Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 45 (1952)

Heft: 2

Artikel: Bericht über die 68. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Bern : Samstag und Sonntag, 23. und 24. August 1952

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 68. Hauptversammlung : Samstag und Sonntag, 23. und 24. August 1952

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161578

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: 03.12.2025

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

B. 68. Hauptversammlung:

Samstag und Sonntag, 23. und 24. August 1952

Geschäftliche Sitzung: Sonntag, den 24. August 1952

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1951/52, der Bericht des Eclogae-Redaktors und der Rechnungsbericht pro 1951 mit dem Bericht der Rechnungsrevisoren werden verlesen und mit dem Budget für 1952 von der Versammlung gutgeheissen. Ferner wird beschlossen, dass der Mitgliederbeitrag für Geologiestudenten bis zum 24. Altersjahr auf Fr. 18.– ermässigt wird.

Die Versammlung nimmt Kenntnis von der Erhöhung der Auflage der Eclogae von 700 auf 900 Exemplare sowie der Erhöhung der Verkaufspreise der im Lager liegenden Hefte.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. J. H. TSCHOPP wird Dr. E. A. KISSLING neu gewählt.

Zum Ehrenpräsidenten der nachfolgenden Sitzung wählten die Anwesenden Herrn Prof. Dr. J. CADISCH und zum Sekretär Herrn G. NICOL, cand. geol.

Der Präsident: L. VONDERSCHMITT

Wissenschaftliche Sitzungen

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

Zugleich Sitzungen der Sektion für Geologie der SNG.

a) KURZREFERATE

1. – PAUL BECK (Thun): **Der Bergrutsch Bunschlergrat-Horrenguggen-Garstatt im Simmental (Kt. Bern).**

Verschiedenartige geotechnische Untersuchungen veranlassten seit 1943 den Verfasser, die Talenge der Laubegg, die Grenze zwischen den Gemeinden Zweisimmen und Boltigen, die historisch eine wichtige Rolle spielte, genauer zu untersuchen.

RABOWSKI[1]) verzeichnet auf der Ostseite der Simme eine 1 km weit gegen NW vorspringende Masse von Gesteinen der Brekziendecke, untere Brekzie und Trias, die 400 m über den Talweg hinaufreicht. Weiter oben dehnt sich nach diesem Autor ein weites Glazialgebiet aus, das noch 3–400 m höher an den Fuss der Steilhänge des Bunschlergrates (2004 m) und des Horenguggers oder Spitzhorns (1824 m) ansteigt. Folgende Beobachtungen machten mich auf das Problem eines vorhandenen Bergrutsches aufmerksam: Die Geländestufe, die den Laubeggfall erzeugt, besteht nur auf der linken Flusseite aus anstehendem Fels, Couches rouges und unterer Brekzie, auf der rechten dagegen und im Flussbett aus grossen Blöcken. – Über und unterhalb der Strasse treten unmittelbar unterhalb des Falles starke Quellen aus dem Osthang aus. – Die neue Betonbrücke bei der Garstatt weist an den beiden armierten Längsplatten geringe Verlagerungen auf, die durch Druck von den Hängen her verursacht sein könnten. Der linke Hang besteht aus bergeinwärts fallendem Flysch, der kaum ein allgemeines Druckgebiet erzeugen kann, der rechte dagegen wieder aus Blöcken, die einer ausgedehnten Schuttmasse ange-

hören. – Die Begehung des Senkiwaldes – schon der Name weist im Berner Oberland auf abgesunkenes Terrain hin – stellt eine typische Bergrutschlandschaft dar mit grossen Wülsten, Löchern und Tälchen aller Art, grossen Blöcken und Bodenformen, die zwar nicht auf einen eigentlichen Bergsturz und auch nicht auf eine ausgedehnte Absackung hinweisen, sondern auf ein Mittelding zwischen beiden, das am zutreffendsten als Bergrutsch bezeichnet wird.

Die Verhältnisse halten bergaufwärts an bis an den Rand der reich modellierten Terrasse von Hofstätten-Schindelweg, wo wieder neue Formen vorkommen. Stellenweise treten grössere Felsmassen zu Tag, die Anstehendes vortäuschen können. Der Gesamthabitus bleibt aber für den Bergrutsch charakteristisch bis an die Steilwände der oben erwähnten Gräte, so dass kein Zweifel an der Einheit des Phänomens aufkommen kann.

Kein Leitgestein des Simmegletschers aus dem helvetischen Hochgebirge liess sich bis jetzt entdecken, weder vom Verfasser, noch von Erwin Genge sen., Erlenbach, der sich auf meine Anregung hin in sehr verdankenswerter Weise speziell um diese Abklärung bemühte. Immer wieder beherrschen die Blöcke der untern Brekzie, wie sie am Bunschlergrat ansteht, die Schuttlandschaft. Komplizierter werden die Verhältnisse am Nordrand der Masse, indem dort auch Couches rouges und obere Brekzie vom Spitzhorn her vorkommen. Diese Gesteine bleiben im ursprünglichen Verband, und es wird noch abzuklären sein, ob die Gesteinsserien Untere Brekzie – Obere Brekzie – Couches rouges, die sich in 2 Paketen vom Spitzhorn und der Alp Bergli gegen die Grabenweiden und das Gsäss senken, normale Teile der untertauchenden Nordstirn der Brekziendecke seien oder verrutschte Massen. Vermutlich sind beide Dislokationsarten kombiniert.

Auch die Südgrenze ist nicht klar. Die Felstrümmer bedecken den Hang bis über den tiefen Einschnitt des Grubenwaldbruches hinaus. Ebenso herrscht eine ungewöhnlich lebhafte Gliederung am flachern, offenen Hang, von Rabowski als Glazial eingetragen. Verschiedene Terrassen, wie z. B. auf dem Unter Schindelberg und hoch oben am Hang zwischen Unter Ahorni und Thierstein deuten auf Absackung und Abrutschung hin. Doch scheint dieses Gebiet mit der grossen Dislokation nicht in direktem Zusammenhang zu stehen, sondern ihren Ursprung einer Parallelerscheinung zu verdanken.

Die Grössenordnung des Bergrutsches geht aus folgenden Zahlen hervor: Fläche des grossen Gebiets 2,5 km^2; messbare Mächtigkeiten des Schuttkegels 60–180 m; wahrscheinliches Volumen ca. 100 Millionen m^3.

Die südliche Zone von ca. 2 km Länge und über 300 m Breite, also einem Gebiet von mehr als 0,6 km^2, besitzt absolut und relativ ein bedeutend geringeres Volumen. Letzteres mag zwischen 5 und 10 Millionen m^3 liegen.

Die Feststellung dieses gewaltigen nacheiszeitlichen Felsrutsches beseitigt eine bisher angenommene tektonische Anomalie der Stirn der Brekziendecke und verschafft neue Gesichtspunkte zur Beurteilung technischer Anlagen. Eine eingehende Untersuchung des Gebiets kommt für den Verfasser selbst nicht in Betracht, so dass hier ein interessantes Phänomen einer genaueren geologischen Darstellung harrt.

---

[1]) F. Rabowski, *Simmenthal et Diemtigenthal.* Carte géologique. Mat. p. l. Carte Géol. Suisse, Carte spéciale N° 69. 1912.

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

Situation

Am Abend des 9. Mai 1951 weckte das Knistern brechender Tannen die Nachbarn des Hüttligrabens. Eine Murmasse von ca. 600000 m³ brach aus der engen Schlucht und breitete sich in kürzester Zeit auf dem bisherigen Schuttkegel im Grunde des Zulgtales aus. Der Hüttligraben befindet sich auf der linken Seite des Zulgtales an der Eriz-Schattseite im Gebiet der Gemeinde Horrenbach-Buchen (siehe Normalblatt 508 Interlaken-W der Landeskarte der Schweiz, 1:50000).

Der nur 1750 m lange Wildbach sammelt sein Wasser an der Nordwestseite des Grates Vorderschöriz–Schörizegg oder Stauffen (1511,8 m)–Fiderzegg. Das Einzugsgebiet misst nach der Landeskarte ca. 103 ha, wovon für die Durchnässung des Schlipfgebiets ca. 77 ha in Betracht fallen.

Das muschelförmige Einzugsgebiet gliedert sich von oben nach unten in 3 Zonen, den Steilhang Schöriz–Fiderzegg bis ca. 1240 m, die Weideterrasse Vorder- und Hinter-Zugschwand bis 1160 m und den Steilhang zum Zulgtal bis 960 m Höhe. Einzugsgebiet und Höhenunterschiede sind somit sehr bescheiden. Der Hüttligraben durchschneidet die Terrassenkante bis über 100 m tief, löst sich dann aber in 4 Quellgräben auf, die nach oben an Tiefe rasch abnehmen und am Fuss des Stauffens ansetzen.

Geologisches

Die vom Vortragenden 1905–1909 aufgenommene Karte des Siegfriedblattes Interlaken[1]) bezeichnet den NW-Hang des Stauffens als Nagelfluh und alles übrige Terrain als Lokalmoräne. Die letztere gehört teils dem Zulggletscher, teils dem Schörizgletscher des nahen Sigriswilgrates an.

Der Schlipfvorgang

Der Ausbruch vom 9. Mai brachte ungefähr die Hälfte des nach alten und neuen Plänen 1:5000 total auf über 1300000 m³ berechneten Schlipfmaterials ins Tal. Der Ausbruchkessel besass seine Hauptausdehnung schon nach einem Tag. Die bis Ende des Jahres folgenden Nachstürze und Murniedergänge konzentrierten sich auf den sog. kleinen Kessel nahe der Hinterzugschwandhütte, während die Wände und der Boden des grossen oder Stauffenkessels nach wenigen Tagen zur Ruhe kamen. Vom Einzugsgebiet versanken ganz plötzlich mehr als 10% und formten einen einheitlichen, etwas länglichen Kessel von 400 m Länge, 200–240 m Breite und 20–30 m Tiefe, mit einheitlichem Boden und abnorm steilen Wänden, die sich, wenigstens im Stauffenkessel, bis heute nur wenig veränderten. Besonderes Interesse erweckten die vielen senkrecht stehengebliebenen, grossen Tannen, die mehr als 20 m tief niedersanken und aufrecht blieben, trotzdem ihr Untergrund und Schollen von Weiderasen wegflossen.

Während sich die Bewegungen im grossen Kessel trotz des Zuflusses von 4 Bächen rasch beruhigten, geriet der kleine Kessel, der vom grossen durch einen wallförmigen Rücken getrennt ist, und mit ihm das trockene Nachbargebiet in Bewegung, indem längs seiner Steilwand bis über 100 m lange, ca. 15 m breite und 20 m hohe Lamellen aus Kies mit stehenden Tannen auf ihrem Rücken auf die Sohlenhöhe sanken, weil das trockene Wandmaterial beim Eintauchen unter die Sohle murflüssig wurde.

[1]) Paul Beck (1910): *Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezialkarte Nr. 56a.

An der primären Ausbruchstelle, die schon vor einigen Jahren entwässert worden war, dehnte sich jetzt ein Schlipfsee von wechselnder Form und Grösse aus, gegen den engen und tiefen Trichter und Wildbachhals durch einen Damm abgeriegelt und damit die gleichen Verhältnisse wie der Schlipf im Kandergrund 1945 zeigend.

Die Untersuchung konnte monatelang nur durch Photos geschehen, da der ganze Kesselboden fast flüssig und daher unzugänglich war.

Der Hals des Wildbachgrabens, ebenfalls nicht begehbar, verbreiterte sich, teils durch Seitenerosion, teils durch die Erhöhung seiner Sohle.

Die 900 m lange Schlipfzunge folgte interessanterweise nicht der Richtung der Rinne, sondern schmiegte sich dem linken Talhang an, wodurch verschiedene Heimwesen verschont, die Sägerei Stettler samt Wohnhaus dagegen zerstört wurden. Diese anormale Richtung verhinderte auch die Entstehung eines grossen, das Unterland gefährdenden Stausees. Der entstandene Stau mass höchstens 30000 m³.

Die Ablenkung der Murzunge

Von allgemeiner Bedeutung ist die Art und Weise, wie die Schlipfzunge veranlasst wurde, talabwärts abzubiegen, obschon das Terrain andere Abflussrichtungen bot. Ein gleichartiger Vorgang rettete auch beim Kandergrundschlipf ein Heimwesen. Der Berghang zu beiden Seiten des Schluchtendes ist ungleich entwickelt, indem er rechtsseitig früher zurücktritt als links. Man dürfte nun vermuten, die Murmasse werde sich unter diesen Umständen nach halbrechts richten. Doch ist das Gegenteil der Fall; denn der Schlipf verlegte sich selbst den normalen Weg, indem er vom Ende des rechten Hanges an einen mächtigen Damm aus Bäumen, Blöcken und Schutt auftürmte. Es handelt sich dabei in der Hauptsache um den sog. Anschutz, wie die an Treibmaterial reiche Stirnwelle der Emmenhochwasser genannt wird. Diese Randzone aus sperrigem Material – 20 Stunden nach dem Ausbruch umschloss sie noch die ganze Zunge – ermöglichte den Abfluss des Murwassers nach aussen, wodurch die sperrige Masse an Beweglichkeit verlor. Heute noch senkt sich dieser Naturdamm über 15 m tief nach aussen und 5 m hoch mit einem Steilbord zur rezenten Bachrinne. Das Wesentlichste an dieser Erscheinung ist zweifellos die Möglichkeit, diesen Vorgang durch leichte, billige Leitwerke nachzuahmen und auf solche Weise allfällige spätere Murausbrüche auf der jetzigen Zunge dorthin zu leiten, wo sie sich unschädlich ablagern können. Innerhalb der sperrigen Zone befinden sich die dünnflüssigen Murmassen, die sich im Laufe der ersten Tage derart anhäuften, dass sie von der linken Seite bis zur Mitte überflossen und bis zur Strassenbrücke Eriz–Rütegg vordrangen, eine Fläche von 12 ha im Mittel 11,3, im Maximum über 25 m hoch bedeckend. Die randliche Entwässerung ermöglichte steile, stellenweise bis 75% messende Böschungen.

Die neuen Aufschlüsse

Der Stauffenschutt

Schon die erste Begehung liess erkennen, dass die riesigen Schuttmassen, die zu Tal gingen, interglazialen Alters sein müssen; denn die Wände des Kessels sind talseitig durch Zulgmoräne, die 2 schöne Längswälle bildet, abgeschlossen. Von der linken Seite her erreichte das Schörizglazial den Kesselrand, jedoch nur als leichte Decke, unter der eine rotbraune Verwitterungszone von ca. 4 m Tiefe festgestellt wurde. Die erste Begehung ermöglichte auch die Beobachtung, dass die Rückwand des Hauptkessels und mindestens ein Teil der anschliessenden Seitenwände aus dem Verwitterungsschutt des Stauffenhanges, also aus polygener Nagel-

fluh besteht, der sehr durchlässig sein muss und sich bei genügender Durchtränkung zur Murbildung eignet.

Stauseeablagerungen

Wie man am Kesselsteilhang beiderseits des Rückens, der den grossen und kleinen Kessel trennt, beobachten kann, werden der hängende Nagelfluhschutt und die liegenden Kieselkalke durch gebänderte, fast horizontale, lehmig-sandige Ablagerungen mit eingeschlossenen gekritzten Geschieben und auch eckig-kantigem Bergsturzmaterial getrennt. Die Ablagerung konnte sich nur in einem Gletscherrandseelein bilden und zwar irgendwann zur Risszeit, da die überlagernden Stauffenschotter von Würmmoränen bedeckt sind.

