

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 28 (1935)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 52. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Einsiedeln : Sonntag, den 18. August 1935 im Gymnasium des Klosters

Autor: [s.n.]

Kapitel: B: 52. Generalversammlung, Sonntag, den 18. August 1935

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159510>

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: 30.03.2025

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

Die Internationale Quartärvereinigung (INQUA) lädt zur III. Konferenz nach Wien auf September 1936 ein. Ausser 3 Sitzungstagen in Wien werden 1—2tägige Vorexkursionen (Lössgebiete Donau-Thaya-March und Drachenhöhle Mixnitz) und eine ca. 16-tägige Hauptexkursion durch die österreichischen Ostalpen und deren Vorland vorgesehen. Da viele Länder die Schweiz im Quartärstudium überflügelt haben, so liegt es im hohen Interesse unserer Schweizerforschung, wenn zahlreiche Mitglieder und Institute der INQUA beitreten. (Jahresbeitrag Fr. 6.—. Pro Jahresbeitrag erhält man je 1 Lieferung des grossen Sammelreferates von F. MACHATSCHKE: „Die Literatur zur alpinen Eiszeitforschung“, nämlich Lieferung I für 1934, II für 1935 und III pro 1936. Anmeldungen und Einzahlungen nimmt P. BECK, Thun, entgegen.)

Der XVII. internationale Geologenkongress wird sich anfangs August 1937 in Moskau versammeln. Vor und nach demselben finden 9 verschiedene 15—50tägige Exkursionen statt. Laut Erkundigung ist auch Deutsch als Kongresssprache vorgesehen.

Für den Vorstand:

Der Präsident:
P. BECK.

Der Sekretär:
H. SUTER.

B. 52. Generalversammlung, Sonntag, den 18. August 1935.

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Leitung: PAUL BECK, Präsident.

Die Traktanden Jahresbericht, Kassabericht, Bericht der Rechnungsrevisoren und Budget werden von den ca. 50 Anwesenden genehmigt. Der Kassier A. WERENFELS erklärt hierauf seinen Rücktritt aus dem Vorstand; der Präsident dankt ihm im Namen der Gesellschaft bestens für seine langjährige, treue Arbeit.

Der Jahresbeitrag wird wie letztes Jahr auf Fr. 12.—, respektive Fr. 13.— für das Ausland festgesetzt.

Wahlen. Als neues Vorstandsmitglied wird für den zurücktretenden Kassier A. WERENFELS Herr ALBERT OCHSNER, Zürich, gewählt. Die beiden Rechnungsrevisoren werden infolge statutarischen Rücktritts des einen und Wahl zum Vorstandsmitglied und Kassier des andern durch J. TERCIER, Fribourg, und W. LEUPOLD, Bern, ersetzt.

Dem Vorschlag des Vorstandes betr. Bildung einer Finanzkommission, bestehend aus Präsident, Vicepräsident und Kassier wird ohne Gegenantrag zugestimmt.

Eine Statutenrevision war durch den dringlichen Neudruck und die Veränderungen verschiedener Verhältnisse notwendig ge-

worden. Ausser redaktionellen Präzisierungen wurden folgende Punkte abgeklärt: 1. Die Berechtigung zur verbindlichen Unterschrift im Kassawesen. 2. Die Bildung von Arbeitsgruppen zur Erforschung besonderer geologischer Probleme. 3. Der obligatorische Rücktritt der Vorstandsmitglieder. 4. Die Schaffung einer Finanzkommission. 5. Die Zusammensetzung der Redaktionskommission. 6. Die Verwendung der Einnahmen, d. h. ihre Zuteilung zum statutarisch unantastbaren Kapital, zum verfügbaren Kapital und zu den laufenden Ausgaben. 7. Der Verzicht auf eine eigene Bibliothek und den Tauschverkehr. 8. Die Auflösung der Gesellschaft, über die eine Urabstimmung entscheiden soll. 9. Die Verwendung besonderer Vermögensbestandteile.

Die nach einem schriftlich vorliegenden Entwurf bereinigten Statuten werden einstimmig angenommen.

In der Diskussion macht Herr P. ARBENZ die Anregung, dass auch die Manuskripte der an den Hauptversammlungen gehaltenen Vorträge bei der Redaktionskommission zirkulieren sollen. Sie wird zu Händen des Druckreglementes angenommen.

Es wird vom Vorstand mitgeteilt, dass das Druckreglement der *Eclogae* ebenfalls vergriffen ist und neu erstellt werden muss. Für die damit verbundene Revision werden Vorschläge der Mitglieder erbeten.

Die anschliessende wissenschaftliche Sitzung wird wie folgt organisiert: Die Redezeit inklusive Diskussion für jeden Vortragenden wird, wie auf dem gedruckten 2. Einladungszirkular bereits festgelegt, auf 15 Minuten festgesetzt. Als Präsidenten der wissenschaftlichen Sitzung werden bezeichnet: Prof. A. JEANNET, Zürich, und Prof. ARN. HEIM, Zürich, als Sekretäre: Dr. J. TERCIER, Freiburg, und Dr. A. OCHSNER, Zürich.

Der Präsident: P. BECK.

Der Sekretär: H. SUTER.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

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

1. — J. KOPP (Ebikon): **Die Tektonik des Wistenlacher Berges (Mont Vully).** ¹⁾

Mit der Tektonik des Wistenlacher Berges befassen sich die Arbeiten von H. SCHARDT²⁾ und P. ZIMMERMANN³⁾.

¹⁾ Veröffentlicht mit Bewilligung der Expertenkommission für Erdölforschung.

²⁾ H. SCHARDT: Sur la géologie du Mont Vully. Bull. Soc. Neuchât. Sc. nat., XXXIV, 1905—1907.

³⁾ P. ZIMMERMANN: Etude monographique du Vully fribourgeois et de son vignoble. Mém. Soc. Fribourg. Sc. nat., 1932.

SCHARDT bezeichnet den Wistenlacher Berg als ein Erosionsrelikt des schweizerischen Molasseplateau. In seinen zwei Profilen fallen die Schichten mit sehr schwacher Neigung ($1-2^{\circ}$) gegen den Murtensee ein. Er fasst also den Mont Vully als schwach geneigten Plateauberg auf.

ZIMMERMANN hingegen glaubt am Wistenlacher Berg eine W-E streichende Antiklinale gefunden zu haben, deren Axe von Cudrefin nach Sur le Mont verläuft. Südlich davon gibt er eine Synklinale an mit einem Axenverlauf Roche de Cudrefin-Guévaux. Nördlich des Wistenlacher Berges vermutet er eine weitere Synklinale zwischen La Sauge und Bellechasse.

In seiner tektonischen Auffassung lehnt sich ZIMMERMANN eng an ARN. HEIM⁴⁾ an, der bekanntlich auf Grund der Messungen von MORGENTHALER im Seeland divergent zum Jura streichende tektonische Elemente annimmt. Nach meinen neuen Untersuchungen gibt es indessen im Seeland keine divergent zum Jura verlaufenden Falten; vielmehr streichen die subjurassischen Molassefalten und Mulden, von lokalen Abweichungen abgesehen, durchaus parallel dem Juragebirge.

Dass die tektonische Auffassung ZIMMERMANN'S revidiert werden muss, haben die letzten Herbst mit Hilfe des freiwilligen Arbeitsdienstes vorgenommenen Untersuchungen erwiesen⁵⁾.

Steigt man die Militärstrasse nach Plan Châtel hinauf, so trifft man auf aquitane Mergel- und Sandsteinschichten, die mit $3-4^{\circ}$ nach NNW fallen; weiter westwärts an den Felshängen oberhalb Praz und Môtier beobachtet man im allgemeinen mit $3-5^{\circ}$ NW fallende Schichten. In der Gegend von La Lombertaz unterhalb Sur le Mont fallen die Sandsteine lokal nach ENE.

Auf der Nordseite des Wistenlacher Berges finden sich gute Aufschlüsse an der Militärstrasse zwischen Pt. 607,8 und Plan Châtel. Die Schichtlage ist wechselnd, was wohl auf Absackungen zurückzuführen ist; bei En Vaillet hat SCHARDT einen Bergsturz festgestellt, daher die unregelmässige Schichtlage im Abrissgebiet an der Militärstrasse. Im allgemeinen fallen jedoch die Schichten zwischen Pt. 607,8 und Plan Châtel nach S bis SE mit $3-5^{\circ}$ ein. Im Tobel von Creux Pisiaux und an der Basis des Muschelsandsteins westlich Pt. 611 beobachtet man mit 5° SE-fallende Schichten, ebenso in der Bachrunse von En Vollweron. An der Strasse zwischen En Plan und Sur la Ritaz hingegen herrscht schwaches NE-Fallen vor (ca. 3°).

4) ARN. HEIM und AD. HARTMANN: Untersuchungen über die petrolführende Molasse der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geot. Ser. VI, 1919.

5) [J. KOPP: Die subjurassische Molassezone zwischen Aarau und Neuenburgersee, Bericht über die Resultate der mit dem freiwilligen Arbeitsdienste vorgenommenen Untersuchungen im Jahre 1934 (*Manuskript*)].

Aus der Betrachtung der Schichtlage im Gebiet des Wistenlacher Berges ergibt sich, dass die Längsrichtung des Berges mit einer Synklinale zusammenfällt, deren Axe von Pt. 464 an der Militärstrasse über den Muschelsandstein-Bruch von Pt. 626 nach Sur la Ritaz streicht. Südlich Plan Châtel befindet sich eine axiale Depression. Der Wistenlacher Berg stellt also eine Synklinale dar. Hinsichtlich des Baues zeigt er ziemliche Ähnlichkeit mit andern Synklinallbergen des Seelandes wie Jolimont, Grossholz (Brüttelenberg) und Bürenberg.

Nördlich des Wistenlacher Berges streicht eine Antiklinale durch, die zwischen Delley und Villars le Grand beobachtet werden konnte. Dann folgt die Synklinale von Hagneck-Ins-Champmartin mit breitem sehr flachem Synklinaleboden zwischen Champmartin und Portalban. Im Neuenburgersee endlich streicht zwischen dem Steilufer von Cudrefin und Portalban und dem unterseeischen Längsgebirge, das einem zweiten Jolimont entspricht, die Antiklinale von Mörigen-Jens durch.

Im Süden der Synklinale des Wistenlacher Berges folgt im Murtensee die Antiklinale von Niederried, welche beim Elektrizitätswerk Niederried festgestellt werden konnte.

So sehen wir, dass im Seeland in der Regel die Täler Antiklinalen, die Berge Synklinalen entsprechen. Eine Ausnahme bildet die Mörigen-Antiklinale im Kulminationsgebiet, das eine Erhöhung bildet.

In Bezug auf die Muschelsandsteinvorkommen am Wistenlacher Berg bin ich der Auffassung, dass es sich um zwei verschiedene Vorkommen handelt. Die westliche Muschelsandsteinplatte keilt gegen E aus und ist deshalb unter Plan Châtel nicht mehr anzutreffen. Wollte man die beiden Muschelsandsteinvorkommen als identisch betrachten, so müsste in der Gegend von Sur le Mont de Praz eine Flexur oder eine Verwerfung angenommen werden, wofür sich indessen im Gelände keine Anhaltspunkte finden lassen.

