

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	15 (1918-1920)
<b>Heft:</b>	4
 <b>Artikel:</b>	Bericht über die sechsunddreissigste Jahresversammlung in Lugano
<b>Autor:</b>	[s.n.]
<b>Kapitel:</b>	B: Sechsunddreissigste Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-247577">https://doi.org/10.5169/seals-247577</a>

### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 23.02.2026

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

### Bericht der Rechnungsrevisoren.

Die beiden unterzeichneten Revisoren haben die Jahresrechnung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft für 1918-1919 geprüft und richtig befunden. Sie empfehlen der Jahresversammlung deren Genehmigung mit bestem Dank an den Herrn Kassier für dessen selbstlose Arbeit im Dienste unserer Gesellschaft.

Braunwald und Genf den 30. Juni 1919.

Dr. H. HIRSCHI.

JULES MARTIN.

## B

### Sechsunddreissigste Hauptversammlung der Schweizerischen geologischen Gesellschaft

am 8. September 1919, vormittags 8 Uhr, im Liceo cantonale in Lugano.

#### ERSTER TEIL : Geschäftliche Sitzung.

Der Präsident SCHARDT eröffnet die Sitzung um 8 Uhr und verliest die *Berichte über die Geschäftsjahre 1917-1918* (vgl. *Eclogæ*, vol. XV, Nr. 2, S. 297-302) und *1918-1919*; die Versammlung — anwesend sind zirka 20 Mitglieder — genehmigt dieselben und erweist den in den beiden letzten Jahren verstorbenen Mitgliedern die übliche Ehrung.

Hieruf folgt die Verlesung des *Rechnungsberichtes pro 1918-1919* durch den Kassier J. WEBER; auf Antrag der Revisoren wird die Rechnung gutgeheissen und bestens verdankt. Im Anschluss hieran entwickelt sich eine längere Diskussion über die finanzielle Lage der Gesellschaft, die rein äusserlich betrachtet zwar nicht ungünstig erscheint, doch ist der relativ hohe Kassasaldo von Fr. 1626.60 lediglich dadurch bedingt, dass die Herausgabe der *Eclogæ*-hefte sehr eingeschränkt wurde. Ausserdem wird dieser Saldo schon in nächster Zeit aufgezehrt werden durch den Druck von Heft Nr. 3 des Bandes XV der *Eclogæ*, welches die von CH. SARASIN verfasste *Revue géologique suisse pour l'année 1916* bringen wird. Die Frage einer Erhöhung des Mitgliederbeitrages von Fr. 10 auf Fr. 15 wird diskutiert, dann

aber beschlossen, für das kommende Jahr noch den bisherigen Beitrag von Fr. 10 beizubehalten und später auf die Sache zurückzukommen. Dagegen wird auf Antrag des Kassiers der einmalige Beitrag für lebenslängliche Mitgliedschaft auf Fr. 200 festgesetzt. Für das kommende Geschäftsjahr legt der Kassier folgendes Budget vor:

*Einnahmen.*

Jahresbeiträge und Eintrittsgebühren . . . . .	Fr. 3000 —
Kapitalzinsen . . . . .	» 510 —
Kassasaldo . . . . .	» 1626 60
Total	<u>Fr. 5136 60</u>

*Ausgaben.*

<i>Eclogæ</i> . . . . .	Fr. 4600 —
Reiseentschädigung des Vorstandes . . . . .	» 200 —
Bureau . . . . .	» 180 —
Unvorhergesehenes . . . . .	» 156 60
Total	<u>Fr. 5136 60</u>

An Stelle des ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. H. HIRSCHI wird gewählt Prof. Dr. HARTMANN, Aarau; D. JULES FAVRE, Genf, bleibt auch noch für das kommende Jahr im Amte.

Im Anschluss an die Mitteilung des Präsidenten, es erscheine demnächst die *Revue géologique pro 1916*, wird von Prof. ALB. HEIM die allgemein begrüßte und dann zum Beschluss erhobene Anregung gemacht, es solle durch den Sekretär der Gesellschaft dem Verfasser der *Revue*, Prof. CH. SARASIN, der Wunsch vorgelegt werden, ob nicht im Hinblick auf die Verspätung die *Revues pro 1917 und 1918 in gekürzter Form* erscheinen könnten, da nur durch prompte Herausgabe der Zweck der *Revue* eigentlich voll erreicht werde.

Die schon im vorjährigen Jahresbericht vorgeschlagene Streichung der Gesellschaft im Schweizerischen Handelsregister in Bern wird ohne Gegenantrag beschlossen und der Vorstand beauftragt, diesen Beschluss zu verwirklichen.

