Bericht über die 44. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Basel

Autor(en): **[s.n.]**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **21 (1928)**

Heft 1

PDF erstellt am: **23.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-158730

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Bericht über die 44. Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in Basel.

Freitag, den 2. September 1927.

A. Jahresbericht des Vorstandes.

Die Zusammensetzung des Vorstandes ist unverändert geblieben. Vor der Hauptversammlung wurde eine Sitzung abgehalten. Die geologische Kommission der S. N. G. hat beschlossen, an die Druckkosten unserer Zeitschrift, in welcher viele, die Landesaufnahme direkt interessierende Arbeiten veröffentlicht werden, eine jährliche Subvention von Fr. 1000.— zu leisten, erstmals pro 1927. Wir bezeugen der geologischen Kommission unsern wärmsten Dank. Ferner beschloss die S. G. K., mit der Redaktion der Eclogae eine Vereinbarung zu treffen, wonach alle vorläufigen Mitteilungen ihrer Mitarbeiter in die Eclogae aufgenommen werden und möglichst bald im Druck erscheinen sollen.

Leider hat unsere Gesellschaft den Hinscheid von 4 Mitgliedern, den Herren Dr. E. GREPPIN, Prof. Dr. E. HAUG, Dr. E. STEIGER und U. WEIDMANN-BINZ zu beklagen.

Dr. E. GREPPIN (Basel), der Sohn des unvergesslichen Jurageologen J.-B. GREPPIN, hat im Jahre 1882 bei der Gründung unserer Gesellschaft mitgeholfen. Sein Hinscheid geht uns deshalb besonders nahe. Schon in frühen Jahren hat Dr. GREPPIN neben seiner Berufstätigkeit als Leiter chemischer Fabriken in und bei Basel sich mit geologischen und paläontologischen Studien befasst und eine Reihe bedeutender Arbeiten veröffentlicht, von denen hier besonders hervorgehoben seien: eine geologische Beschreibung der Umgebung von Langenbruck, einige Blätter der geologischen Karte der Umgebung von Basel, die Monographien der Mollusken des Bajocien der Umgebung von Basel und des Obern Sequans von Oberbuchsiten. Nach dem im Jahre 1916 erfolgten Rücktritt von seiner chemischen Berufstätigkeit widmete Dr. GREPPIN seine ganze Arbeitskraft den geologisch-paläontologischen Wissenschaften, speziell als Konservator der mesozoischen Sammlungen des Naturhistorischen Museums in Basel.

EMILE HAUG, Professor an der Sorbonne in Paris, erst vor wenigen Tagen in Niederbronn verstorben, war weltbekannt durch seine paläontologischen und stratigraphischen Arbeiten. Mit ihm verlieren wir einen grossen Freund der Schweiz und die Schweizerstudenten in Paris einen stets hilfsbereiten und väterlichen Berater.

Dr. E. STEIGER (Basel), Apotheker von Beruf, daneben wissenschaftlich tätiger Botaniker, interessierte sich lebhaft für die Geologie, namentlich in ihrer Eigenschaft als Hilfswissenschaft der Pflanzengeographie. Er war eifriges Mitglied der Sitzungen und Exkursionen unserer Gesellschaft.

Mitglieder. — Durch *Austritt* verlor die S. G. G. im Berichtsjahr C. FALKNER (St. Gallen), H. REHSTEINER (St. Gallen), TH. REINHOLD (Haarlem) und O. WELTER (Bonn). Dagegen traten ein:

E. WILLARD BERRY, Negritos, Peru
FRIEDRICH BUSER, Arosa
OTTO DREHER, den Haag
H. J. FICHTER, Basel
D. GLENN HAWKINS, Maracaibo
J. L. KARPF, Holderbank (Soloth.)
WILLY LEUTENEGGER, Kreuzlingen
O. P. SCHWARZ, Basel
FR. H. TERPSTRA, Manggani, Sumatra
J. B. A. TURNER SELVYN, Tampico
JAKOB VERDAM, Zürich
LEONHARD WEBER, Fribourg
THEODOR ZINGG, Zürich

davon GLENN HAWKINS lebenslänglich. Zu den *lebenslänglichen* Mitgliedern traten ferner über die Herren FRISCHKNECHT, KUGLER, LEHNER, RUTISHAUSER und VONDERSCHMITT.

Als *unpersönliche* Mitglieder wurden aufgenommen:

Hirschwaldsche Buchhandlung, Berlin
Istituto di geologia della R. Università di Torino
The Neuchâtel Asphalte Co., Limited, La Presta, Travers.

Der *Gesamtbestand* vermehrte sich somit von 413 auf 422, wovon 72 unpersönliche Mitglieder (69).

Wir machen unsere Mitglieder auf die Tatsache aufmerksam, dass die Asphalt Co. und die Vereinigten Schweiz. Rheinsalinen in Schweizerhall die einzigen technischen Unternehmen der Schweiz sind, die unsere Gesellschaft als unpersönliche Mitglieder unterstützen, während doch zahlreiche Betriebe die wissenschaftlichen geologischen Forschungen benutzen. Wir appellieren daher an unsere Mitglieder, die praktisch tätig sind, dass sie unsere Gesellschaft bei technischen Betrieben wie Tiefbauunternehmen, Steinbrüchen, Tongrubenbetrieben u. dergl. bekannt machen und ihnen den Beitritt als unpersönliches Mitglied, das ja den gleichen Jahresbeitrag zu bezahlen hat, empfehlen. In andern Ländern beteiligen sich diese Kreise lebhaft an der Unterstützung der geologischen Zeitschriften.

Eclogæ. — Im abgelaufenen Jahr sind die Hefte 1, 2 und 3 des Bandes XX erschienen. Folgendes ist der Inhalt der drei Hefte:

Heft 1: Arbeiten von A. AMSLER, M. BLUMENTHAL, ARN. HEIM, J. KOPP, P. LEUZINGER, C. RENZ, A. WERENFELS; eine vorläufige Mitteilung der Geologischen Kommission der S. N. G.

Heft 2: Arbeiten von A. JAYET, H. LINIGER, A. WERENFELS, E. PARÉJAS; Bericht über die Generalversammlung in Fribourg mit 13 Vortragsreferaten; Bericht über die Exkursion unserer Gesellschaft in die Freiburger Alpen (Berra-Moléson) im Anschluss an die Versammlung; Bericht über die 6. Jahresversammlung der Schweiz. paläontologischen Gesellschaft mit 12 Vortragsreferaten.

Heft 3: Arbeiten von F. MACHACEK und W. STAUB, E. PETERHANS, A. JEANNET, P. CHRIST, A. TOBLER, C. RENZ, F. VON HUENE und W. BERRY.

Die Hefte 1—3 enthalten 471 Seiten und 16 Tafeln.

Beiträge an die Illustrationskosten sind in sehr verdankenswerter Weise geleistet worden von den Herren ARBENZ, BLUMENTHAL, GAGNEBIN, ARN. HEIM, JAYET, JEANNET, LEUZINGER, LINIGER, PETERHANS, RENZ, R. STAUB, W. STAUB, TERCIER, WERENFELS und der Schweiz. paläontologischen Gesellschaft.

In Ergänzung des letztjährigen Berichtes ist mitzuteilen, dass das in Bd. XVI, Seite 63 erwähnte Abkommen mit der Geologischen Gesellschaft Zürich gelöst worden ist. Dagegen sind die Eclogae, wie eingangs angedeutet wurde, in engere Fühlung mit der Geologischen Kommission der S. N. G. gekommen.

Rechnung 1926. — Auszug aus dem Bericht des Kassiers, Herrn R. HOTZ: Die Bilanzsumme beträgt Fr. 16,166.74, das Vermögen Fr. 27,587.09, wovon Fr. 21,388.— unantastbar sind. Letzteres setzt sich wie folgt zusammen: *Schenkungen:* BODMER-BEDER Fr. 500.—, CHOFFAT Fr. 500.—, DU PASQUIER Fr. 500.—, ESCHER-HESS Fr. 500.—, FLOURNOY Fr. 4500.—, HEIM Fr. 250.—, Kohlenbohrgesellschaft in Liq. Fr. 5000.—, RENEVIER Fr. 500.—, SCHNEIDER Fr. 50.—; freiwillige Spenden aus den Jahren 1920—25 Fr. 1288.—; Beiträge der lebenslänglichen Mitglieder Fr. 7800.—. Auf 1. Januar 1927 standen zur freien Verfügung Fr. 6199.09.—. Der Druck der Eclogae benötigte ca. Fr. 7800.—.

Die Herren PARÉJAS und CADISCH prüften die Rechnung, fanden sie richtig und beantragen ihre Genehmigung. Die selbstlose und treue Arbeit unseres Kassiers Herrn R. HOTZ (Basel) sei an dieser Stelle ganz besonders warm verdankt. Die grossen Dienste, die er unserer Gesellschaft leistet, können nur die ermessen, die nähern Einblick haben.

Exkursionen 1926. — Im Anschluss an die Jahresversammlung führten die Herren TERCIER (Fribourg) und GAGNEBIN (Lausanne) eine Anzahl Geologen in ihre speziellen Arbeitsgebiete, die Berra (2 Tage) und den Moléson (1 Tag) ein, was ihnen hiemit bestens verdankt sei.

Exkursionen 1927. — Nach der diesjährigen Versammlung ist eine 3tägige Begehung des oberelsässischen Tertiärs und des Vogesen-

randes bei Belfort-Ronchamp unter Führung von Herrn LUCIEN MEYER aus Belfort, assistiert durch Herrn Dr. W. HOTZ in Basel vorgesehen. Vorgängig werden die Herren A. BUXTORF die Rheintalflexur sowie E. BAUMBERGER die Tongruben von Allschwil demonstrieren.

Für den Vorstand der S. G. G.:

Der Präsident: A. JEANNET. Der Sekretär: P. BECK.

B. Generalversammlung Freitag, den 2. September 1927 im geologischen Institut „Bernoullianum".

Erster Teil: **Geschäftliche Sitzung.**

Nach der Begrüssung durch Prof. A. BUXTORF (Basel) und den Präsidenten A. JEANNET wurden Jahresbericht und Rechnung verlesen und genehmigt. Die Versammlung ehrte die verstorbenen Mitglieder E. GREPPIN, E. HAUG, E. STEIGER und U. WEIDMANN-BINZ durch Aufstehen. Der Jahresbeitrag für 1928 wird dem letztjährigen gleichgesetzt. PH. BOURQUIN in La Chaux-de-Fonds ersetzt E. PARÉJAS als Rechnungsrevisor. Der Präsident weist die Bibliographie der Schweiz. naturwiss. Literatur, herausgegeben von der Schweiz. Landesbibliothek, 1. Jahrg., 1925, die unsere „Revue géologique" in den Eclogae ersetzt, vor. Endlich wird die Leitung der wissenschaftlichen Sitzung den folgenden Herren übertragen: Präsident: A. BUXTORF; Vizepräsidenten: G. STEINMANN (Bonn) und B. G. ESCHER (Leiden); Sekretäre: M. BLUMENTHAL (Chur) und J. TERCIER (Fribourg).

Der Sekretär: P. BECK.

Zweiter Teil: **Wissenschaftliche Sitzung.**

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

1. — L. DUPARC (Genève): **Sur la Tectonique du bassin houiller du Tonkin.**

Les formations houillères de la région de Qua-Lang, Dong-Trieu, Sept Pagodes sont comprises dans deux chaînes parallèles, dites chaîne du Nord et du Sud, séparées par une dépression occupée par des collines rougeâtres. L'orientation moyenne est d'abord EO, puis O 15° N. La chaîne du Nord est escarpée sur le versant sud où les couches montrent leur tranche, tandis que sur le versant N, elles plongent régulièrement de 25° à 30° de ce côté. La zone des collines mesure de 4 à 6 kil. de largeur, elle est constituée par quelques rides peu élevées. La chaîne du sud enfin, présente une disposition analogue à celle du N, mais elle montre localement près de son extrémité

NO un petit contrefort, sur lequel les couches plongent au sud (anticlinal déjeté). Vers l'ouest, les chaînes s'abaissent rapidement, et plongent sous la nappe alluviale pour réapparaître dans les collines de Dong-Trieu et au delà vers l'ouest. La chaîne du S fait face à une plaine de 2 km. de largeur environ, riche en «arroyos», suivie à son tour vers le S par une zone de crêtes calcaires ruiniformes de 120 mètres d'élévation environ, qui sont alignées parallèlement, et partiellement enrobées dans une roche friable, schisteuse, argileuse, qui forme également les quelques collines qu'on voit plus au S sur la plaine du delta. Les très nombreuses couches de charbon qui se trouvent aussi bien dans la chaîne du N que dans celle du S sont accompagnées, comme d'habitude, de grès et de schistes, mais toutes ces formations appartiennent au Rhétien. Par contre, les calcaires sont bien carbonifères, et représentent le niveau à fusulines; quant aux formations argileuses mentionnées, on les attribue au Dévonien. Jusqu'ici on admettait que la formation houillère constituait un bassin synclinal dans les calcaires et le Dévonien. Plus tard on donna un profil différent; les chaînes du N et du S butent par faille contre le Dévonien qui serait développé dans la vallée qui les sépare, tandis que plus au S le Dévonien et l'Ouralien recouvrent le Rhétien de la zone du Sud.

Nous sommes arrivés à une conception différente pour le motif suivant: quand on se rend de Haîphong à la chaîne du S, on traverse d'abord le delta, puis les deux zones de collines formées par des roches jaunâtres et schisteuses attribuées au Dévonien. On entre ensuite dans la zone des calcaires à fusulines qui, au N comme au S, est empâtée dans les mêmes roches. Ces crêtes calcaires sont identiques à celles qui surgissent de la mer dans la baie d'Along. Elles forment une série de vagues, qui déferlent en quelque sorte contre la chaîne du S. Entre ces crêtes, et les ennoyant parfois complètement, comme si le calcaire avait passé au travers, on trouve tassées en synclinaux visibles les roches attribuées au Dévonien, et que par suite de cette disposition, nous considérons comme permiennes ou permo-triasiques. S'il n'en était pas ainsi, les lames calcaires n'auraient pas de racines et devraient reposer sur ce prétendu Dévonien, or c'est le contraire que l'on observe. Toute cette région calcaire présente le caractère d'une série d'écailles poussées sur le Rhétien, et par conséquent toute cette bordure de carbonifère dont les couches plongent invariablement vers le S, chevaucherait sur le Rhétien de la chaîne du S, le contact étant masqué par la première plaine alluviale indiquée.

