

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	21 (1928)
Heft:	2
Artikel:	Rapport sur la 45e Assemblée générale de la Société géologique Suisse à Lausanne : vendredi, le 31 août 1928
Autor:	[s.n.]
Kapitel:	B: Generalversammlung Freitag, den 31. August 1928, im Palais de Rumine in Lausanne
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-158741

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: 28.01.2026

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

**B. Generalversammlung Freitag, den 31. August 1928, im
Palais de Rumine in Lausanne.**

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Der vom Präsidenten A. JEANNET verlesene Jahresbericht, die Berichte des Kassiers, der Rechnungsrevisoren und der Redaktion der Eclogae werden genehmigt. Die Versammlung ehrt die verstorbenen Mitglieder durch Aufstehen. An Stelle der statuten-gemäss austretenden Vorstandsmitglieder ARN. HEIM und AUG. TOBLER werden neu gewählt: Dr E. PETERHANS, der Redaktor der Eclogae, Lausanne, und der neue Kassier Dr A. WERENFELS in Basel. Die übrigen Mitglieder: A. JEANNET, P. NIGGLI, L.-W. COLLET, E. GAGNEBIN und P. BECK werden für eine neue Amtsdauer bestätigt. Als Rechnungsrevisor wird J. CADISCH durch den bisherigen Kassier R. HOTZ in Basel ersetzt. Der Jahresbeitrag wird wieder auf Fr. 10.— festgesetzt, wozu für das Inland Fr. 2.— und für das Ausland Fr. 4.— als Porto kommen. — Die Leitung der wissenschaftlichen Sitzung wird folgenden Herren übertragen: Präsidenten: Dr E. GAGNEBIN, Lausanne und E. DE MARGERIE, Strasbourg; Sekretäre: Dr P. CHRIST, Basel, und Dr FRÉD. JACCARD, Pully. Die Vortragsdauer wird auf 20 Minuten festgesetzt.

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

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

1. — Mme. L. MEYER DE STADELHOFEN (Hermance): Quelques observations sur le glaciaire d'Hermance, Touges, Messery, Chens, Collonette, Crevy et Chevrens (rive gauche du Petit-Lac).

L'auteur parle de l'aspect très spécial du glaciaire de la région et cherche à expliquer les causes. — Il constate un ancien niveau du Petit-Lac vers la cote de 430 m. et observe une capture de rivière. Il est difficile d'établir une stratigraphie glaciaire à cause du petit nombre des affleurements; cependant il semble qu'on puisse distinguer la présence de deux niveaux (surtout entre Tougue et Douvaine). Un travail qui sera publié ultérieurement donnera de plus amples détails et de nombreuses figures.

2. — F. HERMANN (Pinerolo): Présentation d'une nouvelle carte géologique du massif de la Grivola, de M. Giambattista Dal Piaz.

Cette carte, dont les levés ont été exécutés en 1926—27 au 1 : 25000, dans une région fort ardue, représente l'un des territoires les plus compliqués mécaniquement de la zone pennique, étudié,

suivant mon désir, dans l'extrême détail, à cause de son importance unique pour la compréhension des phénomènes structuraux, mainte fois signalée dans mes derniers travaux.

Une partie du «pli en retour de Valsavarenche» de la nappe du G. St-Bernard y est représentée au N. Ce pli est transformé en un complexe d'écailles, par l'emboutissement derrière lui d'une partie de la nappe des schistes lustrés ou de la Dent Blanche. Celle-ci constitue tout le «synclinal de la Grivola» (qui est en réalité un anticlinal d'une violence unique), formé d'une miriade d'écailles de toutes les dimensions (jusqu'à celle microscopique), pressées, laminées, écrasées en plusieurs phases, dont quelques-unes fort tardives. Un charriage-arrière du «pli de Valsavarenche» sur cette nappe a été constaté. Deux lames de gneiss et une de micaschistes y représentent le prétriasique de la «Dent Blanche», homotopes du M. Emilius effiloché, du M. Rafray, des écailles du Pilonet (homotopes de ce dernier), de celles innombrables que j'ai trouvé à Châtillon, etc., Canavay, C. de l'Iseran, Avérole, vallées de Lanzo, etc. Des paquets d'écailles triasiques (Tignet, Dégioz en Valsavarenche), arrachées à quelque digitation frontale de la n. du G. Paradis, semblent avoir été entraînées et englobées par la n. des schistes lustrés.

Le front de la nappe du G. Paradis, avec sa belle digitation plongeante du V. Inferno, qui se termine par une chevelure de lames triasiques, complète la carte au S.

L'étude pétrographique, très poussée, présente aussi quelques résultats tectoniquement intéressants.

La carte paraît, avec un mémoire illustré, aux *Mem. Ist. Geol. R. Univ. di Padova, vol. VII.*

3. — P. BECK (Thun): Ueber die Falkenfluhantiklinale bei Thun.¹⁾

Die geologischen Untersuchungen von ED. GERBER²⁾ in Bern, ROLF RUTSCH³⁾ in Basel und des Schreibenden⁴⁾ in der Umgebung Berns, des Belpberges und der Umgebung von Thun liessen noch eine bedeutende Lücke östlich der Aare und der Kiesen. Hier hatte zuerst BERNHARD STUDER⁵⁾ auf das flache Falkenfluhgewölbe aufmerksam gemacht. Dessen genauere Kenntnis ist notwendig zur Vorstellung über die gesamte Molasse und ihr Profil zwischen Bern und dem Alpenrand. Hier einige diesbezügliche neuere Beobachtungen.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Schweiz. geol. Kommission.

²⁾ ED. GERBER, Geol. Karte von Bern und Umgebung, 1:25000, KÜMMERLY & FREY, Bern.

³⁾ R. RUTSCH, Geol. Karte des Belpbergs, 1:25000, KÜMMERLY & FREY, Bern.

⁴⁾ P. BECK & ED. GERBER, Geol. Karte Thun-Stockhorn. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, No. 96.

⁵⁾ B. STUDER, Monographie der Molasse, 1825.

Zur Abklärung der Tektonik musste die mächtige Molasse wie folgt gegliedert werden:

V. Belpbergschichten (RUTSCH): obere = Sädelnagelfluh
ca. 250—300 m. mittlere = Muschelstein
Unteres Vindobonien. + Sandsteine und
Mergel mit Fossilien.
untere = Quarzitnagelfluh.

IV. Natersschichten =
Rotseeschichten KAUFMANNS. obere = gelbe Mergel (KAUFMANN)
ca. 200—250 m. untere = Sellinagelfluh (KAUFMANN).

III. Diessbachschichten (neu): obere = nagelfluhreich
ca. 2—400 m. mittlere = mit ziemlich viel
Sandstein
untere = nagelfluhreich.

Auf der Südseite des Falkenfluhgewölbes wechseln diese Verhältnisse, so dass keine sichere Einteilung mehr besteht.

II. Falkenfluhsschichten (neu): Vorwiegend Nagelfluh mit
ca. 250 m. Sandsteinzwischenlagen.

I. Brenzikofenschichten (neu): Viele Sandsteine und Mergel
ca. 300 m. mit Nagelfluh.

Der grossen Fossilarmut wegen ist bis jetzt die Zuteilung der Stufen in die allgemein gültige Skala noch nicht gelungen. Wahrscheinlich ist ein grosser Teil davon Burdigalien. Im Gebiet der Falkenfluhantiklinale vollzieht sich der Übergang von der marinischen zur limnischen und terrestren Molasse. Gleichzeitig setzt eine starke Zunahme der Mächtigkeit ein. Doch sollen diese Verhältnisse ein anderes Mal dargestellt werden.

Diese Molassegruppe von 1200—1500 m Mächtigkeit baut das kupelförmige Falkenfluhgewölbe auf. Dieses erhebt sich zwischen dem Kiesental bei Konolfingen und dem Zulgthal, sowie zwischen Gürben- und Röthenbachtal, vielleicht 15 km lang und 12 km breit. Sein Kern ist am Fusse der Falkenfluh bei Brenzikofen aufgeschlossen. Von hier aus senkt es sich nach allen Seiten.

Längs der Gürbe und von der Talung Münsingen-Zäziwil-Signau steigen Belpbergschichten an. An der ersten Stelle bilden sie ununterbrochen den Hügelzug Belpberg-Kirchdorf-Schalenfluh (Flaches Gewölbe!)-Seftigen-Frohnholz. Dagegen ist das östlich anschliessende Gestein tief erodiert und 4 km weit von Quartärschutt verhüllt. Vom zweiten Talzug aus ersteigen die Belpbergschichten ununterbrochen die nordseitigen Gehänge des Lochenberges und des Kurzenberges, so dass die Gipfel Ringgis und Äbersold sich aus der Nagelfluh der obersten Belpbergschichten aufbauen. Der Süd-

hang dieses Bergzuges entblösst an seinem Fuss die gelben Mergel der oberen Natersschichten und im westlichen Teil auch noch die liegende Nagelfluh des Selli. Die Natersschichten umfassen das Ostende des Gewölbes, indem sie vom Jasbachthal (Schlegwegbad) über den Rücken des Buchholterberges steigen und einen Ausläufer auf die Südseite dieses Gebirgszuges und über die Rothachen hinüber in den Gipfelgrat der Lueg (über dem Zulgatal) senden. Der Kern des Gewölbes wird durch die weichern Diesbachschichten (mit Kohlen und Fossilien am Diesbach oberhalb Oberdiesbach) auch orographisch vom übrigen Komplex abgetrennt. Diesbach und Rothachen sind an den Mündungen ihrer Täler in das letztgenannte Gestein eingeschnitten. Diese beiden Verbreitungsgebiete verbinden sich über den Rücken der Äschlenalp. Die Falkenfluhsschichten beschränken sich auf den Aufbau der eigentlichen Falkenfluh und ihrer nächsten Umgebung. Ihre westliche Fortsetzung ist nicht bekannt. Sie bestehen vorwiegend aus festen Nagelfluhlagern, die durch Sandsteinbänke unterbrochen werden. Ihr Anblick ist vom Westabsturz der Falkenfluh her bekannt. Ihre obersten Bänke enthalten aber auch Süßwasserkalke. Solche sind anstehend am Ruinenhügel Diessenberg, wo sie fast senkrecht lagern. Aber auch oberhalb Helisbühl und in der benachbarten grossen Kiesgrube stehen die Falkenfluhsschichten senkrecht oder sogar nach Nordwesten überkippt an. Der Kern des Falkenfluhgewölbes ist somit unsymmetrisch nach Norden überkippt. Die Gewölbeform erinnert an Juraantiklinalen. Es mag hier noch beigefügt werden, dass im ganzen Gebiet Streichen und Fallen nur an sehr grossen Flächen sicher beurteilt werden können, da die Molasseschichten sehr unregelmässig abgelagert sind und alle möglichen Fallrichtungen vortäuschen. Die letzte Stufe, die Brenzikofenschichten, erreichen die geringste Ausdehnung. Immerhin bilden sie einen Gewölbekern von fast 300 m Höhe und $1\frac{1}{4}$ km Breite.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass das Falkenfluhgewölbe aus 1200—1500 m mächtigen Molasseschichten zwiebelschalenartig aufgebaut ist. Sein Kern erscheint nicht flach, sondern kräftig gefaltet, so dass der Nordschenkel nach N überkippte. Die höchste Stufe, die Belpbergschichten, gehören ins untere Vindobon. Burdigalien konnte bis jetzt nicht nachgewiesen werden; doch baut es ziemlich sicher den Kern des Gewölbes auf.

4. — EMILE ARGAND (Neuchâtel): *Présentation d'une Carte tectonique de l'Eurasie.*

J'ai l'honneur de présenter à la Société géologique suisse un exemplaire imprimé de ma *Carte tectonique de l'Eurasie, état 1922* (Echelle 1 : 25000000, 1 fol. col., Bruxelles 1928. Publication du Congrès géologique international, XIII^e session).

J'ai construit en 1912, à l'échelle du huit-millionième, un original manuscrit en couleurs de ma Carte tectonique de l'Eurasie.

J'ai construit en 1922, à la même échelle, un autre original manuscrit en couleurs de la même Carte, en tenant compte autant qu'il m'a été possible du progrès des explorations. J'ai présenté cet original au Congrès géologique international (XIII^e session) le 10 août 1922, durant ma conférence intitulée «La tectonique de l'Asie», et je l'ai déposé le même jour au Secrétariat général de la session, à Bruxelles. Ce document n'a subi, depuis lors, aucune modification. La carte publiée que je présente aujourd'hui (31 août 1928) en est la reproduction réduite, faite par un procédé photo-polychromique et directement clichée sur l'original en couleurs.