Die Grenze Aquitan-Burdigalien, welche sich nach meiner Auffassung einige Meter unterhalb der Muschelsandsteinbasis des westlichen Vorkommens befindet, dürfte bei Plan Châtel auf Grund lithologischer Beobachtungen 40—50 m tiefer als der Muschelsandstein liegen. ZIMMERMANN erwähnt die Grenze Burdigalien-Aquitan an der Militärstrasse bei 604 m auf Grund von Fossilfunden. Die Abgrenzung Burdigalien-Aquitan wird zur Zeit von anderer Seite auf Grund paläontologischer Belege versucht.

2. — A. OCHSNER (Zürich): **Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer.**

Siehe dieses Heft S. 649.

3. — PAUL BECK (Thun): Über das Pliozän und Quartär am Alpensüdrand zwischen Sesia und Iseosee.¹⁾

I. Quartär.

A. Tessin.

Die im Auftrage der Schweiz. geologischen Kommission ausgeführten Kartenaufnahmen 1 : 25.000 im Südtessin²⁾ ergaben folgende Gliederung der ungefalteten Ablagerungen:

1) Über dem Flysch des Alpenrandes lagern bei Pontegana, im Roncagliatal und am M. Morello marine Pliozänschichten des Plaisancien.

2) Das ganze Talgebiet von Chiasso bis Stabio und Capolago erfüllen Seeablagerungen, die in Terrassen auftreten, aber auch den Untergrund der Talsohlen bilden. Diese Deltaschichten wiederholen sich bei Paradiso-Noranco und im Sporn von Canobbio bei Lugano³⁾. Glaziale Einlagerungen beweisen, dass eine Eiszeit dieser Ablagerung vorausging. Eine Decke von verfestigtem Schotter (kompakter Ceppo oder Calcestre) deckt diskordant in ca. 400 m Meereshöhe zu (Schwelle von Novazzano, Paradiso). An andern Orten stellen wir Einwirkungen einer starken Verwitterung fest (Prella, M. Morello).

3) Über dem Lacustrum liegen relativ spärliche Moränenspuren der letzten Vereisung, die höher an den Hängen einige Wälle und in den Ebenen geringe Niederterrassen bilden (Campagna Adorna zwischen Coldrerio und Genestrerio).

4) Schuttkegel und moderne Anschwemmungen der Talböden sind ganz unbedeutend (Gaggiolo, Prella, Mendrisio-Capolago).

Die Serie erweckt den Eindruck, als ob hier nur die ältesten und jüngsten pleistozänen Ablagerungen, also die Kander- und Würmgruppen, vorhanden seien, während Riss und Glütsch keine Zeugen hinterliessen.

B. Umgebung von Varese.

Die Verknüpfung dieser Ablagerungen mit den Moränenzügen verschiedenen Alters muss in der italienischen Nachbarschaft gesucht

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geol. Kommission S. N. G.

²⁾ Für die Aufnahmen im Tessin wurden 6, für die Begehung der italienischen Gebiete, soweit sie in dieser Darstellung berührt werden, 4 Wochen verwendet.

³⁾ Die Vergrößerung der Aufschlüsse durch Kiesausbeutung beweist, dass es sich nicht um ein Rückzugsstadium der Würmzeit handeln kann, wie H. ANNAHEIM darstellte, sondern, dass an der Basis Moränen des Addagletschers in Schotter des Tessingletschers eindringen, während oben Tessinmoränen in den einheitlichen Schotterkomplex eingelagert sind, dass also eine Bildung aus dem Vorrücken der beiden Gletscher vorliegt.

werden. Die neue italienische geologische Karte 1 : 100.000 gibt zwar keine Anhaltspunkte. Dagegen machte L. G. NANGERONI (Milano) im Gebiet der Provinz Varese Aufnahmen in 1 : 25.000, publiziert in 50.000stel-Skizzen, die volle Klarheit schaffen, wie ich mich auf einer gemeinsamen Begehung, die ich hier herzlich verdanke, und durch weitere Studien überzeugen konnte. Nach NANGERONI lagern in den tiefsten Felswannen (Seen von Comabbio und Varese) Moränen, Bändertone, Sande und diskordant abschliessende Cepposchichten, welche Serie bei Taino und im Val Morea marines Pliozän überlagert. E des Lago di Varese tragen die Seeablagerungen unvermittelt die Jungmoränen des Würm und die Altmoränen des Riss. Die Olona und ihre Zuflüsse durchschneiden aber diese Gürtel, sodass man feststellen kann, dass die Seeauffüllung bis ins Olonatal und noch weiter nach E reicht, also älter sein muss. Beiderseits der Olona, besonders bei Lozza und am T. Bozzente bei Venegono superiore, gehen die Cepposchichten in das Ferretto über, eine tief aufgewitterte Ablagerung, die Moränen und Fluvioglazial einschliesst und ihrerseits vom Löss der Risseiszeit bedeckt ist. Somit schiebt sich zwischen die Vereisung, die am Grunde der Felsbecken auftritt, und die Risszeit noch eine weitere Vereisung ein. Die Übereinstimmung der intramoränischen Verhältnisse bei Varese und in der Umgebung des Luganer Sees, wo nur die ältesten und jüngsten Schichten vorkommen, ist vollständig. Die extramoränischen Vorkommnisse beweisen die Vierzahl der Vereisungen, die der tiefsten Talbildung folgte, und die grosse Alpenrandseebildung, welche die Becken ausfüllte und weit über die heutigen Grenzen und Staumöglichkeiten hinausging, findet ihre Parallele in den grossen altpleistozänen Seen am Alpennordrand, im Aare- und Linthtal. NANGERONI stellte genau die gleiche Gliederung fest, wie sie der Autor für das Aaregebiet machte, und die auch mit dem Linthgebiet übereinstimmt (A. JEANNERET). Hier aber zeigt es sich, dass die 4 Vereisungen nicht Günz, Mindel, Riss und Würm entsprechen können, sondern dass die beiden alten Deckenschottervereisungen 500 m höhere Felstalböden besitzen. Daher dürfen auch bei Varese die älteste lakustre Vereisung als Kander, und die Ferrettoeiszeit als Glütsch bezeichnet werden. Ihnen gehen die Pliozänbildungen unmittelbar voran, und von den hochgelegenen Deckenschottern fehlt jede Spur.

Eine Begehung des berühmten Interglazialgebietes von Leffe NE Bergamo und eine mehrtägige Untersuchung des Beckens von Pianico-Sellere W des Iseoses ergaben die grösste Wahrscheinlichkeit dafür, dass es sich in beiden Fällen um Seebildungen handelt, die auf gleiche Art und zu gleicher Zeit entstanden wie die grossen Alpenrandseen, so dass ihre Auffüllung in die Zeit nach der Kander eiszeit und vor Glütsch, also in die erste pleistozäne Interglazialzeit fällt. Besonders die vorwiegend pliozäne Fauna von Leffe, die doch mit pleistozänen Arten gemischt ist, entspricht dieser schon von H. GAMS vorgebrachten Zuteilung bestens.

II. Pliozän.

Nach PENCK, BRÜCKNER u. a. Autoren steigen die mit dem marinen Pliozän in Zusammenhang stehenden Felsterrassen rasch alpineinwärts an (Garda-, Langen- und Ortasee), so dass die Talbildung zum grossen Teil in die Quartärzeit fällt und die Gletscher ihre erodierende Tätigkeit ausüben können. Die Einordnung des marinen Pliozän in die Talbildung ist aber von entscheidender Bedeutung für die Frage, ob die Deckenschotter vor- oder nachpliozänen Alters seien, sodass eine Nachprüfung notwendig wurde. Die neuen Fundstellen von marinem Pliozän in 435 m Höhe am M. Morello, einem der Molassehügel, die das Mendrisiotto von Italien trennen, überragen das tiefste Pliozän, dasjenige von Pontegana in 250 m Höhe, um 185 m und zwar auf der Seite der Poebene. Diese neue Tatsache widerspricht einer einseitigen Hebung der Meeresablagerungen und deutet darauf hin, dass es sich um ein versenktes und wieder gehobenes Relief handelt. Somit sind Konstruktionen, die sich auf vereinzelte, verschieden hoch gelegene Pliozänfunde stützen, wertlos (z. B. Castenedolo und S. Bartolomeo am Gardasee).

Zur Abklärung dieser Fragen untersuchte ich die Pliozänstellen an der Sesia nördlich Novara, am Brembo und am Serio bei Bergamo, die alle 5—15 km alpineinwärts liegen und zwar ausserhalb der Würmmoränen, bei Bergamo sogar sehr weit von diesen entfernt. Bei Borgosesia füllte das Pliozänmeer ein 15 km alpineinwärts gelegenes Tal, das, heute von der Sessera und der Strona orientale entwässert, parallel zum Alpenrand verläuft. Die ausgiebig vorhandenen Vorkommen steigen vom Talgrund (bei Guardella 360 m) hinauf bis 520 m (Pianceri) und ca. 600 m (E Postua). Die Auflagerungsfläche auf dem Fels (Porphyr, Glimmerschiefer und Biotitgranit) ist sehr unregelmässig. Einzig die epigenetische Verlegung der genannten Flüsschen knapp ausserhalb des Südrandes der Pliozänzone deutet auf eine geringe einseitige Hebung hin. Die Felsterrassen dagegen, in welche das Pliozän eingesenkt ist, behalten talaufwärts ihre allgemeine Höhe von ca. 600 m bei, wie zahlreiche bedeutende Terrassenreste beweisen, und schliessen sich 35 km talaufwärts bei Mollia in ca. 850 m Höhe dem Talboden an.

Können hier noch glaziale Überarbeitungen als Zweifelsgründe ins Feld geführt werden, so fallen solche bei den nichtvergletscherten Tälern des Brembo und des Serio ganz dahin. Hier nimmt das Pliozän Anteil am Aufbau der grossen Ebene, die sich vom Po her in spitzen Winkeln in die genannten Täler hineinzieht. Alle 3 Vorkommen sind in ca. 280 m Meereshöhe durch Flüsschen freigelegt.

Nese liegt 7 km alpineinwärts in der Mündung eines Seitentälchens des Serio bei Alzano Lombardo (heute verdeckt). Bei Almenno durchsägt der T. Tornago eine lössartige Schicht, dann eine Ceppoplatte, um im Grunde des Fensters knapp das Pliozän aufzu-

decken (5 km alpineinwärts). Am interessantesten ist die Fundstelle Clanezzo, wo Dr. ENRICO CAFFI (Bergamo) und Dr. ROTA auf dem Felsboden des Imagnaflusses in einer engen Schlucht, die von 1392, 1033 und 1146 m hohen Gipfeln überragt wird, festgewachsene Austern und eine schöne Fauna fanden. Die jetzigen Aufschlüsse sind nur gering, aber überzeugend. Auch hier setzt sich die Felsterrasse, in die das Pliozän eingeschachtelt ist, weit talaufwärts fort, gleich ansteigend wie die Flüsse Brembo und Imagna, die sich nahe der Fundstelle vereinigen.

Diese Verhältnisse beweisen einwandfrei, dass das Pliozänmeer am Alpensüdrand in ein Talsystem eindrang, das sowohl in den später vergletscherten, wie auch in den eisfreien Tälern vom heutigen gar nicht oder nur ganz unwesentlich verschieden war. Da sich aber die Alpentäler von Nord bis Süd bezüglich Tiefe, Weite und Terrassenbildung, so weit sichtbar, durchaus harmonisch verhalten, liegt kein Grund vor, die dem Pliozän entsprechenden Felsterrassen mit PENCK, BRÜCKNER u. A. über die Deckenschotterflächen zu setzen. Für eine Verschiedenheit der Talbildung zwischen den beiden Alpenrändern um 4—500 m sprechen nicht die geringsten Anhaltspunkte, während die Einordnung des Pliozäns zwischen die Deckenschotter und die grosse Seebildung der Kanderzeit den Verhältnissen vollkommen gerecht wird. Die Aufstellung eines Glaziopliozäns vor dem Plaisancien gewinnt somit immer mehr an Berechtigung.

