

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 22 (1929)
Heft: 2

Artikel: Rapport sur la 46e Assemblée générale de la Société géologique Suisse à Davos : vendredi, le 30 août 1929
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: Generalversammlung Freitag, 30. August 1929, im Hôtel Belvédère in Davos
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-158846>

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: 18.02.2026

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

**B. Generalversammlung Freitag, den 30. August 1929,
im Hôtel Belvédère in Davos.**

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung.

Der vom Vizepräsidenten E. GAGNEBIN verlesene Jahresbericht, die Berichte des Kassiers, der Rechnungsrevisoren und der Redaktion der *Eclogae* werden genehmigt. Die Versammlung ehrt die verstorbenen Mitglieder durch Aufstehen. Als Rechnungsrevisor wird PH. BOURQUIN durch W. CUSTER in Lausanne ersetzt. Der Jahresbeitrag wird unverändert beibehalten.

Der Vizepräsident hatte auch das Vergnügen, der Versammlung eine neue grossherzige Spende zu Händen der S. G. G. anzeigen zu können. Zur Öffnung eines Publikationsfondes stiftete Herr Dr. J. ERB (Haag) Fr. 10,000.—.

Die Leitung der wissenschaftlichen Sitzung wird folgenden Herren übertragen: Präsidenten: Dr. J. ERB (Haag) und Dr. J. CADISCH (Basel); Sekretäre: Dr. M. BLUMENTHAL (Chur) und Dr. E. PETERHANS (Lausanne). Der unentgeltlich gedruckte Höchstumfang von Versammlungsreferaten wird auf 2 Seiten festgesetzt.

Der Sekretär p. i.: E. PETERHANS.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

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

1. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): Ursachen der Rheintal-Senkung.

Wir haben hauptsächlich das Rheintal von unterhalb Sargans bis zum Bodensee im Auge.

E. BLUMER hat festgestellt, dass das Ostende des Säntisgebirges treppenförmig ins Rheintal absinkt. P. MEESMANN hat dieses Absinken bestätigt, auch bezüglich der dortigen Inselberge beobachtet und die Richtungen von über 250 Bruchflächen gemessen¹⁾. Warum dieses Zerbrechen und Einsinken der Kreidefalten? MEESMANN schreibt: „Zur Erklärung der grossen Einbrucherscheinungen im Rheintalgebiet werden wir wohl in der Molasse ausgedehnte Erosionsfurchen im Sinne von E. BLUMER annehmen müssen. Auch ARNOLD HEIM setzt eine Erosionsfurche in der Molasse voraus.“ Bei der näheren Prüfung der Verhältnisse kommt man indes auf die Fragen, ob eine Erosionsfurche nicht zu klein, und ob sie im jetzigen Rheintal am richtigen Ort gewesen wäre, und wie die Zeit des Einsinkens fixiert werden kann.

¹⁾ P. MEESMANN. Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerhein. Basel 1925.

1. Die Schrattenkalkkrücken mit ihren Unterlagen sind von West nach Ost der Reihe nach wie folgt eingebrochen: Von 1797 stufenweise bis auf 600 m, und dann unbekannt tief, unter 425 m hinab (Alluvialebene)¹⁾. Wir müssen also ein Totaleinsinken einer Felsmasse von vielleicht weit über 1500 m Mächtigkeit bis unter die heutige Talebene annehmen. Der Erosionsgraben hätte also auch so tief und dazu mehrere Kilometer breit sein müssen, um diese Felsmassen, gemäss dem Gebiete der Bruchzone, in sich aufzunehmen. Die Verhältnisse am Bodensee sprechen aber dagegen. Ausfluss?

2. Jedenfalls darf nicht übersehen werden, dass Molasserandgebiet und Kreidemassen vor der Faltung mehrere Kilometer weit südlicher lagen. Der Erosionsgraben musste ebensoviel südlicher liegen, sonst wäre sein Platz jetzt nach dem Auffalten irgendwo im Bereiche der Faltenzüge. Auf jeden Fall hätte der Zusammenschub den langen, tiefen Graben gleichfalls mitgenommen und gepresst, oder hätte je nach den physikalischen Bedingungen die Molasse-
tafel in der Grabentiefe zerbrochen und vielleicht schuppenartig aufeinandergeschoben.

3. Andernfalls hätte sich ergeben, dass nicht bloss das Zwischenstück der Alpsteinketten bei Oberriet in den Graben eingebrochen sein würde, sondern dass das Säntismassiv selbst westlich davon beim Vorrücken über den Graben in diesen eingesunken wäre und ebenso die Partie der heutigen Föhnern. Aber weder der Säntis noch die drei von Süden her nachfolgenden Faltenzüge sind in den breiten Rheintalgraben eingebrochen, sondern stehen nördlich desselben, und der Graben ist vollständig frei.

4. Wir müssen demnach annehmen, dass die breite und tiefe Furche beim Auffalten noch nicht bestanden hat, sondern erst nach dessen Vollendung sich einstellte, also frühestens im Endmiocän oder im Pliocän. Und die Erosion fällt für das Einsinken der Massen überhaupt nicht in Betracht.

