# Sektion für Geologie

Autor(en): **[s.n.]**

Objekttyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **105 (1924)**

PDF erstellt am: **27.05.2024**

**Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

**Haftungsausschluss**

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

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

**http://www.e-periodica.ch**

## 5. Sektion für Geologie

Sitzung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

**Donnerstag und Freitag, den 2. und 3. Oktober 1924**

*Präsident:* Prof. Dr. Aug. Aeppli (Zürich)
*Vizepräsidenten:* Dr. M. Mühlberg (Aarau)
Dr. E. Gagnebin (Lausanne)
*Aktuare:* Dr. A. Erni (Olten)
E. Peterhans (Lausanne)

**1.** Hans Suter (Laufenburg). — *Kluft- und Gangrichtungen im südlichen Schwarzwalde.*

Die graphische Darstellung von Kluft- und Gangrichtungen in einer Strichrose vermag Aufschluss zu geben über die in einem Gebiet vorhandenen tektonischen Richtungen. Im südlichen Schwarzwald liegen Maxima von Kluftrichtungen in NE und NW. Die Füllung der Klüfte (Calcit, Erze) beweist, dass diese Richtungen karbonischen Alters sind. Die Gangrichtungen (Aplite, Lamprophyre) zeigen weitgehende Uebereinstimmung in ihrer Lage mit der der Klüfte, ein Beweis mehr für das karbonische Alter der in den Klüften sich ausprägenden tektonischen Richtungen.

Von Müllerried wurden im Dinkelberg und im schweizerischen Tafeljura die Kluftrichtungen (und Grabenrichtungen) ebenfalls statistisch festgestellt. Sein Longitudinalsystem (N 25 E) und sein Transversalsystem (N 55 W) liegen weitgehend gleich wie die beiden oben erwähnten Maxima der Klüfte im Gneis des Südschwarzwaldes. Diese tektonischen Richtungen sind durch die alpine Faltung erzeugt worden, aber oligocänen bis miocänen Alters. Mithin können wir sagen: die in den Kluft- und Grabenrichtungen im schweizerischen Tafeljura sich ausprägenden tektonischen Linien sind posthum insofern als die karbonischen, tektonischen Linien im Gneis des Südschwarzwaldes gleiche Lage haben.

Damit ist natürlich nicht gesagt, dass nicht auch einzelne der Gneisklüfte tertiären Alters sind; dies gilt namentlich für die Klüfte, welche die Lamprophyre selbst durchsetzen und welche genau gleich liegen wie die eigentlichen Gneisklüfte.

Die Kluftrichtungen sind von einigem Einfluss auf die Morphologie des Schwarzwaldes, indem sie Felsformen und Bachläufe nicht nur beeinflussen, sondern weitgehend in ihrer Form oder Richtung bestimmen.

**2.** Albert Brun (Genève). — *Recherches sur le volcanisme. La Iozite. Son rôle et son importance dans les coulées des laves modernes.*

L'auteur montre comment la réaction de masses géologiques entre elles amène la formation de Iozite. Ce minéral est le protoxyde de fer

libre. Ce minéral existe aussi bien dans les laves ferro-magnésiennes que dans les laves alumino-alcalines. L'Iozite est en grains opaques, magnétipolaires, dont la dimension ne dépasse guère quelques $\mu$. Certaines laves peuvent en contenir plusieurs pour cent. La reproduction synthétique en a été faite. C'est grâce à la Iozite que les laves sont réductrices.

C'est grâce à elle que les laves sont si facilement oxydées par l'eau ou l'oxygène atmosphérique. L'Iozite se forme pendant l'évolution éruptive.

1° *Pendant le réchauffement géologique.* A. Lorsque le minéral ferrugineux d'une enclave est attaqué par un magma alcalin, à une température juste suffisante pour permettre la réaction chimique. B. Lorsque une roche contenant des minéraux ferrugineux voit ceux-ci décomposés par la chaleur seule (amphiboles, grenats, etc.).

2° *Pendant le refroidissement géologique.* Lorsque le magma est complètement fondu et le protoxyde de fer dissous, l'Iozite se sépare au début de la formation des feldspaths. Durant ces phases il ne peut donc pas exister dans les masses de l'eau ou sa vapeur. L'intérieur du magma est sec. Ceci a été confirmé par G. Ponte lors de l'éruption de l'Etna en 1923, à l'aide de son appareil « l'inalatore ». La découverte de l'Iozite, appuyée par tant d'autres expériences, clôt, définitivement de l'avis de l'auteur, la discussion relative aux magmas anhydres ou aqueux. L'eau, dite volcanique, est extérieure, c'est de l'eau errante. Il n'y a pas d'Eau *Juvénile.* Les volcans situés dans un climat sec ne la présentent pas (Lanzarote Timanfaya). Les explorateurs futurs devront donc se garder de commettre l'erreur de Day et Shepherd au Kilauea en 1912, en attribuant à la lave magmatique une vapeur d'eau, qui ne provient que des encaissements.

Pour les analyses et modes de recherche de la Iozite, voir «Archives des Sciences Physiques et Naturelles» Genève, 1924. 5e période, vol. 6, p. 244—263.