Hierauf wird das Traktandum *Nachträge zu den Statuten* vorgenommen. Die Behandlung der Statuten ist namentlich dadurch akut geworden, dass die Schweizerische naturforschende Gesellschaft die ihrigen revidiert hat. Die abzuändernden Paragraphen werden einzeln besprochen und auf Antrag von Prof. ALB. HEIM der Beschluss gefasst, die

neuen Statuten in die *Eclogæ* aufzunehmen im Anschluss an den Bericht über die Jahresversammlung von Lugano.

Es wird ferner beschlossen, das *neue Mitgliederverzeichnis* und das *Druckreglement für die Eclogæ* gleichfalls in den *Eclogæ* zu allgemeiner Kenntnis zu bringen.

Anlässlich der statutengemäss vorzunehmenden *Neuwahl des Vorstandes* werden im ersten Wahlgang die bisherigen Mitglieder M. LUGEON, A. BUXTORF, J. WEBER, P. ARBENZ, E. ARGAND bestätigt und die nicht wieder wählbaren H. SCHARDT und CH. SARASIN ersetzt durch Dr. A. TOBLER, Basel, und Dr. ARNOLD HEIM, Zürich. Prof. ALB. HEIM benützt die Gelegenheit, um den zurücktretenden Vorstandsmitgliedern H. SCHARDT und CH. SARASIN den wärmsten Dank der Gesellschaft auszusprechen, vor allem dem abtretenden Präsidenten SCHARDT, der während 25 Jahren dem Vorstand angehörte und in den verschiedensten Aemtern der Gesellschaft die grössten Dienste geleistet habe. Präsident SCHARDT verdankt die freundlichen, anerkennenden Worte aufs herzlichste und versichert, auch künftighin die Sache der Schweizerischen geologischen Gesellschaft nach Möglichkeit fördern zu helfen.

Für die anschliessende *wissenschaftliche Sitzung der Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft* wird als Präsident zunächst gewählt Prof. ALB. HEIM; da er aber ablehnt, fällt die Wahl auf H. SCHARDT. Ferner werden bestimmt als Vizepräsident: A. BUXTORF, als Sekretär: RUD. STAUB.

Schluss der geschäftlichen Sitzung 10 Uhr.

*Der Präsident, Prof. Dr. H. SCHARDT,*

*Der Schriftführer, Prof. Dr. A. BUXTORF.*

---

## ZWEITER TEIL: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sektion für Geologie und Mineralogie der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft.

Präsident: Prof. Dr. H. SCHARDT; Sekretär: Dr. R. STAUB.

1. — Dr. S. CALLONI (Lugano): *I depositi lacustro-glaciali del Sotto Ceneri.*

Ueber diesen Vortrag ist kein Manuskript eingelaufen.

2. — Dr. H. PREISWERK (Basel): *Geologie der nördlichen Tessiner-Alpen zwischen Maggia und Tessin.* (Exkursionsgebiet der Schweizerischen geologischen Gesellschaft.)

## **ERRATUM**

Page 465, en haut, lire **préglaciaires** au lieu de  
proglaiaires.

Siehe den ersten Teil des Exkursionsberichtes weiter unten.

**3. — H. SCHARDT (Zürich) : Sur les cours interglaciaires et proglaciaires de la Sarine dans le canton de Fribourg.**

Lorsqu'on compare la vallée de la Sarine en amont de Bulle avec son prolongement en dehors des Alpes, on a immédiatement l'impression que le contraste frappant que présentent les deux sections qui s'ajoutent pourtant si directement l'une à l'autre, doit avoir sa cause dans une évolution différente liée évidemment à la différence de la configuration topographique et de la structure géologique des deux régions.

Il ressort notamment à première vue de la configuration de la partie alpine que ce sillon si profond est l'œuvre exclusive de l'érosion de la Sarine ou du glacier qui en tenait lieu pendant l'époque glaciaire, en remplissant la vallée à plus de 1000 m d'altitude. Il est notamment indubitable que, soit fleuve, soit glacier, la Sarine a toujours suivi ce même sillon, n'ayant pas d'autres à sa disposition, encaissée entre des murailles de bien des centaines de mètres. En tout cas, après chaque glaciation, la coulière alpine de la Sarine s'est trouvée de nouveau libre, un peu plus large, et pendant le temps interglaciaire, souvent elle s'est approfondie encore. C'est parce que la vallée alpine constitue essentiellement la région d'érosion du glacier comme du cours d'eau ! Le glacier a travaillé surtout à l'élargissement de la vallée, en créant la large cuvette entre Montbovon et Estavannens, sur le fond de laquelle la Sarine a creusé divers sillons séparés de crêts rocheux et remplis de graviers. Ils représentent probablement des cours interglaciaires.

Il en est tout autrement sur le plateau; la différence d'inclinaison et la largeur de la surface occupée par le glacier conduit à une réduction considérable de l'effet érosif du glacier qui ne se manifeste qu'occasionnellement sur des rochers en proéminence (roches moutonnées), tandis que la sédimentation au cours de la fusion du glacier, surtout à son bord terminal, atteint son maximum. Toutes les anfractuosités de la base, notamment les lits des anciens cours d'eau sont remplis de moraine de fond ou de graviers; les moraines frontales sont jetées en barrage à travers les lits des cours d'eau profondément encaissés.