5. So bleiben als Ursachen des Einsinkens übrig nur das Zerbrechen der Faltenmassive vielleicht infolge Erkaltes nach eingetretener Ruhe der durch das pressende Auffalten stark erwärmten und dadurch etwas gedehnten Felsmassen, und das partienweise Einsinken in die Tiefen, soweit die viel tiefer liegenden Magmamassen nachgaben. Gerade um den Schluss des Miocän war relativ nahe jenseits des Bodensees die Gruppe der Hegauvulkane tätig, welche neben der festen Lava zweifellos eine ungeheure Masse von Gasen und Dämpfen aus dem Erdinnern beförderten, so dass Magmaströmungen von den benachbarten Gebieten eintreten mussten und durch Brüche isolierte Felsklötze an bestimmten Stellen in die nach-

¹⁾ J. M. SCHNEIDER. Das st. gall. Rheintal kein Glacialerosionstal. *Eclogae geol. Helv.*, vol. XIX, p. 162.

gebende Tiefe einsinken konnten. Es hat sich immer mehr herausgestellt, dass der Bodensee, die Fortsetzung des Rheintals, kein Erosionsgraben ist, sondern ein Einbruchsbecken. Die Magmaver-schiebung konnte langsam vor sich gehen und auch im Pliocän andauern. Der Einbruch des Rheintals ist ferner jedenfalls vor der Eiszeit erfolgt, weil schon der erste Rheingletscher-Vorstoss, und nicht erst der letzte und vorletzte, sich bis ins Schwäbische hinaus erstreckte. Das wäre unmöglich gewesen, wenn die hohe Alpsteinkette das Tal unterhalb Sargans vielleicht gegen 1700 m hoch abgesperrt hätte.

Die Aufschüttung des Rheintals muss demgemäss schon spätestens mit Beginn des Quartärs eingesetzt haben und namentlich in den Zwischeneiszeiten und im Postglacial bis heute tätig gewesen sein. Die seit letzter Zeit durchschnittlich jährlichen 3,172 Millionen m³ betragenden Aufschüttungsmaterialien¹⁾ wurden nach den Eiszeiten jeweilen vermehrt durch Einschwemmung der Moränenmassen von allen Berghalden und aus allen Schluchten und Gletschertälchen. Auch die Gletscherzeiten selbst waren nicht aufschüttungsfrei, sondern brachten Grundmoränenmassen und liessen später beim Schmelzen im Eis eingefrorene Sandzüge und Blöcke und die Obermoränen im Taleliegen. Ausserdem ist es möglich, dass unter den gewaltigen Gletschermassen genau wie heute unter der Inlandeisdecke Grönlands auch im Winter ein starker, trüber Schmelzwasserstrom der Niederung zufluss und beständig (man denke an die Äser in Schweden) während den Eiszeiten als subglacialer Rhein Schuttmassen brachte. Würde man diese Verhältnisse und dazu die durchschnittliche Tiefe des gesamten Rheintals gut kennen, so könnte die Dauer des Vorquartärs, Quartärs und Postglacials zusammen berechnet werden im Grossen. Das ganze Rheintal von Rorschach und Bregenz bis Reichenau mit Einschluss der Vorarlbergebene bis Bludenz ist fast so gross, wie die Oberfläche des heutigen Bodensees (467 qkm Rheintal mit Wallgau, 538 qkm Bodensee)²⁾. Der Bodensee würde bei seiner jetzigen durchschnittlichen Tiefe von 90 m (maximal Tiefe 252 m) in 15070 Jahren durch Rhein und Bregenzer Ach zugeschüttet werden; das gesamte Rheintal samt Wallgau bei ebenfalls 90 m mittlere Tiefe und den Schuttführungen wie heute müsste demnach in 13200 Jahren zugeschüttet worden sein. Diese Zahl ist aber nicht entscheidend, denn es ist möglich, dass die durchschnittliche Tiefe des genannten Talbeckens bis zum Felsboden ebensogut doppelt oder mehrfach grösser wie auch noch kleiner als 90 m sein kann. Die Tiefen können an manchen Stellen mehrere hundert Meter betragen, an andern nur wenige Meter. Die Inselberge zeugen von der Unregelmässigkeit der Ein-

¹⁾ STUMPF. Rheindelta im Bodensee. Bern 1923, S. 12.

²⁾ Die planimetrische Messung verdanke ich Herrn Grundbuch-Geometer GÖLDI in Altstätten.

brüche sowohl vertikal wie horizontal. Mit Sicherheit ist dagegen zu sagen, dass die Zuflüsse in den frühern Zeiten bedeutend mehr Schuttmateriale dem Tal zuführten, denn es sind seit mehreren Dezennien eine Reihe der schlimmsten, verwüstendsten Wildbäche verbaut worden¹⁾. Ganz unsicher aber ist die Grösse der Talaufschüttung durch die Grundmoränen und durch den wahrscheinlichen, subglacialen Fluss während den Eiszeiten sowie das Mass der Beschleunigung der Aufschüttung durch Einschwemmung der Moränen aus den zahllosen Schluchten und von den Berghalden und infolge stärkerer Wasserzufuhr jeweilen beim Zurückschmelzen des Riesengletschers. Die Zeit des Taleinbruches, wie weit entfernt vom Beginn des Quartärs, ist noch weniger genau bestimmbar. Dass DE GEERS Zahlen für das schwedische Spät- und Postglacial infolge Übersehens einiger Faktoren zu hohe Resultate geben, ist an andern Stellen erörtert worden²⁾.