**3.** J. Koenigsberger (Freiburg i. Br.). — *Überblick über Verfahren und Apparate in der praktischen Geophysik.*

Über das sich stetig ausdehnende Gebiet der praktischen Geophysik sollte an Hand von Projektionsbildern ein kurzer, möglichst anschaulicher Überblick über die heute meist angewandten Verfahren, Apparate und deren Ergebnisse gegeben werden. Der praktische Geophysiker ist auf enges Zusammenarbeiten mit dem praktischen Geologen, mit dem Bergingenieur und mit dem Topographen und Markscheider angewiesen. Umgekehrt wird der Geologe und Bergingenieur mit der Zeit mehr und mehr den Geophysiker heranziehen, um für seine Gutachten Anhaltspunkte auch für die Stellen zu bekommen, wo sichtbare Aufschlüsse nicht, oder nur mit zu grossen Kosten zu erlangen wären. Das erfordert aber, dass der auf einem dieser Gebiete Tätige zu beurteilen vermag, was Arbeitsweise und Inhalt der andern Wissenschaften sind, ohne dass er deshalb diese eingehend zu kennen braucht. In dem Vortrag wurden besonders die in den letzten Jahren erzielten Fortschritte, die

für die Praxis von Bedeutung sind, aber aus verschiedenen Gründen weniger in wissenschaftlichen Kreisen bekannt wurden, berücksichtigt, ausserdem Aufgaben, die in der Schweiz sich bieten können. Die heute wichtigsten Verfahren sind: Messungen der Schwereunterschiede mit der Drehwage nach R. Eötvös, der magnetischen Anomalien mit Variometern für Horizontalintensität, Vertikalintensität und Deklination, Feststellung der Störungen im Verlauf der elektrischen Ströme, die dem Boden aufgeprägt werden, hauptsächlich nach Ch. Schlumberger, der natürlichen Polarisationsströme nach Schlumberger, Feststellung der Verschiedenheit in den Laufzeiten seismischer Wellen nach Mintrop, der Reflexion und Änderung der akustischen Wellen, des Verlaufs und der Intensitätsänderungen elektrischer Wellen, der Änderung der Schwingungszahl elektrischer Schwingungskreise, der Verschiedenheiten in der geothermischen Tiefenstufe, der Unterschiede in den Radioaktivitätswirkungen. Die Methoden dienen dazu, von der Erdoberfläche aus nutzbare Substanzen aufzufinden und geologische Tektonik aufzuklären; sie werden jetzt ausgebildet, um auch in Bergwerken und auch von Bohrungen aus angewandt zu werden. Charakteristisch für die geophysikalischen Methoden ist, dass fast alle nicht spezifische Eigenschaften der einzelnen gesuchten Substanzen wahrzunehmen vermögen, was beim heutigen Stand unserer Kenntnisse unmöglich ist, sondern dass sie auf der Messung physikalischer Eigenschaften beruhen, die nur graduell verschieden sind.

**4.** E. Baumberger (Basel). — *Die subalpine Molasse bei Luzern.*

In der subalpinen Molasse bei Luzern lassen sich scharf drei tektonische Zonen unterscheiden. Die mittlere Zone oder Zone der granitischen Molasse ist infolge Vorherrschens plastischer Gesteine stark zusammengeschoben und gefaltet. Bunte Nagelfluh und Arkosesandsteine (granitischer Sandstein) nehmen im Verhältnis zu den bunten Mergeln einen kleinen Raum ein und verteilen sich auf viele wenig mächtige Lager. Die Zone besitzt oberoligocänes Alter und taucht unter die Molasse der äussern Zone, welche den aufgestülpten Südrand der als mächtiges Widerlager wirkenden mittelländischen Molasse darstellt. Diese Randzone besteht aus miocänen Sedimenten (Burdigalien, Helvetien und Tortonien) und ist in den genannten untern zwei Stufen eine marine Bildung. Bunte Nagelfluh ist im Burdigalien und im Tortonien nur spärlich, dagegen in bedeutenden Lagern im Helvetien vorhanden. Die dem Alpenrand zunächstliegende, unter den subalpinen Flysch tauchende innere Molassezone ist nicht gefaltet, sondern stellt eine ausgeprägte Überschiebungszone dar. Die Schichtfolge besteht von unten nach oben aus 1. dem mächtigen Mergelkomplex der stampischen Horwerschichten (rauchgraue Schiefermergel mit eingeschalteten dünnplattigen Sandsteinen [Horwerplatten]), 2. einer typischen Kalknagelfluh im Wechsel mit bunten Mergeln und grobkörnigen Kalksandsteinen (ebenfalls stampisch) und 3. mächtiger bunter Nagelfluh (Riginagelfluh). Diese letztere ist der zentrale Teil eines am ehemaligen Alpenrande auf festem Lande aufgeschütteten Schuttfächers und das zeitliche Äquivalent der in der

mittleren und äussern Molassezone auftretenden oberoligocänen und miocänen Sedimente mit ihrer bunten Nagelfluh. Es handelt sich in der innern Molassezone um eine mächtige starre Nagelfluhmasse mit einer Unterlage plastischer Gesteine (Horwerschichten). Diese Unterlage liefert die Gleithorizonte, auf welchen die Überschiebung der innern Molassezone auf die granitische Molasse (mittlere Zone) sich vollzogen hat unter dem Druck der heutigen Alpenrandketten. Diese innere Molassezone hat bei ihrem Vorrücken die weiche granitische Molasse von der stampischen Unterlage abgeschürft, zusammengeschoben und in Falten gelegt. Ein fertiges Nagelfluhgebirge, das sich in jeder Beziehung der alpinen Überfaltung gegenüber passiv verhalten haben soll (n. Arn. Heim), kann nicht bestanden haben.