Der Kieselkalkbergsturz

Die Natur der unteren Hälfte des Murmaterials wurde erst erkannt, als die Schlipfzunge, die Rinne und, wenigstens teilweise, auch der Kesselboden begangen werden konnten. Das Hauptmaterial des untern Kesselteils und der bis 100 m hohen Wände des Halses hatten nicht die bräunlich-rötlichen Töne des Nagelfluhschuttes, sondern eine bläuliche Färbung. Viele Sekundärschlipfzungen des Ablagerungsgebietes bildeten gleichmässige Anhäufungen von kleinen und grössern, eckigen Kieselkalkblöcken des Hauteriviens, wie sie am Sigriswilgrat anstehen. Eine Begehung der Rinne und der Kesselwände – soweit dies möglich war, denn auch heute sind abwechslungsweise grössere Teile des Kesselbodens noch nicht begehbar – zeigt, dass diese ebenfalls vorwiegend aus diesem Material, das eine ungeheure Gesamtmasse ausmachen muss, bestehen. Im Gegensatz zum Nagelfluhschutt ist es mit kantenbestossenen, teils auch gerundeten und auch mit gekritzten Geschieben leicht durchsetzt, so dass zum Bergsturzcharakter der merkwürdigen Ablagerung auch noch eine glaziale Komponente tritt. Diese Hauterivienschichten können nur vom Sigriswilgrat stammen und zwar, da die übrige Aussenwand der Kette intakt ist, aus einer Bergsturznische an der Schörizfluh, die der Verfasser s. Z. kartierte, ohne den zugehörigen Bergsturz finden zu können. Er gab dem Text auch eine Ansichtsskizze dieser Partie bei.[2]) Der hintere Teil des Sigriswilgrates wird durch eine senkrechte Längsverwerfung von über 200 m Sprunghöhe derart in 2 Teile gespalten, dass die immer schmäler werdende äussere Lamelle aus horizontal gelagertem Hauterivien besteht. Die 300 m hohe Kieselkalkwand erreicht das Ende des Grates nicht, weil sie dort infolge eines Bergsturzes von 100–400 m Breite und von 2–4 Millionen m^3 Volumen fehlt. Das Hüttligrabenmaterial entspricht vollständig den fehlenden Kieselkalken, so dass am Zusammenhang der beiden nicht zu zweifeln ist. Die Blöcke des unmittelbar benachbarten Bergsturzgebiets des Steinigen Schöriz stammen zwar z. T. auch aus dieser Nische, jedoch aus der Serie hinter der Verwerfung, die aus Schrattenkalk und Hohgantsandstein besteht.

Die besprochene Bergsturznische befindet sich zwar nicht im Einzugsgebiet des Hüttligrabens, sondern über dem W-Hang des Grates Schörizegg–Stauffen und damit auf der rechten Flanke des Schörizgletschers, der seinen Ursprung am Sigriswilgrat auf dem Sädel und dem Hintern Schafläger hatte und fast 1,5 km breit, talwärts ausbiegend, zum Zulggletscher floss. Da jedoch zwischen dem Gletscherboden des Schöriz und der etwas tiefer gelegenen Zugschwandterrasse und dem Hüttligraben kein trennender Riegel besteht, musste der Schörizgletscher auch in das Hüttligrabengebiet eindringen und konnte infolgedessen den Kieselkalkbergsturz als rechte Seitenmoräne dorthin transportieren, womit auch der

[2]) Fig. 19, S. 65, in: P. Beck (1911): *Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, [N. F.] 19.

leichte glaziale Einschlag der Ablagerung erklärt ist. Der Bergsturzschutt machte wahrscheinlich noch eine dritte Umlagerung durch, da er eine stellenweise deutliche Schichtung, verbunden mit einer schwachen Sortierung nach Geröllgrössen, besitzt. Übrigens sind die Schuttablagerungen so ausgedehnt und mächtig, dass wir über die Felsbodenformen gar nichts wissen und diese möglicherweise den Transport und vielleicht auch eine primäre Ablagerung im Zugschwandgebiet wesentlich mehr begünstigten, als dies die heutigen Bodenformen tun.

Zusammenstellung der Ablagerungen

Den geologischen Aufbau des Katastrophengebietes stellen wir von unten nach oben wie folgt fest:

1. Ein gegenüber heute bedeutend breiteres und tiefes Tal der Zulg bildet die Felsunterlage.
2. Ein Bergsturz von 2–4 Millionen m³ Kieselkalk des Hauteriviens stürzte am NE-Ende des Sigriswilergrats vor oder während der Risseiszeit ab.
3. Der risszeitliche Schörizgletscher transportierte das Bergsturzmaterial aus dem Schöriz- ins Hüttligraben- und Zugschwandgebiet und bildete eine bis 150 m hohe und über 600 m lange Anhäufung von unbekannter Breite.
4. Dann folgte die Überlagerung des Bergsturzschuttes durch gebänderte Sande und Letten eines Gletscherrandsees während der Risseiszeit.
5. Der bergwärts liegende Teil des Bergsturz- und Stauseematerials wurde durch den Verwitterungsschutt der Stauffennagelfluh bis 30 m hoch und über 300 m breit überlagert.
6. Moränenablagerungen der Würmeiszeit.
   a) Der würmzeitliche Zulggletscher bekleidete den Steilhang zur Zulg mit Moräne, die in 1150 und 1200 m Höhe auf Hinterzugschwand Wallmoränen formte.
   b) Der Schörizgletscher bedeckte die ältern Ablagerungen der linken Zugschwandseite mit Schörizmoränen, die ebenfalls Seitenwälle bilden, jedoch ausserhalb des Einzugsgebiets des Hüttligrabens.

Für eine Unterscheidung der möglicherweise ebenfalls vorhandenen Rissmoränen von den Würmmoränen fehlen Anhaltspunkte. Vielleicht wurden die erstern von der Zulg erodiert, so dass sie am Steilhang fehlen.

Ursache des Erdschlipfs

Der Murausbruch des Hüttligrabens ist ein typischer Grundbruch. Wie das Verhalten der Tannen und das Absinken von hohen, schmalen Schotterlamellen im kleinen Kessel zeigen, beginnt die Bewegung nicht oben, sondern unten. Das Gewicht der 20–30 m mächtigen trockenen Schottermassen quetschte die tiefern, stark mit Wasser durchtränkten und daher flüssigen Schottermassen blitzschnell aus, sobald die Durchtränkung und Murbildung von innen her die schützende Rinde des mehr oder weniger trockenen Bodens so geschwächt hatte, dass sie nicht mehr widerstand. Prädestiniert dafür erscheint die Stelle im Winkel zwischen den beiden Hauptgräben, die vor wenigen Jahren entwässert wurde. Der Ausbruch geschah mit unvorstellbarer Geschwindigkeit, beobachtete doch Amtsschwellenmeister Fahrni einen spätern Murniedergang, der eine Geschwindigkeit von ca. 10 Sekundenmetern erreichte, die gleiche Schnelligkeit, die auch beim Schlipf im Kandergrund ermittelt wurde.

Die unmittelbare Schlipfursache besteht somit in einer Akkumulation von Grundwasser, die derartige Dimensionen erreichte, dass der feuchte Hang an der

normalen Austrittsstelle von Sickerwasser nicht mehr standhalten konnte, sondern barst.

Welches sind jedoch die Ursachen dieser zerstörenden Akkumulation? Sicher ist diese nicht auf übermässige Niederschläge zurückzuführen; denn die meteorologischen Nachbarstationen Heiligenschwendi und Schwarzenegg registrierten für den dem Schlipf verangehenden Winter und Frühling höchstens mittlere oder noch geringere Mengen. Untersuchen wir die normalen Abflussverhältnisse des direkten und anschliessenden Einzugsgebiets des Kessels und dessen Abflussmengen, so stellen wir fest, dass statt der zu erwartenden Wassermenge von über 800 Minutenlitern des Hanges bis zur Zulg vor dem Schlipf im Graben nur ca. 50 und längs des Hangfusses, 2 km weit beobachtet, ebenfalls nur 50 Minutenliter austreten. Wenn man auch mit direkten Übertritten des Hangwassers in das Grundwasser des Talbodens rechnen muss, so spricht der gewaltige Unterschied von 100 gegenüber 800 Minutenlitern doch dafür, dass nicht alles Wasser abfliesst, sondern ein Teil des Hangwassers akkumuliert wird. Durch den Verbauungsplan aus dem Jahre 1945 sind wir darüber orientiert, dass der Hüttligraben früher einen durchaus normalen Charakter aufwies. Somit ist es seit dem Rückzug des Zulggletschers, der vielleicht spätestens vor 15000 Jahren stattfand, das erste Mal, dass ein Grundbruch entstand, und wir dürfen daraus schliessen, dass sich Zufluss und Abfluss bisher trotz allen Klimaschwankungen ungefähr die Waage hielten, allerdings mit einem geringen Überschuss des erstern. Der Grundbruch vom 9. Mai 1951 bildete somit den Abschluss einer mehr als 10000jährigen Entwicklung, der nicht durch heutige Verhältnisse irgendwelcher Art ausgelöst wurde. Somit war es auch nicht möglich, die Gefahr zum voraus zu erkennen und ganz ausgeschlossen, ihr mit wirksamen Mitteln entgegenzutreten.

Zukünftige Gefahren

Die Einmaligkeit des Ereignisses während mehr als einem Jahrzehntausend und die Öffnung einer ca. 25 m tiefen und fast 400 m langen Entwässerungszone im Stauffenkessel sprechen dafür, dass sich in Zukunft kein neuer, grosser Grundbruch bilden kann. Dagegen ist die frühere oder spätere Entstehung von kleinen Murmassen, die abfliessen, je nach den Witterungsperioden, sehr wahrscheinlich.

Im kleinen Hinter-Zugschwand-Kessel liegen die Verhältnisse etwas anders. Dieser war bis Ende des Jahres noch in Anpassung an die neuen Verhältnisse begriffen. Trotzdem, oder vielleicht weil sein Einzugsgebiet ganz trocken ist und er erst seit der retrograden Ableitung eines Nebenbaches oberflächlich fliessendes Wasser erhält, befindet er sich noch immer in Bewegung, weil die entwässernde Öffnung noch nicht so breit ist, um das Grundwasser ohne Murbildung ausströmen zu lassen. Deshalb bleiben hier vorläufig Gefahren bestehen, auch wenn sie niemals mehr einen grossen Grundbruch auslösen können. Die Höhe der bestehenden Terrasse und die stets wechselnde Sohlenhöhe und Schuttvorlage verhindern die Entwässerung des Gebiets durch einen Horizontalstollen, da dieser tief im Murbrei erstellt werden müsste und eine grosse Länge erfordern würde, um wirksam zu sein.

Der Erdschlipf im Eriz muss nach diesen Darlegungen als ein ganz aussergewöhnliches, einmaliges Ereignis, das unerwartete Einblicke in interglaziale und risszeitliche Ablagerungen ermöglichte, betrachtet werden. Ein eingehendes Gutachten mit zahlreichen Plänen und Photos befindet sich beim Kreisoberingenieur des Oberlandes in Thun.

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

An der Davoser Versammlung der S.G.G. 1929[1]) wies der Autor darauf hin, dass der scheinbar einfache grosse Bergsturz des Kandertales sich aus 2 verschiedenen Ablösungen zusammensetze, aus einer ältern aus feinkörnig zertrümmertem Material, die die von Brückner[2]) erkannte und an der Riseten[3]) gut aufgeschlossene Bergsturzmasse «Auf der Höh» unterhalb Kandersteg aufbaue, und einer jüngern, auch dem Laien eindrücklich sichtbar darüber ausgebreiteten Riesenblockdecke aus gebänderten Hauterivienkieselkalken und Hohgantsandstein, die talwärts bis gegen Bunderbach reicht[4]). Er wies auch an Hand von stratigraphischen und morphologischen Anhaltspunkten nach, dass ein grosser Teil der feinkörnigen, liegenden Schuttmasse sich als Murgang vom Bühlstutz bis nach Achern im Äusseren Kandergrund ergossen habe. Diese Auffassungen bestätigten sich seither anlässlich der Ausführung mehrerer hydrogeologischer Gutachten[5]) und neuer, namentlich anlässlich des grossen Schlipfs und seiner Auswirkungen gemachter Beobachtungen.

Der Schlipf vom August 1945 „Unterm Bühl" (Inner Kandergrund)

Die undicht gewordene Zuleitung des Kanderwassers zur Zentrale Kandergrund (vgl. Normalblatt 527 Wildstrubel-E) bewirkte eine Durchtränkung des feinkörnigen ältern Bergsturzmaterials, das sich als Senggisterrasse auf der linken Talseite unterhalb der «Höh» noch 1 km weiter talwärts erstreckt. Dies führte zu einem Grundbruch, dessen mit ca. 10 Sekundenmeter Geschwindigkeit vordringende 300 m lange Zunge Menschen, Vieh und Häuser vernichtete und die Kander teilweise auf die andere Talseite ablenkte, wo sie u. a. die Staatsstrasse in einen gegen 10 m tiefen Wildbachgraben verwandelte. Dieses Ereignis demonstrierte einwandfrei, dass eine intensive Durchtränkung der sog. Risetenbrekzie, wie der leicht verfestigte Schutt des ältern Bergsturzes bezeichnet wird, falls die Wassermengen und die nötigen Höhenverhältnisse vorhanden sind, zu einem Murgang führen muss. Im vorliegenden Fall akkumulierte sich das austretende Wasser, so dass eine Murmasse von ca. 3 Millionen m^3 entstand, von der jedoch nur ca. 300000 m^3 ausflossen. Die übrigen verloren durch die grossflächige Entwässerung ihre Flüssigkeit.

Das Gewicht der gegen 200 m hohen, mehr oder weniger flüssigen Gesamthöhe bewirkte die direkt beobachtete hohe Geschwindigkeit. Seither bestätigte der eben-

---

[1]) Paul Beck (1929): *Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland)*. Eclogae geol. Helv., *22*/2.

[2]) Ed. Brückner (1892): Mitt. der Berner Nat. Ges. für 1892. S. XV. – Penck und Brückner (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter. 2.* S. 630.

[3]) Der Name „Riseten" ist auf den in Fussnote 4 angegebenen Kartengrundlagen nicht enthalten. Diese Lokalität befindet sich 400—1000 m unterhalb des Stationsgebäudes Kandersteg.

[4]) Vgl. Normalblatt 527 Wildstrubel-E der Landeskarte der Schweiz 1:50000, ferner: M. Lugeon (1910): Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Carte spéciale Nr. 60, publiée par la Commission géol. Suisse, und: J. Krebs (1925): Geologische Karte der Blümlisalpgruppe. Spezialkarte Nr. 96, herausgegeben v. d. Schweiz. Geol. Kommission.

[5]) Eine Zusammenfassung der hydrogeologischen Ergebnisse befindet sich als Beitrag zur amtlichen Grundwasserkarte des Kt. Bern, spez. Flussgebiet der Kander, auf dem Kant. Wasserrechtsamt in Bern.

Ein eingehendes Gutachten über den Schlipf vom August 1945 besitzt die Gemeindeschreiberei Kandergrund.

falls mit mehr als 10 Sekundenmetern Geschwindigkeit vorstossende Grundbruch im Eriz, der ebenfalls zum grösseren Teil aus Bergsturzmaterial bestand, dieses Phänomen.

Nicht Fisistock-, sondern Birrenbergsturz

BRÜCKNER[6]), TURNAU[7]), der Verfassers[8]) und ein jeder, der sich dafür interessierte, betrachteten bisher die gewaltige von der «Höh» bis ins Tellenfeld bei Frutigen reichende Schuttmasse als das Ausbruchmaterial der grossen Felsnische, die sich zwischen Fisistock und Doldenhorn, mit mächtigen Anrisswänden und gewölbtem Boden gegen das Kandertal öffnet. Die geotechnische Abklärung der Katastrophe führte jedoch den Autor zur neuen und zweifellos ebenso naheliegenden Auffassung, dass die Risetenbrekzie von der gegenüberliegenden 600 m hohen Felswand der Birre (2315 m) abgestürzt sei. Die bekannten Aufschlüsse der Riseten selbst, die Ermittlungen über die beim Bau des Wasserstollens im Bergsturzmaterial gemachten Beobachtungen und in entscheidender Weise die Abbruchnische des Schlipfs beweisen, dass das sichtbare liegende feinkörnige Bergsturzmaterial aus Valanginienkalken und -schiefern, sowie Zementsteinschichten zusammengesetzt ist, also aus den gleichen Schichten, welche die gefältelte, hohe Birrenwand aufbauen. Diese vorwiegend weichen Gesteine ermöglichten auch die intensive Zertrümmerung durch den Sturz. Die Wände der berühmten eindrucksvollen Bergsturznische am Innern Fisistock bestehen dagegen aus den gebänderten Kieselkalken des Hauteriviens und den schrattenkalkartig aussehenden Öhrlikalken des Valanginiens, also lithologisch anders gearteten Gesteinen.

Die Hauptmasse der Risetenbrekzie, die «Höh», türmt sich genau gegenüber der Spitze der Abbruchwand auf, und der von den Brattelsfelsen zurückgeworfene Schutt senkt sich S gegen Bütschels und N zur Senggisterrasse, dem Ort des Unglücks. Wie mächtig die ganze 2,5 km lange Schuttmasse ist, lässt sich nicht ermitteln. Sie misst im Maximum jedoch mindestens 300 m, da sie vom Fuss des Bühlabsturzes in ca. 1000 m Höhe bis auf 1288 m hinaufreicht und mit ihrer Basis das Kandertal zuschüttete.