Lorsqu'on considère que le plateau fribourgeois, comme d'ailleurs la plus grande partie du plateau suisse, a été à quatre reprises recouvert d'une carapace de glace de bien des centaines de mètres d'épaisseur et que le passage de chacune

des époques interglaciaires a été marquée, pour ce qui concerne le glacier de la Sarine, d'un stade de recurrence, comme il a été décrit pour la région de Bulle, et si l'on tient compte encore qu'avant la première glaciation, le plateau suisse avait déjà subi un modelage plus ou moins profond par l'érosion fluviale, alors on comprend que le manteau morainique qui recouvre la surface de la molasse, n'a fait qu'aplanir par ses remplissages un modèle extrêmement énergique et varié; à côté des saillies rocheuses qui dépassent la couverture glaciaire en forme de roches moutonnées, se trouvent encore nombre d'autres qui ne la dépassent ou ne font qu'affleurer. Aux sillons d'érosion des cours d'eau actuels correspondent tout autant, sinon plus, qui sont abandonnés, ou recèlent des eaux intruses, ou encore qui sont entièrement cachés sous le terrain glaciaire. Un des exemples des plus typiques est l'Aar à l'aval de Berne: son lit actuel est le quatrième et il en a peut-être encore d'autres?

En connexion directe avec notre problème, je puis mentionner que la Trême qui devait naturellement s'écouler par la dépression Vuadens-Riaz, lit actuel de la Sionge, a été forcée par le dépôt des moraines de Bulle à couler en sens contraire à la direction naturelle des eaux, pour se réunir transversalement à la Sarine près du pont de Broc.

Quant au cours de la Sarine, les environs de Bulle offrent un autre problème: au moment du retrait définitif du glacier de la Sarine dans la vallée supérieure, les moraines frontales entre Echarlens et Villarsvolard formaient un barrage atteignant au moins la cote de 730 m créant un lac temporaire qui s'est comblé rapidement par l'alluvionnement, soit de la Sarine et de la Trême, soit de la Jigne. C'est de cette époque que date le cône de déjection sur lequel est bâti le village de Broc; il est exclusivement l'œuvre de la Jigne qui a refoulé la Sarine contre la masse jurassique du Bois de Bouleyre. Mais ce lac s'est également vidé par l'érosion de la digue morainique entre Corbière et Villarsvolard, si bien que le dit cône de déjection qui devait primitivement s'étendre de la Chapelle des Marches jusqu'à Villarsbency, a fini par être déblayé aux trois quarts, de même que la plus grande partie de l'ancien remplissage d'alluvion lacustre. Actuellement l'ancienne cuvette lacustre entre Broc et le pont de Corbière est si complètement déblayée, que sur les berges on voit déjà au-dessous des alluvions la moraine et des graviers fluvioglaciaires plus anciens; sur le large fond s'étend le lit de graviers que la Sarine transporte au cours de ses divagations.

La présence de ce bassin lacustre de même que la grande hauteur des remparts morainiques dans la région de Bulle, où leur hauteur dépasse 765 m, a déterminé le passage de la Sarine par Broc à Corbière, sinon la Sarine eût tout aussi bien pu choisir sa nouvelle voie par Bulle et Riaz dans le cours actuel de la Sionge; mais elle a dû obéir aux mêmes raisons que la Trême.

Il n'est cependant pas moins vrai que dès la sortie de la vallée alpine su défilé de Gruyères, la Sarine avait le choix de deux passages: Epagny-Tour de Trême-Bulle-Riaz, ou son passage actuel par Broc. Toute la configuration de la région et la répartition des terrains montrent même jusqu'à l'évidence que ces deux routes ont été suivies successivement et alternativement par la Sarine déjà avant et pendant l'époque glaciaire, jusqu'à ce que le dernier stationnement du glacier sarinien décida du choix définitif du passage Broc-Corbière. Il faut relever encore que le contour manifeste de la Sarine entre Château d'en Bas près du Pont de Broc et la passerelle Broc-Morlon est dû à l'influence du cône de déjection de la Jagne. Au cours de l'enfoncement graduel du lit pendant la vidange du lac, le sillon d'érosion s'est enfoncé dans le rocher, comme cela se présente dans les gorges, dites «épigénétiques», formées après remplissage d'une vallée par des dépôts glaciaires et que le cours d'eau n'a pas pu déblayer ensuite. La gorge de la Jagne entre Broc et Charmey est un des exemples des plus typiques. L'ancienne vallée, aussi large que le bassin de Charmey, se trouve sur la ligne Gros-Liençon-Gîtes-Pesson-Château d'en haut, entièrement comblée de moraine, la gorge épigénétique Rusille-Bataille a été creusée depuis le retrait du glacier. De même la gorge du Javrot entre les Siernes et son confluent avec la Jagne est une gorge épigénétique postglaciaire. Le sillon préglaciaire et interglaciaire, comblé de moraine, se trouve sous la terrasse des Siernes.