**5.** E. Baumberger (Basel). — *Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz.*

Die in der subalpinen Molasse bei Luzern (vgl. Baumberger, subalpine Molasse von Luzern) festgestellten drei tektonischen Zonen lassen sich ohne Unterbruch von Schangnau an der grossen Emme durch das Entlebuch und durch die Ostschweiz bis an den Rhein verfolgen. Überall ist der Südrand der mittelländischen miocänen Molasse (äussere Zone) mehr oder weniger stark aufgestülpt, bei Zug und am Blatterberg westlich Luzern stark überkippt. Die oberoligocäne mittlere Zone (Granitische Molasse) zeigt durch das ganze Gebiet in ihrem Bau und in ihrer Zusammensetzung eine weitgehende Übereinstimmung. Auf die granitische Molasse ist, wie bei Luzern, eine starre Nagelfluhmasse samt ihrer plastischen Unterlage aufgeschoben (Innere Molassezone). Im Entlebuch und bei Luzern bilden die stampischen Horwerschichten diese Unterlage der Nagelfluh, weiter im Osten folgen auf die granitische Molasse vorherrschend bunte Mergel im Wechsel mit Kalksandsteinen. Die Nagelfluh ist im ganzen Gebiet unten eine stampische Kalknagelfluh, oben eine bunte Nagelfluh. Letztere hat oberoligocänes bis miocänes Alter. Die Schichtfolge, wie sie am Kontakt mit der granitischen Molasse auftritt, wiederholt sich im Entlebuch alpenwärts nochmals, in der Ostschweiz zweimal. Die innere Molassezone ist dem ganzen Alpenrande entlang eine Überschiebungszone mit ausgesprochener Schuppenstruktur. Diese Schuppen sind ungleichwertig in bezug auf ihren stratigraphischen Umfang und die Mächtigkeit der einzelnen lithologischen Abschnitte. Bisher sind alle Lagerungsstörungen in der subalpinen Molasse auf einfache Faltung zurückgeführt worden.

**6.** H. Preiswerk (Basel). — *Der Tessiner Gneis.*

Kein Autoreferat eingegangen.

**7.** E. Gagnebin (Lausanne). — *Les dislocations des Préalpes dans la région de Montreux.*

Kein Autoreferat eingegangen.

**8.** R. Staub (Fex). — *Vorweisung der geologischen Karte des Avers.*

Kein Autoreferat eingegangen.

**9.** P. Arbenz (Bern). — *Fossilführendes Rhät bei der Engstlenalp (Kanton Bern).*

Südlich des Engstlensees wurde Rhät mit Avicula contorta Portl. gefunden. Damit ist das Alter der schon 1907 und 1913 mutmasslich als Rhät bezeichneten Schichten sicher festgelegt. Dieses Vorkommen von Rhät ist das östlichste in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen, das bestimmbare Fossilien geliefert hat.

**10.** Jakob M. Schneider (Altstätten-St. Gallen). — *Das St. Gallische Rheintal kein Glacialerosionstal.*

Nach A. Penck, „Alpen im Eiszeitalter", I, 428 f., ist das Rheintal entstanden durch Glacialerosion. Wo der Rheingletscher neue Zuflüsse erhielt (Illmündung), wird das Rheintal breiter; schmäler bei Sargans, wo er einen Arm abzweigt. Die Talflanken sind teils eingebuchtet, teils in die Ebene vorspringend, ein Bild der Rippung. Der Gletscher liess das harte Gestein in Spornen stehen; das weiche (Flysch, weiche Molasse) tiefte er nischenartig aus. Dieser grossartige Trichter ist auf seiner ganzen Erstreckung übertieft, trogartig eingeschnitten. Die jetzigen Stufenmündungen finden sich im Wallgau in 1000 m Höhe, sind aber gegenüber dem präglacialen Talboden zu tief (im Rheintal Gefällsbrüche in nur 700 und 800 m Höhe). Der Rheingletscher hat also von grösserer Höhe herab das Tal herausgeschliffen.

