die Schwermineralvergesellschaftung konstant (Fig. 10), obschon sich die Zusammensetzung der erodierten Gesteine veränderte. Diese Konstanz ist wahrscheinlich auf die Übermacht des Epidots (meist > 90 %) zurückzuführen, der jede Variation der anderen Schwerminerale zu erdrücken vermag. Neben Epidot kommt noch Granat häufig vor. Er macht meistens 10–20 % aller Schwerminerale aus, kann aber gelegentlich auf über 100 % ansteigen. Die Napf-Schüttung ist daher in der Tat als Epidot-Granat-Schüttung zu bezeichnen.

Die Granitische Molasse unterscheidet sich von den jüngeren Schichten durch einen erhöhten Apatit- und etwas niedrigeren Epidotgehalt (Fig. 10 und Fig. 11). Fig. 11 zeigt die Apatit- und Epidotgehalte eines Querprofils durch die Zone der Granitischen Molasse. Dasselbe Profil verwendeten wir bei der Darstellung der Karbonatgehalte (Fig. 7). Die dort angebrachten allgemeinen Bemerkungen haben auch hier ihre Gültigkeit. In Übereinstimmung mit dem Ergebnis der Karbonatbestimmungen können wir auch bei den Schwermineralen feststellen, dass sich die Vergesellschaftung in der oberen Granitischen Molasse derjenigen der jüngeren Schichten annähert.

Die Zone der Granitischen Molasse weist zwischen Wiggen und Luzern keinen geschlossenen antiklinalen Bau auf («Hauptantiklinale»), sondern es scheint ein Scheitelbruch und eine Aufschiebung des Südflügels auf den Nordflügel vorzuliegen (vgl. S. 342). FÜCHTBAUER (1964) stellte im Querschnitt der Waldemme zwei grundverschiedene Schwermineralassoziationen in der Granitischen Molasse fest. Nördlich der Aufschiebung tritt überwiegend Epidot auf, während südlich davon hauptsächlich Apatit (> 60 %) mit 10–20 % Zirkon und maximal 10 % Turmalin vorkommt. Im Querschnitt von Escholzmatt fanden wir jedoch die Apatitfacies nur noch als schmale Zone ganz im S vor (Fig. 11), die nicht mehr den ganzen Südflügel der «Hauptantiklinale» umfasst, wie dies nach FÜCHTBAUER (1964) zu erwarten wäre. Ausserdem tritt ein erstes Apatitmaximum schon in den gegen NE fallenden Schichten auf (Fig. 11), das wir uns vorläufig noch nicht erklären können (?normale Schwankung). Sicher ist jedenfalls, dass am Südrand der Granitischen Molasse stets die Vergesellschaftung Apatit-Zirkon-Turmalin auftritt. Dies trifft für unser Untersuchungsgebiet und auch für die Gebiete östlich der Waldemme zu (mündliche Mitteilung meines Studienkameraden und Gebietsnachbarn U. GASSER).

FÜCHTBAUER (1964) nimmt an, dass die apatitreiche Napfschüttung nicht weiter gegen E als ins Gebiet der Hohen Rone gereicht hat, wo sie sich mit den ebenfalls apatitreichen Sanden der Hohrone-Schüttung vermischte. Die nordöstlichsten Ausleger der epidotreichen höheren Abteilung der Napfschüttung erreichten aber das Gebiet von München (FÜCHTBAUER 1958, 1964).

Die Leichtmineralanalyse ergab in unserem Falle ermutigendere Resultate als die Schwermineralanalyse. Einmal mehr zeigte sich, dass Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen kombiniert durchgeführt werden müssen. Als kristallinreiche Schüttung weisen die Sandsteine der Granitischen Molasse einen höheren Feldspat- (> 40 %) und einen tieferen Quarzgehalt auf (Fig. 12), als diejenigen der jüngeren Schichten.

Fig. 12 zeigt, wie von der oberen Granitischen Molasse an der Feldspatgehalt zu- und der Quarzgehalt abnimmt. Wir versuchten die Zunahme des Quarzes mathematisch zu erfassen. Die Zunahme ist linear und kann mit der Gleichung

$$Y = 43{,}2 + 0{,}0146\,x$$

dargestellt werden, wobei x die stratigraphische Höhe in Meter und Y dem Prozentgehalt entspricht. Die Entwicklung des Quarz- und Feldspatgehalts kann bei Kenntnis der Zusammensetzung der Nagelfluh, welche die Sandsteine begleitet, zwanglos gedeutet werden. Mit der Abnahme der Kristallingerölle zugunsten der Sedimente gegen die Napf-Schichten, nimmt der Feldspatgehalt der Sandsteine ab und der Quarzgehalt zu.

Abschliessend verweisen wir nochmals auf die grossen Vorteile, die sich bei gleichzeitiger Untersuchung der Sandsteine und der sie begleitenden Nagelfluh ergeben. Erst die Geröllanalyse ermöglichte uns die Deutung der Entwicklung von Karbonat-, Quarz- und Feldspatgehalt und prozentualem Gehalt an Schwermineralen.

d) *Die Tonminerale*

Mein Studienkollege Dr. TJ. PETERS untersuchte von einigen Sandsteinen die hauptsächlich Tonminerale enthaltende Fraktion $< 2\,\mu$, wofür ich ihm herzlich danke. Seinem Bericht entnehmen wir folgende Angaben:

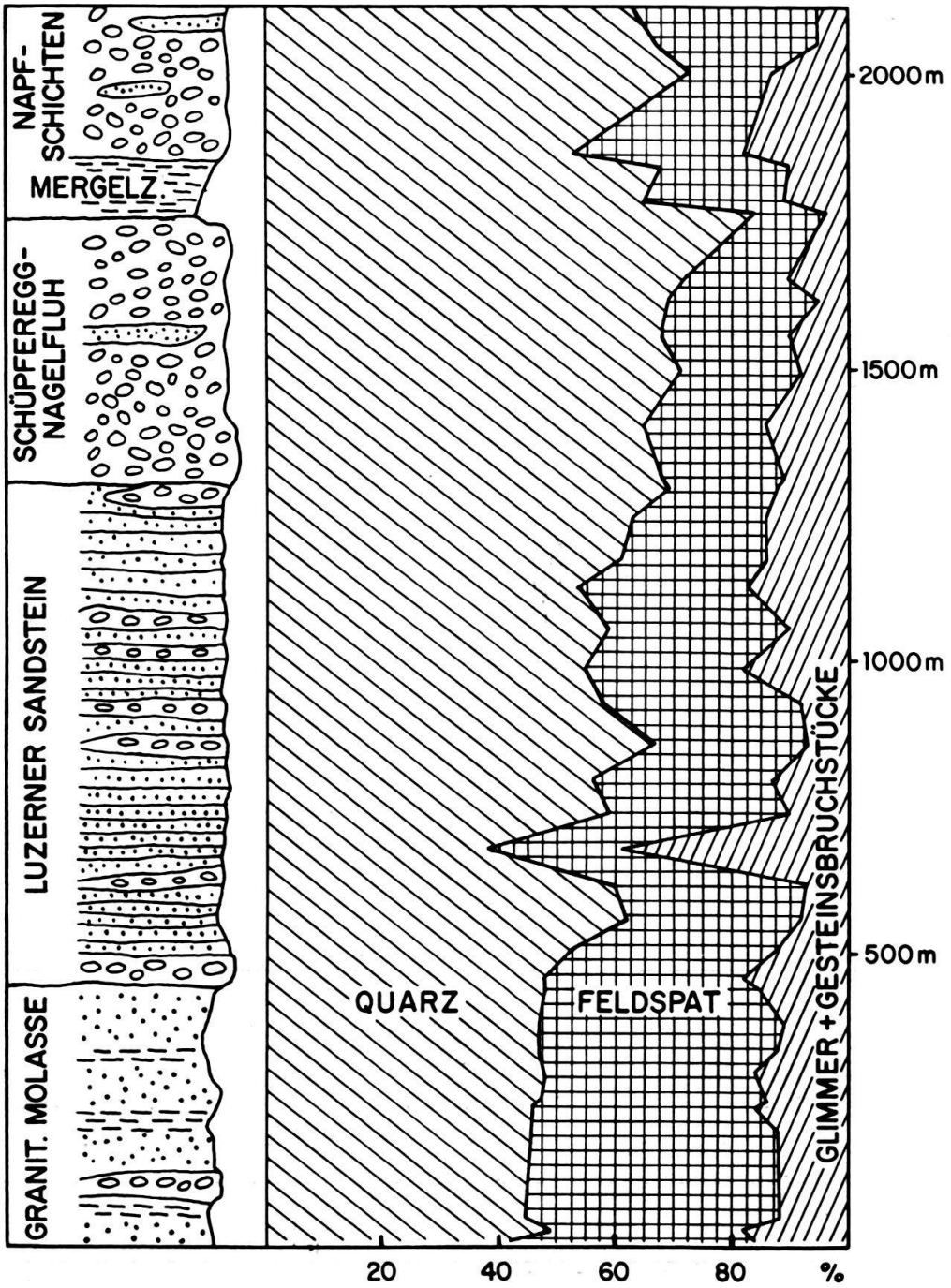


Fig. 12. Die Entwicklung der Leichtminerale (Fraktion 0,10–0,15 mm) der Sandsteine von der Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

Da von den meisten Proben nicht genügend Substanz vorlag, konnte keine vollständige Tonmineraluntersuchung mit Differential-Thermoanalyse, Thermogravimetrie und Röntgenanalyse durchgeführt werden. Nur die röntgenographische Untersuchung wurde an allen Proben ausgeführt. An zwei Proben, von denen genügend Material vorlag, konnte auch die DTA-Analyse gemacht werden. Ihre Kurven sind in Fig. 13 dargestellt.

In den Proben, die dem Luzerner Sandstein und den Napf-Schichten entstammen, wurden folgende Minerale festgestellt:

Illit. Dieser ist dioktaedrisch (Muskowit-Typ) und ein $2M_1$-Typ mit gutem Kristallisationsgrad, der dafür verantwortlich ist, dass die OH-Abgabe bei relativ hohen Temperaturen erfolgt (Fig. 13, Nr. 61.03.11).

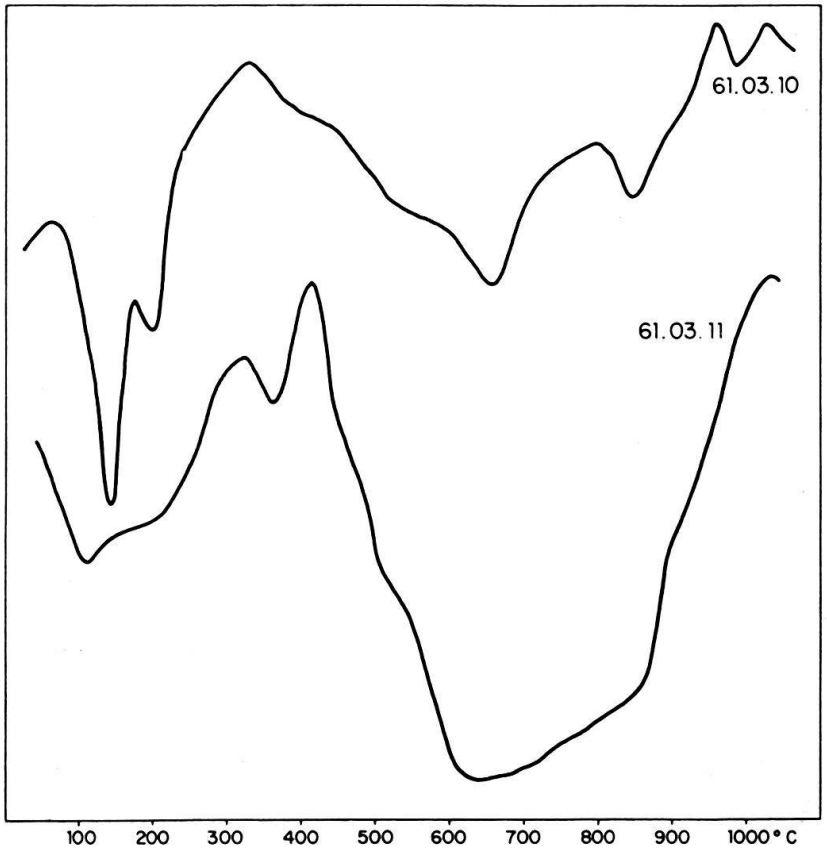


Fig. 13. DTA-Kurven der dekarbonatisierten Fraktion > 2 μ. Aufgeheizt in Luft mit 9,5°C pro Minute.

Montmorillonit ist ebenfalls dioktaedrisch mit dem (060)-Reflex auf 1,500 Å. Es wurden lufttrockene (mit Ca^{2+} abgesättigte), mit Äthylenglykol abgesättigte und mit Glyzerin gesättigte Präparate sowie solche, die bei 550°C gebrennt worden waren, aufgenommen. Die Lage der charakteristischen Basisreflexe ist in Tab. 11 zusammengestellt.

Tab. 11. Lage der charakteristischen Basisreflexe des untersuchten Montmorillonits.