Il découle des considérations qui précèdent que le large bassin entre Broc et Corbière appartient à un segment du lit inter- ou préglaciaire de la Sarine en partie comblé de dépôts glaciaires, puis occupé par un lac morainique et enfin redéblayé, sans que son ancien fond rocheux ait été atteint. Il se trouve probablement à une très grande profondeur. Maintenant l'approfondissement ne progresse guère, car entre le pont de Corbière et l'Auge de Broc la pente n'est que de 20 m sur 5 km, ce que fait 4 pour mille.

Le bassin qui suit au-dessous comprend également un segment du lit ancien de la Sarine allant du pont de Corbière

à Tusy, sur 4 km de longueur. La déclivité est ici encore plus faible, seulement 3 pour mille, probablement parce que l'enfoncement au seuil de Tusy et dans la gorge rocheuse plus bas, ne se fait que très lentement. Aujourd'hui ce seuil est d'ailleurs consolidé par un barrage de prise d'eau. Ce qui frappe avant tout dans la configuration de ce deuxième bassin, c'est que son aspect est tout à fait semblable à celui du bassin supérieur. Et pourtant il n'a pas été occupé par une langue du glacier. Comme là, les berges sont formées par de la moraine de fond, mais elle est rhodanienne, alors que plus haut elle est sarinienne ; sur le fond large de 700 m s'étendent des prés et une zone de divagation de la rivière. Tout semble indiquer que la cuvette rocheuse se trouve à une assez grande profondeur, au-dessous d'un remplissage de terrain de transport. C'est donc aussi une ancienne vallée recréusée qui n'a pas encore atteint la profondeur primitive. S'il n'y avait pas l'étranglement rocheux du pont de Corbière, on concluerait sans autre que les deux segments doivent être en continuation directe. Cependant il en est bien ainsi ; seulement la vallée primitive contournait l'éperon E du pont de Corbière. La gorge du pont suspendu est précisément une courte entaille épigénétique, due à un léger déplacement vers l'ouest du nouveau sillon d'érosion. On voit ainsi que la forme de ces deux bassins est avant tout déterminée par leur excavation sur une ancienne vallée beaucoup plus profonde et très large, tandis que l'influence de l'occupation par une langue de glacier ne se traduit que par la présence des remparts terminaux et latéraux, déterminant la forme plus simple du bassin supérieur.

J'insiste donc sur le fait que les deux bassins supérieurs, autrement dit le lit actuel de la Sarine entre Tusy et Broc, occupent un segment d'une ancienne vallée préglaciaire ou interglaciaire de la Sarine, non encore entièrement débarrassée du remplissage glaciaire ! De cette circonstance résulte le contraste entre cette partie de la vallée et celle qui suit en aval de Tusy.

A partir de Tusy c'est une gorge étroite, aux parois souvent à pic, formant des méandres encaissés aux formes bizarres, comme si le cours d'eau avait capricieusement cherché à s'entasser rapidement, grâce à un matériel de charriage abondant, sans suivre l'évolution horizontale des méandres, de pair avec leur enfoncement vertical. Il est à noter en effet que la plupart des méandres, surtout dans la partie supérieure, sont également escarpés sur la rive convexe, au

lieu de présenter là le talus caractéristique, dont la déclivité est la résultante entre le déplacement horizontal (évolution de l'ouverture de la boucle) et l'enfoncement vertical. Ce caractère atteste un enfoncement vertical très rapide. D'ailleurs, plusieurs de ces contours, notamment ceux de la partie supérieure, n'ont pas du tout la forme normale des méandres, mais ressemblent plutôt à des divagations zigzagantes, qui se seraient enfoncées presque verticalement. Il n'en est pas de même des méandres du cours inférieur de la Sarine de Fribourg jusqu'à Laupen, ni de la grande boucle de Corpataux, sur laquelle nous aurons à revenir encore; ici il y a eu évolution horizontale bien accusée au cours de l'enfoncement. Si nous constatons encore que dans toute la longueur de cette gorge, pour autant qu'elle est taillée dans le rocher et présente le caractère d'un «canyon», on ne trouve pas trace de dépôts glaciaires, sauf des paquets qui peuvent avoir glissé de la couverture qui occupe la surface du plateau. La conclusion nécessaire s'impose donc que cette gorge est de formation postglaciaire, contemporaine au «recreusement» de la vallée en amont de Tusy, tandis que le large et profond sillon, dans le remplissage duquel le recreusement s'est fait, est beaucoup plus ancien. Nous n'avons pas même la possibilité à notre disposition de pouvoir admettre que la partie en amont de Tusy s'est enfoncée verticalement par un mouvement tectonique, en faisant intervenir l'axe anticinal de la molasse, qui aurait joué le rôle de charnière de ce mouvement. Le caractère récent postglaciaire de la gorge à l'aval de Tusy exclut absolument une telle corrélation.