Cet état 1922 de ma Carte tectonique de l'Eurasie doit donc être apprécié relativement à l'état de la science d'alors.

J'ai de grandes obligations envers M. EMMANUEL DE MARGERIE, pour la longue sollicitude qu'il a vouée à l'étude des moyens de publier mon œuvre, et envers le Comité d'organisation de la XIII^e session (Belgique) du Congrès géologique international, sous les auspices duquel a paru cet état 1922 de la Carte tectonique de l'Eurasie.

Mon mémoire intitulé *La tectonique de l'Asie* C. R. Congrès géologique international, XIII^e session, fasc. 1, Liège 1924, pp. 171—372, 30 fig.) donne un tableau de la Terre entière. A ce tableau ne manque, en particulier, aucune des grandes régions comprises dans le périmètre de la Carte. On peut donc se servir du mémoire précité comme texte explicatif de la Carte.

5. — ALPH. JEANNET (Neuchâtel): Sur la nature du contact supérieur de la Dalle nacrée au N. de la Chaux-de-Fonds.

Dans une note parue en 1909¹⁾, M. LOUIS ROLLIER a d'abord admis la présence d'une discordance entre la Dalle nacrée et la Zone à *Peltoceras athleta*, dans la chaîne de Pouillerel, au N de la Chaux-de-Fonds. Puis, dans un post-scriptum, il abandonne la première interprétation et pense expliquer les relations observées à la carrière de la Corne (lire Recorne) par des lacunes et des ablutions plus ou moins complètes avant le dépôt de l'Oxfordien inférieur.

Si, dans le Jura neuchâtelois, des lacunes sont incontestables, aussi bien au Callovien supérieur qu'à l'Oxfordien inférieur et moyen²⁾, l'existence d'une discordance angulaire locale ne peut faire de doute, grâce à l'observation faite récemment dans une autre carrière située à l'E de la Combe Gruerin.

Dans la plupart des carrières de Dalle nacrée, nombreuses au N de la Chaux-de-Fonds, le contact supérieur de cette roche est à

¹⁾ LS. ROLLIER. Sur la limite inférieure de l'Oxfordien. XVIII^e Congrès de l'Association Franc-Comtoise. Lons-le-Saunier, 1909, extr., p. 9—12, 1 fig.

²⁾ ALPH. JEANNET et CH.-DANIEL JUNOD. Sur les terrains qui forment la limite du Dogger et du Malm dans le Jura neuchâtelois. Bull. Soc. neuch. Sci. nat., t. 49, 1924 et 50, 1925.

découvert. Cependant, les tranchées longitudinales ne permettent guère de l'observer en détail. Grâce à une entaille faite perpendiculairement aux strates en vue de ménager un chemin, j'ai pu photographier ce contact et prouver de façon incontestable l'existence d'une discordance angulaire en ce point du moins.

La carrière en question se trouve dans la Forêt des Endroits exactement au N du d du mot Endroits (voir feuille Siegfried N° 130). On peut y observer la coupe suivante:

a) Argovien inférieur: Alternance de bancs calcaires et de marnes clairs.

b) Oxfordien: Marnes plus ou moins plastiques, jaunâtres, ocreuses ou foncées (Belemnites, Pecten et Brachiopodes indéterminables).

c) Rognons de calcaires à oolithes ferrugineuses, discontinus (Belemnites). A quelque cent m. à l'W, nous y avons récolté *Peltoceras athleta* en compagnie de M. le pasteur CH.-D. JUNOD. Il s'agit donc du Callovien supérieur.

d) Dalle nacrée. Calcaires échinodermiques en petits bancs, structure en delta très nette. Comme on le sait, la Dalle nacrée représente la Zone à *Macrocephalites macrocephalus*.

Les couches b) et c) n'ont pas plus de 0,60 m. d'épaisseur au maximum.

La Dalle nacrée est limitée franc, vers le haut, par un plan qui recoupe aussi bien les joints des strates que ceux des couches en delta. L'angle que fait ce plan avec celles-ci est de 15 à 30 degrés. Par contre la Zone à *Peltoceras athleta*, l'Oxfordien et l'Argovien sont concordants en dessus.

De plus, en examinant la coupe en long, on voit que la série des couches de la Dalle nacrée se complète vers le haut et vers l'E. On doit donc s'attendre à ce que les zones qui manquent ici en dessus apparaissent plus à l'E. C'est effectivement ce qui se présente à la carrière Jacky (Le Chalet) où, suivant les observations de JULES FAVRE¹⁾ et celles que nous avons faites avec M. le pasteur JUNOD, la série des zones stratigraphiques est normale. Nous y reviendrons du reste dans de prochaines publications.

6. — A. BUXTORF (Basel): Eocän und Oligocän im Gebiet des neuen Rhein-Kraftwerks Kembs (Haut-Rhin).

Zur Feststellung der geologischen Verhältnisse des im Bau befindlichen Kraftwerks Kembs sind im Laufe des Jahres 1928 eine grössere Zahl (bis jetzt 18) Sondierbohrungen ausgeführt worden, welche bemerkenswerte Ergebnisse über das Vorhandensein des Eocäns und die Gliederung des Oligocäns geliefert haben.

¹⁾ JULES FAVRE. Description géologique des environs du Locle et de La Chaux-de-Fonds. Eclogae, t. 11, 1911, p. 378—382.

Über das Kraftwerk Kembs sei kurz folgendes bemerkt: Es besteht von oben nach unten aus Stauwehr, Zufahrtskanal, Krafthaus mit Schiffahrtsschleuse und Unterwasserkanal. Das Stauwehr wird im Rhein etwas unterhalb Neudorf (Village-Neuf) errichtet; der Zufahrtskanal (elsässischer Rheinseitenkanal) verläuft, bei einer Länge von $5\frac{1}{2}$ km, im linken Ufervorland des Rheins, im Maximum etwa 1 km vom Rhein entfernt. Krafthaus und Schleuse liegen ca. $1\frac{1}{2}$ km nord-nordwestlich von der Ortschaft Rosenau; der ca. 700 m lange Unterwasserkanal mündet gegenüber dem Isteiner-Klotz wieder in den Rhein ein.

Über das Ergebnis der Sondierbohrungen, die einerseits unten, im Gebiet des Krafthauses, der Schleuse und des Unterwasserkanals, andererseits oben beim Stauwehr ausgeführt worden sind, gilt kurz folgendes:

Im untern Bohrgebiet wurden angetroffen: 1. die obersten Bänke des Jurakalks (hier Séquanien), 2. Eocän, 3. Unteroligocän, 4. Mitteloligocän (bis hinauf in die untern Partien des Septarentons), und zwar sprechen die Bohrbefunde für eine normale, schwach nach Südwesten (oder Südsüdwesten) geneigte Schichtfolge. Zur Kennzeichnung der einzelnen tertiären Schichtglieder müssen an dieser Stelle die nachfolgenden Bemerkungen genügen:

Das älteste, bis jetzt nur am Unterende des Unterwasserkanals, hart am Rhein gegenüber dem Isteinerklotz erbohrte Tertiär ist Eocän mit Planorbenskalkeinlagerungen (*Planorbis pseudammonius* SCHLOTH.); seine Unterlage wird vom Malm (Séquanien) gebildet, der in einer Bohrung eben noch angefahren worden ist. Da am Isteinerklotz dem Malm direkt das Oligocän aufruht, war das Auftreten von Eocän zunächst etwas überraschend. Eine Überprüfung der Karte von O. HUG (vergl. O. HUG: Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Isteiner Klotzes, Mitt. d. Bad. geol. Landesanstalt, Bd. III, Tafel XII) ergibt aber, dass im Engebachtal nördlich Efringen O. HUG einen „untern Süßwasserkalk“ beobachtet hat, der meiner Vermutung nach Eocän sein dürfte und nicht verwechselt werden darf mit dem Melanienkalk von Kleinkems, mit dem ihn HUG vergleicht. Voraussichtlich ist also im SE-Teil des Isteiner Jurakomplexes Eocän vorhanden; hierüber sind weitere Untersuchungen im Gange.

Das erbohrte Eocän dürfte in direktem Zusammenhang stehen mit den Planorbenskalken der Bohrungen Allschwil I und II¹⁾. Wahrscheinlich war also im Eocän (Lutétien) die SE-Ecke der Oberrheinischen Tiefebene von einem ausgedehnten Süßwassersee eingenommen, der weit ostwärts ins Gebiet des heutigen Tafeljura reichte;

¹⁾ Vgl. W. HOTZ: Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel; Ecl. geol. Helv. Vol. 21, S. 90; ferner A. BUXTORF: Das Gebiet der Rheintalflexur; Ecl. geol. Helv., Vol. 21, S. 93 und Tafel IV.

dies ergibt sich aus den verschiedenen tektonisch bedingten Relikten von Planorbenkalk an der Rheintalflexur, bei Hobel und im Basler Tafeljura.

Unteroligocän: Soweit dies die Bohrresultate bis heute (August 1928) erkennen lassen, fehlt der Melanienkalk ganz; er keilt wahrscheinlich zwischen Kleinkems und dem Isteinerklotz definitiv nach Süden aus (vergl. die geologische Karte von O. HUG). Die untern Schichten des Unteroligocäns werden in den Bohrungen von Kembs von einer Wechselfolge von groben, z. T. konglomeratischen Kalksandsteinen, Mergeln und typischen plattigen Steinmergeln gebildet. *Mytilus socialis* AL. BRAUN ist in den Mergeln sehr häufig und ausgezeichnet erhalten. Das Hangende dieser Folge besteht aus rotbraunen und grauen Mergeln. Das Unteroligocän bildet im obern Teil des Unterwasserkanaals, im Krafthaus und in der Schleuse den tiefen Untergrund; eventuell finden sich aber auch schon hier als Jüngstes die sofort zu besprechenden Foraminiferenmergel des untern Mitteloligocäns. Die Bohrprofile sprechen für SW-Neigung der Schichten von 5—10°. Die Überdeckung mit quartärem Rheinkies beträgt in allen Bohrungen 10—15 m.

Mitteloligocän. Von Interesse ist eine im untern Teil des Zuführkanals erstellte Bohrung, welche die tiefsten Schichten des Mitteloligocäns durchfahren hat. Unten: graue Mergel mit Foraminiferen ($2\frac{1}{2}$ m erbohrt), überlagert von 5 m typischen schwarzgrauen bituminösen Fischschiefern, deren Hangendes der blaugraue Septarienton bildet. Schon diese tiefsten Septarientone führen dünne Einlagerungen von Sandstein.

Septarienton mit Sandsteineinlagerungen ist auch im obern Bohrgebiet beim Stauwehr angetroffen worden. Wir sind zur Annahme berechtigt, dass von hier an südwärts, d. h. unter Neudorf (Village-Neuf), Hüningen und weiterhin bis nach Basel die Unterlage des Quartärs durchgehends aus Septarienton gebildet wird, wie dies übrigens schon frühere Bohrungen bei Hüningen und in Basel wahrscheinlich gemacht haben. Ob auch unter dem Zuführkanal, d. h. zwischen dem Stauwehr und der vorhin erwähnten, im untern Teil des Zuführkanals erstellten Bohrung, allgemein Septarienton als tieferer Untergrund vorhanden ist, kann nicht entschieden werden. Möglicherweise reicht nämlich von Nordosten her der Malmkalk, der im Rheinbett die Felsschwellen von Istein (Rauraciens) und Kirchen (Séquanien) bildet, bis in die Kanalstrecke hinein, oder statt des Malmkalks die ihn bedeckenden eocänen und unteroligocänen Bildungen.

Die in den Bohrungen beobachtete Gliederung des Oligocäns entspricht im allgemeinen der für das Oberrheingebiet geltenden; es ist aber zu erwarten, dass der in den nächsten Jahren auszuführende Bau des Kraftwerks die heutige Darlegung noch in mancher Richtung ergänzen wird.

7. — W. T. KELLER (Basel): **Stratigraphische Beobachtungen in Sonora (Nordwest-Mexico).**¹⁾ (Mit 1 Textfigur.)

Im Jahre 1922 führte ich in Gesellschaft meines Kollegen, Herrn F. E. WELLINGS, im Staate Sonora geologische Exkursionen aus. Von den vielen interessanten und neuen Beobachtungen möchte ich die wichtigsten stratigraphischen hier skizzieren, was um so mehr gerechtfertigt erscheint, als die Geologie der Westküste Mexikos überhaupt noch sehr lückenhaft bekannt ist.