Was das pliozäne Alter einiger Eiszeiten betrifft, so sei hier noch auf die südrussischen Verhältnisse hingewiesen, wo die Geologen schon seit längerer Zeit solche erkannten, aber ohne sie bisher stratigraphisch genau einordnen zu können. Dort tritt, wie mir A. VON REINHARD in Leningrad mitteilte, nach den Zusammenstellungen der Spezialkommission des Geologischen Komitees und des Naphtainstituts schon im Unterpontien, das allerdings jünger ist als die pontischen Schichten an der Donau, eine kalte Fauna auf und eine weitere in der Kujalnikstufe, d. h. oben im Mittelpliozän des Schwarzen Meeres. Ferner machte mich W. KROKOS in Kiew darauf aufmerksam, dass unter der vollständigen ukrainischen Lösserie, die unserer pleistozänen Vereisungsgruppe Kander-Würm gleichkommt, Schotter- und Geschiebeablagerungen auftreten, „an deren Bildung das Eis unzweifelhaft beteiligt war“. Die untere dieser Stufen, Kutschurgan genannt, enthält Reste von *Rhinoceros longirostris*, *Hipparion*, *Gazella*, *Unio flabellatiformis* usw. Ich benutze gerne die Gelegenheit, um den Herren KROKOS und v. REINHARD für ihre liebenswürdige Mitarbeit den herzlichsten Dank auszusprechen.

Wenn aber in Südrussland im Pliozän Vereisungen vorkamen, so betrafen sie mit grösster Wahrscheinlichkeit auch die Alpen, so dass das pliozäne resp. glaziopliozäne Alter der Decken-

schotter durch diese Analogie, aber auch durch die obigen Nachweise, sicher gestellt sein dürfte.

Diese Ergebnisse sollen in dieser Zeitschrift noch ausführlicher dargestellt werden.

4. — J. CADISCH (Basel): **Über einige epigenetische Talstrecken im Rheingebiet und Inngebiet.**

Anlässlich praktisch-geologischer Arbeiten hatte d. V. Gelegenheit, morphologische Beobachtungen zu sammeln, von welchen vorläufig einige wenige mitgeteilt werden sollen¹⁾.

Talverlegungen werden in der Regel durch mehrmaligen Wechsel von Erosions- und Akkumulationsvorgängen verursacht. So können schon bestehende Taleinschnitte durch irgendwelche Schuttfuhr aufgefüllt und der Fluss zu neuerlichem Einschneiden gezwungen werden. Von Interesse sind besonders Fälle, wo das neue Talstück in anstehenden Fels der einen oder anderen älteren Talflanke eingelassen wird und bezogen auf die letztere gleichsam die Rolle eines Hangkanales spielt.

Die Zuschüttung bestehender Talfurchen erfolgt in vielen Fällen mit Moränenmaterial (Eiszeiten), in den Alpen oft auch durch Bergstürze und Rutschungen. Solche Fälle sind auch aus dem Rhein- und Inngebiet in grosser Zahl beschrieben worden (vgl. u. a. „Geologie der Schweiz“ von ALB. HEIM).

Die beiden ersten hier zu nennenden Beispiele betreffen das Thurgebiet. Zwischen Enkhäusern und Ghögg SW Bischoffszell fliesst die Thur in einem breiten Schotterbett, welches beidseitig steile Molasseflanken (Sandstein, Mergel, Kalknagelfluh) aufweist. Ungefähr parallel dazu, aber etwa $\frac{1}{2}$ km weiter östlich scheint ein zugeschüttetes altes Thurtalstück zu verlaufen. Am Steilhang, wo der alte Lauf den neuen erreicht, d. h. bei „Rossweid“ der Karte sind bis fast auf das heutige Flussniveau nur Schuttbildungen nachzuweisen. Der kürzlich verstorbene Dr. A. LUDWIG, welchem d. V. seine Beobachtung mitteilte, kam bei einer Begehung zu übereinstimmenden Folgerungen. Eine genaue Kartierung des ganzen Gebietes wäre sehr zu begrüssen.

Ein anderer Fall von Epigenese konnte am Oberlauf der Thur, bei Starckenbach im Toggenburg, beobachtet werden. Hier wird das Obertoggenburger Längstal durch einen Riegel helvetischer Kreide nach unten abgeschlossen. Die Untersuchung des linksseitigen Felsornes ergab, dass derselbe von einer nur wenige m breiten aber ziemlich tiefen schluchtartigen Rinne durchsetzt wird. Dieser Einschnitt ist mit Moräne gefüllt und tritt morphologisch kaum in Er-

¹⁾ Veröffentlicht mit Bewilligung des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft.

scheinung. Die Strasse rutschte hier vor Jahren einmal in die Schlucht ab, und die Stelle wurde daraufhin überbrückt.

Wir greifen weiterhin einige Fälle aus dem bündnerischen Rheingebiet heraus. Im Bereiche des Flimser Bergsturzes haben Flussverlegungen in grosser Zahl stattgefunden. Von besonderem Interesse dürfte die Epigenese bei der Versamer Brücke, im untersten Safiental, sein. Die Rabiusa schnitt sich hier in postglazialer Zeit in die Malmtrümmersmassen ein, geriet auf deren Bündnerschiefer-Unterlage und schuf in derselben auf relativ kurze Strecke eine steilwandige Schlucht.

Aus dem Oberhalbstein sind Verlegungen des Julia-Laufes schon vor Jahren beschrieben worden. P. ARBENZ und CHR. TARNUZZER erkannten schon, dass die auffallende Talstufe von Roffna durch eine Bergsturzmasse gebildet wurde, welche vom östlichen Hang niedergehend, die Julia auf die Westseite des Tales abdrängte. Weiter talaufwärts, bei Castiletto wurde das Flussbett durch eine enorme Rutschmasse gegen die östliche Talseite verschoben (vgl. Geolog. Spez. Karte Nr. 92 von R. STAUB). Zwei hübsche Beispiele von Epigenese lassen sich sodann in Seitentälern des Oberhalbsteins beobachten. Bei Plang Canfèr unterhalb des Septimerpasses schnitt sich die Ava da Cavreccia nach erfolgter Auffüllung mit Moränenmaterial in den anstehenden Serpentin der früheren linken Talseite ein. Die Sohle der neuen Schlucht dürfte beträchtlich höher liegen als diejenige der älteren, nunmehr zugeschütteten Talfurche. Ähnliche Verhältnisse trifft man bei Plang Tschuils am Stallerberg an. Die frühere Abflussrinne dieses auffälligen Talbeckens wurde durch Schuttmassen blockiert, und ein neuer Ablauf ungefähr 150 m weiter nördlich, d. h. gegen die linke Talseite gebildet.

Es seien noch zwei Fälle von Flussverdrängung durch Schuttmassen aus dem Innggebiet angeführt. Am Flüelapass wurde bei Pra dadoura durch eine von Norden niedergehende Sackungsmasse kristalliner Gesteine und nachherige Schutthinterfüllung ein langgestrecktes Becken gebildet und das Talwasser verlegt. Von ähnlichem Effekt wie Sturz- oder Rutschmassen sind für die Talbildung oft Moränen von Seiten- oder Hängegletschern. Im oberen Val Lavinuoz im Unterengadin staute ein Seitengletscher der östlichen Talseite eine mächtige Schuttmasse. Es bildete sich das Becken von Alp d'Imiez und die Ava da Lavinuoz wurde nach der westlichen Talflanke abgedrängt.

Verschiedene der genannten Beispiele aus den Alpen zeigen wieder, dass Talbecken- und Talstufenbildung oft nicht durch den Verlauf des Felsuntergrundes bedingt sind, sondern dass ihre Entstehung und die gleichzeitige Bildung epigenetischer Talstrecken häufig auf vorübergehende Schuttakkumulation zurückzuführen ist.

5. — FR. NUSSBAUM (Zollikofen) und FR. GYGAX (Langenthal):
**Zur Ausdehnung des risseiszeitlichen Rhonegletschers im fran-
 zösischen Jura.**

Siehe dieses Heft S. 659.

6. — L. BENDEL (Luzern): **Die Beurteilung der Rutschge-
 fährlichkeit eines Bodens.**

Der Geologe hat auf verschiedene Weise zu beurteilen, ob ein Boden oder Material zu Rutschungen neige; so untersteht ihm z. B.:

a) die Beurteilung, ob eine Erde, die als Baustoff verwendet wird, besondere Neigung zum Rutschen zeige;

b) die Beurteilung, ob bei einem Strasseneinschnitt oder in einer Baugrube Erdrutschungen zu erwarten seien.

Nachfolgend seien einige Beobachtungen über die Rutschgefährlichkeit von Böden und ihre Ursachen mitgeteilt.

a) Erde als Baustoff.

Erdrutschungen treten auf, wenn die angreifenden Kräfte und Lasten grösser sind als der Schubwiderstand (Kohärenz und innere Reibung). Kohärenz ist die Kraft, die die Teilchen einer Bodenart ohne äusseren Druck zusammenhält, also die Kraft, die durch Zug gegen Trennung und Abscherung wirkt. Reibung ist vom Druck auf die unten liegende Fläche und ihre Beschaffenheit (Reibungskoeffizient) abhängig. Böden ohne Kohärenz (lehmfreie Kiese und Sande) böschten sich gleichmässig und entsprechend ihrem Reibungswinkel. Bei kohärenten Böden ergibt sich, dass die Böschungsneigung namentlich abhängig ist von der Höhe des geschütteten Dammes. Bei einem 10,5 m hohen Damm z. B. wurden als günstigste Böschungsneigungen folgende Werte gefunden:

	Höhe	Böschungsneigung
Dammkrone	3,0 m	1 : 1,5
Mittlerer Teil	2,0 m	1 : 2,0
„ „	2,0 m	1 : 2,5
„ „	2,0 m	1 : 3,0
Dammfuss	1,5 m	1 : 3,5
Totale Höhe	10,5 m	

Bei Kiessandschüttung hätte eine durchgehende anderthalbfache Böschung genügt.

Bei kohärenten Böden ist für die Berechnung der Standfestigkeit der Böschungen der zu den einzelnen Bodenarten gehörende Schubwiderstand im Laboratorium zu bestimmen. Man muss im Klaren sein, dass Reibung und Haftfestigkeit des Bodens unter verschiedenem Druck und bei verschiedenem Wassergehalt ermittelt werden müssen. Das Problem wird dadurch noch schwieriger, insbesondere weil der Grad der vollständigen Wassersättigung eines Tones oder Lehmes stark vom Druck abhängig ist, der auf das Material ausgeübt wird. So habe ich z. B. in meinem Prüfraum folgende Zahlenwerte gefunden:

Material: Lehmige Moräne aus der Würmablagerung des Rhonegletschers.

Körnung: 0,02—1,15 mm; alle Körnungen sind gleichmässig vertreten.

Grösse der Proben: 20/20/20 cm in ungestörtem Zustande.