Mais si cette ancienne vallée n'a pas comme continuation le canyon à l'aval de Tusy, il n'est pas moins certain qu'*elle doit avoir une continuation actuellement comblée et cachée sous la couverture morainique du plateau*. La tâche à entreprendre serait de rechercher le tracé de cette ancienne vallée et d'autres encore qui peuvent s'embrancher et s'entrecroiser. Je dois me contenter d'indiquer quelques directions et observations qui me paraissent dignes d'attirer l'attention. L'amorce de la continuation de cette vallée ancienne de la Sarine doit se trouver à Tusy, où la moraine descend de part et d'autre jusqu'au bord de la Sarine, notamment sur la rive droite, au-dessous de l'ancienne église. Si c'est là l'amorce de cette vallée comblée, celle-ci devrait se prolonger entre les affleurements de molasse marine des environs de Pont la Ville dans la direction de Treyvaux pour se prolonger vers le NNE, dans une direction encore inconnue. Mais la vallée

de la Serbache offre une amorce plus séduisante encore ; car elle renferme dans sa partie inférieure au pied du Bois Momont, des dépôts morainiques et fluvioglaciaires du plus grand intérêt, sous forme de puissants lits de grès légèrement cimentés, mais assez fortement pour permettre la formation d'escarpements si élevés qu'on serait tenté de prendre de loin ces couches pour de la molasse marine. Ces grès tendres sont associés de graviers et la couverture est formée de moraine argileuse, c'est donc une formation interglaciaire. Si c'est là l'amorce d'un ancien cours de la Sarine, celui-ci devait se diriger par La Roche et Zernauvaz vers le Mouret.

Il a été dit plus haut qu'à partir de Bulle, la Sarine doit avoir eu une autre voie ouverte par Riaz, sur le tracé actuel de la Sionge, d'où elle pouvait atteindre l'un ou l'autre des deux bassins supérieurs. Mais il y a des raisons très positives pour admettre que ce cours occidental de la Sarine se dirige de Riaz presque exactement SN par Goumefens, Villars sur Avry et Ecuvillens, au Moulin Neuf sous Matran pour aboutir par Corminboeuf à Belfaux. Les arguments sont en quelques mots les suivants : A la grande boucle de la Sarine entre Corpataux et Posieux, la berge de la rive concave est entièrement privée de molasse ; ce sont des dépôts morainiques, puis des graviers fluvioglaciaires cimentés en poudingue reposant eux-mêmes sur des limons stratifiés, ayant à leur base jusqu'au niveau de la rivière de l'argile glaciaire typique. Ces dépôts forment toute la hauteur de la berge sur près de 100 m. On voit ces terrains se superposer à la molasse aux Près d'en bas ; leur surface s'enfonce visiblement sous le niveau de la rivière au sommet de la convexité, pour se relever de nouveau à environ 250 m. en amont du Pont de Corpataux. La présence de ces terrains éminemment attaquables par l'eau courante, explique le grand développement de ce méandre. Dans l'axe de celui-ci, venant de la direction d'Arconciel, paraît être arrivé un affluent à cet ancien cours d'eau, dont la berge est entaillée par la gorge de la Sarine, car la partie moyenne de la presqu'île de la Cuaz est recouverte de graviers en partie cimentés ; mais ils ne descendent pas aussi bas que de l'autre côté ; la surface de la molasse s'élève même de l'ouest à l'est dans l'axe de la boucle, car la galerie de Tusy-Hauterive n'a pas quitté la molasse entre les fenêtres 9 et 10. L'argument le plus persuasif de l'existence d'une coulière noyée sous la moraine et comblée en partie de graviers fluvioglaciaires est fourni par les *sources de la Toffière de Corpataux*. Elles jaillissent sur une longueur