Sonora, das den Golf von Kalifornien im Osten begrenzt, ist reich an Erzen, und man findet wohl manche Notizen in Zeitschriften zerstreut. Sie beziehen sich jedoch meist auf Eruptiva. Solche, wie metamorphe Gesteine aller Art, nehmen tatsächlich auch einen grossen Teil von Sonora ein. Über die Sedimentfolge haben wir jedoch ganz spärliche Informationen, besonders wenn wir solche mit paläontologischer Grundlage in Betracht ziehen. Wir wissen erst einiges über vereinzelte Vorkommen von Silur, Rhaet und Gault. Dem kann ich nun beifügen: Carbon, marine Obertrias, Lias und neue Kreide.

I. Paläozoicum.

A) Carbon. 1. In Nordwest-Sonora, im Distrikt Altar, 73 km westlich des Dorfes Altar liegt ein kleiner Hügel, der wegen indianischer Steinzeichnungen den Namen Cerro de los Monos (Bilderhügel) trägt. Er besteht aus schwärzlichem Kalke, der Erz führt und beim Zerschlagen bituminös riecht; dazwischen kommen auch braune Sandsteine und Schiefer vor. Alles ist ungefähr senkrecht aufgefaltet. Die Mächtigkeit dieser Serie dürfte etwa 300 m betragen. Die Fossilien sind, in zwei Lagen wenigstens, ziemlich zahlreich, doch schlecht erhalten. Der südliche Ausläufer, welcher relativ älteren Schichten entspricht, enthält: *Fusulina cylindrica* FISCHER, *Zaphrentis*?, Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln, *Hustedia mormoni* MARCOU, *Productus*, *Spirifer*, *Spiriferina*, *Orthoceras*.

Im nördlichsten Hügel liefern etwas jüngere Kalke, welche von Trias überlagert werden: Crinoidenstielglieder (kleine Species) und *Productus semireticulatus* MART.

Fusulina cylindrica, *Hustedia mormoni* und *Productus semireticulatus* sind besonders typisch für das Pennsylvanian (Obercarbon) von Arizona (21, 22, 24). Demnach darf man die ganze Serie von Los Monos ins Pennsylvanian stellen.

2. Nordost-Sonora. Ein weiteres Vorkommen von Paläozoicum findet sich bei La Morita im Distrikt Arizpe, 20 km südöstlich von Naco. Es liegt in der indirekten Fortsetzung einer paläozoischen

¹⁾ Veröffentlicht mit gütiger Erlaubnis der Bataafschen Petroleum Maatschappij im Haag.

Zone in Arizona, die von RANSOME (21, 22) beschrieben worden ist. Seine Darstellung trifft auch zu für das Vorkommen von La Morita:

a) Unter dem diskordanten cretacischen Glancekonglomerat liegt der Nacokalk, ein massiver, grauer, hell anwitternder Kalk von über 1000 m Mächtigkeit. Ganz untergeordnet sind Lagen von rosa Kalkschiefern, hingegen sind Kieselknollen häufig. Die von RANSOME angeführte Fauna beweist Pennsylvanian-Alter¹⁾; sie wurde zum grössten Teile auch bei La Morita nachgewiesen. Darunter folgt:

b) Der Escabrosakalk, dickgebaut, dunkelgrau, hell verwitternd, enthält auch Kieselknollen in den oberen Lagen; gegen 250 m mächtig. Er unterscheidet sich vom Nacokalk hauptsächlich durch seinen Fossilinhalt, der zum grössten Teil aus Crinoidenstielgliedern besteht. Die übrige Fauna verweist ihn in das Mississippian (Untercarbon).

B) Präcarbon. In Südarizona kennt man ferner nach RANSOME (l. c.) und SCHRADER (24):

Devon (Martinkalk)	100 m
Silur (fehlt)	
Cambrium (Abrigokalk und Bolsaquareit)	250 m 150 m
sowie vorcambrische Schiefer.	

Es ist zu erwarten, dass diese Formationen auch in Sonora bei detaillierten Aufnahmen noch nachgewiesen werden können. Kalke von der Natur des Abrigo limestone haben wir auch mehrfach beobachtet, leider ohne Fossilien.

Man darf überhaupt für das ganze Paläoicum annehmen, dass es in Sonora noch weitere Verbreitung besitzt²⁾. Dies zu erkennen, wird ausserordentlich erschwert durch den Umstand, dass es sich um fast rein kalkige Schichten handelt; wenn sie, wie das öfters der Fall ist, metamorph oder fossilleer sind, so ist die Unterscheidung der paläozoischen Kalke unter sich ebenso wie die Trennung von den gleichfalls mächtigen Kreidekalke unmöglich. Vereinzelte Funde sind jedoch schon gemacht worden von DUMBLE (10, 11), der Silur und Cambrium anführt von La Casita (70 km nördlich von Alamos, Südsónora), allerdings mit mageren Fossilfunden (vgl. auch ANGERMANN (2). 100 km nördlich von Alamos, bei El Trigo, traf DUMBLE ferner auf eine Kalk- und Quarzitserie, die er nach den Fossilien für Silur hält, ebenso wie ähnliche Vorkommen in der Gegend zwischen Casita und Hermosillo.

Ausserhalb Sonoras ist in Mexiko noch fossilführendes Carbon in den Fusulinenkalken von Chiapas bekannt, das von SAPPER

¹⁾ Der oberste Teil des Nacokalkes gehört nach DARTON noch zum Perm (The Permian of Arizona and New Mexico. — Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. X, 1926, p. 819).

²⁾ Dasselbe gilt für die östlich anschliessenden Staaten Chihuahua und Coahuila, längs deren Nordgrenze in Arizona, New Mexico und Texas paläozoische und archaeische Schichten zutage treten.

beschrieben wurde (23). Ferner ist neuerdings das Auftreten von Untercarbon in der Sierra Madre Oriental bei Victoria (Tamaulipas) gemeldet worden (16). Das sonorensische Carbon ist jedoch nicht, wie die eben genannten, in der mittelamerikanischen z. T. terrestri- schen Santa Rosa- (Red beds-) facies entwickelt, sondern schliesst sich eng an das rein marine Carbon der Weststaaten der Union an.

II. Marine Obertrias.

Direkt nördlich an den Cerro de los Monos reiht sich die Trias- fundstelle an, die nach einem alten Erzschurf den Namen Antimonio trägt und bis in die Sierra de Alamos hinaufreicht. Wir haben dort folgendes Profil (von oben nach unten):

Rhaet?	{	i) grauer Sandstein, oben konglomeratisch	ca. 250 m
		h) weisser Quarzit mit Schieferlagen	200 m
Norisch	{	g) hellgrauer Sandstein, Tonschiefer und Sandkalk	200 m
		f) massiver Kalk mit zahlreichen Fossiltrümmern	10 m
		e) braune Tonschiefer und Mergelkalke	?
Karnisch	{	d) carminrote Tonschiefer und Sandsteine, wechselnd mit Lagen von zelligem Sandkalk und Papierschiefern (Ammoniten und Halobien)	30 m
		c) rote Schiefer und rote kalkige Sandsteine, grellrot oder gelb verwitternd; Quarzadern	60 m
		b) rote und braune Sandsteine, einige rote sandige Schiefer und graue Sandsteine; nahe der Basis Linsen von Quarzkonglomerat	100 m
Carbon	a)	Transgression (wahrscheinlich diskordant) auf Schwärzliche Kalke des Cerro de los Monos	

Die Mächtigkeiten sind nur geschätzt.

Auffällig sind die grellen Farben der unteren Schichten. Die Serie ist von Intrusionen durchschwärmert und auch sonst gestört, und zudem kräftig gefaltet. Die Fossilien, die in den Schichten d und e auftreten, sind aber doch meist gut erhalten, wenn auch, speziell in d, meist nur klein, wo geradezu Ammonitenbrüten begraben sind¹⁾.

A) Karnische Stufe. Die Schicht d ist im untern Teil mit hübschen Ammoniten erfüllt, so dass schon im Felde die Bestimmung als Trias möglich war. Herr Dr. CARLOS BURCKHARDT in Mexico City, dem ich später einige Stücke zeigte, erkannte ihr karnisches Alter durch die Bestimmung von *Trachyceras* (*Anolcites*), *Sirenites* aus der Gruppe des *S. pamphagus* v. DITTM., und *Arcestes* (7). Aus derselben Schicht konnte ich bei Durchsicht von weiterem Material noch bestimmen: *Tropites subbullatus* v. HAUER, *Margarites* ?, *Paratropites dittmari* MOJSISOVICS, *Paratropites sellai* MOJSISOVICS, *Arpadites gabbi* HYATT und SMITH, *Polycyclus nasturtium* v. HAUER,

¹⁾ Material von Antimonio war bis 1927 auch ins U. S. Nat. Museum, Washington, gelangt (Univ. Texas Bull. No. 2738 — 1927).

Arcestes aff. pacificus HYATT und SMITH, *Trachyceras* und eine noch unbestimmbare Form; daneben *Orthoceras*, *Aulacoceras*, *Belemnites*, Gastropoden-, Lamellibranchier- und Brachiopodenreste, Echinidenstacheln, *Isocrinus californicus* CLARK, Bryozoen, und Saurierwirbel.

Über den Ammonitensandsteinen folgen papierdünne Schiefer, gespickt mit Halobien; das Gestein ist jedoch so zerbrechlich, dass keine bestimmbaren Stücke erhalten wurden.

Die Ammonitenfauna ist von alpinem Habitus (Hallstadt), typisch für die Zone des *Tropites subbullatus* im oberen Teil der karnischen Stufe (3, 4, 9, 27). Genau entsprechende Fossilien treten in Kalifornien auf, von wo sie J. P. SMITH in seinen schönen Monographien beschrieben hat (17, 26, 28). Er stellt dort folgende Zonen auf:

Norisch	{	<i>Pseudomonotis subcircularis</i>	? 240 m
		<i>Spiriferina</i>	30 m
		Korallen	
Karnisch	{	<i>Tropites subbullatus</i>	15 m
		<i>Juvavites</i>	30 m
Muschelkalk	{	<i>Trachyceras</i>	
		<i>Halobia rugosa</i>	? 45 m

Die Subbullatuszone reicht tiefer als im Tirol, indem sie im unteren Teile auch *Trachyceras* enthält.

Die Ammonitenfauna von Antimonio entspricht der Trachycerasunterstufe der kalifornischen Subbullatuszone.

Bemerkenswert ist, dass in der nächstgelegenen kalifornischen Triasfundstelle von Santa Ana bei Los Angeles (600 km entfernt) nur untere Trias, und erst in 900 km Distanz von Antimonio, nämlich bei Mineral King (Tulare county) zum erstenmal obere Trias auftritt. Trotzdem ist die paläontologische Übereinstimmung sehr gross. Andrersseits ist in Kalifornien die karnische Stufe vorherrschend kalkig entwickelt, was die Analogie mit den Ostalpen erhöht. Hingegen in Sonora dominieren Sandsteine und Schiefer; offenbar war Antimonio eine küstennahe oder Strandablagerung.

Interessant ist ferner, dass in Kalifornien das Carnien z. T. ebenfalls auf Carbon transgrediert (25).

In Mexiko ist nur noch eine Fundstelle mariner Trias bekannt, ebenfalls von karnischem Alter, nämlich bei Zacatecas, 1300 km südöstlich von Antimonio. Ihre Fauna ist von BURCKHARDT (6) und FRECH (13) beschrieben worden. Sie ist wesentlich verschieden von Antimonio. In Zacatecas herrschen Zweischaler vor, die einen eigentümlichen paläozoischen Habitus (pseudo-devonisch) besitzen; nur wenige Ammonitenbruchstücke wurden gefunden. Lithologisch ist jedoch die Ähnlichkeit mit Antimonio wieder grösser als mit Kalifornien, indem sich die Trias von Zacatecas ebenfalls aus Schiefern und Sandsteinen zusammensetzt. Übereinstimmend ist auch

wieder, dass in Zacatecas die Obertrias über ältere Schichten (Seritschiefer) von vermutlich paläozoischem Alter übergreift.

Die zacatekische Trias wird von BURCKHARDT der julischen Unterstufe des Carnien zugewiesen; SMITH (26) nimmt sie als Äquivalent seiner Trachycerasunterabteilung (s. o.), was beides einander ziemlich entsprechen dürfte. Demnach wären in Mexiko zwei Facies



Figur 1. Kartenskizze von Mexico.

der unteren karnischen Stufe zu unterscheiden, nämlich: a) die kalifornische von Sonora, und b) die zentralmexikanische von Zacatecas.