2. — L. DUPARC (Genève): **Sur la géologie de la région située sur la rive gauche du Niari (Congo français).**

La région dont il s'agit est située sur la rive gauche du Niari, et s'étend de l'E à l'W, de Minduli à Boko Songho, sur plus de 90 kil., et du S au N, du Niari même à la frontière du Congo Belge. Le Niari coule d'abord du N au S, puis sensiblement de l'E à l'W, pour décrire une boucle du côté N avant de traverser la chaîne du Mayombe. Au point de vue topographique, la région, au S jusqu'à la frontière, est formée par un plateau appelé Plateau des Cataractes, terminé au N par une falaise de laquelle se détachent quelques éperons de ce côté. Ce plateau s'élève jusqu'à 800 m. environ. Au N de celui-ci, le sol dont l'altitude ne dépasse pas 500 m., forme une série d'ondulations calcaires, interrompues par des plateaux isolés, qui forment également falaise sur tout leur pourtour (Tchicoumba, N'Gouéri, Pangalas etc.). C'est sur le Plateau des Cataractes que s'amorcent la plupart des affluents du Niari, qui coulent de l'E à l'W, ou vice versa, puis ensuite grosso modo du S au N jusqu'au confluent (Louvisi orientale et occidentale, Loutété etc.).

Les formations qui constituent la région s'échelonnent de haut en bas comme suit:

IV. Les grès du Lubilache, attribués au Trias et à la base du Jurassique, représentés par des grès blancs quartzeux, donnant des

¹⁾ Auch grosse Bergstürze (z. B. im Werdenberg, unterhalb Flims) halfen auffüllen, jedoch plötzlich.

²⁾ Siehe „Klima der Späteiszeit gemäss den schwedischen Bändertonen“ in „Die Naturwissenschaften“, Berlin 1928, S. 353. — J. M. SCHNEIDER, Meteorographie der Spätglacialzeit durch die schwedischen Tonmassen. Verh. schw. naturf. Ges., Basel 1927, II, S. 117. — J. M. SCHNEIDER, Kritisches zu den Grundlagen der schwedischen und finnländischen Glacialton-Chronologie. Ebenda, Aarau 1925, II, S. 111.

arènes siliceuses. Ils sont peu développés dans la région, et seulement sur la ligne de Brazzaville-Minduli.

III. Les grès rouges parallélisés, au Kundelungu du Katanga, formés par des grès violacés, à grain plus ou moins fin, micacés, qui à la base, sont fréquemment verdâtres et décolorés, et qui par désagrégation donnent des arènes de couleur rosée. Ils couvrent tout le plateau des Cataractes ainsi que les plateaux isolés; ce sont eux qui, forment les falaises. Leur épaisseur actuelle est de 350 à 400 m. environ.

II. Les brèches et conglomérats du Niari, intimement liés au Kundelungu, dont ils constituent la base. Ils sont sporadiques, et leur épaisseur très variable et ordinairement faible, oscille entre 0 et 25 m. environ. Le matériel constitutif en est emprunté aux formations sous jacentes; les cailloux sont roulés ou anguleux, et principalement calcaires et siliceux, on y trouve cependant des roches étrangères au substratum; le ciment est gréseux ou gréso-calcaire.

I. La série schisto-calcaire, représentée par des calcaires plus ou moins siliceux et cherteux, presque toujours dolomitiques, souvent riches en manganèse. Son âge est indéterminé.

Ces calcaires ont été subdivisés par MM. DELHAYE et SLUYS¹⁾ en une série d'étages. Sur la rive gauche du Niari nous n'avons pu établir que trois niveaux et encore avec beaucoup de difficultés à savoir de haut en bas:

c) Un horizon supérieur, siliceux, plus ou moins dolomitique, terminé par des calcaires siliceux en plaquettes, horizon qui affleure à la mine de Minduli. b) Un horizon moyen qui débute par des calcaires en plaquettes, suivis par des calcaires granuleux noirs, des calcaires compacts gris, des calcaires noduleux, des calcaires en plaquettes. a) Des calcaires développés à M'Vouvou, qui sont bréchoïdes à fragments noirs recristallisés, des calcaires siliceux, des couches marnocalcaires couleur lie de vin, et des calcaires roses marneux.

