Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 132 (1952)

Vereinsnachrichten: Sektion für Geologie

Autor: [s.n.]

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: 13.07.2025

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

5. Sektion für Geologie

Sitzung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Samstag und Sonntag, den 23. und 24. August 1952

Präsident: Prof. L. VONDERSCHMITT (Basel)

1. PAUL BECK (Thun). – *Der Bergrutsch Bunschlerengrat–Horrengugger–Garstatt im Simmental* (Kt. Bern).

F. Rabowski[1] zeichnet auf seiner Simmentaler Karte zwischen der Laubegg und Klein-Weißenbach eine um 1 km gegen NW über die allgemeine Stirn der Brekziendecke vorspringende Masse von unterer Brekzie und Trias, überhöht vom Moränengelände Hofstätten. Verschiedenartige geotechnische Studien in diesem Grenzgebiet der Gemeinden Zweisimmen und Boltigen führten den Verfasser zur Überzeugung, daß hier ein Bergrutsch vorliegt, ein Mittelding zwischen Absackung und Bergsturz. Außer den typischen Bodenformen im Senkiwald und in der Umgebung von Hofstätten, die bis an den Fuß des Steilhanges Spitzhorn (Horrengugger), 1824 m, bis Bunschlerengrat, 2004 m, hinaufreichen, können weitere Argumente erwähnt werden.

Die Stufe des Simmenfalles östlich der aus anstehenden Gesteinen der Stirn der Brekziendecke aufgebauten Laubegg besteht samt dem rechtseitigen Talhang, wie Bauarbeiten bewiesen, aus Brekzienblöcken mit Zwischenschutt.

Über und unter der Straße treten knapp unterhalb des Simmenfalles Quellen aus dem rechten Berghang.

Die neue Betonbrücke von Garstatt zeigt geringe Verlagerungen, die eher auf das Blockgebiet der rechten Seite als auf den bergeinwärts fallenden Flysch auf der Linken zurückzuführen sind.

Das Vorspringen der Brekziendecke auf 1200 m Breite bis zu 1 km über die normale Stirn der Brekziendecke hinaus bedeutet eine Anomalie, die der allgemeinen Tektonik dieser Decke widerspricht. Nord- und Südgrenze der Rutschmasse sind unklar, da hier ähnliche Dislokationen anschließen. Die Fläche der dislozierten Masse beträgt rund 2,5 km^2, die Mächtigkeit 60–180 m, und das Volumen ist von der Größenordnung 100 Mio m^3.

Siehe «Eclogae geol. Helv.», Vol. 45/2, 1952.

---

[1] F. Rabowski: Simmenthal et Diemtigental. Carte géol. – Mat. p. 1. Carte Géol. de la Suisse. Carte spéciale n° 69–1912.

2. Paul Beck (Thun). – *Der Erdschlipf im Eriz (Kt. Bern) vom 9. Mai 1951.*

Die langwierigen Untersuchungen des viele Monate nicht begehbaren Erdschlipfs aus dem Hüttligraben, einem linksseitigen Nebentälchen des Eriz oder obern Zulgtales, ergab folgende Hauptresultate:

Das Hüttligrabengebiet ist vom höchsten Punkt, dem Stauffen oder Schörizegg an, bis zur Zulg 1,8 km lang. Höhengliederung: Stauffenhang 1511,8–1240 m, Terrasse von Vorder- und Hinterzugschwand 1240 bis 1160 m, Steilhang zum Zulgtal 1160–960 m. Der Hals des Wildbachtrichters ist bis über 100 m tief in die Terrasse der beiden Zugschwand eingeschnitten und 450 m lang. Einzugsgebiet des Schlipfs 103 ha, wovon 77 direkt in Betracht fallen.