B) Norische Stufe. In Schicht e finden sich andere Fossilien: *Pseudomonotis subcircularis* GABB, *Myophoria*, *Avicula*, *Lima* und ein merkwürdiger, vorläufig noch unbestimmbarer Lamellibranchier, nebst Belemniten. Das erstgenannte Fossil charakterisiert in Kali-

fornien, wie anderswo die nahe verwandte *P. ochotica* KEYSERLING die norische Stufe (26).

C) Rhaet? Weiter aufwärts drückt sich im Profil von Antimonio mit überhandnehmendem Sandstein und schliesslich Konglomerat Verlandungstendenz aus. Ich stelle daher die obersten Schichten vorläufig ins Rhaet. Rhaet, und zwar mit Pflanzen, ist aus Sonora schon von mehreren Stellen bekannt (19, 20). Allerdings ist bei einer Revision der Flora ev. eine Änderung möglich, da die früher in Kalifornien als Rhaet betrachteten Pflanzenschichten (8) jetzt in den Jura gestellt werden (28, vgl. auch 6).

Zusammenfassend sei gesagt, dass das Vorkommen mariner Obertrias in Sonora unsere bisherigen Ansichten über die Verbreitung des Triasmeeres im wesentlichen bestätigt (12). Es füllt zugleich die grosse Lücke zwischen Kalifornien und Zentralmexiko aus und zeigt, dass die karnische Transgression in Sonora etwa gleichzeitig wie in Zacatecas einsetzt, jedoch in anderer Facies, dafür aber bis ins Norien weiterdauert.

III. Lias.

Bei der Mine Sierra de Santa Rosa und nördlich davon, im Cajón de las Amarillas (60—70 km südlich von Altar) finden sich neben Eruptiva (meist Granit) Sedimente mit Fossilien. Bei Sta. Rosa beobachtet man folgendes Profil von oben nach unten:

d. Als Jüngstes findet man gegen W, bei Zacatón, wohlgebankte, losverkittete Sandsteine und Konglomerate, die gefaltet und verworfen, aber (im Gegensatz zu a, b und c) nicht metamorph sind. Sie gehören vermutlich dem Tertiär oder Quartär an. Ca. 150 m.

c. Wechsellagerung von gelb verwitternden tonigen Sandsteinen, Schiefern und sandigen Mergelkalken. Unten fossilführend; ca. 800 m.

b. Harter, toniger, wohlgeschichteter Kalk mit Sandsteinlagen, ca. 1000 m.

a. Roter glimmeriger Sandstein und grauer Quarzit, z. T. hochmetamorph, ca. 400 m.

Westlich von Zacatón erscheinen längs einer streichenden Störung wieder die Schichten a. Die Mächtigkeiten sind nur roh geschätzt.

Die schlecht erhaltenen Versteinerungen aus c umfassen hauptsächlich eine grosse *Vola*, ferner andere Zweischalerreste, Ammonitenabdrücke (tricarinat), Belemniten und *Pentacrinus*. Ich legte sie Herrn Prof. Dr. E. JAWORSKI vor, der, was ich hier bestens verdanke, mir freundlichst mitteilte, dass es sich wahrscheinlich um Lias handelt. Nach einem während des Druckes erhaltenen Schreiben hält Herr Dr. C. BURCKHARDT in Mexiko, dem ich ebenfalls bestens danke, das Liasalter der Sta. Rosafossilien für sicher.

Dieses Vorkommen von Sonora ist besonders darum interessant, weil Lias sonst nur aus den südöstlichen Teilen Mexikos bekannt ist.

IV. Kreide.

Die Kreide ist bei weitem die verbreitetste Formation in Mexiko. Um so auffälliger ist es, dass nur spärliche Nachrichten hierüber aus Sonora vorlagen. Auch hier können Ergänzungen beigetragen werden.

A) Albien. In der Umgebung von La Morita (Nordost-Sonora) werden schon von DUMBLE Kreideschichten angegeben (11). Später führte RANSOME eine detaillierte Aufnahme des anschliessenden Grenzgebietes von Bisbee (Arizona) durch (21, 22), die, wie wir beobachten konnten, auch für Nordost-Sonora gilt. Es werden folgende Schichten unterschieden:

Cinturaschichten, rötl. Schiefer und Sandstein	500 m
Muralkalk (fossilreich), übergehend in	200 m
Moritaschichten, braune Kalkschiefer und Sandsteine	540 m
Glancekonglomerat, von heterogenem Ursprung	20 m

welches diskordant auf Paläozoicum oder archäischen Schiefern liegt. Gemäss RANSOME korreliert T. W. STANTON die Muralfauna mit den Glen Rose beds von Texas, ev. den obersten Teil mit dem Edwardskalk, und RANSOME betrachtet die übrigen Glieder ebenfalls als Comanchean. Demnach haben wir also im Muralkalk Albien (5a), vermutlich normal zwischen Cenoman und Neocom lagernd.

Erwähnt sei auch noch die von GABB (15) beschriebene Fauna von Arivechi (Nordost-Sonora), die ins Apt resp. Gault gestellt wurde (1, 5), und neuerdings ins mittlere Albien (5a).

B) Rudistenkreide. Die in Mexiko so häufigen Rudistenkalke sind auch in Sonora vorhanden. Wir trafen solche bei Bámori, im südöstlichen Teile der Sierra del Rajón (Cerro de los Chinos), 45 km südsüdwestlich von Altar. Wegen schlechter Erhaltung der Fossilien (*Radiolites*?) kann keine genauere Altersbestimmung erfolgen. Die Rudisten treten auf in grauem, massivem, z. T. sandigem Kalke, der mit Quarzit und Sandstein vergesellschaftet ist; die Serie ist durch Intrusionen gestört. Ähnliche Formen beobachtete ich auch in der Kreide des südlichen Jalisco (West-Mexiko).

C) Als vermutliche Kreide von vorläufig nicht näher bestimmbarerem Alter seien angeführt:

Santa Ana: 12 km westlich von der Station, am Wege nach Altar, passiert man einige Kalksteinhügel, getrennt durch Isoklinaltälchen von rotbraunem Sandstein und Schiefer. Im westlichsten Hügel kommen Fossilien vor, unter denen besonders eine grosse Auster hervorsticht.

Zwischen Chanate und Rio Seco, 20 km NW von Altar, treten in einer Sandsteinserie neben Schieferlagen auch einige Kalkbänder auf, die zoogenen Ursprungs sind und meist auch Austern enthalten.

Die Kalke des Cerro Copete, nordöstlich von Hermosillo, sind ebenfalls mit Austern erfüllt.

V. Quartär.

An der Küste Sonoras stösst man auf ganz junge Bildungen, die auf eine neuere Hebung der Küste hinweisen. Zwischen Guaymas und Bahía Adair konstatiert man hie und da viele km vom Strande entfernt Muschelaggglomerate und muschelführende Sande, die den einstigen Strand verraten. Eine andere Ausbildung des letzteren, nämlich Blockterrassen, oder besser gesagt, Brandungs-Felsenmeere, finden sich jetzt ziemlich (50 m?) hoch über dem heutigen Strand von Bahía Adair. Trockengelegte Strandterrassen erkennt man auch bei Guaymas. Diese Beobachtungen ergänzen diejenigen WITTICH's (29, 30), der eine allgemeine Hebung der mexikanischen Küsten, am stärksten in Niederkalifornien, nachwies.

Zum Schluss sei noch auf die knochenführenden Kalktuffe von Quitovac (120 km NW von Altar) hingewiesen, die Reste von diluvialen Säugern enthalten.

Zitierte Literatur.

1. AGUILERA, J. G. Aperçu sur la géologie du Mexique. — Compte-rendu Congrès Géol. Internat. Xème session Mexico 1906—1907.
2. ANGERMANN, E. Apuntes sobre el paleozóico en Sonora. — Parergones Inst. Geol. Mex. I, 1. — 1904.
3. BITTNER, A. Das Gebirge um Hallstadt. — Abh. k. k. Geol. Reichsanst. — 1873.
4. BITTNER, A. Die Cephalopoden der Hallstädter Kalke, II. — Abh. k. k. Geol. Reichsanstalt, VI. Bd. 2. Hälften. — 1893.
5. BÖSE, E. Nuevos datos para la estratigrafía del Cretácico en Mexico. — Parerg. Instit. Geol. Mex. III, 5. — 1910.
- 5a. BÖSE, E. and CAVINS, O. A. The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico. — University Texas Bull. No. 2748. — 1927.
6. BURCKHARDT, C. Quelques remarques critiques sur l'œuvre de M. W. Freudenberg: „Geologie von Mexico“. — Mem. Sociedad científica „Antonio Alzate“ Mexico, T. 41, p. 185. — 1923.
7. BURCKHARDT, C. et SCALIA, S. La faune marine du Trias supérieur de Zacatecas. — Boletín Inst. Geol. Mex. 21. — 1905.
8. DILLER, J. S. Geology of the Taylorsville region of California. Bull. Geol. Soc. America. III. — 1892.
9. DITTMAR, A. v. Zur Fauna der Hallstädter Kalke. — Geognost. — Pal. Beitr. hgg. v. E. W. Benecke. — 1866.
10. DUMBLE, E. T. Notes on the geology of Sonora. — Transact. Amer. Inst. Min. Engrs. XXIX. — 1900.
11. DUMBLE, E. T. Notes on the geology of southeastern Arizona. — Transact. Amer. Inst. Min. Engrs. XXXI. — 1902.
12. FRECH, F. Lethaea Geognostica. — 1897—1908.
13. FRECH, F. Über Aviculiden von palaeozoischem Habitus aus der Trias von Zacatecas. — C.-R. Congrès Géol. Internat. Xème session, Mexico 1906—1907.
14. GABB, W. M. Description of the triassic fossils of California and the adjacent territories. — Geol. survey of Calif. Palaeontology I, section II. — 1864.
15. GABB, W. M. Description of cretaceous fossils, collected by A. Remond at Arivechi, Sonora, Mex. Geol. surv. of California Palaeontology II. — 1869.
16. HEIM, ARN. Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). — Ecl. Geol. Helv. XX, 1. — 1926.

17. HYATT, A.D. and SMITH, J. P. Triassic Cephalopod genera of America. U. S. Geol. surv. Profess. Paper 40. — 1905.
18. MEEK, F. B. Carboniferous and Jurassic fossils. Geol. surv. of California. Palaeontology, I. — 1864.
19. NEWBERRY, J. S. Triassic plants from Honduras. — Transact. N. York Ac. Science, VII. — 1888.
20. NEWBERRY, J. S. Rhaetic plants from Honduras. — Amer. Journ. Science. 3d. ser. 36. — 1888.
21. RANSOME, F. L. The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Ariz. — U. S. Geol. surv. Prof. Pap. 21. — 1904.
22. RANSOME, F. L. Bisbee folio. — U. S. Geol. Atlas, No. 112. — 1914.
23. SAPPER, K. Sobre la geografía física y la geología de la península de Yucatán. Boletín Inst. Geol. Mex. 3. — 1896.
24. SCHRADER, F. C. Santa Rita and Patagonia Mountains Ariz. — U. S. Geol. survey, Bull. 582. — 1915.
25. SMITH, JAMES PERRIN. The comparative stratigraphy of the marine Trias of western America. — Proceed. Calif. Ac. Sc. 3d ser. geology, I, 10. — 1904.
26. SMITH, JAMES PERRIN. Upper triassic marine invertebrate faunas of North America. — U. S. Geol. surv. Profess. Pap. 141. — 1927.
27. WAAGEN, L. Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe. — Abh. k. k. geol. Reichsanst. XVIII, 2. — 1907.
28. WARD, L. F. and DILLER, J. S. Geology of the Taylorsville region. — U. S. Geol. surv. Bull. 353. — 1908.
29. WITTICH, E. Über Meeresschwankungen an der Küste von Kalifornien. — Zschr. Deutsche Geol. Ges., Monatsber. 11. — 1912.
30. WITTICH, E. Los levantamientos de las costas mexicanas en relación con las teorías sobre los movimientos de los continentes. — Boletín Minero, Mexico. XIV. — 1922.

Naturhistorisches Museum Basel, Juli 1928.

8. — N. OULIANOFF (Lausanne): Présentation des feuilles de Chamonix et des Tines de la carte géologique du massif du Mont-Blanc au 1:20 000^e par MM. P. Corbin et N. Oulianoff.

