

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Band: 25 (1932)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 49. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Thun : Sonntag, den 7. August 1932
Kapitel: Generalversammlung, Sonntag, den 7. August 1932, im Aarefeldschulhaus in Thun
Autor: [s.n.]
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159150>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 06.10.2024

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

eine geologische Exkursion leiten, die am Nachmittag des 8. August am Eigergletscher beginnt und über den Männlichen nach Lauterbrunnen und ins Rottal an der Jungfrau führt.

Für den Vorstand:

Der Präsident:
M. LUGEON.

Der Sekretär::
P. BECK.

**B. Generalversammlung, Sonntag, den 7. August 1932,
im Aarefeldschulhaus in Thun.**

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Leitung: MAURICE LUGEON, Präsident.

Jahresbericht, Rechnungsbericht und Revisorenbericht werden von den ca. 50 Anwesenden genehmigt. Herr SCHWARZ wird als Rechnungsrevisor durch Herrn Dr. RUDOLF SUTER, Basel, ersetzt. Die bisherigen Jahresbeiträge von Fr. 12 und Fr. 14 werden bestätigt. Der einmalige Beitrag der lebenslänglichen Mitglieder bleibt Fr. 200.—. Der Präsident gibt von den für den Geologischen Führer eingegangenen Arbeiten Kenntnis und ersucht um baldige Zustellung der noch ausstehenden Teile. Herr DÉVERIN berichtigt das letztjährige Protokoll dahin, dass er nicht die Geologische Rundschau, sondern das Geologische Centralblatt erwähnt habe. Auf Vorschlag des Präsidenten LUGEON wird der derzeitige Jahrespräsident der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, P. BECK, zum Ehrenpräsidenten der wissenschaftlichen Sitzung ernannt. In die Leitung der Sitzung werden sich P. ARBENZ und LÉON-W. COLLET teilen, während H. ADRIAN und N. OULIANOFF das Sekretariat besorgen. E. GAGNEBIN wird die Manuskripte für die Eclogae sammeln.

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der S. N. G.

1. — H. GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): Die Tektonik der Wildhorndecke auf Blatt Lauterbrunnen des geologischen Atlas der Schweiz.

Präalpine orogenetische Bewegungen des Gebietes begannen zwischen Bajocien und Argovien, machen sich auch an der Malm-Kreidegrenze bemerkbar und lassen sich an prätertiären Brüchen in der Oberkreide nachweisen.

Die in der alpinen Orogenese über die Diableretsdecke geschobene Wildhorndecke enthält im N nur Kreide und wurde mit ihrem dünnen, plattenartigen N-Ende ungefaltet in ultrahelvetische Schiefer gespiesst, während das vollständigere und mächtigere Obermesozoikum am Dreispitz und Morgenberghorn in zwei Antiklinalen gelegt ist. S schliesst eine Malm-Doggerregion an, die im W einfache Faltung aufweist, solange keine Mergel und Tonschiefer die Schichtserie unterbrechen. Sobald aber Argovien und Oxford einflussgebietend zwischen den Kalken von Malm und Bajocien auftreten, beginnt eine Abscherung des Malms, der, in Valanginienmergel gepresst, unabhängig von seinen Antiklinalkernen gefaltet wurde und zu einer kompliziert gebauten Scherzone über der Hauptfalte aus Malm-Dogger gehäuft liegt. Den S-Abschluss bildet eine Doggerregion, welche im Bereich von Blatt Lauterbrunnen eine kompakte und kaum gegliederte Masse bildet.

Die ganze Decke sinkt nach E ab, entsprechend der Überschiebungsfläche, die durch das ganze Kiental bis zur Sefinenfurgge 2616 m verfolgbar ist, im E aber unter dem Talboden der Lutschine verläuft und erst vor Lauterbrunnen von 900 m an gegen S ansteigt, ohne eine Spur von Diableretsdecke mehr zu enthalten.

Bei diesem Absinken löst sich die Kreide vom Jura und wird bei Interlaken zum selbständigen Gebirgszug. Zugleich nehmen dahinter die Malmdoggerfalten an Volumen zu: erstens weil sämtliche Schichten nicht nur nach S, sondern auch nach E bedeutend mächtiger werden, zweitens weil ein Mehr an ursprünglicher Schichtenplatte in die Faltung einbezogen wurde. Die stärkeren und an Zahl vermehrten Falten erreichen nach einer Axialdepression unter der Schwalmern eine erneute Kulmination an der Schinigen Platte. Aus liegender Stellung im W richten sie sich auf, wobei die Scherzone zurückbleibt und nicht mehr auf, sondern hinter der Hauptmalmdoggerfalte auch ihrerseits einen selbständigen Querkamm im Gebirge bildet.

Während trotz dieser Änderungen die wesentlichen Züge der Tektonik in der Malmdoggerregion stets erkennbar bleiben, in der Scherzone sogar mit verblüffender Beständigkeit über 30 km im Streichen verfolgbar sind, verhält sich der Dogger im S anders. Er hat seine tiefste Axialdepression mit der Scherzone zusammen hinter der Kulmination der Schinigen Platte und wird aus einer kompakten Masse nach E rasch durch tiefgreifende Synklinalen in vier Falten zerlegt, hinter welchen an den beiden Scheideggen (Grindelwald) eine verkehrt gelagerte Doggermasse mit viel Aalénienschiefern einsetzt.

Auch im Bereich von Blatt Lauterbrunnen findet sich verkehrt gelagerter Dogger, doch nicht hinter, sondern auf dem N-Teil der grossen Doggermasse: Im Gebiet von Schilthorn und Schwarzbirg. Ausserdem breitet sich noch N davon eine isolierte Kreidedecke, doch nicht mit dem Merkmal der verkehrten Lagerung. Sie ist durch

Valanginienmergel von der darunter liegenden Malmdoggerregion getrennt und ruht auf deren Antiklinalstirnen, ohne von dieser Faltung im geringsten beeinflusst zu sein.

Auf diesem Kreiderest mit südhelvetischer Fazies sitzt im Schwalmerngipfel nochmals Kreide und weiterhin über die Decke verstreut — alles in verkehrter Lagerung — Malm, dessen ruinenhaften Überbleibsel alle den Eindruck überstülpter Faltenstirnen machen. Für die Parallelisation dieser tektonischen Elemente, seien sie Kreide, Malm oder Dogger, bestehen keinerlei unwiderlegliche Beweise. Es ist nicht zu erkennen, zu welchen Doggerfalten des Ostens sie gehören, es sei denn, dass man alles zu einer Einheit zusammenfasst, was verkehrte Lagerung aufweist. Will man diesen rein morphologischen Gesichtspunkt gelten lassen, so sind Schwalmerngipfel, Lobhörner, Hohganthorn, Drettenhorn, Schilthornigipfel und das Gebiet der beiden Scheideggen als ultrahelvetisch anzusprechen.

2. — H. GÜNZLER-SEIFFERT (Bern): **Gefaltete Brüche im Jura des Kientals.**

Durch die Malmdoggerregion der Wildhorndecke im engeren Berner Oberland ziehen zwei Längsstörungen, von welchen die nördlichere eine N-Falte (Nr. 2)¹⁾ von dem S davon gelegenen Jurateil (Nr. 3 und 4) trennt, während die zweite Störung diesen Mittelteil gegen die nächste Antiklinale (Nr. 5) abschliesst. Beide durch auffallende Diskordanzen ausgezeichnete Flächen erweisen sich nach Rekonstruktion in ihre ursprüngliche Lage als Brüche, welche vor der eigentlichen Faltung vorhanden gewesen sein müssen. Die Bewegung an den Brüchen hatte den Sinn, dass stets die N-Scholle höher lag, als die südlichere.

Im N ist der Bruch mit Sprunghöhen noch erkennbar, wurde aber in die Faltung einbezogen, so dass Valanginien als Scheinsynklinale, umhüllt von Aalénien die Verbindung zwischen Falte 2 und 3 herstellt. (W-Hang des Abendberges im Kiental, E-Hang des Abendberges und Eggschwanden im Spiggengrund.)

Auf dem S-Bruch hingegen ist die S-Scholle emporgestossen und zur Malmdoggerantiklinale 5 aufgefaltet worden. Dabei hat sie besonders den Malm am S-Ende der N-Scholle hochgekrepelt, so dass eine Halbfalte entstand, welche immer einen gut erhaltenen Mittelschenkel, nie aber einen Gewölbeschenkel aufweist. (Glütschhörnli im Spiggengrund, Bellenhöchst W gegenüber Schiniger Platte, Dünne Fluh N Schiniger Platte.)

Während der nördlichere, vom Kiental nach E auf 20 km aushaltende Bruch ungefähr in alpiner Richtung verläuft, schwenkt der

¹⁾ Die Faltennummern beziehen sich auf die tektonische Übersicht auf dem Kartenrand von Blatt Lauterbrunnen d. geol. Atlas d. Schweiz 1:25000.

30 km weit feststellbare S-Bruch zwischen Spiggengrund und Lüt- schine um 16° nach S ab, wurde aber durch die Faltung in die heutige, allgemeine Streichrichtung gedrückt. Die einfache Falte 3 + 4 im W und die mehrfach gefalteten 3 und 4 des E liegen zwischen diesen Brüchen. Die Konstanz der Falten auf weite Strecken in der Malmdoggerregion wurde offensichtlich durch die präexistierenden Brüche bestimmt.

Schlussfolgerung: Die Malmdoggerregion der Wildhorndecke zwischen Kiental und Aare war zu Beginn der Faltung in S gestaffelte Schollen zerlegt, der gegen alle anderen Teile helvetischen Decken- landes abstechende Baustil im engeren Berner-Oberland wird durch diese Feststellung der Erklärung nähergebracht.

3. — ED. GERBER (Bern): **Andeutungen von Sedimentations- zyklen in der Molasse des bernischen Mittellandes.**¹⁾ Mit einer Tabelle.

In der Heim-Festschrift hat Prof. ARBENZ 1919 einen Beitrag geliefert über „Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen“. In lichtvoller Darstellung führt er aus, wie das Molassebecken die Vortiefe der miozänen Alpen dar- stelle und wie die Sedimentation darin einen ausgesprochen orogenen Charakter aufweise. „Zyklische Gliederung ist durch die marine Ingression im Burdigalien angedeutet, führte aber zu keiner gesetz- mässigen Sukzession“ (p. 273).

Meine Untersuchungen in der Molasse des bernischen Mittellandes, welche dank der *Schweiz. Geologischen Kommission* in den letzten Jahren in grösserem Umfange möglich waren, leiten mich unter Herbeiziehung der Resultate von RUTSCH (I) über das Belpberggebiet zu der Auffassung von gesetzmässig wiederholten Sedimentations- erscheinungen, die man wenigstens als *Anfänge* und *Andeutungen* einer zyklischen Gliederung betrachten kann.

Das führende Gestein ist der *Muschelsandstein*, eine Litoral- bildung, die möglicherweise sowohl in der Transgressionsphase wie in der Regressionsphase zustande kam. Das Vorkommen im *Biem- bachgraben* führte mich 1928 auf das Vorhandensein von 3 Muschel- sandsteinhorizonten, die zugleich Stufengrenzen markieren. Allein die weiteren Aufnahmemarbeiten im Amt Burgdorf erforderten die Aufstellung eines 4. Horizontes, der das Burdigalien in ein oberes und ein unteres zerlegt und jetzt folgende Übersicht ergibt:

Muschelsandstein	IV:	Grenze	Tortonien/Helvétien.
„	III:	„	Helvétien/oberes Burdigalien.
„	II:	„	oberes Burdigalien/unteres Burdigalien.
„	I:	„	unteres Burdigalien/Aquitanién.

¹⁾ Vorläufige Mitteilung, veröffentlicht mit Zustimmung der geolog. Kom- mission der Schweizer. Naturf. Gesellschaft.

Die beiliegende Übersichtstabelle zerlegt den Gebietsstreifen der Meeresmolasse zwischen dem Tal der Langeten und der Sense in 10 Geländeabschnitte; die 11. Profillinie verbindet diesen Streifen mit der subalpinen Molasse von Rüscheegg. Das so umschriebene Gebiet weicht somit dem Nagelfluhfächer des Emmentals und der Thunerseegegend aus; die Sedimentation ist hier weniger gestört und zyklische Bildungen sind eher möglich.

Der Muschelsandstein II besitzt in der Richtung Nordost-Südwest die grösste horizontale Ausdehnung; in der Bernerkarte (9) bezeichnete ich ihn als „untern Muschelsandstein“. Sein Mächtigkeitszentrum liegt im Tal der Langeten (*Biseegg*). Westlich der Aare ist er am Gurten in 650 m Höhe unterhalb des Schweizerhauses nur noch andeutungsweise als „muschelsandsteinähnliche“ Bildung vorhanden (2, p. 247).