Der Schlipf. Ein Grundbruch von über 600 000 m³ erfolgte, ohne die geringsten Vorzeichen, am 9. Mai 1951 abends 22 Uhr und setzte sich bis Ende des Jahres in verschiedenen Intervallen fort, bis 1 362 000 m³ Murmasse im Talboden aufgeschüttet waren. Beobachtete Geschwindigkeit: 10 m per Sekunde. Stauung der Zulg mit zirka 30 000 m³ Wasser.

Der Einbruchkessel. Areal bei zirka 400 m Länge und 200–240 m Breite Ende 1951 7,4 ha oder zirka 10% des unmittelbaren Einzugsgebiets. Tiefe 20–30 m. Teile: Großer oder Stauffenkessel 4 ha, kleiner oder Hinterzugschwandkessel zuerst 0,5 ha, Ende des Jahres 1,3 ha. Der große Einbruchkessel kam nach wenigen Tagen infolge der neuen auf zirka 400 m Front erfolgenden Entwässerung zur Ruhe, der kleine dagegen vergrößerte sich in verschiedenen Intervallen, indem längs seiner NE-Wand über 20 m hohe, zirka 15 m breite und über 100 m lange Schotterlamellen senkrecht niedersanken, eine Folge der durch den Druck der Terrasse ausgequetschten Unterlage aus Murmaterial. Außer den zwei Kesseln gliedern ein Rücken, eine Depression mit Seelein an der zentralen Ausbruchstelle und ein Abschlußdamm mit Trichterzunge das Einbruchgebiet. Besonderes Phänomen: Viele Tannen stehen auch auf dem über 20 m tiefern Boden noch senkrecht, teils von Weiderasen umgeben.

Vom Hals ist einzig zu berichten, daß er durch Seitenerosion und etwas Auffüllung breiter wurde.

Die Murzunge hat eine Länge von 950 m, eine mittlere Dicke von 11,3 m, eine maximale Mächtigkeit von über 15 m, ein Areal von 12 ha und ein Volumen von 1 362 000 m³. Ihre randliche Böschung ist meist steil, bis zu 75%, was durch die dort wirksame Entwässerung zu erklären ist. Die Zunge folgt nicht der geraden Richtung des Halses, sondern biegt mit einem Winkel von 60° nach links ab, dem dortigen Berghang entlang. Dabei endet der rechte Hang am Ausgang der Schlucht früher als der linke, was theoretisch zu einer Ablenkung nach rechts führen müßte. Doch versperrte sich der Murgang selbst von Anfang an den Weg in dieser und der geraden Richtung, indem seine baum- und blockreiche Stirnwelle sich dort hoch auftürmte, infolgedessen rasch entwässerte und dadurch erstarrte, so daß ein 40–70 m breiter, außen über

15 m und innen gegen die Bachrinne 5 m hoher fester Damm entstand. Dieses Vorkommen lehrt uns, daß man durch leichte Leitwerke, die das Murmaterial zur seitlichen Entwässerung veranlassen, die Ausbrüche einigermaßen in unschädliche Gebiete leiten kann.

Neu aufgeschlossenes Gesteinsmaterial. Zuoberst ringsum eine mehr oder weniger mächtige Decke von würmzeitlichen Moränen, auf der Talseite solche des Zulggletschers, auf der linken Flanke des Schörizgletschers. Moränenwälle vorhanden.

Der Stauffenkessel ist in letztinterglazialen Gehängeschutt des Stauffenhanges, aus polygener Nagelfluh bestehend, eingetieft. Zu beiden Seiten des erwähnten Rückens, der den großen Kessel vom kleinen trennt, unterlagern gebänderte Sande mit Zwischenlagen von eckigem und gekritztem Material, d. h. Ablagerungen eines rißzeitlichen Gletscherrandseeleins, den Nagelfluhschutt. Als Hauptmasse folgt unter diesen Zwischenbildungen schuttkegelartig gelagertes, leicht mit Moräne gemischtes, einheitliches, kleintrümmeriges Bergsturzmaterial, das aus Hauterivienkieselkalk, wie er nur am Sigriswilergrat vorkommt, besteht. Dieses stammt aus einer gut sichtbaren Nische am NE-Ende des Sigriswilergrats, wo eine Hauterivienmasse von 2–4 Mio m^3 längs einer Längsverwerfung abstürzte. Ob dies vor der Rißeiszeit oder während derselben geschah, wissen wir nicht. Sicher wurde der Bergsturzschutt vom rißzeitlichen Schörizgletscher als rechtsseitige Randmoräne vom Westhang des Stauffens ins anschließende, etwas niedrigere Hüttligrabengebiet transportiert.