Monsieur le professeur LUGEON a bien voulu, l'année dernière, vous présenter la première feuille (double) dite Servoz-les Houches de la nouvelle carte géologique du massif du Mont-Blanc à l'échelle de 20,000^e. Deux feuilles nouvelles viennent d'être achevées: celle de Chamonix et celle des Tines. Elles comprennent une partie de la chaîne des Aiguilles Rouges (avec le Brévent et le Belvédère) de même qu'une partie de la chaîne du Mont-Blanc proprement dit (avec les Aiguilles de Charmoz et de Blaitière). Les faits enregistrés sur ces feuilles sont d'une importance particulière pour l'histoire du massif du Mont-Blanc. Sur celle de Chamonix on distingue facilement la différence entre les deux contacts de la protogine et de sa couverture de schistes cristallins, notamment le contact mécanique et le contact éruptif. C'est dans la région du lac du Plan de l'Aiguille que ces deux espèces de contacts se rencontrent. Au sud du lac le contact est nettement éruptif. C'est une large zone d'injection granitique avec formation de cornes et de produits d'endomorphisme, tels que les diorites, les syénites, etc. Cette zone, en

dehors de la feuille, se continue au pied de l'Aiguille du Midi, longe le lit du glacier des Bossons (partie supérieure), et se retrouve dans les affleurements, que présentent les rochers émergeant de la glace près du sommet du Mont-Blanc (Petits Mulets, Rochers de la Tournette et les rochers sur lesquels sont bâties le refuge et l'observatoire Vallot). Par contre, dans la direction NE à partir du lac, le contact change de nature. Plus d'injection, plus de filons enracinés dans le granite. La zone de contact devient plus étroite, souvent le passage entre les schistes et le granite est nettement tranché. Mais, de l'un et de l'autre côté du contact, les roches, soit les schistes cristallins et la protogine, sont fortement écrasées, laminées, mylonitisées. La direction des deux contacts est très différente. Tandis que la direction du contact mécanique est NE-SW, celle du contact éruptif est en moyenne S 10°—20° W. Les deux directions sont très significatives pour le massif du Mont-Blanc. Celle du contact mécanique correspond à l'orientation des plis et des plans de glissements et de charriages alpins. La seconde se rapprochant davantage du méridien, indique l'orientation des plis hercyniens.

La feuille des Tines comprend principalement une partie de la chaîne des Aiguilles Rouges. Deux complexes de roches cristallines se distinguent nettement dans cette région, celui du Brévent et celui de Vallorcine. Le second diffère du premier par la présence d'un puissant appareil granitique ainsi que par un grand développement de cornes. Les deux complexes comprennent en outre des roches basiques (généralement des amphibolites accompagnées de gneiss à amphibole, d'éclogites, de gneiss à grenats, etc.) de même que des zones à calcaires anciens et à cornéennes calcaires. La question de l'origine de ces roches basiques est importante au point de vue pétrographique. Elle l'est aussi pour la tectonique des Aiguilles Rouges.

L'étude sur le terrain, résumée sur la carte, permet de voir que ces roches sont distribuées en longues zones parallèles. Elles occupent presque exclusivement les parties les plus élevées de la région. Ainsi, sur les versants sud et nord de la chaîne des Aiguilles Rouges ces zones disparaissent rapidement, au fur et à mesure que l'on descend du faîte. D'autre part, il y a une relation constante et très marquée entre les zones à calcaire et celles des roches basiques, relation si constante que ces deux espèces de roches peuvent être considérées comme inséparables. L'injection acide (aplite, pegmatite) est fort intense surtout dans le complexe du Brévent; mais nulle part on ne voit de traces de filons de roches basiques traversant obliquement les gneiss et les micaschistes. Partout les roches basiques sont en concordance avec les roches encaissantes. L'étude sur le terrain amène infailliblement à la conclusion que cet important paquet de roches basiques indique l'emplacement des anciens synclinaux des roches calcaires, marneuses et gréseuses. Envahies par l'injection acide, les roches de ces fonds de synclinaux ont été profondément

métamorphisées. Elles ont été même partiellement ramollies ou fondues, ce qui après le refroidissement a donné lieu à l'apparition de quelques types de roches se rapprochant, par leur structure, aux roches éruptives basiques. Telles sont certaines amphibolites ayant une structure semblable aux diorites, telles sont aussi les roches à amphibole et à olivine, en grande partie serpentinisées, qui peuvent être assimilées aux cortlandites.

Les roches sédimentaires: le Carbonifère et le Mésozoïque, ne sont que peu représentées dans les limites des feuilles en question.

J'ajouterais encore, que la base topographique pour ces deux feuilles a été dressée, spécialement pour le lever géologique, par les soins de la Société Française de Stéréotopographie.

9. — A. BUXTORF (Basel): **Ueber das oligocäne Alter der Verwerfungen im Schweizer Tafeljura.** (Kritische Bemerkungen zur Arbeit von A. SENN: „Über die Huppererde von Lausen und das geologische Alter der Zeininger Bruchzone“; vergl. Ecl. geol. Helv., Vol. 21, S. 163).

In der im Titel angeführten Arbeit hat A. SENN vor kurzem versucht, den Nachweis zu erbringen, dass die in der geologischen Literatur der Nordschweiz häufig genannten Huppererdevorkommen von Lausen gebunden seien an eocäne, zur Lutétienzeit entstandene Verwerfungen. Dementsprechend müsste dann auch die Zeininger Bruchzone, welche die direkte nördliche Fortsetzung der bei Lausen feststellbaren Verwerfungen bildet, schon im Eocän angelegt worden sein.

Diese Auffassung steht im Widerspruch mit der bisher allgemein gültigen Annahme, dass nämlich die Verwerfungen bei Lausen, wie überhaupt die zahlreichen Brüche im Schweizer Tafeljura (einschliesslich Zeininger Bruchzone) erst in oligocäner (höchstens etwa noch untermiocäner) Zeit entstanden seien, und zwar als Begleiterscheinung zum Einbruch des Rheintalgrabens, dessen Einsinken gleichfalls erst mit dem Oligocän einsetzte. Die Frage nach dem Alter der Verwerfungen, ob eocän oder erst oligocän, ist somit von prinzipieller Bedeutung.

Eine im Sommer 1928 vorgenommene Überprüfung der Angaben A. SENN's hat nun ergeben, dass kein Grund vorliegt, die bisherige Auffassung zu verlassen. Die eocäne Huppererde ist nicht an eine Verwerfungszone gebunden, sondern an eine ganze Anzahl tiefer Taschen im Séquanien. Wie dies L. ROLLIER (1903) und A. GUTZWILLER (1905) darstellten (Lit. siehe bei A. SENN), war in einer der Huppergruben (Kohlholz) s. Zt. deutlich erkennbar, dass die Huppererde dieser Tasche randlich von einer Verwerfung abgeschnitten wird; mithin kann dieser Bruch erst posteocän entstanden sein. Heute ist diese klare Feststellung nicht mehr möglich;

aber die in der betr. Grube noch jetzt sichtbaren eocänen Süsswasserkalke zeigen so starke mechanische Beeinflussung, namentlich Klüftung, Steilstellung, und sogar Zerreissung — all das parallel zur früher sichtbaren Verwerfung —, dass am posteocänen d. h. oligocänen oder altmiocänen Alter der Verwerfung gar kein Zweifel möglich ist.

Die Begehung des Huppergebietes hat überdies das Vorhandensein eocäner Bohnerzconglomerate (Calcaire de Daubrée) ergeben; diese bis jetzt nicht beachteten, groben Conglomerate, deren Bindemittel z. T. aus einem Süsswasserkalk besteht, und deren Mächtigkeit in dem jetzigen Aufschluss ca. 6 m beträgt, überlagern in der SE-Ecke der Grube „Wasserschepfe“ die im Hangenden der Huppererde auftretenden rotgelben sandigen Bolusbildungen.

Eine ausführliche Darstellung der hier nur kurz angedeuteten, z. T. neuen Feststellungen wird demnächst erscheinen in den „Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, Bd. 39, 1928.

10. — W. STAUB (Bern): Ueber die Verbreitung des Augengneisses von Randa im Gebiet der Vispertäler (Wallis).¹⁾ (Mit 1 Textfigur).

Eine erste Begehung der Weissmies-Laquinhornguppe und des Rossbodenpasses in diesem Sommer ergab, dass die Augengneisse von Randa über dem Weiler Niedergut bei Saas-Balen schwach südfallend ins Tal ziehen. Jenseits des Saastales finden sich in der Fortsetzung dieser Gesteinszone „auf der Jägi“ und am „Inner Rothorn“ nur Mischgneisse mit weithin sichtbaren sauren Gängen. Im Gesteinsfächer beiderseits des Saastales sind synklinal gebaut: der Balenfrien (3425 m), die Jäggihörner und das Fletschhorn (4001 m).

In der synklinal gebauten Zone fehlt der Augengneiss von Randa. Diese mächtige Gesteinszone, deren Einfluss auf die Tektonik unverkennbar ist, ruht bei St. Niklaus aufgeschoben auf normal gelagertem Trias-Dolomit und -Quarzit. Sie kam bei der Auffaltung und Anpressung der Monte Rosa-Decke unter die synklinal (fächerförmige) gestellte Gneisszone zu liegen, welche die höchsten Gipfel der Misshabelgruppe aufbaut (Nadelhorn, Lenzspitze, Dom und Alphubel).

Aus Augengneiss von Randa bestehen: Über St. Niklaus der Grat (2718 m), Grabenhorn und Breithorn (3180 m), das Kleine Bigerhorn (3180 m), Ferrihorn (3292 m), Platthorn (3249 m), Gabelhorn (3135 m), Seetalhorn (3038 m), Schilthorn (3192 m). Die beigelegten Profile sollen das Kärtchen und die Mitteilung, welche im Jahre 1926 als vorläufige Mitteilung erschienen sind,²⁾ ergänzen.

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der schweiz. geol. Kommission.

²⁾ WALther STAUB: Zur Tektonik des Gebirges zwischen Turtmanntal und Simplonpass. Eclogae geol. Helv. Vol. XX, Nr. 2. 1926.

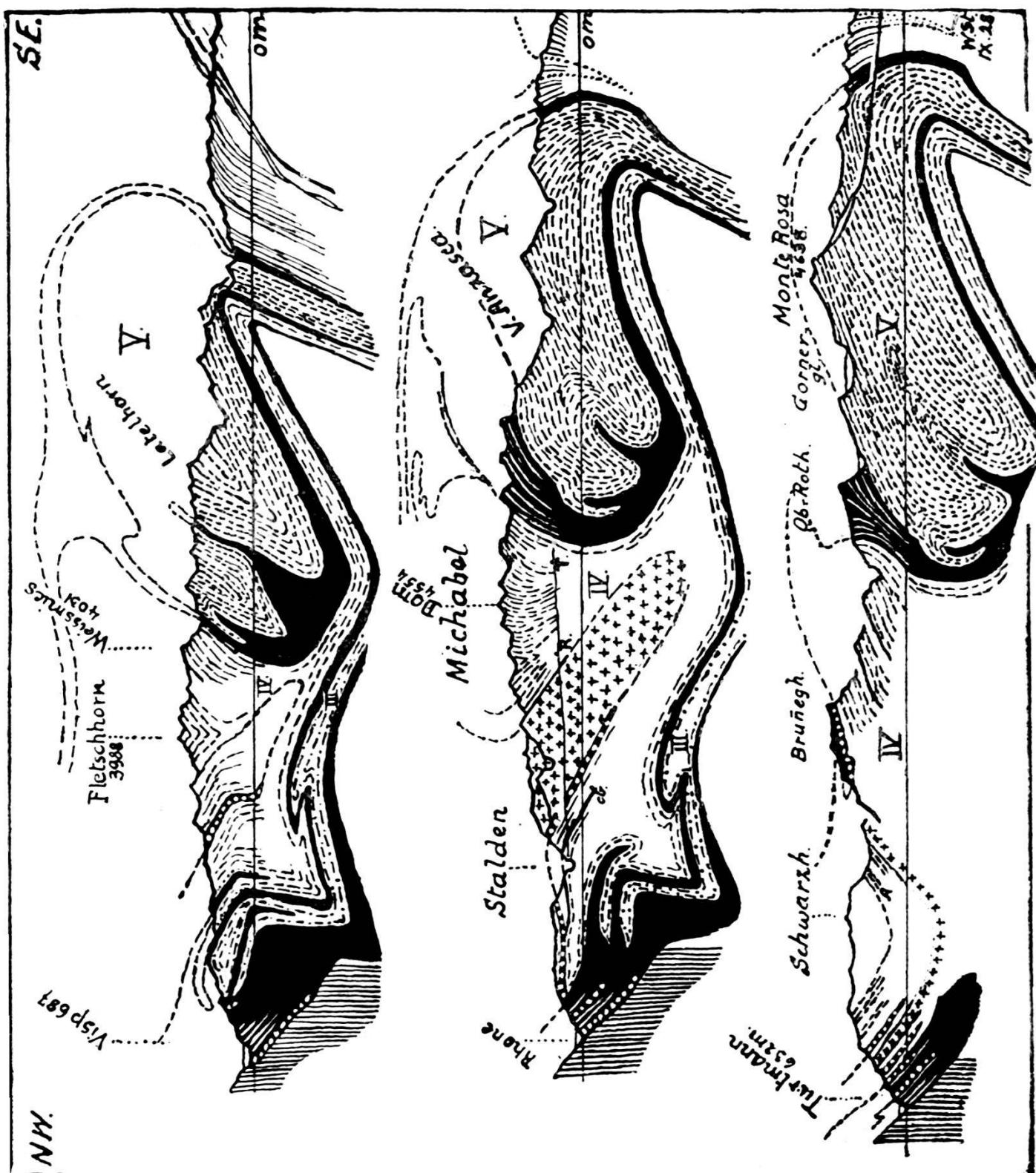


Fig. 1. Geologische Profile durch die Mischabel und Monte Rosagruppe.

schwarz = Bündnerschiefer, weisse Punkte = Trias, cb = Carbon, A = Amphibolite, Kreuze = Augengneiss von Randa, IV = Bernhardt-Decke, V = Monte Rosa-Decke, senkrechte Schraffen = Aarmassiv. Die Monte Rosa-Decke ergänzt nach E. ARGAND. Masstab 1:400000.