Nous avons rencontré dans la région d'autres calcaires dont, pour le moment, nous n'avons pu déterminer la position exacte. Quant au rapport de la série schisto-calcaire avec la formation précédente, on peut dire que toute cette série est ennoyée sous le Kundelungu. La présence d'un conglomérat de base entre les deux formations montre qu'il y a eu émergence, car les éléments du conglomérat sont empruntés au schisto calcaire. Il y a même discordance entre les deux formations, mais cette discordance peut être difficilement établie, par le fait que sur les falaises, le plongement du Kundelungu et de la série schisto-calcaire est le même. Dans la mine cependant, on observe par endroits une légère discordance, mais dans la région

¹⁾ DELHAYE et SLUYS. Présentation d'une carte originale du Congo Occidental à l'échelle 1 : 200 000. Annales de la société géologique de Belgique. Annexe au tome XLVII des Annales. Deuxième et dernière livraison.

au N de la rive droite du Niari que nous n'avons pas visitée, il semblerait que cette discordance est beaucoup manifeste.

La série schisto-calcaire se termine à sa base par un conglomérat, qui renferme des cailloux des formations plus anciennes dont il ne sera pas question ici, celles-ci se trouvant en dehors du cadre de nos recherches.

La tectonique de la région est fort simple: d'après les observations de DELHAYE et SLUYS, à l'W de la prolongation du Plateau des Cataractes vers le S, et par conséquent de la falaise continue du Kundelungu, apparaît une série de plis serrés qui se poursuivent sur une assez grande longueur, qui sont orientés NW SE, et qui viennent se terminer au N dans le massif métamorphique de Kikenge. Ce sont des anticlinaux parallèles dont le coeur est constitué par des terrains métamorphiques, et les flancs par les différentes formations du schisto-calcaire telles qu'elles ont été définies par MM. DELHAYE et SLUYS. Ces anticlinaux se ferment vers le N, et s'ouvrent vers le S. Leur direction correspond à celle de la chaîne cristalline du Mayombe située plus à l'W.

Dans la région située sur la rive gauche du Niari, il en est autrement; il existe un premier système de plis à grand rayon de courbure orienté ENE, qui n'est bien visible qu'à la mine de Minduli, où cette ride anticlinale est en partie recouverte par le Kundelungu, mais qui se retrouve dans les rides calcaires de la Loutété, où cette couverture est partie. D'autre part, les plongements en sens inverse sur les versants S et N des plateaux isolés, montrent bien que ceux-ci doivent participer aux mêmes plissements qui, vu l'ennoyage du Kundelungu, ne sont pas visibles à l'intérieur. Il existe aussi un second système de plis, orthogonal sur le premier, qui forme de faibles ondulations moins importantes, et qui semble par sa direction coïncider plus ou moins avec celle des plis de la région située au SE dont nous avons parlé précédemment. Ces plis sont la cause des éperons calcaires qui se détachent du Plateau des Cataractes et s'avancent vers le N. La région est aussi fortement disloquée par des failles. Les plus importantes sont sensiblement parallèles à la direction des plis ENE (au N de Minduli par exemple où une telle faille a abaissé le contact des grès et des calcaires au niveau du village Batéké; puis à Tchicoumba, etc.). D'autres failles parfois très nombreuses et moins importantes, sont à peu près normales ou angulaires sur les premières, et découpent par place les terrains en une série de compartiments serrés, ce qui a pour effet de relever et d'abaisser le contact des grès et des calcaires.

Des décrochements horizontaux ont été aussi observés notamment au flanc SW du plateau de Tchicoumba, ce qui, à l'W du village de Tchikinta et à l'E de celui de Bikata, fait apparaître une colline surmontée des grès rouges, intercalés dans une série de collines calcaires.

3. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Géologie de Saillon (Valais).**

La nappe de Morcles montre, à Saillon, les terrains les plus anciens qui la constituent. Sur un espace très restreint se voient les couches renversées et normales de son noyau dont la structure montre une complexité inattendue.

Le versant de la vallée du Rhône présente, à Saillon, deux collines allongées, parallèles à la vallée, la colline de Nombieux, séparée du versant général par une dépression schisteuse et elle même séparée par une longue dépression, la Poya, qui se continue à l'Est et que borde la colline de Bayard, sur laquelle sont situées les ruines du château, l'église et le village de Saillon.

D'un point coté 676 m. jusqu'à la dépression de Poya, on observe la coupe suivante du NW au SE:

A. — Point 676, Dogger, calcaires gris plus ou moins plaquetés, finement spathiques avec délits schisteux. C'est dans la paroi sous le point coté que se trouve, dans ce Dogger, la grotte bien connue de Potieux qui a livré quelques objets préhistoriques. C'est l'ancien chenal d'une grosse source vauclusienne, la Sarsaz, qui émerge plus bas.

B. — Schistes aaléniens d'environ 50 m de puissance.

C. — Dogger de la colline de Nombieux, calcaires sombres finement spathiques avec bandes siliceuses.

Dans le flanc sud de la colline, j'ai constaté:

E. — Schistes aaléniens, 5 à 10 m.

F. — Lias, calcaire et schistes satinées intercalés, 3 à 8 m.

G. — Lias, quartzite laminés à patine grise, 1—1,50 m.

H. — Rhétien, calcaires sombres et schistes, 1 m.

I. — Trias, calcaire dolomitique en gros bancs, épaisseur visible 10 m.

La dépression de Poya ne montre pas d'affleurement sur une distance d'environ 50 mètres.