Ursache des Grundbruchs. Unausgeglichene unterirdische Wasserzirkulation, die durch ein gewisses Überwiegen der Akkumulation im Laufe der Jahrtausende seit dem Rückzug des Zulggletschers zur Entstehung der riesigen Murmasse führte, die am 9. Mai 1951 die schwächste Stelle der Grabenoberfläche sprengte und sich mit unglaublicher Geschwindigkeit als geschlossene Masse durch die Rinne ins Zulgtal ergoß. Weder die relativ geringen vorangegangenen Niederschläge des Winters noch andere Ursachen können die plötzliche Katastrophe erklären.

Zukünftige Gefahren. Infolge der entstandenen tiefgründigen und breiten Entwässerung der verschiedenen Schuttmassen können diese nicht mehr solche Wassermengen ansammeln wie vor dem Unglück, so daß kein neuer, riesiger Grundbruch entstehen kann. Dagegen sind, je nach den Klimaperioden, in näherer oder ferner Zukunft dünnflüssige Niedergänge aus dem Kesselboden und vom Fuß der Schotterwände zu erwarten, weshalb man zur Abwehr solcher Ereignisse bereit sein muß.

Siehe auch «Eclogae geol. Helv.», Vol. 45/2, 1952.

3. Paul Beck (Thun). – *Neue Erkenntnisse über die Bergstürze im Kandertal (Berner Oberland).*

Zahlreiche geotechnische Studien der letzten Jahre bereicherten die Erkenntnisse über die altbekannten Bergstürze im Kandertal und ergaben folgende Ergebnisse:

1. Die Trennung des großen Bergsturzes in einen ältern, feinkörnigen und einen aus Riesenblöcken bestehenden aufgelagerten jüngern bestätigte sich.
2. Der jüngere, oberflächliche Bergsturz stammt, wie schon Brückner 1892 erkannte, aus der großen Felssturznische zwischen Doldenhorn und Fisistock, indem die Gesteine der beiden Orte, Hauterivienkieselkalk (Bänderkalk) und Valanginienkalk (Öhrlikalk), übereinstimmen.
3. Der ältere, liegende Bergsturz besteht dagegen aus Valanginienmergeln und Zementsteinschichten, die in der Fisinische in dieser Mächtigkeit fehlen, dagegen gegenüber seiner Hauptablagerung die 600 m hohe Wand der Birre unterhalb Kandersteg aufbauen. Er stammt somit von der Birre, und nicht, wie bisher angenommen wurde, von der Fisi.
4. Die Schlipfkatastrophe vom August 1945 «Unterm Bühl» im Innern Kandergrund, entstanden infolge der Durchtränkung von Feinschutt des ältern Birrenbergsturzes durch Verluste der Wasserzuleitung zum Elektrizitätswerk Kandergrund, bestätigte sozusagen experimentell die Zweiteilung der sog. Riesetenbrekzie in eine unveränderte Ablagerung, die die Talstufe des Bühlstutzes und die «Höh» unterhalb Kandersteg aufbaut und einen andern, flachern Teil, der als Murgang, erzeugt durch das Eindringen des gestauten Kanderwassers in das durchlässige Bergsturzmaterial, 6 km weit bis in den Äußern Kandergrund nach Achern floß.
5. Der neuentstandene Schlipfanriß ließ erkennen, daß im Katastrophengebiet ein zweiter, kleinerer Bergsturz von der Birre her, aus der Tieröstnische stammend, niederging und einen hangparallelen Rücken aufschüttete, der das ausgetretene Wasser der Zuleitung wider Erwarten zum Versickern zwang und dadurch indirekt die Katastrophe verursachte.
6. Sowohl das gebliebene wie das abgeflossene Birrenmaterial und der Tieröststurz wurden später vom großblockigen Fisibergsturzschutt bedeckt.
7. Das Alter der verschiedenen Stürze ist spätglazial bis nacheiszeitlich.