Lufttrocken (mit Ca^{2+} abgesättigt)	Abgesättigt mit Äthylenglykol	Abgesättigt mit Glyzerin	Gebrennt bei 550°C
15,2	16,8	17,8	9,6
5,0	8,4	8,9	4,75
3,02	5,6	5,86	3,16
	4,18	4,39	
	3,35	3,51	
	2,78	2,93	

Neben diesen Reflexen finden wir noch zusätzliche bei sehr hohen d-Werten (z. B. bei 36Å), die aber nicht in allen Präparaten derselben Proben an der gleichen

Stelle liegen. Sie können daher nur schwer erklärt werden. Möglicherweise stammen sie von einer Überstruktur.

Chlorit zeigt Basisreflexe auf 14 Å, 7,02 Å, 4,70 Å und 3,52 Å. Ihre Intensitätsverteilung deutet auf einen relativ eisenreichen Typ hin.

Feldspäte. Neben Kalifeldspat tritt auch Albit auf.

Neben den eben erwähnten Mineralen tritt noch Quarz auf.

Über die Mengenverhältnisse dieser Minerale orientiert Tab. 12. In drei von vier Proben ist bei den Tonmineralien Illit der überwiegende Gemengteil, während Montmorillonit nur untergeordnet auftritt. Auffallend ist der relativ hohe Quarz- und Albitgehalt. Dieser übersteigt in den feldspatreichen Proben deutlich die Menge des Kalifeldspats. Eine Gesetzmässigkeit kann in bezug auf die Tonmineralien vorläufig nicht erkannt werden, da die untersuchte Probenzahl viel zu gering ist.

Tab. 12. Mineralgehalte der Fraktion $< 2\ \mu$ (Gewichtsprozente).

Probe Nr.	Formation	Illit	Montmorillonit	Chlorit	Quarz	Kalifeldspat	Albit
60.11.229	Luzerner Sandstein	70	5–10	–	10	5	10
61.03.11	Luzerner Sandstein	45–50	5–10	5	10	5	25
60.08.106	Napf-Schichten	50	20–25	5	7,5–10	5	10
61.03.10	Napf-Schichten	15–20	60	5	7,5–10	5	5

3. Korngrössenanalysen der Sandsteine

Seit vielen Jahren benutzt man zur Bestimmung der Kornverteilung der klastischen Sedimente die Siebanalyse. Deren theoretische Grundlagen sind u. a. in Krumbein & Pettijohn (1938) und Batel (1964) eingehend erläutert, so dass wir darauf nicht mehr eintreten müssen.

Die Kornverteilungen werden meistens in Form von Summenkurven oder von Histogrammen dargestellt. Die zahlreichen Masse für mittlere Korngrösse, Sortierung, Schiefe (skewness) und Exzess (kurtosis), die sich in der Literatur finden, bezwecken alle eine einfache numerische Charakterisierung der Kornverteilung.

In jüngerer Zeit mehren sich die Arbeiten, in welchen versucht wird, mittels spezieller statistischer Masse, die aus der Kornverteilung abgeleitet werden, das Ablagerungsmilieu zu bestimmen (Doeglas 1950, 1955, Folk & Ward 1957, Passega 1957, Mason & Folk 1958, Harris 1959, u. a.). Für kleine Gebiete gelang es teilweise, Zusammenhänge zwischen bestimmten Parametern der Kornverteilung und dem Ablagerungsmilieu aufzudecken. Allgemeingültige Zusammenhänge sind aber bis heute unseres Wissens noch nicht gefunden worden. Nach Pettijohn (1957) muss dies zurückgeführt werden auf den Mangel an rezentem Vergleichsmaterial, unzulängliche Analysen, zu grosse Siebintervalle, unsaubere Probenahme und unvollständige Kenntnisse der Korngrössenvariation, die infolge von Schwankungen der physikalischen Bedingungen im Ablagerungsmilieu bereits innerhalb einer Probe auftreten.

Die grösste Schwierigkeit, die sich der Siebanalyse entgegenstellt, ist eine einwandfreie Probenahme. Theoretisch sollte jede Probe aus einer Lage stammen (Walger 1962), deren Körner unter gleichen physikalischen Bedingungen abge-

lagert worden sind (APFEL 1938, OTTO 1938). In vielen Fällen wechseln aber die physikalischen Bedingungen schon von der Ablagerung einer Kornlage zur andern. Ausserdem ist seit langem bekannt, dass verschiedene transportmechanische Prozesse bei der Entstehung selbst einer einzigen Kornlage verantwortlich sind. PASSEGA (1957) zeigte, dass feine und grobe Fraktionen, die in einem Fluss in Suspension bzw. durch «traction» (springen und rollen) transportiert werden, unabhängig voneinander sind. Es ist deshalb verständlich, dass bereits eine einzige Kornlage aus einer Mischung zweier oder mehrerer Körnerpopulationen bestehen kann (MOSS 1962, vgl. auch WALGER 1962). Ausserdem ist das Mischungsverhältnis dieser Populationen nicht konstant, so dass daher die Korngrössenparameter (Median, Sortierung usw.) nicht cheraktaristisch für ein bestimmtes Ablagerungsmilieu sein können. TANNER (1959), FULLER (1961) und NEUMANN (1963) haben aus diesem Grunde versucht, mehrgipflige Kornverteilungskurven in einzelne eingipflige Teilstücke aufzulösen.

Die Transporteigenschaften eines Teilchens sind nicht nur von dessen Grösse, sondern auch von dessen Form abhängig. Deshalb führte MOSS (1962, 1963) kombinierte Form-Grössenanalysen durch. Seine Ergebnisse und theoretischen Betrachtungen über die Entstehung verschiedenartiger Kornverteilungen sind äusserst aufschlussreich (vgl. S. 404). Wir werden auch bei der Interpretation der Sortierung Nutzen aus ihnen ziehen (S. 414).

Zusammenfassend können wir festhalten, dass die Schwierigkeit einer einwandfreien Probenahme die Hauptursache ist, dass Kornverteilungen bisher wenig zur Erforschung des Ablagerungsmilieus von klastischen Sedimenten beitragen konnten. Praktisch ist es unmöglich, eine Probe aus einer z. B. 0,5 mm dicken Schicht, welche eine Sedimentationseinheit darstellt, zu entnehmen. Werden die Schichten etwas dicker, z. B. 5 mm, und eine Probenahme prinzipiell möglich, so ist es recht schwierig, die relativ grosse Probemenge zu gewinnen, welche man für die Siebanalyse benötigt. Diese Schwierigkeit kann durch Anwendung einer speziellen Sedimentationswaage (PLANKEEL 1962) überwunden werden, welche zudem noch den Vorteil hat, eine kontinuierliche Kornverteilung zu liefern.

Wir bestimmten von sämtlichen Sandsteinproben die Kornverteilung der Teilchen $> 0{,}02$ mm.

a) *Methode*

Wir übernehmen mit einigen Abänderungen die Methodik von HOFMANN (1955a). Die Sandsteinprobe wird vorsichtig etwas zerkleinert und davon ca. 70 g abgewogen. Je nach Karbonat- und zu erwartendem Schlämmstoffgehalt (s. u.) ist diese Menge zu variieren, damit für die Siebanalyse im besten Fall 50 g übrigbleibt. Die abgewogene Menge wird durch Erhitzen im Wasserbad mit 10 %iger Salzsäure vom Karbonatgehalt befreit. Darauf wird die Probe in einer Zentrifuge mit Bechergläsern zu 600 cm³ Inhalt mehrmals zentrifugiert und die überstehende Säure abdekantiert, bis die Suspension fast neutral ist. Im Trockenschrank wird die Probe bei ca. 105° C getrocknet und 50 g abgewogen. Diese versetzt man mit 10 cm³ konz. Natriumpyrophosphatlösung als Dispergiermittel und füllt das Glas mit Wasser auf. Durch kurzes vorheriges Kochen wird die Ablösung der Tonhäute von den Sandkörnern beim nun folgenden Durchschleudern in einem mechanischen, hochtourigen Rührwerk erleichtert. Die abgekühlte Probe bringt man unter Zugabe von zwei

Löffeln festem Natriumpyrophosphat in ein konisches Gefäss, in welchem nach dem Gegenstromverfahren alle Partikel < 0,02 mm oben weggeschlämmt werden (verwendet wurde der Durchflussautomat der Georg Fischer AG, Schaffhausen, der eine automatische Regeleinrichtung zur Konstanthaltung des Wasserstromes besitzt). Nachdem der Abschlämmvorgang beendet ist, wird die Probe in einem Becherglas aufgefangen, getrocknet und gewogen. Die Differenz zur Einwaage bildet den Schlämmstoffanteil (Teilchen < 0,02 mm), der in Prozenten der Einwaage ausgedrückt wird.

Die verbliebene Probe kommt nun in den Siebapparat und wird 15 Minuten gesiebt. Zur Zeit unserer Untersuchungen verfügten wir noch über keine Rotap-Siebmaschine und verwendeten daher einen Apparat der Georg Fischer AG (Siebdurchmesser 13 cm; Siebgrenzen siehe Fig. 15). Die Siebwirkung kann durch Beigabe von Gummiwürfeln in die acht kleinsten Siebe verbessert werden. Zum Schluss werden die einzelnen Fraktionen gewogen und in Prozente des Gewichts der Probe vor Beginn der Siebanalyse umgerechnet. Es muss darauf geachtet werden, dass der Siebverlust (= Differenz zwischen Gewicht der Probe vor und nach dem Siebvorgang) 1 % nicht übersteigt.

b) *Ergebnisse der Korngrössenanalysen*

Aus den Summenkurven von Sandsteinen der Granitischen Molasse, des Luzerner Sandsteins, der Schüpferegg-Nagelfluh und der Napf-Schichten bestimmten wir den Median Md und die Sortierung So nach Trask. Diese Parameter sind in Tab. 14 zusammengestellt. Sie beziehen sich auf den Kornbereich von 0,02–2,0 mm. Ausserdem haben wir noch für jede Probe den Schlämmstoffgehalt (Teilchen < 0,02 mm) und den Sandanteil (Teilchen > 0,02–2 mm) bezogen auf die nicht entkalkte Probe, angegeben.

Die Entwicklung der Kornverteilung

Fig. 14 zeigt die Entwicklung der Kornverteilung von der oberen Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten. Um diese Entwicklung hervorzuheben, und um das Diagramm nicht zu überladen, haben wir nur eine Fraktion mit einem Raster versehen. Die Sandsteine der Granitischen Molasse sind die grobkörnigsten der ganzen Abfolge (Tab. 14). In der obersten Granitischen Molasse setzt dann eine Kornverfeinerung ein, die durch den Luzerner Sandstein anhält (Fig. 14). Der mächtige Schottervorstoss der Schüpferegg-Nagelfluh zeichnet sich auch in einer starken Kornvergröberung der begleitenden Sandsteine ab. Innerhalb der Schüpferegg-Nagelfluh und in den unteren Napf-Schichten bleibt die Korngrösse ziemlich konstant.

Wie wir im stratigraphischen Teil ausführten, treten in der obersten Granitischen Molasse, in einer Übergangszone, Gesteine auf, welche bereits an den Luzerner Sandstein erinnern und zu diesem überleiten. Diese Gesteine sind mit aller Wahrscheinlichkeit die ersten Ablagerungen, welche die Transgression des ?burdigalen Meeres ankünden. Die erwähnte Kornverfeinerung der Sandsteine seit der obersten Granitischen Molasse, weist denn auch typisch auf eine transgressive Tendenz, welche bis in den oberen Luzerner Sandstein anhält.