Le Dogger de Nombieux, contrairement à ce que l'on pourrait croire, puisqu'il est bordé d'Aalénien, n'est pas en synclinal. Il sort en fenêtre de dessous l'Aalénien, ce que l'on peut démontrer. En effet, l'Aalénien de la dépression au N de Nombieux appartient à la vaste zone qui domine Leytron et qui, en repos sur le Dogger du Point 676, monte jusque près du sommet de la Grande Garde (2149 m) sans que nulle part on ne constate une soudure avec le Dogger de Nombieux. Plus loin, à l'Est, ce Dogger de Nombieux, dans le bas des gorges de Saillon, est couché sur la grande masse aalénienne dans laquelle il ne peut que s'enfouir, puisque sur elle repose la montagne d'Ardèche formée par le Toarcien du noyau de la nappe de Morcles.

Ainsi, dans les régions profondes de la nappe, son flanc renversé présente un singulier repli, très inattendu, accusant un mouvement tardif.

Les couches de Nombieux et de Poya plongent fortement au SE. Elles sont presque verticales. Aussi est-il singulier de constater que celles qui forment la longue colline de Bayard-Saillon plongent au contraire au NE et sont dirigées en conséquence perpendiculairement aux précédentes.

Il est évident que la dépression de Poya est déterminée par un accident SW—NE contre lequel doivent successivement butter les couches de la colline de Saillon. Celles-ci, qui appartiennent au flanc normal de la nappe, montrent en positions normales la série liasique suivante:

1. — Calcaires schisteux à bélemnites, Hettangien?
 2. — Calcaire plus compact à bélemnites, avec schistes satinés, Sinémurien.
 3. — Grande épaisseur de quartzites plaquetés à la base, massifs dans l'ensemble, à patine jaune, Lotharingien.
 4. — Calcaire échinodermique 10 m.
 5. — Délit schisteux de 0,60 à 0,80.
 6. — Calcaires spathiques noirs, moins massifs que 4 et devenant de plus en plus plaquetés et un peu marneux.
- Ces couches seraient du Pliensbachien.
7. — Dans le village, nouveau banc de quartzite, Domérien.
 8. — A l'extrémité orientale de la colline, calcaires échinodermiques lités, Toarcien.

Cette coupe présente une ressemblance remarquable avec le Lias que j'ai décrit dans le massif du Torrenthorn et c'est ce qui m'autorise à y établir les mêmes subdivisions stratigraphiques.

On sait, par les recherches d'OULIANOFF et de PARÉJAS, que le Lias du versant sud du synclinal de Chamonix, où se trouve la racine de la nappe de Morcles, présente également un Lias très néritique. Ainsi donc tout le long du massif des Aiguilles Rouges s'accuse une terre voisine constituant le géanticlinal helvétique de HAUG.

4. — PAUL BECK (Thun): **Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland).**

Seit der kurzen Monographie von VICTOR TURNAU¹⁾, die den 1891 von ED. BRÜCKNER erkannten prähistorischen Bergsturz von Kandersteg behandelte, galt dieses Vorkommnis, das dem ganzen Tal den Stempel aufprägt, als bekannt. Geologische Begehungen dieses Sommers ergaben aber wesentliche, neue Gesichtspunkte:

¹⁾ VICTOR TURNAU. Beiträge zur Geologie der Berner Alpen. 1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg, Bern, K. J. Wyss, 1906.

1. Die Bergsturm Massen setzen sich aus dem feingebrochenen Schutt eines **interglazialen** Felschlipfes und dem grobblockigen Material einiger **postglazialer** Felsbrüche zusammen.

2. Ein grosser Teil des feingebrochenen ältern Materials floss als **Murgang** vom Fuss der Bühlstufe bis zur Tellenburg oberhalb Frutigen.

1. Unterscheidung der Bergstürze.

Das zu Brechsand und Staub gebrochene Material des alten Sturzes unterscheidet sich vom jüngern so stark, dass es auf der sog. „Höhe“ und beim Bühlsbad bei Kandersteg von H. ADRIAN¹⁾ und M. LUGEON²⁾ als Moräne vom überlagernden jungen Bergsturzschutt getrennt wurde. Die feine, poröse, durch Sinterpulver leicht weiss gefärbte Masse führt keine grossen Blöcke, sondern ist nach Lagerung, Korngrösse und Gesteinsmaterial örtlich homogen. In gleicher Weise wie an den angeführten Orten liegen auch vom Blausee (guter Aufschluss südlich des Sees!) bis über die Zentrale Kandergrund hinaus junge, grosse Sturzblöcke als Decke, als Schwärme oder zerstreut in übereinstimmender Weise auf dem alten Feinschutt. Der Strom des letzteren setzt sich talauswärts $3\frac{1}{2}$ km weiter fort als die geschlossene Blockdecke, die beim Riegelsee endet, und $2\frac{1}{2}$ km weiter als die zerstreuten Blockschwärme. In einer Sandgrube auf dem Tellenfeld lagert der Schutt, allerdings horizontal angeordnet, noch splittrig, eckig und ungerollt.