2. — L. Duparc (Genève) et E. Molly (Genève): **Sur la Tectonique de l'Abyssinie.**

Le haut plateau d'Abyssinie, qui s'élève à 2000 mètres environ, est généralement accidenté, et raviné par de grandes rivières, qui

l'entaillent profondément. La région du SE éthiopien est coupé par une grande dépression NE–SO occupée par la rivière Aouache, vallée qui se continue par les lacs Zouaï, Marguerite, Rodolphe, etc.: elle se prolonge par la grande fracture est-africaine jusqu'au Tanganyka. La dépression de l'Aouache est jalonnée par des cônes volcaniques d'une grande fraîcheur (Fantalli, Assabot, etc.), qui sont dans la phase solfatarienne. Au sud de cette dépression se trouve la grande chaîne du Tchertcher–Aroussi qui, du côté de l'est, aboutit au désert Somali. Elle présente vers le N des escarpements assez brusques, et s'abaisse en pente douce vers le sud jusqu'aux plaines alluviales de l'Ouébi-Chébéli. Le Tchertcher, orienté EW, forme une seconde partie du massif abyssin dont il est séparé par la dépression de l'Aouache. Nous avons traversé toute l'Abyssinie de l'E à l'O et observé ce qui suit: Le socle du plateau abyssin est formé par des terrains anciens, gneiss, micaschistes, etc., traversés par des roches granitiques, puis aussi par des roches basiques (gabbros, pyroxènites, péridotites) avec abondantes venues filoniennes correspondantes. Ce soubassement cristallin n'est à nu que sur la bordure occidentale du plateau, jusqu'à quelques kilomètres à l'intérieur. Au delà, tout ce plateau est recouvert par une formidable carapace de roches éruptives tertiaires (basaltes, trachytes, andésites, etc.), avec des appareils volcaniques en partie conservés, qui forment des massifs montagneux isolés sur le plateau. L'émission de ces couches s'est produite à des époques différentes, les basaltes sont ordinairement plus récents que les trachytes. En cheminant de l'O vers l'E, dans les vallées profondes, on constate que la carapace éruptive repose directement sur le soubassement cristallin; plus à l'E on voit s'intercaler tout d'abord entre les deux formations des grès rougeâtres attribués dans l'Erythrée au Trias. En avançant plus à l'E dans les vallées très profondes, ces grès sont surmontés par des calcaires. Enfin sur le Baro, dans la coupure qui entaille la partie du plateau qui regarde le Soudan, nous avons constaté l'absence complète de formations sédimentaires entre le cristallin et la carapace éruptive, tandis qu'à l'E à Ankober et au delà, le sédimentaire apparaît sur le bord du plateau entre les deux formations. La chaîne du Tchertcher présente une disposition identique: au sommet on trouve des lambeaux de roches éruptives tertiaires, puis au-dessous des formations calcaires (jurassiques?) en couches horizontales, qui reposent sur les grès indiqués. Toute la série est discordante sur le socle granito-gneissique sillonné de nombreux filons. Quant à la vallée de l'Aouache, elle est occupée par des formations volcaniques plus jeunes que celles qui couronnent le plateau abyssin.

De ces différentes observations on peut dégager ce qui suit: pendant la période qui s'étend du Trias au jura, une partie (orientale) de l'Abyssinie était sous la mer, c'est à cette époque que se déposèrent les sédiments rencontrés. Pendant le Crétacé et l'Eocène, la mer se

retira vers l'est et le sud, mouvement qui d'ailleurs s'était déjà fait sentir au trias; c'est à la fin de cette période de retrait que se manifestèrent les éruptions volcaniques dont les produits recouvrent tout le plateau abyssin. Puis survint l'effondrement de la vallée de l'Aouache qui représente un graben entre deux horst, le Tchertcher et le plateau abyssin. Cet effondrement a été accompagné de nombreuses fractures, par lesquelles sont montées les roches éruptives qui ont donné naissance aux volcans relativement récents et bien conservés que l'on trouve dans cette vallée.

3. — R. Rutsch (Bern): **Eine neue geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung:**

Der Referent weist die von ihm in den Jahren 1923—25 aufgenommene „Geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung" im Massstab 1:25,000 vor. Die im „Geographischen Karteriverlag Kümmerly und Frey" in Bern erschienene Karte umfasst das Gebiet des Belpbergs, das Aaretal zwischen Rubigen und Kiesen, einen Teil des Hürnbergs, den Lochenberg und die Haube. Sie ist begrenzt durch die Punkte Belp, Konolfingen–Stalden, Oberdiessbach, Kiesen und Kirchdorf. Die Karte orientiert über die Ausbildung der Molasse und des Diluviums südlich von Bern. Für alle näheren Angaben kann auf die in den „Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern", Band 1927 (Bern 1928), erscheinende „Geologie des Belpbergs" desselben Verfassers verwiesen werden.

4. — H. Bütler (Schaffhouse) et Ad. Jayet (Genève): **Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie).**

I. Introduction.

Le Crétacé moyen du Genevois est surtout connu par les fossiles albiens que quelques gisements comme le Saxonnet et la Goudinière ont fournis. Ces fossiles ont été étudiés par F. J. Pictet (1), tandis que d'excellentes coupes du terrain étaient publiées par Alph. Favre (3). Malgré ces travaux la stratigraphie du Crétacé moyen est restée relativement peu connue. Les homologies des différents niveaux avec les zones reconnues ailleurs n'ont pas été établies jusqu'à présent avec beaucoup de précision. D'autre part, sauf pour la région de Thônes étudiée par Douvillé (9), l'étude lithologique des relations du Crétacé supérieur avec le Crétacé moyen restait à faire. A un autre point de vue encore la question du mélange des faunes si importante pour la stratigraphie, ne nous semblait pas avoir reçu de solution acceptable. Ces différentes questions nous ont engagés à faire quelques courses en commun, à réunir les notes que nous avions pu relever et à en coordonner les conclusions. Ce sont les résultats, très résumés, de ce travail que nous publions ici. M. H.

BÜTLER, au cours de ses levés géologiques dans la région, a cartographié les gisements, en a relevé la stratigraphie et étudié des coupes minces s'y rapportant. M. AD. JAYET a eu l'occasion de faire des récoltes de fossiles et de préciser les relations avec le gisement de la Perte du Rhône, qui nous servira de point de comparaison. La liste bibliographique donnée par ordre chronologique donne une idée du développement des recherches pour la région.

Dans le Genevois, le Crétacé moyen est souvent appelé Gault. Mais ce terme a été employé dans plusieurs sens différents. ALPHONSE FAVRE, A. D'ESPINE et E. FAVRE le réservent pour la partie des grès verts qui a fourni les nombreux fossiles albiens. Les marnes feuilletées qui viennent au-dessous des grès sont généralement considérées comme aptiennes. D'autres auteurs, MAILLARD par exemple, placent dans le Gault les dépôts marneux et gréseux qui se trouvent entre les calcaires urgoniens et les calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur. Nous pensons qu'il vaut mieux abandonner la dénomination anglaise Gault pour notre région et appeler les dépôts par les noms d'étages employés dans les Alpes et les régions voisines: Aptien, Albien, Cénomanien. D'autre part nous évitons d'employer le terme de Sénonien généralement usité pour l'ensemble des calcaires sublithographiques venant au-dessus de l'Albien. Cet ensemble doit comprendre en réalité plusieurs étages à partir du Cénomanien.

II. Examen de quelques séries albiennes.

Nous prenons comme point de départ la série que l'on peut observer aux environs de Taine, près du Petit-Bornand. Au Col de Taine (ou Col du Freux) cette série est la suivante, de haut en bas:

11. Nummulitique qui entame plus ou moins profondément suivant les points la série précédente.
10. Calcaire sublithographique à silex du Crétacé supérieur.
9. Calcaire sublithographique grumeleux, glauconieux sans silex . . 1,5 m.
8. Grès glauconieux clairs passant vers le haut au calcaire sublithographique 5 m.
7. Calcaires glauconieux à gros grains de quartz, encore quelques fossiles phosphatés. . . . . 0,5 m.
6. Grès vert foncé ou clair, très fossilifère. Les fossiles se trouvent à t'état de moules phosphatés noirs. Ils font saillie à la surface de la roche quand celle-ci se désagrège sous l'action des eaux atmosphériques et du gel. Sur une cassure fraîche les moules phosphatés et les plages calcaires contenues dans la roche simulent des galets. Nous désignerons ce niveau sous le nom de pseudobrèche. La pseudobrèche contient en ce point *Inflaticeras varicosum* SOW., *inflatum* SOW., *Scaphites hugardianus* d'ORB., *Turrilites Bergeri* BRONGN., *Turrilites puzosianus* d'ORB., *Holaster laevis* DELUC. Dans les blocs en place nous avons en outre constaté la présence de *Hoplites tardefurcatus* LEYM. et *regularis* LEYM.. . . . . 0,5 m.
5. Grès verts ou noirs avec intercalations marneuses. *Douvilléiceras mamillatum* SCHLOTH., *Hoplites dentatus* SOW., *Acanthoceras Lyelli* LEYM., *Belemnites minimus* LISTER, *Hemiaster minimus* AG. . . . . 12 m.
4. Marnes schisteuses noires à *Hoplites tardefurcatus* pyriteux . . 18 à 20 m.

3. Grès lumachelliques jaunes à *Rhynchonelles, Terebratula dutempleana* 0,5 m.
2. Grès glauconieux durs en bancs . . . . . 10 m.
1. Urgo-Aptien gris.

Cette série a déjà été étudiée par ALPH. FAVRE (3, II, p. 172) et par L. W. COLLET, A. JAYET et H. BÜTLER (12, 13). Les fossiles récoltés dans les niveaux 4, 5, 6 permettent de rapporter facilement ces niveaux aux zones qui ont été reconnues à la Perte du Rhône:

Pseudobrèche du niveau 6. Zone à *Inflaticeras varicosum* SOW.
Grès glauconieux du niveau 5. Zone à *Hoplites dentatus* SOW.
Marne noire du niveau 4. Zone à *Hoplites tardefurcatus* LEYM.

Nous retrouvons un peu partout, et à la même hauteur, la pseudobrèche qui nous fournira un bon repère. La mince couche de grès lumachelliques, qui viennent au-dessous des marnes noires, ne peut être en ce point que la lumachelle du niveau de Clansayes représentant la zone à *Douvilléiceras Bigoureti* et les grès qui la précèdent les grès de l'Aptien supérieur (Gargasien). Ces deux divisions auraient ici la même allure qu'à la Perte du Rhône. Quant aux niveaux 7 à 9, on doit les rapporter au Cénomanien ainsi que l'ont montré COLLET, BÜTLER et JAYET (13) d'après la découverte de *Schloenbachia varians* figurant déjà d'ailleurs dans la liste de fossiles citée par ALPH. FAVRE pour le col de Taine.

Les niveaux 7 à 9 ont une importance toute particulière au point de vue du passage lithologique de l'Albien au Crétacé supérieur. Ce passage est en effet insensible, le quartz et la glauconie disparaissent progressivement du sédiment qui devient peu à peu un calcaire franc. Les couches 7—8 peuvent être remplacées sur une très faible distance par les calcaires du n° 9, mais *il ne s'agit là que de passages latéraux ou verticaux sans érosion ni transgression brusque.* En résumé, la série de Taine nous montre la présence de l'Aptien supérieur (Gargasien), de l'Albien et du Cénomanien.

Près de là, dans le voisinage des chalets de Taine, la partie supérieure de l'Albien montre deux phénomènes intéressants. En premier lieu le passage de la pseudobrèche au calcaire sublithographique se fait sur une épaisseur de quelques cm. seulement. En outre, la pseudobrèche est riche en *Hoplites tardefurcatus, Parahoplites milletianus,* par contre nous n'y avons pas trouvé l'*Inflaticeras varicosum,* ce qui pourrait faire prendre en cet endroit la pseudobrèche pour l'Albien inférieur de la zone à *Hoplites tardefurcatus.* Il s'agit là en réalité de l'Albien supérieur. Ce phénomène rapproché du passage assez brusque du sédiment gréseux au sédiment calcaire du Crétacé supérieur pourrait faire croire à la transgressivité du Crétacé supérieur sur l'Albien inférieur.

Une seconde coupe assez complète déjà citée par H. BÜTLER (10) peut être relevée entre les deux parois urgoniennes des Rochers

de Leschaux sur la rive droite du Borne. Les marnes noires forment une vire herbeuse, tandis que les grès verts et le calcaire sublithographique se trouvent dans une petite paroi. Nous notons la coupe suivante de haut en bas:

9. Calcaire sublithographique typique renfermant de nombreux rognons de silex.
8. Calcaire sublithographique en petits bancs, contenant de nombreux grains de quartz et de glauconie . . . . . 4 m.
7. Grès glauconieux à ciment calcaire . . . . . 1 m.
6. Grès glauconieux et calcaire brèchiforme . . . . . 1,2—2 m.
5. Grès glauconieux à ciment calcaire . . . . . 2 m.
4. Grès glauconieux renfermant encore quelques nodules isolés . . . 0,5—1 m.
3. Grès glauconieux à ciment calcaire, contenant de nombreux fossiles et des nodules phosphatés (pseudobrèche) . . . . . 0,5—1 m.
2. Grès vert clair et tendres . . . épaisseur visible . . . . . 1 m.
1. Replat formé par les grès tendres et les marnes noires . . . . . env. 6 m.

L'examen des coupes minces de cette série montre le passage absolument graduel des grès siliceux de l'Albien (niveaux 1—3) au calcaire dur du Crétacé supérieur (niveaux 4—9).

Le niveau 2 ne montre que des grains de quartz moulés par la glauconie et quelques rares plages de calcaire échinodermique. Dans le niveau 3 le ciment entre les grains de quartz est en grande partie calcaire et d'un grain très fin; on y découvre des restes de *Rosalines*, de *Globigérines*, de *Pulvinulines* et de *Textulaires* qui sont des Foraminifères typiques du calcaire sublithographique du Crétacé supérieur.