Im Rheintal wohnend, haben wir dasselbe vielfach studiert und können Penck nicht zustimmen. Talbreiten und Nischen sind irreführend charakterisiert. Das Tal ist oberhalb des starken Gletscherzuwachses fast so breit wie unterhalb, dagegen weiter abwärts wird es um über 3 km schmäler. Oben bei Sargans gabelte sich freilich der Gletscher, aber nur weil er den entgegenstehenden Gonzen nicht wegerodieren konnte und die bequemen Täler, links schmäler und rechts breiter, schon vorfand. Die Flyschnische bei Gams wird sichtbar immer weiter zurückgeschnitten durch die Bäche; sie ist durch Wassererosion entstanden. Ihr gegenüber ist das gegenteilige Flyschknie von Nendeln, das keine Flussfurchen hat und vom Gletscher stehen gelassen wurde. Die von Penck übersehenen schärfsten Nischen bei Oberriet, Berneck usw. sind derartig gestellt, dass der Gletscher sie schon der Form wegen nicht schaffen konnte. Die Nische bei Rankweil liegt in harten Kalken. Das Rheintal ist auch nicht trogartig eingeschnitten. Die Steilwand bei Hohenems ist tektonische Bruchwand und ihr gegenüber ist sanft geböschte, harte Molassenagelfluh, deren Neigungen den Schichtstellungen folgen. Die Hohenkasten-Kreide fällt, abgeteilt durch Querbrüche, in prächtigen Stufen ins Tal hinab, steigt dagegen auf der rechten Talseite in leicht geschwungenem, herrlichem Bogen wieder empor; gegensätzliche, tektonische Bildungen, welche den Formen der Gletschererosion auf beiden Seiten widersprechen. Das sind naturnotwendig echt präglaciale Talböden, so tief sie auch ins Tal hinabsinken. Anderseits haben wir im welligen Hochplateau, das den Rücken des Appenzeller Spornes bildet, alle Höhen von 800 bis 1250 m hat, das Rheintal

begrenzt und vom Rheingletscher überschliffen wurde, aber von ihm nicht niedergeschliffen werden konnte, einen klassischen, glacialbearbeiteten präglacialen Talboden in der Höhe. Konsequent ist also das Rheintal präglacial, in Formen und Tiefe von der Gletschererosion in keinem Falle wesentlich verändert. Als weitere wichtige Konsequenz ergibt sich: Der Riesengletscher hatte keine Zeit zu erfolgreicher Arbeit, die Eiszeit war offenbar zu kurz. Manches vordiluviale Tal hat oberhalb starken Gletscherzuwachses auf lange Strecken grössere Breite als unterhalb. Die Talbreite stammt grösstenteils nicht vom Gletscher. — Das überaus reichhaltige Werk Pencks ist trotzdem hochverdienstlich.

**11.** Jakob M. Schneider (Altstätten-St. Gallen). — *Maxima diluvialer Gletschererosion in verschiedenen Alpentälern.*

Die oftmalige Betrachtung der morphologischen und geologischen Verhältnisse des Rheintals, dem der verdienstvolle Penck auch seine Aufmerksamkeit gewidmet, dem er aber wegen der Notwendigkeit der Kürze der Durchsicht nicht die richtige Physiognomie abgewinnen konnte, hat mich überzeugt, dass das Rheintal ein spättertiäres, tektonisches Einbruchstal und in keinem Falle der Gletschererosion zu verdanken ist. Der Gletscher hat immerhin erodiert; das beweisen die Schliffe, Schrammen und Hohlkehlen. Indes wieviel? Zur Untersuchung des Wieviel trenne ich die Gletscherarbeit in Seitenabschleifung und Tiefenabarbeitung, Lateralerosion und Basiserosion. Hier bespreche ich einzig die möglichen Höchstbeträge der Lateralerosion. Die Schlucht Hirschensprung im tektonischen Sporn von Oberriet hat etwa 50 in die Seitenwände gestrudelte Hohlkessel und über die Kesselränder hin und teils bis über den Rand hinein Gletscherfeilung und Schrammen. Die tektonische Schlucht ist demzufolge von einem Strom ausgeweitet und erst nachher auch vom Gletscher stark ausgeschliffen worden. Die engste Breite der gletschergeschliffenen Schlucht nach Abrechnung der strudelnden Flussbreite ergibt den genauen Betrag der lateralen Gletschererosion. Von Rüti her, woher der Gletscher vorstiess, misst der engste, natürliche Schluchteingang $7{,}_{74}$ m, der Ausgang nach Oberriet $6{,}_{68}$ m. Oben in der Höhe ist die Schlucht stellenweise noch enger und wurde künstlich zum Teil erweitert. Der Gletscher ist nicht von oben nach unten ausschleifend und eintiefend eingedrungen, sondern horizontal vorgedrungen, wie auch die Richtung sämtlicher Schrammungen und Hohlkehlen beweist. Nehmen wir für den präglacialen Fluss 5 m Breite an, so bleiben maximal für die Gletschererosion vorn $2{,}_{74}$ m und hinten $1{,}_{68}$ m. Auf je einer Seite hat der Gletscher nur die Hälfte davon weggearbeitet. Die Maxima der Gletschererosion betragen also nur $1{,}_{37}$ m, resp. $0{,}_{84}$ m lateral, oder nicht viel mehr oder weniger. Ähnlich kleine Maxima der glacialen Gletschererosion erhält man, nach der gleichen natürlichen Methode berechnend, in einer Reihe von gletschererodierten Schluchten, die mit Sicherheit präglacial sind, was bezüglich des Hirschensprung bezweifelt werden mag, nämlich in den tektonisch gerissenen Engpässen des Hohleweg, Valgupp, Valveror in hartem Kalk,