Vertikal- druck	Schubspannung in kg/cm ²			$\tau = C + \sigma \cdot tg\varphi$ in kg/cm ²	
	Zustand des Materiales				
	trocken	feucht	nass		
kg/cm ²	kg/cm ²	kg/cm ³	kg/cm ²		
1	0,77	0,58	0,39	trocken $\tau = 0,29 + 0,48 \sigma$	$tg\varphi_0 = 0,49$
2	1,25	0,95	0,75	feucht $\tau = 0,21 + 0,37 \sigma$	
3	1,73	1,32	1,11	nass $\tau = 0,03 + 0,36 \sigma$	

Es bedeutet:

- τ = Schubspannung in kg/cm²
- C = Kohäsionsanteil
- $tg\varphi$ = Tangens der natürlichen innern Reibung
- σ = Vertikaldruck in kg/cm²

Wassergehalt der Proben in drucklosem Zustand:

- trocken = 1 Vol. % Wasser
- feucht = 19 „ „
- nass = 33,5 „ „

Auf Grund der Laboratoriumszahlen ergab sich der Schluss, dass bei Dammschüttungen aus dem untersuchten kohärenten Material dafür zu sorgen ist, dass der Böschungsfuss keinen zu grossen Feuchtigkeitsgehalt aufweist. Andernfalls ist im Böschungsfuss ein so kleiner Schubwiderstand vorhanden, dass ein Ausquetschen des Dammes unvermeidlich wird. Sobald der Reibungskoeffizient eines Materiales bekannt ist, so kann rechnerisch ermittelt werden, ob und unter welcher Bedingung eine Rutschgefahr für das Material besteht.

Der bodenmechanisch geschulte Geologe ist auf Grund seiner Fähigkeit, die Eigenschaften eines Bodens makroskopisch zu bestimmen, in der Lage, gewisse Bodenarten, die obige Bedingungen nicht zu erfüllen vermögen, von der Verwendung als Dammschüttmaterial rechtzeitig auszuschliessen.

b) Rutschgefahr von frisch angeschnittenem Material.

Ist der Boden in seiner natürlichen Lage in labilem Gleichgewicht, z. B. wenn aus irgend einem Grunde unausgeglichene Reibungsspannungen vorhanden sind, so besteht Rutschgefahr, sobald ein Einschnitt in diesem Boden vorgenommen wird.

Ein Beispiel aus diesem Jahre möge zeigen, wie der mit Bodenphysik vertraute Geologe unangenehme Bauüberraschungen rechtzeitig verhüten kann.

Ein Ingenieurbureau projektierte nur auf Grund der Höhenkurven die Linienführung für eine neue Bergstrasse. In diesem Falle wäre aber die Strasse in zwei stark rutschverdächtige Stellen zu liegen gekommen.

Die geologische Nachprüfung ergab, dass es sich um eine Stelle handelte, wo ein stark lehmhaltiges Seitenmoränenrelikt unter Gehängeschutt vorhanden war. Da der Gehängeschutt meistens mehr oder weniger wasserdurchlässig ist, während die lehmige Moräne wasserundurchlässig ist, so bilden die Kontaktflächen zwischen Moräne und Gehängeschutt ausgesprochene Rutschflächen.

An einer anderen Stelle wäre das Strassenbett in anstehenden Flysch gekommen; derselbe ist überlagert von wasserdurchtränktem Gehängelehm, also ebenfalls eine Stelle mit unbedingter Rutschgefahr.

Nach Erkenntnis dieser Momente wurde eine neue Linienführung studiert, die nach Kostenvoranschlag nicht teurer kommt, aber keine Rutschgefahr in sich schliesst.

7. — O. BÜCHI (Freiburg): **Geologische Resultate der Wasserbohrung von der Hofmatt bei Alterswil (Kt. Freiburg).**

Eine Grundwasserquelle von 2100—2200 1/m nahe am Oberlauf des Galternbaches (Gotteron) gab den Anstoss zur genaueren geologischen Untersuchung der Gegend, deren Resultate in einem Gutachten über die Herkunft und die Verwendbarkeit dieses Grundwassers niedergelegt sind. Dieses Gutachten wurde 1919 von SCHIDER & MOLLET¹⁾ für das Wasseramt der Stadt Freiburg, den freiburgischen Kraftwerken angegliedert, ausgeführt. Als Schlussfolgerung ergab sich dabei ein alter Senselauf zwischen Plaffeien und Alterswil, worüber 1926 H. MOLLET²⁾ referierte. Gleichzeitig und unabhängig davon

¹⁾ [SCHIDER, R. & MOLLET, H.: Geologisches Gutachten über die Hofmattquelle, mit 1 Profiltafel und 1 geol. Karte, 1919 (*Manuskript*)].

²⁾ MOLLET, H.: Ein alter Senselauf, *Eclogae geol. Helv.* XX, 1927, pag. 229.

sprach der Vortragende über ältere Senseläufe³⁾, wobei unter anderen auch der eben erwähnte alte Lauf angenommen wurde.

Im Juli 1934 begann nun die Bohrung zur Gewinnung des Grundwassers, angesetzt bei der Hofmatt, nahe beim natürlichen Grundwasseraufstoss. Diese lieferte folgendes Bohrprofil:

Humus	— 0,35 m	
Gelber Lehm mit Sand und Steinen	— 1,75 m	
Blauer Lehm mit grossen Steinen	— 1,95 m	
Gelber Lehm mit kleinen Steinen	— 7,40 m	
Harter gelber Lehm mit Steinen	— 9,00 m	
Lehmiger Kies	— 11,30 m	
Blauer Lehm, sehr hart, mit Steinen	— 13,20 m	
Grober Kies mit Lehm	— 14,40 m	
Grobe Geschiebe mit Lehm	— 15,50 m	
Reiner Kies	— 18,70 m	<i>Wasserhorizont</i>
Sehr harter gelber Lehm	— 19,00 m	
Sehr harter blauer Lehm	— 22,00 m	
Gelber Lehm	— 22,30 m	
Sauberer Kies	— 23,50 m	<i>Wasserhorizont</i>
Grosser Block in Lehm	— 27,00 m	
Grober Kies mit dünnen Lehmschichten	— 34,45 m	<i>Wasserhorizont</i>

Man hatte also eine mächtige Grundmoräne zu durchbohren, um zum Grundwasserstrom zu gelangen, der bei —25 m begann, während vorher zwei kleinere Grundwasserhorizonte durchfahren wurden. Die Bohrung wurde bei —34,45 m in Kies eingestellt.

Bei den verschiedenen Messungen des Wasserquantums wurde im aufgesetzten Rohr ein artesischer Druck von 7 m über der Oberfläche und damit von 32 m über dem eigentlichen Grundwasserspiegel festgestellt. Dieser hohe artesische Druck ist allein schon erwähnenswert, da z. B. im Kanton Zürich nach HUG & BEILICK⁴⁾ im Maximum 14 m artesischer Druck gemessen wurde.

Eine 2. Bohrung erwies sich als notwendig, um die Unterlage des Wasserträgers zu erreichen. Sie wurde 80 m südlich der ersten angesetzt, am linken Ufer des Galternbaches und zeigte folgendes Profil, das vom ersten abweicht:

Humus	— 0,40 m	
Torf, blauer Lehm mit Sand und Steinen	— 1,30 m	
Wechselagerung von blauem Lehm und lehmigem kompaktem Sand	— 6,— m	
Sand mit gelbem Lehm und groben Geröllen	— 11,— m	
Blauer Lehm mit Kies, sehr hart	— 18,— m	
Blauer Lehm	— 19,40 m	
Sehr feiner Sand	— 19,80 m	<i>Wasserhorizont</i>
Lehmiger Kies	— 20,30 m	
Grober Kies und Sand, zuerst lehmig dann rein	— 25,00 m	} <i>Wasserhorizont</i>
Grober Kies mit Sand, rein	— 30,30 m	
Grober Kies, rein	— 43,00 m	
Grober Kies und Sand	— 47,10 m	
Molasse	— 47,90 m	

³⁾ BÜCHI, O.: Interglaciaie Senseläufe, *Eclogae geol. Helv.* XX, 1927, pag. 226.

⁴⁾ HUG, J. & BEILICK, A.: Die Grundwasserhältnisse des Kantons Zürich, Bern 1934.

Die Pumpversuche lieferten in beiden Bohrlöchern bis maximal 7000 l/m. Die genannten Bohrresultate geben eine Bestätigung des früher beschriebenen alten Sensetales zwischen Plaffeien und Alterswil. Der grobe Senseschotter, der in Plaffeien unter einer Lehmdecke ansteht, ist hier wieder angebohrt worden in einer Mächtigkeit von 27 m, im 2. Bohrloch, unter einer Moränenbedeckung von ca. 20 m. Wir dürfen nun mit Sicherheit die erbohrten Schotter als Senseschotter bezeichnen; sie sind der Träger des Grundwasserstromes. Das alte Sensetal zwischen Plaffeien und dem oberen Galterntal rückt nun aus dem Gebiet der Hypothesen in die Reihe der sicher nachgewiesenen interglacialen Flussrinnen.

Es bleibt noch die Tatsache zu erklären, dass der alte Senseschotter gerade bei der Hofmatt aufhört, was auch mit dem natürlichen Quellaustritt zusammenhängt. Da ein altes Sensetal nach den bisherigen Arbeiten (H. MOLLET, O. BÜCHI) sich über St. Ursen, Tafers, Düdingen erstreckt, so ist einerseits möglich, dass die Schotter dieses lange Tal einst ganz ausgefüllt haben und dann unterhalb der Hofmatt erodiert wurden, sodass die Moräne die Schotter bei der Hofmatt schräg abschneidet.

Oder es floss die Sense, wie auch schon vermutet wurde, in einer Interglacialzeit E-wärts oder NE-wärts, und die Schotter finden ihre Fortsetzung in jener Richtung. AEBERHARDT⁵⁾ vertrat 1912 die Ansicht, dass die Schotter von Henzenried, S. Heitenried mit denen von Plaffeien zu verbinden seien und dass infolgedessen die Sense in der letzten Interglacialzeit von Plaffeien über die Hofmatt gegen den Sodbach und gegen Schwarzenburg geflossen sei.

Eine genauere Untersuchung des Sodbachtales ergab nun, dass es sich bei diesen Schottern um die Ausfüllung einer alten Sodbachrinne handelt, die ihr Bett unter den Talboden der heutigen Sense bei Schwarzenburg eingetieft hatte, was die Grundwasserquelle von Sodbach beweist. Der Querschnitt des alten Tales, der an mehreren Stellen beobachtet werden kann, wo der Sodbach das alte Bett durchquert, ist, was für ein altes Sensetal überhaupt nicht in Frage kommt, an der Basis nur 10—20 m breit und besitzt steile Molassehänge. Auch ist er mit sandig-lehmiger Grundmoräne angefüllt. Erst darüber kommen die Schotter, die das V-förmige enge Tal bis auf die Höhe des Plateau von Henzenried und Konradshaus auffüllen.

Es bleibt nur die Tatsache bestehen, dass die Depression zwischen der Hofmatt und der Sodbachmühle sicher eine Schmelzwasserrinne am Rande des Rhonegletschers längs dessen Randmoränen der Würmeiszeit und vielleicht auch schon früherer Eiszeiten darstellt, eventuell auch einem alten Sensetal mit einer Felsbasis, die viel höher liegt als der nun festgestellte Lauf von Plaffeien nach der Hofmatt, entspricht.