Diese gewaltige, plötzlich entstandene Talsperre musste die Kander und den Oeschinenbach zum See stauen. Die Wassermassen sickerten in den stark porösen Risetenschutt ein, verwandelten ihn in Murbrei, und als sich die Durchtränkung von innen her der gegen den Kandergrund abfallenden Oberfläche näherte und der hydrostatische Druck der 200 m hohen Masse den Widerstand der trockenen Aussenrinde überwand, erfolgte explosionsartig ein Grundbruch, wie er 1945 direkt beobachtet wurde. Die Murmasse breitete sich zungenförmig im Kandergrund 6 km weit bis zur heute noch gut erkennbaren kleinen Talstufe im Reckental (Ausser Kandergrund), dem Bifigenstutz, aus.

Der Tieröststurz

Der vor ca. 40 Jahren erstellte Wasserstollen wurde nach den persönlichen Angaben des Bauleiters Ing. LIECHTI zuerst durch grosse Blöcke und dann bis km 0,777 durch feine Risetenbrekzie vorgetrieben. Bis km 1,100 folgte eine dichte Zone, in der grosse Blöcke mit Risetenbrekzie gemischt waren und die es erlaubte,

---

[6]) Siehe Fussnote 2.

[7]) VICTOR TURNAU (1906): *Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. 1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg.* Bern, K. J. Wyss.

[8]) Siehe Fussnote 1.

den über 1000 Minutenliter führenden Bödenbach ohne Brustsicherung und den Gollitschenbach ganz trocken in kaum 18 m Tiefe zu unterfahren. Erst nach 55 weitern Metern folgten auf einer Strecke von 54 m unter Druck Wassereinbrüche von 600 und mehr Minutenlitern, die heute in den Wasserstollen eintreten. Eine dicke Lehmschicht mit Holz und Humus trennte die nasse Zone von den folgenden grossen Steinblöcken des Katastrophengebiets, die teils so mächtig waren, dass sie durchtunnelt werden mussten. Erst nach dem Unglück konnte festgestellt werden, dass es sich um Valanginienkalk (Öhrlikalk) handelt, der zu wenig zersplitterte, um die Zwischenräume abzudichten. Da der ganze Hang mit riesigen Hauterivienkieselkalken vom Fisi her bedeckt ist und der Stollen auch aussergewöhnlich mächtige Blöcke durchfuhr, durfte angenommen werden, allfällige Leitungsverluste würden rasch durch die Blockdecke sickern, am Hangfuss austreten und warnen.

Erst die Schlipfnische, die 15 m höher reichte, als der Stollen, liess erkennen, dass hier ein bisher unbekannter und anders gearteter Bergsturz der Risetenbrekzie mit einem Längskamm auflagert, so dass ein hangparalleles Tälchen vorhanden ist, das mit grossen Blöcken gefüllt und später vom Stollen durchzogen wurde. Die Gegenböschung des neuerkannten Bergsturzes war es, die das austretende Wasser zum Versickern zwang, und dieser nicht voraus erkennbare Umstand verursachte den Schlipf. Das aufgelagerte Material unterscheidet sich an den Wänden der Schlipfnische sehr deutlich von der unterlagernden Risetenbrekzie, indem es etwas erdig-lehmig ist, viel mehr Gesteinsbrocken, darunter auch viele kantengerundete enthält und sogar ein gekritztes Geschiebe von glazialem Typus führte, ein Bergsturzmaterial aus Valanginienkalken und -schiefern, das sich unterwegs mit Oberflächenschutt mischte und ebenfalls von der Birre stammen muss.

Unterhalb der beiden Gipfelpunkte der Birre, Landeskarte P. 2502,3 und P. 2315 senkt sich eine sehr steile grösstenteils in Öhrlikalke eingeschnittene Nische, Tieröst (=Gemsweide) genannt, genau in der Richtung des Vordersenggis.

H. Adrian[9]) beschrieb 1915 diese Hohlform, deren Ablösungsflächen grossenteils ebenso deutlich sichtbar sind, wie diejenigen am Fisi, bezeichnete jedoch als Ablagerungsgebiet des abgestürzten Öhrlikalkes die abgesackten Schollen von Libigen am Fusse der Wand. In Anbetracht des Höhenunterschiedes von 900 m, der sehr grossen Steilheit der Abrisswand und des im Mittel mit 100% abfallenden Gesamthanges erscheint jedoch ein Zusammenhang der Tieröstnische mit der Absackung von Libigen ausgeschlossen. Die schwach erdig-lehmige Beschaffenheit der Basis des neu entblössten Materials deutet auf das Mitreissen von Gehängeschutt, Verwitterungsböden und wohl auch Moräne hin. Die Einschaltung einer starken Lehmschicht mit Humus und Holz zwischen Risetenbrekzie und der neuen Ablagerung, die, soweit sie verkittet ist, als Tieröstbrekzie bezeichnet werden kann, deutet auf einen nicht unbedeutenden Zeitraum, der die beiden Birrenbergstürze voneinander trennt, hin.

Der Fisibergsturz

Diese jüngste der Bergsturzablagerungen ist die auffälligste und am besten bekannte, weshalb sie hier nicht besprochen werden soll. Einzig darauf sei hingewiesen, dass das Gesamtvolumen dieser ausgedehnten Blockdecke durchaus nicht der totalen Bergsturznische am Fisi entsprechen muss. Es ist sogar viel wahrscheinlicher, dass die letztere durch mehrere Abstürze schon zur Eiszeit oder eher noch in der letzten Zwischeneiszeit entstanden ist und dass der sichtbare Blocksturz nur den letzten Grossniedergang von Felsmassen bedeutet.

[9]) H. Adrian (1915): *Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland.* Eclogae geol. Helv., *13*, 238.

Zusammenfassung

1. Die Trennung des grossen Bergsturzes des Kandertales in einen ältern, feinkörnigen und einen jüngern aus Riesenblöcken bestehenden bestätigte sich.
2. Die Ausbreitungsmöglichkeit des feinkörnigen Materials vom Bühlstutz bis ins Reckental im Äussern Kandergrund durch einen Murgang fand eine Bestätigung durch den Schlipf Unterm Bühl vom August 1945.
3. Die neue Schlipfnische und Auskünfte über die beim Bau des Wasserstollens angetroffenen Materialien ermöglichte die Feststellung, dass die Hauptmasse des ältern, feinen Bergsturzmaterials, der sog. Risetenbrekzie, nicht aus Hauterivienkieselkalken und Öhrlikalken der Fisistock-Felssturznische, sondern aus Valanginienmergeln und Zementsteinschichten von der gegenüberliegenden hohen Wand der Birre her besteht.
4. Die Schlipfkatastrophe wurde indirekt durch einen kleineren Bergsturz von der Birre aus der Tieröstnische verursacht, indem dieser am Senggishang ein hangparalleles Tälchen erzeugte, das die Wasserverluste der Leitung am direkten Abfluss verhinderte, zur Versickerung zwang und dadurch den Schlipf auslöste.
5. Die oberflächliche, ausgedehnte Risenblockdecke aus Bänderkalken und Hohgantsandstein aus der Fisinische deckte die beiden Birrenstürze zu.
6. Anhaltspunkte für eine Datierung wurden nicht gefunden, weshalb die Stürze als spätglazial bis nacheiszeitlich betrachtet werden müssen.

---

4. — Rolf F. Rutsch (Bern): **Vorweisung des Blattes Neuenegg–Oberbalm–Schwarzenburg–Rüeggisberg des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000.**

Die Blätter Neuenegg, Oberbalm und Rüeggisberg dieser Karte sind vom Verfasser 1927—1949, das Blatt Schwarzenburg unter Leitung des Verfassers durch B. A. Frasson im Rahmen seiner Dissertation 1942—1945 aufgenommen worden. Als Text zu Blatt Oberbalm ist eine Beschreibung in den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz N. F. 66 (1933) erschienen, Blatt Rüeggisberg ist in Liefg. 87 (1947) und Blatt Schwarzenburg in Liefg. 88 (1947) behandelt. Die neue Karte schliesst im Osten an das 1949 erschienene Atlasblatt Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg von P. Beck & R. F. Rutsch an.

Das Blattgebiet, das z. T. im Kanton Bern, z. T. im Kanton Freiburg gelegen ist, umfasst die Region des Längenbergs und der Giebelegg, Abschnitte der Schwarzwasser- und Senseschlucht und das dazwischen liegende Schwarzenburgerland sowie das Gebiet der Umgebung der Taferna im Kt. Freiburg. Tektonisch gehört das Blattgebiet zum grössten Teil zur Mittelländischen Molasse, die mehrere sehr flache Falten aufweist. Im Südosten reicht das Blatt in das Gebiet der subalpinen Molasseschuppen. Stratigraphisch umfasst die Molasse die Stufen vom Chattien bis zur Ob. Süsswassermolasse (Helvétien oder Tortonien?).

Das Blatt liegt im Ausbreitungsgebiet des Rhone- und Aaregletschers. Als ältestes Element der Quartärzeit ist eine praerisseiszeitliche Peneplain nachweisbar. Riss- und würmeiszeitliche Ablagerungen der beiden Gletscher sind vorzüglich entwickelt. Besondere Aufmerksamkeit wurde der Darstellung der hydrogeologischen Verhältnisse gewidmet. Eine knappe zusammenfassende Darstellung der Geologie des Atlasblattes wird in einem besonderen Erläuterungsheft später erscheinen.

---

5. – BERNHARD S. TSCHACHTLI (Luzern): **Der Flysch des Simmentals.** Kein Manuskript eingegangen.

---

6. – ERWIN GENGE jun. (Wilderswil): **Einige Beobachtungen an Rauhwackevorkommen der Klippendecke im hintern Diemtigtal (Berner Oberland).**

Im Laufe der letzten Jahre hat der Verfasser das Gebiet der Spillgerten zwischen hinterem Diemtigtal und Simmental als Doktorand des Berner Geologischen Institutes bearbeitet. Dieses Gebirgsstück wurde von FR. JACCARD (1904) 1901–1904 und von F. RABOWSKI (1912) 1906–1911 geologisch untersucht und im Maßstab 1:50000 kartiert. Auf der geologischen Karte von F. RABOWSKI erkennen wir folgende tektonische Einheiten: Im SE liegt die Niesendecke. Sie wird gegen NW hin von der Klippendecke überlagert, deren Schichtfolge mit Rauhwacke beginnt. Die Klippendecke besteht aus zwei übereinander liegenden Teildecken, die durch ein Rauhwackeband getrennt sind. Die untere, die Twirienhorn-Schuppe, besteht nur aus triasischen Gesteinen, während die obere, die Spillgerten-Teildecke, eine vollständigere Serie von Trias, Mytilus-Schichten, Malm, Couches rouges und Flysch aufweist. An den Grenzflächen Niesendecke–Twirienhorn-Schuppe und Twirienhorn-Schuppe–Spillgerten-Teildecke finden sich neben der Rauhwacke auch vereinzelte Pakete ultrahelvetischer Gesteine, zur Hauptsache Trias, Couches rouges und Flysch, die nach M. LUGEON und E. GAGNEBIN (1941) den Préalpes inférieures als Fenêtre mitoyenne zugewiesen werden. Die Trias der Klippendecke wird oben und unten durch Rauhwacke begrenzt. In einem durch unser Gebiet gelegten Profil zeichnet F. RABOWSKI (1920, coupe 2, planche III) das die Teildecken trennende Rauhwackeband folgerichtig aus zwei verschiedenaltrigen Rauhwacken zusammengesetzt. Diese „cornieules inférieures" und „cornieules supérieures" haben von A. JEANNET und F. RABOWSKI (1912) eine bestimmte altersmässige Einordnung erfahren, die auf Fossilfunden in den übrigen Gliedern der Trias beruhte.

Unsere Feldbeobachtungen ergaben nun, dass von einer bestimmten stratigraphischen Stellung dieser Rauhwacken nicht die Rede sein kann, und dass der Art und Weise ihrer Entstehung keine der in der Literatur gegebenen Definitionen gerecht wird. Die wichtigeren Ergebnisse seien gleich vorausgeschickt: Die Rauhwacken des Spillgertengebietes sind Tektonite. Sie sind durch tektonische Vorgänge aus ganz verschiedenaltrigen Gesteinen entstanden, so aus triassischen Sedimenten, aus Mytilus-Schichten, aus Malm und sogar aus Couches rouges. Rauhwacken treten als Deckenscheider und Begleiter von grössern und kleinern Bruchflächen auf. Grundbedingung für die Entstehung sind bestimmte lithologisch-chemische Verhältnisse, über die wir heute noch zu wenig gut unterrichtet sind.

Die Frage, ob alle Rauhwacken unseres Gebietes wirklich aus primär dazu bestimmten Gesteinen (Dolomit-Anhydrit-Gesteinen) entstanden seien, stellte sich erstmals beim Auffinden einer senkrecht zur Schichtung angelegten kleinen Verwerfung, deren Flügel auf ca. 2 m Breite in Rauhwacke umgewandelt sind, die sich beim Betrachten in keiner Weise von den übrigen Rauhwacken unterscheiden lässt. Die Verstellung setzt eine Dolomit- neben eine Kalkbank. Die Kalzitaderung des Dolomites wie des Kalkes nimmt gegen die Bruchlinie hin rasch zu, so dass eine eigentliche tektonische Brekzie entsteht, die dann in Rauhwacke übergeht. Ein ähnlich vertikal zur Schichtung stehendes aber viel grösseres Rauhwackevorkommen beobachtet man am grossen Wehribruch am SW-Ende des Mäniggrates NW Schwenden.

An den Überschiebungsflächen der Decken sind die Gesteine ohne Zweifel sehr stark tektonisch beansprucht. Hier treten denn auch die Rauhwacken auf. Die Grenzfläche zwischen Niesendecke und Twirienhorn-Schuppe zeigt im Gebiet des Grimmipasses, der seiner ultrahelvetischen Gesteine der „grande fenêtre mitoyenne" wegen ziemlich bekannt ist, einige interessante Einzelheiten. Die vorderste Nase an der SE-Kante des Rothorns, die sich gegen den Grimmipass hinunterzieht, ist gegenüber dem Rothorn um ca. 50 m gehoben. Es erscheint wahrscheinlich, dass diese kleine Felsmasse den Erschütterungen stärker ausgesetzt war als der grosse Komplex des Rothorns. Die Rauhwacke an der Basis der Trias des gehobenen Teiles tritt gegen das Hangende zu in Wechsellagerung mit Kalkbänken. Die oberste Rauhwackebank ist etwa 3 m mächtig und liegt unter einem leicht erkennbaren Diploporenkalk. Diese Rauhwacke findet sich auf der andern Seite der Bruchfläche nicht mehr, dafür aber an ihrer Stelle ein leicht gelb anwitternder, feingeschichteter, mehr oder weniger dolomitischer Kalk. In den unteren Rauhwackebänken lassen sich oft kleinere Partien von schwächer beanspruchtem Gestein feststellen, das noch den z. T. dolomitisierten, dunklen Triaskalk erkennen lässt, aus dem die Rauhwacke entstanden sein muss. Die noch tiefern, oft etwas feinnetzigeren bis körnigeren Rauhwackebänke sind kaum merkbar rötlicher gefärbt. Sie zeigen an schwächer beanspruchten Stellen alle Übergänge zu Oberkreidekalk mit Globotruncanen. Auf Meter genau lässt sich die Grenze zwischen „Trias-Rauhwacke" und der „Couches-rouges-Rauhwacke" nicht festlegen. Mit dieser Trennfläche beginnt aber wohl die ultrahelvetische Schuppe des Grimmipasses, die damit grösser würde, als es der jetzt gültigen Auffassung von Augustin Lombard (1943) entspricht. Ohne im einzelnen auf diese Schuppe näher einzugehen, stelle ich nur noch fest, dass sie meist komplizierter gebaut ist, als Aug. Lombard sie beschreibt. Triasische Kalke und Dolomite und Couches rouges, die stets von Rauhwacke begleitet sind und auch seitlich alle Übergänge zu ihr zeigen, sind in z. T. kaum erfassbarer Weise mit Flysch verschuppt. Die „Couches-rouges-Rauhwacke" hat eine dem Niesenflysch sehr ähnliche Verwitterungsfarbe, die sich aber trotzdem unterscheiden lässt, so dass man den ungefähren Verlauf der Schuppe auf der Diemtigtalseite weiter als bis jetzt bekannt verfolgen kann, bis sie unter Moränenmaterial verschwindet.

Die Rauhwacke an der Überschiebungsfläche Twirienhorn-Schuppe–Spillgerten-Teildecke zeigt in oft eindrücklicher Weise die Art ihrer Entstehung. Neben ungeschichteter Ausbildung lassen hauptsächlich die untern Teile eine der Triasschichtung ähnliche Bankung erkennen. Die Grenze zwischen der Trias der Twirienhorn-Schuppe und ihrer „oberen Rauwacke" verläuft meist völlig willkürlich und diskordant zu den Schichten. Direkt südlich unterhalb des Gipfels der Hinter-Spillgerten z. B. schneidet die Grenzfläche den Hang in einer am ehesten mit einer grossen S-Schleife vergleichbaren Linie. Daneben ist ein sehr grosser unversehrter Block mit gleichem Streichen und Fallen wie die seitlich benachbarte Trias allseitig von Rauhwacke umschlossen. Die „untere Rauhwacke" an der Basis der Spillgerten-Teildecke verdient dem Aussehen nach ihren Namen oft kaum und gleicht stark einer gelblich verwitternden tektonischen Triaskalk- oder Dolomitbrekzie.