Der Muschelsandstein III hat sein Zentrum im *Biembachgraben* (3). Ihm entspricht die Ulmiznagelfluh westlich der Aare und die Balanidenschicht bei Rüscheegg-Graben (4). Die darunter liegenden Fossilschichten (Utzigen, Biembachbad, Kappelenbad) sind noch typisches Burdigalien (5). Die hangende Austernnagelfluh ist im Oberaargau und im Kanton Aargau als brauchbarer Leithorizont bekannt. Die Bezeichnung „Ulmiznagelfluh“ muss auf der Bernerkarte östlich der Aare gestrichen werden; die dortigen Nagelfluhlager stecken im untern Burdigalien.

Noch weiter südwestlich, nämlich am *Belpberg*, am *Längenberg* und an der *Bütschelegg*, liegt das Zentrum für Muschelsandstein IV.

Der Muschelsandstein I bei *Wynigen*, *Riedwil* und *Thörigen* entspricht dem von Brüttelen (6), Surenhorn am Frienisberg und Mont Vully; am Jensberg sind I und wahrscheinlich auch III vorhanden. Am Bucheggberg (7) dürfte vielleicht der höhere Muschelsandstein beim Obern Bockstein und Schöniberg dem Niveau III, der beim Untern Bockstein dem Niveau II und die Muschel-nagelfluh bei Tscheppach dem Niveau I angehören¹⁾.

Da der Muschelsandstein häufig Deltaschichtung aufweist, liegt der Gedanke an Flusseinschwemmungen und Deltabildungen nahe. Die eingeschlossenen Gerölle sind alpiner Herkunft und müssten z. B. für das Seeland durch Flüsse vom miozaenen Alpenrand her quer durch das mehr oder weniger trocken gelegte Mittelland transportiert worden sein, um endlich in der subjurassischen Zone abgelagert zu werden. In diesem Falle wäre der Muschelsandstein eine *Regressionsbildung*. Dem gegenüber steht die Auffassung, dass die 4 Muschelsandsteinhorizonte die Zeugen von 4 miozaenen *Transgressionen* darstellen. Wir denken dabei an ein stark bewegtes Litoral-

¹⁾ Herrn Dr. MOLLET in Biberist verdanke ich diesbezügliche briefliche Erläuterungen.

Tabellarische Übersicht über die Muschelsandstein-

	11. Östliche Einzugsgebiete des Schwarzwassers	10. Gurten Belpberg	9. Ostermundigen Gümligenberg	8. Utzigener Bantiger Krauchtal	7. Lauterbachgraben Biembach Haslischwand Gommerkinden
Tortonien					
Muschelsdst. IV	<u>Äppenacker- Imi-Bütschel-</u> <u>egg</u>	<u>Belpberg</u>			<u>Haslischwand</u>
Helvétien	* 250 m	* 275 m ?			* 250 m
Muschelsdst. III	Rüschegg- Graben Balaniden- schicht	„Ulmiz- nagelfluh“ Ulmizberg ----- Gurten ----- *		„Ob. Muschel- sandstein“ Strasse Utzigener- Radelfingen ----- * 125 m	<u>Breitenwald</u> <u>Biembachbad</u> * 135 m
Ob. Burdigalien					
Muschelsdst. II		<u>Schweizerhaus am Gurten</u> -----	<u>Gümligental</u>	„Unt. Muschel- sandstein“ im Bantigergeb. -----	<u>Kesselgraben bei Gumm</u>
Unt. Burdigalien			400 m	500 m	225 m
Muschelsdst. I				?	?
Aquitaniens					

Zeichenerklärung: — = Muschelsandstein

--- = { ähnlich
Muschelsandstein

meer, das auf seinem Grunde reichlich aufarbeitet und wieder depониert und über das jurassische Festland greift; entsprechend den Darstellungen von ROLLIER und BAUMBERGER (8). Ein Abwägen der Gründe für oder gegen die eine oder andere dieser Möglichkeiten würde den Rahmen dieser Mitteilung weit überschreiten.

Literatur.

1. RUTSCH, Geologie des Belpberges. Mitt. Nat. Ges. Bern aus dem Jahre 1927.
2. GERBER, Über die Zweiteilung der Meeresmolasse in der Umgebung von Bern. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. XVIII, 1923.
3. GERBER, Der Muschelsandstein des Biembachgrabens im Unteremmental und dessen stratigraphische Bedeutung. Mitt. Nat. Ges. Bern aus dem Jahre 1928, p. 18.
4. GERBER, Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüscheegg. Mitt. Nat. Ges. Bern aus dem Jahre 1931, p. 67.
5. GERBER, Über die Molasse im Amtsbezirk Bern. Mitt. Nat. Ges. Bern, 1925.
6. GERBER, JENSBERG u. BRÜTELEN. Eclog. geol. Helvetiae, Vol. XII, 1913.
7. BAUMBERGER, Zur Geologie von Leuzigen. Festschrift Albert Heim, p. 50, Taf. II, Prof. 2, 1919.
8. BAUMBERGER, Die Transgressionen des Vindobonien in den Tertiärmulden von Moutier und Balstal. Eclogae geol. Helvetiae, Vol. XVII, 1923.
9. GERBER, Geologische Karte von Bern und Umgebung 1 : 25 000, Verlag Kümmerly & Frey, Bern, 1926.

4. — C. DISLER (Rheinfelden): **Die grösste Vergletscherung im Umkreis von Basel.**¹⁾

Die Mehrzahl der Autoren lässt die grösste Vergletscherung im Rheintal oberhalb Möhlin, im Ergolzthal bei Liestal endigen. Nur F. MÜHLBERG²⁾ nimmt eine Ausdehnung des Eises über Basel hinaus an. Die Unsicherheit in den Anschauungen hat ihren Grund im *vermeintlichen Fehlen von wegweisenden Wallmoränen*. Als solche betrachte ich aber mehr oder weniger mächtige *Steinwälle und Steinhaufen*, die bisher als Lesehaufen gedeutet und nur wenig beachtet worden sind. Gründe für meine Auffassung sind: 1. die reihenweise, oft sogar konzentrische Anordnung um die Berggipfel; 2. das Vorkommen im Walde wie auf dem freien Felde; 3. die lehmige, oft sogar tiefgründige Beschaffenheit des Umgeländes; 4. das meist gewaltige Ausmass der Haufen und Wälle, die, um nutzbares Land zu gewinnen, oft abgeführt werden; 5. die dichte Bewachsung mit Gebüsch und Bäumen; 6. die karrige Verwitterung der an der Oberfläche der Haufen liegenden Steine; 7. das zur Hauptsache autoch-

¹⁾ *Kurze Mitteilungen*: den Bezirk Rheinfelden betreffend, sind enthalten in: C. DISLER, Geologie des Bezirks Rheinfelden und der angrenzenden Gebiete, Zeitschrift „Vom Jura zum Schwarzwald“ Publikationsorgan der Fricktalisch-Badischen Vereinigung für Heimatkunde.

²⁾ MÜHLBERG, F. Der mutmassliche Zustand der Schweiz und ihrer Umgebung während der Eiszeit. Eclogae geol. Helv., Vol. 10; Lausanne 1908.

thone Material, wie das für Inlandeismoränen charakteristisch ist, wobei immerhin Quarzite und gebleichte Buntsandsteine beigemischt sind; 8. das Fehlen von Abfällen menschlichen Haushalts im Innern der Haufen; 9. die universelle Verbreitung auf allen Höhen des Tafeljura und Kettenjura und auch im untern Birstal, das sonst als eisfrei angenommen wird; 10. das Vorkommen von „Steinmeeren“ im kristallinen Schwarzwald, die als analoge Gebilde zu betrachten sind. — Es fehlt auch nicht an *erratischen Blöcken* nordwestlich der Linie Möhlin–Liestal. Blöcke von Rotliegendem und Buntsandstein liegen auf dem „Berg“ bei Rheinfelden, was auf eine Ausdehnung des Schwarzwaldeises bis in diese Gegend, vielleicht bis ins untere Birstal schliessen lässt. Die sogenannten „Driftblöcke“ oder „Schwemmblöcke“ in der Rheintalfurche bei Basel sind als regelrechte Erratiker aufzufassen. Ich vermute, dass auch die „Wanderblöcke“ auf der Kastelhöhe bei Grellingen glazial verfrachtet sind. Für die einstige Eisbedeckung der weitem Umgebung von Basel sprechen auch *orographische Erscheinungen*, wie die auffällige Rundung der Gehänge des Rheintales und der Seitentäler, die vielerorts durch Eisrandlagen verursachte Rippung des Geländes, die zahlreich vorkommenden Trockentäler, wie das Hochtal von Gempen-Hochwald und die Mulde von Hofstetten und nicht zuletzt die bizarr modellierten Felsformen an beiden Hängen des Birstales. — In Übereinstimmung mit F. MÜHLBERG kommen wir zum Schluss, dass die Gegend von Basel von einem *Binneneis* eingenommen war, das alle Täler erfüllt und alle Berge erstiegen hat. *Ein zwingender Beweis dafür sind die obenerwähnten Wallmoränen* die in der täuschenden Form von Lesehaufen an allen Hängen sich hinziehen und alle Gipfel krönen.

Votum P. Beck zur Mitteilung Disler-Rheinfelden.

Von dritter Seite aufmerksam gemacht, prüfte der Sprechende vor einiger Zeit die Frage der Riss-Blockmoränen im Aargauer und Basler Jura an Hand der Publikation Dr. DISLERS in der Jubiläumsschrift der Bezirksschule Rheinfelden. Sowohl die dortigen wie die heutigen Ausführungen und Bilder lassen die besprochenen Ablagerungen zweifellos als Lesehaufen, teils isolierten, teils längs alten Marchen in Wäldern, Weiden und Ackerland aufgeschütteten erkennen, wie sie der Geologe im Jura, in den Alpen und im Mittelland sehr häufig antrifft. Bei Thun treten sie neben echten Würm- und Rissmoränen auf, ohne dass sie mit diesen verwechselt werden können. Die Lesehaufen wechseln ihren Charakter je nach der Gesteinsart: Nagelfluh, Kalke, Sandsteine oder gemischtes Material aus Moränenböden. Von besonderer Beweiskraft ist die Mitteilung DISLERS, dass sie sich stets auf kalkigen Böden, nicht aber auf Mergelböden vorfinden. Sie sind somit autochthone Verwitterungsblöcke, denen der erratische Charakter fehlt. Dass vereinzelte Quarzit-

blöcke als pliocäne Relikte darin beobachtet werden, ist sehr interessant, aber ohne Beweiskraft für glazialen Transport. Im schweizerisch-französischen Jura wird die Ausdehnung der grössten Vereisung einzig durch alpine Irrblöcke festgestellt. Eine Ausdehnung des Rissgletschers über Basel hinaus müsste noch andere Spuren hinterlassen haben.

5. — JAKOB M. SCHNEIDER (Altstätten): Zur Totalerosion der Gletschercañons im Finsteraarhorn-Jungfraumassiv.

A. Objekte.

Gletscherdurchzogene, lange Felsschluchten nenne ich Gletschercañons. Solche sind im Finsteraarhorn-Jungfraumassiv der Grösse nach die langen Schluchten des grossen Aletsch-, Fiescher-, Unteraar-, oberen und unteren Grindelwaldgletschers, und kleinere. Die eigentlichen Cañons beginnen:

	in Höhe	Ende in Höhe	Höhenmass
beim Grossen Aletschgletscher	2725 m	1450 m	1275 m ¹⁾
„ Fieschergletscher	2800 „	1720 „	1080 „
„ Lauteraar- mit Unteraar- gletscher	2940 „	1880 „	1060 „
„ Oberer Grindelwaldgletscher	2470 „	1270 „	1200 „
„ Unterer „	2480 „	1240 „	1240 „

Die höchsten Gipfel der zugehörigen Nährgebiete sind hoch für den Grossen Aletschgletscher:

Aletschhorn	= 4182 m
Jungfrau	= 4166 „
Mönch	= 4105 „
Grosses Fiescherhorn	= 4049 „
Hinteres „	= 4020 „
Grosses Grünhorn	= 4047 „

Fieschergletscher:

Finsteraarhorn	= 4275 „
Grosses Fiescherhorn	= 4049 „
Hinteres „	= 4020 „
Grosses Grünhorn	= 4047 „

Unteraargletscher:

Finsteraarhorn	= 4275 „
Grosses Lauteraarhorn	= 4043 „
„ Schreckhorn	= 4080 „

¹⁾ Die Zahlen variieren etwas je nach den Jahren.