Die grossen Schottermassen der im Hangenden folgenden Schüpferegg-Nagelfluh füllten die wenig tiefe Senke lokal auf und drängten das Meer zurück. Dies ist

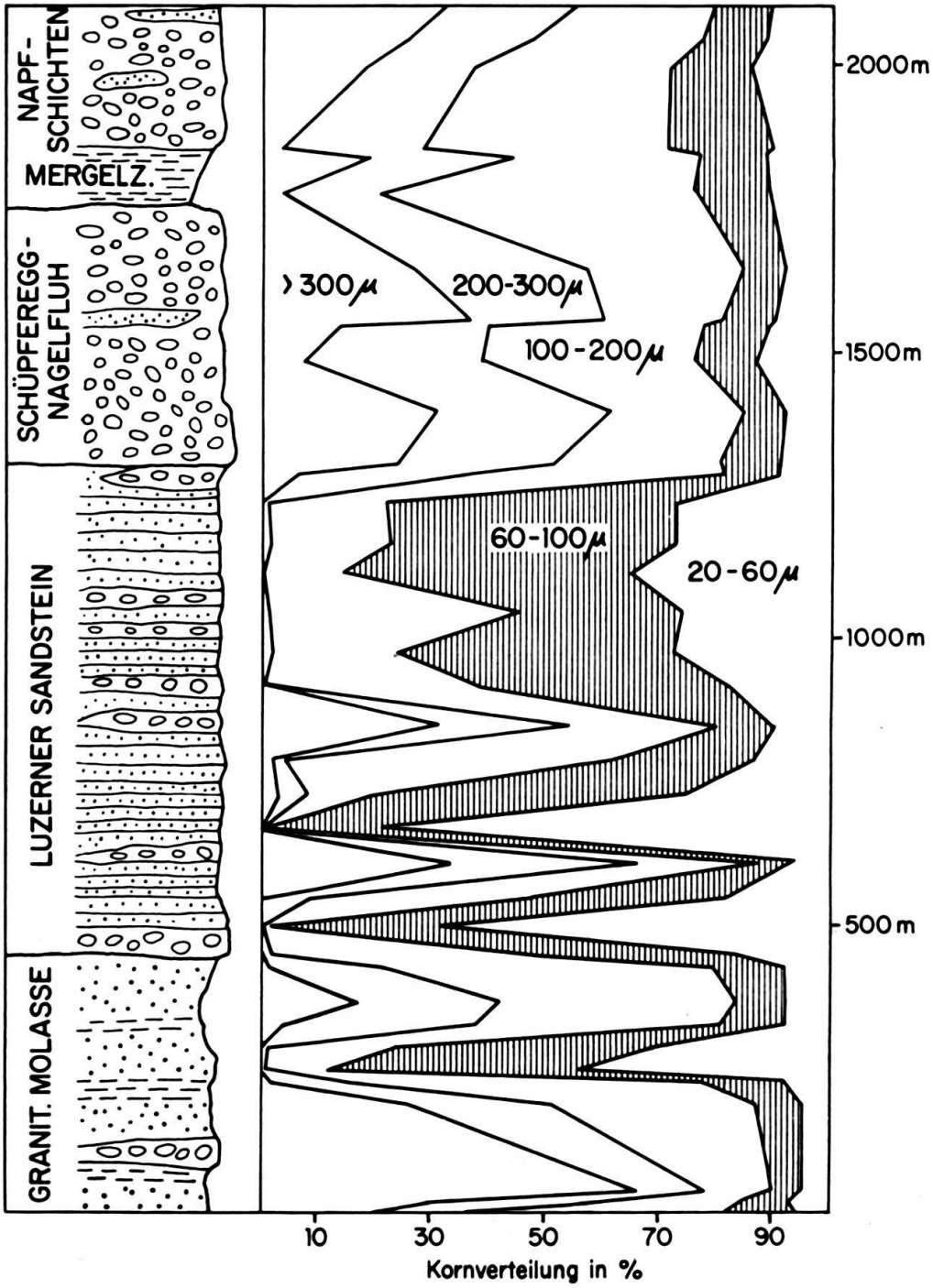


Fig. 14. Die Entwicklung der Kornverteilung der Sandsteine von der obersten Granitischen Molasse zu den Napf-Schichten.

die deutlich regressive Tendenz, die sich an der Basis der Schüpferegg-Nagelfluh in der Kornverteilung der Sandsteine bemerkbar macht.

Die Sortierung der Sandsteine

Wir haben als Mass für die Sortierung der Sandsteine den heute noch allgemein gebräuchlichen Sortierungsindex von Trask $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ $(Q_3 > Q_1)$ verwendet, obwohl wir uns bewusst sind, dass dieser keine spezielle Bedeutung bei der Sym-

metriebeschreibung einer Gauss'schen Kurve hat. Die Werte in der Tab. 14 beziehen sich auf den Kornbereich von 2 mm bis 0,02 mm. Der Sortierungsindex von TRASK ist geometrisch und wenig anschaulich, denn ein Sediment mit einem Sortierungswert von 1,5 ist nicht doppelt so gut sortiert, wie eines mit einem Wert von 3,0. Durch Verwendung des Logarithmus von So, d. h. durch Angabe der Sortierung in Zeta-Einheiten (KRUMBEIN 1938) kann dem leicht abgeholfen werden, da dann die Werte wieder arithmetisch werden. Viel besser zur Beschreibung der Sortierung würde sich das Sortierungsmass von INMAN (1952)

$$\sigma_\Phi = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{2}$$

oder von FOLK & WARD (1957)

$$\sigma_I = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6{,}6}$$

eignen, da beide einen grösseren Kornbereich überbrücken. Bei einer Gauss'schen Kurve umfasst σ_Φ den Bereich zwischen $\pm$ 1 Standard-Deviation, d. h. 68 % aller Körner. Da viele natürliche Kornverteilungen annähernd lognormale Verteilungen aufweisen, besitzt dieses Mass eine spezielle statistische Bedeutung bei der Symmetriebeschreibung derartiger Kurven, so dass es künftig dem Index von TRASK vorzuziehen wäre.

Von allen untersuchten Sandsteinen weisen die Proben aus dem Luzerner Sandstein durchschnittlich die beste Sortierung auf (Tab. 14). Leider ist dies nicht auf das marine Milieu zurückzuführen, sondern ist bloss eine Folge der Abhängigkeit der Sortierung vom Median, welche schon von mehreren Autoren erkannt worden ist. TRASK (1932, cit. in MOSS 1963) hatte festgestellt, dass ein Sortierungsoptimum bei Sedimenten auftritt, deren Median zwischen 0,125 und 0,25 mm liegt. Nach GRIFFITHS (1951) liegt dieses Optimum bei 0,17 mm. Erst WALGER (1962) konnte durch Untersuchungen von Einzellagen zeigen, dass offenbar jeder mittleren Korngrösse eine bestimmte optimale Sortierung zugeordnet ist, die völlig unabhängig vom Ablagerungsmilieu ist. Das absolute Sortierungsoptimum liegt auch bei ihm zwischen 0,10 und 0,20 mm. WALGER (1962) fand ausserdem, dass selbst die Einzellagen aus drei lognormalen Komponenten aufgebaut sind. Dies steht weitgehend in Übereinstimmung mit den Ergebnissen von MOSS (1962, 1963), der in den Sedimenten ebenfalls drei Körnerpopulationen fand. In dieser Arbeit finden wir auch die Erklärung für die mit steigendem Median erfolgende Abnahme der Sortierung. Mit steigender Korngrösse der Population A (gröbere Körner) von MOSS, die gewissermassen das «Gerüst» des Sediments bildet, nimmt auch die Korngrösse der Population B (feinere Teilchen) zu, welche die Hohlräume zwischen den ersteren Teilchen auszufüllen trachtet. Dadurch wird mit zunehmender Korngrösse der Population A die Kornverteilungskurve breiter, d. h. die Sortierung wird schlechter. Aus diesem Grunde weisen die Proben des feinkörnigen Luzerner Sandsteins die beste Sortierung auf.

Fig. 15 zeigt von fünf typischen Proben die Kornverteilung, welche mittels Sieb- und Atterberg-Methode ermittelt wurde. Es handelt sich vermutlich, vor allem bei den grobkörnigen Typen, um Mischverteilungen, deren Sortierung mit steigendem Median schlechter wird.

Das Ziel des Geologen, der aus dem Ausmass der Sortierung auf das Ablagerungsmilieu schliessen möchte, liegt noch in einiger Ferne. Vielleicht weist aber die von SEIBOLD (1963) vorgeschlagene Methode, welche den Einfluss der Korngrösse auf die Sortierung auszuschalten trachtet, einen neuen Weg zur Erreichung dieses Ziels.

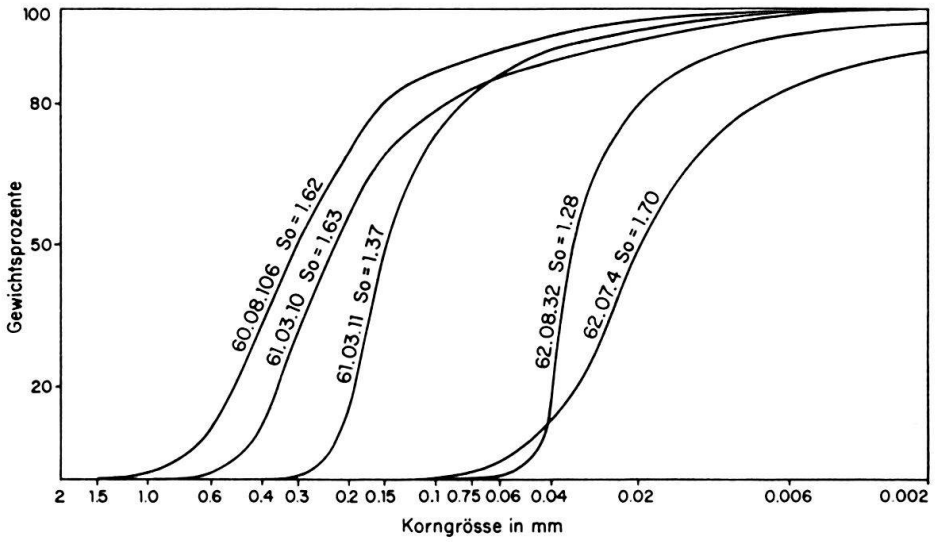


Fig. 15. Korngrössenverteilung von Sandsteinen mit verschiedenem Median Md und die Abhängigkeit der Sortierung vom Median.

c) *Rundung der Sandkörner*

Wie wir auf S. 377ff. ausführlich darlegten, können die Methoden zur Bestimmung der Rundung in eine messende und eine vergleichende Gruppe eingeteilt werden. Die Methoden bei den Sandkörnern bleiben dieselben wie bei den Geröllen, nur lassen sich die Rundungsmessungen nicht mehr mit unbewaffnetem Auge durchführen; es muss mit einem Mikroskop gearbeitet oder durch eine Projektionsmethode Kornbilder hergestellt werden, damit überhaupt eine der messenden oder vergleichenden Methoden angewendet werden kann. Aus diesem Grunde sind die Rundungsmessungen von Sandkörnern ausserordentlich mühsam und zeitraubend. Eine apparative Messung der Rundung wäre deshalb sehr vorteilhaft.

Tab. 13. Vergleich der Eckigkeitskoeffizienten unter Berücksichtigung des tatsächlichen spezifischen Gewichts und des spezifischen Gewichts von 2.65 (Quarz).

Probe Nr.	Spezifisches Gewicht sx	Eckigkeitskoeffizient bei sx	Eckigkeitskoeffizient bei s = 2.65
62.09.43	2,62	1,66	1,68
62.07.7	2,63	1,76	1,78
62.09.56	2,64	1,69	1,70
62.09.54	2,65	1,77	1,77
62.07.3	2,68	1,87	1,86

In den letzten Jahren sind zwei nennenswerte Verfahren der apparativen Rundungsbestimmung von Sanden entwickelt worden. Das eine wurde von HOFMANN

Tab. 14. Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen.

Abkürzungen: GM = Granitische Molasse; LS = Luzerner Sandstein; SN = Schüpferegg-Nagelfluh; NS = Napf-Schichten, St = Stampien; A = Anatas, B = Brookit, C = Chloritoid, H = Hornblende, S = Staurolith, Sp = Spinell.