Diese Angaben bestätigen oder ergänzen die in den «Eclogae geol. Helv.», 22/2, 1929, erschienenen Ausführungen des Verfassers.

4. R. Rutsch (Bern). – *Vorweisung des Blattes Neuenegg–Oberbalm–Schwarzenburg–Rüeggisberg des Geol. Atlasses der Schweiz 1:25 000.*

5. Marta Cornelius-Furlani (Wien). – *Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone.*

Besonders hervorzuheben in stratigraphischer Hinsicht: das Perm; Verrucano im Süden des Drauzuges. Es ist eine Basalbreccie aus eckigen

Trümmern und gerundeten Geröllen des Grundgebirges, und zwar eine vollständige Musterkollektion aus der Karnischen Kette. Phyllite-Gneise, besonders auffallend sind gelbe Kalke. Das Bindemittel ist quarzig und hart. Die Falten des Verrucano bilden vielfach eine Diskordanz mit dem Streichen der Drauzugfalten. Sehr schön sind diese auf dem Südabhange des Gebirges westlich von Tuffbad zu sehen, wo eine Zone von Verrucano in dem karnischen Kristallin eingefaltet ist ohne Zwischenschaltung jüngerer Schichten. Diese Basisbreccie macht die Tektonik des kristallinen Untergrundes mit, während der Grödener Sandstein mit der Trias verbunden bleibt. Die mesozoische Folge enthält alle Glieder von den Werfenern bis zu dem Neokom. Verwirrend sind drei Folgen schwarzer Schiefer, welche sowohl in dem Raibler-, Rhät- und Unterkreide-Niveau vorhanden sind.

Die Lienzer Dolomiten sind das Westende des Drauzuges. Sie spitzen in unendlich stark gepreßten, fast immer um die Saiger-Stellung pendelnden Falten gegen Westen aus. Die Unterlage ist das ostalpine Kristallin der Schober- und Deferegger Alpen, die Überlagerung das Kristallin der karnischen Kette. Beide sind verfaltet mit den Lienzer Dolomiten. Besonders stark die Unterlage, welche in engen Zügen in die Drauzug-Falten einbezogen ist. Das karnische Kristallin hingegen ist über die Lienzer Dolomiten überschoben. Die Drauzug-Falten sind an ihren Grenzen gegen das Kristallin sehr oft zerrissen, in Linsen aufgelöst; an einzelnen Stellen kommt die gesamte Schichtfolge des Mesozoikums mit dem karnischen Kristallin in Berührung.

Eine besonders intensive Faltenzone geht in S-SE-Richtung durch die Lienzer Dolomiten südlich von Lienz hindurch. Sie scheint jünger zu sein als die Hauptfalten, weil sie deren lineares E-W-Streichen schneidet. Stellenweise sehen die Gesteine so aus, als hätte eine Riesenfaust sie wie Wäsche ausgerungen.

Regionale Stellung: Ist der Drauzug die vielgesuchte Wurzelzone? Wenn wir eine Zone engster Faltenzüge so nennen wollen, dann müssen wir die Frage bejahen. Jedenfalls müssen wir *R. Staub* recht geben, wenn er den Drauzug als ein von Süd nach Nord gerammtes Gebirge ansieht. Ebenso stimmt es, daß der Drauzug, sowohl der Fazies als auch der Tektonik nach, den Südtiroler Dolomiten als ein Fremdling gegenübersteht.