Oberer Grindelwaldgletscher:

Grosses Nässihorn = 3749 m
 „ Mittelhorn = 3708 „

Unterer Grindelwaldgletscher:

Mönch = 4105 „
 Grosses Fiescherhorn . . . = 4049 „

Firnfelder und Cañons der beiden Grindelwaldgletscher haben Nord-Exposition, was ihre tiefliegenden Zungenenden erklärt.

B. Erosion im Spät-Tertiär.

Dass im Miocän gewaltige Regenmassen fielen, wird in erster Linie bewiesen durch das riesenhafte Anwachsen der Flussgerölle zu den mächtigen Straten der miocänen Nagelfluh-Bergzüge und -Gipfel vom Appenzeller-Sporn über den Kronberg, Speer, Schäniserberg, Hörnli, Rossberg, Rigi, bis zum Napf und bis an den Genfersee. Die Flüsse kamen von der Höhe, träge Flachlandströme hätten keine Steinmassen transportiert. Das Höherpressen der Gebirge zwang die wasserdunstige, ozeanische Luft nicht zur Abwanderung, sondern immer aufs neue und noch mehr zur Anstauung, Wolkenbildung und Wasserspendung. Als die Berneralpen so weit gebildet waren, dass in grossen Zügen das Finsteraarhorn-Jungfraumassiv vorhanden war, flossen die Regenwasser den Einfaltungen und Bruchrissen der Felsenwelt zu und erodierten diese, vielleicht durch lange Zeiträume mit bedeutendem Erfolg. Die Becken mit dem Ewigschneefeld, Concordiaplatz, Walliser Fiescherfirn, Oberes Eismeer können spättertiäre, tektonische Becken sein. So waren sie bereits tertiäre Sammelbecken der Niederschläge, welche durch die schmalen Rinnen der Tiefe zuflossen. Da im späteren Tertiär in der Schweiz in der oberen und noch mehr in der obersten Molasse die immergrünen Pflanzen abnahmen, Palmen und Feigenbaum nur noch selten sich fanden, die tropischen Gewächse überhaupt immer mehr den subtropischen Platz gemacht hatten, so ist das Klima im Pliocän in der Schweiz zweifellos nicht wärmer gewesen als das Klima der Gegenwart auf Sizilien mit dem Aetna. Der Aetna aber, obwohl bloss 3279 m hoch (als tätiger Krater veränderlich), trägt oft eine beträchtliche Schneekappe, und in Runsen und Löchern des oberen Teiles ist beständig Eis. Die Pyrenäen, maximal 3404 m hoch, tragen Gletscher.

Weil also die obersten Gipfel, welche die grossen Sammelbecken der Cañons des Grossen Aletsch-, Fiescher-, Lauteraar- und unteren Grindelwaldgletschers umrahmen, die Höhe von 4000 m übersteigen und jene vom oberen Grindelwaldgletscher wenigstens über 3700 m hoch sind und in der Endperiode des Tertiär wahrscheinlich noch höher waren, so ergibt sich für diesen Fall, dass das Finsteraarhorn-

Jungfraumassiv — das gleiche resultiert dann auch für das Bernina-, Monte Rosa- und Montblanc-Gebiet — schon im späten Tertiär regelmässig stark verschneit wurde, der Schnee in den kalten Höhen und Hochbecken zu Firn gefror und aus diesem Gletscher, zuerst in die oberen Teile der Cañons und langsam auch in die unteren Teilstrecken eindringen. Es ist dem natürlichen Gang der Alpen-erhebung und Meteorologie gemäss ohne Zweifel notwendig, dass dem Stadium der Riesengletscher im Quartär schon im Tertiär eine Zeit kleinerer Gletscher voranging, vielleicht von der Grössenordnung der heutigen Gletscher.

Daraus ergibt sich tertiäre Wasser- und Gletschererosion der Cañons, möglicherweise von sehr langer Dauer, die dem Quartär voranging. In den tieferen, eisfreien Strecken hat das Wasser jedenfalls stark gearbeitet wegen den sehr vielen Schnee- und Eisschmelzen jedes Jahr.

Dass im Spättertiär in den hohen Massiven auch der Temperaturspannungs-Wechsel (Tageswärme, scharfe Insolation, nächtliche Kälte) das molekulare Gefüge der Felswände in Bewegung brachte und lockerte, und dass in den Felsspalten und Rissen das eingedrungene Regen- oder Schmelzwasser jährlich in zahlreichen Nächten gefror und Felssplitter, Felsbrocken, Felsplatten lossprengte, ist meteorologisch gegeben.

Klare Moränen aus jener Zeit können wir keine erwarten wegen den nachfolgenden Grossvereisungen.

C. Grenze zwischen Tertiär und Quartär.

Seit einiger Zeit haben wir eine ganze Reihe von Grenzziehungen zwischen beiden erdgeschichtlichen Perioden. GAMS¹⁾ z. B. sagt: „Die Grenzen zwischen Pliocän und Pleistocän kann nur auf palaeontologischer Grundlage gezogen werden.“ Er lässt das Pliocän erst mit Schluss der Mindel-Riss-Interglazialzeit enden. Ich ziehe es aus geologischen Gründen vor, Pleistocän, Quartär und Eiszeit samt Alluvium gleichzusetzen, und diese Periode mit dem ersten postmiocänen Riesenvorstoss der alpinen Gletscher beginnen zu lassen.

D. Fortschreitende Erosion im Quartär.

In den Glacialzeiten waren die Gletschercañons von den Gletschern ganz erfüllt. Das Eis stieg vielleicht um 1000 m. LÜTSCHG²⁾ fand in exakten Messungen, dass der wachsende Allalingletscher in den Jahren 1915—1920 bei nicht ganz 500 m Vorstoss an Mächtigkeit um 45 m

¹⁾ Zeitschrift für Gletscherkunde, XVII. Bd., Leipzig 1930, p. 286.

²⁾ Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Ein Beitrag zur Fluss- und Gletscherkunde der Schweiz von Otto Lütshg, Zürich 1926, p. 88, etc.

erhöht worden war. Es ist zu beachten, dass die Auffüllung der Cañons durch die Gletscher schon fast seit Beginn des Riesenwachstums und bis nicht lange vor Vollendung der Zurückschmelzung gedauert haben muss, also länger als die Glacialzeit im Alpenvorland dauerte.

Floss subglacial ein Schmelzwasserbach, wie unter grönländischen Fjordgletschern Schmelzwasserströme, so wurde natürlich die Cañonsole durch Flusswasser weiter eingetieft. Unter dem Tor des Rhone- und Morteratschgletschers sah ich nie eine eingetieft Wasserrinne, trotz des scharfen Gletscherbaches. Es fragt sich, ob dort Gletschereis und Gletscherbach gleich stark erodieren, oder ob die Wasserläufe unter dem breitsohligen Gletscher sich rasch verändern. — Rechts neben dem Rhonegletscher hat jedoch ein Bach eine scharfe Rinne eingeschnitten. In den Interglacialzeiten und während des Alluviums waren die mittleren Temperaturen zeitweise vielleicht etwas höher als heute. Nach GAMS lag in der frühen Nacheiszeit im Rhätikon (Lünersee) die Waldgrenze 300—400 m höher als heute, damit vielleicht auch das Zungenende der Gletscher. Weil aber alle Gletscher in den genannten Gletschercañons heute mehr als 1000 m Vertikaldistanz besitzen zwischen ihrem Zungenende und dem Beginn ihres Sicheinzwingens in die Cañons, weil ferner für keine Interglacialzeit eine noch höhere Waldgrenze nachweisbar ist, und weil endlich die seither weiter erodierten Gletscherbette höher lagen, so ist es wahrscheinlich, dass die oberen Hälften der Cañons im Finsteraarhorn-Jungfraumassiv in keiner Zwischeneiszeit frei wurden, sondern fort-dauernd Gletschererosion hatten. Für die grössere Hälfte der Eiszeit gilt das in verstärktem Masse, wenn der ganze Alpenkörper damals einige hundert Meter höher über Meer war als seit dem nicht genau datierbaren Einsinken¹⁾.

Ob und wie tief schon in der ersten Eiszeit der Gletscher mit seiner Basis unter das jetzige Eisrücken-Niveau der gegenwärtigen Gletscher hinabreichte, ist eine Frage, deren Beantwortung nur aus Vergleichen entnommen werden kann. Ich habe früher darauf hingewiesen²⁾.

In den Interglacialzeiten gab es reichlich Niederschläge, wie die breiten Erosionsfurchen in den vorausgehenden Schottern bezeugen und auch der reiche Pflanzenwuchs, welcher die interglacialen Kohlen lieferte.

Die Wirkung der Temperaturspannungs- und Spaltengefrierwasser-Sprengungserosion an den Cañonwänden oberhalb der Glet-

¹⁾ JACOB M. SCHNEIDER. Vier Flussdelta und das Problem der Alpenrücksenkung. In: Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Freiburg 1926. II. Teil, pag. 188/9.

²⁾ JACOB M. SCHNEIDER. Relatives Alter und Erosion der modernen Alpengletscher. In: Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Ges., Freiburg 1926, II. 174/5.

scherrücken in den Interglacialen und im Alluvium ist sichtbar an vielen Stellen, an denen sichtbar decimeter starke Felsplatten abgespalten sind und zerbrochen an weniger steilem Hang oder auf dem Gletscher liegen. Die granitene Schöllenschlucht, die jeweils bald nach Beginn der Riesenvorstöße vom Gletscher erreicht und erfüllt war und es blieb, bis nahe der Vollendung der Gletscherrückzüge, zeigt fast überall Bruchwände, von denen eine Menge Sturzmaterial an den Ufern des Reussbettes liegen.

Die eisfreien Felswände werden auch angegriffen durch die Säuren in der Atmosphäre und durch chemische Ausscheidungen von Mikroorganismen, welche in die Haarrisse und Spalten eindringen. Die chemische Erosion kann das Gestein zermürben.

E. Ergebnisse und chronologische Ansätze.

Die maximalen Grössen der Tiefenerosionen direkt festzulegen, ist oft unmöglich wegen der Unbestimmtheit, mit welcher Felshöhe die Erosion begonnen hatte. Die Versuche von HESS vor drei Jahren, die Tiefenerosionen der Glaciale und Interglaciale zu bestimmen, um sie mit den Tiefen und Höhen der Strahlungskurve nach MILANKOVITSCH zu parallelisieren, hatten nur in dem Sinne reellen Wert, dass durch die letztes Jahr unternommene Analyse der einzelnen Faktoren sich herausstellte, dass die Glaciale und Interglaciale in keiner Weise hineinpassen in den Verlauf jener Strahlungskurve, deren Wirkungen somit meteorologisch zu schwach sind, oder deren Voraussetzungen nicht stimmen¹⁾.

Auch der Berechnung der totalen Breitenerosion der Cañons stehen Schwierigkeiten entgegen. Es wäre sehr einfach, wenn man sagen könnte: ein Cañon ist 500 Meter breit, demnach beträgt die totale Breitenerosion nach jeder Seite 250 Meter. Aber ein Gletscher, welcher mit 200 m Basisbreite in einem jetzt 500 m breiten Cañon arbeitet, hat nicht nach jeder Seite 250 m erodiert, sondern $\frac{500-200}{2} = \frac{300}{2} = 150$ m. Die Sohlenbreiten der Gletscher sind äusserst verschieden, wie die Zungenenden verschiedener Gletscher und die Basisbreiten jetzt gletscherfreier Cañons dartun. Die Zahlen der folgenden Liste zeigen also nicht die Breitenerosionen, sondern nur die gegenwärtigen Breiten der Gletscherrücken.

¹⁾ JAKOB M. SCHNEIDER. Zur Grösse und Dauer der Diluvial-Erosion nach Hess und Milankovitsch. In: *Eclogae geologicae Helvetiae*. Vol. 24, 1931, p. 196 bis 200. N. B. Der auf Seite 199 angezogene, ausgeschmolzene Moränenschutt nach Hess ist Grundmoräne, wie der Text lehrt. Falls darin Moräne von oben vermischt wäre oder von einer unsichtbaren Felsklippe im Eis, so wäre das Ergebnis für das Resultat von Hess natürlich noch weniger günstig. — Die neuestens von Spitaler benützte, einfachere Kurve nach Farlander ist meteorologisch noch schwächer und astronomisch ungenügend (Wechsel der Ekliptikschiefe ausgeschaltet, weil Werte nach rückwärts unsicher usw.).