Proben Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat							Granat	Schwermineral-gehalt (%)	Leichtminerale					Median der Fraktion > 20 μ	Sortierung der Fraktion > 20 μ	Spezif. Gewicht	Porosität	Eckigkeit	Sandanteil (Fraktion > 20 μ)	Tonanteil (Fraktion < 20 μ)
			Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige			Quarz	Feldspat	Zers. Feldspat	Glimmer	Gesteins-bruchstücke							
													Granitische Molasse. Äbnitbach und Bachtolen													
62.08.17	GM	642320/200320/810	8,5	7,2	1,18	85	15	0	0	0	0		15	1,0	48	34	4	8	6	0,10	1,36			1,45	67,3	17,1
62.08.16	GM	642330/200310/810	21,3	7,0	3,04	98	0	0	1	0	0	1 H	0	0,9	48	37	7	0	8	0,16	1,31	2,68	7,6	1,99	63,7	8,0
62.08.15	GM	642340/200310/805	15,5	7,0	2,21															0,04	1,30	2,70	8,7		47,3	30,2
62.08.14	GM	642370/200270/800	24,2	7,0	3,46	97	3	0	0	0	0		3	1,6	47	41	6	0	6	0,18	1,40	2,69	8,9	1,58	63,3	5,5
62.08.13	GM	642430/200220/795	1,6	3,2	0,50	95	5	0	0	0	0		5	1,1	47	42	8	1	2	0,18	1,44	2,67	14,8	1,71	87,5	7,7
62.08.11	GM	642460/200180/790	16,3	6,4	2,55	74	18	0	7	0	1		2	0,5	48	36	9	0	7	0,08	1,43	2,69	8,7	1,28	66,0	11,3
62.07.9	GM	642490/200160/785	17,4	4,7	3,70	88	7	2	2	1	0		0	0,3	47	39	4	3	7	0,06	1,54	2,69	11,6	1,40	63,2	14,7
62.07.8	GM	642500/200150/785	20,1	5,4	3,72	97	1	2	0	0	0		1	3,7	46	38	9	0	7	0,15	1,34			1,94	67,5	7,0
62.07.7	GM	642560/200075/780	22,8	3,3	6,91	91	4	2	1	1	1		9	1,2	46	42	8	0	4	0,20	1,49	2,68	7,0	1,78	67,9	6,0
62.07.6	GM	642570/199945/780	18,3	1,9	9,63	69	24	3	4	0	0		129	0,6	45	43	5	2	5	0,41	1,78	2,67		1,91	73,1	6,7
62.07.5	GM	642670/199940/775	18,6	3,9	4,77	82	10	3	3	2	0		6	0,4	49	33	11	2	5	0,22	1,53			1,56	69,1	8,4
62.07.4	GM	642670/199935/775	11,3	6,2	1,82	69	12	11	2	5	1		4	1,3	20	12	1	67	0	0,04	1,40				56,1	26,4
62.07.3	GM	642670/199930/770	11,6	4,0	2,90	54	29	10	3	4	0		23	0,6	42	42	10	3	3	0,17	1,47	2,66		1,86	79,7	9,7
62.07.2	GM	642670/199930/770	2,4	5,4	0,44	82	10	3	1	2	1		0	1,1	42	42	3	8	5							
62.07.1	GM	642670/199930/770	16,8	5,0	3,36																					
63.08.16	GM	641130/198280/780	11,4	1,8	6,33	82	9	1	1	7	0		16	0,4	39	49	6	2	4							
63.08.15	GM	639625/197130/840	6,3	2,6	2,42	24	53	16	5	0	1	1 C	86	0,4	43	48	5	1	3							
63.08.14	GM	639800/197000/810	11,8	3,2	3,68	96	0	2	0	1	0	1 H	9	1,0	43	44	4	0	9							
63.08.13	GM	640250/196800/880	18,7	1,7	11,00	76	12	4	1	6	1		6	0,6	45	45	6	0	4							
63.08.12	GM	639275/195525/930	4,7	1,7	2,76	84	5	1	1	8	0	1 S	71	0,9	39	52	4	1	4	0,33	1,77				81,1	12,5
63.08.11	GM	639325/195450/935	24,9	2,2	11,31	54	26	6	1	13	0		12	0,3	46	44	7	0	3							
60.11.222	GM	639320/195350/940	3,5	3,5	1,00	75	17	7	0	1	1		19		28	50	14	1	7	0,22	1,37				85,3	7,7
63.08.10	GM	639325/195280/950	6,3	2,8	2,25	84	10	5	0	1	0		25	0,7	43	41	8	3	5							
63.08.9	GM	639340/195185/960	21,8	1,2	18,16	81	17	1	0	1	0		38	1,1	42	47	6	0	5							
63.08.8	GM	639375/195080/970	8,2	2,3	3,56	90	6	1	0	3	0		25	0,9	30	50	11	1	8							
60.11.223	GM	639450/194925/1000	5,3	5,2	1,02	64	27	8	1	1	0		40		38	44	9	2	7	0,22	1,54				76,3	13,1
60.11.225	GM	639600/194825/1040	12,5	2,8	4,46	1	75	20	2	0	2		485		25	56	8	1	10	0,31	1,84				70,9	13,8
63.08.7	GM	639550/194600/1060	14,4	2,4	6,00	7	68	21	3	0	1		62	0,3	51	44	0	1	4							
60.11.224	GM	639650/194500/1100	8,8	11,2	0,79	40	30	20	5	0	4	1 A	143		23	53	12	3	8	0,31	1,60				68,7	11,3
63.08.6	St	639725/194425/1140	39,2	9,2	4,26	3	61	0	22	0	4	1 H, 1 C, 8 Sp	14	0,2	83	3	0	4	10							

Luzerner Sandstein und Schüpferegg-Nagelfluh. Gräben bei Buechli und Bruggmättili.

62.09.66	SN	645830/203900/900	50,8	1,6	31,75	95	2	0	2	0	0	1 H	10	2,7	72	18	2	1	7	0,22	1,43	2,70	9,4	1,62	42,3	5,3
63.08.30	SN	645920/203970/840	47,4	1,5	31,60	92	3	1	0	0	2	1 B, 1 H	11	1,7	69	26	1	1	3							
62.09.65	SN	645940/203970/820	24,2	2,3	10,52	98	1	1	0	0	0		16	1,0	68	26	1	2	3	0,24	1,58	2,65	11,7	1,62	65,4	8,1
62.09.56	SN	644230/202870/1000	42,7	1,7	25,12	95	3	1	0	0	1		11	2,1	68	22	1	3	6	0,18	1,54	2,69	9,9	1,70	48,0	7,6
62.09.55	SN	644240/202810/960	25,0	2,7	9,26	96	3	0	0	1	0		2	2,0	71	21	1	2	5	0,18	1,52	2,69	17,2	1,83	59,8	12,5
62.09.64	SN	646900/203860/740	24,3	5,3	4,58	94	2	0	0	2	0		24	1,4	65	21	3	2	9	0,23	1,46	2,67	13,7	1,59	63,3	7,1
62.09.54	SN	644300/202660/870	29,1	3,5	8,31	90	5	1	2	1	0	1 H	19	3,5	68	21	1	2	8	0,20	1,58	2,69	9,6	1,77	59,8	7,6
62.09.52	LS	644310/202640/865	16,9	6,3	2,68	91	5	1	0	1	1	1 H	16	2,3	69	19	1	3	8	0,17	1,38			2,05	65,1	11,7
62.09.51	LS	644360/202580/840	27,1	6,6	4,11	83	12	1	2	1	1		9	0,7	63	23	1	4	9	0,08	1,36	2,70	12,3	1,33	57,9	8,4
63.08.29	LS	644380/202500/830	30,4	6,2	4,90	85	12	1	2	0	0		8	0,9	61	25	3	4	7	0,08	1,30			1,32	53,1	10,3
63.08.28	LS	644430/202470/810	32,6	6,3	5,17	94	4	1	0	0	1		4	1,5	54	29	1	5	11	0,07	1,41			1,38	48,1	13,0
63.08.27	LS	644430/202420/795	27,9	2,6	10,73	94	5	0	1	0	0		17	1,6	59	31	3	3	4	0,10	1,49			1,42	50,0	19,5
62.09.50	LS	644480/202280/780	36,5	7,6	4,80	92	2	2	2	2	0		11	1,5	55	27	1	11	6	0,08	1,33	2,70	7,2	1,35	48,8	7,1
62.09.49	LS	644620/202340/760	30,0	8,0	3,75	88	9	1	1	0	0	1 S	7	1,6	58	34	1	2	4	0,09	1,24	2,71	7,6	1,63	54,1	7,9
62.09.48	LS	644720/202230/730	16,2	5,2	3,12	91	6	0	1	0	2		16	0,6	67	26	4	1	2	0,21	1,67	2,68	14,0	1,50	70,7	7,9
62.09.47	LS	644730/202180/725	22,5	6,7	3,36	85	4	1	0	1	0		5	2,0	56	31	3	4	6	0,11	1,32	2,71	9,2	1,99	58,8	12,0
62.09.46	LS	644740/202140/720	19,3	5,7	3,39	90	6	2	1	1	0		9	1,5	59	31	3	2	5	0,08	1,28	2,67	19,4	1,68	65,0	10,0
62.09.45	LS	644770/202060/710	28,8	6,3	4,57	70	26	0	4	1	0		4	0,9	38	23	0	36	4	0,04	1,41	2,72	13,5	1,37	54,3	10,6
62.09.44	LS	644800/202030/710	22,7	5,2	4,37	93	4	1	1	0	0	1 H	5	2,2	60	33	1	0	6	0,24	1,41	2,70	7,4	1,51	61,7	10,4
62.09.43	LS	644820/201990/700	17,4	5,8	3,00	88	8	1	1	2	0		19	0,9	62	30	2	1	5	0,10	1,38	2,69	10,5	1,68	66,6	10,2
62.08.18	LS	642320/200330/820	22,7	7,5	3,03									0,1	53	35	5	4	3	0,04	1,45	2,70	15,2	1,81	58,1	11,7

Luzerner Sandstein, Schüpferegg-Nagelfluh und Napf-Schichten. Schwändigraben und Bockengraben.

61.03.10	NS	637720/199830/1100	29,0	1,6	18,13	82	12	5	1	0	1	1 H	13		59	28	6	1	6	0,21	1,63	2,65	27,5	2,13	56,3	13,0
61.03.9	NS	637730/199770/1075	24,1	9,9	2,43	84	6	1	3	0	0	6 H	8		61	24	4	5	6	0,11	2,11				58,1	7,9
61.03.8	SN	638260/199630/990	52,9	1,9	27,84	80	10	2	6	0	1	1 H	4		62	25	2	0	11	0,13	1,51	2,69	11,0		34,7	10,4
60.11.227	SN	639080/200320/930	34,0	3,0	12,04	93	6	1	0	0	0		11		52	36	2	2	8	0,17	1,67				48,9	14,6
63.08.26	SN	638550/199250/940	50,1	0,6	83,50										70	15	0	4	11							
63.08.25	SN	638670/199020/920	28,8	1,4	20,57										49	34	4	3	10							
61.03.7	SN	638660/199020/920	21,0	3,5	6,00	93	0	2	4	0	1		12		68	25	2	0	5	0,19	1,54				63,1	12,4
61.03.6	SN	638830/198880/910	23,2	6,2	3,74	86	11	1	1	0	0	1 H	9		59	26	1	2	12	0,12	1,56	2,69	13,0		59,0	11,9
61.03.5	LS	638980/198870/900	25,0	6,7	3,73	90	5	0	4	0	0	1 S	1		56	24	6	0	14	0,18	1,70	2,70	11,4		59,3	9,0
63.08.24	LS	638990/198830/895	23,1	7,1	3,25										38	19	2	36	8							
63.08.23	LS	639020/198790/890	29,8	11,0	2,70										67	24	1	1	7							
61.03.4	LS	639070/198730/900	16,8	7,6	2,21	91	8	0	1	0	0		2		64	24	1	2	10	0,10	1,43	2,68	15,5		65,2	10,5
61.03.12	LS	640025/199500/855	27,6	9,1	3,03										54	34	8	2	2	0,13	1,31	2,71	10,7		56,3	7,0
61.03.3	LS	639150/198630/890	20,2	7,5	2,73	91	4	1	4	0	0		6		61	27	4	0	8	0,13	1,36	2,69	11,5		63,0	9,2
61.03.11	LS	640080/199380/840	30,2	11,0	2,75	93	3	1	3	0	0		4		58	28	3	3	8	0,14	1,36	2,71	11,7	1,86	51,5	7,3
61.03.2	LS	639180/198550/870	22,5	7,7	2,92	93	4	1	1	0	0	1 H	2		50	32	6	5	7	0,10	1,34	2,67	10,0		61,7	8,1
63.08.22	LS	639200/198480/870	20,6	4,3	4,79										63	21	3	3	10							
63.08.21	LS	639250/198430/865	18,2	9,1	2,00										61	25	4	2	8							
63.08.20	LS	639280/198390/860	23,5	5,6	4,19										63	31	2	0	4							
63.08.19	LS	639280/198320/860	23,6	4,7	5,02										47	39	3	1	10							
63.08.18	LS	639300/198260/860	17,9	6,6	2,71										59	31	1	4	5							
63.08.17	LS	639380/198280/860	8,2	2,4	3,41										60	32	4	1	3							
61.03.1	LS	639380/198230/860	20,5	6,9	2,96	89	11	0	0	0	0		9		48	36	5	2	9	0.09	1,29	2,68	17,5		62,1	10,4

Tab. 14. Zusammenstellung der Resultate aller an den Sandsteinen ausgeführten Untersuchungen (Fortsetzung).