An ihrem Nordende ist die Augengneisszone, sowohl über Grächen wie über Törbel, zerschlitzt. Sie wird auf der linken Seite des Nikolaitales von mehreren übereinanderliegenden, teilweise über hundert Meter mächtigen Amphibolit- und Prasinitzonen überlagert, welche als ausgedehnte Lagen in der „Casannagneisszone“ eingeschaltet sind. Mit Hilfe dieser mächtigen Grünsteineinlagerungen kann z. B. der Bau der Umrahmung des Ginanztales hübsch verfolgt werden. Das Turtmanntal schneidet eine solche gegen Südwesten einfallende, mächtige Grünsteinzone schief, so dass zwischen „Meiden“ und „Kleeboden“, besonders auf dem rechten Talgehänge, der Amphibolit sehr verbreitet ist. Diese mächtige Amphibolitzone, welche an ihrem Nordende den Gipfel des Signalhorns bildet, liegt möglicherweise schuppenförmig auf ihrer Unterlage und zeigt ein stärkeres axiales E-W-Ansteigen der Schichten als die selbst wieder schuppenförmig gebaute Unterlage (Ergischhorn).

Das schiefe Taleinwärtsfallen der Gneissplatten gegen das Turtmanntal gibt zwischen der oberen Gigialp und der Brändialp über Meiden Anlass zu Gehängesackungen unter Bildung von langen Spalten und Rissen. Während vom Turtmanntal an westwärts Augengneisse in der St. Bernhardtdecke äusserst selten sind, treten dieselben nach einer Mitteilung von Herrn Prof. Dr. PREISWERK im Simplongebiet in dieser Decke an verschiedenen Stellen auf.

N. B. Der fächerförmige Bau der Gesteinsschichten des Saastales ist zuerst von Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, anlässlich einer Expertise, festgestellt worden.

11. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): Besteht eine Erdnarbe infolge Mondbildung?

Nach G. H. DARWIN wäre es möglich, dass die Masse des Mondes sich von der heissen, schon etwas verfestigten Erde bei fast ganz der heutigen Dimension zufolge Aufwulstung durch schnellste Rotation und Sonnenflutwirkung losgerissen habe. PICKERING wagt den Satz: „dass diese Masse (der Mond) voreinst demjenigen Teile der Erde angehörte, welchen heute der Stille Ozean einnimmt, ja es gibt gar keine andere Stelle der Erde, von wo sie gekommen sein könnte“. Ist es also nachweisbar, dass der Stille Ozean die Narbe vom Losreissen des Mondes ist? Wenn wir die einzelnen Grössen und Faktoren ins Auge fassen, ergibt sich folgendes: 1. Das Volumen aller Ozeane zusammen ist ca. 1330 Mill. km³, das des Mondes rund ca. 22,000 Mill. km³. Der Mond ist somit fast zwanzigmal zu gross, als dass er aus Füllmaterial aller Ozeane zusammen hätte entstehen können. In diesem Sinne kann noch viel weniger der Stille Ozean allein die Narbe der Mondbildung sein. 2. Die Tiefen grösser als 6 km sind über den Stillen, Atlantischen und Indischen Ozean hin verteilt und finden sich in allen vier Erdquadranten trotz dazwischenliegender Kontinente. Das widerspricht dem Abreissen eines Wulstes.

Diese allverbreiteten Tiefen müssen anders erklärt werden. 3. Die noch grösseren, aber seltenen Tiefen, von 7 bis über 9 km, sind fast alle in lange, sehr schmale Gräben den Ozeanbecken eingesenkt und sind ebenfalls auf alle vier Erdquadranten verteilt, so dass auch diese grössten Tiefengebiete den Formen wie der Verteilung nach keine Mondtrennungs-Narbe darstellen. 4. Der äussere Gesteinsmantel der Erde, das Sal, hat die Dichte von etwa 2,7, der Mond dagegen von 3,3. Erst dem Crofesima wird die Dichte 4 zugeteilt in über 1200 km Tiefe. Der Mondhalbmesser beträgt 1738 km. Seine durchschnittliche Dichte könnte übereinstimmen mit einem aussen sehr ausgedehnten und nach unten sich verschmälernden Erd-Ausschnitt bis auf etwa 1700 km Tiefe. Es müsste dann wohl folgendes eingetreten sein: Nach der plötzlichen Druckentlastung mussten die tiefsten, ungeheuer gepressten Massen mit grösster Gewalt sich nach oben ausdehnen und, von den von allen Seiten herzuströmenden Crofesima- und Simamassen umringt und vereinigt, mit diesen als Ausfüllung der Riesenlücke eine schwere, einseitig belastende Kegelmasse gegen die dortige Peripherie der Erde hin bilden, und diese müsste etwa den 80. Teil der ganzen Erde ausmachen. Es frägt sich, ob das nicht starke Unregelmässigkeiten im Gang der täglichen Rotation der Erde hätte verursachen müssen. Der Grund hievon liegt darin, dass beim Nahen der schwersten Masse von West nach Ost an die Gerade Sonne-Erde, oder Mond-Erde, oder Sonne-Mond-Erde die Sonne- und Mondanziehung die Rotation beschleunigen und beim Entfernen nach Überschreiten jener Geraden sie verzögern müsste. Solche Gangperioden in der Erdrotation sind bis jetzt nicht festgestellt worden und doch müssten sie z. B. die Halbtagslängen beeinflussen. Auch die Pendelbeobachtungen hätten ein solch riesenhaf tes, einzigartig verstärktes Schweregebiet hervorheben und kennzeichnen müssen. Die schweren Massen der grossen Tiefen der Ozeane scheinen dagegen einer Kugelschale anzugehören. Wir müssen ferner auch die Verhältnisse auf dem Mond ins Auge fassen. Soll auf der Erde eine grosse Vertiefung als Narbe vom Mondmaterial-Abriss geblieben sein, dann wäre die Erdkruste tatsächlich bereits relativ stark verfestigt gewesen. Doch auch so ergäben sich Schwierigkeiten wegen den nach aussen stürmenden Innenmassen. Jedenfalls müsste aber der Mond eine entsprechende Deformation behalten haben. Der grosse Aussenbogen der losgerissenen Mondmasse wäre ein Bogen teil der verfestigten Erdkruste gewesen. Dieser wäre in noch kälteres Gebiet als vorher gerissen worden und auch die mitgerissenen Innenmassen hätten isoliert vom Erdinnern bedeutend rascher erkalten und sich verfestigen und verkrusten müssen, als die im Erdverband zurückbleibenden Massen. Die annähernde Kugelgestalt des Mondes wäre damit unmöglich geworden und der stark deformierte Mond müsste zugleich eine sehr leichte und sehr schwere Hälfte aufweisen. Nur eine gasförmige oder aussen noch flüssige Mondmasse konnte

sich zur Kugelgestalt formen, soweit die Nachbarschaft der Erde mit ihrer Gravitationswirkung es zuließ. In diesem Falle musste jedoch das Erdäussere selbst ebenfalls noch ganz heissflüssig sein und es noch viel länger bleiben wegen des Kontaktes nach dem geschützten Erdinnern. Dann hat infolge allseitigen Zerfliessens gemäss dem Schweregesetz die Erddeformation ebenso ausgeglichen werden und verschwinden müssen wie die Deformation des weit schneller erstarrenden Mondes. Keine Erdnarbe ohne bleibende Monddeformation.

N. B. Den Gedanken betreffs Magmataufquellung nach der Entlastung verdanke ich bezüglichen Erörterungen von Prof. Dr. R. STAUB. Er baute zwar die Theorie von H. DARWIN und PICKERING weiter aus durch geologische Erwägungen, stellte jedoch das Ganze nur als Hypothese dar. Meinen Ausführungen will ich noch beifügen, dass die in die Öffnung dringenden Innenmassen infolge der Ausdehnung an Dichte und relativer Schwere natürlich hätten verlieren müssen. Der dann die Lücke ausfüllende seitlich abgeplattete Kegel müsste indes gleichwohl noch merklich schwerer sein als die frühere Masse, sofern die Innenmasse grösstenteils aus Eisen besteht. Mit der Zeit hätten jedoch sich Veränderungen vollzogen infolge der Gravitation und Rotation. Auch die Rieseneffekte der Flutwirkungen auf die krustenlosen Partien von Erde und Mond bei der durch die Theorie geforderten Anfangsnähe beider Gestirne müssten noch in Rechnung gestellt werden. Eine nur dünne Kristallisationskruste wäre zerrissen worden und eine krustenlose Magmamulde hätte nicht bleiben können.

12. — A. BUXTORF und ED. SCHLAICH (Basel): **Gliederung und Verbreitung des Miocäns in der Mulde von Court (Berner Jura).** (Mit 1 Textfigur.)

Unter den Molassemulden des Berner Jura nimmt diejenige von Court eine besonders wichtige Stellung ein wegen der reichen Gliederung und den interessanten Verbreitungsverhältnissen der einzelnen Miocänstufen. Die nachfolgenden Ausführungen stützen sich auf gemeinsame Feststellungen anlässlich der geologischen Detailkartierung von Siegfriedblatt Court, die der eine von uns (E. S.) in den letzten Jahren ausgeführt hat. Die beigegebene Figur (S. 345) gibt diese Kartierung in etwas vereinfachter Darstellung wieder. Auf die reiche Literatur, die heute schon über die Mulde von Court vorliegt, wird E. S. demnächst an anderer Stelle ausführlich eintreten; in den nachfolgenden Ausführungen begnügen wir uns mit der gelegentlichen Nennung der einen oder anderen Arbeit.

Als älteste Molassebildung, transgressierend über der eocänen Bohnerzformation, findet sich bei Court, wie in den andern Mulden des Juragebirges, die oligocäne Molasse, welche einem einheitlichen Sedimentationszyklus entspricht, gehend von der vorwiegend sandigen Molasse alsaciennae bis zu den mergeligen und schliesslich kalkig werdenden Gesteinen des Delémontien. Mit den Süßwasserkalken des Delémontien schliesst diese Serie ab.

Darüber transgrediert — ohne deutlich nachweisbare Discordanz — das Burdigalien, beginnend mit maximal ca. 30 m mächtigen

grauen, mürben Sandsteinen (*Molasse grise*), über welchen der Muschel-sandstein folgt. Wie unsere Untersuchungen ergeben haben, lässt sich in vollständigen Profilen auch bei Court ein unteres und ein oberes Muschel-sandsteinniveau unterscheiden, getrennt durch eine ca. 12 m mächtige graue Sandsteinzwischenlage. (Unt. Muschel-sandstein = ca. 2 m, Oberer Muschel-sandstein = ca. 7 m mächtig). Die lithologische Übereinstimmung des Muschel-sandsteins von Court und Bévilard mit dem der Gegend nördlich von Tavannes ist eine so weitgehende, dass unbedingt anzunehmen ist, der Muschel-sandstein sei im ganzen Gebiet der heutigen Mulde Tavannes-Court zur Ablagerung gelangt, ostwärts mindestens bis ins Chaluet hinein. Die Nordgrenze des Verbreitungsgebietes des Muschel-sandsteins dürfte, wie allgemein bekannt, kaum wesentlich über die Mulde von Court hinausgegriffen haben; sie entspricht der nördlichen Transgressions-grenze des Burdigalien. Nach Ablagerung des Muschel-sandsteins haben wir einen Unterbruch in der Sedimentation anzunehmen, dem wahrscheinlich eine Trockenlegung des Gebietes entspricht.