Das Lienzer Gebirge tritt aus jener großen Naht hervor, welche den ganzen Alpenkörper durchstreicht: sie beginnt bei Villach und endet bei Lugano: Draulinie, Pustererlinie, Judicarienlinie, Tonalelinie, Insubrische Linie, Jorio, Luganolinie. Im E öffnen sich die Falten, im Westen verschwinden sie unter dem Quartär des Alpenvorlandes, eigentlich -rücklandes.

Das Triasgebirge des Drauzuges vergleicht *R. Staub* mit jenem des Monte Salvatore am Luganer See. Bezüglich der Fazies können keine Vergleichsmomente angeführt werden, da im Drauzug vor allem in dessen westlichem Teil hauptsächlich die Obertrias vorherrscht, während

im Salvatorezug die Unter- und Mitteltrias den größten Anteil am Aufbau haben. Sicher ist jedoch, und darauf weist *Staub* hin, daß der Salvatorezug der Lombardischen Entwicklung des Monte Generoso ebenso fremd gegenüber steht wie die Lienzer Dolomiten den Südtiroler Dolomiten. Auf der einen Seite strenge Parallelstellung aller Schichten und steilstes Einfallen, auf der anderen ruhige Lagerung, die von einzelnen Störungen unterbrochen wird.

Das Lienzer Gebirge stellt eine Zone des größten Zusammenschubes und der größten Ausdünnungen und der größten tektonischen Reduktionen dar. Eine ungeheure Mylomitzone begleitet das Gebirge an seiner Nordgrenze. Die Fazies bildet einen Übergang der nordalpinen zu der südalpinen. Interessant ist das Vorkommen eines dunklen Ganggesteines, das schon von *G. Geyer* aus der Gegend von Thal im Pustertal beschrieben worden ist. Ich konnte dasselbe weiter östlich feststellen. Es ist ein Glimmerkersantit, der keine Spur einer alpidischen Beeinflussung zeigt und wahrscheinlich einen letzten basischen Rest jener sauren Gangfolge darstellt, die weiter nördlich das ostalpine Altkristallin durchzieht und wohl mit den Tonaliten der Rieserferner in Beziehung steht.

An dieser Stelle sei der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, mit deren Unterstützung ich die Arbeiten im Gebiet zum Teil ausgeführt habe, sowohl als auch der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, die mir die Berichterstattung ermöglichte, der gebührende Dank ausgesprochen.

6. F. Ellenberger (Paris). – *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse dans les Préalpes médianes et les Pennides.* – Pas reçu de manuscrits.

7. A. Jayet (Genève). – *Quelques caractéristiques peu connues de dépôts glaciaires pleistocènes et actuels.* – Pas reçu de manuscrits.

8. J. Cadisch (Bern). – *Die geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1 : 25 000.* – Kein Manuskript erhalten.

9. Hans Günzler-Seiffert (Bern). – *Die tektonischen Beziehungen zwischen Links und Rechts im Unterhasli.*

Die begrenzenden Hänge des Unterhaslitalbodens sind zur Linken die E-Abstürze der Faulhorngruppe, zur Rechten sind es die Kalkwände des Brüniggebietes und des Hasliberges. Sie alle gehören dem jurassischen Anteil der Wildhorndecke an und bestehen im NW und W aus Malmfalten mit Doggerkernen, in denen vom S-Ufer des Brienzersees bis zum Brünigpaß das alpine Streichen feststeht. Auf die südlichste dieser Falten sind abgescherte Malmmassen gehäuft. Darauf überschoben liegt Dogger,

von welchem die doggerfreien Malmelemente stammen. Dieser Dogger reicht links vom Unterhasli vom S-Ende der Decke bis zu den höchsten Gipfeln inmitten der Faulhorngruppe. Zwei sehr mächtige und normalgelagerte Gesteinsplatten mit ausgeprägten Stirnregionen lassen sich unterscheiden, erstens der Dogger des Faulhorns, zweitens, morphologisch dahinter, tektonisch aber darüber, der gleichfalls normale Dogger des Schwarzhorns. Beide sind südhelvetisch. Schließlich folgt, im SE an den Schwarzhorndogger angeschoben, jedoch allenthalben verkehrt gelagert, der Dogger der Großen Scheidegg. Er ist ultrahelvetisch.