Proben Nr.	Formation	Koordinaten	Karbonat			Schwerminerale ohne Granat							Granat	Schwermineral-gehalt (%)	Leichtminerale					Median der Fraktion > 20 μ	Sortierung der Fraktion > 20 μ	Spezif. Gewicht	Porosität	Eckigkeit	Sandanteil (Fraktion > 20 μ)	Tonanteil (Fraktion < 20 μ)
			Kalzit	Dolomit	Kalzit/Dolomit	Epidot	Apatit	Zirkon	Turmalin	Titanit	Rutil	Sonstige			Quarz	Feldspat	Zers. Feldspat	Glimmer	Gesteins-bruchstücke							
Profil durch Sandsteinzone in Schüpferegg-Nagelfluh. Wyssflue.																										
62.08.28	SN	643660/203530/737	12,4	4,8	2,58	86	6	2	3	2	1	1 H	9	4,4	50	25	2	21	2	0,16	1,90	2,73	13,0	1,90	62,5	20,2
62.08.27	SN	643660/203530/737	19,0	6,3	3,02																					
62.08.26	SN	643660/203530/737	21,2	6,0	3,53																					
62.08.25	SN	643660/203530/737	32,3	6,1	5,30	89	8	2	1	0	0		1	0,5	74	12	0	8	6	0,05	1,56	2,71	7,5	1,31	45,1	16,5
62.08.24	SN	643660/203530/737	14,0	5,7	2,46	79	16	3	1	1	0		23	4,0	41	21	1	33	4	0,17	3,30				62,9	17,4
62.08.23	SN	643660/203530/737	9,6	5,2	1,85	94	6	0	0	0	0		15	3,1	65	29	1	2	3	0,09	1,75	2,73	7,7		62,7	22,5
62.08.22	SN	643660/203530/737	34,9	4,4	7,93	89	10	0	1	0	0		7	0,9	64	20	1	7	8	0,08	1,37	2,71	6,1	1,54	48,7	12,0
62.08.21	SN	643660/203530/737	22,3	4,1	5,44	80	16	0	4	0	0		7	2,9	62	30	2	2	4	0,10	1,39	2,70	11,0	1,31	61,4	12,2
62.08.20	SN	643660/203530/730	11,2	4,3	2,60																					
Basismergelzone der Napf-Schichten. Graben W Hinter Eimättili.																										
62.08.41	NS	644620/204590/770	9,5	5,2	1,83															<0,02						
62.08.40	NS	644620/204590/770	22,5	4,8	4,69	90	4	1	2	1	2		11	2,5	68	22	2	2	6	0,18	1,61	2,69	16,3		61,3	11,4
62.08.39	NS	644620/204590/770	24,3	6,9	3,52															<0,02						
62.08.38	NS	644620/204590/770	3,8	7,4	0,51															<0,02						
62.08.37	NS	644620/204590/770	32,8	6,0	5,47	91	6	0	3	0	0		16	4,0	65	24	3	5	3	0,16	1,39	2,71	4,3		56,0	5,2
62.08.36	NS	644620/204590/770	21,6	7,7	2,81															<0,02						
62.08.35	NS	644810/204510/710	1,0	0	∞	93	6	0	0	1	0		4	2,3	84	12	0	1	3	<0,02						
Napf-Schichten. Tal der Grossen Fontanne																										
62.09.70	NS	642140/204420/995	38,0	1,9	20,00	91	5	2	1	0	1		42	3,8	63	32	0	2	3	0,22	1,66	2,67	16,7	1,61	47,9	12,2
62.09.69	NS	642210/204310/950	38,2	1,7	22,47	92	5	1	1	0	0	1 H	11	1,9	67	28	0	1	4	0,19	1,69	2,69	11,2	1,78	48,6	11,5
62.09.68	NS	642370/204230/900	39,6	2,1	18,86	91	7	0	1	1	0		13	2,1	73	14	2	2	9	0,16	1,70	2,70	9,8	1,49	48,8	9,5
62.09.67	NS	642460/203990/820	43,5	1,8	24,17	94	4	2	0	0	0		8	1,1	53	39	2	3	13	0,15	1,51	2,67	5,1	1,80	50,1	4,6
Napf-Schichten. Täler von Hergiswil und Luthern.																										
60.08.115	NS	638410/206150/1360	26,2	1,7	15,41	91	6	1	2	0	0		4		75	18	3	0	4	0,24	2,00				52,9	19,3
60.08.114	NS	638720/206430/1180	43,2	0,4	108,00	89	10	0	1	0	0		7		63	31	3	0	2	0,21	1,61				44,5	11,8
60.08.113	NS	638430/206740/1055	24,8	1,3	19,15	89	10	0	1	0	0		16		73	19	3	0	5	0,18	1,69				57,4	16,5
60.08.112	NS	638700/208170/890	26,0	2,4	10,83	93	4	0	1	0	1	1 H	20		69	22	4	1	4	0,21	1,69				55,3	16,3
60.08.111	NS	639000/208980/830	29,3	2,8	10,46	93	7	0	0	0	0		12		67	26	2	2	3	0,13	1,71				53,2	14,7
60.08.110	NS	639440/210360/770	31,0	2,9	10,72	92	6	1	1	0	0		15		69	22	4	2	3	0,13	1,44				53,5	12,6
60.08.108	NS	637590/215850/740	1,3	9,0	0,14	82	12	2	0	0	0	4 H	23		67	20	1	3	9	0,17	1,57				78,5	11,2
60.08.109	NS	639050/211900/720	5,5	3,2	1,72	93	5	1	0	0	1		11		65	24	5	2	4	0,21	1,75				74,2	17,0
60.08.107	NS	639050/211900/720	5,0	11,0	0,45	90	2	4	2	0	1	1 H	78		60	27	6	6	1	0,04	1,42				73,1	11,0
60.08.106	NS	639960/216600/620	14,2	5,3	2,68	87	5	0	1	0	1	1 B, 2 H, 3 S	98		66	27	3	2	2	0,25	1,59				70,0	10,5
60.08.105	NS	641040/218530/570	25,6	7,9	3,24	91	6	1	1	0	0	1 H	20		72	20	2	2	4	0,16	1,49				54,9	11,6
60.08.104	NS	642350/218875/560	8,7	8,6	1,01	95	1	2	0	0	0	4 H	20		71	20	3	1	5	0,22	1,50				72,6	10,2
60.08.118	?NS	636490/216840/670	4,0	13,9	0,29	95	1	0	2	0	1	1 H	33		58	26	3	9	4	0,18	1,90				74,8	7,3

(1964d) und das andere von KUENEN (1964) veröffentlicht. KUENEN (1964) bringt die Körner fraktionsweise in eine etwa 2 m lange, leicht geneigte Rinne. Diese wird hin und her bewegt, so dass die Körner langsam abwärts rollen und am Ende der Rinne aufgefangen und gewogen werden. Auf diese Weise wird nicht die Rundung, sondern die Rollbarkeit (pivotability) bestimmt. Diese steht aber in Beziehung mit der Rundung und der Form. Die Methode hat den Vorteil, dass sie mit sehr kleinen Probemengen auskommt. Die Methode von HOFMANN (1956d) beruht auf der Messung der spezifischen Oberfläche S_w eines Sandes nach dem Durchlässigkeitsverfahren in dem von ihm entwickelten Sandoberflächenmessapparat[13]). Dabei wird Luft durch eine Sandmenge von 50 g gesogen, welche in einem Rohr auf ihr minimales Volumen eingerüttelt worden ist. Die wirkliche spezifische Oberfläche S_w ist dann eine Funktion der Porosität und der Durchlässigkeit dieser Sandsäule. Von derselben Sandmenge, die nur Körner $> 60\ \mu$ enthält, bestimmt man ausserdem die Kornverteilung durch Sieben. Unter der Annahme, dass alle Körner Kugeln seien, kann die theoretische spezifische Oberfläche S_{th} berechnet werden. Durch Division der wirklichen durch die spezifische Oberfläche erhält man den sogenannten Eckigkeitskoeffizienten $E = S_w/S_{th}$.

Wir bestimmten die Rundung der Sandkörner nach der Methode HOFMANN (1956d). Die Sandsteine müssen zuerst (vgl. Korngrössenanalysen) mit 10 %iger Salzsäure entkalkt werden. Um konstante Versuchsbedingungen zu erhalten, rüttelten wir bei der Bestimmung der wirklichen spezifischen Oberfläche die Sandsäule während 30 Sekunden mit einem Vibrator ein.

In der Formel zur Berechnung von S_w und S_{th} ist auch das spezifische Gewicht des Sandes enthalten, welches HOFMANN (1956d) als konstant gleich demjenigen von Quarz = 2,65 annimmt. Wir untersuchten, ob durch diese Annahme der Eckigkeitskoeffizient wesentlich beeinflusst wird. Tab. 14 zeigt, dass das spezifische Gewicht unserer Molassesandsteine ungefähr zwischen 2,60 und 2,70 schwankt. Tab. 13 enthält das spezifische Gewicht s_x einiger Proben, sowie die Eckigkeitskoeffizienten bei Berücksichtigung des tatsächlichen spezifischen Gewichtes und von $s = 2{,}65$. Die Abweichungen zwischen den so erhaltenen Eckigkeitskoeffizienten sind sehr gering. Wir benutzten deshalb bei unseren Untersuchungen nach HOFMANN (1956d) der Einfachheit halber das spezifische Gewicht des Quarzes 2,65.

Tab. 14 enthält die Eckigkeitskoeffizienten der untersuchten Sandsteine. Die erhaltenen Werte sind recht unterschiedlich, doch können wir noch keine Gesetzmässigkeit erkennen. Einzig die Proben aus dem Luzerner Sandstein scheinen eine etwas bessere Kornrundung aufzuweisen. Wir hofften mit dieser Methode kleine Rundungsunterschiede der Körner erfassen und aus ihnen Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu ziehen zu können. Dies ist uns vorläufig noch nicht gelungen, obwohl es nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. A. GEES, der sich mit amerikanischen Sedimenten befasst, möglich sein soll. Wir führen es vor allem auf die speziellen geologischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes zurück, welches für die Lösung derartiger Probleme sehr ungünstig liegt, da praktisch alle Sandsteine fluviatiler Herkunft sind. Sogar der marine Luzerner Sandstein weist gegenüber den rein fluviatilen Sandsteinen keine bessere Rundung der Körner auf, ver-

[13]) Erhältlich bei Georg Fischer AG, Schaffhausen.

mutlich weil er ein Deltasediment ist (VAN DER LINDEN 1963) und deshalb nicht wie der Sand einer stabilen Küste eine lange Bearbeitung erfahren hat.

Wir sind überzeugt, dass die angewandte Methode von HOFMANN einen einfachen und gangbaren Weg zur Bestimmung der Rundung von Körnern darstellt. Da der Eckigkeitskoeffizient aber von der Sortierung und der Korngrösse abhängig ist (HOFMANN 1960c) und letztere zudem noch eng korreliert sind, sollte zuerst einmal der Einfluss von Sortierung und mittlerer Korngrösse auf den Eckigkeitskoeffizienten genau erfasst werden. Es ist anzunehmen, dass dann die Untersuchung der Rundung und Kornverteilung rezenter Sande verschiedener Milieus den Schlüssel zur Erkennung der fossilen Ablagerungsmilieus liefern wird.

Die morphoskopische Quarzkornanalyse (CAILLEUX & TRICART 1959; LÜTHY, MATTER & NABHOLZ 1963), die wir versuchsweise an einigen Proben aus allen vier Formationen durchführten, bestätigte die Daten der Eckigkeitsbestimmung. Die Quarzkörner aller Proben einschliesslich derjenigen aus dem Luzerner Sandstein, weisen praktisch keine Bearbeitung auf (= non-usés im Sinne von CAILLEUX & TRICART 1959).

LITERATURVERZEICHNIS

AMERIC. COMM. ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): *Code of stratigraphic nomenclature*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists *45*/5, 645–665.

VAN ANDEL, TJ. (1958): *Sediments of the Rhone Delta. II. Sources and deposition of heavy minerals*. Verh. van het Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie, deel *XV*, 515–543.

VAN ANDEL, TJ., et al. (1954): *Roundness and shape of marine gravels from Urk (Netherlands), a comparison of several methods of investigation*. Jour. Sed. Petrology *24*/2, 100–116.

ANTENEN, F. (1910): *Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmetälern*. Eclogae geol. Helv. *11*, 77–95.

– (1924): *Über das Quartär der Waldemme und der Entlen*. Eclogae geol. Helv. *18*/2, 432–448.

APFEL, E. T. (1938): *Phase sampling of sediments*. Jour. Sed. Petrology *8*, 67–68.

ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *89*.

BAILEY, E. H., & STEVENS, R. E. (1960): *Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections*. Am. Mineralogist *45*, 1020–1025.

BATEL, W. (1964): *Einführung in die Korngrössenmesstechnik* (2. Aufl.), Berlin (Springer).

BAUMBERGER, E. (1925): *Die subalpine Molasse von Luzern*. Eclogae geol. Helv. *19*/1, 165–177.

– (1927): *Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn*. Verh. natf. Ges. Basel *38*, 147–163.

– (1929): *Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde*. Verh. natf. Ges. Basel *40*/2, 295–312.

– (1931): *Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpenrand*. Eclogae geol. Helv. *24*/2, 205–222.

BECK, P. (1911): *Beiträge zur Geologie der Thunerseegebirge mit besonderer Berücksichtigung des Sigriswilergrates, des Beatenberges und des Harders*. Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. *29*.

BERNSTEIN, K. H. (1961): *Zum Grunddiagramm Sand-Ton-Karbonat. Bemerkungen zur Arbeit von* H. FÜCHTBAUER 1959. Zeitschr. angew. Geologie *7*/9, 469–472.

BERTSCHY, R. (1958): *Geologie der Kreide und Molasse in der Umgebung von Grandson (Kt. Waadt)*. Eclogae geol. Helv. *51*/2, 217–263.

BIETLOT, A. (1940): *Méthode d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes de Belgique*. Bull. Soc. géol. Belgique *64*, 81–169.

BLENK, M. (1960): *Ein Beitrag zur morphometrischen Schotteranalyse*. Zeitschr. Geomorphologie Bd. *4*, H. 3/4, 202–242.

BLISSENBACH, E. (1957): *Die jungtertiäre Grobschotterschüttung im Osten des bayrischen Molassetroges*. Geol. Jb., Bh. *38*, 9–48.

VON BRAUN, E. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Zurzach und Eglisau.* Eclogae geol. Helv. *46*/2, 4–170.

BÜCHI, U. P. (1950): *Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal.* Diss. Zürich.