Nun bleibt noch die „obere Rauhwacke" der Spillgerten-Teildecke zu betrachten, die von A. Jeannet und F. Rabowski (1912) den Raiblerschichten zugewiesen wird. Am besten aufgeschlossen ist sie am SW-Abhang des Mäniggrates NNW der Ortschaft Schwenden. Weiter SW gegen die Spillgerten zu fehlt diese „obere Rauhwacke" völlig. Wie F. Rabowski (1920) richtig feststellte, sind hier grosse Teile der Trias vor Ablagerung der Mytilus-Schichten wieder abgetragen

worden, was das Fehlen der Rauhwacke erklären könnte. Die Mytilus-Schichten, noch weiter SW sogar der Malm, transgredieren mit einem Konglomerat, das stellenweise sehr viele und z. T. grosse Exemplare der *Bauneia multitabulata* DENINGER[1]) enthält. Am Mäniggrat lässt sich diese Abtragung der Trias vor Ablagerung der Mytilus-Schichten ebenfalls nachweisen, was das plötzliche Abtauchen der Obergrenze der Trias von der Mitte des Mäniggrates aus nach SW miterklärt. Damit fällt die Annahme von RABOWSKI, wonach eine Aufwölbung der Triasschichten vorliege, dahin. Sie mag wohl von der Beobachtung her stammen, dass die Obergrenze der Trias stets von Rauhwacke begleitet ist. Es ist wenig wahrscheinlich, dass die Raiblerschichten, d. h. etwa Dolomit-Anhydrit-Gesteine, über einem vorher der Abtragung ausgesetzten Muschelkalk abgelagert wurden und dann eine weitere Trockenperiode während des Keupers, des Lias und eines Grossteils des Doggers überstunden. (Nach H. H. RENZ (1935) transgredieren die Mytilus-Schichten im Callovien.) Einen Anhaltspunkt über die Entstehung der Rauhwacke gibt die Beobachtung, dass auf der einen Seite einer Runse zwischen der Trias und dem Malm 6 m Rauhwacke überlagert von 25 m Mytilus-Schichten anstehen, denen auf der andern Seite 30 m Rauhwacke entsprechen. Mytilus-Schichten finden sich des weitern ziemlich häufig in der Rauhwacke, und zwar als oft noch normal gelagerte Bankbruchstücke oder als blosse Schieferfetzen. Meines Erachtens müssen die kalkig bis mergeligen Mytilus-Schichten, die sich als Gleithorizonte eignen, tektonisch überarbeitet und durch entsprechende chemische Vorgänge in Rauhwacken umgewandelt worden sein. Die tektonische Überarbeitung macht z. T. an der Grenze Mytilus-Schichten–Malm nicht halt, sondern greift, besonders bei Mithilfe von vertikalen Brüchen, auch auf den Malm über, so dass man im Gebiet des Mäniggrates eine „Malm-Rauhwacke" und eine „Mytilus-Rauhwacke" neben einer „Trias-Rauhwacke" unterscheiden könnte.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich zusammenfassend, dass die Rauhwacken im untersuchten Gebiet nicht sedimentäre Rauhwacken sind, sondern ihr Entstehen meist nachweisbaren tektonischen Vorgängen verdanken, die das ursprüngliche Gestein zerrüttet haben. Damit wird zugleich ihre stratigraphische Einordnung hinfällig, und die Trias der Twirienhorn-Schuppe und der Spillgerten-Teildecke brauchte sich, auch wenn sie nach oben durch Rauhwacke abgeschlossen wird, nicht mehr bloss auf den Muschelkalk zu beschränken, sondern könnte auch noch den Hauptdolomit umfassen.

Ohne auf die verschiedenen Theorien der Rauhwackebildung einzugehen, von denen keine für unsere Rauhwacke zutrifft, stelle ich abschliessend nur fest, dass die Anwesenheit von Dolomit und Gips, sei es nun im Gestein selbst oder in seiner unmittelbaren Nähe, von allen neuern Autoren (1935, 1941, 1948) bejaht wird und nach den Untersuchungen von W. BRÜCKNER (1941) auch unerlässlich ist. Der Gipsgehalt der Verwitterungswässer vermindert die Löslichkeit des Kalkes und vergrössert diejenige des Dolomites, so dass zwischen den Komponenten der Ausgangsbrekzie Kalzit ausgeschieden wird, während die Dolomitkomponenten der Auflösung anheimfallen.

Die Ausgangsprodukte der Rauhwacken in unserem Gebiet, ob sie nun aus der Trias, den Mytilus-Schichten, dem Malm oder der obern Kreide stammen, sind meist kalkige tektonische Brekzien. Dass hier neben der Ausscheidung von Kalzit in den Zwischenräumen auch Kalkkomponenten aufgelöst werden, mag paradox

[1]) Meines Wissens ist bis jetzt die *Bauneia multitabulata* in den Préalpes nur an zwei Orten gefunden worden, von RABOWSKI bei Ebnetalp ob Boltigen und von E. PETERHANS (1927) an der Haute Pointe im Chablais.

erscheinen, könnte aber vielleicht mit dem Worte Sammelkristallisation erklärt werden, wenn man nicht eine der Rauhwackisierung vorgängige Dolomitisation annehmen will. Dass die Bergfeuchtigkeit neben Dolomit wenigstens an der Grenze Niesendecke–Klippendecke Gips gelöst enthält, beweisen die vielen gipshaltigen Quellen dieser Zone vom Simmental über den Grimmipass bis weit ins Diemtigtal, von denen die bekanntesten die Mineralquellen von Grimmialp sind.

Zum Schlusse liesse sich noch die Frage aufwerfen, welchen Namen solche Rauhwacken verdienen, die aus verschiedenaltrigen Gesteinen durch mechanische Vorgänge unter Einfluss von Gips- und Dolomitlösungen entstanden sind. Die ohnehin schon mehrdeutige Bezeichnung „Tektonische Rauhwacke" liesse sich auch hier verwenden, wenn man sich nicht an der Tatsache stösst, dass auch post-triassische Schichtglieder zu Rauhwacke umgewandelt wurden. Ursprünglich nannte man ein Gestein Rauhwacke, weil sein Aussehen es zu diesem Namen berechtigte. So möchte ich vorschlagen, auch unserem Gestein einstweilen diesen Namen, den es bis heute getragen hat, zu belassen und abzuwarten, bis einmal eine genaue Erfassung des chemischen Vorganges der Rauhwackenbildung eine neue Einteilung ermöglichen wird.

Literatur

BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* Eclogae geol. Helv. *34*, Nr. 1.

BRUNNSCHWEILER, O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* Diss. Zürich.

CORNELIUS, H. P. (1927): *Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen.* Centralblatt Min. etc. Abt. B. Nr. 4.

— (1935): *Geologie der Err-Juliergruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz. [N. F.] 70, I.

JACCARD, F. (1904): *La Région de la Brèche de la Hornfluh.* Bull. Labor. géol. Lausanne, Nr. 5.

JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden).* Diss. in Eclogae geol. Helv. *34*, Nr. 1.

JEANNET, A., et RABOWSKI, F. (1912): *Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar.* Eclogae geol. Helv. *11*, Nr. 6.

LOMBARD, AUG. (1943): *Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feullie Wildstrubel-Est de la Carte nationale de la Suisse au 1:50000.* Eclogae geol. Helv. *35*, Nr. 2.

LUGEON, M., et GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* Bull. Labor. géol. Lausanne, Nr. 72.

PETERHANS, E. (1927): *Sur la présence d'un Bryozoaire trépostome dans le Malm de la nappe des Préalpes médianes.* Eclogae géol. Helv. *20*, Nr. 3.

RABOWSKI, F. (1920): *Les préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal.* Mat. carte géol. Suisse [N. S.] 35, fasc. 1.

RENZ, H. H. (1935): *Zur Stratigraphie und Palaeontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes.* Eclogae geol. Helv. *28*, Nr. 1.

GEOLOGISCHE KARTEN

JACCARD, F. (1904): *Carte géologique de la région de la Brèche de la Hornfluh 1:50000.* Bull. Labor géol. Lausanne Nr. 5.

RABOWSKI, F. (1912): *Simmenthal et Diemtigthal.* Carte spéc. 69, Mat. Carte géol. Suisse [N. S.] 35.

---

7. – MARTHA CORNELIUS (Wien): **Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone.** Kein Manuskript eingegangen.

---

8. – François Ellenberger (Paris): **Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.**

Les recherches en cours en France au Nord de l'Arc[1][2]) montrent que, jusqu'aux abords immédiats du Val d'Aoste, la zone du Grand-Saint-Bernard possède une couverture néritique propre, indépendante des Schistes lustrés qui lui sont superposés par charriage. Cette couverture, que nous appellerons «série de Vanoise», n'est autre, à quelques nuances près, que la série classique du Briançonnais, devenue partiellement métamorphique, mais encore fossilifère, notamment le Trias. L'étude de ces faunes enrichit notre connaissance de la stratigraphie briançonnaise et autorise des comparaisons précises et fructueuses avec diverses séries de Suisse. Ce n'est pas ici le lieu de développer les conséquences tectoniques possibles de ces comparaisons, mais seulement d'en donner quelques exemples.

a) Bord radical des Préalpes médianes et des klippes de Suisse centrale

On a déjà signalé[3][4]) le remarquable parallélisme entre la coupe du Trias à faciès radical des Médianes (par exemple St-Triphon et la Grande Eau) et celle du Trias de la Vanoise. D'une façon plus générale, on ne peut que souligner toujours plus les frappantes similitudes lithologiques et paléontologiques entre ce Trias radical des Médianes et des klippes et le Trias briançonnais. Les deux séries triasiques possèdent en commun bon nombre de formes spéciales, jusqu'ici inconnues ailleurs, comme aussi le même mélange de formes alpines et germaniques. L'étude des Diploporidées des Médianes avait conduit J. von Pia à la définition d'une province algale spéciale à la Suisse septentrionale: or, presque toutes ces formes endémiques sont celles mêmes que les études récentes ont fait découvrir dans le Trias de la Vanoise et du Briançonnais, telle que *Physoporella praealpina* v. Pia, presque partout abondante à un certain niveau depuis la Zweckenalp (Schwytz) jusqu'à Prorel, près de Briançon (M. Lemoine). En un mot, on est autorisé à dire que le Trias radical des Médianes a le faciès briançonnais.

Or, les mêmes homologies se retrouvent dans la suite des coupes. La chose n'est pas nouvelle, mais la comparaison est certainement plus étroite entre la série des Médianes rigides et la série nouvellement décrite dans la Vanoise occidentale, qu'avec la série briançonnaise classique. Sans entrer dans les détails, on peut affirmer qu'au métamorphisme près, les coupes des Médianes rigides et celles de la Vanoise occidentale ne seraient guère plus semblables si elles avaient été jadis en contiguïté: Dogger à Mytilus continu avec le Malm blanc ou gris, avec croûte latéritique de base; Crétacé supérieur à Rosalines, lithologiquement indiscernable du Danien-Paléocène à *Globorotalia;* passage concordant et continu au Flysch (mais, il est vrai, très peu puissant dans la Vanoise), etc.

La série des Médianes rigides ressemble plus à la série de la Vanoise et du Briançonnais qu'à aucune autre série dans toutes les Alpes.

b) Série du Barrhorn et zone du Grand-Saint-Bernard

Les puissantes masses de quartzites et de calcaires et dolomies de la région frontale de la zone du Grand-Saint-Bernard (région des Pontis, etc.) ont un

[1]) Voir *Bull. Serv. Carte géol. de France,* N° 226, t. XLVII (1949) (C. R. Coll.), pp. 83–118.
[2]) *C. r. somm. S. G. F.*, 22 Janvier 1951. – *C. R. Acad. Sc.*, 12 Avril, 18 Décembre 1950.
[3]) *C. r. somm. S. G. F.*, 20 Février 1950.
[4]) *C. r. Acad. Sc.*, 27 Novembre 1950.

aspect typiquement briançonnais; mais l'absence quasi-totale de fossiles ne permet pas de pousser rigoureusement la comparaison à cette date.

Par contre, la série du Barrhorn, récemment décrite par W. ITEN[5]), m'a paru présenter les plus étroites similitudes avec la série de la Vanoise. A la suite d'une reconnaissance rapide sur le versant NW du Barrhorn, il m'a semblé que les attributions chronologiques de W. ITEN pourraient être modifiées comme suit (l'individualité et la situation tectonique de cette série n'étant pas discutées ici):

Virglorien (Anisien): associations calcaro-dolomitiques diverses, notamment un faciès très caractéristique à oolites dolomitiques, où j'ai retrouvé, comme il est normal dans la Vanoise et les Médianes rigides, des fragments bien typiques de *Physoporella praealpina* (dont c'est la première trouvaille dans le Pennique suisse).

Ladinien: Gros bancs de dolomies claires et de calcaires marmoréens foncés. Au sommet, on a localement des dolomies grises schisteuses (faciès carnien ou rhétien).

Dogger: Calcaires noirs massifs ou schisteux et dolomitiques, très fétides au choc. Evoquent assez bien le Dogger à *Mytilus* de la Vanoise. Au sommet passent graduellement à:

Malm: Marbres blancs ou gris clair, rubanés en grand, fétides au choc, avec débris spathiques d'Echinodermes, zones siliceuses blanches (assez rares) et quelques sections de fossiles: Lamellibranches et petites Nérinées probables.

Crétacé supérieur: «Marbres feuilletés» d'Argand, identiques à certaines variétés des Marbres chloriteux néocrétacés de la Vanoise. Vestiges de Foraminifères de cachet crétacé dans un échantillon rose isolé.

«Flysch réduit»: Continu sur le précédent, et identique aux «Schistes de Pralognan» ou Flysch réduit de la Vanoise (Eocène inférieur?): schistes bleu-noir à lits minces de calcaire gréseux à patine brune, avec lentilles ankéritiques.

Cette série est l'homologue, terme pour terme, de celle de la Vanoise externe à quelques nuances près, et sous réserve d'autres trouvailles de fossiles.

c) Grisons: écailles de Schams

L'allure briançonnaise des chaînons calcaires de la zone Averser Weissberg–Splügener Kalkberge a déjà été remarquée. Sous réserve d'une étude plus poussée, il me semble que le Trias tout au moins possède toutes les caractéristiques du faciès briançonnais sensu stricto.

Conclusions

Les faciès briançonnais sont essentiellement liés en France à la zone du Grand-Saint-Bernard s. lat.; ils sont jusqu'ici pratiquement inconnus dans le Val d'Aoste et paraissent avoir été largement méconnus en Suisse. On les y retrouverait dispersés entre plusieurs unités tectoniques, non seulement conservés dans quelques synclinaux de la zone du Grand-Saint-Bernard au Valais, mais encore, parfaitement caractérisés, sur le bord radical des Préalpes médianes, dans la zone du Combin et probablement dans les écailles de Schams. Leur connaissance précise pourra peut-être éclairer certains grands problèmes tectoniques, ou en poser de nouveaux.

---

[5]) *Eclogae geol. Helv.*, vol. 41, 1948, pp. 141–246, Taf. V–XII.

9. – ADRIEN JAYET (Genève): **Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels.** Avec 4 figures dans le texte.

Les géologues utilisent actuellement, quant à l'interprétation des terrains quaternaires, quelques notions fondamentales exprimées par les termes de: moraine de fond, fluvio-glaciaire, drumlins, terrasses, etc. Devant l'impossibilité de déterminer l'origine exacte de certains graviers pléistocènes, il m'a paru nécessaire de recourir à l'étude de la formation des moraines actuelles. Les faits observés justifient la révision d'une partie de conceptions généralement admises. On trouvera dans l'index bibliographique la mention de quelques notes déjà consacrées à ce sujet. Dans cette note, nous envisagerons plus spécialement le cas des cailloutis pléistocènes de la région Léman–Genève.