Gletscher	breit	in Höhe
Grosser Aletsch	1800 m	2725 m
Fiescher	850 „	2805 „
„	760 „	2660 „
Lauteraar	800 „	2700 „
Oberer Grindelwald	300 „	2500 „
„ „	400 „	2400 „
Unterer „	400 „	2310 „
Mittel-Aletschfirn	750 „	2660 „
„ „	620 „	2460 „
Ober Aletsch	600 „	3280 „
„ „	450 „	3160 „
Nordend ¹⁾	370 „	2880 „
Adler	490 „	3211 „
„	470 „	3170 „
Schwärze	850 „	3000 „
Monte Rosa	370 „	3230 „
Klein Matterhorn	430 „	3190 „
Findelen	700 „	3230 „
Breithorn	690 „	2960 „
Kehlefirn	500 „	2910 „
Glacier Durand	700 „	3180 „

Diese sämtlichen Breitenmasse sind etwa 1000 m und mehr über dem Zungenende der bezüglichen Gletscher genommen, also an den Stellen, an denen die Erosion seit frühester Zeit arbeitete. Was die Erosionsdauer anbetrifft, gilt das physikalische Gesetz: je rascher der Gletscher wandert, um so vielfacher ist die Reibung an der gleichen Stelle, um so grösser demnach der Arbeitseffekt, die Erosion; gleicher Druck vorausgesetzt. Streicht man mit der Feile 100 mal über ein Stück Eisen mit bestimmtem Druck in fünf Minuten, so ist die Eintiefung 10 mal grösser als bei bloss zehnmalem Streichen mit gleichem Druck in gleicher Zeit. Bei verdoppeltem Druck ist die Wirkung verdoppelt. In den Glacialzeiten wuchs die Masse der Gletscher beträchtlich und die Schnelligkeit noch mehr, wie uns jeder Gletschervorstoss aus der Neuzeit lehrt, soweit Messungen vorliegen. Wir verweisen besonders auf die Messungen von Lütchg am Allalinalgletscher, etc. Seinen Arbeiten verdanken wir zudem die erste unmittelbare Messung des Erosionseffektes eines kurze Zeit vorstossenden Gletschers (Allalin, wie bekannt), und seit 6. VIII. a. c. die zweite Reihe solcher Messungen vom oberen Grindelwaldgletscher. Ich danke Herrn Dr. LÜTSCHG für die gütige Erlaubnis, von den von ihm mündlich mitgeteilten letzteren Massen Gebrauch zu machen; sie ergeben im Durchschnitt etwas über 3 mm pro Jahr, werden aber

¹⁾ Nordend bis Breithorn im Monte Rosa-Gebiet.

von Herrn Lütchg nach Messung noch anderer Profile von dort ergänzt und definitiv berechnet werden. Das bisherige Resultat ist schon von grossem Wert, da es aufs neue zeigt, wie bereits ein schwaches Zungenende den Fels bearbeitet. Der Effekt vom Allalngletscher war, verbunden mit Felsausbrüchen, 1 cm pro Jahr. Prof. Dr. DE QUERVAIN und Ing. SCHNITZER errechneten vom Bifertengletscher an gewissen Stellen aus 30 Jahren „mindestens 30 cm“ und zwar bei nur 30 m Gletschermächtigkeit.¹⁾

Von Erosionseffekten von den Gletscherkörpern mit 200 m, 500 m, 700 m (Grosser Aletschgletscher, seismometrische Tiefenmessung)²⁾, 1000 m und mehr Mächtigkeit (Glacialepochen) und mit der erhöhten Schnelligkeit der riesenhaften Vorstösse in den Glacialzeiten, fehlen begreiflicherweise alle Masse. Für den Grossen Aletschgletscher ergäben sich für eine reelle Erosionsbreite von 900 m mit 1 mm Jahr-Erosion 900000 Jahre, mit 1 cm Jahr-Erosion 90000 Jahre, mit 3 cm Jahr-Erosion 30000 Jahre. Für den Fieschergletscher mit 850 m Cañonbreite in zirka 1080 m über dem heutigen Zungenende bei maximal 425 m Breitenerosion mit 1 mm Jahr-Erosion 425000 Jahre, mit 1 cm Jahr-Erosion 42500 Jahre, mit 2 cm Jahr-Erosion 21250 Jahre. Für die beiden Grindelwaldgletscher mit je 400 m Cañonbreite in über 1000 m über dem heutigen Zungenende bei 200 m maximaler Breitenerosion mit 3,3 mm Jahr-Erosion 60000 Jahre, mit 1 cm/Jahr 20000 Jahre. Für die grossen Gletscherkörper ist also das Erosionsproblem noch nicht gelöst und noch weniger für die Eiszeit. Soweit sind die Ergebnisse aber klar, dass auch von der Seite der Breitenerosion aus eine Einpassung in den Gang der Strahlungskurve nach Milankovitsch nicht möglich ist.

In obigen Zahlen sind die Postglacialerosionen miteingeschlossen. Für die Alpenländer haben wir die ersten direkten Messungen von Dr. NIPKOW (erste Messung der postglacialen Sedimente vom Zürichsee)³⁾ und von REISSINGER (erste Messung der postglacialen Sedimente vom Niedersonthofener See). Nach Nipkows verdankenswerten, mir zur Verwertung mitgeteilten Resultaten ergeben sich als Maximum kaum 8000 Jahre, als mittlerer Durchschnitt nicht ganz 5000 Jahre. Reissinger⁴⁾ erhält als ihm unwahrscheinliches Maximum 8500 Jahre,

¹⁾ Zungenbecken des Bifertengletschers. Von Prof. Dr. de Quervain und Ing. E. Schnitzer. In Bd. LI, Denkschriften der Schweiz. Naturf. Gesellschaft 1920, S. 145 und 146.

²⁾ Experimente von Dr. H. Mothes, Göttingen im März 1929; minimum 355 m, maximum 792 m; an mehreren Stellen 700 m wie sicher.

³⁾ JAKOB M. SCHNEIDER. Differenzen zwischen den Eismeer-Varven de Geers und Sauramos und den Schweizersee-Varven Nipkows. In: Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Gesellschaft, St. Gallen 1930, p. 281/2.

⁴⁾ Untersuchungen über den Niedersonthofener See im Bayrischen Allgäu. Versuch einer exakten Zeitbestimmung im postglacialen Zeitalter, von Ad. Reissinger, Innsbruck 1930.

als nach ihm sicherer begründete Dauer 5700 Jahre. Reissinger hat vergessen, die Beschleunigung durch die erste Abschwemmung des mächtigen Moränenmaterials von allen Flanken und aus allen Schluchten einzurechnen, sowie die Gletschertrübe in der trockenen Warmzeit bis zum Verschwinden der Gletscher im Einzugsgebiet, ferner das Schmelzwasser-Erosionsmaterial. Das kürzt noch die Zeit.

6. — H. MOLLET (Biberist): **Das Ergebnis neuerer Tiefbohrungen in der Kluse zwischen Balsthal und Mümliswil.**

In einer kürzlichen Publikation über den Talboden von Balsthal habe ich in den Mitteilungen d. Naturf. Ges. Solothurn, 8. Heft, 1928, die Resultate der damals vorhandenen Tiefbohrungen jener Gegend publiziert. Eine dieser Tiefbohrungen wurde 1924 zwecks Erschliessung von Grundwasser an der engsten Stelle der Kluse von Mümliswil, zwischen P. 521 und 527, hart am Mümliswilerbach niedergebracht, blieb jedoch trotz einer Tiefe von 28.15 m im Kies der Tal-ausfüllung stecken. Durch einen Heberbrunnen bezieht die Papier- und Cellulosefabrik Balsthal seither aus dieser Anlage gegen 1000 Lit./Min. Grundwasser. Im Jahre 1930 ist dann durch die Tiefbohr-Unternehmung Kl. Mengis in Luzern im dortigen Talboden des Quertales und zwar etwa halbwegs zwischen P. 521 und dem Felskamm von Neu-Falkenstein, in der Zone des Argovien, westlich des Mümliswilerbaches eine neue Bohrung erstellt worden. Diese Bohrung erschloss bis in eine Tiefe von 38.40 m hauptsächlich lockeren oder festen Flusskies mit vereinzelt Lehmbändern. Die Gerölle entstammen meist dem Malm, Dogger oder auch Lias; ganz selten traf man kleine schwarze Gerölle von Alpenkalk, deren Herkunft aus Moränenmaterial des Guldentales herzuleiten ist. Unterhalb 38.40 m wurden die Effingerschichten der Fehlssohle erschlossen und bis 41 m angebohrt. Damit hat uns diese Bohrung Aufschluss gegeben über die Tiefe der Fehlssohle in der tiefsten Talrinne des Quertales.

7. — NICOLAS OULIANOFF (Lausanne): **Présentation de deux nouvelles feuilles (Le Tour et Argentière) de la „Carte géologique au 20.000° du massif du Mont-Blanc par P. CORBIN et N. OULIANOFF“**,

Ces deux feuilles, la cinquième et la sixième de la carte géologique du massif du Mont-Blanc, sont des feuilles voisines de la frontière franco-suisse. Elles sont limitées, à l'Est, par la ligne faîtière Col de Balme-Aiguille d'Argentière.

Avec ces feuilles la carte aborde en plein la partie centrale du massif, c'est à dire sa masse protoginique. Dans cette dernière, la carte présente des éléments permettant de distinguer certains caractères pétrographiques et, surtout, tectoniques. On y trouve

figurées d'importantes zones de mylonitisation ainsi que des zones particulièrement riches en enclaves.

Une imposante zone de mylonitisation sépare la masse protoginique et sa couverture cristallophyllienne. Cette dernière a été fortement métamorphisée pendant une série de mouvements orogéniques. C'est ainsi que la séparation des orthoroches et des pararoches, qui la composent, est souvent très compliquée.

Parmi les dépôts glaciaires figurés sur ces feuilles, les plus particulièrement intéressants sont ceux qui ont rapport à l'ancien déversement du glacier du Tour dans la vallée de Châtelard-Salvan qui canalisait les glaces au glacier du Rhône (partie valaisanne). L'ancien passage du glacier du Tour, jalonné de moraines et de blocs erratiques, s'effectuait par le col qui sépare la chaîne des Posettes (France) du massif de la Croix de Fer (Suisse).

Quant au fond topographique de ces feuilles, il est représenté en trois couleurs (bistre, bleu et gris) ce qui permet de le lire facilement. Du reste, les couleurs géologiques, choisies pour cette carte, sont particulièrement transparentes, malgré l'emploi fréquent de la superposition des couleurs.

8. — ELIE GAGNEBIN (Lausanne): **Observations nouvelles sur la Dent du Midi** ¹⁾ (Valais). Avec une figure dans le texte.

Les remarques qui suivent sont de petites adjonctions à la belle *Monographie géologique de la Dent du Midi*, par François de Loys²⁾.

1^o Transgression du Flysch autochtone.

On connaît depuis longtemps la transgression du Flysch qui, au S de St-Maurice, dans le soubassement autochtone de la Dent du Midi, coupe obliquement, d'aval vers l'amont, les étages mésozoïques. Elle témoigne d'une surrection du massif des Aiguilles Rouges antérieure au Priabonien et qui s'est continuée pendant cet âge. On a constaté même des gauchissements de *cette surrection*, dans les plis autochtones du Val d'Illicz (*loc. cit.*, p. 8 et 10).