⁵⁾ AEBERHARDT, B.: L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. *Eclogae geol. Helv.* XI, 1912, pag. 752.

Eine Talrinne der Sense, welche dem tiefsten Talsystem angehören würde, ist durch die Bohrung auch nicht festgestellt worden, bleibt also für die Sense in deren Oberlauf nach wie vor hypothetisch.

Diese Bemerkungen mögen beweisen, welche Bedeutung die beiden Bohrungen für die Erkenntnis der Talgeschichte unseres westschweizerischen Mittellandes besitzen.

8. — H. HAUS (Basel): **Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miocaenen Nagelfluh des obern Emmentales.**

Siehe dieses Heft S. 667.

9. — H. FRÖHLICHER (Olten): **Unterstampische Molasse im Flyschgebiet der Fähnern bei Appenzell.**

Bei einem vor kurzem ausgeführten Besuch des an Problemen besonders reichen Fähnerngebietes interessierten mich namentlich jene schon lange bekannten „Flyschmergel des Alpenrandes“, deren stratigraphische Einreihung nach A. LUDWIG (Lit. 5, p. 884) noch immer nicht völlig abgeklärt ist. Sie wurden von den verschiedenen Autoren bald zum Flysch (Eocaen), bald zur Molasse gerechnet. A. GUTZWILLER (Lit. 7, p. 76) wagte nicht, sich für die eine oder andere Auffassung zu entscheiden, und dementsprechend sind sie auf Bl. IX der geol. Karte 1 : 100.000, wie übrigens auch auf den Spezialkarten des Säntis von A. ESCHER v. D. L. (Lit. 2) und ALB. HEIM (Lit. 8), in schematischer Weise zum Teil in den Flysch, zum Teil in die Molasse einbezogen worden. ARN. HEIM (Lit. 9) schied sie zuerst als „Flyschmergel der Randzone“ besonders aus und gab ihre Verbreitung auf einer Kartenskizze an (l. c. Tafel I). Durch Vergleiche mit anderen Gebieten kam er dann aber zu der Vermutung, dass diese Mergelbildungen der Molasse angehören (Lit. 11, p. 245 und Lit. 1) und dieselbe Ansicht wurde später auch von anderen Forschern geäußert (Lit. 12, p. 144). Es gelang mir nun, diese Vermutung durch Fossilfunde zu bestätigen und die genannten „Flyschmergel“ dem Unterstampien zuzuweisen.

Die in Frage stehenden flyschähnlichen Mergel sind besonders gut aufgeschlossen in zwei Bachtobeln am Westhang der Fähnern, im Ibach, der ca. 2,5 km oberhalb der Ortschaft Appenzell von E in die Sitter mündet, und im Pöppelbach, der ungefähr parallel zu dem vorigen ca. 1 km weiter nördlich der Sitter zufließt. Die dunkelgrauen, schiefrigen Mergel bilden gegen SE die Unterlage des sehr heterogenen Fähnernflysches, gegen das Molasseland im NW zeigt sich deutlich eine mehrfache Verschuppung mit bunten Mergeln und Sandsteinen noch unbestimmten, vermutlich stampischen Alters. Die grösste Mächtigkeit, sicher über 500 m, lassen sie in einem einheitlichen, fast lückenlos aufgeschlossenen Komplex, unmittelbar

unter Senonmergeln und Nummuliten-Grünsandsteinen, im oberen Teil des Ibach erkennen. Die Sedimentserie ist charakterisiert durch leicht spaltbare, graue Schiefermergel, durch auffällige gleichmässige Schichtung und regelmässig zwischengelagerte Bändchen von harten, z. T. glimmerreichen und mit Pflanzenresten bedeckten Sandsteinen; Sandsteine sind aber nur untergeordnet und Nagelfluh scheint ganz zu fehlen.

Nach längerem Suchen fand ich nun in bald mehr, bald weniger schiefri-gen Mergeln der verschiedenen Zonen an mehreren Stellen Fossilien, welche, wie erwähnt, die Zugehörigkeit zur Molasse ausser Frage stellen. Es sind dies namentlich kleine Cyrenen, dieselben Formen, wie sie nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Dr. E. BAUMBERGER in der unterstampischen Molasse von Feygire südlich Châtel-St-Denis vorkommen (Beschreibung dieser Cyrenen in Lit. 6 und Lit. 10), und wie ich sie ebenfalls in gleichaltrigen Schichten des Entlebachs sammeln konnte (Lit. 4, p. 30). Ferner fanden sich auch Fischschuppen, darunter solche von *Clupea (Meletta)*. Diese Funde, welche sich durch längeres Nachsuchen sicher noch vermehren lassen, verteilen sich auf folgende Stellen:

Ibach:

a) Ca. 50—100 m oberhalb des Viadukts bei Ferlen (Strasse Appenzell-Brülisau), bei den ersten, untersten Aufschlüssen im Bach: zahlreiche kleine Cyrenen, gewöhnlich mit beiden geöffneten und noch zusammenhängenden Klappen, eingebettet in blau-grauen, bräunlich anwitternden Tonmergeln.

b) Ca. 100 m weiter bachaufwärts von der unter a genannten Stelle, bei einem Stall auf der rechten Bachseite: idem.

c) Anriss am rechten (nördlichen) Steilufer unter Grafenweid (Koordinaten 751950/242300 des topogr. Atlas): Fischschuppen, darunter *Clupea (Meletta)*, in grauen Schiefermergeln.

d) Beim „a“ von Ibach der Karte (auf Koordinate 752), ca. Kote 920: vereinzelte grosse Schuppe von *Clupea (Meletta)*.

e) Linkes Ufer nördlich unter „Nord“: Cyrenen - Fragment und Fischschuppen in grauen, z. T. sandigen und glimmerreichen Schiefermergeln.

Pöppelbach:

Ca. Kote 1010, Schiefermergelkomplex unterhalb „Schletter“: Fischschuppe auf der rechten Bachseite und Fragment einer Muschel (*Cyrena?*) auf der linken Seite.

Durch diese Funde wird eindeutig marine bzw. brackische Sedimentation erwiesen¹⁾. Wir dürfen ferner aus dem Auftreten derselben Cyrenen-Formen, wie sie in anderen unterstampischen Schichtkomplexen am Alpennordrand vorkommen, ebenfalls auf unterstampisches Alter dieser Mergel der Randzone schliessen. Diese

¹⁾ H. EUGSTER (Lit. 12, p. 144 und Lit. 5, p. 885) zitiert aus einem kohle-führenden, grobkörnigen Sandstein am südlichen Talhang des Ibach bei Grehalten *Calyptraea sp.*, einen Gastropoden, welcher ebenfalls für marines Milieu spricht.

Altersbestimmung erhält weiter eine wichtige Stütze durch den Nachweis der Fisch-Gattung *Clupea (Meletta)*. Besonders hervorzuheben ist auch die lithologische Übereinstimmung mit andern gleichaltrigen Schichtserien der subalpinen Molasse, z. B. mit den Horwerschichten, Ralligschichten und den Melettaschiefern des Entlebuch (vgl. Lit. 1, 3, 4, 12). An einem Zusammenhang all dieser marinen Sedimente ist nicht zu zweifeln, und wo sie fehlen, sind die Ursachen tektonische. Ferner weist die im Entlebuch nachgewiesene, noch nicht näher bearbeitete Fischfauna mit *Amphisile* und *Clupea (Meletta)* auf eine weitere Verbreitung dieses Meeres nach Westen (Savoyen) und namentlich nach Osten hin (Lit. 4, p. 32). Lithologisch und faunistisch ähnliche Bildungen sind, wie mir Herr Dr. A. ERNI, Trimbach, in verdankenswerter Weise mitteilte, in den Karpathen und im Kaukasus bis Baku weit verbreitet. Diese können mit unserer unterstampischen Molasse am Alpennordrand bzw. den ihnen stratigraphisch sehr nahestehenden Glarner Fischschiefern (Lit. 4, p. 31/32) verglichen werden.

Geologisches Institut d. Universität Basel.

Zitierte Literatur:

1. BAUMBERGER, E., BUXTORF, A. & CHRIST, P.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft in die Umgebung von Luzern vom 5.—7. Oktober 1924. *Eclogae geol. Helv.* XIX, p. 276 u. ff. 1925.
2. ESCHER v. D. L., A.: Geologische Beschreibung der Sentis-Gruppe. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, 13. 1878.
3. FRÖHLICHER, H.: Nachweis von Fischschiefern mit *Meletta* in der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). *Eclogae geol. Helv.*, 24, p. 241, 1931.
4. FRÖHLICHER, H.: Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch (Kanton Luzern). *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N. F. 67, 1933.
5. Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. XII, Basel (Wepf & Cie.) 1934.
6. GAGNEBIN, E.: Les Cyrènes de la Veveyse de Feygire. *Eclogae geol. Helv.* XVII, 1922.
7. GUTZWILLER, A.: Molasse und jüngere Ablagerungen auf Bl. IX der Dufourkarte. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, 14, 1877.
8. HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N. F. 16, 1905.
9. HEIM, ARN.: Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N. F. 53, 1923.
10. MAILLARD G. & LOCARD, A.: Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse. *Mém. Soc. pal. Suisse*, XIX, 1892.
11. LUDWIG, A.: Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. *Eclogae geol. Helv.* XX, p. 245, 1927.
12. LUDWIG, A., EUGSTER, H. & BÄCHLER, E.: Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im st. gallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähnern- und Wildkirchligebiet vom 9.—11. September 1930. *Eclogae geol. Helv.* 24, p. 125—157, 1931.

10. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Geologische Beobachtungen auf einer Flugreise nach Hinterindien.** (Mit Lichtbildern.)

Gemeinsam mit seinem Freund Dr. HANS HIRSCHI hatte der Referent im Januar dieses Jahres die Gelegenheit zu einem Flug nach Hinterindien. Er bot einen wundervollen Einblick in die Tektonik der asiatischen Randgebirge, wie er sich dem Beobachter auf der Erde selbst kaum nach jahrzehntelangen Untersuchungen und Kartierungen ergeben kann. Wie überraschend viel vom Inneren der Erdkruste sich aus der Höhe verrät, lehren die vorgeführten Lichtbilder. Zwar ist das Photographieren auf der KLM, wie auch auf der französischen und britischen Luftlinie verboten. Es musste erst rechtzeitig von den verschiedenen Regierungen die Erlaubnis zu dem besonderen wissenschaftlichen Zweck nachgesucht werden.

Europa wurde verlassen mit einem Rückblick vom Mittelmeer aus auf das imposante schneebedeckte Gebirge von Kreta. Schon äusserlich verrät es den alpinen Bau. Im Einzelnen ist es noch sehr wenig bekannt und würde ein herrliches Objekt für schweizerische Dissertationen sein.

Von Ostägypten werden Dünenlandschaften mit Barchanen aus 1400 m Höhe gezeigt. Unter diesen treten gegen Osten die Kalkschichten der oberen Kreide hervor, die in Palästina zu einem sanften Antiklinorium ansteigen (Schichtterrassen von Bethlehem), um in deutlich ausgesprochener Bruchstufe zu dem tief versenkten Toten Meer mit seinen Salzkrusten abubrechen. Mesopotamien ist ein mit alluvialem Schlammsand ausgefülltes breites Synklinaltal (Schlängelnder Euphrat).