in der Aareschlucht bei der granitenen Spitallam unter dem Grimselhospiz, im Loch vor der Göschenenalp, in der Schöllenenschlucht, Roffnaschlucht usw. Was mit Sicherheit die Riesengletscher unter höchstem Druck nach allgemeinem Gesetz hier wegarbeiteten von den petrographisch so verschiedenen Felsen, übersteigt, die vorausgehende Flusserosion weggerechnet, auf je einer Seite nicht 5 m, vielleicht hat man mit 4 m das Maximum schon überschritten, oder auch schon vorher. Dass grössere Raumbeträge auch von der lateralen Gletschererosion stammen, dafür fehlen bis jetzt die Beweise nach mechanischen Gesetzen. Die Felsinseln verschiedenster Gesteine innerhalb der Talflanken und in verschiedensten Entfernungen beliebig unter sich und von ihnen, 10 m, 30 m, 50 m, 100 m usw. sind dagegen ein absoluter Nachweis dafür, dass die Gesamterosion der Gletscher trotz der sofort eintretenden stärkeren Pressung (weil Raumverminderung unter gleichbleibender Eismasse) weder die Talflanken lateral weiter zurückschleifen, noch die Felsinseln lateral wegschleifen konnte. Diese streckenabteilenden Talinseln sind unwiderlegbare Zeugen dafür, dass die grossen Talbreiten und Täler präglacial sind und nicht von den Gletschern geschaffen wurden. Unter allen nachweisbaren mechanischen Bedingungen zeigt sich die glaciale Lateralerosion als klein in der Quartärzeit.

Das wird bestätigt durch die auffallende Tatsache, dass eine ganze Reihe diluvialer Gletscherhochtäler, welche die Eismassen von allen Seiten her aufnahmen, in enge, abwärtssteigende, lange Schluchten auslaufen: so das Tal von Andermatt in die Schöllenenschlucht, das Gletschtal in die Rhoneschlucht, das Schams in die Schlucht der Via Mala, wechselnd schmal in mehrere hundert Meter Höhe mit noch heute an die Wände gepressten Moränen, das Engadin in die Engpässe des Inn und der Albula usw. Die Gletschermassen in den genannten Hochtälern nahmen den natürlichen Weg der präglacialen Flüsse und konnten diese Fluss-Schluchten nicht wesentlich erweitern. Sie konnten sich trotz aller Kraft der Lateralerosion keine bequemeren Ausgänge aus den Felsen feilen, sondern mussten warten und sich anstauen, bis sie auch über den oft über hundert Meter hohen Schluchten in freien Weiten überliefen, wobei sie auch trotz des Druckes das durchströmende Eis in den darunter ausgetieften Schluchten nicht zu wesentlich erfolgreicherer Lateralerosion zwingen und die Schlucht-Schultern selbst auch keineswegs bis auf die Flussbasis abtiefen konnten.

Ich werde andernorts auf Mehreres zurückkommen. Betreffend Via Mala sind die Darstellungen Albert Heims (Geologie der Schweiz, I. Bd.) und A. Buxtorfs (Vierteljahrsschr. der N. G. Zürich, 1919), mit wichtigen Entdeckungen, sehr wertvoll. Genaue Profilprüfung zeigt, dass sogar der obere, sich erweiternde Schluchtteil der lateralen und basalen Gletschererosion wenig verdankt.

**12.** Arnold Heim (Zürich). — *Nummulitenschichten in der Kreide des Antilibanon.*

An Hand eines vom Verfasser im Juli 1924 aufgenommenen Profiles durch die Randwellen des Antilibanon und von Gesteinsproben wird die

Einlagerung der Nummulitenkalkbänke in den weissen Kreidemergeln bei Damaskus besprochen.

Es handelt sich nicht um eine isoklinale Einfaltung von Eozän, sondern um eine normale stratigraphische Schichtfolge unter mehrfacher Wechsellagerung von Kreidemergel mit härteren weisslichen Kalkbänken, die erfüllt sind von einer kleinen Nummulina.

Mehr und mehr häufen sich damit die Tatsachen, welche auf das Auftreten der Nummulitenkalke in der oberen Kreide hinweisen. Daraus ergeben sich tektonische Umdeutungen und die Notwendigkeit zur Revision stratigraphisch-paläontologischer „Grundlagen".

Näheres in den Berichten der „Eclogae geologicae Helvetiae".

**13.** F. Nussbaum (Hofwil-Bern). — *Über Ungleichheiten der Gletschererosion im schweizerischen Mittelland und in den Alpentälern.*

Im Mittelland erscheinen die von Endmoränen einer Rückzugsphase der Würm-Eiszeit umgebenen Zungenbecken, die in präglacialen Flusstälern liegen, als relativ schmale Zonen stärkerer Gletschererosion, während die zwischen diesen Becken und den Moränen der maximalen Gletscherausdehnung gelegenen Gebiete Erscheinungen schwächerer glacialer Abschleifung aufweisen. Diese Ungleichheiten lassen sich auf die durch das ältere Relief bedingten Volumenunterschiede der Gletscher zurückführen.