Der Muschel-sandstein aber besitzt innerhalb der Mulde keine allgemeine Verbreitung; in dem von uns untersuchten Mulden-abschnitt Malleray-Court sind nur noch wenige zusammen-hängende Relikte vorhanden und zwar 1. an den Muldenrändern nördlich und südlich von Court, und 2. bei Champ Benais, NE Bévilard, wo der Muschel-sandstein den isolierten Hügel P. 731.9 bildet. Überall sonst fehlt intakter Muschel-sandstein, namentlich gilt dies mit grösster Wahrscheinlichkeit auch für das Chaluet östlich Court.

Zur Erklärung dieser weitgreifenden Zerstörung des Muschel-sandsteins, die an einzelnen Stellen schon von L. ROLLIER erkannt, aber nicht konsequent nachgeprüft worden ist, scheinen uns vor allem drei Ursachen in Betracht zu kommen: 1. ist während der dem Burdigalien anschliessenden Trockenlegung eine lokale Zerstörung des ebengebildeten Muschel-sandsteins denkbar; oder es kann 2. die post-burdigale Abtragung bedingt gewesen sein durch orogenetische Be-wegungen (Vorläufer der Jurafaltung). Endlich könnte 3. bei der Ablagerung der polygenen Nagelfluh eine Aufarbeitung des Unter-grundes stattgefunden haben. Tatsache ist jedenfalls, dass die nächstjüngern Miocänbildungen (polygene Nagelfluh des untern Helvétien, sowie auflagernde helvetische Molasse) auf sehr verschiedener Unterlage aufruhen.

Was nun diese helvetischen Ablagerungen betrifft, so erweist sich die an der Basis auftretende polygene Nagelfluh (Quarzit-nagelfluh) gleichfalls als ein nur mehr lokal auftretender Horizont und erscheint in der Mulde von Court an zwei scharf umschriebene Gebiete gebunden:

A. Einem ersten Nagelfluhbezirk gehört das altbekannte Vorkommen südlich von Sorvilier an, als dessen direkte nördliche

Fortsetzung wir die Nagelfluh des Muldennordrandes im Abschnitt Les Côtattes-Champ Chalmé (nordöstlich Sorvilier) betrachten; die beiden Aufschlüsse (Sorvilier und Muldennordrand) gehören anscheinend ein und demselben Nagelfluhstreifen an, der vermutlich in einer SW-NE gerichteten Rinne zur Ablagerung gelangte, d. h. schief zur Axe der heutigen Mulde.

Hier bei Sorvilier hat nun L. ROLLIER¹⁾ schon lange festgestellt, dass die polygene Nagelfluh direkt der Molasse grise aufruft; intakter Muschelsandstein fehlt, findet sich aber in grossen Blöcken als Komponente im basalen Teil der Nagelfluh. Zur Erklärung dieser Verhältnisse dachte ROLLIER an „érosion cotière“, während unseres Erachtens auch die andern schon oben erwähnten Erklärungsmöglichkeiten in Betracht fallen. Wir werden unten hierauf zurückkommen.

Auch bei Les Côtattes und Champ Chalmé (genauer beim Gehöfte 200 m westlich P. 748.6, vergl. Atlasblatt Court, Ausgabe 1924) lässt sich das Fehlen intakten Muschelsandsteins einwandfrei erkennen; dieser findet sich dagegen massenhaft als Blöcke und kleine Gerölle in der Nagelfluh. Erst etwas östlicher, bei P. 748.6, wo die Nagelfluh nach E zu aufhört, setzt der Muschelsandstein als deutliche Kante ein und streicht ostwärts gegen Court, bei La Versanne allerdings durch eine nicht näher fassbare Querstörung betroffen (vergl. nebenstehende Textfigur).

Bei Sorvilier und Champ Chalmé zeigt sich somit übereinstimmend, dass Muschelsandstein und polygene Nagelfluh sich in ihrem Vorkommen ausschliessen: wo Muschelsandstein vorhanden ist, fehlt die Nagelfluh, und wo Nagelfluh auftritt, ist ihrer Ablagerung eine Zerstörung des Muschelsandsteins vorausgegangen; dieser findet sich nur noch in verarbeiteten Trümmern.

B. Ganz dieselben Feststellungen gestattet der zweite Nagelfluhbezirk. Dieser liegt östlich Court im Chaluet, und zwar ist er in der Mulde auf eine Länge von 4 km nachweisbar, beginnend unten bei Condemeine und endend oben bei P. 861.9 (1 km östlich Schulhaus Chaluet). Der letztgenannte Aufschluss stellt aber nicht die ursprüngliche Ostgrenze des Verbreitungsgebietes der Nagelfluh dar; miocene Bildungen fanden sich früher wohl auch weiter ostwärts im Kern der Mulde von Court-Gänsbrunnen²⁾.

¹⁾ LOUIS ROLLIER. Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes. Neue Denkschriften d. Schweiz. Nat. Ges. Bd. 46, Abh. 1, 1911, S. 55.

²⁾ Ob die Nagelfluh ostwärts zusammenhängend bis ins Dünnerntal gereicht hat, lässt sich infolge Abtragung nicht mehr erweisen. In den nächst östlichen Helvétienaufschlüssen der Mulde Chaluet-Balsthal, bei Aedermannsdorf, ist leider die Basis überdeckt, sodass über das Vorhandensein der polygenen Nagelfluh nichts ausgesagt werden kann (vergl. E. BAUMBERGER: Die Transgression des Vindobonien in den Mulden von Moutier und Balsthal. Ecl. geol. Helv., Vol. XVII, 1925, S. 464).

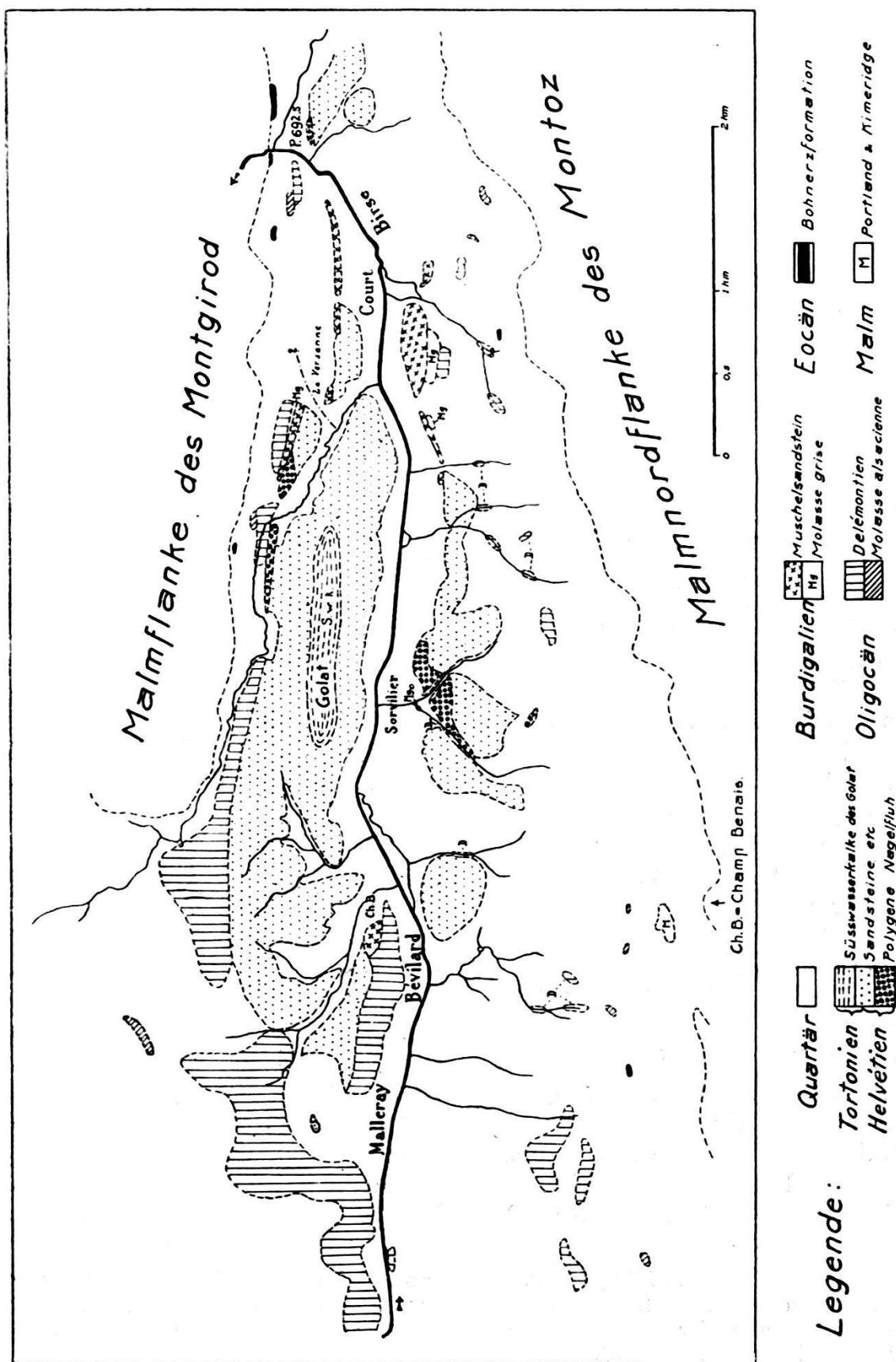


Fig. 1. Kartenskizze der Molassebildungen in der Mulde von Court (Berner Jura).

Sowohl in dem ausgezeichneten Aufschluss bei Condemine (am Weg nördlich P. 692.5), als auch östlich direkt unter P. 861.9 weist die polygene Nagelfluh des Chaluet gewaltige, oft über Kubikmeter grosse Muschelsandsteinblöcke auf, welche in wirrer Lagerung in der feinen Quarzitnagelfluh eingebettet erscheinen. Die grossen Blöcke sind ganz wenig gerundet; sie können nur einen ganz kurzen Transport erfahren haben oder sind direkt an Ort und Stelle aufgearbeitet worden.

Was in Condemine und bei P. 861.9 in ausgezeichneter Weise erkennbar ist, glauben wir auf den ganzen zwischenliegenden Gebietsstreifen im Chaluetnordhang, in welchem sich ab und zu Muschel-sandstein in kleinen Aufschlüssen findet, übertragen zu dürfen. D. h., wir deuten diese nicht als anstehenden Muschelsandstein, sondern als grosse Blöcke, die in der polygenen Nagelfluh stecken und bis an die Oberfläche treten. Quarzitgerölle, sowie kleine Muschel-sandsteinstücke sind im Gehängeschutt der Chaluetnordflanke recht häufig und deuten auf das Vorhandensein polygener Nagelfluh in der Tiefe. Das von L. ROLLIER auf seiner „Carte tectonique des environs de Moutier“ nördlich Près Chavanné eingezeichnete Nagelfluhband würde sich somit von Condemine an 4 km weit ins Chaluet hinein erstrecken (bis P. 843, oder P. 861.9 neue Aufl. Blatt Court), dafür aber der Muschelsandstein (mm) in Wegfall kommen¹⁾.

Wie oben schon gesagt wurde, lässt sich das Auftreten der Muschel-sandsteinkomponenten bei Sorvilier-Champ Chalmé sowohl, als auch im Chaluet, durch die bei der Ablagerung der Nagelfluh eintretende Aufarbeitung des Untergrundes erklären. Nun treten aber bei Sorvilier, wie schon A. GUTZWILLER festgestellt hat²⁾ und von ROLLIER und uns bestätigt werden konnte, in der polygenen Nagelfluh auch kleine und grosse Blöcke von Delémontienkalk als Rollsteine auf, ferner auch Gerölle von Malmkalk. Das Vorhandensein dieser Komponenten erscheint uns durch die Annahme von „érosion cotière“ sehr schwer erklärbar. Wir haben uns deshalb die Frage vorgelegt, ob nicht orogenetische Vorgänge anzunehmen seien, d. h., ob nicht schon postburdigalisch die ersten Anlagen der späteren Juraketten als sanfte Wellenfalten sich bildeten. Die Scheitelpartien dieser Wellen wären der Abtragung und Einebnung ausgesetzt gewesen, und die aus den Alpen hergeschwemmte Nagelfluh konnte an diesen Stellen Malm und Delémontienkomponenten aufnehmen. In dieser Hinsicht ist von Interesse, dass E. BAUMBERGER auch in den gleichaltrigen Vindobon-(= Unt. Helvétien-)conglomeraten von Crémiges (Mulde

¹⁾ Das Chaluet (Siegfriedbl. Gänssbrunnen) ist in den letzten Jahren neu kartiert worden von H. VOGEL, der die Verhältnisse der Molassemulde, unter Berücksichtigung der entscheidenden Befunde des Grenchenberg-tunnels demnächst eingehend beschreiben wird.