Den herrlichsten geologischen Einblick boten die jungen Falten längs der Ostseite des Persischen Golfes. Die Bergketten aus miozänen Farsschichten entsprechen den Antiklinalen, die Täler mit pliozänen Konglomeraten den Synklinalen. Die äussere Form entspricht noch so genau der Tektonik, dass man geologische Karten aus dem Flugzeug zeichnen könnte. (Durch mehrere Bilder erläutert.) Merkwürdig sind die Unterbrüche der Faltenlinien durch die Salzaufbrüche (Diapyre) nach Art von Eruptivergüssen (Bild).

Den phantastischsten Blick der ganzen Reise — eine Cyklopenlandschaft — bot die Inselgruppe bei Ras el Djebel (Oman) in der Einengung der Strasse von Hormus: gelb und ockerfarbig leuchtende kahle Tertiärfaltenreste auf tiefblauem Meergrund. Es ist das versenkte und zerfressene Verbindungsstück der persischen Ketten nach Arabien (farbiges Bild).

Nach dem Weiterflug über 4000 m hohen Wolken und durch die Nacht enthüllten sich in der folgenden Morgendämmerung 1700 km weiter östlich die uralten Strukturen Vorderindiens. Im Gegensatz zu den ganz jungen Faltenstauungen des persischen Golfes stossen wir hier auf ein Rumpfstück des ältesten Faltengebirges, das

dem zerbrochenen Gondwana-Kontinent angehört. Es ist das präkambrische *Aravalligebirge* 150 km östlich Jodhpur. In wunderbarer Klarheit sind die härteren Felsrippen des algonkischen Vindhyan Systems aus Kalken, Sandsteinen und Quarziten herauspräpariert und lassen nordoststreichende Faltungen mit Axialgefällen erkennen, die von unten nicht zu überblicken wären (mehrere Bilder aus 3000 m).

Nach Allahabad erscheinen über dem auf 3000 m reichenden Dunst die über 400 km entfernten Achttausender des *Nepalhimayas*, als eben noch erkennbare, geisterhaft weisse Riesenzacken. Wir stehen jetzt über der grossen Alluvialebene des Ganges, einem Depressionsgebiet mit Massendefekt — einer rezenten Geosynklinale.

In Burma geht der Flug schief über die tertiären Arakanketten (Bild mit Riesen-Schlammvulkan). Dann folgen jenseits der grossen Alluvial-Reisebene des Irrawadi die mit Urwald bedeckten hinterindischen Zentralketten, die bei genauerem Studium auch noch pliozäne und quartäre Faltenbewegungen erkennen liessen, aber in der Hauptsache schon am Ende des Paläozoikums aufgerichtet waren.

11. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Interglaciale Klimaperioden und nächste Ursachen der Eiszeit.**

12. — HANS E. THALMANN (Palembang): **Die miozäne Tuxpan-Stufe im Gebiete zwischen Rio Tuxpan und Rio Tecolutla (Staat Veracruz, Ost-Mexico).**

Im Jahre 1925 hatte ich während acht Monaten Gelegenheit, das Urwaldgebiet der Küstenzone zwischen den Flüssen Tuxpan und Tecolutla im Staate Veracruz geologisch zu untersuchen. Dieser Küstenstreifen wird in der Hauptsache von der Tuxpan-Stufe (Burdigalien) bedeckt, welche im W transgressiv auf der Coazintla-Stufe (Aquitaniens) oder auf der Meson-Stufe (Rupéliens) liegt. Der Stufenname stammt von DUMBLE (Lit. 2, 3) und findet weitere Erwähnung bei DICKERSON & KEW (Lit. 1), VAUGHAN (Lit. 6), WOODRING (Lit. 7) und W. STAUB (Lit. 4, 5). Alle diese Arbeiten enthalten nur ganz knappe Angaben über Stratigraphie, Fossilführung und Altersstellung.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Tuxpan-Stufe zwischen Tuxpan und Papantla weist im W bis gegen 300 m hohe Hügelzonen auf, während der östliche, gegen die Küste abflachende Teil von Niederungen und Sümpfen eingenommen wird.

Als transgressive Stufe, mit einer von E nach W gerichteten Transgression, zeigt die Tuxpan-Stufe an ihrer Westgrenze mächtige Konglomerate, deren Komponenten aus kretazischen Feuersteinen, Basalten und oligozänen Korallenkalk-Geröllen bestehen. Diese ehemalige Küstenlinie lässt in ihrem N-S-Verlaufe deutlich ausgeprägte Meeresbuchten erkennen (Gegend von Chapopotillo, Santiago de la

Peña, Salto de Jobo südlich von Tuxpan-Stadt; Gebiet zwischen Cazonas-Fluss und Hügelregion von Papanthla, sowie Gegend südlich des Tecolutla-Flusses). Die Gesamtmächtigkeit der Tuxpan-Stufe in ihrem Hauptverbreitungsgebiet beträgt etwa 500 m. Die allgemeine Streichrichtung verläuft von NW nach SE, das regionale Fallen ist maximal 5° nach NE. Im Querprofil lässt sich die Stufe als monoklinale Tafel erkennen, deren 4—5° NE-Fallen im W gegen die Mitte zu in eine beinahe horizontale Tafel ausflacht, um im E, gegen die Küste hin, wieder mit 3—4° NE-Fallen abzutauchen.

Die lithologische Untersuchung von über tausend Einzelprofilen und Aufschlüssen erlaubte eine Zweiteilung dieser ca. 500 m mächtigen Sedimentserie, nämlich in eine obere Abteilung, *Tuxpan-Schichten s. str.*, und eine untere Abteilung, *Papanthla-Schichten*.

1. Die Tuxpan-Schichten s. str.

Diese obere Abteilung der Tuxpan-Stufe ist lithologisch am besten repräsentiert an den beiden Hügeln in der Stadt Tuxpan selbst, den Typus-Profilen der Stufe. Hier wechsellagern gelbe und braune, sandige Mergel mit gelblichen oder grauen, weichen Sandsteinen, kalkigen Sandsteinen, und harten Kalkbänken von tiefgelber bis brauner Farbe. Mergel wie Sandsteine enthalten Mollusken, seltener Echiniden, die jedoch meist, wie in der Berner Molasse, nur als Steinkerne vorliegen und deshalb eine genaue Artbestimmung erschweren. Anders verhält es sich mit den Foraminiferen, die im Schlämmrückstand von jeder Mergel- und Sandsteinprobe mehr oder weniger zahlreich angetroffen werden. (Die Liste der vorgefundenen Foraminiferen-Arten wird im Bericht der Schweiz. Palaeont. Gesellschaft, 1935, mitgeteilt, Lit. 8.) Stellenweise gesteinsbildend tritt eine grosse, flache *Operculina* auf (gute Fundstellen: bei km 15 der Cobos-Furbero-Feldeisenbahn; 3,5 km NE von Naranjos in Santiago de la Peña; Gutierrez Zamora östlich Papanthla). Oft sind dünne Sandsteinbänke und Mergelschichten vollgespickt mit dieser auffallend grossen, vielkammerigen *Operculina*. Auch die Gattungen *Haplostiche* und *Textularia* weisen besonders gross entwickelte Vertreter auf.

Unter den für die Altersbestimmung wichtigen Fossilien der Tuxpan-Schichten (und der Tuxpan-Stufe überhaupt) sind zu erwähnen:

<i>Clementia grayi</i> DALL	<i>Malea ringens</i> SWAINS.
<i>Ostrea haitiensis</i> SOW.	<i>Clypeaster pileus</i> ISREALSKY
<i>Ostrea trigonalis</i> CONR.	<i>Vasconaster jeanneti</i> LAMBERT
<i>Cardium gatunensis</i> TOULA	<i>Metalia cumminsi</i> DICKERSON & KEW
<i>Cardium lingualeonis</i> GUPPY	<i>Scutella cazonensis</i> DICKERSON & KEW
<i>Pecten gatunensis</i> TOULA	<i>Macropneustes antillarum</i> COTTEAU
<i>Pecten laevicostatus</i> TOULA	<i>Clypeaster cubensis</i> COTTEAU
<i>Pecten (Nodipecten) condylomatus</i> DALL	<i>Agassizia clevei</i> COTTEAU
<i>Conus interstinctus</i> GUPPY	

2. Die Papantla-Schichten.

Die untere Abteilung der Tuxpan-Stufe besteht vornehmlich aus Konglomeraten, konglomeratischen Sandsteinen, geröllführenden Mergeln, harten, groben Sandsteinen und Sandkalken. Korallenriffe wurden nur ganz lokal im oberen Teile der Papantla-Schichten nördlich von Pital und Sombrerete beobachtet. Der obere Teil der Papantla-Schichten zeigt eine Wechsellagerung von Kalken und Kalksandsteinen mit sandigen, foraminiferenführenden Mergeln. Nirgends wurden in der gesamten Stufe Lepidocyclinen oder Miogypsinen aufgefunden.

Die Konglomerate zeigen deutliche Deltastruktur mit Kreuzschichtung (Stadt Papantla). Sandsteinbänke oder Mergeleinlagerungen sind stets linsenförmig ausgebildet und keilen seitlich aus. Das sandig-mergelige Bindemittel der Konglomerate führt Foraminiferen, doch stets ohne Miogypsinen. Hauptkomponenten der Konglomerate sind kretazische Silex-Gerölle, schwarze Kreidekalke und ganz untergeordnet, abgerollte Korallenkalke. Westlich und südwestlich der Stadt Papantla und südlich des Tecolutla-Flusses treten an der Basis der Papantla-Schichten rot bis violett gefärbte tonige Mergel auf, in der Umgebung von Pital und Sombrerete (nördlich von Papantla) weiche, zerreibbare, glimmerführende Sandsteine. Nach E gehen die Konglomerate allmählich in grobe Sandsteine und -kalke über, welche noch weiter küstenwärts (z. B. Gegend von Gutierrez Zamora) von gelblich bis weisslich gefärbten Sandsteinen und Sandmergeln mit starker Fossilführung abgelöst werden.

Im Gebiete westlich der Stadt Papantla kann die Grenze der Tuxpan-Stufe (Papantla-Schichten) mit den unterliegenden Coazintla-Schichten nur auf mikropalaeontologischem Wege befriedigend gezogen werden. Die Matrix der mit einem Regressionskonglomerat abschliessenden Coazintla-Stufe enthält reichlich *Miogypsina* und *Heterostegina*, welche in derjenigen der Tuxpan-Konglomerate nicht mehr auftreten. An verschiedenen Stellen lässt sich ferner eine typische „angular unconformity“ zwischen den beiden Stufen beobachten: die Coazintla- wie die nächstältere Meson-Stufe zeigt ein ausgeprägtes regionales E-Fallen von 6—8°, während die Tuxpan-Stufe in der Regel mit 5° nach NE einfällt.

Regional betrachtet nimmt die Konglomeratbildung der Papantla-Schichten in der Streichrichtung von NW nach SE zu, während in den Tuxpan-Schichten die Kalkbildung in derselben Richtung grösser wird.

3. Fazies und Alters-Korrelation der Tuxpan-Stufe.

Fossilinhalt und Lithologie der Tuxpan-Stufe weisen deutlich darauf hin, dass die Sedimentation in einem tropisch-warmen Flachmeere innerhalb der neritisch-litoralen Zone vor sich ging. Reine

Tone oder Fettmergel kommen nirgends vor. Stets ist ein gewisser, oft sogar ein sehr bedeutender Sandgehalt den Mergeln beigemischt. Diesem Sandgehalt schreibe ich es zu, dass die Fauna der Tuxpan-Stufe (Makro- wie Mikrofauna) gegenüber anderen neogenen Ablagerungen des tropischen Neritikums in der karibischen Provinz einen verarmten Eindruck macht.