Genèse des moraines glaciaires actuelles (fig. 1)

Le retrait glaciaire qui se poursuit d'une façon quasi ininterrompue depuis plus de 50 ans fournit une excellente occasion d'étudier le mode de formation des moraines et leur constitution. On sait que le retrait glaciaire est causé par une diminution des précipitations en général et plus spécialement des précipitations à l'état

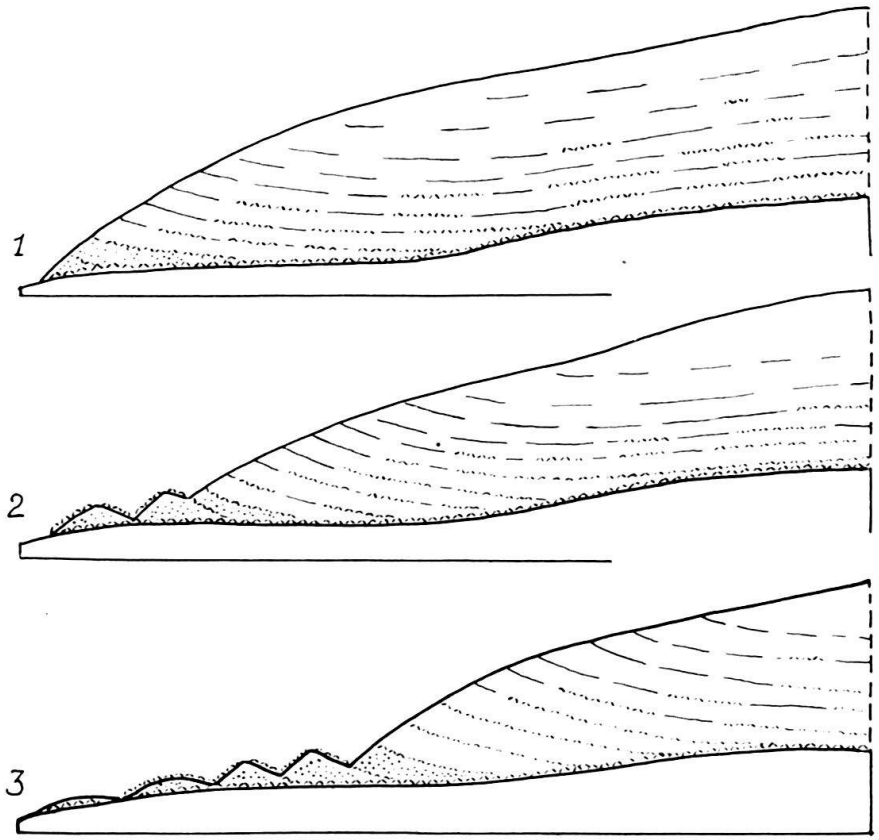

Fig. 1. *Quelques étapes du retrait d'un glacier de vallée du type Valsorey.* Le profil est pris dans la zone axiale, les dépôts erratiques superficiels ne sont pas représentés. 1. Glacier avant le retrait. Les bancs de glace les plus inférieurs tendent à s'immobiliser (zone pointillée), les moraines internes (traits obliques) ne sont pas atteintes par l'ablation. 2. Début du retrait, formation des socles morainiques, la glace immobilisée devient de la glace morte. 3. Plein retrait. Nombreuses crêtes morainiques dont les plus anciennes se sont effondrées; la glace morte est recouverte de matériaux repris par les torrents glaciaires.

solide. L'ablation l'emporte, ce qui entraîne une réduction de la longueur, de la largeur et de l'épaisseur du glacier. Mais l'ablation met au jour la structure intime du glacier, elle donne ainsi une idée de ce qui s'est passé lors du retrait des grands glaciers quaternaires. Le phénomène le plus frappant est celui des *bandes paraboliques*. Il s'agit de l'intersection de la surface générale du glacier, elle-même déterminée par l'ablation, avec les plans de séparation des bancs de glace constituant le glacier. *C'est alors dans les plans de séparation des bancs de glace, et par conséquent suivant les bandes paraboliques qu'apparaissent les matériaux des moraines internes.* Les moraines classiques: latérales, frontales, médianes ne correspondent qu'à un moment donné de l'évolution des moraines internes, c'est celui qui précède leur abandon. L'exploration des glaciers arctiques montre bien l'importance des moraines internes dans le cas de masses glaciaires étendues, par exemple en Alaska.

C'est donc dans la structure zonée et dans la présence correspondante des moraines internes que nous entrevoyons la possibilité d'une explication générale, simple, de tout le phénomène glaciaire quaternaire.

Mécanisme du retrait, formation et dépôt des moraines glaciaires

L'examen des glaciers du Valsorey et du Vélan (Valais) nous a montré ce qui suit: à un moment donné l'ablation atteint une valeur telle qu'elle met au jour les moraines internes, celles-ci peuvent être limoneuses, sableuses, graveleuses, caillouteuses. Sur un même emplacement peuvent apparaître suivant les cas des éléments fins ou grossiers. Ainsi au glacier du Valsorey les éléments de la moraine interne étaient caillouteux en juillet-août 1950, sableux en septembre-octobre de la même année. Dès l'apparition des matériaux pierreux à la surface du glacier, la glace sous-jacente est protégée, l'ablation ralentie en ce point et il se forme alors les *socles de glace à section triangulaire* comme ceux qui caractérisent les belles moraines latérales alpines. Peu à peu le socle se transforme en glace morte par diminution de la lame de glace qui l'unit encore au glacier. Si le retrait n'est pas trop rapide ou s'il se ralentit, les socles de glace morte fonctionnent comme butoirs ce qui provoque des accumulations plus grandes de matériaux morainiques. De telles accumulations sont bien visibles sur le plateau suisse où on les considère le plus souvent, et probablement à tort, comme dues à des récurrences glaciaires. La durée du socle de glace peut être assez grande: sous les moraines du glacier du Valsorey et sous celles du glacier du Vélan datant de l'année 1900, le socle de glace est encore parfaitement visible. Dans le cas des glaciers quaternaires, il faut envisager une persistance de la masse de glace profonde de plusieurs centaines d'années. *Nous considérons donc comme essentiel le fait que chacun des bancs de glace se déplace à la manière d'un petit glacier entraînant sa propre moraine de fond.*

Constitution des moraines actuelles, matériaux anguleux et arrondis, galets

On ne trouve dans les traités que peu de renseignements sur la nature et l'allure des matériaux morainiques; bien plus, certains ouvrages semblent ne considérer comme glaciaires que la blocaille à angles émoussés, les galets striés de la moraine argileuse, les blocs erratiques. Mais les choses sont autrement plus complexes et plus nuancées. L'étude des moraines internes du Valsorey (A. Jayet, 1950) a montré que les matériaux apparus à la surface du glacier en juillet 1949 et 1950 étaient constitués par un cailloutis dans lequel les *galets anguleux à arêtes simplement émoussées* étaient mélangés à des *éléments arrondis*. Le fait qui domine est celui du *calibrage*. Les galets dont les dimensions sont supérieures à 30 cm sont

très rares, la moyenne est de 10 à 15 cm. Tous les degrés d'usure peuvent être observés. Une partie importante du lot est fournie par les galets arrondis (fig. 2). Différentes causes ont été invoquées pour expliquer l'arrondi des galets. On a pensé en particulier à l'action des torrents intraglaciaires, les pierres seraient usées dans les moulins du glacier (A. CAILLEUX, 1952). Cette explication paraît insuffisante, nous avons constaté la présence de galets arrondis en place, en pleine moraine

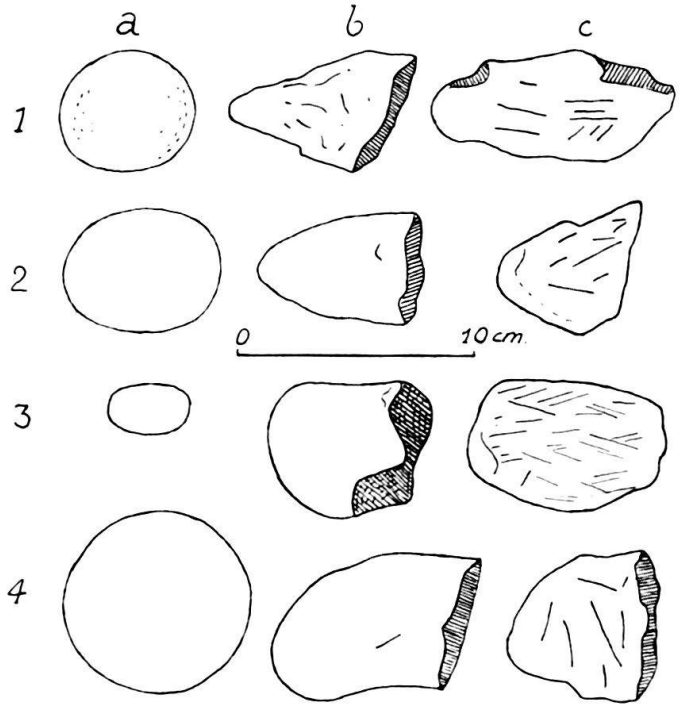

Fig. 2. *Types de galets glaciaires.* 1. Moraines actuelles du Valsorey. 2. Cailloutis du retrait aux environs de Genève. 3. Moraine argileuse du plateau de Lancy près de Genève. 4. Alluvion ancienne des environs de Genève (*a*, *b*) et de Lyon (*c*).
a) Galets arrondis. *b*) Galets brisés. *c*) Galets striés.

de fond active sous le glacier du Valsorey; d'autres sont emprisonnés en lits dans la glace. Enfin la distribution de ces galets d'une crête morainique à l'autre indique qu'il n'y a pas de localisation suivant un réseau particulier. *Nous pensons que l'arrondi des galets n'est que la forme ultime qu'ils peuvent prendre par le frottement à l'intérieur des moraines et en milieu sableux et aqueux.* C'est en somme le polissage poussé à son maximum. A côté des galets arrondis on en trouve d'autres dont l'importance est au moins aussi considérable. *Ce sont les galets brisés.* Le repérage de tels galets dans les dépôts pléistocènes de la région lyonnaise a été fait par M. THORAL et F. BOURDIER (1949). L'observation de ces auteurs peut être complétée. *Les galets que nous avons observés sortent directement du glacier par les bandes paraboliques*, leur forme générale peut être quelconque et les cassures portent aussi sur un point quelconque, toutefois, *la plupart sont brisés par le travers* (fig. 2). Il semble bien que les galets soient brisés par l'action de la pression due à la masse de glace; c'est la même action que celle du rouleau compresseur agissant sur le ballast d'une route ou encore du concasseur tel qu'on l'emploie dans les gravières. On observe aussi différents stades du repolissage de la partie brisée à partir de la cassure fraîche. Enfin, les ruptures subies par le matériel morainique donnent la clé du calibrage qui n'est pas un classement tel que le produisent les torrents et les rivières.

Les galets striés sont très peu nombreux, ils sont en outre grossièrement striés. Dans le domaine que nous avons étudié (Val d'Entremont, Val de Bagnes) la nature métamorphique des roches (schistes de Casanna) paraît impropre à la formation de moraines argileuses, c'est ce qui explique la rareté du matériel strié. En tous cas, on ne doit pas considérer les moraines caillouteuses-sableuses à rares galets striés comme des moraines argileuses qui auraient été délavées, il s'agit bien d'un caractère propre.

Nous relevons donc ce fait essentiel que *les moraines internes du glacier du Valsorey sont constituées par un mélange caillouteux-sableux à éléments subanguleux, arrondis, brisés, avec rares galets striés.* Des nappes de sable prennent aussi naissance de la même façon. Après le dépôt de l'ensemble, cailloutis et sables se trouvent en stratification alternée de sorte que le tout a très exactement l'apparence du faciès que les géologues désignent, parmi les dépôts pléistocènes, sous le nom de fluvio-glaciaire. Nous devons de ce fait examiner si les dépôts fluvio-glaciaires ne sont pas en réalité d'anciennes moraines internes déposées suivant le mécanisme dont le Valsorey nous a donné l'exemple.

Deux objections m'ont été présentées. La première est que le cas du Valsorey est isolé et qu'il ne saurait à lui seul donner une interprétation générale. La seconde, complémentaire de la première, est qu'un glacier alpin ne saurait donner une image exacte des glaciers quaternaires lesquels constitueraient un type différent analogue à celui de l'inlandsis groenlandais actuel.

Répondons à la première objection. Des moraines à galets arrondis ont été repérées en plusieurs points de la chaîne alpine; il est vrai qu'on cherche toujours à expliquer l'arrondi par une cause autre que l'action glaciaire pure: torrents, lacs, etc. D'après une aimable communication de M. P. L. Mercanton, ancien président de la Commission suisse des glaciers, il y aurait une épaisseur de 40 m d'alluvions sous le glacier de l'Unteraar dans les Alpes bernoises. Au Col de Balme dans la chaîne du Mont-Blanc, on a également repéré une nappe de galets arrondis et évoqué pour l'expliquer la présence d'un ancien lac. Personnellement, j'ai constaté, en dehors du Valsorey et du Vélan, du matériel arrondi au glacier de Gorner dans la vallée de Zermatt et au glacier d'Otemma dans la vallée de Bagnes (Valais). Je suis persuadé que l'étude attentive des moraines actuelles montrera que le matériel arrondi est plus fréquent qu'on ne le croit.

La seconde objection n'a pas une valeur très grande. Les mêmes difficultés se rapportant aux mêmes sujets se rencontrent en Scandinavie comme dans le domaine des Alpes (G. Hoppe, 1950). Rappelons que les grandes moraines terminales de Scandinavie comprennent aussi du matériel arrondi, d'où la supposition que ces moraines se sont déposées dans la mer (E. Haug, 1908–11). J'avoue ne pas comprendre très bien comment la mer aurait pu en même temps stratifier les galets et laisser subsister le relief morainique. *De tout cela je retire la conclusion que le domaine alpin peut aussi bien nous donner les solutions demandées que les régions arctiques, en considérant bien entendu les glaciers de vallée, et en faisant la part de l'amplitude beaucoup plus considérable des glaciers pléistocènes.*

Le retrait glaciaire pléistocène

Dans la région Léman–Rhône les terrains pléistocènes comprennent de haut en bas et suivant la terminologie jusqu'ici adoptée, les termes suivants:

1. Graviers du retrait. Fluvio-glaciaire de retrait.
2. Moraine de fond argileuse à blocaux et galets striés. Glaciation würmienne.
3. Alluvion ancienne. Fluvio-glaciaire de progression.
4. Argiles et sables stratifiés à lignite. Interglaciaire Riss-Würm.
5. Moraine de fond et dépôts caillouteux. Glaciaire rissien.

Nous avons examiné antérieurement le cas des *cailloutis du retrait* (A. JAYET, 1946). Sans y revenir, nous tenons cependant à signaler qu'il s'agit certainement de buttes morainiques latérales et transversales apparues à la surface du glacier et redéposées suivant le mécanisme décrit ci-dessus. Les accidents mécaniques qui les frappent sont dûs au glissement sur le socle de glace et à sa fusion. On trouvera une bonne figuration de ces dispositions dans le travail de D. AUBERT (1949).

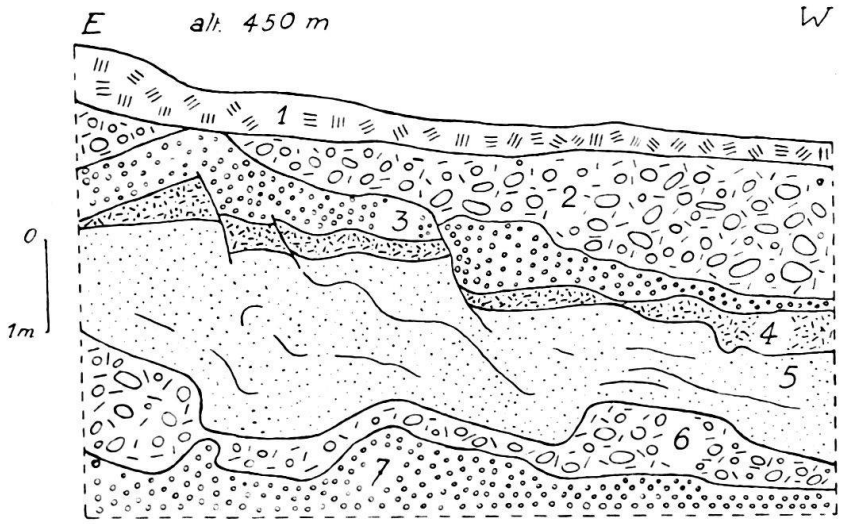

Fig. 3. *Type des accidents mécaniques relatifs aux cailloutis du retrait.* Gravière Chavaz près de Genève, octobre 1951. 1. Déblais. 2. Cailloutis terreux argileux. 3. Cailloutis fin gris. 4. Sable argileux jaune. 5. Sable fin gris. 6. Lame d'argile à galets striés. 7. Cailloutis gris.