²⁾ A. GUTZWILLER: Beitrag zur Kenntnis der Tertiärbildungen der Umgebung von Basel. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. IX, 1893, S. 230.

von Moutier) neben den alpinen Gesteinen Gerölle von Malm und tertiären Süßwasserkalken in grosser Zahl beobachtet hat¹⁾). Die Annahme einer postburdigalen Vorphase der Jurafaltung würde das allgemeine Auftreten von Malm und oligocänen Gesteinen als Komponenten in der polygenen Nagelfluh, die in jedem Falle von Süden her ins Juragebiet eingeschwemmt worden ist, am leichtesten erklären.

Wenn diese Ansicht sich durch weitere Untersuchungen stützen lässt, so wird auch das Problem der Herkunft der auf den Juraketten zerstreut auftretenden Gerölle seiner Lösung näher gebracht. L. ROLLIER hat diese Gerölle als Relikte der ehemals die Ketten überdeckenden polygenen Nagelfluh gedeutet, während der eine von uns (A. B.) und auch verschiedene seiner Schüler eher an eine Herkunft von Norden (pontische Vogesenschotter) dachten. Durch eine postburdigale Vorphase der Jurafaltung würde die Auffassung L. ROLLIER's sehr viel an Wahrscheinlichkeit gewinnen, zum mindesten für die Ketten im Süden des Delsbergerbeckens.

Was nun noch die Ablagerungsbedingungen der helvetischen polygenen Nagelfluh betrifft, so stehen wir hier einem sehr schwierigen Problem gegenüber. Sicherlich haben wir es mit einer von den Alpen, quer über das ganze Mittelland bis ins Juragebiet reichenden, flächenhaft ausgebreiteten Nagelfluhbildung zu tun, deren Transport und Ablagerung man am liebsten durch Ströme erklären möchte, etwa ähnlich, wie dies für die Konglomerateinlagerungen des germanischen Buntsandsteinbeckens geschieht. Mit Ablagerung durch Ströme liesse sich auch die oben beschriebene Verbreitung der Nagelfluh von Sorvilier-Champ Chalmé, die an eine Rinne gebunden erscheint, sehr wohl in Einklang bringen. Dem steht aber gegenüber, dass die bei Sorvilier in der polygenen Nagelfluh auftretenden Delémontienkalkblöcke von Bohrmuscheln angebohrt sind. Das marine Regime lässt sich somit nicht kurzerhand ausschalten; man müsste sonst die angebohrten Gerölle als nachträglich umgelagert auffassen, wofür aber einstweilen keine Anhaltspunkte vorliegen. Auf eine weitere Diskussion dieser Fragen einzutreten, ist aber hier nicht der Ort.

Mit dem mehr flächenhaft erscheinenden Nagelfluhvorkommen des Chaluet, das wahrscheinlich primär noch weiter ostwärts gereicht hat, haben wir alle die Bezirke polygener Nagelfluh im Becken von Moutier und dessen östlicher Fortsetzung, der Mulde von Seehof, in Beziehung zu bringen (Höhe von Sur Chaux bei Moutier, nach ROLLIER; Créminal, nach BAUMBERGER; und Solterschwand im Seehof, nach P. STAHELIN)²⁾.

¹⁾ a. a. O.; S. 460.

²⁾ P. STAHELIN: Geologie der Juraketten bei Welschenrohr. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 55. I, S. 5.

Nach dieser Vorstellung würde für den südlichen Teil des Berner Jura (Court, Chaluet, Moutierbecken und Seehof) die Transgression des Helvétien zunächst bestehen in einer Überschüttung mit polygener Nagelfluh, vorwiegend alpiner Herkunft. Die marine Überflutung aber reichte nach Norden zu noch beträchtlich über das Verbreitungsgebiet der polygenen Nagelfluh hinaus, sodass im Delsbergerbecken und bei Undervelier marines Vindobonien verknüpft erscheint mit fluviatil aus den Vogesen herbeigeführten Schuttmassen. Weiter östlich, im Basler Tafeljura, fehlt sowohl von Norden als von Süden her reichliche Geröllzufuhr; hier, wie auch am Randen, setzt darum das Helvétien direkt mit marinen Transgressionssedimenten ein (Tenniker Muschelaggglomerat und Randengrobkalk).

Als nächstjüngere Miocänablagerung folgt über der polygenen Nagelfluh eine ca. 300 m mächtige Sedimentfolge, die in ihrer Basis aus geröllarmen oder geröllfreien mürben, braunen Sandsteinen und Sanden besteht, über welchen gröbere Sandsteine mit Gerölllagen und -nestern folgen; auf diesen endlich ruht die Süsswasserkalkserie des Golat nördlich Sorvilier auf. Wir fassen die ganze Serie als ein und demselben Sedimentationszyklus angehörig auf, deren unterste Schichten marin sind, während dann nach oben zu ein allmählicher Übergang zu brackischer und schliesslich limnischer Sedimentation einsetzt, ohne dass scharfe lithologische Grenzen gezogen werden könnten; einzige Abtrennung der Süsswasserkalkserie erscheint bei der geologischen Kartierung als natürlich gegeben. L. ROLLIER stellt die marin Sande, welche bei Malleray, Sorvilier und Court *Cerithium lignitarum* liefern haben, ins Helvétien, die brackisch-limnischen Bildungen spricht er als jungmiocene Dinothriensande an, den Süsswasserkalk des Golat als Oeningien. In wie weit diese Gliederung auf Grund der Neuaufnahmen und der Fossilfunde beibehalten werden kann, wird der eine von uns (E. S.) demnächst an anderm Orte diskutieren; auf der dieser Mitteilung beigegebenen Kartenskizze (Fig. S. 345) sind die untern Schichten der Serie zum Helvétien gestellt worden, die obern zum Tortonien¹⁾.

Sehr wichtig erscheint es uns hingegen, die Auflagerungsverhältnisse der basalen marin Sande des Helvétien näher zu verfolgen. Es zeigt sich nämlich die interessante Tatsache, dass diese Sande sehr verschiedenen Molassebildungen aufruhen. Bei Sorvilier und Les Côtattes-Champ Chalmé liegen die Helvétiensande auf polygener Nagelfluh; bei Court, wo, wie wir sahen, keine Nagelfluh vorhanden ist, direkt auf Muschelstein; bei Malleray-Bévilard, wo — abgesehen vom Relikt von Champ

¹⁾ Das isolierte Vorkommen von Helvétiensanden nördlich Malleray ist besonders wichtig als Fundstelle von *Cerithium lignitarum*, Näheres hierüber wird E. S. demnächst an anderer Stelle mitteilen.

Benais — sowohl Muschelsandstein als Nagelfluh fehlen, direkt auf Delémontienkalk; im nordöstlichen Dorfteil von Malleray erweist sich dieser Kalk von Pholaden angebohrt. Aus diesen Verbreitungsverhältnissen ergibt sich einwandfrei die transgressive Auflagerung der Helvétiensande; dabei ist noch festzustellen, dass nirgends, wo das Helvétien auf Delémontien ruht, etwa aufgearbeitete Muschelsandsteinstücke oder verarbeitete bunte Nagelfluh als Einschlüsse in der Molasse beobachtet werden konnten. Der Muschelsandstein scheint somit schon vorhelvetisch abgetragen worden zu sein, die polygene Nagelfluh primär zu fehlen.

Da aber mit diesem Übergreifen der helvetischen Molasse auf Delémontien eine schwache Diskordanz zwischen Liegendem und Aufgelagertem verknüpft ist, führt dies wieder zum Schluss, dass im Muldenstreifen von Court der Ablagerung der Helvétiensande leichte Faltung der schon vorhandenen ältern Molassebildung vorausgegangen sein dürfte.

Die Untersuchung der Molassebildungen von Court liefert somit eine Reihe wichtiger Ergebnisse über die Sedimentationsverhältnisse des Miocäns; diese weisen mit grosser Wahrscheinlichkeit auf eine an der Grenze Burdigalien-Helvétien liegende Vorphase der Jura-faltung hin. Die weitere Untersuchung benachbarter Gebiete wird nun die Richtigkeit dieser Anschauungen zu prüfen haben.

13. — LÉON W. COLLET (Genève) et ED. PARÉJAS: présentent la **Carte Géologique de la Jungfrau** dont ils sont les auteurs. Cette carte qui sort de presse a été publiée par la Commission Géologique à l'échelle de 1 : 25000^e comme carte spéciale N° 113.

14. — L. W. COLLÉT (Genève), R. PERRET, M. BILLINGS et R. A. DOGGETT: Sur la présence du cristallin du Massif des Aiguilles Rouges dans le Cirque du Fer à Cheval (Hautes Alpes Calcaires de Sixt, Hte. Savoie).

Les Alpes Calcaires de Sixt appartiennent à la Nappe de Morcles, la plus inférieure des nappes des Hautes-Alpes Calcaires de Suisse.

Deux cirques importants, celui des Fonts¹⁾ et celui du Fer à Cheval, représentent deux profondes entailles à travers la Nappe de Morcles, dues à l'érosion. L. W. COLLET et R. PERRET²⁾ ont, en effet, montré que l'Autochtone apparaissait en fenêtre dans le pre-

¹⁾ ROBERT PERRET. Carte de la Vallée de Sales et du Cirque des Fonts 1:20000. Paris, Henri Barrère, 1922; Notice sur la carte au 1:20000 de la Vallée de Sales et du Cirque des Fonts. Paris, Henri Barrère, 1922.

²⁾ LÉON W. COLLET et R. PERRET. Compléments sur la géologie du Col d'Anterne et du cirque des Fonts. C. R. Séances Soc. phys. et hist. nat. de Genève, Vol. 43, p. 173—175, 1926 et C. R. Acad. Sciences t. 184, p. 217, 1927.

mier de ces cirques, où il est représenté par des calcaires dolomitiques du Trias et du Malm très écrasé. Ces terrains forment, sur le versant Nord du cirque des Fonts, le substratum de la Nappe de Morcles.

Dernièrement L. W. COLLET et A. LOMBARD¹⁾ ont montré qu'une fenêtre d'Autochtone existait aussi dans le Cirque du Fer à Cheval. Ce cirque étant plus profond que celui des Fonts, les quartzites du Trias affleurent au Sud de la Croix des Pellys, dans le promontoire qui sépare les deux ravins descendant de Tête Noire.

En suivant les quartzites du Trias, nous avons découvert qu'en un point à l'altitude d'env. 1020 m. ils reposent sur des micaschistes très laminés qui représentent le cristallin du socle hercynien, soit du Massif des Aiguilles Rouges de Chamonix.

Ainsi dans le Cirque du Fer à Cheval, sous la Nappe de Morcles, nous voyons reparaître le soubassement hercynien et une partie de sa couverture sédimentaire. Le contact entre les quartzites du Trias et les micaschistes est mécanique, car ces derniers ne sont pas verticaux mais horizontaux. Il y a donc eu un phénomène de décollement et de trainage entre le cristallin et les quartzites du Trias.

Ces résultats nouveaux seront communiqués à M. LÉON MORET pour la nouvelle édition de la Feuille Annecy de la Carte Géologique de France.

15. — E. GAGNEBIN (Lausanne): **Les Préalpes internes dans la région de Champéry (Valais).** Le travail est publié à la p. 351.

16. — M. BLUMENTHAL (Coire): **Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serrania de Ronda (Andalousie).** Le travail est publié à la p. 358.

17. — E. de MARGERIE (Strasbourg): **Présentation d'une carte géologique murale de l'Alsace et de la Lorraine.** L'auteur n'a pas envoyé de résumé de cette communication.

18. — Ph. CHOFFAT (Perroy): **L'écroulement d'Arvel en 1922.** L'auteur n'a pas envoyé de résumé de cette communication.

¹⁾ LÉON W. COLLET et AUGUSTIN LOMBARD. Sur la présence du plan de chevauchement de la Nappe de Morcles dans le Fer à Cheval (Alpes de Sixt, Haute Savoie). C. R. Séances Soc. phys. et hist. nat. de Genève, Vol. 45, p. 117—118, 1928.