Der Tuxpan-Stufe Ost-Mexicos entspricht im atlantischen Becken des Isthmus von Tehuantepec (Coatzacoalcos-Becken) zeitlich die Ablagerung der Concepción- und Filisola-Schichten. Im Rio Grande-Becken gelang mir mikrofaunistisch der Nachweis gleichaltriger untermiozäner Schichten in der Umgebung von San Fernando (Arroyo Chorreras, Rio Conchos bei El Salto, Santa Rosalia) im Staate Tamaulipas (Nordost-Mexico). In Texas ist die Fleming-Gruppe (Oakville- und Lagarto-Stufe), in Florida und Georgia die Chipola- und Alum Bluff-Formation das zeitliche Aequivalent der Tuxpan-Stufe. Möglicherweise umfasst die Tuxpan-Stufe faunistisch und zeitlich noch den unteren Teil der Choctawhatchee-Formation von Florida.

Innerhalb der westindisch-karibischen Provinz entsprechen der Tuxpan-Stufe die Baitoa-Formation auf Santo Domingo, die Thomonde-Formation auf Haiti, die Sapota-Schichten und Uscari-Formation in Costarica, die obere Culebra-Formation in der Panama Canal Zone, die Sinú-Schichten von Kolumbien, die Maracaibo- und Falcón-Schichten von Venezuela und die Machapoorie-Schichten von Trinidad.

Literatur.

1. DICKERSON, R. E. & KEW, W. S. W.: The Fauna of a Medial Tertiary Formation and the associated horizons of Northeastern Mexico. Proc. California Acad. Sci., (4), VII, No. 5, 1917.
 2. DUMBLE, E. T.: Science, N. S. XXXIII (234) 1911.
 3. DUMBLE, E. T.: Geology of the Northeastern End of the Tampico Embayment Area. Proc. California Acad. Sci., VIII (113—156) 1918.
 4. STAUB, WALTHER: Über die Verbreitung der oligozänen und der älter-neogenen Schichten in der Golfregion des nordöstlichen Mexiko. Eclogae geol. Helv. XXI (119—130) 1928.
 5. STAUB, WALTHER: Zur Entstehungsgeschichte des Golfes von Mexiko. Ibid., XXIV (61—81), 1931.
 6. VAUGHAN, TH. W.: Criteria and Status of Correlation and Classification of Tertiary Deposits. Bull. Geol. Soc. America, 35 (677—742), 1924.
 7. WOODRING, W. P. American Tertiary Mollusks of the Genus *Clementia*. U. S. Geol. Surv., Prof.-Pap. 147 (25—47) 1926.
 8. THALMANN, HANS E. Mitteilungen über Foraminiferen II. Eclogae geol. Helv., dieses Heft, 1935.
13. — J. TERCIER (Fribourg): **Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche.**

A paraître in extenso dans les Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936.

14. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Längsstreckung im Hinterindischen Kettengebirge.** (Mit Lichtbildern und Demonstration.)

Bei Gelegenheit eines Auftrages im nördlichen Siam, gemeinsam mit seinem Freund Dr. HANS HIRSCHI, hatte der Referent im April und Mai dieses Jahres Gelegenheit zu einer Querung der NNW streichenden Gebirgsketten Hinterindiens, die noch von keinem Geologen besucht worden waren. Ein seit alters her begangener Saumpfad führt von Raheng am Rand der grossen Ebene in WSW Richtung zwischen dem 16. und 17. Breitengrad über die Tung Tshai Ketten nach Mesod am nordfliessenden Grenzfluss gegen Burma. Wir gedenken über dieses Querprofil eine eingehende Arbeit in englischer Sprache zu veröffentlichen. Die tektonisch auffallendste Erscheinung ist die Längsstreckung. Da sie von allgemeinem Interesse ist, und unseres Wissens auch aus anderen Erdteilen noch kaum beachtet wurde, wird darauf an Hand von Lichtbildern und einem Handstück hingewiesen.

Dass Längsstreckung am bogenförmigen Aussenrand von Schubdecken in auffallender Weise auftreten kann, wurde vom Referenten im Jahr 1906 entdeckt und für die helvetischen Alpen der Ostschweiz eingehend beschrieben und erklärt¹⁾. Durch gleichzeitige Abquetschung sind so förmliche Ambossfalten entstanden (Aubrig, Mattstock, Farenstöckli). In autochthonen Faltenketten, wie den hinterindischen, sind Längsstreckungen jedoch schwer verständlich. Und doch erkennt man als unmittelbare Beobachtung, dass die Hauptstreckung der Tung Tshai Ketten in deren Längsrichtung, im Streichen der Schichten statt in deren Fallrichtung erfolgt ist. Längsstreckung und Gleitung wurde bei allen guten Aufschlüssen älterer Horizonte beobachtet: in den alten Kernen aus Erstarrungsgesteinen, am Paragneiss mit seinen sauren Injektionen, an paläozoischen Quarziten, an Phylliten, am Kalkstein und Quarzit von vermutlich permocarbonischem Alter, nicht mehr dagegen im Mesozoikum (Trias). Die normale Streckung quer zum Gebirgsstreichen fehlt zwar nicht überall. Sie tritt aber bei weitem zurück gegenüber den oft die ganzen Gesteinskomplexe durchsetzenden Streckungserscheinungen mit Rutschstreifen auf allen Fugen in der Längsrichtung der Ketten, d. i. NNW. Die vorgeführten Lichtbilder von Kalkstein und von einem syenitischen, längsgestreckten Erstarrungsgestein eines Faltenkernes lassen darüber keinen Zweifel.

Bekanntlich finden in den Randketten Kaliforniens längs des Pazifischen Ozeans seit dem Beginn der Quartärzeit Longitudinal-

¹⁾ ARNOLD HEIM: Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich 1906. Referate in Eclogae geol. Helv. 1907 und Verh. Schw. Natf. Ges., St. Gallen 1906. Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. XX, 1910—1917.

verschiebungen statt. Man braucht nur an die bis 6 m betragende Verschiebung auf der grossen San Andreas Fault beim Erdbeben von San Francisco im Jahr 1906 zu erinnern. Jene Erscheinungen sind durch Veränderungen in der Rotationsgeschwindigkeit der Erde einigermaßen erklärlich²⁾. Aber sie beeinflussen nicht die innerste Struktur jener jugendlichen Gebirgsketten, wie im Falle von West-Siam, wo es sich nicht nur um Längsverschiebungen an Bruchflächen handelt, sondern wo das ganze innere Gefüge unter Längsstreckung deformiert wurde. Diese steht offenbar im Zusammenhang mit der grossen Gebirgsstauung am Ende des paläozoischen Zeitalters.

15. — P. ARNI (Zürich): **Über die Stratigraphie des Untereocaens und einige Nummuliten des Ruchbergsandsteins.**

Siehe dieses Heft S. 641.

16. — MOR. BLUMENTHAL (Chur): **Zur Mechanik der Reliefüberschiebungen.**

Die moderne Alpengeologie hat gezeigt, dass eine Orogenfaltung nicht ein Vorgang „aus einem Guss“ ist, sondern in eine Serie von einzelne Phasen aufzuteilen ist. Es ist deshalb zu folgern, dass ältere Faltung eine gewisse oberflächliche Umgestaltung erfahren hatte, wenn sich ihr eine neue zugesellte oder aus solcher sich ableitende Schubdecken über ein relatives und älteres Vorland sich hinwegbewegten. Diese letzteren sind dann gezwungen, das vorhandene Relief zu überwältigen, sich ihm anzupassen. Dies ist der Vorgang der Reliefüberschiebung (abgekürzt RÜ) (AMPFERER, BLUMENTHAL).

Für einen besonderen Fall der RÜ geben die betischen Cordilleren instruktiven Aufschluss¹⁾. Es sind die höchsten tektonischen Einheiten, welche über die liegenden Triasfalten alpiner Fazies hinweggeglitten sind und die Unebenheiten eines vorangehenden „Abhubs“ höherer Schichtlagen gewissermaßen auspichten. Das Málaga-Betikum und die alpujarride Gador-Decke überlagern auf diese Weise die tieferen, gleichfalls alpujarriden Triasantiklinalen. Als aus diesem Befunde sich ergebende Beobachtungen und Erfahrungen lassen sich

²⁾ ARNOLD HEIM, Ursachen der Erdkrustenbewegungen. Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich 1934.

Energy Sources of the Earth's Crustal Movements. Report Intern. Geol. Congress, Washington 1933.

¹⁾ Siehe die ausführlichere Darstellung: M. BLUMENTHAL, Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren. Géologie de la Méditerranée occidentale, Vol. IV, No. 8, partie II; Barcelona 1935 (Genève: Georg & C^o). Auf diese Arbeit beziehen sich die folgenden Literaturverweise mit Anführung der Belegbeobachtungen und Beispiele.

die folgenden Feststellungen ableiten, die unter den gegebenen Umständen für die Mechanik der RÜ Allgemeingültigkeit haben dürften.

1. Das tektonische Bild einer Überschiebung auf ein präexistentes Relief ist weitgehend abhängig von den mechanischen Eigenschaften der beteiligten Massen.
2. Aufschub einer Schiefermasse auf ein relativ starres Basalgebirge bewirkt ein Minimum dislokationsmetamorpher Gefolgserscheinungen. (Fall der betischen Cordilleren.)
3. Vorhandensein eines „traîneau“ fördert — bedingt aber nicht — die Verschürfung einer zwischengelagerten tektonischen Einheit und demgemässe Ausfüllung des Reliefs. (Lage der Gador-Decke im Liegenden des Málaga-Betikums; Lit. Kap. C, 4.)
4. Solche Vorbedingungen vorausgesetzt, lassen sich die mechanischen Wirkungen der RÜ in den westlichen betischen Cordilleren in folgenden Beobachtungen resp. Veränderungen erkennen:

I. In der Triasunterlage:

- a) Glattfeilung des Reliefs der Kalkunterlage; stetige Harnischbildung mit Belag von Eisenoxyd.
- b) Breccienbildung und Verfärbung der obersten Schichtlage; nur geringmächtige oder überhaupt fehlende Mylonitbildungen — dies im Gegensatz zur schiefrigen Schubmasse. (Die so belangreiche hohe Metamorphose mancher Triaszonen ist anderer Herkunft und ist als eine regionale Dislokationsmetamorphose und als Produkt grösserer Rindentiefe zu betrachten.)
- c) Örtliche Absplitterung von Widerständen der Unterlage; Verkeilungen derselben mit der hangenden Schiefermasse, Bruchbildung. (Kalkklotz von Isbor, Lit. pag. 21, Keil des Tajo de Palomas, pag. 23 etc.)
- d) Fehlen einer weitausholenden, regelmässig verlaufenden Überschiebungsfläche im Hangenden; das accidentierte Relief der Unterlage bleibt „fossil“ erhalten.