Die Alpentäler, die sowohl durch Wasser- wie durch Gletschererosion gestaltet worden sind, tragen stärkere Züge glacialer Erosion als die vergletscherten Täler des Vorlandes; diese Züge kommen in dem bekannten Stufenbau, im Wechsel von Riegeln und Becken, in einer sehr starken Übertiefung der Haupttäler und endlich in verschiedenen Trogformen zum Ausdruck. Die beträchtliche Gletschererosion, die in Wechsel mit interglacialer Flusswirkung tritt, ist durch den veränderten (nämlich schmälern) Querschnitt der Gletscher und durch längere Eisbedeckung im Eiszeitalter gegenüber dem Vorlande zu erklären. Die Bildung der in den obersten Talgebieten gelegenen Talbecken glaubt der Vortragende durch die Annahme interglacialer Gletscher deuten zu sollen.

**14.** A. Ludwig (Rotmonten-St. Gallen). — *Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein.*

Neuere Fossilfunde bestätigen das oligozäne Alter für den ganzen mächtigen Komplex der Süsswassermolasse zwischen st. gallischer Meeresmolasse und Alpenrand. Relativ häufig ist Helix (Cepäa) rugulosa Ziet., sehr selten dagegen Helix Ramondi Brogn. in der grossen Form Plebecula Dollfusi Roll. In den höheren Schichten der bunten Kronberg-Nagelfluh wurde Clausilia Escheri May. festgestellt; einige andere Fossilien harren noch der Bestimmung. Eine ganz sichere Grenze zwischen Stampien und Aquitan kann derzeit nicht gezogen werden.

Besondere Beachtung verdient die Gegend südlich vom Kronbach zwischen Urnäsch und Jakobsbad. Hier kann in mehreren Tobeln die Syn-

klinale I, wenn auch nicht vollständig, so doch annähernd geschlossen beobachtet werden. Somit erscheinen die Antiklinalen I und II als Tatsachen. Ob südlich vom Kronberg noch eine Synklinale II und eine Antiklinale III folgen, oder ob hier eine Überschiebung vorliegt, ist Gegenstand weiterer Untersuchung.

**15.** L. Bendel (Schaffhausen). — *Geologie und Hydrologie des Irchels.*

Kein Autoreferat eingegangen.

**16.** E. Seidl (Berlin). — *Das Prinzip der Kerbwirkung und die Wirkung der Beseitigung der Kerben; angewandt auf geologische Erscheinungen.*

Ein Referat erscheint in den «Eclogae Geologicae Helvetiae».

**17.** J. Kopp (Ebikon). — *Beiträge zur Geologie des Lugnez, Safientales und Domleschg.*

Kein Autoreferat eingegangen.

**18.** W. H. Bucher (Cincinnati, Ohio). — *Über kryptovulkanische Erscheinungen in Ohio und Kentucky.*

Erscheint in «Eclogae Geologicae Helvetiae».

**19.** Hans Thalmann (Bern). — *Zur Stratigraphie des Doggers am Dündenhorn (Berner Oberland).*

A. Troesch hat in seiner im Jahre 1908 erschienenen Arbeit „Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blüemlisalpgruppe)“ zum erstenmale den Dogger der Dündenhorngruppe einer nähern Untersuchung unterzogen. Im Sommer 1921 hatte ich Gelegenheit, zusammen mit Dr. H. Adrian, anlässlich dessen Neukartierung der Dündenhornkette, die Doggersedimente des Dündenhorns zu studieren. Meine Exkursionen in diesem Gebiet wurden im Herbst 1921 und 1924 weitergeführt. Die Untersuchungen haben für die Doggersedimente des Untersuchungsgebietes folgende stratigraphische Einteilung gegeben (vgl. dazu die Einteilung von Troesch, „Eclogae geol. Helv.“, X, 1908, S. 118 bis 121):

1. *Unterer Dogger (Aalénien). a)* Aalénien-Schiefer. An der Basis der Doggersedimente liegen dünnblätterige, schwarze, faule, stark glimmerführende Schiefer, ca. 25—30 m mächtig. Sie enthalten oft eisenschüssige, kalkige Linsen und wittern feinblätterig, griffelig und gelblich an. Da organische Reste spärlich sind (es wurden nur einige zerbrochene Muschelfragmente und Wülste von Equisetum veronense Moesch aufgefunden), lassen sich diese Schiefer nicht mit Sicherheit in die Zone des Lioceras opalinum einreihen. Nach oben gehen die Aaléniensschiefer ohne scharfe Grenze über in die