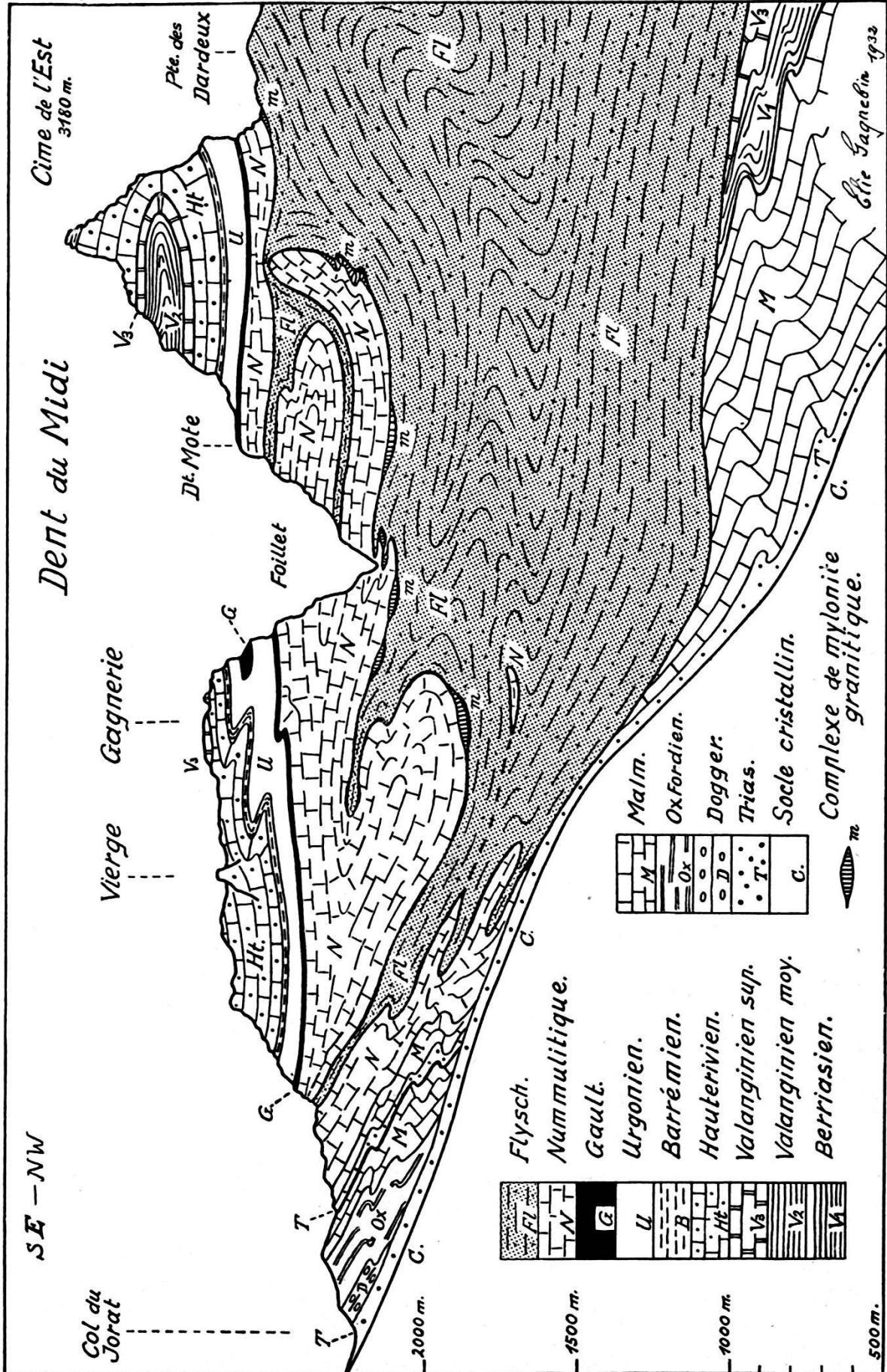
Ce sont de nouveaux effets de ces gauchissements que nous avons observés.

D'abord la présence du calcaire nummulitique à Vérossaz. Le chemin qui monte des Hautsseys vers le S, vers la Daille, en montre un petit affleurement, perçant sous la moraine au sortir même du hameau; cet affleurement se poursuit au SE sur une cinquantaine de m, le long du sentier qui borde les maisons.

On ne voit pas sur quoi repose ce calcaire priabonien, tout entouré de dépôts glaciaires. Mais l'allure bien nette des étages néocomiens

¹⁾ Publié avec l'autorisation de la Commission géologique suisse.

²⁾ Mat. pour la Carte géol. de la Suisse, Nouv. série, 58e livr., 1928.



du plateau de Vérossaz ne permet aucun doute: c'est ici sur le Barrémien que transgresse le Nummulitique. Ce calcaire ne se retrouve ni au N de Vérossaz entre l'Urgonien et le Flysch, ni dans la direction de Mex sur les étages plus anciens. Il s'est donc déposé sur une surface précédemment arasée, et a été lui-même décapé avant la transgression du Flysch.

Au débouché du torrent de Mauvoisin dans la plaine du Rhône, c'est sur le Valanginien calcaire que transgresse le Flysch dans le versant droit du ravin — sur ce Valanginien calcaire qui a plus de 200 m d'épaisseur dans la paroi de St-Maurice. Mais 2 kilomètres en amont, le sentier qui traverse la gorge de Mauvoisin montre le contact du Flysch sur le Berriasien, avec une discordance magnifique. Les grès du Flysch, en gros bancs, sont presque horizontaux; les schistes noirs du Berriasien, avec leurs couches calcaires, plongent vers l'ESE de 50°. Vers l'aval, à 250 m de ce sentier, on voit le Valanginien calcaire s'intercaler entre deux, s'épaissir bientôt et se plisser comme dans la muraille qui domine la vallée du Rhône.

La transgression du Flysch, sur le versant des Aiguilles Rouges, ne tranche donc pas seulement les étages mésozoïques du N au S, mais aussi de l'E à l'W. Et si l'on a pu déduire, du fait qu'elle touche le Trias dans la gorge du St-Barthélemy, que le point culminant du massif hercynien était, à l'Eocène, plus au N qu'aujourd'hui (*loc. cit.*, p. 10), on peut conclure aussi de notre observation qu'il était plus à l'W, ou que l'axe du horst avait une direction différente.

2° *Replis basaux de la nappe.*

La coupe n° 3 (Pl. I) du mémoire de F. de Loys indique, sous la Cime de l'Est, de faibles ondulations du contact entre le Flysch autochtone et le Nummulitique de la nappe de Morcles, contact souligné par des lentilles de mylonite cristalline. Mais si l'on observe la Cime de l'Est des hauteurs du versant droit de la vallée du Rhône, de Riondaz par exemple, le regard est attiré par une sorte de gros piton de calcaire blanc, émergeant du glacier de Petit Plan-Névé. Il se dresse presque vertical dans des schistes sombres, comme pour percer par dessous la paroi nummulitique, subhorizontale, du flanc renversé de la nappe.

Ce piton est lui-même en calcaire nummulitique; et de l'arête des Trois Merles, qui domine à l'W l'Haut de Mex, on saisit clairement ses attaches. Deux grands replis, tels que les représente la coupe ci-jointe, affectent le Nummulitique sous la Cime de l'Est. Leurs étroits synclinaux de Flysch se marquent par des vires sombres dans la gorge du Foillet, face à la Pointe de Gagnerie. La forme de ces replis est des plus bizarres: l'anticlinal supérieur, massif, reste en arrière, sous la Dent Mote; de Loys en a bien dessiné la charnière sur la planche citée plus haut et sur la fig. 35 (p. 73) de sa monographie. L'inférieur au contraire s'avance comme un dard recourbé

et c'est sa tête, surgie du glacier, qui forme ce piton si frappant. La paroi nummulitique qui le surmonte, concordante à l'Urgonien et à la vire du Gault, s'amincit au-dessus de lui, infléchit sa surface inférieure, comme au faîte d'un pli diapir.

Dans les synclinaux qui séparent ces plis nummulitiques, on ne voit aucune lentille du complexe de mylonite cristalline. Ces lentilles sont localisées à la base de la paroi supérieure, en avant des replis, et sous l'anticlinal inférieur, avec les ondulations dessinées par de Loys.

La coupe de la Cime de l'Est et de Gagnerie montre donc, avec une ampleur très particulière, à quel point la disharmonie peut être forte, sous la nappe de Morcles, entre les plis du Nummulitique et ceux des calcaires crétacés. Au reste, on se représente difficilement de façon précise le mécanisme dont résultent des plis pareils. Mais la masse de Flysch plastique, au-dessous et en avant de la Cime de l'Est, est si volumineuse que tous les remous imaginables y sont possibles.

9. — A. LUDWIG (St. Gallen): **Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais.** (Mit Projektionen.)

Die ungefähr 600 m mächtige Forstzone ist benannt nach dem so markant ins Rheintal vorspringenden aussichtsreichen Rücken von Forst bei Altstätten, greift aber auch noch auf die linke Seite des Luterbaches hinüber und zieht mit etwas abnehmender Mächtigkeit nach dem Stoss hinauf. Sie umfasst 12—15 kräftige, sehr steilgestellte bis saigere Nagelfluhbänke mit wenig bedeutenden Einlagerungen von Sandstein und Mergel. Das ostnordöstliche Streichen ist 75° ; der Fallwinkel schwankt zwischen 70° und 90° in der Weise, dass die südlichen Bänke sehr steil nach Süden, die nördlichen Bänke sehr steil nach Norden fallen, doch überall mit beidseitigen Schwankungen nahe um 90° herum. Die Forstzone ist zugleich die südlichste Nagelfluh des Gebietes, denn der Hirschberg zwischen Appenzell-Eggerstanden und Eichberg-Rheintal zeigt keine Nagelfluh.

GUTZWILLER liess seine erste Synklinale (Urnäsch-Gonten-Stoss) ohne Unterbrechung nach Altstätten fortsetzen, liess dagegen seine zweite Antiklinale von der Nordseite des Hirschberges plötzlich in die Forstzone überspringen, fasste also letztere, bewogen durch die angedeutete Schichtstellung, als Antiklinalzone auf, wie die Darstellung auf Blatt IX 1:100000 zeigt. Aus drei Gründen muss diese ältere Auffassung verlassen werden. Die Geröllführung ändert langsam, aber stetig von den südlichsten bis zu den nördlichsten Bänken. In den südlichsten Bänken sind die kristallinen Gerölle spärlich (unter 10 Prozent) und hauptsächlich durch Gneise mit weissem und graugrünem Glimmer repräsentiert; nach Norden reichert sich das Kristallin allmählich an und mag in den nördlichsten

Bänken 20 Prozent erreichen oder übersteigen; rote und grüne Granite sind hier häufig (je etwa 3 Prozent). Es handelt sich also in der Forstzone nicht um eine wirkliche Antiklinale, sondern um eine normale Serie; die südlichen Bänke sind die älteren. Die Forstzone verliert dadurch in tektonischer (und stratigraphischer) Hinsicht die ihr zugeschriebene Sonderstellung; sie ist die Fortsetzung des vom Necker über Urnäsch und Sitter nach dem Stoss fast ununterbrochen zu verfolgenden steilgestellten Südflügels der ersten Synklinale. Petrographisch stimmt ihre Nagelfluh mit der mässig südlich fallenden Nagelfluh der Zone Gäbris-Hundwilerhöhe-Hochham überein. Der Komplex ist limnisch (untere Süsswassermolasse) und gehört in der Hauptsache ins Aquitan. Ob die südlichsten Bänke der Forstzone allenfalls von stampischem Alter sind, ist innerhalb einer normalen Serie für die Tektonik nicht von prinzipieller Bedeutung.

Im Warmisbergtobel (Hinterforsterbach) finden sich auf der Schichtfläche einer sehr steil nach Süden fallenden, zwischen den südlichsten Nagelfluhbänken der Forstzone eingelagerten Sandsteinbank vortretende Wülste (Ausfüllungen von Trockenrissen und Kriechspuren), die stets auf ursprüngliche Unterseite einer Schicht deuten. Auch dieses Vorkommen spricht für den steil aufgerichteten, teilweise überkippten Südflügel der ersten Synklinale.

Für diese Auffassung spricht auch das Verhalten der merkwürdigen Sommersberg-Nagelfluh, die durch ihre gelbliche bis rötliche Farbe, ihre ausserordentlich grossen Gerölle (solche von 70 cm Länge sind nicht selten) und ihren durch GUTZWILLER und FRÜH bekannt gewordenen Reichtum an *Nummuliten*- und *Lithothamnienkalken* auffällt und in der ganzen übrigen ostschweizerischen Nagelfluh ihresgleichen nicht hat. Da ist es von entscheidender Bedeutung, dass auch die leicht kenntliche Sommersberg-Nagelfluh sich an der Synklinalstellung beteiligt. In den schlecht aufgeschlossenen Tobeln im Einzugsgebiet des Luterbaches unter dem Sommersberg, sowie zwischen Sommersberg und Rietli-Stoss ist nun eine genügende Zahl von Aufschlüssen bekannt, an welchen sich in dieser eigentümlichen Nagelfluh mässig nordfallende bis saigere Schichtstellung sicher beobachten lässt, während am Sommersberg selbst die gleiche Nagelfluh mit höchstens 30° südlich fällt. Die Sommersberg-Nagelfluh ist etwas jünger als Gäbris- und Forstzone; sie ist zwischen beiden auf- und eingelagert, macht die Synklinalbildung mit, und es muss deshalb die Umdeutung der ersten Synklinale in eine Überschiebung abgelehnt werden. Die merkwürdige, fast nur aus Eozängeröllen bestehende Basisbank der Sommerszone findet sich sowohl zwischen Sommersberg und Schwäbrig, als auch am Nordrand der Forstzone und spricht somit ebenfalls für eine wirkliche Synklinale.

10. — A. JEANNET et CH.-DANIEL JUNOD (Zurich-Neuchâtel):
Observations nouvelles à Saint-Sulpice (Neuchâtel).