La *moraine de fond argileuse* présente aussi un grand intéret. On peut en effet y retrouver les *mêmes caractéristiques que pour les cailloutis:* mélange d'éléments à angles émoussés, galets arrondis, galets brisés. Les galets striés sont ici nombreux, les stries fines et abondantes, ce qui tient à la nature argileuse de l'abrasif, plus finement pâteux que dans le cas des moraines caillouteuses-sableuses. Rappelons que tous les termes de passage existent entre la moraine argileuse et les moraines caillouteuses ou sableuses. Il peut en outre y avoir plusieurs niveaux de «moraine de fond» sans que pour autant l'on soit autorisé à y voir plusieurs glaciations.

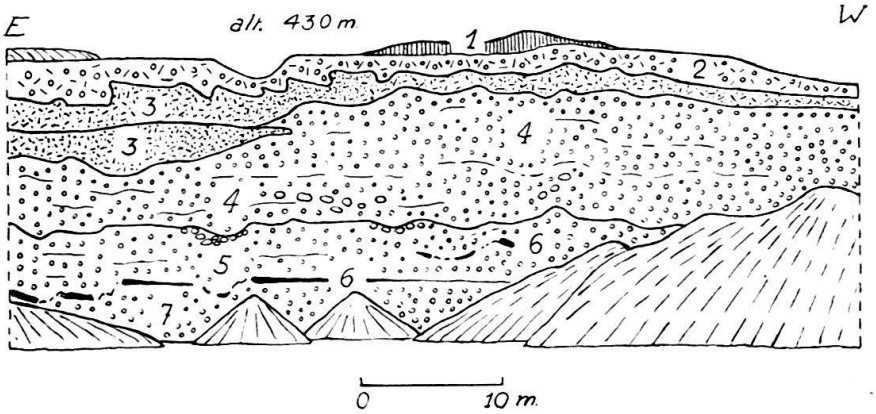

Fig. 4. *Type des accidents mécaniques relatifs à la moraine argileuse* (2) *et aux sédiments de l'alluvion ancienne* (3 à 7). Granière Veit, Arare près de Genève, août 1952. 1. Terre rouge holocène. 2. Argile grise à blocaux. 3. Bancs de sable argileux jaune. 4. Alluvion grise. 5. Alluvion bleue. 6. Bancs de sablon argileux jaune stratifié par places. 7. Alluvion bleue.

Mais le cas le plus disputé reste celui de *l'alluvion ancienne*. Nous avions pensé pour cette dernière à une origine sous-glaciaire (A. JAYET, 1945). Aujourd'hui, à la lumière des observations faites sur les glaciers actuels et des faits nouveaux observés dans l'alluvion même, nous devons aller plus loin. Nous avions négligé deux éléments importants qui sont la *structure zonée et la présence d'accidents mécaniques*. La structure zonée est particulièrement visible dans la gravière d'Arare près de Genève (fig. 4). Les accidents mécaniques se retrouvent dans la gravière de Mategnin et on a pu les repérer aussi dans des sondages, par exemple à Montfleuri; les deux dernières localités sont aussi dans le canton de Genève. *Ces accidents sont inexplicables par la théorie fluvio-glaciaire, en particulier l'entraînement de lentilles sableuses facilement délitables*. Les cailloutis de l'alluvion ancienne sont très semblables à ceux des buttes morainiques du retrait, même calibrage, même mélange d'éléments anguleux, arrondis, brisés. Par contre, *la stratification n'est jamais à fortes inclinaisons* comme c'est souvent le cas dans les graviers du retrait. Il faut en conclure que le dépôt, et nous pensons par là à l'abandon sur place, s'est fait avec une autre modalité, de même d'ailleurs que pour la masse principale de la moraine argileuse. Nous pensons que les différents matériaux constituant l'alluvion ancienne étaient séparés par des bancs de glace aujourd'hui disparus, *ce seraient donc les moraines internes les plus profondes d'un glacier de grande épaisseur*. Il est bien évident que l'ablation a tout d'abord provoqué le tassement de la partie supérieure de l'édifice, ce qui a formé une couche de plus en plus épaisse de matériaux protecteurs. C'est donc en profondeur que la glace morte a subsisté le plus longtemps.

Cette nouvelle conception nous amène à considérer les trois catégories de dépêts: cailloutis du retrait, moraine argileuse, alluvion ancienne comme étant du même âge s'ils sont sur la même coupe verticale. Les graviers de l'avance glaciaire sont en réalité inconnus. Ou bien ils n'ont pas eu l'importance que l'on suppose, ou bien ils ont été réincorporés au glacier lors de cette avance.

Peut-être faut-il excepter de notre explication les cailloutis des deux terrasses de 50 m et de 30 m. Ils présentent les mêmes caractéristiques que les autres graviers, mais il est possible qu'ils aient appartenu à un glacier réduit, tardivement encaissé dans la masse générale, glace morte-moraines internes, déjà immobilisée. Dans le cas précis de la terrasse de Gland près de Nyon (Canton de Vaud, nous avons noté en compagnie de A. FALCONNIER une récurrence glaciaire recouvrant un limon jaune peu épais à mollusques terrestres périglaciaires. Ce limon est lui-même superposé à la masse principale des graviers du retrait et le tout constitue la terrasse de 30 m, considérée au bord du Léman et jusqu'à présent comme lacustre.

Conclusions

L'observation des moraines actuelles montre que le glacier peut produire des galets arrondis accompagnés de galets à arêtes émoussées, de galets brisés, de galets striés. Ces caractéristiques se retrouvent aussi bien dans les dépôts qualifiés de fluvio-glaciaires que dans ceux dont on estime qu'ils représentent seuls la moraine de fond. Mais il est bien probable que l'origine de ces deux catégories de sédiments est la même, qu'ils sont tous deux purement glaciaires. Il est encore probable que ces dépôts glaciaires sont des moraines internes; les plus superficielles se sont déposées comme on le voit se faire encore actuellement sous forme de moraines frontales, latérales, médianes accompagnées des blocs erratiques superficiels. Les autres plus profondes se sont déposées après coup, au fur et à mesure de la fonte de la glace morte, les dernières déposées étant les plus profondes; leur mode de

dépôt serait donc l'inverse de celui qu'on a admis jusqu'à présent. Ainsi la genèse des matériaux morainiques nous offre un nouvel exemple du caractère paradoxal que présente, d'une façon générale, le phénomène glaciaire.

Bibliographie sommaire

AUBERT, DANIEL (1949): *Les graviers de Montcherand au pied du Jura vaudois.* Eclogae geol. Helv. *42*, N° 2.

CAILLEUX, ANDRÉ (1952): *Premiers enseignements glaciologiques des expéditions polaires françaises 1948–51.* Revue géomorphologie dynamique. 3e année, N° 1. Paris.

HAUG, EMILE (1908–11): *Traité de géologie.* Les périodes géologiques. Vol. II, fasc. III, Paris.

HOPPE, GUNNAR (1950): *Les formes de récession glaciaire en Bothnie septentrionale (Suède).* Revue de géomorphologie dynamique, Première année, N° 2, Paris.

JAYET, ADRIEN (1945): *Origine et âge de l'alluvion ancienne des environs de Genève.* C. r. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, *62*, N° 2.

— (1946): *Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève.* Eclogae geol. Helv. *39*, N° 2.

— (1950): *Genèse de l'appareil morainique observée aux glaciers du Valsorey et du Vélan (Valais, Suisse).* Archives Sc. *3*, fasc. 5. Genève.

THORAL, MARCEL et BOURDIER, FRANK (1949): *Sur le mode de formation et l'âge des alluvions dites périglaciaires aux environs de Lyon.* C. r. Acad. Sc. *229*. Paris.

---

10. – JOOS CADISCH (Bern): **Die geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25000.**

Im Jahre 1945 wurden wir durch den nunmehrigen Direktor des Eidg. Vermessungswesens, Herrn Ingenieur H. HÄRRY, auf die damals im Drucke befindliche photogrammetrische Aufnahme 1:10000 des Fürstentums Liechtenstein aufmerksam gemacht. Durch Vermittlung von Herrn Landtagspräsident Pfarrer ANTON FROMMELT erklärte die Regierung in Vaduz ihr Interesse für eine geologische Bearbeitung ihres Landes. Es begannen in der Folge drei Doktoranden mit der Aufnahme, die 1950 zum Abschluss gelangte. Die Dissertation von H. SCHÄTTI, die das östliche, oberostalpine Gebiet betrifft, ist unlängst erschienen, eine zweite Abhandlung befindet sich zur Zeit im Druck. Vorläufige Mitteilungen wurden von FR. ALLEMANN und R. BLASER veröffentlicht. Wir können hier nur einige Andeutungen über die wissenschaftlichen Ergebnisse machen, soweit diese im Kartenbild zur Geltung gelangen. Mit Hilfe mikropaläontologischer Methoden, in die Herr Prof. REICHEL den Autor einführte, gelang es R. BLASER den ultrahelvetischen Flysch mit seinen Komplexen des Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysches zu gliedern. Es liegt ausschliesslich Oberkreide vor. Die Serien zeigen gute Übereinstimmung mit den penninischen Folgen des benachbarten Prätigaus. Es konnte die Nichtexistenz der Oberstorfer Decke im Liechtensteinischen nachgewiesen werden. Die Untersuchung der Dreischwestern-Gruppe ergab, dass der oberostalpine Schuppenbau auch hier wie im angrenzenden Rhätikon recht kompliziert ist und dass dort, wo früher eine normale Schichtfolge angenommen wurde, Quetschzonen unterostalpiner Sedimente eingeschaltet sind. H. SCHÄTTI konnte nachweisen, dass innerhalb der oberostalpinen Decke Reliefüberschiebungen vorliegen, welche einer besonderen Schubphase zugeschrieben werden müssen. Es ist somit der von O. AMPFERER postulierte Ost-Westschub im Oberostalpin durch die Detailaufnahme bis gegen die Rheintallinie festgestellt. Die Kartierung von FR. ALLEMANN ergab einen ausserordentlich komplizierten Schuppen- und Faltenbau der Falknis-Decke mit ver-

schieden gerichteten Faltenaxen. Über ein besonderes stratigraphisches Problem wird der genannte Autor anschliessend berichten.

Die heutige Demonstration des ersten farbigen Probedruckes aus der Offizin Orell-Füssli erfolgt vor allem, um auf ein Verfahren der vereinfachten Drucklegung geologischer Karten hinzuweisen. Es wurde der Versuch gewagt, anstatt die Farbgrenzen zu gravieren, diese durch den Autor Fr. Allemann auf eine kaschierte Topographiefolie mit Aluminiumunterlage zeichnen zu lassen. Die erhaltene Darstellung 1:20000 wurde durch die Eidg. Landestopographie auf 1:25000 verkleinert und vom erstellten Glasdiapositiv auf Zinkplatten übertragen, die für den Offsetdruck dienen sollen. Dieses hier nur kurz angedeutete an und für sich nicht neue Verfahren hat den Vorteil, dass die Farbkonturen des Autors unverändert bleiben, ihnen also nicht wie dies früher der Fall war, durch Pausen auf Gelatine und Gravieren die Manier des Lithographen aufgeprägt wird. Es lassen sich so auch die recht hohen Gravurkosten teilweise einsparen.

Wir benützen zum Schlusse die Gelegenheit, der fürstlichen Regierung in Vaduz, die für die Kosten von Karte und Texten aufkommt, vor der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft den besten Dank des bernischen geologischen Instituts auszusprechen.

---

11 – Franz Allemann (Bern): **Die Couches rouges der Sulzfluh-Decke im Fürstentum Liechtenstein.**

Rund um das Prätigauer Halbfenster überlagern die ostalpinen Decken gleich einer mächtigen Mauer die weichgeformten Schiefermassen dieses Landes. Die tektonische Stellung dieser Rahmenelemente ist über ihre ganze Erstreckung hin eindeutig. Von unten nach oben bauen unterostalpine Falknis-, Sulzfluh-Decke, Aroser Schuppenzone, mittel- und oberostalpine Decken die wuchtigen Berge auf, welche die Schieferbucht krönen, eine Tatsache, die, seit vielen Jahren bekannt, von allen namhaften Erforschern dieser Gebiete belegt und beschrieben wurde.

Im nordöstlichen Rätikon stellt die Sulzfluh-Decke das mächtigste unterostalpine Element dar. Sie löst sich westlich der Kirchlispitzen [1]) in einzelne Späne auf und erscheint nur im Fürstentum Liechtenstein noch einmal als geringmächtige Deckplatte über dem Faltenwurf der Falknis-Decke.

Auf liechtensteinischem Gebiet [2]) ist sie zwischen Gapfahl–Obersäss (oberes Saminatal) und Wangpass [3]) in einzelnen Aufschlüssen verfolgbar und bildet vom Pass an bis Lavadina (Triesenberg) ein zusammenhängendes Band von etwas mehr als 2 km Länge – aus 2, teilweise 3 Schuppen bestehend, in einer Gesamtmächtigkeit von max. 150 m.

Die Gesteine sämtlicher Schichtglieder der Sulzfluh-Decke unseres Untersuchungsgebietes sind trotz dem langen Transportwege bei der Überschiebung, trotz Überlagerung durch Aroser-Zone und Oberostalpin auch im Mikrobereich derart frisch und von tektonischen Vorgängen unbeeinflusst, dass die Erhaltung der Mikrofossilien denkbar günstig ist. Die im grossen ruhige Lagerung gestattet uns, normalstratigraphische Profile aufzunehmen.

---

[1]) Normalblatt 476 Montafon-W der Landeskarte der Schweiz 1:50000, östlicher Kartenrand SSE Lünersee.

[2]) Blatt Montafon-W der Landeskarte, ferner: F. Allemann, R. Blaser, H. Schaetti: Geologische Karte Fürstentum Liechtenstein, 1:25000, im Druck.

[3]) Passhöhe zwischen Saminatal und Wang.

Im ganzen Gebiete transgredieren Couches rouges verschiedenen Alters über eine teils höckerige, teils ebene Malmoberfläche. Transgressionskonglomerate sind selten vorhanden. Die diskordante Auflagerung der Couches rouges ist dank der Massigkeit des Sulzfluhkalkes nur mit Hilfe der Lupe und im Dünnschliff festzustellen. Unter der Transgressionsfläche liegen jeweils verschiedenaltrige Malmniveaus: dichte, oolithische oder Clypeinenkalke. Calpionellen wurden bisher nicht gefunden. Die Transgression der Couches rouges scheint auf ältere als Obertithon-Horizonte zu greifen (vgl. H. WEISS, 1949).

Was uns hier beschäftigt, sind die Gesteine, die den Sulzfluhkalk überlagern, ihre Ausbildung, ihr relatives Alter und die Art ihrer transgressiven Auflagerung.

Benützen wir den Weg, der von der Wanghütte über den Sattel nach Lavadina führt, so finden wir beidseits des Weges viele gut aufgeschlossene Kontaktstellen von Malmkalk mit Couches rouges. 250 m NNW der Hütte und 40 m über dem Weg zieht ein helles Kalkband gegen den Sattel zu, das aus Malmkalk zu bestehen scheint. In der Tat handelt es sich aber um mehrere kleine Schuppen von einigen Metern Mächtigkeit, die je aus weisslichgrauem Malmkalk und etwas dunklerem grauem Kalk bestehen. Die Grenzfläche zwischen den beiden, die angewittert kaum unterscheidbar sind, ist scharf, aber nur durch eine feinste dunkle Sutur gekennzeichnet. Was uns zur Trennung zwingt, ist der Fossilgehalt.

Die hellen Malmkalke sind in mehr als einem Falle erfüllt von *Clypeina jurassica* FAVRE et RICHARD, die zweifellos ins Tithon gehört. Die wenig dunkleren Kalke bergen eine Mikrofauna, die aus zahllosen kleinen Globigerinen besteht, aus *Anomalina* sp., *Planulina buxtorfi* (GANDOLFI), seltenen Exemplaren von *Globotruncana* (*Thalmanninella*) *ticinensis* var. *a* GANDOLFI und häufigen *Globotruncana* (*Thalmanninella*) *ticinensis* var. *typica* GANDOLFI.

Wenige Zentimeter über dem untercenomanen Kalk findet sich eine grobe Kalkbrekzie mit wechselndem Zementanteil, die eine an Globotruncanenarten reiche Fauna führt:

Glt. (*Rotalipora*) *apenninica apenninica* RENZ
Glt. (*Rotalipora*) *reicheli* MORNOD
Glt. (*Globotruncana*) *imbricata* MORNOD
Glt. (*Globotruncana*) *renzi* THALMANN-GANDOLFI
Glt. (*Globotruncana*) *lapparenti inflata* BOLLI
Glt. (*Globotruncana*) *lapparenti lapparenti* BROTZEN
Glt. (*Globotruncana*) *lapparenti* cf. *tricarinata* BOLLI
Glt. (*Globotruncana*) *lapparenti* cf. *coronata* BOLLI,

ferner verschiedene Formen, die wir nur auf Grund von Dünnschliffuntersuchungen nicht einer bestimmten Species zurechnen möchten. Diese Vergesellschaftung repräsentiert das untere Turon.