Im weitem formt die Hauptmasse der jungen Blöcke in der Kanderschlucht, an der Talstufe des Bühls und vom Fuss dieser Böschung bis zum schon erwähnten Riegelsee in der Talmitte einen mehr oder weniger geschlossenen Strom, der zu beiden Seiten von Tomahügeln begleitet wird. Die erwähnten Hügel werden aber samt den sie trennenden Tälern auch von Blöcken gekrönt, so dass eine intensive Talbildung die beiden Ereignisse trennt.

Der viel kleinere Bergsturz des Öschinenholzes, der den Öschinensee staute, legte nur eine geringe Sturzbahn mit mässigem Höhenunterschied zurück. In ihm finden wir alle Übergänge von Feinschutt bis zu Riesenblöcken vorhanden. Der grosse Sturz von ca. 800 Millionen m³ und einer Sturzbahn von ca. 1400 m Höhe löste dagegen die meist sehr soliden Gesteine in Brechsand und Staub auf. Die Energie des Sturzes wurde dadurch aufgebraucht, so dass die ganze Masse am Ort der Zertrümmerung liegen blieb und das Tal als Damm abspernte. Übergänge in gröberes Material fehlen ganz. Um so mehr müssen die unmittelbar darüber lagernden hausgrossen Blöcke des jüngern Sturzes auffallen. Sie konnten nur deshalb ganz

¹⁾ H. ADRIAN. Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kander-
tales im Berner Oberland. *Eclogae geologicae Helvetiae* Vol. XIII, pag. 238, 1915.

²⁾ M. LUGEON. Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne
et la Kander. *Mat. Carte géol. Suisse. Carte spéciale* No. 60, 1910.

bleiben, weil sie auf ein vorzügliches Polster, den Feinschutt, fielen. Schon die scharf geschiedene Korngrösse zwingt somit zur Annahme verschiedener Stürze. Der Unterschied kann nicht besser gekennzeichnet werden, als dadurch, dass die alte Masse seinerzeit als Grundmoräne kartiert wurde, während Blöcke des jungen Sturzes als sehr gute Pflastersteine Verwendung finden.

Während die jüngern Blöcke relativ frisch aussehen, werden die ältern Schutteile bei Reckental und Stutz von Moräne und erratischen Blöcken überlagert, verteilen sich somit auf die Nacheiszeit und eine Zwischeneiszeit.

Die jüngern Blöcke ordnen sich aber auch nicht in einen organischen Rahmen, so dass, was ja nahe liegt, mehrere ähnlich bedingte Felsstürze angenommen werden dürfen. Besonders die Blöcke auf der „Höhe“ bei Kandersteg und der geschlossene Strom Blausee-Riegelsee können kaum demselben Ereignis angehören, wie aus der Verteilung des tertiären Quarzsandsteins hervorgeht. Ausser Streublöcken am Südhang der „Höhe“ konzentrieren sich diese, heute zu Pflasterstein verarbeiteten Gesteine, auf einen schmalen Streifen längs der rechten Stromseite, während Mitte und linke Seite sozusagen ausschliesslich vom Bänderkalk des Hauterivien eingenommen werden. Eine genauere Zuweisung der Ausbruchnischen am Fisistock muss unterbleiben. Natürlich kommen stellenweise auch oberflächliche Mischungen der beiden Ablagerungen vor.

2. Der Murgang im Kandertal.

Der Feinschutt des interglazialen Sturzes lagert im Gegensatz zu demjenigen des schon erwähnten Oeschinensturzes nicht als einheitliche Ablagerung mit korrespondierender Deckfläche, sondern in 3 verschiedenen Niveaux:

- a) Auf der „Höhe“ in 1300 m,
- b) auf dem Bühl und am Hang der Bühlstufe in 1200 m und
- c) im Talgrund, von der Schlossweide in 1050 m bis nach Ackern in 800 m Meereshöhe.

Die beiden ersten Ablagerungen besitzen eine einheitliche Böschung von 20—22%, die letztere ein mittleres Gefälle von 3,5%. Es ist undenkbar, dass der Feinschutt, der an der steilen Böschung des Bühlstutzes stehen blieb, daneben aus eigener Kraft sich 7 km weiter fortbewegte. Ferner bleiben die grosse Lücke zwischen der „Höhe“ und der gleich hohen Terrasse von Libigen, die aus verrutschten Öhrlikalken und Cementsteinschichten aufgebaut ist, sowie der Kessel von Kandersteg unverständlich. Auf eine naheliegende Lösung, die auch bei rezenten Bergstürzen oft und mit Bangen beobachtet wird, führt der blosse Anblick des Feinschuttes, der genau das Aussehen von Murmaterial, dessen Wassergehalt

eben ausgeflossen ist, hat. Die ganze Ablagerung unterhalb des Bühlstutzes hat unzweifelhaft den Charakter einer Murmasse.