*b)* Gruppe des Eisensandsteins. Die Mächtigkeit dieser im Dündenhorngebiet sehr verbreiteten Gruppe beträgt ca. 280 bis 300 m. Die untere Partie besteht aus einer mächtigen Folge von

rostigen, knorrigen, rotbraun gefärbten, stark sandigen Schiefern. Sie wittern koksartig an und gehen nach oben allmählich über in grausandige, kompakte Bänke von schieferigem Eisensandstein, der viel Glimmer, schwarze, tonige Häute sowie bis faustgrosse, eisenschüssige Konkretionen (Geoden) aufweist. Nicht selten stellen sich, meist nur in geringer Mächtigkeit und horizontal rasch auskeilend, aussen rostrot anwitternde, innen dunkelgraue, harte Bänke von Echinodermenbreccie ein, die Fragmente von Fossilien (Muschelschalen, Trigonien) führen. Sie entsprechen ungefähr der mittleren Partie der Eisensandsteingruppe. Diese Einschaltungen von Echinodermenbreccie finden wir im Schilthorndogger wieder und weiter östlich im Gebiet des Schwarzhorn-Wandelhornes (in der Faulhorngruppe), wo ich im Sommer 1921 in dieser stark spätigen, rostroten Echinodermenbreccie eine Ludwigia Murchisonae Sow. fand. Über diese mittlere Partie folgt als oberste Abteilung der Eisensandsteingruppe ein Komplex von knorrig-schieferigen Eisensandsteinbänken mit schwarzen Tonhäuten auf den Schichtflächen und zahlreichen, intensiv rot anwitternden Geoden, oft wechsellagernd mit nur wenige cm mächtigen, schwarzen, sandigen Glimmerschiefern. Dieser oberste Teil schliesst zahlreiche Quarzitbänke von einigen cm bis dm Mächtigkeit ein, die nach oben hin immer mächtiger werden und schliesslich die ganze Eisensandstein-Gruppe als helle, meterdicke Grenzquarzit-Bänke abschliessen. Fossilien konnte ich in diesen harten Quarziten keine nachweisen, wie dies beispielsweise H. Stauffer in den Grenzquarziten des Schilthorngebietes möglich war. Aus Analogie mit andern Doggergebieten umfasst die Eisensandstein-Gruppe die Zone des Harpoceras (Ludwigia) Murchisonae Sow. spec. Vielleicht reicht sie noch in das unterste Bajocien (Sowerbyi-Zone) hinauf.

2. *Mittlerer Dogger (Bajocien). a)* Cancellophycus-Schiefer. Unterhalb des Dündenhorngipfels, gegen den Lägigrat hin, treten über den Eisensandsteinen des Aalénien mit scharfer, deutlicher Grenze ca. 1,6 m mächtige dunkelgraue, stark spätige, rauhe Schiefer auf, die auf ihrer Oberfläche prachtvolle, bis 30 cm grosse Abdrücke von Cancellophycus scoparius Thioll. aufweisen. Die Fazies der Cancellophycusschichten, wie sie dem benachbarten Schilthorngebiete eigen ist, ist im Dündenhorngebiet nirgends vorhanden.

*b)* Unmittelbar darüber folgen 4—6 m mächtige helle, aussen graue, innen bläuliche Sandkalke, die stellenweise schwach spätig sind. Sie zeichnen sich aus durch das Vorhandensein dunkelsandiger, kieseliger, schlierenförmiger Lagen und Konkretionen von Silex-Wülsten und -Knollen. Der petrographische Habitus des Gesteins stimmt überein mit demjenigen des weiter im Westen, im Üschinental ob Kandersteg, auftretenden Bajocien-Sandkalkes, wo diese stark sandigen grauen Kalke allerdings in einer Mächtigkeit von 20—25 m vorkommen, direkt über dem Eisensandstein und unter den Schiltschichten des Argovien.

3. *Oberer Dogger (Bathonien-Callovien). a)* Bathonien-Spatkalk und -Oolith. Die eben erwähnten Sandkalke gehen nach oben in einen sehr stark spätigen, aussen hellgrau anwitternden, innen

blaugrau-stahlfarbigen Spatkalk von ca. 1,2 m Mächtigkeit über. In den obersten 20 cm stellen sich hie und da winzige Oolithe ein. Aus dieser obersten Partie stammen wohl die von Troesch aufgesammelten und zitierten Bathonien-Fossilien: Procerites zigzag, Parkinsonia Parkinsoni, Oppelia fusca etc. Ich fand nur zwei Terebrateln (Zeilleria digona Sow. und Terebratula spec. indet.), sowie Fragmente von Rhynchonellen.

*b)* Callovien-Oolith. Ohne scharfe Grenze geht der „Parkinsoni-Oolith" in einen kompakteren, sehr harten und stark oolithischen, pyrithaltigen Spatkalk über, in dem sich die Ooide nesterartig anreichern. Mächtigkeit ca. 0,9—1,0 m. Aus diesem fossilführenden Callovien-Oolith stammen die von Troesch angegebenen Arten. Seine Faunenliste konnte ich durch keine neuen Arten bereichern. Nach dem Fauneninhalt zu schliessen, entspricht das Callovien-Vorkommen am Dündenhorngipfel (Südseite) dem von Arn. Heim beschriebenen Horizont von Milchbach (Blegi-Oolith) und repräsentiert somit das untere Callovien (Zone des Macrocephalites macrocephalus). Oberes Callovien konnte nicht nachgewiesen werden. In gleicher petrographischer Ausbildung finden wir in den Kientaleralpen, ausser den von Troesch in seiner Arbeit erwähnten Stellen, fossilführendes Callovien bei Tscheggern, am Eingange des Spiggengrundes ob Kiental-Dorf, und zwar in einer Mächtigkeit von 6 m. Die dort gemachten faunistischen Aufsammlungen stehen noch in Bearbeitung und werden später, zusammen mit andern Callovien-Faunen, veröffentlicht werden.