Les différentes coupes minces se rapportant aux niveaux 4—8 montrent les mêmes minéraux et les mêmes organismes que précédemment, il s'y ajoute des sections prismatiques d'Inocerames et des spicules de spongiaires. La teneur en quartz et en glauconie diminue de bas en haut, la vase à *Foraminifères* l'emporte peu à peu sur le sable quartzeux et glauconieux de sorte que dans le niveau 8 les deux minéraux sont devenus purement accessoires. Une formation assez curieuse est le grès calcaire brèchiforme du n° 6. Dans cette roche les deux composants: ciment calcaire et quartz-glauconie, sont inégalement répartis, ce sont des nodules calcaires à faciès sublithographiques cimentés par un grès glauconieux. Si le Crétacé supérieur manquait à cet endroit, on pourrait confondre cette couche avec la brèche de la base du Nummulitique, mais l'examen microscopique des coupes nous montre que le ciment calcaire qui réunit les grains de quartz et de glauconie est pareil à la masse calcaire des nodules, les deux parties renferment les mêmes microorganismes. Une formation identique du reste a été observée au Roc de Chère, au bord du lac d'Annecy (11).

Il faut donc admettre que le sable glauconieux et la vase calcaire se sont déposés simultanément, mais que le mélange des deux parties s'est fait d'une façon très irrégulière.

Vers la terminaison N–E de l'anticlinal de Marnaz au-dessus de la vallée de l'Arve, on trouve une série semblable à celle de Leschaux-Taine, de haut en bas:

7. Calcaire sublithographique.
6. Calcaire sublithographique glauconieux . . . . . 0,5 m.
5. Calcaire gréseux-glauconieux, renfermant quelques nodules phosphatés 0,8 m.
4. Grès glauconieux à ciment calcaire . . . . . 0,4 m.
3. Grès noirâtres, renfermant de nombreux fossiles et nodules phosphatés (pseudobrèche) . . . . . 1,2 m.
2. Grès verts . . . . . env. 7,5 m.
1. Marnes noires . . . . . couvertes

Ici la transition des grès verts au calcaire sublithographique se fait plus rapidement qu'aux Rochers de Leschaux, par contre les grès moyens ont une plus grande épaisseur.

Près de là, dans la région classique du Mont-Saxonnet, près des chalets des Bourgets, Ch. Jacob (7, p. 220) a relevé une coupe du Crétacé moyen et arrive à la conclusion que «le Sénonien est ici transgressif sur le Gault qui ne comporte que la zone à *Hoplites tardefurcatus*; mais ce fait doit être purement local, car si l'on consulte les listes données par Pictet de la célèbre localité, on voit qu'aux fossiles du Gault inférieur s'ajoutent tous ceux des couches supérieures de la Perte du Rhône, en particulier la riche série des *Mortoniceras*. Le Sénonien doit recouvrir suivant les points une succession plus ou moins bien conservée du Gault.» Nous ne pouvons souscrire à ces conclusions, les fossiles cités par Jacob, comme ceux des listes de Pictet, sont pour nous dans la pseudobrèche (Albien supérieur) recouverte normalement par la base des calcaires sublithographiques que nous rapportons au Cénomanien. La série est normale et continue, ce sont les fossiles tels que *Hoplites tardefurcatus, regularis, Parahoplites milletianus* qui ne sont pas caractéristiques d'une seule zone comme nous l'avons montré (14). Ce cas est du reste en tous points semblable à celui des chalets de Taine que nous avons signalé plus haut.

Près de Cluses les grès se terminent par la pseudobrèche, le passage au calcaire sublithographique se fait sur une épaisseur de 1 ou 2 décimètres seulement. Au-dessus de Nancy sur le flanc Est du Bargy-Rocher de Cluse la transition est de nouveau graduelle sur une épaisseur de 8 m. environ.

Au col de la Colombière, au pied Est du Pic de Jallouvre et de la Pointe Blanche on note:

6. Calcaire sublithographique pur.
5. Calcaire sublithographique à grains de glauconie . . . . . 0,5 m.
4. Pseudobrèche à ciment calcaire. *Inflaticeras varicosum* Sow., *inflatum* Sow., *Hoplites tardefurcatus* Leym., *regularis* Leym., *Douvilléiceras mamillatum* Schloth., *Turrilites Bergeri* Brogn.. . . . . 0,5 m.
3. Grès siliceux clairs à *Ostréidés*, tubes de *Serpules*, à glauconie peu abondante. . . . . env. 25 m.
2. Grès siliceux glauconieux . . . . . 4 m.
1. Marnes noires, contenant 3 bancs de grès fin noir . . . . . env. 18 m.

C'est surtout par la grande épaisseur des grès moyens que cette coupe s'écarte des autres.

Un gisement voisin du Col de la Colombière, celui de la Goudinière près du Grand-Bornand, a été étudié en détail par A. D'ESPINE et E. FAVRE (2). Ces auteurs insistèrent sur le mélange des faunes qu'ils attribuaient au «fait d'une faune émigrante venant se fixer dans une région nouvelle». CH. JACOB (7, p. 223) n'admet pas cette explication et estime que «ce fait ne peut s'expliquer que par un remaniement sur place des dépôts de la zone à *Hoplites tardefurcatus* par la zone à *Mortoniceras inflatum*». Nous avons exposé dans une note précédente (14) les raisons qui nous obligent à rejeter l'explication du phénomène mécanique pour l'attribuer à la persistance d'espèces particulièrement vitales pendant plusieurs zones. Notons que pour les Alpes suisses, ARNOLD HEIM (8, p. 127) a insisté sur la valeur relative des Céphalopodes.

III. Conclusions générales.

Si l'on compare les différents profils du Crétacé moyen, on constate des différences notables d'un point à l'autre, mais on peut toujours distinguer les 4 termes suivants, de haut en bas:

4. Calcaire sublithographique glauconieux et quartzeux . . . . . Cénomanien
3. Grès calcaire à nodules et fossiles phosphatés . . . . . Albien supérieur
2. Grès verts siliceux. . . . . Albien moyen
1. Marnes noires schisteuses. . . . . Albien inférieur

L'épaisseur des différents termes varie sur de très petites distances. La couche de la pseudobrèche n° 3 nous donne un point de repère constant. Nous la retrouvons partout avec les mêmes caractères lithologiques et paléontologiques. Elle forme le passage des grès verts au calcaire sublithographique, passage produit par la substitution progressive de la sédimentation calcaire à celle d'un sable siliceux glauconieux. Cette couche doit correspondre aux «*Turrilitenschichten*» de l'autochtone et des nappes helvétiques de la Suisse orientale.

A certains points du fonds de la mer l'apport de sable a continué après le dépôt de la pseudobrèche et ne cesse que petit à petit. Nous avons alors ce passage graduel au calcaire sublithographique. A d'autres endroits par contre l'apport de sable a été presque supprimé. Nous trouvons là un passage rapide entre les deux terrains, il est marqué par le ciment calcaire de la couche phosphatée et les grains de quartz et de glauconie dans les premiers bancs de calcaire sublithographique.

Au point de vue paléontologique les marnes de base et les grès de la partie moyenne sont pauvres en fossiles. Les *Lamellibranches* semblent les plus abondants. La pseudobrèche est riche partout en *Céphalopodes*, mais ceux-ci ne peuvent être extraits de la roche

qu'en peu d'endroits, où la dénudation par les agents atmosphériques les ont mis en saillie.

En résumé, le Crétacé moyen du Genevois montre:

1. la présence du Gargasien, de l'Albien, du Cénomanien;
2. le passage graduel, mais plus ou moins rapide, des dépôts gréso-calcaires de l'Albien supérieur-Cénomanien au dépôt purement calcaire du Crétacé supérieur (s. l). La série marine est continue, il n'y a pas de véritable brèche amorçant une transgression brusque;
3. que l'Albien est formé par un ensemble constant de marnes, grès et pseudobrèche rapportable respectivement à l'Albien inférieur, moyen et supérieur;
4. l'existence d'un niveau de faible épaisseur riche en Céphalopodes, qui montrent au milieu d'espèces caractéristiques de l'Albien supérieur la persistance de formes de l'Albien inférieur.

Bibliographie.

1. Pictet, F. J. et Roux, W. Description des mollusques fossiles des grès verts des environs de Genève. Genève 1847—1853.

2. d'Espine, A. et Favre, E. Observations géologiques et paléontologiques sur quelques parties des Alpes de Savoie. Genève 1865.

3. Favre, Alphonse. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont-Blanc. T. II. Genève 1867.

4. Maillard, G. Note sur la Géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville. Bulletin Serv. carte géol. France n° 6. 1889.

5. Haug, E. Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes Calcaires de Savoie. Bulletin Serv. Carte géol. France n° 47. T. VII. 1895—1896.

6. Sarasin, Ch. Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis. Ecl. Geol. Helv., vol. VII, n° 3. 1903.

7. Jacob, Ch. Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Grenoble 1907.

8. Heim, Arnold. Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacé moyen dans les Alpes suisses. Bull. Soc. géol. France, T. IX. 1909.

9. Douvillé, H. Le Crétacé et le Tertiaire aux environs de Thônes (Haute-Savoie). C.-R. Acad. Sc. Paris, 1916, p. 234.

10. Bütler, H. Le pli-faille des Rochers de Leschaux. C.-R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol. 40, n° 3. 1923.

11. Moret, L., Paréjas, E. et Bütler, H. Nouvelles observations géologiques au Roc de Chère. C.-R. Soc. géol. France, no. 9, p. 81. 1926.

12. Jayet, Ad. et Bütler, H. Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). C.-R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol. 43, n° 3. 1926.

13. Collet, L. W., Bütler, H. et Jayet, Ad. Sur la présence du Cénomanien dans les Alpes Calcaires du Genevois. C.-R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genéve, vol. 43, n° 3. 1926.

14. Jayet, Ad. Sur les mélanges de faunes de l'Albien du Genevois (Haute-Savoie). C.-R. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol. 43, n° 3. 1926.

5. — MAURICE LUGEON (Lausanne): **Présence probable de Crétacique d'eau douce dans la Dent de Morcles.**

Sous l'Aptien renversé de la nappe de Morcles, dans la coupe de la Petite Dent de Morcles, existent des bancs de calcaire un peu arénacés que l'on peut attribuer au Gault.

Sous ce Gault apparaît un niveau de couches noires, calcaires sapropéliques et marnes schistoïdes, renfermant des restes organiques qui sont peut-être des graines de chara, et quelques gastéropodes indéterminables. Ce serait une formation d'eau douce. Ces couches forment toute la grand'Vire supérieure qui débouche au haut du glacier des Martinets.

Ce niveau noir domine à son tour une épaisseur d'environ 50 m. de calcaires gris lités, à pâte grenue et à patine jaune typique, constituant le Roc Champion. A leur base existent quelques bancs phosphatés et à débris d'ossements.

RENEVIER avait considéré cet ensemble comme nummulitique parce que ces couches sombres rappellent celles sur lesquelles repose le niveau du Roc Champion et qui sont incontestablement tertiaires. C'est le fameux niveau à vivipares accompagné par des bancs à petites nummulites.

Etant donné le passage, apparent du moins, de ces couches sombres au Gault, je suis porté à considérer ces deux niveaux comme Crétacique supérieur. Ce serait la première fois que l'on signalerait un épisode d'eau douce dans la série helvétique, aussi je fais mes plus expresses réserves en attendant que des recherches nouvelles apportent des preuves péremptoires.

6. — F. HERMANN (Pinerolo): **La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise.**

Une excursion franco-italienne en compagnie de M. EUGÈNE RAGUIN, close il y a quelques jours, dont le but était une meilleure compréhension des points de vue et des méthodes réciproques et qui m'a valu une précieuse expérience directe de l'œuvre féconde de mon distingué confrère, a donné ces résultats essentiels:

Nous avons trouvé, peu au-dessus de Pied Montet (vallon de Lent sur Bonneval), une mince lame de gneiss, située à quelques 100 m. au-dessus des gneiss du Grand Paradis et se continuant de façon visible au NW vers l'Ouille Noire et la Galise, affectant nettement le facies habituel aux lambeaux prétriasiques de la nappe de la Dent Blanche dans les régions valdôtaines limitrophes.

Quatre lames d'épaisseur inconstante, mais considérable, continuent à représenter cette nappe plus au sud, dans la vallée d'Avérole, sur Bessans, aux environs de Vincendières, Avérole et Refuge d'Avérole. L'existence d'autres lames dans les parties hautes de

cette vallée et dans le massif qui la domine au nord est des plus vraisemblables. Ces gneiss, dont l'origine détritique-sédimentaire est claire, semblent se rapprocher, dans l'une d'elles, de facies plus massifs.

Tous ces lambeaux sont ennoyés dans les roches vertes, à un état «*effiloché*», que j'ai déjà signalé pour des régions voisines et mis en relation avec des faits tectoniques généraux. Ils me semblent être la continuation de ceux que j'ai trouvés aux environs du Col Rosset et aussi des écailles de la Tour, en Valsavarenche, que mon jeune ami G. B. Dal Piaz vient de découvrir et que j'ai pu marquer approximativement sur mes stéréogrammes valdôtains. Ils représentent donc la continuation du lobe M. Emilius de la nappe de la Dent Blanche. Leur relation avec le lambeau de la Ciamarella et les nombreux «*effilochages*» gneissiques au sein des masses simiques des vallées d'Ala et d'Usseglio paraît aussi évidente.

Cette terminaison sud-occidentale du lobe M. Emilius par un faisceau de lames sialiques, tandis qu'au-dessus de lui le lobe Dent Blanche proprement dit est déjà rebroussé en guise d'extrémité libre sur les régions de Ceres, est grosse de conséquences, soit tectoniques, soit génétiques. Elle permet déjà de considérer ces lames, ainsi que celles de Viu (lobe M. Emilius), celles de Ceres (lobe M. Mary–Dent Blanche s. s.), celles de Lemie, etc. (écailles inférieures: M. Rafray, Châtillon, etc.), comme les traînées postérieures terminales (équivalent des «racines» présumées jusqu'ici) de la nappe de la Dent Blanche proche de cesser vers le SW, sortant complètement en l'air, sous la poussée des énormes masses simiques de sub-profondeur de Lanzo–M. Musiné. Elle apporte un appui considérable à la conception génétique alpine de *guirlandes sialiques*, les futures nappes penniques, flottant sur un sima thétique, que j'ai formulée il y a quelques années[1]).