Auch rechts vom Unterhasli sind diese Doggerteile zu erkennen, doch liegt dort die Hauptmasse der abgescherten Malmschuppen völlig isoliert im NW beiderseits vom Brünigpaß bis hinauf zum Gipfelplateau des Giebels. Dort ist der Malm direkt vom ultrahelvetischen, verkehrt gelagerten Dogger überlagert. Überreste der beiden südhelvetischen Doggerplatten des Westens finden sich im Osten nur am S-Rand der Wildhorndecke in Form von Stirnfalten. Die Faulhornmasse ist vertreten in der Planplatte und Erzegg, welche als Fetzen von Stirnhaut an nördlichere Doggerelemente angepreßt sind, die Schwarzhornmasse liegt darüber im Rothorn der Hochstollengruppe, die sich verkehrt gelagert darüber hinweggeschoben hat. Diese Tatsachen erlauben die Feststellung, daß die Stirnen der südhelvetischen Doggermassen von der Faulhorngruppe hinweg aus der alpinen Streichrichtung stark nach S zurückschwenken und über dem heutigen Unterhasli W–E verliefen und damit in auffallender Übereinstimmung mit der Richtung des heutigen Talbodens der Aare zwischen Meiringen und dem Brienzersee stehen.

Tektonische Schlußfolgerungen. Doggermassen, die sich im W vom Unterhasli über ihre eigenen Malmhüllen legen und im E vom Unterhasli weit hinter ihren Hüllen ihre Stirnen wölben, stehen nicht im Einklang mit dem bisher geglaubten Faltendeckenmechanismus. Ganz deutlich gibt sich zu erkennen, daß die Faltung der jurassischen Massen älter sein muß, als die Abscherung der entstandenen Malmhüllen. Ein noch jüngerer Vorgang aber muß die Aufschiebung des Doggers auf seinen Malm gewesen sein, und diese Art der Bewegung hat nichts mehr zu tun mit Tangentialdruck. Auf die gleiche Schlußfolgerung führt die Lage des ultrahelvetischen Doggers. W vom Unterhasli liegt er hinter den südhelvetischen Doggermassen des Berner Oberlandes, E vom Unterhasli davor. Nur gleittektonische Bewegungen können abrupte und ungeregelte Änderungen hervorbringen, wie sie sich links und rechts vom Unterhasli zeigen.

10. F. Saxer (St. Gallen). – *Zur Korngrößenverteilung in der Molasse.*

Faßt man die Molasse als Ganzes ins Auge, so zeigt sich eine charakteristische Ungleichmäßigkeit in der Besetzung der Korngrößenklassen. Vorwiegend am Alpenrand finden wir eine starke Anhäufung grober Konglomerate, die durch Abspülung unter ständigem Abrieb feineres

Material lieferten. Die Ablagerung erfolgte nach mehr oder weniger langem Transportweg unter weitgehender Trennung der Korngrößen. Die Aufbereitung ist in der Molasse fast allgemein vollständiger als etwa in fluvioglazialen Schottern. So entsteht das uns vertraute Bild scharf getrennter Nagelfluhbänke, Sandsteinschichten und Mergellager.