II. In der Schubmasse:

- a) Intensive Zerrüttung des Schichtverbandes; diese führt besonders in der Phyllitzone von Ítrabo zur Bildung einer Mylonitmasse grossen Stils; sie ist teils vorhanden in der sog. Mischungszone holländischer Autoren in der Umrandung der Sierra Nevada (Lit. Kap. C, 5).
- b) Herausbildung einer Unmenge kleiner Verwerfungsfugen im Gesamtkörper der überschobenen Masse; sie weisen eher einen geringen Einfallswinkel auf und können als Hemmungswirkung in der Schubbewegung gedeutet werden. (Zustand weiter Strecken im Málaga-Betikum.)
- c) Aufteilung der Schubmasse in einzelne Schollen verschiedenster Dimension und Zusammensetzung; tiefere kristalline Komplexe finden sich nächst höheren Phylliten. (Kristallin von Entresierras nächst den Phylliten der Umgebung von Lentegí, Lit. Kap. C, 2.)
- d) Ausfüllung präexistenter Hohlformen der Unterlage; Anpassung an das Relief der Unterlage, wobei deren Unebenheiten im allgemeinen geschont werden.

Eingreifende Buchten von überschobenem Schiefermaterial in das liegende Triasgebirge geben diese Beziehungen an der heutigen Oberfläche wieder. (Beisp.: Querdepression von Yunquera, Lit. pag. 4, Westende der Sierra Tejada, pag. 11, Quertal des Rio Guadalfeo, pag. 17.)

- e) Basale Abschrägung der Schubmasse als wahrscheinliche Hemmungswirkung der Unterlage. (Beisp.: Aussetzen der mächtigen kristallinen Abteilung des Málaga-Betikums bei Alcaucin, Lit. pag. 12).

Aus den angeführten Gefolgserscheinungen der RÜ erhellt die Vielfältigkeit der möglichen Kontaktverhältnisse der sich überlagern-

den Einheiten; sie führt leicht zu einer Missdeutung. So kam denn der Referent nach Erkenntnis der RÜ zu einer verschiedenen Aufteilung in tektonische Glieder, welche von derjenigen von BANTING, VAN BEMMELEN, BROUWER und R. STAUB u. A. recht belangreich abweicht. Er unterscheidet im Gebiet des Westrandes der Sierra Nevada allein zwei nachweisbare Grossdecken, die Málaga-Decke und die Gador-Decke, die ihre Unterlage in Reliefüberschiebung überdecken.

17. — L. VONDERSCHMITT (Basel): **Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illicz (Valais).**

Das Val d'Illicz ist im Gebiet der Schweizeralpen die einzige Gegend, wo Molassegesteine — es handelt sich um die allgemein ins Oligocaen gestellte sogenannte „Molasse rouge“ — ausserhalb des mittelschweizerischen Beckens sich finden und anscheinend in normaler Serie alpine Flyschbildungen überlagern. Es sei verwiesen auf die vor kurzem (1934) erschienene „Feuille 483 St-Maurice“ des „Atlas géologique de la Suisse“, 1:25.000, aufgenommen im Val d'Illicz-Abschnitt von E. GAGNEBIN und F. DE LOYS, herausgegeben von der Schweiz. geol. Kommission.

Nachdem nun im Lauf der letzten Jahre in den südlichsten Zonen der subalpinen Molasse an vielen Stellen im Liegenden von „Molasse rouge“-ähnlichen Molasseserien marine fossilführende Sedimente des Unter-Stampien aufgefunden worden sind und zwar in einer häufig an Flysch erinnernden, aber weniger schiefrigen, d. h. weniger tektonisch beeinflussten Facies, erhob sich die Frage, ob nicht eventuell unterstampische Schichten sich auch im Val d'Illicz finden könnten. Sie waren zu vermuten in den obersten „Flysch“-schichten, die das direkte Liegende der „Molasse rouge“ bilden.

Diese Vermutung zu bestätigen, d. h. im Val d'Illicz fossilführende, wahrscheinlich dem Unter-Stampien angehörende Schichten nachzuweisen, gelang mir im verflossenen Sommer, und es dürfte wohl von allgemeinem Interesse sein, an dieser Stelle etwas Näheres mitzuteilen. Man vergleiche für das Folgende das erwähnte geolog. Atlasblatt St-Maurice.

An der Strasse von Troistorrents nach Morgins, zwischen En Fenebet und Pont de Rière, im Nant Prévond, unmittelbar nördlich der Hauptstrasse finden sich, ca. 40 m unterhalb der Grenze der flyschartigen Gesteine gegen die „Molasse rouge“, dunkelgraue, dachschieferartige, kalkige Schiefer, in denen Fossilien nicht selten sind. Sie werden unterlagert von ähnlichen, meist fossilleeren, etwas kompakteren Schiefen. Über den fossilführenden Schichten folgen harte graue Sandsteine mit schiefrigen Zwischenlagen, welche nach oben überhand nehmen, grünlich bis bunt und seidenglänzend werden und durch ihre Farbe zur Molasse rouge überleiten. In diesen bunten

Schichten fanden sich nur schlecht erhaltene nicht bestimmbare Gastropoden (Heliciden?).

Die Fossilien der grauen, dachschieferartigen Schichten sind, wenn auch meist etwas zerdrückt, recht gut erhalten. Neben zahlreichen Lamellibranchiern fanden sich zwei verschiedene Formen von Gastropoden, ferner Fischschuppen und nicht selten Pflanzenreste. Unter den Lamellibranchiern wiegt eine äusserlich der *Cyrena saussurei* ähnliche Form vor, wie sie von LOCARD¹⁾ von der Veveyse de Feygire beschrieben wurde. Daneben finden sich kleine Cardien, die wahrscheinlich *Cardium heeri* MAYER²⁾ gleichzustellen sind. Es ist jedoch für beide Formen eine genauere Bestimmung erst noch durchzuführen.

Die ganz gleichen Fossilien fanden sich später (Sept. 1935) anlässlich einer mit den Herren Dr. H. FRÖHLICHER und cand. geol. H. HAUS ausgeführten Exkursion bei Pont de Rièrre in den verlassenen Schieferbrüchen; ferner in gleicher stratigraphischer Stellung zur „Molasse rouge“ an der Strasse von Troistorrents nach Val d'Iliez bei der Strassenbrücke auf dem linken Ufer des Nant de Fayot.

Ein weiterer Fundort ist an der Strasse von Val d'Iliez nach Champéry gelegen, dort wo diese den Nant de Chavalet kreuzt. Hier ist die Stellung der fossilführenden Schichten innerhalb des „Flysches“ sehr unklar. Über dem autochthonen Urgon folgen, ohne dass der Kontakt unmittelbar sichtbar wäre, mit 30° nach S fallende schwarze, blättrige Globigerinenschiefer; sie werden nach oben abgeschnitten von einer nach N einfallenden Überschiebungsfläche, auf der, ebenfalls N-fallend, graue kalkige Schiefer liegen, die schlecht erhaltene Cyrenen und Cardien enthalten. Es liegt hier kein stratigraphischer, sondern ein tektonischer Kontakt zwischen autochthoner Kreide und „Flysch“ vor.

Alle diese bis jetzt aufgezählten Fundpunkte enthalten die gleiche aus Cyrenen und Cardien zusammengesetzte Faunula und erinnern dadurch sofort an die ganz ähnliche Formen führenden unterstampischen Sedimente der subalpinen Molasse (Ralligen, Horw, Bilten etc.); mit grosser Wahrscheinlichkeit dürften also die im Val d'Iliez im Liegenden der „Molasse rouge“ auftretenden Schiefer ebenfalls dem Unter-Stampien angehören. Sie sehen hier aber viel „flyschartiger“ aus als in den subalpinen Molassezonen, was nicht zu verwundern ist, wenn wir bedenken, dass das ganze System der Chablais-Decken darüber hinweggeschoben worden ist.

Wenn ich heute aber mit einer endgültigen Altersbestimmung noch zurückhalten möchte, so geschieht dies namentlich aus dem

¹⁾ Mém. Soc. pal. suisse, XIX, 2, 1892.

²⁾ Beitr. geol. Karte Schweiz, 24, II, 1887.

Grunde, weil im „Flysch“ des Val d'Illeiez offenbar noch andere Fossilniveaux existieren, deren genauere stratigraphische Stellung gleichfalls weiterer Abklärung bedarf.

Auf der erwähnten Exkursion mit den Herren H. FRÖHLICHER und H. HAUS gelang es uns nämlich, auch am Col de Bretelay (SW-Ecke Bl. St-Maurice) im „Flysch“ Fossilien zu finden.

Über Nummulitenkalken des Priabonien folgen hier, wie die Karte zeigt, Globigerinenschichten. Diese enthalten Kalkbänke mit Nummuliten, werden oft konglomeratisch mit vereinzelt bis 50 cm messenden Brocken von Urgonkalk. Nach oben werden die Globigerinenschichten rasch schiefrieger und gehen ungefähr 3 m über der obersten Kalkbank in eine ca. 250 m mächtige Folge von leicht feinsandigblättrigen bis spiessigen Schiefen über, die zahlreiche Fischschuppen, aber auch Skelette kleiner Fische und Pflanzenreste enthalten. Ähnliche Fischschuppen werden von A. WETTSTEIN³⁾ aus den Glarnerschiefern beschrieben und der *Meletta scheuchzeri* (BL.) WETTST. zugeeilt.

Diese Schichten, die auf Bl. St-Maurice als Flysch dargestellt sind, könnten leicht mit den aus der Zentralschweiz bekannten unterstampischen Hilfernschichten verwechselt werden; allein der störungsfreie und offenbar kontinuierliche Übergang aus den Globigerinenschiefen macht eine Zuteilung zum Stampien unwahrscheinlich.

Ähnliche Profile (Übergang von Priabonkalken zu Globigerinenschichten und Fischschiefern) sind im Massif des Bauges bekannt, BOUSSAC⁴⁾ bewies ihre Zugehörigkeit zum Priabonien. Ausserdem werden Fischschiefer, die eine ähnliche stratigraphische Stellung einnehmen, wie die am Col de Bretelay gefundenen, von L. W. COLLET & E. PARÉJAS⁵⁾ beschrieben; ihr priabones Alter wird dort wahrscheinlich gemacht durch Nummulitenkalke im Liegenden und Flysch mit Taveyannazsandstein im Hangenden⁶⁾.

Es ist demnach wahrscheinlich, dass die am Col de Bretelay gefundenen Fischschiefer ebenfalls dem Priabonien zuzuweisen sind.

Es finden sich also in der einstweilen noch ungegliederten „Flysch“-Masse des Val d'Illeiez mindestens zwei Fossilniveaux. Das eine mit Cyrenen und Cardien von wahrscheinlich unterstampischem Alter gehört der autochthonen Serie an; das andere, wahrscheinlich Priabonien, ist noch zur Sedimentserie der Morcles-Decke zu stellen. Nach

³⁾ Abh. Schweiz. pal. Ges., XIII, 2, 1886.

⁴⁾ Etudes stratigr. sur le Nummulitique alpin, Stratigraphie. Mém. Carte dét. France, 1912, p. 276 ff.

⁵⁾ Le Nummulitique de Platé et de Sales. C. R. Soc. phys. et Hist. nat. Genève, 43, No. 3, 1926.

⁶⁾ Vgl. auch R. PERRET: Notice explic. Carte géol. au 20000me de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts. Paris (H. Barrère éd.), 1929.

dem Gesagten dürfte es sich jedenfalls lohnen, zu prüfen, ob eine weitere Gliederung des „Flysches“ und eine nähere Altersbestimmung der verschiedenen Schichtgruppen allgemein durchführbar ist.

Geologisches Institut d. Universität Basel.

18. — MOR. BLUMENTHAL (Chur): **Antibetische Faltungen im Gibraltarbogen.**

Erscheint in Geologische Rundschau, Bd. 26, H. 6, 1935.

•