d'environ 400 m à l'altitude de 620 m, en plus grande abondance du côté amont; donc leur eau vient du S. Plusieurs autres sources moins volumineuses émergent sur toute la longueur de la zone de graviers sensiblement à la même altitude. Les sources de la Toffière ont une température de 9,8° centigrade et un degré de dureté totale de 28° frç. Leur débit approximatif était le 27 août 1917 de 6000 litres par minute. Le prolongement de cette ancienne vallée de la Sarine vers le N jusqu'à Matran et Belfaux est attesté par la présence de ces mêmes terrains fluvioglaciaires et morainiques, avec la même superposition, sur les berges de la boucle de la Glâne, au Moulin neuf sous Matran et dans le lit de la Sonnaz de Belfaux à l'aval, où le lit de cette petite rivière s'élargit hors proportion, ce qui ne peut surprendre, puisque c'est une ancienne vallée de la Sarine. Cette rivière ne reprend son droit de cité que 5 km en aval de Fribourg, où, sortant d'une étroite gorge taillée dans la molasse marine, elle débouche à angle droit dans l'ancienne et large coulière préglaciaire ou interglaciaire. La conclusion qu'il faut tirer de ces relations est que le canyon de la Sarine de Tusy jusqu'à Gstaad sous Belfaux est une gorge épigénétique, de formation postglaciaire. C'est un segment du cours actuel de la Sarine, où celle-ci n'a pas retrouvé son ancien lit après le retrait des glaciers diluviens, dont la présence sur le plateau fribourgeois a eu pour effet de combler la plupart des vallées préexistantes. Au cours de sa formation, cette vallée épigénétique a dû entailler au début la couverture morainique, dont la surface très accidentée a motivé les contours capricieux de son tracé. Les inégalités non moins grandes de la surface de la molasse a dû accentuer encore cet effet; enfin, plusieurs de ces contours ont subi encore une évolution méandrée très accentuée. Les accidents topographiques de la surface du soubassement molassique se traduisent sur les flancs de la gorge épigénétique par des sinuosités verticales très notables de la surface de contact entre la molasse et les dépôts glaciaires.

#### 4. — A. BUXTORF (Basel): *Die Lagerungsverhältnisse der Gneisslamelle der Burgruine Splügen (Graubünden).*

Es hat sich ergeben, dass diese im grossen ganzen als Antiklinale aufzufassende Gneisslamelle nördlich des Hinterrheins zwei liegende Falten aufweist. Die obere dieser Falten bildet die Felspartie, welche die Burgruine selber trägt; die untere liegende Falte verrät sich durch ein kleines Relikt, das

sich, durch Quartär vollständig abgetrennt vom übrigen Gneisskomplex, zirka 250 m südwestlich der Burgruine findet. Dieses Relikt bildet den ersten, zirka 8 bis 10 m mächtigen Felsvorsprung, den man in der Böschung rechter Hand erblickt, wenn man auf der Strasse vom Burgruinengneiss gegen Splügen wandert. Das Relikt besteht aus einem in Trias und Bündnerschiefer einstechenden, ganz isolierten Gewölbekopf von Gneiss, der in sich wieder stark gefältelt erscheint.

Am Südufer des Hinterrheines findet sich sodann südöstlich der Burgruine eine von Süden aus der Tiefe auftauchende, also zum Gewölbe verdrehte Mulde von Triasdolomit; diese wird nördlich des Rheines und infolge des Axialgefälles auch nach Osten zu vom Gneiss umhüllt; die Umbiegung des Gneisses ist an der Strasse südöstlich der Ruine deutlich zu erkennen. Vermutlich hängt diese Trias zusammen mit der Trias im liegenden des eben erwähnten Reliktes, sodass also die Gneisslamelle eine Tauchfalte darstellen würde.

Eine ausführlichere, von einem Profil begleitete Darstellung dieser Verhältnisse wird demnächst in Band 30 der Verhandlungen der naturforschenden Gesellschaft in Basel erscheinen..

### 5. — ARNOLD HEIM (Zürich): Beobachtungen am Mont Bifé (Monsalvens) in den Préalpes externes.

Weitaus die grösste zusammenhängende Masse mesozoischer Gesteine der Préalpes externes bildet der Bifé E Bulle, dem V. Gilliéron 1873 eine hervorragende Arbeit gewidmet hat.

*Stratigraphie.* — Eine besondere Eigentümlichkeit des Doggers der Ebene von Bulle sind die Mikroflaserschichten, glaukonitischer Schieferkalk mit feinsten welligen Flasern, mit der Lupe auf dem Querbruch von allen anderen Hori-zonten unterscheidbar, normales Hangendes des fossilreichen Bathonien von Pereyre. Ueber dem mächtigen Oxford und dem Argovien folgt 100 m Malmkalk: Sequan als « calcaire grumeleux » 40 m mit *Peltoceras bimammatum*, Kimmeridge 20 bis 30 m dünnbankig, Tithon als kompakter Kalk 25 m mit Konglomeratbank als Dach, darüber 10 bis 15 m mergelbankige Zementsteinschichten.

Von besonderem Interesse sind die Oehrlischichten, 20 m., die mit groboolithischem Lumachellenkalk abschliessen (« calcaire à Ostréa » Gill.). Das Valangien s. str. ist bathyal, etwa 200 m mächtig, und zerfällt in Valangienmergel zirka 60 m (« Couche à Bel. latus »), Diphyoideskalk, und aber-

mals Mergelserie. Hauerivien 100 m mit Kieselkalk und blauen Schiefermergeln, Barrémien als Drusbergschichten mit *Desmoceras difficile* (Bestimmung W. Kilian) 50 bis 150 m, und «Calcaire oolithique» = Urgon in jurassischem Facies-typus, 15 bis 30 m. Was Gilliéron als «Calcaire noir» bezeichnet, ist mergeliger Grünsand, ununterscheidbar von den Gamserschichten der Churfürsten (ob. Gargasien). Darüber folgen noch 20 bis 30 m dunkle Gaultmergel. Die Oberkreide beginnt mit grünlichem Fleckenmergel, der in typischen Seewerkalk übergeht, zirka 20 m. Die dünnen roten Lagen im oberen Teil sind mit Couches rouges nicht zu verwechseln. Es folgen mächtige Senonmergel, übergehend in Wildflyschfacies (Pessot).