Trägt man in der Figur auf der Abszisse die Teilchendurchmesser logarithmisch auf, als Ordinaten die dazugehörigen schätzungsweisen Mengen der betr. Korngrößenklassen, so zeigt sich, daß die Klasse 10^1 cm, also die gewöhnliche Nagelfluh mit Geröllduchmessern von 2 bis 20 cm, in beträchtlicher Menge vorhanden ist. Dagegen kommt feinkörnige Nagelfluh mit dem mittlern Korndurchmesser von $10^0 = 1$ cm (man könnte sie als Gartenkiesfraktion bezeichnen) nur ganz untergeordnet vor. Wohl findet man kleine Gerölle häufig als Füllmaterial zwischen größern Stücken, aber ein ansehnliches Lager feinkörniger Nagelfluh ist geradezu eine Seltenheit. Man findet solche etwa in den ausfransenden Rändern der Nagelfluhfächer, und auch dort nur in geringer Mächtigkeit. Im Gebiet der st.-gallisch-appenzellischen Molasse sind mir nur ganz wenige Vorkommen dieser Art bekannt.

In die Größenklassen 10^{-1} bis 10^{-2} cm (1 mm bis $^1/_{10}$ mm) reihen sich die Sandsteine ein, die in mächtigen Serien von verschiedener petrographischer Zusammensetzung auftreten. Vielleicht noch stärker vertreten sind die Mergel, deren Teilchen den kleinsten Korngrößen entsprechen.

Es stellt sich die Frage, wie die relativ schwache Besetzung der 10^0-cm-Klasse zu erklären ist.

Der Geschiebetransport ist ein komplizierter Vorgang, namentlich weil die ihn bestimmenden Faktoren (Wasserführung, Gefälle, petrographische Zusammensetzung des Materials) zeitlich und örtlich starken Veränderungen unterworfen sind. Wenn wir es trotzdem unternehmen, gewissermaßen als Gedankenexperiment, einen bestimmten Ablauf ins Auge zu fassen, so geschieht das im vollen Bewußtsein, damit die Natur zu vereinfachen.

Denken wir uns am Fuße einer Bergkette eine Geröllmasse von 100 m Mächtigkeit, die durch fließendes Wasser verfrachtet werden soll. Sie bestehe aus Geröllen von durchschnittlich 10 cm Durchmesser der gleichen Gesteinsart. Nach vielleicht 20 km Transportweg wird durch Abrieb und Zertrümmerung der mittlere Durchmesser der Gerölle auf die Hälfte sinken. Dann ist aber das Volumen der Gerölle und damit die Mächtigkeit ihrer Schicht auf $^1/_8$ des ursprünglichen herabgesetzt, während $^7/_8$ als Sand und Schlamm weiter geschwemmt werden. Die Schichtmächtigkeit nimmt ab mit dem Kubus des Durchmessers. Stellen wir uns gar die Zerreibung grober Nagelfluh von 10 cm Geröllgröße zur Gartenkiesfraktion von 1 cm vor, so beträgt das Volumen der letztern noch $^1/_{1000}$, während $^{999}/_{1000}$ in die Sandstein- und Mergelfraktionen eingehen.

An die Stelle von 100 m groben Gerölles würden also z. B. nach 20 km Transportweg 12,5 m Nagelfluh und 87,5 m Feinmaterial, nach

100 km Transportweg 0,1 m Nagelfluh und 99,9 m Feinmaterial treten.

Diese geometrische Überlegung scheint eine zutreffende Begründung für den Knick in der Kurve bei der 1-cm-Größenklasse zu liefern. So einfach sie ist, so erklärt sie doch eine auch praktisch nicht unwichtige Tatsache im Gesamtbild der Molasse.

11. A. von Moos (Zürich). – *Entstehung der zerdrückten Gerölle in eiszeitlichen Schottern des schweizerischen Mittellandes.* – Erscheint in «Eclogae geologicae Helv.»

Es haben noch gesprochen: Franz Allemann, Bern; E. Genge, Wilderswil; B. Tschachtli, Luzern.