En 1925¹⁾, nous avons publié une étude sur la stratigraphie détaillée de la coupe du Pont-des-Iles à Saint-Sulpice. Grâce à l'ouverture d'une carrière pour l'exploitation de la Dalle nacrée, à l'W. de l'éperon de ce nom, il nous a été possible de faire les observations complémentaires suivantes:

A) La coupe figurée p. 171 peut être complétée vers le bas comme suit: Au-dessous de notre couche 1, consistant en bancs de calcaires spathiques réglés, de mauvaise qualité, épaisse de 3—4 m. seulement viennent:

- | | |
|---|------------|
| 1 ^c . Petits bancs de calcaire roussâtre avec marnes de même teinte; débris d' <i>Ostrea</i> | 2 m. |
| 1 ^b . Niveau jaunâtre, marneux à <i>Zelleria</i> gr. de <i>Z. digona</i> (<i>Z. Martini</i> Rollier, mais un peu plus courte) et <i>Strophodus tenuis</i> Ag. (probablement = <i>Asteracanthus acutus</i> Ag.). A la base quelques cm. de marnes grises à nombreux débris de fossiles (<i>Zelleria</i> , <i>Ostrea</i> , radioles d'oursins) | 1,50 m. |
| 1 ^a . Calcaires spathiques en bancs irréguliers. Dalle nacrée exploitée. A la base alternance avec des bancs marneux; visibles sur | env. 10 m. |

L'horizon marneux 1^b est continu sur tout le front de la carrière. Il divise la Dalle nacrée en deux complexes comme c'est le cas au Furcil, à l'autre extrémité du Val-de-Travers.

B) Au Pont-des-Iles, la couche 9, base de l'Oxfordien, est constituée par un mince lit marneux très fossilifère. On y distingue au sommet des marnes foncées, un peu gréseuses, avec oolithes ferrugineuses peu abondantes, et à la base des marnes jaunâtres riches en fossiles. La faune se trouvant dans les marnes du sommet étant très mal conservée, nous n'avons pu reconnaître si elle est différente de celle de la base. Cette couche a été attribuée aux zones à *Quenstedticeras Lamberti* et à *Q. Mariae*. A la limite des deux marnes mentionnées, nous avons signalé la présence de deux fragments de roches étrangères. Dans l'un d'eux, nous avons récolté un *Quenstedticeras* passant aux formes nettement cordées de l'Oxfordien supérieur (*Q. praecordatum*). Ce fait nous avait paru singulier.

A quelque 10—15 m. de là, sur le versant W. de l'éperon, on peut observer un fait analogue.

La couche 9, épaisse de 0,12 m., passe à 0,25—0,30 m. sur une distance d'environ 1 m. La tranche de la couche montre tout à coup

¹⁾ ALPH. JEANNET et CH.-DANIEL JUNOD. Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et de Malm dans le Jura neuchâtelois (1re Note). — Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat., t. 49, 1924. Neuchâtel 1925, p. 166—193, 2 fig.

une roche très différente, soit un calcaire fortement ferrugineux au sommet principalement. Ce calcaire dur se termine brusquement à l'E. alors que l'autre extrémité est plus effilée. Les dimensions de cet objet sont: 0,95 m. de long sur 0,22 m. de hauteur. Le petit lit de marnes jaunâtres passe nettement au-dessous et les marnes foncées gréseuses au-dessus. Le tout est intercalé entre nos couches 8 et 10.

La surface de cette roche dure est profondément corrodée, aussi bien dessus que dessous et aux extrémités; on n'observe aucun passage aux marnes encaissantes. Il s'agit incontestablement d'une roche étrangère de même nature que l'un des galets mentionnés. Ces deux fragments ont une origine commune, mais la couche mère ne nous est pas connue.

La roche, dans la moitié inférieure de l'objet, est un calcaire foncé, présentant à la base un lit de calcaire plus dur, clair, à oolithes ferrugineuses; on n'y trouve guère que des sections de *Belemnites*. La moitié supérieure est formée d'une masse verdâtre, dure, pétrie d'oolithes et de nodules ferrugineux. A force de casser, nous y avons récolté la faunule suivante, surtout à l'état de fragments:

Orthacodus sp. (plus large à la pointe que *O. longidens* Ag.), *Phylloceras antecedens* Pomp., *Quenstedticeras Henrici* R. Douvillé?, *Q. praecordatum* R. Douv., *Cardioceras vertebrale* Sow., *Hecticoceras rauracum* Mayer, *H. caelatum* Coq., *H.* formes lisses, *Oppelia* (*Neumayriceras*) *Richei* de Lor., *Aspidoceras sub-Babeanum* Sinz., *Pelloceras Choffati* de Lor., *P. annulare* Rein., *P.* à très grosses côtes comme dans *P. spissum* Opp. in Waag., *Cosmoceras ornatum* V. Schloth., *Perisphinctes convolutus* Buk., *P. bernensis* de Loriol, *P.* cf. *Noellingi* de Lor., *Pleurotomaria Cypraea* d'Orb., *Naticopsis* cf. *spinosa* Héb. et Desl. (à côtes spirales treillisées), *Terebratula* sp. ind.

Si la plupart des fossiles cités peuvent être attribués à l'Oxfordien inférieur et moyen, il en est un qui appartient sûrement à la zone à *Cardioceras cordatum*, c'est *Cardioceras vertebrale*. Cette roche ferrugineuse, différente de celle qui forme les autres couches de la coupe, représente un niveau en tout cas supérieur à celui de la base de la couche 9 et nous serions porté à y voir le début de l'Oxfordien supérieur, comprenant en outre les couches 10 à 19.

On est conduit à admettre que la couche 9 telle que nous la voyons au Pont-des-Iles, présente deux niveaux différents, à la base l'Oxfordien inférieur et moyen, au sommet l'Oxfordien supérieur, avec lacune, dans laquelle s'intercalent les galets de calcaire oolithique ferrugineux. Ces galets roulés et corrodés, sporadiques, proviennent d'une couche qui a dû se trouver ailleurs, pas très loin probablement et qui peut avoir disparu totalement par érosion.

Les oolithes et nodules ferrugineux faisant saillie à la surface des galets et étant corrodés, on doit penser qu'ils existaient déjà dans la roche consolidée au moment où la couche mère a été attaquée et démantelée.

11. — ARNOLD HEIM (Zürich): Tektonische Beobachtungen am Yangtsekiang. Vorläufige Mitteilung.

An Hand einer Profilansicht (Wandtafel), zusammengestellt nach systematischen Terrainzeichnungen, und von Lichtbildern, wird die Tektonik der Faltengebirge am Yangtse-Strom von Itshang bis zum Roten Becken von Setschuan und dem tibetischen Randgebirge kurz geschildert.

Bei Itshang am Westrande der grossen, durch rezente Senkung entstandenen Überschwemmungsebene von Hupe entsteigt den Rotsandschichten (Kreide bis Alttertiär) eine der grössten Antiklinalen der Erde: die domförmige *Huanglin-Antiklinale*. Sie wird vom Yangtsekiang in Form der berühmten und gefährlichen Schluchten durchschnitten. Von der nordwestlichen bis zur südöstlich begleitenden Synklinale gemessen, beträgt die Breite der Antiklinale 95 km, und die Tiefe (Vertikaldifferenz) von den Mulden zum Scheitel auf der gleichen Schicht gemessen, etwa 11 km!

Der 26 km breit geöffnete *Kern* besteht aus prä-sinischem Granit und kristallinen Schiefen, die scharf *diskordant* von der mächtigen sinisch-paläozoischen Schichtfolge überlagert werden¹⁾: Sinicum mit Tillit (Glacial) im unteren Teil und Kalk oben, 800 m; Cambrium (Schiefer) 200 m; Ordovicium (Kalk) 1500—1700 m; Silur (Sintan Shale) 600 m; Devon fehlend; Permocarbon (Kalke) 1800 m.

Im NW-Schenkel folgen darüber unter Diskontinuität, aber konkordant: Trias, primär reduziert bis fehlend; Jura (Kohlensandstein) reduziert, 300 m; dann die 4000—5000 m mächtige kretazische Serie der sogenannten Setschuan-Redbeds in Form bunter Tone mit Kalklagen und Sandstein.

Im SE-Schenkel hingegen fehlt am Yangtse über dem Ordovicium die gesamte Schichtfolge bis zu den Redbeds, die mit einem Basis-konglomerat in ganz leichter Diskordanz von etwa 5° dem etwa 10—12° SE fallenden Itshangkalk (Ordovicium) aufliegen. Von der berühmten und vielfach erwähnten Verwerfung F. v. RICHTHOFEN'S ist, wie schon WILLIS und BLACKWELDER, sodann J. S. LEE konstatierten, keine Spur vorhanden.

Während der NW-Schenkel im Mittel etwa 30° geneigt ist, weist der SE-Schenkel oberhalb Itshang nur 10 bis höchstens 15° Neigung auf. Hat man jedoch bisher nur das Paläozoikum zum Antiklinalschenkel gerechnet, so ergibt sich durch konsequente Beobachtung unterhalb Itshang, dass sich der gleiche Schenkel in den Redbeds noch weit nach SE fortsetzt, zunächst ganz flach (2—5°), dann aber

¹⁾ BAILEY WILLIS and ELLIOT BLACKWELDER, Research in China, Vol. I, Washington 1907.

J. S. LEE, Geol. of the Gorge district of the Yangtse, Bull. Geol. Soc. China, Vol. III, 1924.

in den jüngsten Redbedschichten bis 40° steil zur begleitenden Mulde eintauchend.

Das Alter der so bestimmten gewaltigen Huanglin Antiklinale ergibt sich somit in der Hauptsache als jünger als die Kretazisch-alttertiären Redbeds, d. h. als *alpin*.

Eine auffallende Tatsache besteht in der völligen *Abwesenheit von regionaler Metamorphose* der paläozoisch-sinischen Kalke, obwohl diese am Schlusse der Redbed-Anschwemmung 7—9 km tief unter die Erdoberfläche versenkt waren. Blosser Überlastung ohne besondere Hitze scheint also bei solch sanfter Faltung nicht imstande zu sein, die innere Struktur der Kalke durchgreifend zu verändern.

Die Huanglin-Antiklinale wird auf der NW-Seite von der tiefen Redbed-Synklinale von Tzekuei begleitet. Dann folgen stromaufwärts unter rascher stratigraphischer Anschwellung der marinen Trias (bunte Mergel und Kalke, Patung Serie) verschiedene kleinere, nach E axial sinkende Antiklinalen bis zur zweiten Gruppe von gewaltigen antiklinalen Querschnitten, den Wushan- und Kweifu-Schluchten. Diese bedeuten den klusenartigen Durchbruch des Yangtse durch mehrere, teils aufrechte, teils nach SE überliegende Antiklinalen von mächtigen permocarbonischen Kalken. Die Stadt Wushan liegt auf einer zwischenliegenden Mulde aus Patungsschichten. Die Falten sind hier tektonisch vom Typus des Juragebirges. In grandiosen Felswänden erhebt sich das Kalkgebirge beiderseits des Stromes auf 1000—2000 m Höhe.

Bei der Stadt Kweitshou-fu sind wir aus den Kalkschluchten herausgetreten in ein 250 km langes, einförmig sanftes Synklinal-Talstück in den kretazischen Redbeds, wie in seinem klassischen Werk F. v. RICHTHOFEN richtig dargestellt hat, obwohl er die Redbeds als älter betrachtete.

Bei Wan-hsien biegt das Tal scharf nach S und durchschneidet dann auf der langen Strecke bis zu der gewaltigen Handelsstadt Tshungking¹⁾ mehrere weitere, meist aufrecht stehende Antiklinalen mit kohlenführendem Jurasandstein und Triaskalk-Kernen, oft wieder in Form jurassischer Klusen mit Stromschnellen.

Ein prachtvolles Querprofil bietet sodann der bei Tshungking in den Yangtse mündende Kialing-kiang (spr. Tshialing-tshiang). Von den drei Haupt-Antiklinalen kommt in der mittleren nur der Kohlensandstein zutage, während bei den anderen sich mächtige aufrechte Gewölbekerne von Trias öffnen, ja sogar zuinnerst noch Spuren des Silex führenden Permkalks an die Oberfläche treten. In grandiosen Klusen sind diese Gewölbe fast ohne Gefällsbruch durchsägt. Die Höhen der zwei grösseren Gewölbe erreichen 4—5 km

¹⁾ HEIM, ARNOLD, Studies on Tectonics and Petroleum in the Yangtse Region of Tshungking. Geol. Surv. of Kwangtung and Kwangsi, Canton (in the press).

(tektonisch), und der absolute Zusammenschub der drei Falten ergibt sich zu 8 km. Die Synklinalen sind harmonisch mit 4000 m mächtigen Kreide-Redbeds (Tseliutsin- und Tshungking series)²⁾ gefüllt.

Bei Hotshou am Kialing treten wir in das eigentliche flach geschichtete *Rote Becken*. Es besteht aus flachen *Mulden*, die durch untergeordnete Antiklinalen mehr oder weniger gegliedert sind.

Der jüngste Teil des Roten Beckens, mit der gewaltigen Hauptstadt Tshöngtu-fu, wird gegen S durch die Tshangfi-ying-Kette abgegrenzt: ein breites ENE streichendes Redbed-Gewölbe ohne hervortretenden älteren Kern, mit etwas überstürztem Nordschenkel, das einen Riegel für die rezenten Anschwemmungen aus dem Gebirge bildet und wohl die jüngste orogenetische Bewegung bedeutet.