Über dieses aus verschuppten Tithon-Cenoman-Turon-Paketen bestehende Felsband transgredieren – deutlich diskordant – Couches rouges mit grossen, grobgezahnten Globigerinen und Globorotalien. Herr Dr. H. H. RENZ, für dessen Durchsicht der Globorotalien wir an dieser Stelle bestens danken, stellt sie, entsprechend den Formen, die er in Venezuela sowohl in isolierten als auch in geschliffenen Proben untersuchte, zur Gruppe der *velascoensis*. *Globorotalia* cf. *membranacea* (EHRENBERG) ist weniger häufig, ferner finden wir Globorotalien, die im Schliff nicht spezifisch bestimmbar sind. Die Couches rouges mit Globorotalien sind ins Danien-Paleocaen zu stellen.

In der basalen Schuppe liegen andere Verhältnisse vor. Auf den Malm transgredieren typische dunkel-weinrote Mergelkalke, einige 10 m daneben graue „Couches rouges", in beiden Fällen mit Campanien-Maestrichtien-Globotruncanen:

Glt. (*Globotruncana*) *stuarti* (DE LAPPARENT)
Glt. (*Globotruncana*) *contusa* (CUSHMAN)
Glt. (*Globotruncana*) *leupoldi* BOLLI

Ferner eine Form, deren peripherer Kiel sich in einen ungefähr radial gerichteten Stachel verlängert (im Schnitt). Die Dorsalseite ist flach, die Kammerwände fallen ventral steil ab, der Umbilicus ist gross. Diese Form dürfte mit der von Cushman als *calcarata* bezeichneten Species identifiziert werden. Da *Glt.* (*Globotruncana*) *calcarata* CUSHMAN enge vertikale Verbreitung besitzt und unseres Wissens bisher noch nicht aus sicherem Maestrichtien signalisiert wurde, dürfte oberstes Campanien vorliegen.

Über diesen ca. 1 m mächtigen Couches rouges mit Globotruncanen folgen mehrere Meter in derselben Lithofacies, jedoch mit Globorotalien und massenhaft grossen, grobgezahnten Globigerinen vom „bulloid-Typus" (vgl. WICHER, 1949).

Im ganzen übrigen Gebiet, d. h. meistenorts, transgredieren typische Couches rouges mit Globorotalien von wechselnder Mächtigkeit über verschiedene Malmniveaus.

Zwischen den Walser Heubergen und Lavadina – auch nördlich der Wanghütte – gehen die basalen, typischen Globorotalien-Couches rouges von 1–3 m Mächtigkeit in sandige Mergelschiefer und -kalke über, die sich gelegentlich, durch allmähliche Kalibervergrösserung der Sandkomponenten bis zu 2 cm, zu eigentlichen Brekzienhorizonten auswachsen, die im Streichen an- und abschwellen. Der weiche Mergelzement enthält Globigerinen und Globorotalien, vermischt mit aufgearbeiteten, oft prächtig erhaltenen Globotruncanen von Sénonien-Maestrichtien-Alter. Nach oben entwickeln sich die undeutlich gebankten, weichen, sandigen und brekziösen Mergel-Horizonte von 1 bis max. 5 m durch allmähliche Sonderung in plattige Mergelschiefer und härtere Sandkalke zu einer deutlich gebankten Serie mit glatten Schichtflächen. Ihre Mächtigkeit schwankt stark, sie beträgt im Mittel ca. 5 m.

Die Serien der typischen Couches rouges, der sandigen Mergel- und Brekzienhorizonte und jener der Wechsellagerung von plattigen Schiefern mit Sandkalken bezeichnen wir, da sie alle Globorotalien führen, mit dem Namen Globorotalienschichten (Danien Palaeocaen).

Darüber ist vielfach geringmächtig Flysch oder Wildflysch aufgeschlossen.

Zu Vergleichszwecken führten wir diesen Sommer einige kursorische Begehungen im östlichen Rätikon aus und fanden auch hier sowohl im als auch quer zum allgemeinen Streichen der Sulzfluh-Decke sehr wechselvolle Verhältnisse vor, in bezug auf die Verschiedenaltrigkeit der Transgressionsbildungen über den Sulzfluhkalken.

Ca. 600 m südlich des Schweizertors, direkt am Weg nach Partnun[4]), liegen in einem kleinen Aufschluss über leicht gewellter Malmoberfläche gelblich-graue Couches rouges, die nach 30 cm in intensiv rot gefärbte Mergelschiefer und -kalke von ca. 5 m Mächtigkeit übergehen. Nach oben leiten sie über in 1 m mächtige hellgraue Mergelkalke, worauf dunkle Mergel- und Tonschiefer mit Linsen von Kieselkalken folgen. Von der Basis bis zu den dunklen Schiefern liegt im Dünnschliff eine einheitliche Mikrofauna vor: grosse, grobgezahnte Globigerinen, mit Globorotalien durchsetzt.

Diese Globorotalienschichten von Danien-Paleocaen-Alter transgredieren auf Malm.

---

[4]) Vgl. Normalblatt 477 Montafon-E der Landeskarte der Schweiz 1:50000 (am westlichen Kartenrand), ferner geologische Karte in STAHEL, 1926.

Die vielen Kontaktstellen im Nordhang der Drusenfluh zeigen in der Mehrzahl der Fälle Transgression von dichten, leicht gelblich anwitternden Kalken von Turon-Alter auf Malm, weniger häufig transgredieren weiche Mergelschiefer oder dichte, malmähnliche Kalke von Untercenoman-Alter.

Einen der schönsten Aufschlüsse dieser Art stellt der „Rote Kopf", oberhalb des Partnuner Sees, am Fusse der Scheienfluh[5]), dar.

Hier transgredieren intensiv rote Mergelschiefer und -kalke, häufig Brekzien auf die sehr ungleich geformte Malmoberfläche, teils über zerklüftete Partien in alle Spalten und feinsten Ritzen, teils über glatte, ebene oder ondulierte Partien.

Am Nordende des Kopfes erschliesst uns eine kleine Runse ein Couches-rouges-Profil, das in seiner Art einzigartig sein dürfte.

Über den Malm transgredieren rote, brekziöse Mergelschiefer von ca. 5 m Mächtigkeit, die in eine ca. 20 m mächtige Wechsellagerung überleiten von brekziösen roten Schiefern mit harten, malmähnlichen Brekzienbänken, deren bis faustgrosse Komponenten so dicht gepackt sein können, dass der rote Schieferzement nur in feinsten Suturen erkennbar ist. Die Komponenten setzen sich durchwegs aus Sulzfluhkalken zusammen.

Der ganze Komplex weist Maestrichtien-Alter auf.

Glt. (*Globotruncana*) *stuarti* (De Lapparent) ist massenhaft vertreten. Ferner wurden bestimmt:

Glt. cf. *lugeoni* Tilev
Glt. cf. *conica* White
Glt. contusa (Cushman)
Glt. caliciformis (De Lapparent)
Glt. leupoldi Bolli
Glt. lapparenti lapparenti Brotzen

Nach oben geht dieser Komplex rasch über in ca. 20 m mergelige, grünliche, brekzienführende Schiefer, die mit roten Mergelschiefern wechsellagern.

Schliffe aus dieser Serie enthalten Globorotalien, wiederum in Abwesenheit von Globotruncanen. Alter: Danien-Paleocaen.

Fassen wir zusammen: In der Sulzfluh-Decke lassen sich Couches-rouges-Transgressionen von Untercenoman-, Turon-, Campanien-Maestrichtien- und Danien-Paleocaen-Alter belegen.

Malmähnliche Untercenomankalke von durchschnittlich max. 50 cm – seltener Mergelschiefer gleichen Alters – transgredieren auf Malmkalke.

Unterturone, malmähnliche, brekziöse – oder mergelige Kalke in Couches-rouges-Facies, transgredieren auf Untercenoman- oder Malmkalke. Obercenoman wurde bisher nicht gefunden. Die Unterturonglieder scheinen kontinuierlich in senone Couches-rouges-Kalke, -Kalkschiefer oder -Mergelschiefer fortzusetzen.

Campanien-Maestrichtien-Horizonte in typischer Couches-rouges-Facies oder als sandige bis grobbrekziöse Bildungen transgredieren über Malm oder über senone Schichtglieder. Danien-Paleocaen-Couches rouges, z. T. brekziös ausgebildet, transgredieren auf weite Strecken über Malm, gelegentlich über Relikte von Cenoman-Turon- oder über solche von Maestrichtien-Alter.

Fahnden wir nach einem Glied des alpinen Deckensystems, das analoge Verhältnisse aufweist in bezug auf Alter und Ausbildung von Malm und Couches rouges, in bezug auf die wechselvollen Bilder der besprochenen Transgressionsbildungen und deren Altersdatierung, so wird uns sicher bewusst, dass nur eine

[5]) Bei Windegg, siehe geol. Karte in Stahel, 1926.

derartige Fazieszone zu finden ist, deren Verfolgung uns von der Sulzfluh-Decke über die Klippen der Zentralschweiz in die Préalpes médianes weist.

Literatur

BARTENSTEIN, H. (1948): *Globotruncana calcarata Cushman, Foraminifère caractéristique du Campanien.* C. r. som. Soc. géol. France, Nr. 12, S. 244–246.

BERLIAT, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv., *35*, Nr. 2.

BOLLI, H. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken.* Eclogae geol. Helv., *37*, Nr. 2.

— (1951): *The genus Globotruncana in Trinidad.* J. Paleont. 25, Nr. 2, 187.

BROTZEN, F. (1948): *The Swedish Paleocene and its foraminiferal fauna.* Sver. Geol. Unders., [C] Nr. 493, Arsbok 42.

CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au Nordest de Château-d'Oex.* Mat. Carte géol. Suisse, [N.S.] 82.

CITA, M. B. (1948): *Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche sul Cretacico e sull'Eocene di Tignale.* Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Milano [P] Nr. 53.

CUSHMAN, J. A. (1946): *Upper cretaceous Foraminifera of the Gulf coastal region of the United States and adjacent seas.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 206.

DELANY, F. (1948): *Observations sur les Couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes.* Eclogae geol. Helv. *41*, Nr. 1.

GANDOLFI, R. (1942): *Ricerche micropaleontologiche e stratigrafiche sulla Scaglia e sul Flysch cretacici dei dintorni di Balerna.* Riv. ital. Paleont. *48*, Mem. 4.

GUBLER, Y. (1946): *Sur la stratigraphie du Flysch au Sud de Pau.* Bull. Soc. géol. France [5e] *16*, 401.

— et POMEYROL, R. (1946): *Nouvelles obeservations stratigraphiques dans l'Eocène au Sud de Pau.* Bull. Soc. géol. France [5e] *16*, 423.

HAGN, H. (1952): *Zur Kenntnis der obersten Kreide am Nordfuss des Untersberges (Salzburger Alpen).* N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 5, 203.

LAPPARENT, J. DE (1918): *Etude lithologique des terrains crétacés de la région d'Hendaye.* Mém. Expl. Carte géol. France.

MORNOD, L. (1949): *Les Globorotalidés du Crétacé supérieur du Montsalvens (Préalpes frib.).* Eclogae geol. Helv. *42*, Nr. 2.

NOTH, R. (1951): *Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen.* Jb. Geol. Bundesanst. Wien, Sonderband 3.

REICHEL, M. (1949): *Observations sur les Globotruncana du gisement de la Breggia (Tessin).* Eclogae geol. Helv. *42*, Nr, 2.

SEIDLITZ, W. v. (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon.* Ber. Natf. Ges. Freiburg i. Br. *16*.

STAHEL, A. H. (1926): *Geologische Untersuchungen im nordöstlichen Rätikon.* Diss. Univ. Zürich.

STAUB, R. (1937): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich *82* 120.

THALMANN, H. (1934): *Die regional-stratigraphische Verbreitung der oberkretaceischen Foraminiferen-Gattung Globotruncana Cushman 1927.* Eclogae geol. Helv. *27*, Nr. 2.

TILEV, N. (1951): *Etudes des Rosalines maestrichtiennes (genre Globotruncana) du Sud-Est de la Turquie (Sondage de Ramandag).* Publ. Inst. Etud. Rech. Min. Turquie, [B] Nr. 16.

TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, [N. F.] *46*/II.

TSCHACHTLI, B. S. (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes.* Diss. Bern.

WEGMÜLLER, W. (1952): *Geologie des Niederhorn–Kummigalm-Gebietes. (Nordöstlich Zweisimmen, Berner Oberland.)* Diss. Bern.

WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* Diss. Zürich, 1949.

WICHER, C. A. (1949): *On the age of the higher Upper Cretaceous of the Tampico Embayment area in Mexico.* Bull. Mus. d'Hist. Nat. Pays Serbe [A–2], 76–105.

12. – HANS GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Die tektonischen Beziehungen zwischen links und rechts vom Unterhasli.**

Die Landschaft Unterhasli umfasst grosso modo die Talebene der Aare zwischen Meiringen (600 m) und dem Beginn des Brienzer Sees (563,8 m)[1]), und sie ist eingesenkt in den jurassischen Anteil der Wildhorn-Decke. Links steigen als Begrenzung die E-Hänge der Faulhorn-Gruppe bis zu etwa 1800 m empor und werden überhöht von der Oltschiburg (2234 m) im W (früher Oltschikopf bezeichnet) und den Gipfeln, welche weiter im E das Kar der Wandelalp umrahmen (Wandelhorn 2303,7 m, Garzen 2710,1 m, Tschingel 2322,4 m). Rechts bilden die Malmwände des Hasliberges und des Brüniggebietes die Grenze. Sie werden in weitem Bogen umstanden von den Höhen der Hochstollen-Gruppe mit dem Giebel (2035,8 m) im NW und dem Rothorn nebst den Lauberstöcken (2491 m) im SE.

Zur Linken tragen die Hänge noch vollständig den Charakter der Faulhorn-Gruppe. Ansteigende Malmfalten mit Doggerkernen geben dem nördlichen Unterhasli das Gepräge, wie das 1925 schon dargestellt wurde (GÜNZLER-SEIFFERT 1925). Malm-Elemente ohne Dogger liegen gehäuft auf dem Gewölbeschenkel der südlichsten und grössten dieser Malmdogger-Falten, und schliesslich folgt W von Meiringen in den Wänden um die berühmten Reichenbachfälle eine malmfreie Dogger-Antiklinale, deren Faltenform durchVerschiebung an flachen Scherflächen stark gestört ist. Die Malmhülle dieses Doggergebildes liegt $2^1/_2$ km weiter im NW als tiefste und nördlichste Stirn der Scherzone. Die Falte bildet die Basis des Malmhaufens, welcher den Oltschikopf (heute als Oltschiburg bezeichnet) zusammensetzt (vgl. Tafel III von 1925).

Auf dem Dogger der Reichenbachfälle und weiterhin auf dem S-Teil der Malm-Scherzone überschoben liegt der Hauptteil dessen, was man die grossen Doggermassen des Berner Oberlandes nennt. Sie lassen im Zentrum der Faulhorn-Gruppe zwei mächtige Gesteinsplatten erkennen, deren tiefere in einer dreigeteilten Stirnregion endet, aus welcher das Faulhorn (2680,8 m) herausgearbeitet ist. Auf diese Masse aufgeschoben folgt wenig weiter im SE die Schwarzhorn-Platte (Schwarzhorn 2928,3 m), an welche im SE mit scharfer Diskordanz und in verkehrter Lagerung die Aalénien-Tonschiefer, Sandschiefer und Sandsteine der grossen Scheidegg-angeschoben liegen. Seiner verkehrten Lagerung wegen wird dieses tektonische Element für ultrahelvetisch betrachtet.

Die E-Hänge der Faulhorn-Gruppe über dem südlichen Unterhasli bieten ein wesentlich anderes Bild vom Dogger.

Die tiefste der drei Faulhorn-Stirnfalten, welche noch im Fuss der Gerstenhörner in der östlichen Faulhorn-Gruppe einen Durchmesser von 600 m hatte, wird rasch unansehnlich und streicht nach S zurück. Den Raum, den sie verlassen hat, nehmen nun die beiden oberen Stirnfalten ein, d. h. ihr Umfang vergrössert sich. Zugleich aber mündet ihr basaler Anteil in einen Verkehrtschenkel ein, der bis ins Gebiet des Reichenbachs hinter seinen Wasserfällen nach SE reicht. Etwas rückwärts von der Stirnregion des Nordwestens macht sich die degenerierte Basalfalte des Faulhorns als untere Digitation bemerkbar. Am auffallendsten aber in der verkehrt gelagerten und rätselhaften Doggermasse ist erstens ihr sehr schwaches Gefälle nach SE, zweitens ihre Mächtigkeit, die den normal gelagerten Doggerplatten in nichts nachsteht, also nicht reduziert ist. Im Gebiet des Reichenbachs hinter seinen Wasserfällen findet man ausserdem bei der Örtlichkeit Kaltenbrunnen Säge (auf der Landeskarte „Schwand" bezeichnet) die normal gelagerte Doggerplatte des Schwarzhorns, hingegen nichts vom verkehrt gelagerten Ultrahelvetikum.