Der diluviale Bergsturz dämmte das Kandertal ab, wie sein Kollege den Oeschinensee. Der Damm mag die „Höhe“ mit Libigen verbunden haben. Kander und Oeschinenbach stauten sich; das Seewasser drang in den porösen Schutt ein und machte die feinkörnige Masse leichtflüssig. Das Fehlen von lakustren Ablagerungen irgendwelcher Art über der heutigen Talsohle von Kandersteg spricht dafür, dass der Durchbruch des Dammes relativ bald erfolgte und sich der Brei durch die Bresche mit 3,5% Gefäll bis gegen Frutigen ergiessen konnte. Jedenfalls bestimmte dieses Ereignis auch die heute noch geltenden Hauptformen des Beckens von Kandersteg. Es liegt nahe, dieses ausserordentliche Ereignis auch für die eigenartige Anreicherung von dunklen Sanden, die in überraschender Weise über den Risschottern und unter den Würmmoränen vom Reichenbach bis über die Suldschlucht hinaus vorkommen, verantwortlich zu machen. Die grossen Lücken in der Ablagerung, erzeugt durch die reiche Durchtalung, bringen eine solche Verschwemmung in den Bereich der Wahrscheinlichkeit. Der später vorrückende und dann wieder abschmelzende Gletscher lieferte dazu Schmelzwasser, das sich in Serpentin eintiefte und die Tomalandschaft schuf.

Erst nach dem Rückzug des Gschnitzgletschers und wahrscheinlich während und nach dem Daunstadium gingen die jüngern Stürze nieder und füllten mit ihren grossen Blöcken die Täler des alten Murganges. Die von FELLEBERG, KISSLING und SCHARDT¹⁾ aufgestellte Hypothese, der von ihnen als Einheit betrachtete Sturz sei auf eine Gletscherzunge im Becken von Kandersteg niedergegangen, mag für die Blöcke unterhalb des Bühlstutzes sehr wohl zutreffen, für andere nicht. Der blockfreie Talboden kann auch durch Zuschüttung spez. durch den Oeschinenbach, der das feinkörnige Material des Oeschinensturzes verfrachtet, entstanden sein.

Eine genaue Kartierung dieser neudargestellten Verhältnisse wird vorläufig durch das Versagen der topographischen Karten erschwert. Vielleicht gelingt es, moderne Hilfsmittel für eine gute Darstellung auszuwerten. Eine frühzeitige Erkenntnis dieser Verhältnisse hätte möglicherweise die Hypothese vom Felskern der Talstufe am Bühlstutz nicht aufkommen lassen und dadurch die richtige Deutung der Taltiefe bis ins Gasterntal zuhanden des Lötschbergtunnelbaues ermöglicht.

¹⁾ E. v. FELLEBERG, E. KISSLING und H. SCHARDT, Expertise über den Lötschbergtunnel. Berichte d. Naturf. Ges. in Bern, 1901.

5. — WALTHER STAUB (Bern): **Vorlage einer geologischen Wandkarte der Schweiz in 1 : 200000.**

Es werden Originalkarten und erste Farbdruckversuche einer neuen geologischen Wandkarte der Schweiz vorgelegt, zu deren topographischen Grundlage die bekannte Wandkarte der Schweiz der Firma KÜMMERLY und FREI in Bern verwendet worden ist. Die geologische Wandkarte erscheint im Laufe des Winters 1929/30.

6. — R. KOCH (Maracaibo): **Berichtigung und Ergänzung zu der Notiz „Tertiärer Foraminiferenkalk von der Insel Curaçao“.**¹⁾

Anfangs März des Jahres hatte ich Gelegenheit, einige Tage auf der Insel Curaçao zuzubringen und dem von mir kürzlich¹⁾ beschriebenen Foraminiferen-führenden Tertiärkalk im Gelände nachzugehen.

Dabei stellte sich heraus, dass am Seru Kenepa, von dem die früher untersuchten Stücke stammen sollten, kein Foraminiferenkalk vorhanden ist. Auf meinen Streifzügen fand ich hingegen weiter nördlich Lepidocyclinenkalke an folgenden Stellen:

Bei Poos Montón, südlich von Seru Hoba, zwischen den Punkten 49.9 und 45.4, am Ostrande des Blattes II der topographischen Karte von Curaçao in 1 : 20000. Hier verrät sich der Tertiärkalk in zahlreichen frischen Stücken, die, vermischt mit Diabas, zu einem Lesesteinhaufen 100 m südlich vom Wasserloch an der Südgrenze der Besitzung Savonet aufgehäuft worden sind. Das Anstehende kann nur geringe Ausdehnung besitzen, da sich schon in den nächsten Lesesteinhaufen kein Stück dieses Kalkes mehr finden liess. Das Liegende besteht aus Diabas, der in dem etwa 4 Meter tiefen Poos Montón gut aufgeschlossen ist.

Im Seru di Cueba, auf Blatt III der genannten Karte, 2 km östlich von Poos Montón und 3 km nördlich von Seru Kenepa (vergl. Kärtchen in Ecl. geol. Helv., vol. 21, p. 53), erreicht der Tertiärkalk grosse flächenhafte Ausdehnung. Er erstreckt sich von Punkt 71.9 über anderthalb Kilometer gegen Ost-Nord-Ost zu Punkt 68.0, Seru Bartool, und bildet stellenweise einen bis 30 Meter hohen Steilabsturz nach Süden. Bei Punkt 71.9 und andernorts lässt sich ein etwa 15grädiges Südwest-Einfallen der Bänke feststellen. Die Unterlage des Tertiärkalkes wird gebildet durch Diabas, in den bei Serká Manuel, Punkt 62.0 und im Flachlande westlich von Bomba Bua, bei Punkt 86.91, steilauferichtete Kreidekalke eingefaltet sind. Im Nordteil des Seru di Cueba werden die Tertiärkalke durch jüngere Riffbildungen verhüllt, die höchstwahrscheinlich quartären Alters sind.