La situation nucléaire, au sein d'une partie de la «nappe des schistes lustrés», de ces lambeaux (et, d'ailleurs, d'une partie du sima Lanzo–Suse) me paraît certaine et a semblé persuader mon savant confrère.

Il y aura lieu de voir dans la masse des schistes lustrés les éléments suivants: 1° dans les parties nord-orientales pélagiques valdôtaines et penniques, un dépôt autochtone sur la carapace de la nappe du Grand Saint-Bernard; 2° une couverture, sporadique d'ailleurs et presque uniquement péri-frontale au sein des roches vertes, de la nappe du Grand Paradis; 3° une *nappe des schistes lustrés (Dent Blanche) M. Emilius — Avérole;* 4° une *nappe des schistes lustrés Dent Blanche (s. s.) — Toss.* Cette dernière, malgré le violent rebroussement de ses noyaux prétriasiques, comprend encore les masses

[1]) Paléogéographie et genèse penniques. Eclogæ, XIX, n° 3, 1925.

de la Sassière, de Bassac et de la Grande Vaudala (Valgrisenche–V. de Rhêmes–Valsavarenche), situées au-dessus des roches vertes qui les séparent du groupe (1) et de la nappe (3). Celle-ci comprend les masses de l'Auglier, puis les hauts massifs Orco–Tignes–Bonneval et s'épanouit vers le SW. Dans les régions bordières (et côtières) du complexe résistant Vanoise–M. Pourri, toutes deux sont impliquées, quant à leurs parties frontales, dans les phases finales du plissement alpin, équivalentes pour ces régions à ce que j'ai nommé, dans la région valdôtaine, «plissement grai».

Bien entendu, ce genre de nappes brisantes frontales ne doit être ni confondu ni comparé avec les guirlandes-nappes prétriasiques, dont les proportions sont bien autres et dont des lobes ou digitations partielles leur ont donné naissance au cours de leurs derniers mouvements.

7. — F. HERMANN (Pinerolo): **Les écailles de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard.**

Un petit massif, composé de trois écailles et un affleurement restreint plus au nord, entaillé par la Doire de Verney et disparaissant de toutes parts sous les schistes lustrés environnants, pose un nouveau problème, pennique selon toute vraisemblance.

L'écaille la plus interne est recouverte ça et là de cargneules et de quelques marbres; des roches vertes et quelques lentilles de schistes lustrés séparent ces écailles, tandis que les roches vertes montent, vers l'W seulement, jusqu'à l'Aiguille de l'Hermite et au Miravidi. Le bas de l'écaille la plus externe, au fond du vallon du Breuil, possède à sa base frontale une masse restreinte de gneiss charbonneux.

Les écailles elles-mêmes sont formées de gneiss granitiques souvent très mylonitisés.

Leur situation sous le flanc renversé frontal de la nappe du Grand Saint-Bernard, le manque d'une continuité géométriquement possible vers le haut, fût-ce même au moyen des roches vertes (qui manquent complètement dans les arêtes E du vallon), le facies absolument différent de celui des roches de la nappe du Grand Saint-Bernard, tendent à les faire considérer comme un groupe d'écailles arraché par l'avancée de cette dernière nappe à un équivalent local des nappes simploniques.

La question sera plus amplement traitée, avec l'appui de documents graphiques, lorsque l'étude des échantillons aura fourni des arguments nouveaux peut-être décisifs.

8. — ARNOLD HEIM (Zürich): **Über Bau und Alter des Alpen-Nordrandes.** (Mit 2 Textfiguren.)

Durch den Nachweis von E. BAUMBERGER und H. G. STEHLIN, um 1920, dass die älteste subalpine Molasse der Zentral- und Westschweiz dem Mitteloligocän (Stampien) angehört, und Überschiebungen am Alpenrand auch innerhalb des Molassegebirges auftreten, wie erstmals ROTHPLETZ vermutet hat, sind unsere Anschauungen über die subalpine Molasse wesentlich verändert worden. Erst seither ist es möglich, eine Parallele mit dem Vorarlberg und Allgäu zu ziehen. Der noch in neueren Arbeiten geäusserten Meinung, dass die gebirgsbildende Bewegung vom Allgäu nach der Schweiz gewandert sei, ist die Grundlage entzogen, und die Übereinstimmung hergestellt[1]). Wie RICHTER[2]) erkannt hat, entsprechen die Horwerschichten der Zentralschweiz in verblüffender Weise der „Unteren Meeresmolasse" GÜMBEL's. Die Schichtfolge ist östlich des Rheins von unten: Graue Schiefermergel 200—400 m, die in plattige Kalksandsteine (30—100 m) übergehen (Bausteine, Wetzsteine). In der Zentralschweiz dagegen ist nach BAUMBERGER ein mehrfacher Wechsel mächtiger Schichtpakete von grauen Schiefermergeln und Kalksandsteinen zu beobachten. Darüber folgt die Bunte Molasse mit roten Mergeln und Kalknagelfluhbänken (Untere Süsswassermolasse).

Während die untere marin-brackische Abteilung nunmehr durch ihre Mollusken als Stampien nachgewiesen ist, wissen wir von der Nagelfluhserie noch nicht, ob sie dem oberen Stampien allein angehört, oder noch ins Aquitan hineinreicht. Dass ein guter Teil der Nagelfluhbildungen noch zum Stampien gehört, haben auch die Untersuchungen von BECK und LUDWIG erwiesen.

Erst die 1500—2000 m mächtige Serie der granitischen Molasse gehört zweifellos zum Aquitan, wie neue Säugetier- und Molluskenfunde von S. Fussenegger in Dornbirn, und die Bestimmungen durch H. G. STEHLIN und E. BAUMBERGER ergeben haben[3]). Diese Schichtfolge findet sich im Allgäu aber nur im Nordschenkel der nördlichen Antiklinale. Entgegen der Auffassung von ROLLIER tritt von der Schweiz bis ins Allgäu nirgends gefaltete miocäne Molasse an den Alpenrand. Vergeblich suchen wir nach Miocän in der tertiären alpinen Vortiefe, d. h. südlich der ersten, nördlichen Hauptantiklinale. Welches Alter der oberste Teil der gewaltigen Nagelfluhstöcke von Rigi und Speer besitzt, wissen wir zwar noch nicht, aber für ihre Zuordnung ins Miocän sind alle früheren Argumente

---

[1]) wie der Verf. an der Versammlung der Deutschen geol. Ges. in München im Aug. 1923 im Anschluss an einen Vortrag von Prof. KRAUS betonte.

[2]) M. RICHTER, Über die Untere Meeresmolasse zw. Lech und Rhein. Centralbl. f. Min. usw., 1925.

[3]) ARN. HEIM, ERNST BAUMBERGER und H. G. STEHLIN, Die subalpine Molasse des Vorarlberg. Vierteljahrsschr. N. G. Zürich, 1927/28.

gefallen. Aus Analogie mit dem Thunersee (P. Beck) und nach den Befunden von A. Ludwig ist zu schliessen, dass kaum das obere Aquitan erreicht wird.

Während die helvetischen Decken und Vorschuppen in der Schweiz auf den oberen Teil der oligocänen Molasse des Alpenrandes überschoben sind, ändert sich die Lage vom Rhein an ostwärts. Im Vorarlberg tritt die stampische Molasse in vertikalem Kontakt an die Kreide-Flyschzone, an der Bregenzerach und stellenweise weiter östlich sogar mit Nordfallen. Statt einer Überschiebung der Kreidezone auf die Molasse finden wir stellenweise ein rückwärts geneigtes Überliegen der südlichsten Molassefalten mit stampischem Mergelkern gegen die Alpen (Bregenzer Ach).

Am Grünten[1]) hat man sogar den Eindruck, dass die aufrechten Kreidefalten mit der 2 km breiten Molassemulde der Kammereck gemeinsam auf das oligocäne Nagelfluhgebirge überschoben sei, das nach Kraus selbst wieder auf das Vorland überschoben ist[2]). Von einer Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge, wie sie vom Rigi und Speer bekannt ist, kann nicht mehr gesprochen werden. Die Brandung hat hier, wie bereits Kraus hervorgehoben hat, das alpine Vorland selbst ergriffen.

Trotzdem lassen sich die aus der Schweiz[3]) beschriebenen **Amputationen** auch im Vorarlberg und Allgäu in auffallender Weise erkennen, und zwar sowohl der Molasse am Alpenrand, als auch der anstossenden helvetischen Kreide (Grünten). Das zerfressene Aussehen des Alpenrandes ist zwar durch Kraus an der Iller auf Verwerfungen[4]) zurückgeführt worden, aber an anderen Orten wird eine solche Deutung den Tatsachen nicht gerecht, und müssen wir auch heute an Erosion vor dem alpinen Deckenandrang am Molasserand denken, wie vom Verfasser 1906 abgeleitet wurde. Diese Auffassung kann durch weitere Beobachtungen gestützt werden. Es soll hier nur ein Beispiel aus der Schweiz und eines aus Bayern erwähnt werden.

Im Wäggital[5]) biegt die oligocäne Kalknagelfluh bei Vordertal[6]) halbkreisförmig vom normalen Oststreichen nach Süd um, den Sporn des Spitzberg bildend (Fig. 1).

---

[1]) Arn. Heim, Vierteljahrsschr. Nat. G. Zürich, 1919. Miocän ist in dieser Arbeit durch Oligocän zu ersetzen; Kammereck = Stampien.

[2]) E. Kraus, Geol. Forschungen im Allgäu. Geol. Archiv, München 1926/27.

[3]) Arn. Heim, Brandung d. Alpen, Vierteljahrsschr. Nat. G. Zürich, 1906.

[4]) Diese müssten, auf andere ähnliche Stellen angewendet, ebenso *älter* sein als der letzte Deckenandrang, da die alpinen Schubdecken nicht konform eingebrochen sind.

[5]) Arn. Heim, Zur Tektonik d. Aubrig, Eclogae, Vol. XIV, 1918, p. 679.

[6]) H. Schardt, Meyer und Ochsner, Geol. Karte des Wäggitales, 1:25,000, 1923, in Eclogae, Vol. XIX, Nr. 1, 1925, und H. Schardt, Die geol. Verhältnisse des Kraft- und Stauwerkes Wäggital, Eclogae, Vol. XVIII, Nr. 4, 1924.

Die fast vertikal stehenden und querstreichenden Schichtköpfe der Nagelfluh stossen bei Baschauer rechtwinklig gegen vertikalen Schiefermergel, wohl Leistmergel ab, auf welche drei Grünsandbänke mit Mergelzwischenlagen folgen. Die untere enthält Numm. gallensis und Orthophragmina discus. Dem kleinen Bach nach Lässern südlich folgend, stösst man nun auf eine ebenso vertikale und normal

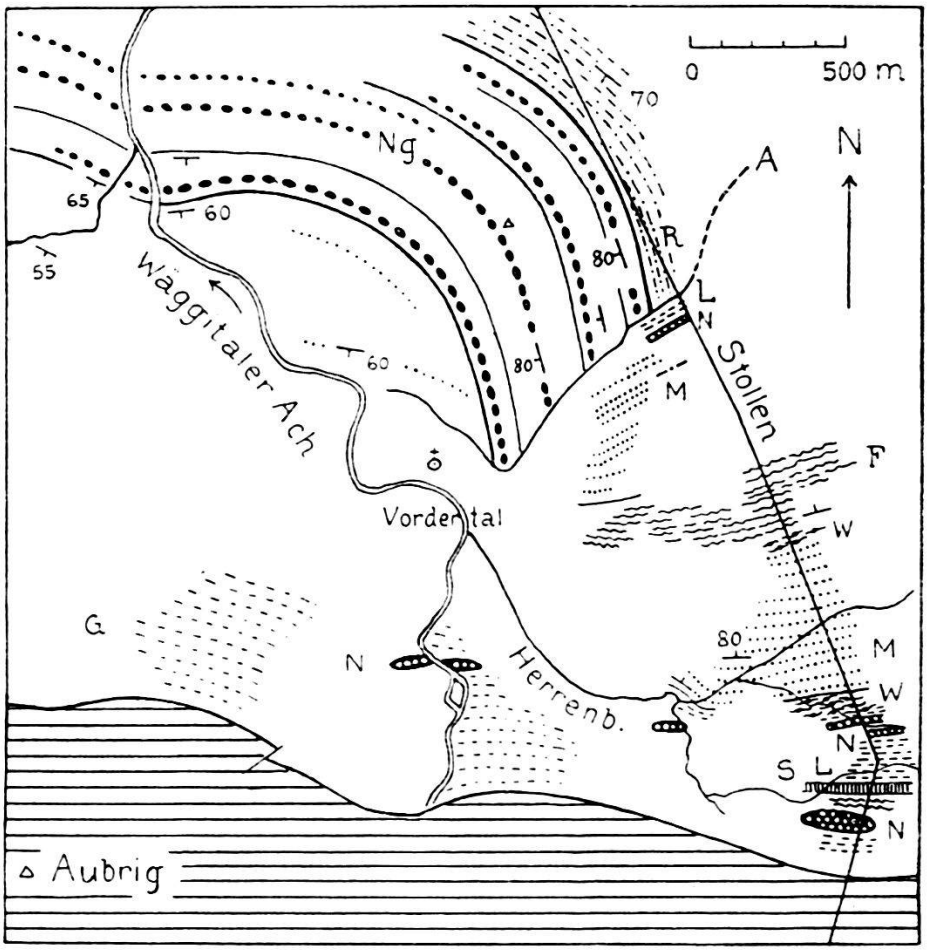


Fig. 1. Skizze des Alpenrandes im Wäggital.
Horizontal schraffiert: Aubrigfalte mit Vorschuppen Hauterivien-Turon
L = Leistmergel, Senon, G. = Globigerinenmergel, Senon oder Eocän, N = Nummulitenkalk und Grünsand mit N. gallensis und Assilinen, W = Blockmergel, Wildflysch, S = Saluier (grünl. Quarzitsandstein), F = Flysch mit Fukoidenkalk, M = Graue Mergel mit Sandstein (Stampien?), R = Rote Molassemergel, Ng = Kalknagelfluh, A = Alpenrand.