**20.** A. Tobler (Basel). — *Ein neuer Tertiäraufschluss am Südrand des Basler Tafeljura bei Bretzwil.*

Seit langem ist der schöne Aufschluss von senkrechten, bzw. steil südfallenden Effingerschichten bei der Fluhgass an der Dorfstrasse von Bretzwil bekannt; ebenso der schwach nordfallende Obersequankalk im Niederländli, nördlich Bretzwil, zu beiden Seiten des Baches unterhalb Punkt 628 der Siegfriedkarte (Blatt 97, Bretzwil). Nach der Darstellung von E. Lehner (Geologie der Umgebung von Bretzwil, Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F., 47. Liefg., Taf. II, Prof. 22 und 24) bestünde das Gelände zwischen dem Fluhgassaufschluss und dem Niederländlisequan aus Argovien: die Effingerschichten der Fluhgass würden nach unten rasch in schwaches Nordfallen umbiegen und bruchlos unter das Sequan des Niederländli einschiessen.

In jüngster Zeit sind durch Baugruben für das neue Bretzwiler Postgebäude und Dépendance folgende Verhältnisse blossgelegt worden. An die Effingerschichten der Fluhgass schliessen sich nach Norden an: 1. Renggeritone, höchstens 1 m mächtig, steil südfallend; 2. Bolus, rot, 0—0,1 m mächtig, 37° südfallend; 3. Kalksandstein, spätig, bräunlich, 25—40° südfallend, etwa 2 m mächtig; 4. Kalksandstein, arkoseartig, nicht spätig, zersetzt, rötlich, mit Muskowit- und Biotitschüppchen, zum Teil zu losem Sand zerfallend, etwa 3 m mächtig, erst 45° südfallend, dann nach Norden hin flacher werdend; 5. Bolus, rotbraun mit Bohnerz,

zirka 1,5 m mächtig, 20—25 ° südfallend; 6. «Calcaire de Daubrée», zum Teil konglomeratisch, im Maximum 1,2 m mächtig, zirka 20 ° südfallend; 7. Bolus, gelb mit Bohnerz, etwa 1 m aufgeschlossen. (Die Schichten 1—4 sind durch die Baugrube der Dépendance, die Schichten 4—7 durch diejenige des Postgebäudes der Beobachtung zugänglich geworden.)

Nördlich des Postgebäudes bis Punkt 628 fehlen Aufschlüsse. Hier läuft offenbar ein Längsbruch durch, der die beim Postgebäude anstehenden Tertiärbildungen vom Niederländlisequan scheidet.

## 5 a. Subsektion für Mineralogie und Petrographie

**Freitag, den 3. Oktober 1924**

*Präsident:* Prof. Dr. E. Hugi (Bern)
*Aktuar:* Dr. R. Parker (Zürich)

**1.** J. Koenigsberger (Freiburg i. Br.). — *Die Abhängigkeit der Gesteinsfacies einiger normaler Eruptiva in den Alpen vom Streichen der sie einschliessenden Schichten.*

Die Randfacies des Aaregranits, zu der auch die mit ihm zusammenhängenden Apophysen zu rechnen sind, ist verschieden je nachdem die nahezu vertikal einfallende Grenzfläche zwischen Aaregranit und den Schichten, in die er intrudierte, konkordant oder diskordant zum Streichen liegt. Da wo die Grenzfläche primär parallel dem Streichen der umgebenden Gesteine liegt, ist die chemische Differentiation des Randes gegenüber dem Innern stark ausgeprägt, während die Tiefengesteinsausbildung bis zur Grenze erhalten bleibt. Da wo die Grenzfläche des Granit im grossen schräg den umgebenden Gneismantel durchschneidet, kann man beobachten, dass die Grenzfläche im einzelnen nie einen grössern Winkel gegen das Streichen bildet, sondern dass der im Ganzen schräge Verlauf durch viele kleinere und grössere keilförmige Apophysen hervorgebracht ist. Deren Magmateile sind chemisch nur wenig von der Hauptmasse verschieden; sie sind etwas aplitischer. Dagegen zeigen sie, je weiter sie sich vom Granit entfernen, die Ausbildung der Gang- bis Ergussgesteine. Diese Tatsachen stehen für das östliche Aaremassiv fest; es scheint, dass sie auch für das westliche Aaremassiv und stellenweise auch für das Mont Blanc-Massiv gelten. Auf die Ursache dieses verschiedenartigen Verhaltens je nach der Lage der Grenzflächen zum Streichen wird in einer ausführlicheren Veröffentlichung, die andernorts erscheinen wird, eingegangen.

Im Gotthardmassiv bemerkt man andere Grenzphänomene an dem südlichen Gotthardgranit, der ebenso wie der nördliche Aaregranit ein normales Tiefengestein im Sinne von Rosenbusch und Grubenmann ist. Die Abhängigkeit von der Lage der Grenzfläche zum Streichen ist weniger ausgeprägt. Die Grenzfläche fällt nicht vertikal, sondern