**Tektonik.** — Wie Gilliéron grösstenteils richtig dargestellt hat, besteht der Bifé aus mehreren Falten von Malm und Kreide. Der Malm des Bifégewölbes stürzt mit 70 bis 80° Axengefälle nach NE in die Tiefe, und am NE-Ende taucht auch die Kreide mit 45° Axenfallen unter den Flysch von Valsainte. Der Wildflysch mit mesozoischen Schürflingen geht aber auch unter dem Bifé hindurch, und kommt in Form einer Transantiklinale zwischen Jigne und Sarine zum Vorschein. Der Jura der Ebene von Bulle ist der Rumpf des Bifé. Die Ueberschiebung ist prachtvoll sichtbar auf der Nordseite des Bifé am Bergsturzabriß von Pessot: Argovien auf Wildflysch und Senonmergel.

Es ergibt sich somit, dass der Bifé als ein im Flysch schwimmender mächtiger Schürfling aus dem ultra-helvetischen Faciesgebiet zu betrachten ist.

#### 6. — ARNOLD HEIM (Zürich): Beobachtungen in den Préalpes internes (mit vier Textfiguren).

In der «Zone interne» von Lenk-Adelboden bis Kiental und Graubünden machte der Verfasser u. a. folgende Beobachtungen:

I. Südlich von Lenk (Simmental) liegen transversal verstellt vier oder mehr Schuppen von Jura und Kreide übereinander, von denen die unteren wohl zur Plainemorte-Decke, die oberen im Sinne von LUGEON zur Bonvin-Decke gehören. An der Rawilstrasse, 500 m SSE vom Bad, lassen sich die in Figur 1 abgebildeten Schichten unterscheiden.

In einer steilen Runse im Wald darüber ist das stratigraphisch merkwürdige Profil Figur 2 einer höheren Schuppe lückenlos aufgeschlossen (wo die Karte von LUGEON 1:50000 1910 Callovien verzeichnet), von unten:

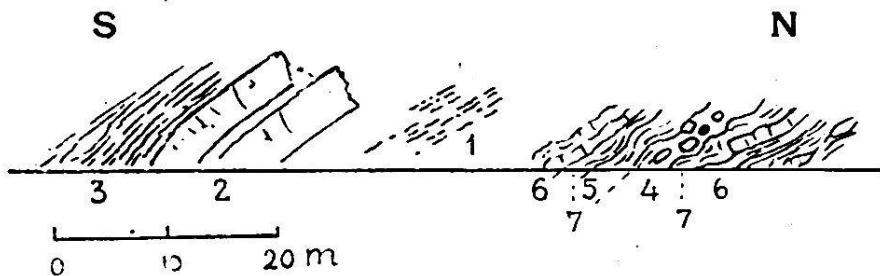
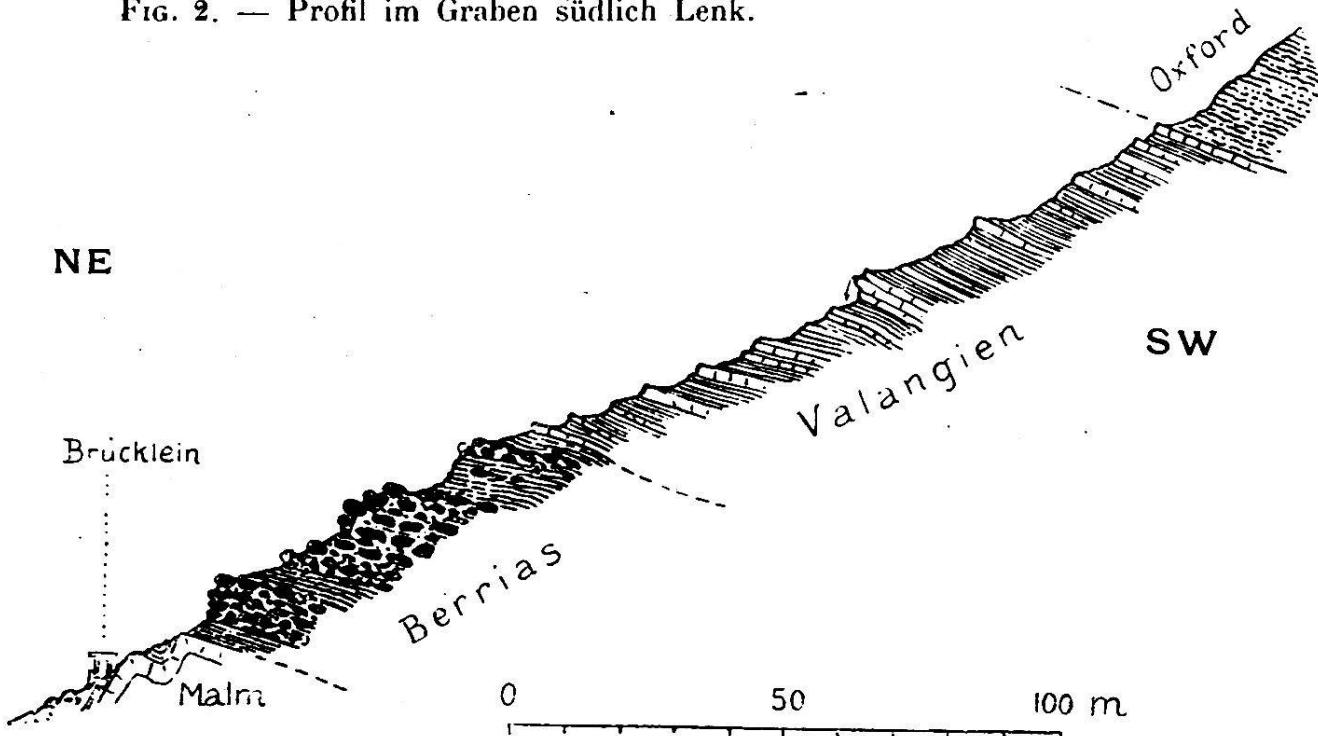