ENE streichende Serie von grauem Schiefermergel mit glimmerhaltigen Sandsteinbänken von ½—1 m, die von stampischer Molasse nicht unterschieden werden konnten. Erst in den südlicheren Bachbetten (Paulihof-Bächweid) folgt typischer Flysch mit Fukoidenkalk.

Dass es sich hier um eine alpine Randschuppe handelt, die diskordant gegen den Molassesporn gepresst ist, kann nicht bezweifelt werden. Auffallenderweise steht der Mergel mit Sand-

stein im Rücken der Nummulitenbildung, als ob er tektonisch mit dieser zusammengehörte. Die Vertikalstellung und Einklemmung am Alpenrand ist wohl erst nach der Verschürfung erfolgt[1]).

Möglicherweise liegt im Wäggital einerseits, am Grünten andererseits der Fall vor, wo noch Reste des stratigraphischen Zusammenhanges von ältester Molasse auf Kreide-Eocän erhalten sind, wonach bisher vergeblich gesucht wurde.

Die Ausfüllung von Molassenischen durch stampische Schürflinge kennen wir in viel grösserem Massstabe vom Thunersee (Ralligschuppe)[2]) und von Appenzell[3]). Diese Randschuppen aus stampischer Molasse stehen tektonisch im Zusammenhang mit den alpinen Deckenschüben. Sie wurden wohl passiv aus südlicheren Zonen vorgeschoben und erst nachträglich zur Steilstellung eingeklemmt. Der sonst so ausserordentlich scharfe einheitliche Kontakt von Molasse und Alpen kann durch die Molasse-Randschuppen zweideutig werden. Dazu kommt noch die Schwierigkeit in der Unterscheidung von Flyschsandstein und ältester Molasse, insbesondere wo die letztere alpin gequetscht ist[4]).

Einem grosszügigen Beispiel von Amputation begegnen wir weiter östlich an der Loisach (Fig. 2).

Das sanft trogartige Ansteigen der breiten Oligocänmulde von Murnau[5]), das mit seinem halbkreisförmigen Erosionsrand schon aus der Ferne einen grossartigen Anblick bietet, hat LEBLING[6]) dazu verleitet, das östlich der Loisach an ihre Stelle tretende, scheinbar unter ihr hervortretende Flyschgebirge als autochthon zu betrachten. TROLL[7]), der ihm treffend entgegnet, hebt die Bedeutung gewaltiger schiefer Transversalverschiebungen der Flysch- und ostalpinen Decken hervor, längs denen diese vorglitten, ohne jedoch an eine Deutung

---

[1]) Auf den Flysch folgt steil N fallend etwa 40 m Gequetschter Blockmergel mit Breccien und Riesenkonglomerat (wildester Wildflysch?), dann über 500 m zerknitterter grauer Sandstein, der in der gen. Karte teils als Molasse, teils als Flysch angegeben ist. Gute Aufschlüsse, von der Molasse kaum zu unterscheiden, findet man wieder im NE-Zweig des Herrenbaches.

[2]) P. BECK, Der Alpenrand bei Thun, Eclogae 1922, p. 318.

[3]) ARN. HEIM, Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal, „Beiträge" 1923. — A. LUDWIG, Aus d. ostschweizerischen Molassegebiet, Jahrb. St. Gall. Nat. G., Bd. 62, 1927.

[4]) So gleicht z. B. der flyschartige Molassemergel (Grisiger Mergel) im Schwarzachtobel (Vorarlberg) in verblüffender Weise dem autochthonen Flysch von Altdorf (bes. am Westufer des Urnersees), so dass die Frage aufzuwerfen ist, ob es sich auch dort um Stampien handle. Wir könnten dann die äusserste Hülle des Aarmassivs auch als alpin deformierte Molasse deuten.

[5]) d. i. die östliche Fortsetzung der Kammereck-Decke (RICHTER, KRAUS).

[6]) C. LEBLING, Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzach. Zeitschr. Deutsche geol. G. 1925.

[7]) K. TROLL, Über Bau und Entstehung des bayrischen Alpenrandes. Zeitschr. Deutsche geol. G. 1926.

der 6 km breiten Molasselücke selbst heranzutreten, an deren Stelle die alpinen Decken vorgeschoben wurden.

Tatsächlich ist die vorgelagerte Oligocänmulde von Penzberg-Hausham, wie der gewaltige Kohlenbergbau[1]) bestätigt hat, so gut wie ungebrochen, und für den Alpenrand von erstaunlicher Regelmässigkeit. Nur durch alte Erosion vor dem letzten Vorstoss der alpinen Decken lassen sich nach der Ansicht des Verfassers diese Tatsachen ungezwungen erklären.

Ähnlich wie der Mulde von Murnau ergeht es weiter östlich auch den zwei nördlich anliegenden parallelen Oligocänmulden, die in geradliniger Flucht nach Osten weiter streichen, nämlich der

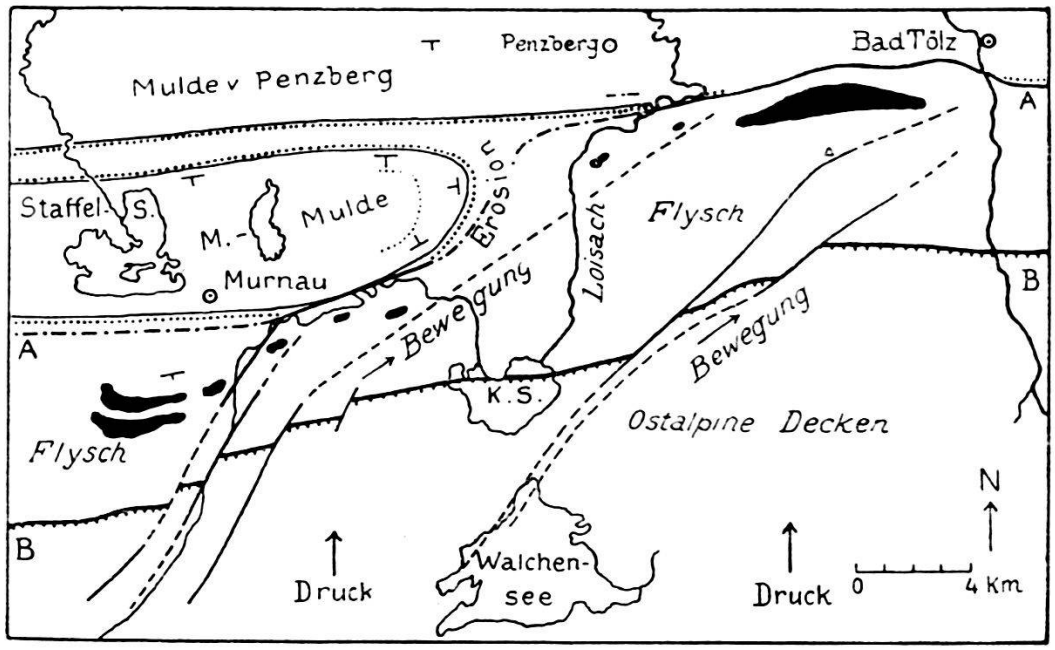


Fig. 2. Der Alpenrand an der Loisach.
auf Grund der Karten von Boden und Troll.

A = Alpenrand, Grenze von Flysch (ultrahelvetisch) und Molasse (Oligocän). B = Überschiebungsrand der Oberostalpinen Decken (Allgäu- und Lechtaldecke), zugleich Südrand des Flyschs. Schwarz: Aufschlüsse helvetischer Kreide und Eocän, eingewickelt im Flysch.

Mulde von Hausham am Inn und der Mulde von Miesbach zwischen Traun und Salzach. So treten die alpinen Schubmassen stufenweise in die Lücken hinein und an nördlichere Falten heran, ohne dass dadurch der Faltenbau der Molasse verändert würde.

Das Beispiel von Loisach mit dem gewaltigen schiefen Abgleiten in die vorliegende Nische unter Längsstreckung erinnert in mancher Hinsicht an Appenzell, wo die Säntisdecke am Sax-Schwendibruch schief in die Lücke östlich der Sitter vorgestossen wurde, oder an

[1]) R. A. Weithofer, Das Pechkohlengebiet des bayrischen Alpenvorlandes, 1920.

den Vierwaldstättersee, wo die Bürgenstockdecke am Nagelfluhsporn von der Rigi in Form von schiefen Streckungsbrüchen[1]) in einzelne Stücke zerrissen und in die Lücken vorgestossen wurde. Man gelangt so zu der Ansicht, dass die grössten Transversalverschiebungen am Alpenrand durch die Lücken am Molasserand bedingt seien.

So sehen wir, dass die Lokaltektonik der Alpendecken vom vorgelagerten oligocänen Molasserand beeinflusst wird, während umgekehrt ein Einfluss der einzelnen alpinen Schubdecken auf die Lokaltektonik der Molasse nicht zu erkennen ist. Der neuerkannte Deckenbau der subalpinen Molasse von der Schweiz bis ins Allgäu schliesst sich nicht unmittelbar an denjenigen der Alpen an. Er kümmert sich nicht um das Wechselspiel des letzteren. Nur in ihrer Gesamtheit, dem Juragebirge vergleichbar, gehört die Molassefaltung zur alpinen Stauung. Von den stampischen Randschuppen abgesehen, reagiert sie nicht auf die oberflächlichen Stösse einzelner alpiner Schubdecken[2]).

In der Tat ist der Baustiel der Molasse eigenartig, und durch folgende Erscheinungen vom alpinen verschieden:

1. Lokal südüberliegende Falten am Molasserand (Bregenzerach).
2. Langes Aushalten der grossen Falten trotz komplizierter Änderungen im alpinen Hinterland (nördl. Antiklinale, Synklinale von Kammereck–Murnau, Hausham usw.).
3. Diskonformer Verlauf der Molassefalten zu denen der Alpen, wie z. B. der nördlichen Antiklinale zwischen Bregenzerach und Iller, die bis 45° vom Oststreichen der helvetischen Alpen abweicht.
4. Ungebrochenheit oder doch Unabhängigkeit der Brüche von denen der Alpen (Appenzell, Loisach, Hausham).
5. Diapirfalten im ersten Stadium, mit divergierender Schenkellage und Faciesverschiedenheit beider Antiklinalflügel (nördliche Antiklinale im Vorarlberg; Ricken)[3]).

Nach diesen Betrachtungen kommen wir zur Altersfrage, und zu einer Revision der vom Verfasser 1906 abgeleiteten Sätze Nr. 14—15, die noch auf der Ansicht beruhten, dass die Nagelfluh am Alpenrand dem Miocän angehöre.

Alpen. Die vor allem von SPENGLER in hervorragender Weise untersuchte juvavische (austrische) Gebirgsbildung mit den ersten

---

[1]) A. BUXTORF, Erläuterungen zur Geol. Karte des Bürgenstocks 1910.

[2]) E. KRAUS, der selbst den Deckenbau der „Molasse-Alpen" an der Iller festgestellt hat, hält diesen nicht für die Folge des alpinen Deckenstosses, sondern führt ihn auf autochthone Tiefenbewegung zurück (l. c. p. 178).

[3]) J. CADISCH, Beitrag zur Entstehungsgeschichte d. Nagelfluh. Eclogae 1923, p. 223.

grossen Deckenschüben der Ostalpen ist bekanntlich vorgosauisch, vorcenoman. Darauf folgt eine Faltung zwischen Cenoman und Senon (E. SPENGLER). Für den Beginn des tertiären Paroxysmus der Ostalpen geben die Gerölle der subalpinen Molasse Aufschluss, die im Vorarlberg und Allgäu im untersten Stampien noch fehlen, im oberen (Bausteinzone) wie mit einem Schlage einsetzen und grösstenteils aus Gesteinen der oberostalpinen Decken bestehen (CORNELIUS, RICHTER, BODEN, KRAUS). Im Vorarlberg hört die Geröllbildung im Aquitan (granitischer Sandstein) auf, setzt dann zögernd im marinen Burdigalien wieder ein, um im Vindobon eine neue, gewaltige Entwicklung zu entfalten. Dieses neue Vordringen der Geschiebe dürfte dem Zusammenschweissen der Erosionsnarbe am Alpenrand gefolgt sein.

Die obere Grenze der oberostalpinen Haupt-Deckenbewegung, der „savischen Phase" STILLE's, wird bezeichnet durch das Eindringen des Vindobon in die Buchten von Gaaden und Merkenstein[1]), und die Transgression des Wiener Beckens.

Für die weiter rückliegenden alpinen Zonen können wir nur die untere Altersgrenze der Deckenbewegung an Hand der jüngsten überfahrenen Sedimente feststellen. Diese sind im Unterengadiner Fenster der senone Wildflysch (CADISCH), im Prättigau der Flysch mit Nummulitensandstein (Senon bis Eocän?), im Autochthonen unter den helvetischen Decken der Sandstein und Mergel von Altdorf mit dem Gruontal-Konglomerat, welches die ersten orogenetischen Bewegungen der tertiären Alpen verkündet. Eine genaue Untersuchung seiner Gerölle wäre daher von besonderem Wert.

Molasse. Die jüngsten Molassebildungen, die von der subalpinen Deckenbewegung ergriffen wurden, gehören der bunten Molasse mit oder ohne Nagelfluh an (ob. Stampien bis unt. Aquitan). Die Bewegung kann also nicht älter sein als oberoligocän. Die Verschweissung der helvetischen Voralpen mit der Molasse ist jünger als die Amputation am Alpenrand, welche die untere Meeresmolasse samt der bunten Molasse mit Nagelfluh ergriffen hat. Sie kann also nicht älter sein als Aquitan, muss aber älter sein als der letzte Hauptvorstoss der Flysch- und Kalkalpenzone. Der letztere aber ist in den Ostalpen, wie oben erwähnt, prävindobon. Somit fällt die Amputation und der nachfolgende alpine Andrang am wahrscheinlichsten an den Beginn des Miocän. Dass die subalpine Faltung grossenteils jünger ist, lehrt z. B. die Überschiebung der subalpinen Oligocänzone Bayerns auf das marine Miocän nördlich der Mulde von Miesbach. Man muss sich also fragen, ob die Amputation am Molasserand älter sein könnte als dessen erste Aufstauung.