[1]) Vgl. Blätter Interlaken und Sustenpass der Landeskarte der Schweiz 1:50000.

Das Gebiet zur Rechten der Aare-Ebene hat auf den ersten Blick nur wenig Gemeinsames mit der Faulhorn-Gruppe. Zwar herrschen im NW Malmfalten mit Doggerkernen vom Brünig bis in die Basis des Hasliberges, doch steigt erstens ihr sichtbarer Anteil nicht von SE nach NW an, sondern verläuft ungefähr horizontal, zweitens ist er von Brüchen derartig durchzogen, dass im Brüniggebiet tektonische Elemente neben- statt übereinander liegen, und drittens ist die südlichste Malm-Dogger-Falte von 1800 m im Faulhorn-Hang auf 1300 m beim Brünigpass axial abgesunken. Zu betonen jedoch ist, dass dadurch die Streichrichtung zwischen links und rechts im Unterhasli keine Änderung erfuhr. Vom Brünig (1007 m) bis zum Giebel (2035,8 m) folgt über der Malm-Dogger-Region die Scherzone nur aus Malm. Vergeblich aber sucht man darin am Brünig nach der Basis-Falte des Oltschikopfs, denn sie liegt 2 km SE davon bei der Ortschaft Golderen in der Ursifluh. Diese Malmfalte ohne Dogger hat demnach ausser einem Axial-Abstieg von SW nach NE eine Schwenkung im Streichen nach S erlitten. An der Ursifluh dagegen ist sie bereits wieder ins übliche Streichen eingeschwenkt und steigt axial an in den Fuss von Hochstollen-Glockhaus.

Dies Verhalten ist um so auffallender, als die übrigen tektonischen Elemente im NW zu beiden Seiten des Brünigpasses gehäuft liegen und besonders vom Dorfe Lungern in Obwalden bis zum Grenzkamm zwischen Obwalden und Bern den Giebel aufbauen. Nirgends jedoch geben sich jene Verfaltungen und lokalen Überschiebungen zu erkennen, welche den Oltschikopf auszeichnen.

Dagegen wird an der Ursifluh deutlicher als am Oltschikopf, dass die nördlichste Falte der Malm-Scherzone einst die Hülle des Reichenbach-Doggers war, der genau wie im W von Meiringen, auch im E der Ortschaft erkannt werden kann und schon P. Arbenz in den Jahren 1907, 1912 und 1913 als pièce de résistance für die Parallelisation zwischen der Zentralschweiz und dem Berner Oberland diente. Auch dieses tektonische Element steigt nach NE axial an.

Auf diesen Dogger im SE und die Malmregion der Scherzone im NW liegt nun nicht dasjenige, das P. Arbenz 1922 die grossen Doggermassen des Berner Oberlandes nannte, sondern es ist darauf direkt Ultrahelvetikum in verkehrter Lagerung überschoben, es reicht vom N-Grat des Rothorns über Glockhaus und Hochstollen bis zum Giebel.

Dennoch sind von den grossen Doggermassen des Oberlandes einige Überreste erhalten, und zwar nur ihre Stirnregionen. Die Faulhorn-Platte wird repräsentiert durch das Gebiet der Planplatte-Erzegg, welches sozusagen nur die Stirnhaut einer Antiklinale enthält und in der Rückseite des Reichenbach-Doggers eingepresst erhalten blieb. Sie klebt am heutigen S-Rand der Wildhorn-Decke. Darüber erhebt sich imponierender, aber auch nur als stark zerscherte Antiklinalstirn erhalten, im Rothorn und den Lauberstöcken das N-Ende der Schwarzhorn-Masse. Ausser der Oltschikopf-Ursifluh-Falte haben demnach auch die Stirnregionen der Faulhorn- und der Schwarzhorn-Masse des Berner Oberlandes eine starke Schwenkung aus der allgemeinen Streichrichtung nach S zurück durchgeführt, und zwar gerade über dem Gebiet, welches die Erosion zur Eintiefung des Aaretals wählte.

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 Faltendecken-Mechanismus. Ganz deutlich gibt sich zu erkennen, dass die Faltung der jurassischen Regionen älter ist als die Abscherung ihrer Malmhüllen, dass aber die Aufschiebung der Doggerkerne auf die Hüllen ein jüngerer Vorgang sein muss, der nicht mehr direkt mit Tangential-Druck zu tun hat.

Auf die gleiche Schlussfolgerung führt die Lage des ultrahelvetischen Doggers hinter den südhelvetischen Doggermassen des Oberlandes. W vom Unterhasli liegt er hinter diesen Massen, E vom Unterhasli nördlich davor. Nur gleittektonische Bewegungen können derartig abrupte Änderungen hervorbringen, wie sie links und rechts von der Aare-Ebene bei Meiringen herrschen.

Zitierte Literatur

ARBENZ, P. (1907): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen.* Eclogae geol. Helv. *9*, Nr. 4, p. 464–483.

— (1912): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz.* Verh. natf. Ges. Altdorf.

— (1913): *Exkursion in die Obwaldner Alpen.* Eclogae geol. Helv. *12*, Nr. 5, p. 689–721.

— (1922): *Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland.* Eclogae geol. Helv. *17*, Nr. 3, p. 326–328.

GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1925): *Geologie der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland.* Eclogae geol. Helv. *19*, Nr. 1, p. 1–87.

---

13. – FRIEDRICH SAXER (St. Gallen): **Zur Korngrössenverteilung in der Molasse.** Erscheint in den *Verhandlungen SNG.*, 1952.

---

14. – ARMIN VON MOOS (Zürich): **Entstehung der zerdrückten Gerölle in eiszeitlichen Schottern des schweizerischen Mittellandes.** Mit 1 Textfigur.

Anlässlich der Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Umgebung von Thun im Frühjahr 1938 beobachtete der Verfasser im Zulgtal erstmals, dass in einer bestimmten Kieslage zahlreiche Gerölle zerdrückt waren. Einmal darauf aufmerksam gemacht, fielen ihm späterhin in verschiedenen anderen Kiesgruben des schweizerischen Mittellandes solche Lagen mit zerdrückten Geröllen auf, während in anderen Kiesablagerungen desselben Gebietes solche Erscheinungen vergeblich gesucht wurden.

Bald stellte sich heraus, dass solche zerdrückte Gerölle nur in solchen Kieslagen zu beobachten waren, bei welchen die feineren Komponenten, d. h. der Sand weitgehend fehlt. Dabei berühren sich die Gerölle an einzelnen Kanten oder Flächenabschnitten, dazwischen stellt man Hohlräume fest, die gelegentlich nachträglich durch Lehm oder Kalksinter ausgefüllt worden sind. Solche Zerdrückungen fehlen hingegen durchwegs in solchen Kiessandlagen mit einer gleichmässigen Beteiligung der verschiedenen Kornkomponenten.

Unter diesen Zerdrückungserscheinungen können verschiedene Stufen festgestellt werden. Bei einer ersten Stufe bemerkt man lediglich lokale Eindrückungen mit oft glänzenden Druckflächen, wie sie von der tertiären Molassenagelfluh der Schweiz bekannt sind. Dabei drückt eine Gesteinsecke eines Gerölles mit kleinerem Radius in ein anderes Geröll mit grösserem Radius.

Eine nächste Zerstörungsstufe zeigt lokale Aufsplitterungen der Gerölle, namentlich an randlichen Partien, die unabhängig von Schicht oder Kluftflächen verlaufen. Sie beginnen mit der Ausbildung einer einzigen unebenen Aufklaffung, die gelegentlich auch leicht transversal verschoben sein kann. Sie führen weiter zur teilweisen Aufsplitterung des Gerölles um eine lokale rundliche Druckfläche, die oft mit Abscherungen verbunden ist.

Das letzte Stadium, das noch festgestellt werden kann, zeigt eine vollständige Aufsplitterung des Gerölls, z. T. mit deutlichen Verschiebungen. Diese Gerölle zer-

fallen beim Herausnehmen aus dem Verband, sofern sie nicht durch nachträgliche Versinterung wieder miteinander verbunden worden sind.

Alle Beobachtungen weisen darauf hin, dass die Gerölle unter Druckwirkung zerstört wurden. Dabei kommt nur der Überlagerungsdruck in Frage, der in solchen Geröllagen an den wenigen Berührungsstellen von oben nach unten übertragen werden muss. Überwindet der derart konzentrierte Druck die Festigkeit der Gerölle – neben der Druckfestigkeit auch die Scherfestigkeit –, so kommt es zum Bruch und zur Verschiebung der Bruchstücke. Dadurch werden die Berührungs- und Drückübertragungsflächen vergrössert, und der Zerstörungsvorgang kommt meist zum Stillstand. Im Gegensatz zu diesen Geröllpackungen wird bei normalen

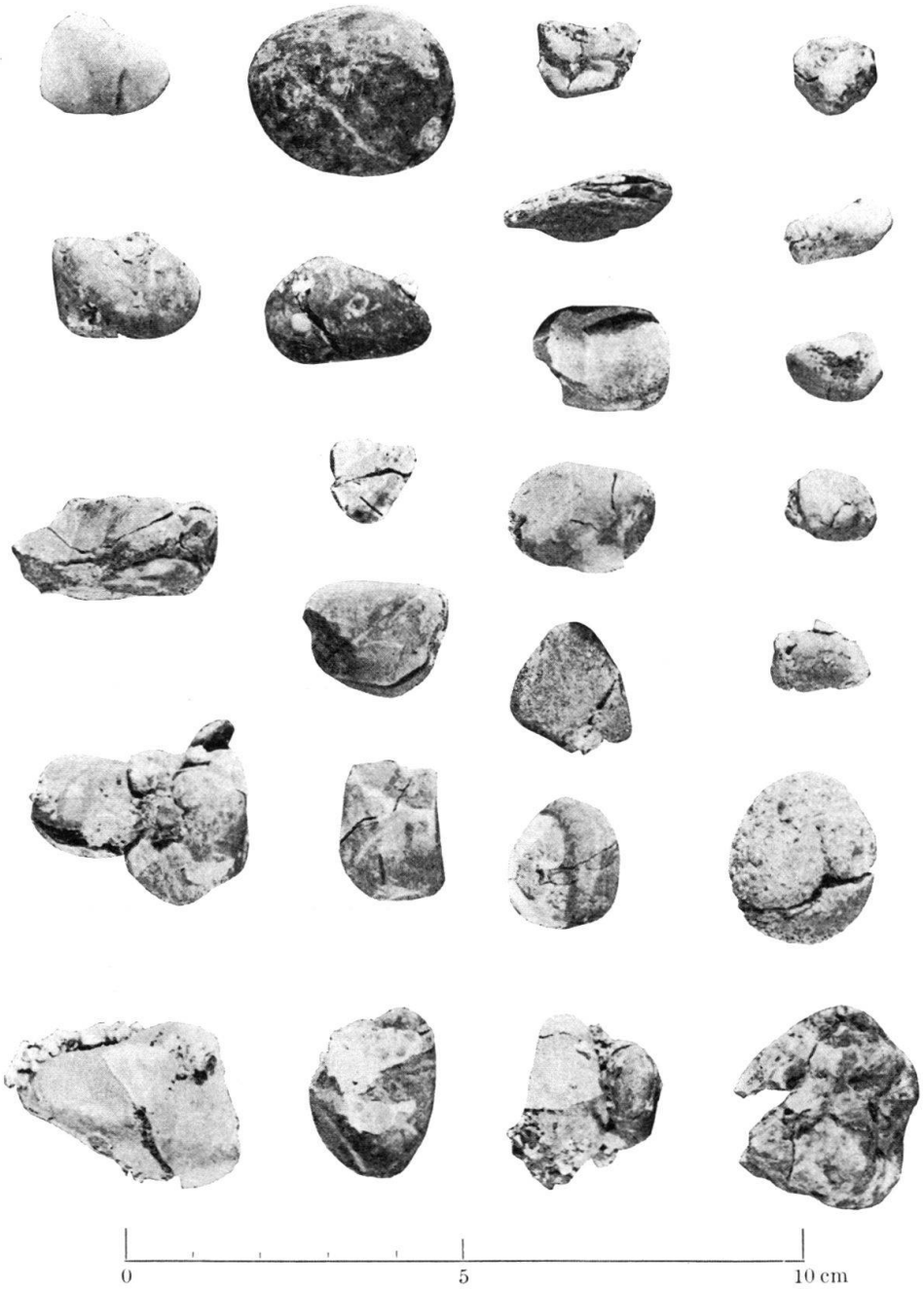

Fig. 1. Zerdrückte Gerölle aus sandarmen Geröllagen
(Mittelterrassenschotter, sog. Glattalschotter, zwischen Wallisellen und Bassersdorf, Kt. Zürich).

Kiessanden ohne Mangelkorn der Druck viel gleichmässiger und auf grösserer Fläche übertragen, so dass Zerstörungserscheinungen allgemein fehlen.

Solche sandarme Geröllagen – zumeist sind es schiefe Übergußschichten – treten in den meisten eiszeitlichen Schottern des Mittellandes auf. In den jüngeren Schottern, wie den Niederterrassenschottern, denen eine Moränen- und damit Eisüberlagerung fehlte, haben sich bis heute nur sehr wenige zerdrückte Gerölle feststellen lassen. So traten in den Schottern der Kiesgrube Hardwald im Limmattal, NW Zürich, die sich unmittelbar ausserhalb der Wallmoränen des Schlierenstadiums (Würm) befinden und die keine Moränenbedeckung aufweisen, in solchen sandarmen Geröllagen nur einzelne wenige Zerdrückungen an weichen Molassesandstein- oder Mergelgeröllen auf. In den Glattalschottern, nach A. Weber Mittelterrassenschotter (Riss), die eine Moränendecke tragen, d. h. von Eis überlagert worden sind, häufen sich hingegen die zerdrückten Gerölle (Durchmesser 1–15 cm) in den sandarmen Geröllagen. So stellte man in den Kiesgruben zwischen Wallisellen und Bassersdorf im mittleren Glattal (Kt. Zürich) an folgenden Gesteinsarten Zerdrückungen fest: Molassesandstein, Molassenagelfluh, Dolomit, dichte alpine Kalke, Gangquarze, Hornstein, Gneis.

Offensichtlich genügte im ersten Fall der Überlagerungsdruck von ca. 10 m Kies-Sand erst, um Zerdrückungen bei einzelnen Gesteinen geringer Festigkeit hervorzubringen. Bei den Glattalschottern dagegen, bei denen im Gebiet der erwähnten Gruben nach A. Weber eine ehemalige Eisüberlagerung von ca. 150 m vorhanden gewesen sein muss, genügte der Überlagerungsdruck, um auch bei Geröllen grösserer Festigkeit Zerdrückungserscheinungen herbeizuführen.

Die Feststellung von Zerdrückungserscheinungen an Geröllen in sandarmen Geröllagen gibt uns eine Methode in die Hand, um in Schottern etwas über die Vorgeschichte und damit ihr Alter und ihre Zugehörigkeit festzustellen. Es dürfte auch möglich sein, Schotter unbestimmten Alters an Hand solcher Erscheinungen mit Schottern sicheren Alters in Vergleich zu setzen und damit altersmässig einzuordnen. Wahrscheinlich ist es auch möglich, durch experimentelle Untersuchungen Anhaltspunkte über den ehemals vorhandenen Druck und damit die Stärke der ehemaligen Lockergesteins- oder Eisüberlagerung zu erhalten. Der Zweck der vorliegenden Ausführungen liegt deshalb nicht nur in der Feststellung der Voraussetzung und der Deutung der Ursache der Erscheinung der zerdrückten Gerölle. Sie sollen gleichzeitig dem kartierenden Geologen des Mittellandes die Anregung geben, dieser Erscheinung ihre Aufmerksamkeit zu schenken und sie weiter zu verfolgen. Dankbar wäre der Verfasser denjenigen Kollegen, die ihn auf ähnliche Beobachtungen in andern Schottergebieten aufmerksam machen wollten.

---

b) HAUPTVORTRÄGE

Gemeinsame Sitzung mit der
Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft

Sonntag, den 24. August 1952

1. – Heinrich Huttenlocher (Bern): **Gas Grimselgebiet im Lichte neuerer geologisch-petrologischer und mineralogischer Untersuchungen.** Kein Manuskript eingegangen.

---

2. – Tom Barth (Oslo): **Geochemistry and Orogeny.** Erscheint in: Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., *32*/2 (1952).