¹⁾ Eclogae Geol. Helv., vol. 21, pp. 51—56, Taf. III, 1928.

H. STAUFFER's Fundortbeschreibung für die von mir seiner Zeit untersuchten Gesteinsproben stimmt vorzüglich mit den Verhältnissen überein, die ich am westlichen Teil des Seru di Cueba fand.

Der Foraminiferenkalk von Curaçao war kürzlich erneut Gegenstand der Untersuchung, und zwar durch L. RUTTEN¹⁾. Auf Grund von Mitteilungen von G. H. J. MOLENGRAAFF, der zusammen mit H. STAUFFER das von mir bearbeitete Material gesammelt hatte, stellt RUTTEN den Fundort richtig: Die Handstücke waren am Westhang des Seru di Cueba geschlagen worden.

L. RUTTEN beschreibt in seiner Notiz eine weitere Suite von Fossilien, die er vom Süd- und Ostabhang des Seru di Cueba erhalten hat. Dabei findet er eine *Lepidocyclinen*-association, die von der meinigen recht verschieden ist, und die er ins Obereocän stellt, während ich meine dem untersten Unteroligocän zuwies, die Altersbestimmung auf das Erscheinen von oligocänen Formen basierend.

Dieser Unterschied in der Zusammensetzung und Alterszuteilung von Faunen, die an ganz verschiedenen Punkten eines so ausgedehnten tertiären Riffs gesammelt worden sind, hat nichts Überraschendes an sich. Gleiche Erscheinungen sind mir seit langem vom venezolanischen Festlande her bekannt, wo an einzelnen Stellen während des grössten Teiles des Obereocäns bis ins Unteroligocän hinein kontinuierliche Riffbildung stattfand, und der langsame Wechsel von Faunen, die reichlich *Asterodiscus*, *Discocyclina*, *Helico*-, *Poly*-, *Plio*- und *Isolepidinen* führen, zu solchen Schritt für Schritt verfolgt werden kann, bei denen die fünf erstgenannten Subgenera fehlen, und *Lepidocyclina curasavica* mit den *Nephrolepidinen* vorherrscht.

Die obereocänen bis unteroligocänen Riffkalke von Curaçao stimmen vorzüglich mit den gleichartigen und gleichaltrigen Bildungen des benachbarten Festlandes überein, und es ist zu erwarten, dass bei weiteren Untersuchungen, insbesondere des Nordteiles des Seru di Cueba, auch *Orthophragminen* in grösserer Zahl gefunden werden.

Ein wesentlicher Unterschied besteht hingegen, und zwar bezüglich der Auflagerung: In NW-Venezuela, im Innern des alten zwischen dem Inselkranz und den Anden befindlichen Beckens, liegen die Riffe im allgemeinen auf dem mächtig entwickelten Unter- und Mitteleocän, während sie in Curaçao (an den bisher bekannten Stellen) auf stark gefaltete Kreide und Basalt übergreifen. Dies lässt auf Krustenbewegungen zur Zeit des mittleren Obereocäns schliessen, die zunächst wohl nur von lokaler Bedeutung am Rande des Beckens waren, aber immerhin die Vorläufer der späteren Gebirgsbildungen und weitausholenden Transgressionen darstellen.

¹⁾ On tertiary Foraminifera from Curaçoa. Proc. Kon. Ak. Wetensch., Amsterdam, vol. 31, pp. 1061–1070, 1. Taf.

Es ist sehr wohl möglich, dass auf Curaçao noch weitere Vorkommen von tertiären Kalken bestehen, die mir beim raschen Durchstreifen des Geländes entgangen sind, und eine genaue geologische Kartierung dieser wie auch der benachbarten Inseln Aruba und Bonaire würden wohl noch manchen interessanten Fund zutage fördern¹⁾.

7. — J. CADISCH (Basel): **Über die tektonische Stellung der Aroser Schuppenzone.**

Von dieser Arbeit ist kein Auszug eingegangen.

8. — M. BLUMENTHAL (Chur): **Geologische Beobachtungen auf Sizilien (Monti Peloritani-Madonie).**

Diese Arbeit ist auf S. 133 erschienen.

¹⁾ Soeben erschien im Verlag J. Waltmann jr., Delft, die Dissertation von G. H. J. MOLENGRAAFF „Geologie en Geohydrologie van het eiland Curaçao“ (20. Juni 1929), die zwischen den Seiten 26/27 eine geologische Karte des Seru di Cuebagebietes enthält. Das Vorkommen des Tertiärkalkes bei Poos Montón st MOLENGRAAFF nicht bekannt.