BÜCHI, U., & HOFMANN, F. (1945): *Über das Vorkommen kohlig-kieseliger Schichten und verkieselter Baumstämme in der oberen marinen Molasse von St. Gallen.* Eclogae geol. Helv. *38*/1, 195–205.

– (1945): *Die obere marine Molasse zwischen Sitter-Urnäsch und dem Rheintal.* Eclogae geol. Helv. *38*/1, 175–194.

– (1960): *Die Sedimentationsverhältnisse zur Zeit der Muschelsandsteine und Grobkalke im Gebiet des Beckennordrandes der OMM zwischen Aarau und Schaffhausen.* Ver. Schweiz. Petr.-Geol. u. -Ing. *27*/72.

BULL, W. B. (1962): *Relation of textural (CM) patterns to depositional environment of alluvial-fan deposits.* Jour. Sed. Petrology *32*/2, 211–216.

BURRI, C. (1930): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flussanden.* SMPM *9*/2, 205–240.

– (1931): *Schwere Mineralien aus den Goldsanden des Napfgebietes.* Verh. Schweiz. natf. Ges.

BURRI, F. (1951): *Geologie des Jensberges.* Mitt. natf. Ges. Bern N.F. *8*, 29–54.

CADISCH, J. (1923): *Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh.* Eclogae geol. Helv. *18*/2.

CADISCH, J. (1928): *Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.* Geol. Rundschau *19*/2.

– (1953): *Geologie der Schweizer Alpen* (2. Aufl.). Basel (Wepf).

CALLEGARI, E., et al. (1959): *Contributo al metodo rapido per la determinazione del calcio e del magnesio nelle rocce mediante titolazione fotometrica automatica con EDTA.* Periodico di Mineralogia *28*/1.

CAILLEUX, A. (1945): *Distinction des galets marins et fluviatiles.* Bull. Soc. géol. France *15*, 375–404.

– (1947): *L'indice d'émoussé: définition et première application.* Bull. Soc. géol. France, C. R. *13*, 250–252.

– (1952): *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.* Geol. Rundschau *40*/1, 11–19.

CAILLEUX, A., & TRICART, J. (1959): *Initiation à l'étude des sables et des galets.* Tomes I–III. Paris (C. D. U.).

CAYEUX, M. L. (1916): *Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires.* Texte et atlas. Paris.

CHENG, K. L., KURTZ, T., & BRAY, R. H. (1952): *Determination of Ca, Mg and Fe in Limestone.* Anal. Chem. *24*.

CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *70*.

DÉVERIN, L. (1920): *Analyse minéralogique de quelques sédiments arénacés.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *53*, no. 198, 1–21.

DÉVERIN, L., & CUSTER, W. (1926): *Sur un affleurement de la molasse chattienne.* Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *56*, no. 218, 254.

DOEGLAS, D. J. (1950): *De Interpretatie van korrelgroote-analysen.* Verh. Nederl. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Serie, deel *XV*, 247–255.

– (1951): *The transport of sedimentary material.* Compte rendu, 3ième Congrès Strat. Géol. Carbonifère, Heerlen.

– (1955): *An exponential function of size frequency distributions of sediments.* Geol. Mijnb. no. *1*, 1–29.

– (1959): *Sedimentology of recent and old sediments: a comparison.* Geol. Mijnb. no. *7*, 228–230.

– (1960): *Progress of regional sedimentology.* Proc. 4th World Petrol. Congress, Sect. I/D, paper 1.

– (1962): *Nouvelle représentation graphique pour l'interprétation des variations des caractéristiques dimensionnelles dans les sédiments argilo-sableux.* Rev. Inst. franç. Pétrole *17*/10, 1203–1213.

DUNBAR, C. O. & RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy.* New York (Wiley).

EINSTEIN, H. A., ANDERSON, A. G., & JOHNSON, J. W. (1941): *A distinction between bed-load and suspended load.* Trans. Am. Geophys. Union *21*, 629–633.

EINSTEIN, H. A., & CHIEN, N. (1953): *Can the rate of wash-load be predicted from the bed-load function?* Trans. Am. Geophys. Union *34*, 876–882.

ERNI, E. (1915): *Die mikroskopische Untersuchung der Sandsteine* (in «*Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz*»). Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie 5, 20–59.

ESCHER, A. v. D. LINDT (1853): *Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden.* Neue Denkschr. Schweiz. natf. Ges. *13*.

ESCHER-HESS, C. (1907): *Über einige Vorkommnisse der oligocänen und miocänen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz.* Zürich (Orell-Füssli).

FANKHAUSER, J. (1871): *Nachweis der marinen Molasse im Emmental.* Mitt. natf. Ges. Bern.

FISCH, W. P. (1961): *Der Verrucano auf der Nordostseite des Sernftales* (*Kt. Glarus*). Diss. Zürich.

FLÜCKIGER, O. (1919): *Morphologische Untersuchungen am Napf.* Habilitationsschrift, Zürich.

FOLK, R. L. (1954): *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature.* Jour. Geol. *62*, 344–359.

FOLK, R. L., & WARD, W. C. (1957): *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters.* Jour. Sed. Petrology *27*/1, 3–26.

FRASSON, B. A. (1947): *Geologie der Umgebung von Schwarzenburg.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *88*.

FREY, H. (1892): *Zur Heimatbestimmung der Nagelfluh.* Jahresber. ü. d. städt. Gymnasium Bern 1892.

FRIEDMANN, G. M. (1961): *Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.* Jour. Sed. Petrology *31*/4, 514–529.

FRÖHLICHER, H. (1933): *Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *67*.

– (1942): *Über Brüche in der Nagelfluh des Napfgebietes.* Eclogae geol. Helv. *35*/2, 140–142.

– (1958): *Vergleich zwischen dem Faltungsstil der subalpinen Molasse und dem Old Red Ostgrönlands.* Verh. Schweiz. natf. Ges.

FRÜH, J. J. (1888): *Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz.* Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften *30*.

FÜCHTBAUER, H. (1954): *Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse.* Heidelb. Beitr. Min. Petrogr. *4*/1, 26–53.

– (1958): *Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3, 929–941.

– (1959): *Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine.* Erdöl und Kohle, *12*. Jg., S. 605–613.

– (1964): *Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen.* Eclogae geol. Helv. *57*/1, 157–298.

FULLER, A. O. (1961): *Size distribution characteristics of shallow marine sands from the Cape of Good Hope, South Africa.* Jour. Sed. Petrology *31*/2, 256–261.

GEIGER, E. (1943): *Erläuterungen zum geol. Atlasblatt 16* (*1:25000*) *Pfyn-Märstetten-Frauenfeld-Bussnang.* Schweiz. Geol. Komm.

GENGE, E. (1958): *Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten–Seehorn* (*Berner Oberland*). Eclogae geol. Helv. *51*/1, 151–211.

GOGUEL, J. (1953): *A propos de la mesure des galets et de la définition des indices.* Rev. Géom. Dyn. *3*.

GRENOUILLET, W. (1926): *Schlämmanalytische Versuche an Sedimentgesteinen.* SMPM *6*/2, 278–293.

GRIFFITHS, J. C. (1951): *Size versus sorting in some Caribbean sediments.* Jour. Geol. *59*/3, 211–243.

– (1960): *Modal Analysis of sediments.* Rev. Geogr. phys. Geol. dynamique *III*/1, 29–48.

GRUNAU, H. (1945): *Das Ophiolithvorkommen von Hauen am Jaunpass* (*Kt. Bern*). SMPM *25*/2, 311–326.

– (1947): *Geologie von Arosa* (*Graubünden*) *mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems.* Diss. Bern.

GSCHWIND, M., & NIGGLI, P. (1931): *Untersuchung über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie *17*.

HABICHT, K. (1945): *Geolog. Untersuchungen im südl. sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *83*.

HÄNTZSCHEL, W. (1936): *Die Schichtungsformen rezenter Flachmeer-Ablagerungen im Jade-Gebiet.* Senck. leth. *18*, 316–356.

HALDEMANN, E. G. (1948): *Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes.* Diss. Bern.

HARRIS, S. A. (1959): *The mechanical composition of some intertidal sands.* Jour. Sed. Petrology *29*/3, 412–424.

HAUS, H. (1937): *Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *75*.

HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. 1. Leipzig (Tauchnitz).

HEIM, ARN. (1932): *Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes.* Eclogae geol. Helv. *25*/2, 223–231.

HOFMANN, F. (1951): *Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie.* Diss. Zürich.

– (1955a): *Neue geologische Untersuchungen in der Molasse der Nordostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *48*/1, 99–124.

– (1955b): *Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Vulkanismus im schweizerischen Molassebecken.* Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing. *22*/62, 5–18.

– (1956a): *Die Obere Süsswassermolasse in der Ostschweiz und im Hegau.* Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *23*/64, 23–34.

– (1956b): *Die vulkanischen Erscheinungen auf schweizerischem Gebiet in der Gegend von Ramsen (Kt. Schaffhausen).* Eclogae geol. Helv. *49*/1, 85–96.

– (1956c): *Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands.* Eclogae geol. Helv. *49*/1, 113–133.

– (1956d): *Ein experimentelles Verfahren zur Bestimmung der Kornform von Sanden.* Eclogae geol. Helv. *49*/2, 506–512.

– (1957a): *Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, 289–322.

– (1957b): *Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, 477–482.

– (1958a): *Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse des Randen und Reiat, Kt. Schaffhausen.* Eclogae geol. Helv. *51*/2, 371–377.

– (1958b): *Zusammenhänge zwischen Entstehungsbedingungen und Beschaffenheit toniger Sedimente mit gleichartigem Ausgangsmaterial an einem Beispiel aus dem Tertiär des Kt. Schaffhausen (Schweiz).* Eclogae geol. Helv. *51*/3, 980–989.

– (1958c): *Das Bentonitvorkommen von Le Locle (Kt. Neuenburg).* Eclogae geol. Helv. *51*/1, 65–71.

– (1959a): *Vulkanische Tuffhorizonte der Schienerbergeruptionen auf dem thurgauischen Seerücken.* Eclogae geol. Helv. *52*/2, 461–475.

– (1959b): *Die vulkanische Aschenablagerung in der Molasse des thurgauischen Seerückens und ihre Beziehungen zu den Eruptionen am Schienerberg und im Hegau.* Schr. Ver. Gesch. Bodensee u. s. Umg. *77*, 86–93.

– (1960a): *Materialherkunft, Transport und Sedimentation im Schweizerischen Molassebecken.* Jahrb. St. Gall. natw. Ges. *76*, 1–28.

– (1960b): *Beitrag zur Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz.* Eclogae geol. Helv. *53*/1, 1–25.

– (1960c): *Prüfverfahren zur Bestimmung der spezifischen Oberfläche, der Kornform und der Kornstruktur von Giessereisanden.* Giesserei, H. 3.

– (1961): *Vulkanische Aschen in den Helicitenmergeln des baslerischen, aargauischen und badischen Tafeljura.* Eclogae geol. Helv. *54*/1, 133–136.

HOLLIGER, A. (1954): *Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern).* Diss. Basel, Manuskript.

HÜLSEMANN, J. (1955): *Grossrippeln und Schrägschichtungsgefüge im Nordseewatt und in der Molasse.* Senck. leth. *36*, 359–388.

HÜRZELER, J. (1932): *Die Helvétien-Tortonien-Grenze im aargauischen Mittelland.* Eclogae geol. Helv. *25*/2, 266–269.

INMAN, D. L. (1952): *Measures for describing the size distribution of sediments.* Jour. Sed. Petrology *22*/3, 125–145.

INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1960): *Statement of principles of stratigraphic classification and terminology.* Intern. Geol. Congress, rep. 21st session Norden, part *25*.

JENNI, V., & DE QUERVAIN, F. (1960): *Untersuchungen von Kalk- und Dolomitgehalt an Sanden quartärer Ablagerungen der Nordostschweiz.* 1. und 2. Teil. SMPM *40*/1, 55–67 und *41*/2, 471–480.

JORDI, H. A. (1955): *Geologie der Umgebung von Yverdon (Jurafuss und mittelländische Molasse).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *99.*

KAISER, K. (1956): *Geologische Untersuchungen über die Hauptterrasse in der Niederrheinischen Bucht.* Sonderverl. Geol. Inst. Univ. Köln *1.*

KAUFMANN, F. J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften *17.*

– (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz.* Beitr. geol. Karte Schweiz *11.*

– (1886): *Emmen und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort.* Beitr. Geol. Karte Schweiz *24.*

KISSLING, E. (1902): *Meeresmolasse im Emmental.* Mitt. natf. Ges. Bern 1901.

– (1903): *Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss.* Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie *3.*

KLEIBER, K. (1937): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone.* Eclogae geol. Helv. *30*/2, 419–430.

KOPP, J. (1934): *Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme von Luzern.* Eclogae geol. Helv. *27*/2, 330–333.

– (1962): *Erläuterungen zum geol. Atlasblatt 28 (1:25000) Luzern.* Schweiz. Geol. Komm.

KRAUS, E. (1923): *Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu.* Abh. natf. Ges. Danzig *1.*

KRUMBEIN, W. C. (1938): *Korngrösseneinteilung und statistische Analyse.* N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Abt. A, BB. *73*, 137–150.