---

[1]) E. SPENGLER, Über die von H. Stille in der nördl. Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. Centralbl. f. Min. usw., 1927.

Im äusseren Teil der subalpinen Molasse ist bekanntlich noch das Vindobon steil aufgerichtet, die Faltung in der Hauptsache postvindobon. Und da nach BAUMBERGER bei Luzern das Vindobon mit dem Burdigalien und Aquitan harmonisch gefaltet ist, so muss die subalpine Molasse, soweit sie autochthon ist, vorwiegend postvindobon gefaltet sein. Anderseits glauben wir aber, in der nördlichen Antiklinale des Vorarlberg Anzeichen für eine subaquatische Schwellenbildung schon im Oligocän gefunden zu haben.

In der Hauptsache scheinen sich auf der Nordseite der Alpen die tektonischen Bewegungen im Laufe der Zeit von Süden nach Norden verlegt zu haben: Die ostalpine Deckenbewegung ist grösstenteils oligocän, die erste Gestaltung des Alpenrandes wohl altmiocän. Dann folgte nach einer mittelmiocänen Ruhezeit die Hauptfaltung der autochthonen Molasse; sie ist somit sarmatisch bis altpliocän. In eine neue Ruhezeit fällt die Ausbildung der grossen Quertäler, deren Terrassen im mittleren Diluvium noch leicht verborgen wurden (Alpine Randflexur v. ALBERT HEIM).

So gelangen wir dazu, die tektonischen Bewegungen am Alpenrand in verschiedene Phasen aufzulösen, die in komplizierter und erst teilweise aufgeklärter Weise ineinandergreifen.

9. — F. NUSSBAUM (Hofwil, Berne): **Sur la glaciation quaternaire dans les Pyrénées orientales.** (Avec 1 figure dans le texte.)

La région dont il est question dans les lignes suivantes comprend les bassins de l'*Ariège*, de l'*Aude*, de la *Tet* et du *Sègre*, et elle se compose de la chaîne principale des Pyrénées, à l'est du Port de Salau, et de plusieurs groupes de montagnes au nord, à l'est et au sud de la dite chaîne, dont les plus hauts sommets atteignent les hauteurs de 2920 à 3060 m. Dans cette chaîne qui, par le col de Puymorens, est divisée en deux parties, dont la partie orientale forme le massif du Pic Carlitt (2921 m.), de grands glaciers ont pris naissance, pendant le temps quaternaire, et ils remplissaient les vallées de l'Ariège, de l'Aude, de la Tet, de la Font-Vive et du Valira d'Andorra. Les traces de ces glaciers sont connues depuis longtemps et ont été étudiées récemment par L. MENGAUD, O. MENGEL et M. CHEVALIER. Mais jusqu'alors on savait peu sur les glaciers dans les vallées de la Noguerra de Cardos et sur la glaciation locale dans les montagnes groupées au nord, à l'est et au sud de la chaîne principale.

En voici quelques résultats de mes recherches que j'ai faites au courant des vacances des années passées sur la répartition des glaciers pyrénéennes pendant la dernière époque quaternaire.

Le glacier le plus puissant de la dite région était celui de l'*Ariège;* il a laissé entre Tarascon et Foix une succession de moraines et de terraces qui ont été décrites en détail par L. MENGAUD. Le glacier descendait de la chaîne principale et du versant nord du groupe

du Mont Carlitt. Sur le versant sud de ces montagnes se trouvaient *les glaciers de Carol* (Font-Vive), *du Valira d'Andorra*, de *Ferrara* et de la *Noguerra de Cardos*. Le glacier de Carol a déposé la grande moraine sur laquelle se trouve la ville de Puigcerda, tandis que les moraines d'autres glaciers indiqués, à cause de leur formation surtout par des débris schisteux, sont moins biens conservées. Au contraire, les moraines granitiques des glaciers qui descendaient du côté sud et est du Pic Carlitt, près d'Angoustrine, de Mont-Louis et de Fourmiguères forment de puissantes digues d'un développement parfait.

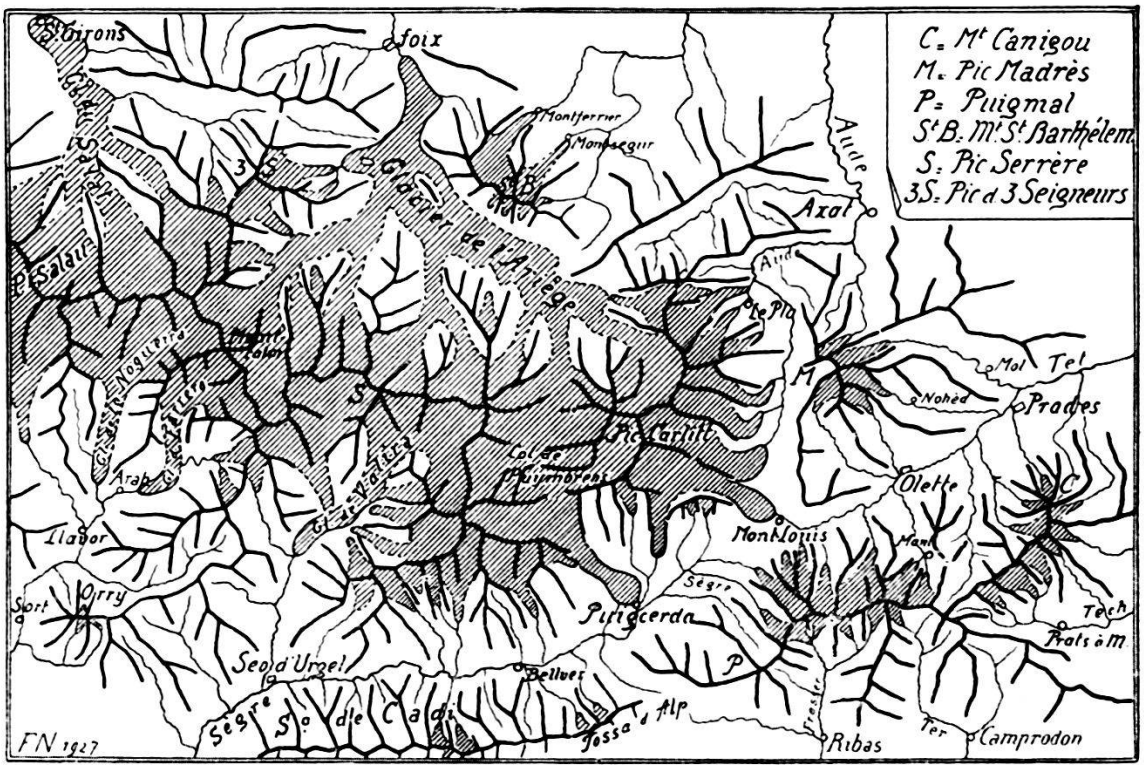


Fig. 1. La répartition des glaciers quaternaires dans les Pyrénées orientales à l'époque wurmienne.

Dans toutes les vallées, remplies jadis par de grands glaciers, nous trouvons les preuves indubitables d'une érosion glaciaire considérable, p. ex. des roches moutonnées et polies, des vallées en auge surcreusées et, dans les régions élevées, de vastes cirques glaciaires avec de beaux lacs, creusés dans la roche en place.

Le résultat le plus intéressant de ces recherches sur la glaciation quaternaire est, que les glaciers du versant nord des Pyrénées étaient plus puissants et plus longs que ceux du versant sud, en conséquence, que la glaciation du côté français était plus considérable que celle du côté espagnol[1]). Par exemple, le glacier de l'Ariège qui descendait

[1]) Le même fait a été constaté par ALB. PENCK (Die Eiszeit in den Pyrenäen).

de la chaîne principale et qui se terminait près de Foix, avait une longueur de 63 km., celui du Salat une de 38 km., tandis que les glaciers du versant sud de la même chaîne, les glaciers du Valira d'Andorra et de Carol n'avaient qu'une longueur de 28 km., et ceux dans les vallées de la Noguerra de Cardos et de Ferrara n'avaient que 22 km. Au versant sud de la chaîne formant la frontière entre les bassins du Valira d'Andorra et du Sègre qui s'élève jusqu'à 2900 m., les glaciers ne dépassaient guère 10 km. de longueur.

Les mêmes différences dans le développement de la glaciation se montrent en examinant la répartition des *glaciers locaux* dans les montagnes qui bordent la chaîne principale. Dans les groupes de montagnes du côté nord, la glaciation était très considérable; la limite des neiges éternelles étant à 1700—1800 m., il y avait là même des glaciers de 10 km de longueur; c'était le cas dans le groupe du Pic des 3 Seigneurs (2200 m.), où un glacier descendait jusqu'au nord de Gourbit, puis dans le groupe du Pic de St-Barthélemy (2350 m.), où un glacier se terminait près de Montferrier et un autre à Montségur. Dans le groupe du Pic de Camp Ras (2540 m.) il y avait plusieurs glaciers qui descendaient dans les vallées d'Ascou, de Mijanès, d'Artigues et de Quérigut, celui de Mijanès formant de puissantes moraines qui sont à poursuivre jusqu'à Rouze. Le groupe du Pic Madres (2470 m.) aussi portait de beaux glaciers de quelques km. de longueur.

Au contraire, dans les montagnes du bord sud, la limite des neiges se trouvait à une hauteur de 2200 à 2300 m., ne produisant que de petits glaciers, la plupart de second ordre; ainsi dans les groupes du Mont Canigou (2780 m.), du Puigmal (2900 m.), de la Tossa de Alp (2530 m.), de la Sierra de Cadi (2600 m.) et de L'Orry (2430 m.) à l'ouest de Seo d'Urgel. Leur répartition est indiquée sur la petite carte adjointe.

Littérature.

1. Alb. Penck, Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. f. Erdkde. Leipzig 1883.

2. L. Mengaud, Notice géologique sur les Pyrénées Ariégeoises et Luchonnaises. Docum. s. Toulouse et sa région. Toulouse 1910.

3. O. Mengel, Etudes de Géographie physique sur les Pyrénées Catalanes. Bull. trim. d. l. sect. d. Canigou du C. A. F., n° 20, 1911.

4. M. Chevalier, Les valls d'Andorra. Bullt. Excurs. de Catalunya. An. 34, n° 354/55. Barcelona 1924.

10. — HANS MOLLET (Biberist): **Geologische Ergebnisse beim Bau der neuen Aarebrücken in Solothurn, ein Beitrag zur Kenntnis des Bodens der Stadt Solothurn.**[1]) (Mit einer Textfigur.)

Nachdem in Solothurn zur Entlastung der bisherigen zwei eisernen, dem Fussgänger- und Fuhrwerkverkehr dienenden Aarebrücken, der Wengibrücke und der Kreuzackerbrücke, in den Jahren 1923/25 als imposantes Bauwerk im Osten der Stadt die Röthibrücke erstellt worden war, erfolgte 1926/27, vorgängig der Elektrifikation der Linie Solothurn-Biel, ein vollständiger Umbau der Eisenbahnbrücke der S. B. B. im Westen der Stadt.

Dem Bau der beiden Brücken sind zahlreiche tiefe Sondierbohrungen vorausgegangen und auch bei den nachfolgenden Fundationsarbeiten für die Brückenpfeiler und Widerlager wurden wertvolle neue Aufschlüsse über die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes geschaffen, so dass es sich rechtfertigt, die Ergebnisse einer kurzen Besprechung zu unterziehen. Meine Untersuchungen bei der neuen Eisenbahnbrücke habe ich im Auftrage der Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft ausgeführt, deren Präsidenten, Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, ich auch hierorts die bezüglichen Anregungen bestens verdanke.

1. Die 146,65 m lange **Röthibrücke** [2]) bildet eine direkte Verbindungslinie zwischen dem nordöstlichen, an der Baselstrasse gelegenen Teil der Stadt und dem Hauptbahnhof. Sie leitet ausserdem die Solothurn–Niederbipp-Bahn (S. N. B.), welche ursprünglich nur bis vor das Baseltor geführt werden konnte, nunmehr über die Aare zum Hauptbahnhof Solothurn. Die ersten vorläufigen Sondierungen für die Röthibrücke gehen in das Jahr 1919 zurück. Als massgebend sind jedoch 6 Sondierbohrungen durch die Tiefbohrunternehmung T. Werder, Zürich IV, aus den Jahren 1921/22 zu betrachten, deren Lage aus der Situationsskizze Fig. 1 ersichtlich ist und deren Profile in Fig. 2 wiedergegeben werden. Die 6 Sondierbohrungen erreichten folgende Tiefen:

	Tiefe		Bis Cote (Bezogen auf alten Horizont R P. N. 376. 86.)
Bohrloch I	29,37 m	ab Wasserspiegel	397,60 m ü. Meer
Bohrloch II	ca. 22,61 m	„ „	—
Bohrloch III	30,70 m	„ „	396,40 m „
Bohrloch IV	19,28 m	„ „	407,71 m „
Bohrloch V	26,10 m	„ Terrain	408,72 m „
Bohrloch VI	18,09 m	„ „	413,30 m „

[1]) Veröffentlicht mit Zustimmung der Geolog. Kommission der Schweiz. Naturf. Gesellschaft.

[2]) In technischer Hinsicht orientieren über diesen Brückenbau: A. MISTELI, Stadting., Die Rötibrücke in Solothurn. Schweiz. Zeitschr. f. Strassenwesen, 11. Jahrg. 1925, Nr. 10, S. 113–117; H. SALZMANN, Ing., Vom Bau der Rötibrücke in Solothurn. Soloth. Volkskalender „Lueg nit verby", 1. Jahrg. 1926, S. 91–97.