Betrachten wir noch kurz die *Umrahmung des Roten Beckens* in ihrer Gesamtheit.

Im NW, bei *Kwan-hsien* am Ming-ho, sind die Redbeds mit mächtigen Basiskonglomeraten am Beckenrand bis 80° steil aufgekümmert, wie der Rand einer Schüssel²⁾. Weiter nordöstlich fand CHAO³⁾ eine nach S, d. h. gegen das Becken hin gerichtete Überschiebung des permischen Kalkes auf den kohlenführenden Jurasandstein, und dahinter noch mehrere weitere, gleichgerichtete Schuppen.

Im N wird der Beckenrand wieder durch normale schüssel-förmige Aufwölbung bezeichnet, wobei nach Huang⁴⁾ unter den Redbeds mit ihren Konglomeraten Jurasandstein und Triaskalk aufgebogen sind.

Im E und SE ist der Beckenrand nicht einheitlich, indem sich die Redbeds mehr und mehr in Falten werfen, unter zutagegetreten älterer Kernschichten. Das Streichen ist im allgemeinen sinisch (NE), wobei aber in Tshungking bogenförmige Abweichungen von N nach NE und ENE auftreten. Die höheren und flacheren Gewölberücken in der südwestlichen Fortsetzung der Schluchtengewölbe von Itshang und Wushan bilden die Wasserscheide zwischen den Provinzen Setschuan und Kweitshou. Die von ABENDANON⁵⁾ auf stark überhöhten Profilen eingezeichneten Verwerfungen südlich und südöstlich von Tshungking sind nach eigenen Beobachtungen wie nach solchen des Herrn Geologen V. K. TING⁶⁾ in Peking nicht vorhanden.

1) HEIM, ARN., The geol. Structure of Tseliutsin, Szechuan, the Worlds oldest Bore Field. Geol. Surv. of Kwangtung etc. Spec. publ. No. VI, Canton 1930.

2) HEIM, ARN., Dynamo-Metamorphism in the Tibetan Front Ranges NW of the Red Basin, Szechuan. Profil Pl. I. Ann. rep. Vol. II, Geol. Surv. of Kwangtung etc., Canton 1930.

3) Y. T. CHAO, Geol. Notes in Szechuan, Bull. Geol. Soc. China Vol. VIII No. 2, 1929.

4) Y. T. CHAO and T. K. HUANG, Atlas for the Geol. of the Tsinglinshan and Szechuan, Mem. geol. Surv. China Ser. A, No. 9, 1931.

5) E. C. ABENDANON, La Géologie du Bassin Rouge, etc., Martinus Nijhoff, La Haye 1906.

6) Persönl. Mitt., die hier bestens verdankt wird.

Am kompliziertesten ist die *westliche Umrahmung* des Roten Beckens. Bei Süifu, der Endstation der Yngtse-Schiffahrt und Mündung des Min-ho, streichen die Falten der Redbeds noch normal NE bis ENE, z. T. als aufrechte, nach NE axial einfallende Gewölbe, z. T. mit nach SE gerichteter Scheitelbruch-Überschiebung¹⁾. Aber weiter nördlich, westlich der Stadt Kiating, erhebt sich der imposante Omeishan auf 3200 m, dessen Falten N bis NNW streichen und östlich, d. h. gegen das Rote Becken hin, bewegt sind²⁾. Noch ein Stück weiter nördlich, bei Yatshou, tauchen die NE streichenden Falten mit 20—30° Axengefälle nach dem Becken, während im westlichen Hinterland die höheren Falten, mit marinem Permkalk als Kern, *nördlich* streichen. Das Gleiche trifft zu für die vom Beckenrand 100 km entfernten gewaltigen kristallinen tibetischen Randketten³⁾.

So ergibt sich also, dass das Rote Becken *ringsum von Falten* ohne oder mit kleinen Überschiebungen begrenzt wird. Im W und NW sind diese gegen das Becken hin bewegt, und auch der Tsinglinshan im N verrät nach W. H. WONG im grossen und ganzen eine Bewegung nach dem Becken zu.

Die Bezeichnung „Einbruchskessel“ neuester geographischer Werke ist gänzlich unzutreffend. An Stelle der berühmten VON RICHTHOFEN'schen Zerrungsbrüche China's, die ALFRED WEGENER in seinem klassischen Werk über Kontinentalverschiebungen zwar anders deutet, finden wir nach Abkehr von den überhöhten, einen irrtümlichen Eindruck erweckenden tektonischen Profilen überall als *Tatsache seitliche Stauung, sogar teilweise konzentrische Kompression gegen das Rote Becken hin, dessen Rahmen auf allen Seiten aus Falten besteht*.

Eine ausführlichere Arbeit, begleitet von Karte, Profilen und Photographien, wird in englischer Sprache vom Geological Survey of Kwangtung and Kwangsi, Canton, herausgegeben.

12. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Tektonische Beobachtungen im Hohen Atlas.**

Die vom Referenten im April dieses Jahres gemachten Beobachtungen im Hohen Atlasgebirge südlich Marrakesch werden an Hand eines tektonischen Modells, von Profilskizzen, Karten und Lichtbildern erläutert. Eine vorläufige Notiz ist enthalten in C. R. s. de la Soc. géologique de France No. 10, p. 128, Séance du 23 mai 1932.

¹⁾ ARN. HEIM, The Structure of Tseliutsin etc., Geol. Surv. of Kwangtung etc., sp. publ. No. VI, Pl. II und IX.

²⁾ ARN. HEIM, The Structure of Sacred Omeishan, Szechuan, Bull. geol. Soc. China Vol. IX, No. 1, pl. I, Peiping 1930.

³⁾ ARN. HEIM, The Structure of Minya Gongkar, Bull. geol. Soc. China Vo. XI No. 1, pl. I, Peiping 1931.

Seither ist die äusserst wertvolle Karte 1 : 200 000 des in Betracht fallenden Teils des Hohen Atlas, von LÉON MORET¹⁾ erschienen. Dieser liegt zwar eine andere Deutung der Tektonik zugrunde. Es brauchen aber nur die tektonischen Linien („Flexures“) etwas anders verbunden zu werden, so ergibt sich eine ausgezeichnete Bestätigung der Auffassung des Referenten.

Darnach ist der Hohe Atlas im Gebiet von Amismiz und westlich davon auf eine Breite von 8—10 km und eine Länge von über 55 km gegen Norden auf das autochthone Vorgewölbe überschoben (Erdouz-Decke).

Die Analogie des autochthonen Vorgewölbes von Azegour mit dem Aarmassiv der Alpen ist auffallend: ein Stück herzynischen Gebirges, das samt dem transgressiven Mantel von Mesozoikum und Eogen in der alpinen (tertiären) tektogenetischen Phase wieder aufgestaut und von einer südlicheren Gebirgsmasse überschoben wurde. Und genau wie das Aarmassiv (Windgälle)²⁾ schon während des Mesozoikums einen Höcker bildete, nach welchem von zwei Seiten die Sedimente der Trias und der untere Teil des Jura auskeilen, so keilen auf dem alten Rücken von Azegour Trias und Jura von W und E her stratigraphisch aus. Doch sind anderseits auch bedeutende Unterschiede vorhanden: Das vorwiegend aus cambrischen Schichten (Schiefer, Sandsteine, Kalke) bestehende Grundgebirge sowohl des autochthonen, wie des überschobenen Teils wurde in der kaledonisch-herzynischen Phase vorwiegend in west-östlicher Richtung zusammengestaut, derart, dass die *Grundfalten* S—N verlaufen, während die jungen alpinen Falten diese alten Strukturlinien in W—E-Richtung überkreuzen. Besonders schön ist diese Erscheinung bei Medinet zu sehen, wo die liegende Kreide-Eocän Synklinale zwischen dem autochthonen Massiv von Azegour und der Erdouz-Decke regional west-östlich streicht.

Das Massiv von Azegour ist ökonomisch von besonderer Bedeutung geworden durch das vor einigen Jahren entdeckte *Molybdän*-Vorkommen, das eine pneumatolytische Erscheinung im cambrischen Kalk, im Kontakthof eines vormesozoischen Granitstockes darstellt und die reichste der wenigen Molybdänminen der Erde ist. In dieser gleichen Jahresversammlung wird durch Herrn Prof. DUPARC und seine Schüler von den z. T. neuen Kontaktmineralien von Azegour gesprochen³⁾.

¹⁾ LÉON MORET, Carte géol. provisoire de l'Atlas de Marrakech, 1 : 200,000, Grenoble 1930. Vergl. ferner LÉON MORET, Recherches dans l'Atlas de Marrakech, Grenoble 1931. ED. ROCH, Etudes géol. dans la région méridionale du Maroc occidental, Macon, 1930.

²⁾ ARN. HEIM, in Geologie der Schweiz, Bd. III, Fig. 70, Seite 284.

³⁾ Vgl. L. DUPARC, Les gisements de Molybdénite d'Azegour, Maroc. Congr. int. des Mines, etc. Liège 1930.

Als Resultat geht aus dem Referat hervor, dass sich die erstmals von R. STAUB¹⁾ geäußerte Ansicht von einer allgemeinen Nordbewegung des Atlas in der alpinen Phase nicht nur bestätigt hat, sondern sogar in dem südwestlich von Marrakesch gelegenen Stück des Hohen Atlas eine *nach Norden bewegte Schubdecke* zustande gekommen ist. Die junge Hauptbewegung des Hohen Atlas fällt somit nicht mit der höchsten orographischen Erhebung (Mt. Toubkal 4165 m) zusammen, der einem autochthonen Porphyrit-Granitstock entspricht, sondern sie liegt 60 km westlich desselben, wo sich die Schneeberge der Erdouz-Decke auf 3500 m erheben.

Ausführliche Mitteilungen mit Abbildungen gedenkt der Referent später zu veröffentlichen.

13. — J. HUG (Zürich): **Zur Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal.**

Innerhalb des Zeitraumes zwischen Mindel- und Würmeiszeit sind die Ansichten über die Gliederung der Ablagerungen sehr geteilt. Es mag daher von allgemeinem Interesse sein, einige neuere Beobachtungen an Tiefbohrungen Kiesgruben usw. zusammenzustellen, die über dieses Problem bestimmte Anhaltspunkte geben können.

Wir betrachten zunächst einige Profile im Raume innerhalb der Moränen der Würmeiszeit, wo die Oberfläche der alten Schotter gestört ist, die obersten Schichten also nicht ausgeprägt sein können. Am reichhaltigsten ist das Profil der beiden grossen Kiesgruben am Schulhaushügel bei Seebach, mit folgender Schichtenserie (von oben nach unten):

1. Ca. 2 m lehmige Grundmoräne der Würmeiszeit.
2. Stark verkittete Schotter (ca. 10 m).
3. Lehmige Moräne mit gekritzten Geschieben (1 m).
4. Teilweise verkittete Schotter (19 m).
5. Schlammige Schichten mit ganz wenig Geröllen (12 m).

Die Schicht 5 und teilweise 4 wurde durch Bohrung erschlossen. Bemerkenswert ist, dass zwischen den Schichten 1 und 2 sich eine sehr deutlich geschliffene Fläche einschaltet. Der Schotter 2 muss also beim Vorstossen der Würmvergletscherung bereits verkittet gewesen sein, er muss also einer viel älteren Phase angehören, als die Würmeiszeit.

2,5 km weiter nordöstlich zeigt uns eine Kiesgrube im analogen Schotterfetzen von Opfikon die Moränenfacies von Schicht 3 als Einlagerung von eckigen, bis kubikmetergrossen Blöcken in Schlamm.

¹⁾ RUD. STAUB, Über Gliederung und Deutung der Gebirge Marokkos, *Eclogae* 1926.

Im Limmatgebiet erwähnen wir besonders das Profil des alten Schotters der Halbinsel bei Wädenswil, welche durch den Gletscher der letzten Eiszeit zu einem Rundhöcker geformt worden ist, wie anderwärts der Molassefels. Eine Bohrung erschloss hier entsprechend der Schicht 3 (Seebach) eine ca. 11 m mächtige Moränenschicht mit eckigen Gesteinen, die starke Verkittung der ganzen Masse hat der Bohrung sehr grosse Schwierigkeiten bereitet. Sowohl über als unter der Moräne beobachten wir die typischen, verkitteten alten Schotter. Dieselbe Mächtigkeit der alten Moräne wurde zwischen Schotterschichten eingelagert auch bei Mühlenen zwischen Wädenswil und Richterswil erbohrt. Die undurchlässige Moräne bildet hier eine Trennung des Grundwassers in zwei voneinander unabhängige Horizonte. Zuunterst wurde hier auch noch die Schlammfacies (Nr. 5 Seebach) erschlossen.