– (1939): *Application of the photo-electric cell to the study of pebble size and shape.* Proc. 6th Pacific Science Congress pp. 769–777.

– (1941): *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles.* Jour. Sed. Petrology *11.*

KRUMBEIN, W. C., & PETTIJOHN, F. J. (1938): *Manual of sedimentary petrography.* New York (Appleton-Century).

KUENEN, PH. H. (1956): *Experimental abrasion of pebbles. 2. rolling by current.* Jour. Geol. *64*/4, 336–368.

– (1964): *Pivotability studies of sand by a shapesorter.* Developments in Sedimentology *1*, 207–215.

KURBERG, H. (1919): *Neue Untersuchungen über die tertiäre Nagelfluh im Gebiete zwischen Aare und dem Genfersee.* Diss. Fribourg.

LANE, E. W., & KALINSKE, A. A. (1941): *Engineering calculations of suspended sediment.* Trans. Am. Geophys. Union *22*, 603–607.

LEIGHTON, M. W., & PENDEXTER, C. (1962): *Carbonate rock types* (in *Classification of carbonate rocks.*). Am. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. *1.*

LEMCKE, K. (1962): *Beziehungen zwischen Molassesedimentation und Alpentektonik an der Wende Oligozän/Miozän.* Zeitschr. deutsche Geol. Ges. *113*, 280–281.

LEMCKE, K., v. ENGELHARDT, W., & FÜCHTBAUER, H. (1953): *Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes.* Geol. Jb., Bh. *11.*

LEUPOLD, W., TANNER, H., & SPECK, J. (1942): *Neue Geröllstudien in der Molasse.* Eclogae geol. Helv. *35*/2, 235–246.

LIECHTI, W. (1928): *Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis.* Diss. Bern.

LIENERT, G. A. (1962): *Verteilungsfreie Methoden in der Biostatistik.* Meisenheim am Glan (A. Hain)

VAN DER LINDEN, W. J. M. (1963): *Sedimentary structures and facies interpretation of some Molasse deposits.* Geologica ultraiectina, Nr. 12.

LUDWIG, A. (1910): *Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung.* Jb. Schweizer Alpenclub *45*, 225–249.

LÜTTIG, G. (1956): *Eine neue, einfache geröllmorphometrische Methode.* Eiszeitalter und Gegenwart *7*, 13–20.

MÄDLER, K. (1955): *Zur Taxionomie der tertiären Charophyten.* Geol. Jb. *70*, 265–328.

MASON, C. C., & FOLK, R. L. (1958): *Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas.* Jour. Sed. Petrology *28*/2, 211–226.

MASSON, R. (1938): *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline.* Diss. Zürich.

MILLER, R. L., & KAHN, J. S. (1962): *Statistical analysis in the geological sciences.* New York (Wiley).

MILLER, R. L., & OLSON, E. C. (1955): *The statistical stability of quantitative properties as a fundamental criterion for the study of environments.* Jour. Geol. *63*/4, 376–387.

MILNER, H. B. (1962): *Sedimentary Petrography* (4th ed.). London (Allen & Unwin).

MOESCH, C. (1867): *Der Aargauer Jura und die nördlichen Gebiete des Kantons Zürich.* Beitr. Geol. Karte Schweiz *4*.

MOLLET, H. (1921): *Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *47*/3.

VON MOOS, A. (1935): *Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen.* SMPM *15*/2, 169–265.

MORONEY, M. J. (1960): *Facts from figures.* Penguin Books.

MOSS, A. J. (1962, 1963): *The physical nature of common sandy and pebbly deposits.* Part I and part II. Am. Jour. Sci. *260*/5, 337–373 and *261*/4, 297–343.

MÜLLER, G. (1956a): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonarmen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE) – ein wichtiges Hilfsmittel für die Geologie.* N. Jb. Geol. u. Pal., Mh., S. 330–344.

– (1956b): *Die Schnellbestimmung des $CaCO_3/MgCO_3$-Anteils in karbonatischen tonreichen Gesteinen mit dem Dinatriumsalz der Äthylendiamintetraessigsäure (AeDTE).* N. Jb. Geol. u. Pal., Mh., 385–393.

NATRELLA, M. G. (1963): *Experimental Statistics.* National Bureau of Standards, Handbook 91, Washington.

NEUMANN, R. (1963): *Die Auswertung von Korngrössenverteilungen durch Häufigkeitsanalyse.* N. Jb. Geol. u. Pal., Mh., H. *9*, 492–501.

NIGGLI, P. (1935): *Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung.* SMPM *15*/1, 31–38.

– (1952): *Gesteine und Minerallagerstätten, Bd. 2*, Basel (Birkhäuser).

NUSSBAUM, F. (1910): *Talbildung im Napfgebiet.* Eclogae geol. Helv. *11*, 269–271.

– (1922): *Über das Vorkommen von Jungmoränen im Entlebuch.* Mitt. natf. Ges. Bern 1922.

OTTO, G. H. (1938): *The sedimentation unit and its use in field sampling.* Jour. Geol. *44*, 569–582.

PASSEGA, R. (1957): *Texture as characteristic of classic deposition.* Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists *41*/9, 1952–1984.

PAVONI, N. (1957): *Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel.* Diss. Zürich.

PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks* (2nd ed.). New York (Harper).

PFISTER, M. (1921): *Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miocänen Nagelfluh.* Diss. Zürich.

PLANKHEEL, F. J. (1962): *An improved sedimentation balance.* Sedimentology *1*/2, 158–163.

VAN DER PLAS, L. (1962): *Preliminary note on the granulometric analysis of sedimentary rocks.* Sedimentology *1*/2, 145–157.

PLUMLEY, W. J. (1948): *Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport.* Jour. Geol. *56*, 526–577.

POSER, H., & HÖVERMANN, J. (1952): *Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse.* Abh. Braunschweig. Wiss. Ges. *4*, 12–36.

POTTER, P. E., & PETTIJOHN, F. J. (1963): *Paleocurrents and basin analysis.* Göttingen (Springer).

POWERS, M. C. (1953): *A new roundness scale for sedimentary particles.* Jour. Sed. Petrology *23*/2, 117–119.

QUEREAU, E. C. (1893): *Die Klippenregion von Iberg (Sihltal).* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *3*.

RAMSEYER, R. (1952): *Geologie des Wistenlacherberges (Mont Vully) und der Umgebung von Murten (Kt. Freiburg).* Eclogae geol. Helv. *45*/2, 167–217.

REEDER, S. W., & MCALLISTER, A. L. (1957): *A staining method for the quantitative determination of feldspars in rocks and from soils.* Canadian Jour. Soil. Sci. *37*/1, 57–59.

RENZ, H. (1937a): *Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein.* Eclogae geol. Helv. *30*/1, 87–214.

– (1937b): *Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse.* Jb. St. Gall. natw. Ges. *69*.

ROLLIER, L. (1911): *Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier*. Neue Denkschr. Schweiz. natf. Ges. *46*, 1. Abh.

ROSENFELD, M. A., JACOBSON, L., & FERM, J. C. (1953): *A comparison of sieve and thin-section technique for size analysis*. Jour. Geol. *61*/2, 114–132.

RÜCKLIN, H. F. (1934): *Die Diluvialstratigraphie der mittleren Saar, sowie allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse*. Mitt. und Arbeiten a. d. Geol.-pal. Inst. d. Universität Heidelberg N.F. Nr. *281*.

RUSSEL, R. D., & TAYLOR, R. E. (1937): *Roundness and shape of Mississippi river sands*. Jour. Geol. *45*/3, 225–267.

RUTSCH, R. (1928): *Geologie des Belpberges*. Mitt. natf. Ges. Bern 1927, 1–194.

– (1929): *Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlbergs*. Abh. Schweiz. Palaeont. Ges. *49*.

– (1933): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern*. Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *66*.

– (1944): *Landschaft und Tierwelt der Molassezeit*. Mitt. Volkshochschule Bern *9*/2.

– (1945): *Neue Auffassungen über die Entstehung der Molasse-Sedimente*. Eclogae geol. Helv. *38*/2 407–411.

– (1951): *Das Typusprofil des Aquitanien*. Eclogae geol. Helv. *44*/2, 352–355.

– (1958): *Das Typusprofil des Helvétien*. Eclogae geol. Helv. *51*/1, 107–118.

RUTSCH, R. F., DROOGER, C. W., & OERTLI, H. J. (1958): *Neue Helvétien-Faunen aus der Molasse zwischen Aare und Emme (Kt. Bern)*. Mitt. natf. Ges. Bern N.F. *16*.

DE SAUSSURE, H. B. (1796): *Voyages dans les Alpes IV*. Neuchâtel (L. Fauche-Borel).

SAXER, F. (1952): *Zur Korngrössenverteilung in der Molasse*. Verh. Schweiz. natf. Ges., S. 141–143.

SCHALCH, F. (1914): *Das Tertiärgebirge auf dem Reyath, Kt. Schaffhausen*. Mitt. Grossh. Bad. Geol. Landesanstalt *7*/2.

SCHARDT, H. (1898): *Les régions exotiques du versant nord des alpes suisses*. Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *34*/128.

SCHAUB, H. (1951): *Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches, mit besonderer Berücksichtigung der palaeocaenen u. untereocaenen Nummuliten und Assilinen*. Schweiz. Pal. Abh. *68*.

SCHEIDEGGER, A. E. (1961): *Theoretical Geomorphology*. Göttingen (Springer).

SCHIEMENZ, S. (1960): *Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar*. Geol. Jb., Bh. *38*.

SCHMIDT, C. (1889): *Zur Geologie der Schweizeralpen*. Basel (Schwabe).

SCHNEIDERHÖHN, P. (1953): *Untersuchungen zur Siebanalyse von Sanden und zur Darstellung ihrer Ergebnisse*. Neues Jb. Mineral., Abh. *85*/2, 141–202.

– (1954): *Eine vergleichende Studie über Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern*. Heidelb. Beitr. Min. Petrogr. *4*, 172–191.

SCHNIDER, J. X. (1783): *Besondere Beschreibung etlicher Berge des Entlibuches*. Luzern.

SCHUPPLI, H. M. (1952): *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz, IV. Teil. Mit einem Beitrag von* F. HOFMANN. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Geotechn. Serie *26*/4.

SCHWAB, R. F. (1960): *Geologische Untersuchungen in der Molasse der Umgebung von Biel (Kanton Bern)*. Diss. Bern.

SCHWARZENBACH, G. (1960): *Die komplexometrische Titration* (vierte Auflage). Stuttgart (Enke).

SEIBOLD, E. (1963): *Geological investigation of near-shore sand-transport*. Prog. in Oceanography *1*, 3–70.

SPECK, J. (1945): *Fährtenfunde aus dem subalpinen Burdigalien und ihre Bedeutung für Fazies und Paläogeographie der oberen Meeresmolasse*. Eclogae geol. Helv. *38*/2, 411–416.

– (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee*. Diss. Zürich.

STAUB, R. (1915): *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, Jg. *60*, 55–336.

– (1916): *Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge*. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich, Jg. *61*, 324–405.

– (1922): *Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen*. SMPM *2*, 78–149.

– (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. *69*/1.

STRAUB, L. G. (1932): *Hydraulic and sedimentary characteristics of rivers.* Trans. Am. Geophys. Union *16*, 463–467.

– (1940): *Approaches to the study of the mechanics of bed movement.* Proc. Iowa Univ. Hydraulic Conf. 1939, S. 178–192.

STEHLIN, H. G. (1914): *Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung.* Verh. natf. Ges. Basel *25*, 179–202.

– (1919): *Verzeichnis der Säugetierfunde in der schweizerischen Molasse.* In: HEIM, ALB. (1919): *Geologie der Schweiz 1*, 145–152. Leipzig (Tauchnitz).

STEINER, J. (1926): *Morphologische Untersuchungen im Entlebuch.* Diss. Bern.

STEINMANN, G. (1906): *Geologische Probleme des Alpengebirges.* Zeitschr. d. Deutschen u. Österr. Alpenver. *37*.

STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden).* Diss. Zürich.

STREIFF, V. (1962): *Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken.* Eclogae geol. Helv. *55*/1, 77–134.

STUDER, B. (1825): *Beiträge zu einer Monographie der Molasse.* Bern (Jenni).

– (1853): *Geologie der Schweiz*, 2. Bd. Bern (Stämpfli) u. Zürich (Schulthess).

STUTZ, A. H. (1940): *Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien).* SMPM *20*/2, 117–246.

STYGER, G. A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe.* Diss. Zürich.

SZÁDECZKY-KARDOSS, E. v. (1933): *Die Bestimmung des Abrollungsgrades.* Centralbl. Min. Geol. u. Paläont., Abt. *B*, 389–401.

TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli.* Mitt. Thurg. natf. Ges. *33*.

TANNER, W. F. (1959): *Sample components obtained by the method of differences.* Jour. Sed. Petrology *29*/3, 408–411.

TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps.* Bull. Geol. Soc. Am. *71*, 843–908.

TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin.* Eclogae geol. Helv. *47*/1, 119–166.

TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen).* Diss. Bern.

TSVETKOV, A. I. (1951): *New fast chemical and phase analysis of limestone and dolomite.* Acad. Sci. Reports USSR *79*, 295–298 (russisch).

TUTTLE, O. F., & BOWEN, N. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system* $NaAlSi_3O_8$–$KAlSi_3O_8$–SiO_2–H_2O. Geol. Soc. Am., Mem. *74*.

U.S. WATERWAYS EXPERIMENTAL STATION (1939): *Study of materials in suspension, Mississippi River.* Tech. Memo. 121–1, Vicksburg.

VALETON, I. (1955): *Beziehungen zwischen petrographischer Beschaffenheit, Gestalt und Rundungsgrad einiger Flussgerölle.* Petermanns Geogr. Mitt., Jg. *99*, 13–17.

VATAN, A., ROUGE, P. E., & BOYER, F. (1957): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques dans le Tertiaire subalpin et jurassien de Savoie et des régions limitrophes.* Rev. Inst. Franç. Pétrole *12*/4, 468–480.

VERNET, J. P. (1956): *La géologie des environs de Morges.* Eclogae geol. Helv. *49*/1, 157–241.

– (1958a): *Les minéraux lourds d'une série chattienne de la molasse du Plateau suisse.* Bull. Lab. Géol., Min., Géoph. et Musée géol. Univ. Lausanne No. *125*.

– (1958b): *Etudes sédimentologiques et pétrographiques des Formations Tertiaires et Quaternaires de la partie occidentale du Plateau suisse.* Eclogae geol. Helv. *51*/3, 1115–1152.

VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *50*.

VUAGNAT, M. (1943): *Les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts.* SMPM *23*/2, 353–436.

– (1944a): *Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz – grès d'Altdorf.* Eclogae geol. Helv. *37*/2, 427–430.

– (1944b): *Sur certains niveaux à porphyrites arborescentes de la Molasse du Plateau Suisse.* Eclogae geol. Helv. *37*/2, 431–433.

VUAGNAT, M. (1944c): *Sur quelques roches éruptives des Préalpes romandes.* SMPM *24*/2, 378–382.
– (1946): *Sur quelques diabases suisses. – Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas.* SMPM *26*/2, 116–228.
– (1952): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique.* Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. *97*.
WADELL, H. (1932): *Volume, shape, and roundness of rock particles.* Jour. Geol. *40*/5, 443–451.
– (1933): *Sphericity and roundness of rock particles.* Jour. Geol. *41*/3, 310–331.
– (1935): *Volume, shape and roundness of quartz particles.* Jour. Geol. *43*, 250–280.
WALGER, E. (1962): *Die Korngrössenverteilung von Einzellagen sandiger Sedimente und ihre genetische Deutung.* Geol. Rundschau *51*/2, 494–507.
WEIBEL, M. (1961): *Die Schnellmethoden der Gesteinsanalyse.* SMPM *41*/2, 285–294.
WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* Diss. Zürich.
WENTWORTH, C. K. (1922a): *The shapes of pebbles.* U.S. Geol. Survey Bull. *730*C, 91–114.
– (1922b): *A scale of grade and class terms for clastic sediments.* Jour. Geol. *30*, 377–392.
– (1933): *The shapes of rock particles: a discussion.* Jour. Geol. *41*/3, 306–309.
WILLIAMS, H., TURNER, F. J., & GILBERT, CH. M. (1958): *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections.* San Francisco (Freeman).
ZEUNER, F. (1933): *Die Schotteranalyse. Ein Verfahren zur Untersuchung der Genese von Flußschottern.* Geol. Rundschau *24*, 65–104.
ZINGG, TH. (1935): *Beitrag zur Schotteranalyse.* SMPM *15*, 39–140.
ZÖBELEIN, H. K. (1963): *Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Oberen Zürichsees.* Bull. Ver. Schweizer. Petrol.-Geol. u. -Ing. *29*/77, 11–28.

Geologische Karten

BUXTORF, A., u. a. (1916): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1:50000 (Spezialkarte Nr. 66a).* Schweiz. Geol. Komm.
CHRIST, P. (1942): *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 2: Basel–Bern.* Schweiz. Geol. Komm.
FRÖHLICHER, H.: *Geologische Karte des Siegfriedblattes Schüpfheim 1:25000 (unveröffentlichtes Original).* Schweiz. Geol. Komm.
KAUFMANN, F. J., BALTZER, A., & MOESCH, C. (1887): *Geologische Karte der Schweiz, 1:100000, Blatt XIII: Interlaken–Sarnen–Stans.* Schweiz. Geol. Komm.
KOPP, J., BENDEL, L., & BUXTORF, A. (1955): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 28: Luzern.* Schweiz. Geol. Komm.
MOLLET, H. (1921): *Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes (Kt. Luzern), Spezialkarte Nr. 91.* Schweiz. Geol. Komm.
STUDER, B., & ESCHER, A. (1853): *Carte géologique de la Suisse, 1:380000.* Winterthur (Wurster).
– (1955): *Geologische Übersichtskarte der Schweiz, 1:760000.* Winterthur (Wurster).

Manuskript eingegangen am 27. Mai 1964

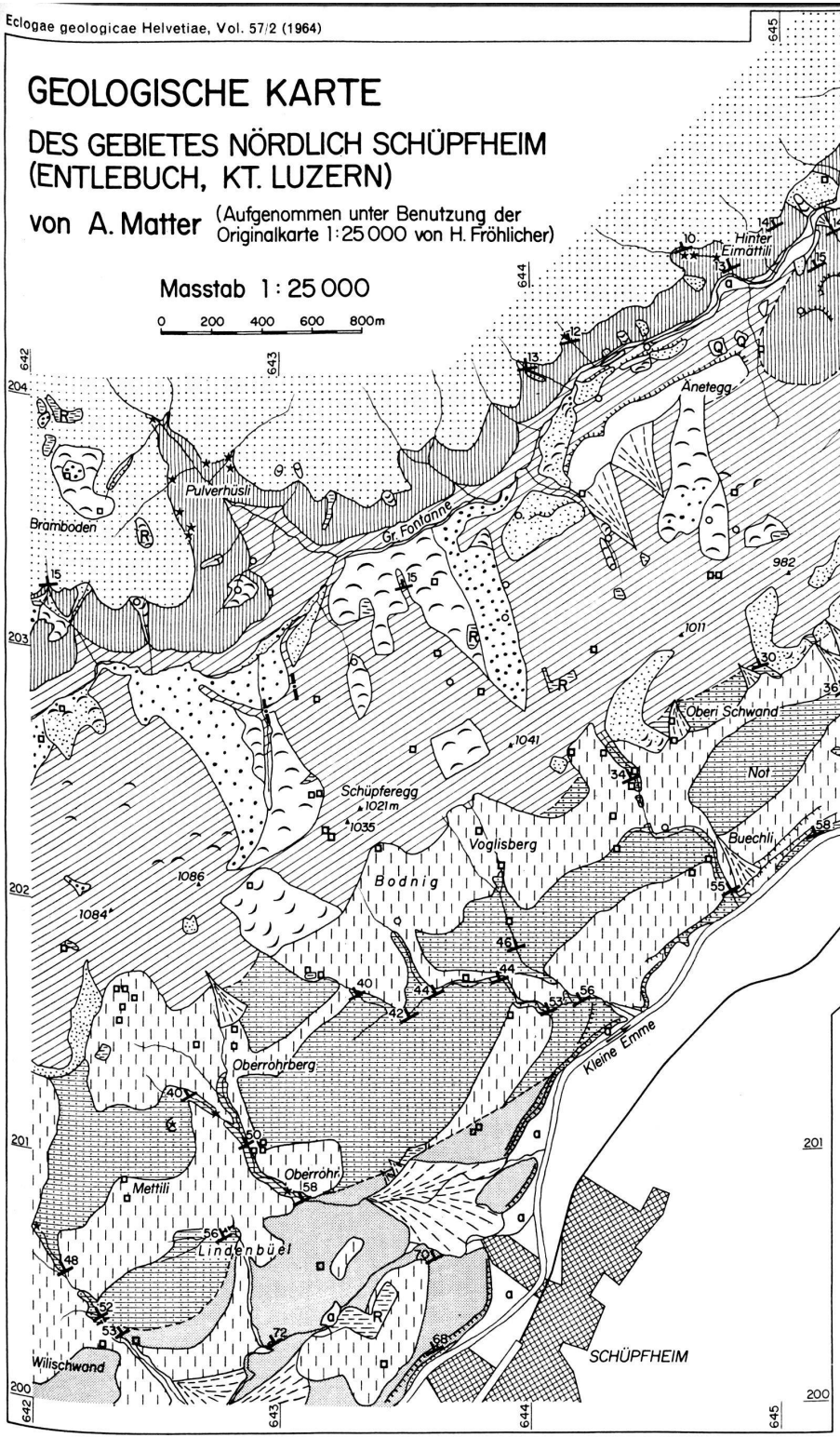
GEOLOGISCHE KARTE

DES GEBIETES NÖRDLICH SCHÜPFHEIM (ENTLEBUCH, KT. LUZERN)

von A. Matter (Aufgenommen unter Benutzung der Originalkarte 1:25 000 von H. Fröhlicher)

Masstab 1 : 25 000

0 200 400 600 800m



Zeichen

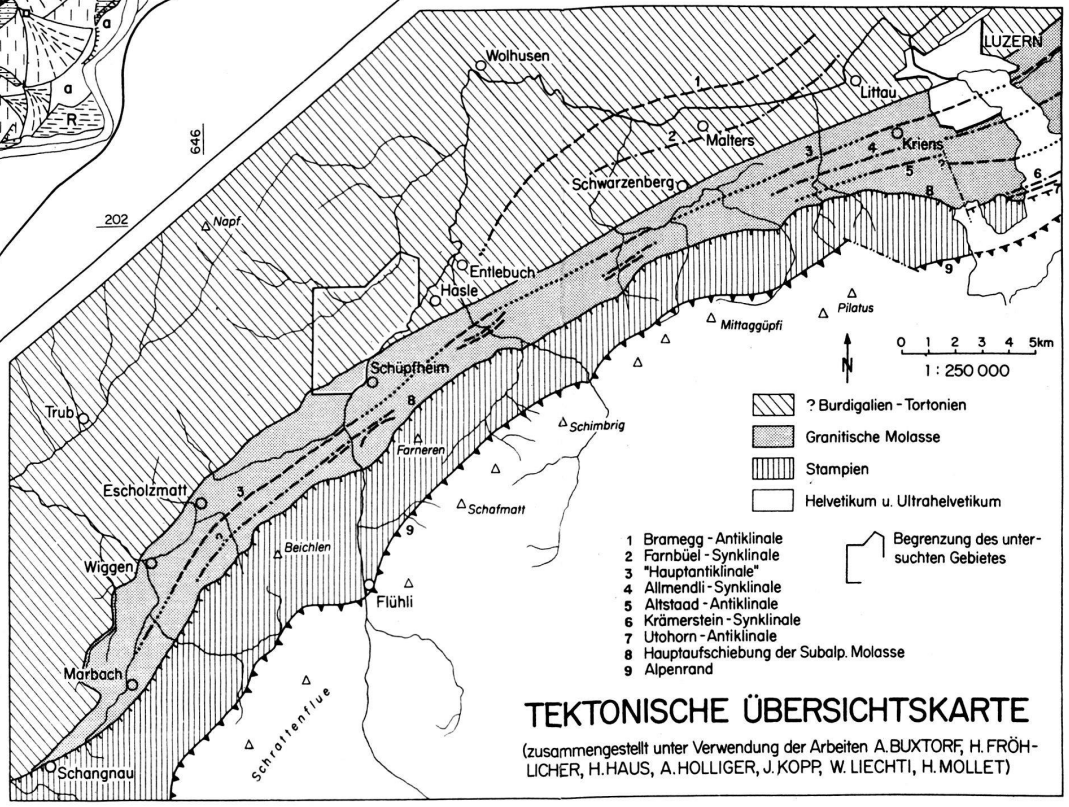
- Quelle, nicht gefasst
- Quelle, gefasst
- Streichen und Fallen der Schichten (Zahl: Fallen in Graden)
- Kiesgrube
- Fossilfundstelle
- Brüche

Quartär

- a Talböden, rezente Alluvionen
- Terrassenränder
- R Riedgebiete
- Q Quelltuff
- Rutschgebiet mit Abrissrand
- Felsstürze
- Gehängeschutt
- Bachschuttkegel
- Moräne

Tertiär

- Napf-Schichten mit Basismergelzone (Tortonien)
- Schüpferegg-Nagelfluh (?Helvétien)
- Luzerner Sandstein (?Burdigalien)
  - mit schönen Aufschlüssen von Süsswasserkalk
- Granitische Molasse (?Aquitanien)



TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE

(zusammengestellt unter Verwendung der Arbeiten A. BUXTORF, H. FRÖHLICHER, H. HAUS, A. HOLLIGER, J. KOPP, W. LIECHTI, H. MOLLET)