Wir ersehen aus der Profildarstellung in Fig. 2, dass keine der 6 Sondierbohrungen die Felssohle (Molasse) des Aaretales erreichte, obwohl letztere auf den älteren geologischen Profilen im Flussbett bei Solothurn angegeben wird[1]). In der Flussohle zeigte sich zunächst eine in Fig. 2 als „Flussand" angeführte Sandschicht von 5—7 m Mächtigkeit, die in 10 m Mächtigkeit auch beim Widerlager am Südufer erbohrt wurde. Es handelt sich dabei neben *Flussand* auch um *Schlammsand.* Im Liegenden der Sandschicht folgte im Flussbett 8—9 m mächtiger *blauer Lehm,* bei Bohrloch I nach unten mit Kies vermischt, bei Bohrloch III oben mit einer dünnen Zwischenlage von Sand. Der blaue Lehm nimmt gegen die Ufer hin an Mächtigkeit deutlich ab. Beim Bohrloch V des südlichen Widerlagers erschien allerdings der blaue Lehm in 1,30 m Mächtigkeit auch über dem Schlammsand; dieser Aufschluss stellt dadurch ein Verbindungsglied dar zu den schon früher bekannten Vorkommen im Boden der Vorstadt Solothurn, aus welchen beim ehemaligen Schanzenbau *Elephas primigenius* Blumb. bekannt geworden ist. Beim Bau des östlicher gelegenen neuen städtischen Gaswerks fand man in dem etwas geschichteten blauen Lehm einen verhältnismässig grossen erratischen *Granitblock* und im nahen Brunnen II der Grundwasserfassung der Wasserversorgung Solothurn erschloss die Bohrung im Jahre 1912 eine dem blauen Lehm eingeschaltete 50 cm mächtige *Torfschicht.* Eine 20—30 cm messende Schicht aus charakteristischem *gelben Moränenlehm* bildet bei der Röthibrücke (Bohrloch I, III und VI) nach unten den Übergang zu einer Verzahnung von *fluvioglazialen Schottern* (Kies und Sand) mit *gelbem Moränenlehm* des diluvialen Rhonegletschers. Diese Verzahnungszone ist in ähnlicher Weise in den benachbarten drei Grundwasserbrunnen der Wasserversorgung Solothurn in der Aarmatte erbohrt worden, während die Zone weiter östlich, gegen den Talboden der Emme, durch die Schotterebene dieses Flussgebietes abgelöst wird, in der bei Derendingen in einigen Metern Tiefe grössere *erratische Blöcke* vorkommen[2]). — Am nördlichen Ufer bei der Röthibrücke erschloss Bohrloch VI nach Durchsenkung von Bauschutt und Auffüllmaterial Schotter ebenfalls im Hangenden des blauen Lehms.

---

[1]) F. Lang, Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn, 1863, Fig. 3 der Profiltafel; ferner F. Lang u. L. Rütimeyer, Die fossilen Schildkröten von Solothurn. Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. XXII, 1867, S. 19 und Fig. 1 der Taf. I.

[2]) Nach F. Lang, Geolog. Expertenbericht über die Fundation der Brücke in Derendingen, vom 24. Februar 1884 mit Nachtrag vom 2. März 1884 (Manuskript), sind beim Aushub des Mittelpfeilers der Emmenbrücke in Derendingen 12 Findlingsblöcke zu Tage getreten, bestehend aus Granit, Grünstein, schwarzem Alpenkalk, Sandstein und Nagelfluh. — Nach Mitteilung von Lehrer V. Kaufmann wurden kürzlich im Dorfe Derendingen zwei weitere Erratiker ausgegraben, der eine aus Arkesin bestehend, der andere aus Casannaschiefer.

Auf Grund obiger Resultate der Sondierbohrungen kamen die Behörden vom ursprünglichen Bauprojekt, das bei der Röthibrücke pneumatische Fundation der Pfeiler vorsah, ab. Es wurde daher beschlossen, sämtliche Fundamente mit in tragfähige Kiesschichten hinab reichenden Pfahlfundationen auszuführen. Über diese umfangreichen Fundationsarbeiten kann im einzelnen folgendes gesagt werden:

Das südliche Widerlager ist bei Cote 425,00—426,50 m auf Schwemmsand aufgesetzt, der infolge Auftrieb dem Betonieren des Widerlagers einige Schwierigkeiten bot. Die Pfahlgründung besteht aus 79 Holzpfählen von 13 m Länge.

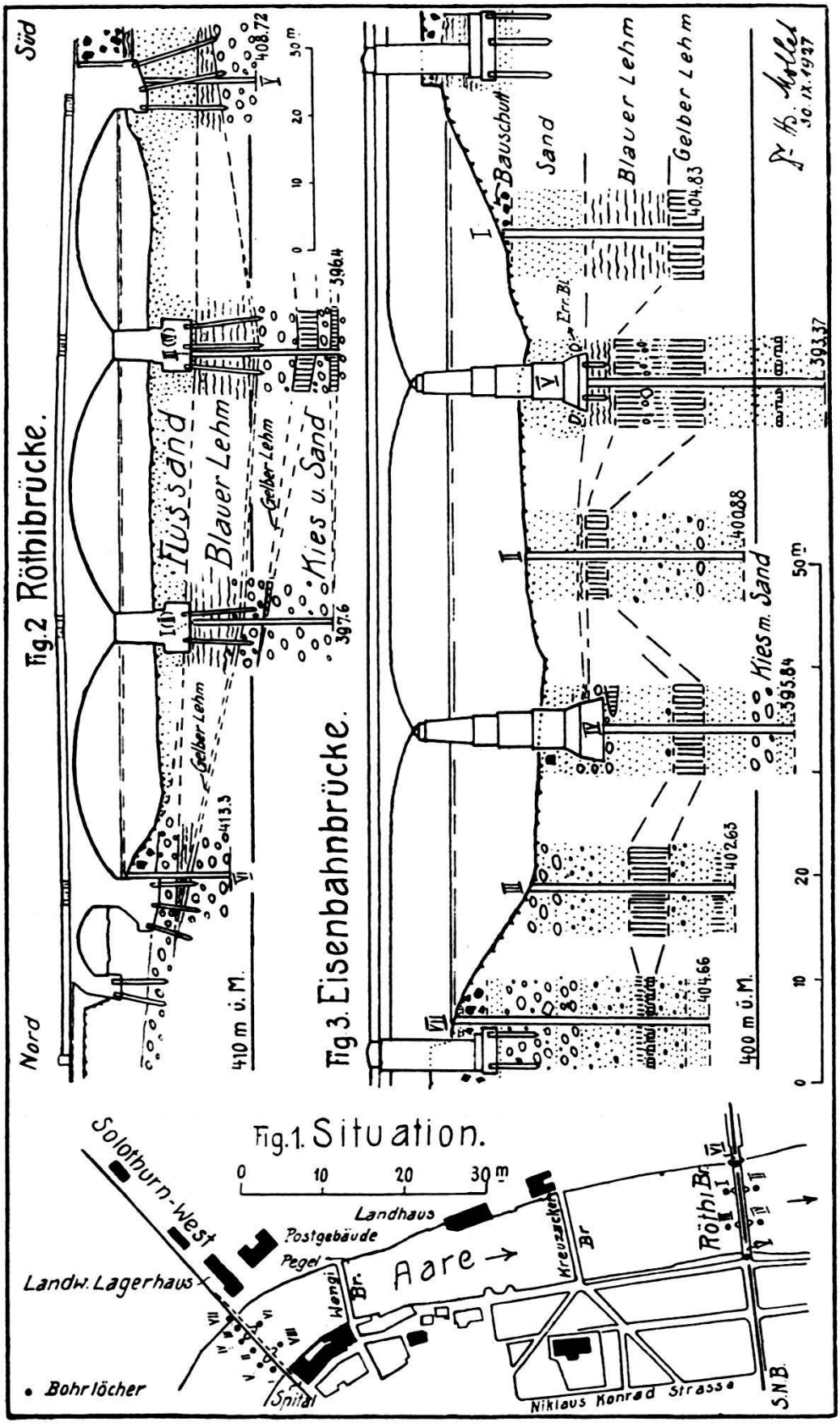
Der südliche Strompfeiler erforderte 179 Holzpfähle von 10,5 m Länge. Seine Betonsockelbasis ist bei Cote 418,42 m, nahe an der Grenze zum blauen Lehm, in Flussand abgesetzt.

Der nördliche Strompfeiler reicht mit seiner Betonsockelbasis in Cote 419,20 m in den blauen Lehm. Seine Gründung besteht aus 158 Holzpfählen von 10,50 m Länge. Bei beiden Pfeilern konnte die hangende Sandschicht durch sog. Mammutpumpen entfernt werden.

Das nördliche Widerlager liegt bei Cote 423,80—424,95 m auf Kies und Sand auf. Die Pfählung, durch alte Fundamentmauern und Pfahlroste etwas gehindert, geschah durch 130 Holzpfähle von 7 m Länge. Für das nördlich anschliessende Widerlager der Ritterstrassenunterführung und die Flügelmauern sind Pfähle aus Eisenbeton, System Züblin, zur Verwendung gelangt.

Dem Beschauer repräsentiert sich heute die Röthibrücke durch ihre Verkleidung aus Tessinergneis als ein massives Bauwerk. Unter der Natursteinverkleidung liegt jedoch eine Konstruktion aus armiertem Beton vor, mit grössern Hohlräumen zur Verringerung der toten Last und zur Entlastung der Fundamente.

2. Die bisherige **Eisenbahnbrücke** der S. B. B., den Hauptbahnhof Solothurn mit dem Bahnhof Solothurn-West verbindend, datiert aus den Jahren 1856/57. Wegen der bedeutend grössern Belastung, die mit der Elektrifikation dieser Linie und der spätern Anlage eines zweiten Geleises sich einstellen wird, musste die ganze Brücke umgebaut werden. Die Vorbereitungen für diesen Brückenbau, bei welchem der durchgehende Verkehr aufrechterhalten werden musste, begannen im Jahre 1921 durch 3 von der Tiefbohrunternehmung T. Werder, Zürich IV, ausgeführte Sondierbohrungen im Aarebett oberhalb der Geleiseaxe. Diese Bohrlöcher I bis III erreichten Tiefen von 19,80, 22,05 und 20,22 m ab Flussohle. Es folgten dann 1925/26 noch 5 weitere Sondierbohrungen (IV—VIII), ausgeführt durch die Tiefbohr- und Baugesellschaft A.-G. Zürich und Bern. Die Ergebnisse der 8 Sondierungen, deren Situation aus Fig. 1 ersichtlich ist,



Geologische Profile längs den neuen Aarebrücken in Solothurn und Situationsskizze.

wurden in Fig. 3 eingetragen. Die angegebenen Coten beziehen sich auch hier wie bei der Röthibrücke auf den alten Horizont R. P. N., 376,86. Gleich wie bei der Röthibrücke hat bei der Eisenbahnbrücke keine einzige Bohrung die Felssohle (Molasse) erreicht, trotzdem die tiefste derselben (Sondierung V) bis 393,37 m ü. Meer niedergebracht worden ist. Unter der Flussohle kam bei fast allen Bohrungen Sand zum Vorschein, der teilweise als *Flussand* der Aare, zum grössern Teil aber als *Schlammsand* oder *Triebsand* zu betrachten ist von anderer Herkunft. Solcher Schlammsand zeigte sich nämlich mehrfach wieder in tieferen Schichtlagen, ferner trat er bei 3 Sondierungen für das nördlich anschliessende Landwirtschaftliche Lagerhaus und 1922 bei einem Bohrloch für die neue Protestantische Kirche zu Tage; das lässt darauf schliessen, dass der Sand im Untergrund des westlichen Teiles der Stadt eine grosse, vom heutigen Fluss unabhängige Verbreitung besitzt, wie solche Verhältnisse aus dem Untergrund der Stadt Zürich innerhalb der Endmoräne bekannt sind.[1]) Flussabwärts von der Eisenbahnbrücke (Bohrloch VI) sowie namentlich gegen das Nordufer der Aare wurden daneben gröbere und feinere *Schotter* (Kies und Sand) erbohrt. Die Gerölle des Kieses bestehen aus kristallinen Gesteinen der Alpen, aus schwarzem Alpenkalk und Quarzsandstein, häufig auch aus Jurakalk (Malm und Dogger), seltener dagegen fand sich Sandstein der Molasse. An einzelnen Geschieben konnte ich eine zwar verwaschene, jedoch noch sichere Schrammung erkennen. Kleinere eckige erratische Blöcke sind durch die Bohrungen verschiedentlich zu Tage gefördert worden. In den Schottern und Sanden stellten sich *gelbe zähe Moränenlehme* ein, fast durchwegs mit grösserer Mächtigkeit als bei der Röthibrücke. Bei Sondierbohrung V war dem gelben Lehm viel erratisches Material beigemischt. Der *blaue Lehm* hingegen hatte bei der Eisenbahnbrücke nicht die allgemeine Verbreitung wie bei der Röthibrücke, indem er sich nur beim südlichen Widerlager und dann in abnehmender Mächtigkeit bis zum nördlichen Pfeiler zeigte.

Auf die Sondierungen setzten bald die Fundationsarbeiten ein. Sie erfolgten bei den beiden Widerlagern in offener Baugrube, bei den Strompfeilern dagegen auf pneumatischem Wege[2]). Dem Bau der neuen Eisenbahnbrücke musste ein sukzessiver Abbau der alten Fundationen vorausgehen, welche wider Erwarten in guter Erhaltung angetroffen worden sind. Wo Deformationen der alten Pfähle vorkamen, waren diese offenbar schon beim Rammen vor 70 Jahren entstanden.

---

[1]) Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, S. 894.

[2]) Über die interessanten technischen Probleme dieses Brückenbaues referierte der Bauleiter Ing. A. von Werdt an Hand zahlreicher Lichtbilder am 31. Januar 1927 in einer gemeinsamen Sitzung der Naturf. Ges. Solothurn und der Sektion Solothurn d. Schweiz. Ing.- und Architekten-V.

Das südliche Widerlager beim alten Bürgerspital der Stadt Solothurn ruht bei Cote 425,60 m auf Schlammsand, in den 48 Holzpfähle von 8,4 m mittlerer Länge gerammt werden mussten. Im Hangenden des Schlammsandes hatte die Baugrube ferner 2,70 m mächtigen Lehm erschlossen und über letzterem 1,90 m Humus mit Auffüllmaterial. Die Arbeiten beim südlichen Widerlager sind durch Wassereinbrüche bedeutend erschwert worden.