Im Bereiche ausserhalb der Moränen der letzten Vergletscherung kommen in höherer Lage, aber tiefer als die Mindelschotter an verschiedenen Orten Schotter vor, die nach oben ganz deutlich in Moränen übergehen, und zwar ganz allmählich ohne scharfen Übergang, es kann sich hier nur um das Produkt des über die betreffenden Stellen vorrückenden Gletschers handeln. (Kiesgrube beim Eichtal 1,4 km westlich Baden, Grube beim Zollhaus an der Strasse von Rafz nach Balterswil, Aufschluss beim Murkathof 2,5 km östlich Eglisau.)

Auf Grund dieser Aufschlüsse kommen wir zu der folgenden Gliederung der Ablagerungen für den Zeitraum zwischen Mindel und Würm:

1. Nach der auf die Mindelperiode folgenden grossen Vertiefung der Täler kam zunächst in den Talsohlen eine *Schlammablagerung als Folge einer Stauung*.
2. Ablagerung von einigen zehn Meter *Schotter*, wobei der Gletscher weiter alpenwärts (innerhalb Glattal und Wädenswil) gestanden haben muss.
3. *Vorstoss des Gletschers* bis ins Glattal und bis gegen Zürich (untere Moränenzone).
4. *Rückzug des Gletschers* weiter alpenwärts (obere Schotterzone).
5. *Vorstoss des Gletschers* über die Grenze der Würmeiszeit hinaus (grösste Eiszeit).

14. — K. SCHMID (Bern): **Biometrische Untersuchungen an fossilen Foraminiferen.**

Erscheint später ausführlich in den Eclogae.

15. — JOH. HÜRZELER (Basel): **Die Helvétien - Tortonien-Grenze im aargauischen Mittelland.**

Die miocaene marine Molasse des aargauischen Mittellandes wird durch eine Schicht bunter Nagelfluh zweigeteilt. Gegen Westen finden sich noch weitere Nagelfluhbänder eingeschaltet. Im obern Teil führt die bunte Nagelfluh massenhaft eine kleine Auster, daher gelegentlich auch die Bezeichnung Austernnagelfluh. Für die Arbeiten im Felde stellt diese, wenigstens im mittleren und östlichen Teil des aargauischen Mittellandes, einen sehr praktischen Leit-horizont dar. Bis vor kurzem wurde allgemein angenommen, die bunte Nagelfluh entspreche der Grenze zwischen Burdigalien und Vindobonien. Nun hat sie BRANDENBERGER (1) in ihrem Verlauf nach Westen, von Baden (Aargau) bis ins Unteremmental verfolgt und dort an die Untersuchungen von GERBER (2) angeschlossen, der sich seinerseits auf die Arbeiten von RUTSCH (3) stützt. RUTSCH ist bekanntlich auf palaeontologischem Wege dazu gelangt, den obern Teil der marinen Molasse südlich von Bern, der durch die Belpbergschichten repräsentiert wird, ins Untervindobon zu stellen, und dieses ist nach den Untersuchungen desselben Autors als Helvétien s. str. zu bezeichnen.

Nach BRANDENBERGER geht die Austernnagelfluh des Aargau in die „obere Grenznagelfluh“ von GERBER über. Darnach wäre das Helvétien im Aargau im Liegenden der Austernnagelfluh zu suchen. Die Angaben GERBER's über die marine Molasse des Unterementals wurden jedoch schon von RUTSCH (4) angefochten. Und auch im Aargau verträgt sich die Auffassung BRANDENBERGER-GERBER nicht gut mit der altbekannten und wohlverbürgten Tatsache, dass das Hangende der Austernnagelfluh noch marin ist. Schon KAUFMANN und F. MÜHLBERG, dann P. NIGGLI und BRANDENBERGER selbst zitieren aus der Knauermolasse über der bunten Nagelfluh marine bis brackische Fossilien. Sofern aber der von BRANDENBERGER angenommene Anschluss nach Westen richtig wäre, müsste jene ins Tortonien gestellt werden und dieses wäre seinem Fossilinhalt nach also noch marin.

Ich hatte nun Gelegenheit, im Gebiete der Höhenzüge, zwischen dem Suren- und dem Winental einerseits und dem Winen- und dem Seetal anderseits, eigene Beobachtungen anzustellen. Besonders eingehend wurde dabei die Anhöhe der Hochwacht nördlich der Böhlerstrasse und östlich von Hirschthal studiert (Siegfriedatlas Blatt Kulm 167).

Die Austernnagelfluh wird an einigen Stellen auf Schotter ausgebeutet, so am Waldweg östlich Sechsbuchen und in zwei Gruben bei Daspeacker, an der Böhlerstrasse selbst gelegen. An diesen drei Stellen ist sie mehrere Meter mächtig. Dagegen ist in einem natürlichen Aufschluss im Nietloch, zwischen Sechsbuchen und Daspeacker,

nur eine einzige Lage etwa faustgrosser Gerölle zu beobachten. Darüber folgt Knauermolasse in einer Mächtigkeit von ungefähr 60 m. Oben wird die Knauermolasse, die gelegentlich Geröllschnüre aufweist, durch eine Lage Süsswasserkalk abgeschlossen. Im Gebiete der Böhlerstrasse fand ich einige Punkte, die eine verhältnismässig reiche Fauna geliefert haben. Sie liegen alle ca. 30 bis 40 m unter dem Süsswasserkalk. Wie schon die oben zitierten Autoren, so fand auch ich noch marin bis brackische Formen. Leider sind sie, wie die meisten Molassefossilien, sehr schlecht erhalten und deshalb schwer bestimmbar. Herr Dr. R. RUTSCH hatte die Güte, dieselben durchzusehen, während sich Herr Dr. E. BAUMBERGER der Land- und Süsswassermollusken annahm, wofür den genannten Herren der beste Dank ausgesprochen sei. Ganz besonders bin ich auch Herrn Dr. H. G. STEHLIN für seine Ratschläge zu Dank verpflichtet.

Bis heute habe ich die Reste der folgenden vier marin-brackischen Formen gefunden:

- | | |
|---|-----------|
| 1. <i>Ostrea spec.</i> | häufig |
| 2. <i>Solen burdigalensis</i> DESH.? | 2 Exempl. |
| 3. <i>Maetra miocaenica</i> DOLLFUS et DAUTZENBERG? | häufig |
| 4. <i>Pelecypode indetermin.</i> | 2 Exempl. |

Wenn es sich bei diesen Formen auch nicht um Leitfossilien handelt, so sind sie doch für die faciiellen Verhältnisse entscheidend. In einem Wegeinschnitt zwischen Emmentüele und Kropfboden fand ich brackisch-marine und lacustre Formen vergesellschaftet. Und zwar treten sie in der gleichen Schicht auf, so dass ein und dasselbe Handstück limnische und brackisch-marine Fossilien enthalten kann. Hier finden sich *Maetra*, *Solen* und *Ostrea* mit *Limnaea* und *Planorbis* ungefähr zu gleichen Teilen gemischt.

Dagegen herrschen im Wegeinschnitt beim Banngarten die Land- und Süsswasserformen bei weitem vor. An brackischen Formen habe ich hier bis heute nur einige spärliche Austernreste gefunden. Unter den Land- und Süsswassermollusken konnte Herr Dr. BAUMBERGER folgende Arten identifizieren:

1. *Cepaea silvana* KLEIN.
2. *Tropidomphalus incrassatus* KLEIN.
3. *Pomatias consobrinum* SANDBERGER.
4. *Melania Escheri turrata* KLEIN.
5. *Melanopsis Kleini* KURR.
6. *Neritina crenulata* KLEIN.
7. *Coretus cornu Mantelli* DUNKER.
8. *Radix socialis dilatata* NOULET.
9. *Radix socialis praelongata* GOTTSCH. et WENZ.
10. *Unio flabellatus* GOLDFUSS.

Aus dieser Liste ist ersichtlich, dass es sich um einen Teil der Silvanafauna handelt, wie sie BAUMBERGER (5) beschrieben hat. Wie mir Herr Dr. BAUMBERGER mündlich mitteilte, rechnet er die Schichten, in welchen marin-brackische mit terrestrischen und lacustren Formen vergesellschaftet sind, als Grenzhorizont noch zum obersten Helvétien. Es ist jedoch zu bemerken, dass alpenwärts solche Mischfaunen schon in tiefern Schichten auftreten können, da die alpinen Flüsse ihre Deltas allmählig nach Norden vorgeschoben haben. Über diesen Punkt wird Herr Dr. BAUMBERGER später selbst berichten.

Dieselbe Schicht im Wegeinschnitt beim Banngarten hat nun aber auch eine kleine Wirbeltierfauna geliefert, die deshalb besonders wertvoll ist, weil sie Formen enthält, die von faciiellen Einflüssen wie Salzgehalt des Meeres unabhängig sind. Da es sich in der Mehrzahl der Fälle nur um dürftige Reste handelt, konnten sie meist nur annähernd bestimmt werden. Es handelt sich um folgende Wirbeltiere:

1. *Mastodon spec.*
2. *Dorcatherium spec.*
3. *Lagomeryx spec.*
4. *Felide.*
5. *Carnivor II.*
6. *Rodens nov. gen.*
7. *Cricetodon spec.*
8. *Sciurus spec.*
9. *Rodens cfr. Theridomys parvulus.*
10. *Lagopsis verus* HENSEL.
11. *Pisces.*
12. *Testudo.*

Die grosse Mehrzahl der identifizierten Genera ist durch das ganze Burdigalien und Vindobonien vertreten. Einzig der kleine als *Rodens nov. gen.* aufgeführte Nager scheint eine beschränktere stratigraphische Verbreitung zu haben; er war bis jetzt nur im obern Burdigalien von Suèvres (Loir-et-Cher) festgestellt (inedite Materialien im Basler Museum), fehlt dagegen in den an Micromammaliern reichen Faunulae des obern Vindobonien (Sansan, La Grive-Saint Alban, Steinheim, Rümikon, Schwamendingen, Vermes, Anwil). Seine Anwesenheit in der sicher nicht mehr burdigalischen Schicht von Hirschthal kann daher wohl als ein weiteres Motiv für die Einreihung derselben in das untere Vindobonien geltend gemacht werden.

Zusammenfassung.

Wir kennen aus der Knauermolasse über der bunten Nagelfluh des Aargaus einige marin-brackische Mollusken. Dieselben dem Obervindobonien oder Tortonien zuzuweisen, haben wir keinen stichhaltigen Grund, da diese Stufe allen bisherigen Erfahrungen nach in der Schweiz nur in Süßwasserfacies entwickelt ist. In dem Schichtverband, in dem sie auftreten und nach den Verbindungen desselben mit Nachbargebieten sind sie dem Untervindobonien-Helvétien s. str. (RUTSCH) zuzuweisen. Ein kleiner bei Hirschthal gefundener Nager scheint diesen Schluss insofern zu stützen, als er in den an Micromammaliern reichen Faunen des obern Vindobonien fehlt, dagegen im obern Burdigalien nachgewiesen ist.

Die Knauermolasse über der bunten Nagelfluh (Austernnagelfluh) des Aargaus ist demnach wenigstens zum Teil zum Helvétien zu rechnen. Das Vorkommen von typischen Formen der Silvanafauna in der Knauermolasse entkräftigt diese Altersbestimmung nicht. Ob die bunte Nagelfluh selbst die Grenze zwischen Burdigalien und Helvétien markiert oder ob das letztere, wie ich vermute, noch unter dieselbe herabreicht, liesse sich nur an Hand von Fossilfunden entscheiden, die vorderhand noch nicht vorliegen.

Zitierte Literatur:

1. BRANDENBERGER, E. Zürich. Über die Zweiteilung der marinen Molasse des zentralen schweizerischen Molasselandes. *Eclog. geol. helv.* Bd. XXII, pag. 59, 1929.
2. GERBER, ED. Bern. Der Muschelsandstein des Biembachgrabens im Unteremmental und dessen stratigraphische Bedeutung. *Mittlg. der Nat. Forsch. Gesellsch. Bern* 1828, pag. 18.
3. RUTSCH, R. Bern. Geologie des Belpberges etc. *Mittlg. der Nat. Forsch. Gesellsch. Bern* 1927.
4. RUTSCH, R. Basel. Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und des Vorarlbergs. *Abhlg. der Schweiz. Palaeontolog. Gesellsch.*, Bd. II, 1929.
5. BAUMBERGER, E. Basel. Die Fauna der Silvanaschichten im Tafeljura der Kantone Baselland und Solothurn. *Verhlg. der Nat. Forsch. Gesellsch. in Basel*, Bd. XXXVIII, 1927.