Der südliche Strompfeiler traf keine besonders günstigen Bodenverhältnisse an. Bei meinem Augenschein vom 24. März 1927 war im Caisson feuchter Sand erschlossen. In einzelnen Probelöchern zeigte sich das Liegende, ein zäher blauer Lehm. Beim Aushub des Schlammsandes fand man zwei kleinere erratische Gesteinsplatten, die eine ein Gneissstück, die andere ein Amphibolit. Letzteres Stück lag an der Grenze gegen den blauen Lehm und wurde dem Museum in Solothurn übergeben. Das Caisson ist bei Cote 415,80 m in blauem Lehm abgesetzt, in welchen 141 Holzpfähle von 2 m Länge gerammt worden sind.

Günstiger waren die geologischen Verhältnisse beim nördlichen Strompfeiler, der nach Abbruch des alten Pfeilers bei Cote 415,10 m fundiert wurde. Das Caisson mit seiner 16,5 m langen und 6,5 m breiten Bodenfläche ist auf trockenen Sand und Kies gelagert. Durch Sondierbohrungen hat man unter dem Caisson den in Fig. 3 angedeuteten Keil aus gelbem Lehm feststellen können.

Die Fundation des nördlichen Widerlagers geschah bei Cote 424,73 m auf lehmigem Sand. Es wurden dazu 21 Holzpfähle gerammt, die infolge eines Widerstandes alle nur bis Cote 421 m in eine Schicht aus Kies und Sand niedergetrieben werden konnten. Man vermutete in dem Widerstande bei Cote 421 m alte Mauerungen.

Zur Mauerung der Widerlager ist Kalkstein der Steinbrüche von Egerkingen verwendet worden, die Verkleidung der Pfeiler besteht aus Urner- und Tessinergneis (Osogna). Die neue Brücke, ein vollwandiger Blechträger mit gebogenem Untergurt, ist nach einer Belastungsprobe vom 4. September 1927 dem Betrieb übergeben worden. Die Trägerlänge der Brücke beträgt 95,75 m. Dieser Tage gelangte die alte Eisenbahnbrücke östlich daneben (in Fig. 1 gestrichelt) zum Abbruch, so dass die betreffenden Sockelteile bis zur Erstellung des zweiten Geleises vorläufig leer dastehen werden.

3. Es erübrigt uns zum Schlusse, die oben besprochenen neuen Aufschlüsse der beiden Aarebrücken noch in das allgemeine *geologische Bild der Stadt Solothurn* einzuordnen, in ein Bild, das in seinen geographisch-morphologischen Grundzügen kürzlich von Prof. Dr. E. Künzli[1]) meisterhaft geschildert wurde. Solothurn ist eine Moränenstadt, entstanden an einer Einschnürungsstelle der Aare. Diese Einengung des Flusses, die nach Fig. 1 in maximalstem Aus-

[1]) Unsere heimatliche Landschaft (Vortrag). Solothurn 1925.

mass bei der Wengibrücke zum Ausdruck kommt, wird durch einen Endmoränengürtel (Rückzugsmoräne) des würmeiszeitlichen Rhonegletschers bedingt, das Stadium von Solothurn. Die anschliessenden Seitenmoränenwälle sind im Norden über Geugenspüel P. 461, im Süden über Hunnenberg–Gisberg–Hohlen–Riemberg gut zu verfolgen. Gegenwärtig entblössen die 3 m tiefen Einschnitte des Stäffiserweges im Industriequartier unterhalb Langendorf ein längeres Stück des Endmoränengürtels. In einem aus schwarzem Alpenkalk, geschliffenem Serpentin, Radiolariten, hellem Jurakalk und Molassesandstein bunt gemischten lehmig-kiesigen *Endmoränenmaterial* sieht man am Stäffiserweg grössere und kleinere eckige erratische Blöcke eingestreut, von denen die Granite fast alle in starker Verwitterung vorliegen. In gleicher Ausbildung ist nach F. LANG[1]) die Endmoräne beim einstigen Abtrag des benachbarten Heidenhubels erschlossen worden, während beim Aushub für den gegenwärtig in Bau begriffenen neuen Spital auf dem Schöngrün das Moränenmaterial stark verschwemmt zu Tage trat. An den Endmoränengürtel von Solothurn reiht sich nach Osten zu jenes von den Gletscherbächen verfrachtete Material, wie es in der flachwelligen Ebene vom Amthausplatz über das Werkhofgut hinaus als etwas lehmiger *Schotter* getroffen wird, in dessen Liegendem nach neueren Aufschlüssen *gelber Moränenlehm* vorkommt. Das ist in der glazialen Serie die Zone des Übergangskegels, die weiter östlich in die *Niederterrasse* von St. Katharina übergeht, welche ihrerseits an dem älteren, das Stadtbild im Osten einrahmenden Rückzugsstadium Feldbrunnen–Riedholz endet. Dieselbe Verknüpfung von gelbem Lehm und sandigen Kiesen, von der oben die Rede ist, haben uns tief unter dem Aarespiegel die beiden neuen Brückenbauten erschlossen. Sehr wechselvoll gestaltete sich die Verzahnung von gelbem Lehm, Sand und Kies namentlich bei der Eisenbahnbrücke.

Das Stadium von Solothurn markiert den inneren Kranz der Jungmoränen. Nach dieser Etappe zog sich der Rhonegletscher in rascher Flucht nach Westen hin zurück, in dem Zungenbecken den von A. FAVRE[2]) erkannten See von Solothurn zurücklassend. Die 58 m tiefe Bohrung im Brühl westlich Solothurn erschloss im Jahre 1908 unter einer dünnen Torfschicht tatsächlich 45 m mächtige sandige blaue *Seeletten* und im Liegenden 12 m *Grundmoräne*[3]). *Seekreide* fand sich kürzlich bei Drainagearbeiten in der Lache südlich Grenchen. Der blaue Lehm, den wir oben von den beiden Brückenbauten in Solothurn erwähnten, und der auch im Boden der Vorstadt sehr verbreitet vorhanden ist, gleicht in allen Teilen den See-

[1]) Umgebung von Solothurn, 1863, S. 10.

[2]) Sur l'ancien Lac de Soleure. Arch. des Sc. phys. et nat., (3), t. X, p. 601. Genève 1883.

[3]) F. MÜHLBERG, Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. Eclogae geol. Helv., vol. XI, p. 732. Lausanne 1912.

letten des Zungenbeckens, so dass die Seebildung zeitweise weiter nach Osten gereicht haben muss. Übrigens nahm durch jene Bresche im Endmoränengürtel von Solothurn der alte See seinen Ablauf, weshalb das Vorkommen von Seeletten im städtischen Boden längs der heutigen Aare sehr verständlich wird.

11. — W. Hotz (Basel): **Das Profil der neuen Bohrung von Allschwil bei Basel.**

Die 2. Bohrung von Allschwil bei Basel, welche in 2,5 km Entfernung südwestlich von der 1. Bohrung[1]) niedergebracht und im Mai 1927 beendet wurde, hat unter den Geröllen und Nagelfluhbänken des jüngeren Deckenschotters das Oligocän von 22 m bis 885 m Tiefe durchfahren. Seine obere Schichtgruppe (22—614 m) gehört dem Stampien an, dessen einzelne Glieder in den nachstehenden Tiefen durchfahren wurden: von 22 bis 270 m graue und gelbe, lokal auch etwas rosa gefärbte Tonmergel mit Einlagerungen von Sandstein = Cyrenenmergel. Darunter folgt bis 593 m Bohrtiefe der Septarienton, eine eintönige Serie mergeliger, grauer Tone, die durch feine Sandlagen gestreift sind. Im Liegenden des Septarientones wurde bis 601 m Bohrtiefe der Fischschiefer in einer Mächtigkeit von 8 m durchbohrt. Er stellt einen dunkelgrauen, bituminösen, dünnblättrigen Schiefermergel dar mit reichlich Fischresten und Foraminiferen. Darunter folgt in einer Mächtigkeit von 7 m kompakter, harter, grauer, foraminiferenführender Tonmergel. Die nächst folgenden 6 m stellen eine Wechsellagerung von Mergel und Kalksandstein dar. Der Foraminiferenmergel entspricht dem im tieferen Meer abgelagerten Teil des Meeressandes, der in der Küstennähe der stampischen Transgression sandig-konglomeratisch ausgebildet ist.

Die bei 614 m einsetzenden Schichten des Sannoisien reichen bis 885 m Bohrtiefe; in Bohrung 1 betrug ihre Mächtigkeit mit 97 m bloss etwa ⅓ derjenigen in Bohrung 2. Auch in Bohrung 2 ist das Sannoisien in der Hauptsache als bunte Mergel mit Sandsteinen und Konglomeraten entwickelt, doch schieben sich hier zwischen 679 und 742 m petrographisch ganz abweichende Gesteine ein, welche in Bohrung 1 vollkommen fehlten. Von 679 bis 701 m durchfuhr der Bohrer von Allschwil 2: Süsswasserkalke, Kalksandsteine, feinkonglomeratische und oolithische Kalke. In ihrem Liegenden wurde eine 45 m mächtige Schichtgruppe durchbohrt, die durch graue, etwas dolomitische Kalkmergel und gestreifte Mergel charakterisiert wird. Dazwischen schieben sich allerdings auch reichlich Sandsteine und Kalksandsteine ein und an der Basis (bei 740/2 m) liegt wieder eine Bank von Süsswasserkalk.

---

[1]) P. Christ: Die Bohrung von Allschwil bei Basel. — Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, X. Lieferung 1924, S. 31.

Von Wichtigkeit ist nun, dass in einigen Mergelbänken dieser 45 m mächtigen Schichtgruppe Schalenkrebse *(Cypris)* und *Mytilus socialis* auftreten. Die letzteren sind charakteristisch für die Zone der „streifigen Mergel" resp. des „plattigen Steinmergels" des Sannoisien der Gegend von Mülhausen. Vermutlich dürfen wir somit die Zone der Kalkmergel und streifigen Mergel der Bohrung Allschwil 2 als Äquivalente des plattigen Steinmergels des Sannoisiens im Elsass und des entsprechenden Horizontes der „Schieferleitschicht" bei Buggingen in Baden[1]) auffassen.

Das Eocän, bestehend aus 20 m mächtigem Süsswasserkalk (mit Planorben) und darunter einer bolusartigen Feinbreccie von Ton- und Kalkkomponenten, reicht von 885 bis 914 m. Hier gelangte man in den kompakten Sequankalk, in welchem die Bohrung noch 8 m vertieft wurde. Sie wurde aufgegeben bei 922,10 m Tiefe.

Die Bohrkerne lassen erkennen, dass die Schichten ein schwaches Einfallen von durchschnittlich 10° aufweisen.

In Bohrung 2 beginnt das Eocän erst bei 593 m unter Meeresniveau, in Bohrung 1 dagegen schon bei 15 m unter Meeresniveau. Die Basis des Oligocäns liegt somit in Bohrung 2 578 m tiefer als in Bohrung 1. Zwischen den beiden Bohrungen streicht eine bedeutende Verwerfung durch, längs welcher das Gebiet im Westen (Bohrung 2) gegen dasjenige im Osten (Bohrung 1) tief versunken ist.

Verlängert man die am Westrande der Landskronkette[2]) auftretenden, SW—NO streichenden Dislokationslinien, längs welchen Malm im Westen gegen Dogger im Osten abgesunken ist, nach NO ins Rheintal hinein, so wird man direkt auf das Bohrgebiet von Allschwil geführt und kann die Störungslinie ungezwungen zwischen Bohrung 1 und 2 durchziehen.

Diese Verwerfung würde somit die südöstliche Begrenzung des Beckens von Wolschweiler darstellen, welches GRAHMANN[3]) in der Südostecke des Rheintalgrabens angenommen hat.

Bohrung 1 steht noch auf dem horstartigen Rücken von Basel, der ostwärts bis an die Rheintalflexur reicht. Bohrung 2 dagegen befindet sich bereits im Becken (Graben?) von Wolschweiler.

Die durch die beiden Bohrungen Allschwil 1 und 2 festgestellte Verwerfung dürfte ein verlockendes Studienobjekt für geophysikalische Untersuchungen darstellen. Vermutlich liesse sich durch das gravimetrische und seismische Verfahren die genaue Lage und der

---

[1]) C. SCHNARRENBERGER. Kalisalz und Erdöl im Rheintal. — Niederschrift über die Versammlung der Direktoren d. geolog. Landesanstalten d. Deutschen Reiches und Deutsch-Österreichs 1925, p. 5.

[2]) E. GREPPIN. Erläuterungen zur geologischen Karte des Blauenberges bei Basel. 1908.

[3]) R. GRAHMANN. Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass. — Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Beilage-Band 44, 1920.

weitere Verlauf des Bruches unter den quartären Schottern des Rheintales festlegen.

12. — ARN. HEIM (Zürich): **Die artesischen Quellen der Bahrein-Inseln im Persischen Golf.** Ein ausführliches Referat unter demselben Titel ist erschienen in Eclogae geol. Helv., Bd. 21, S. 1.

13. — M. BLUMENTHAL (Chur): **Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien.** Ein ausführliches Referat unter demselben Titel ist erschienen in Eclogae geol. Helv., Bd. XX, S. 487.

14. — A. BUXTORF (Basel): **Geologie und Morphologie des Eulaliatales in Central-Peru.** Der vollinhaltliche Vortrag wird später erscheinen.

15. — F. NUSSBAUM (Hofwil): **Demonstration von Lösskindl-Formen aus diluvialem Lehm bei Schönbühl.** Kein Referat eingegangen.

16. — ED. GERBER (Bern): **Vorweisung einer neuen geologischen Karte von Bern und Umgebung 1:25000.** Kein Referat eingegangen.

17. — P. CORBIN (Paris) et N. OULIANOFF (Lausanne): **Présentation de la carte géologique détaillée du Massif du Mont-Blanc.** Les auteurs n'ont pas envoyé de résumé de cette communication.

18. — J. M. SCHNEIDER (Altstätten): **Gletscherfälle und Erosion. Rhonegletscher.** Kein Referat eingegangen.