FIG. 1. — Detailprofil an der Rawilstrasse 300 m. SE Bad Lenk.

1. Schwarze Mergel, Oxford? — 2. Malmlinse. — 3. Oehrlimergel. — 4. Oehrlikonglomerat. — 5. Valangien. — 6. « Barrémien à Orbitolines ». — 7. Seewerkalk.

- a) Dichter Malmkalk.
- b) Zirka 50 m bräunliche Mergelschiefer mit dunkeln Körnchen (sog. « Ptéropodes »), wechselnd mit mächtigen Bänken von *Riesenkonglomerat* aus Geröllen bis zu 2 m Durchmesser. Sie bestehen aus dunklem bis hellem, dichtem oder

FIG. 2. — Profil im Graben südlich Lenk.



feinkörnigem Kalk, wohl vorwiegend Malm, glaukonitischem Kalk, oolithischem Kalk wie Oehrlikalk, und schwarzem Silex.

c) Zirka 100 m bräunliche Mergelschiefer mit scharf abgegrenzten, inwendig dichten, dunkeln, aussen gelblichen Kalkbänken.

d) Schwarze, fein glimmersandige Oxfordschiefer, überschoben, darüber normal der Malmkalk von Balmen.

Die Oehrlischichten Nr. 2 (Berriasien) sind somit durch ein Riesenkonglomerat vertreten, das in die Valangienmergel Nr. 3 (Latuszone) überführt.

II. Schrattenartigen Kalk, wohl Oehrlikalk, findet man anstehend in der tieferen Schuppe der Seefluh bei Port (Fig. 3), und bei der Brücke über den Allenbach SW Adelboden.

III. Am Bühlberg E Lenk transgredieren *Wangschichten* auf oberen Seewerschichten, bei Punkt 2013 E Hahnenmoospass auf Senonmergel und in der östlichen Schuppe des Regenbolshorn mit Basiskonglomerat und Grossforaminiferen auf Kimmeridge.

IV. Das sogenannte «Callovien» des Regenbolshorns (LUGEON) besteht einsteils aus Wangschichten, anderenteils aus Schiltschichten (Argovien), und der Dogger des Pommerngrates (typischer Eisensandstein, Aalénien) ist vom Regenbolshorn durch Wildflysch getrennt (Fig. 4).

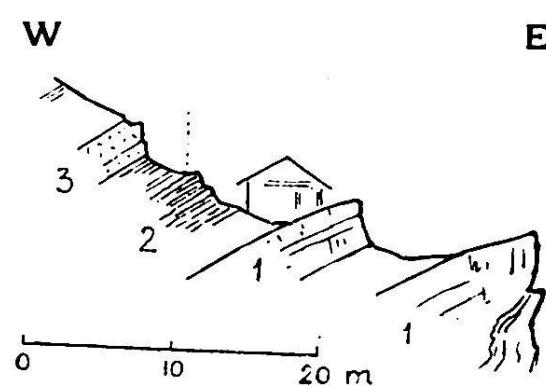


FIG. 3. — Südende der Seefluh, Lenk.

- 1. Malmkalk. — 2. Oehrlimergel.
- 3. Oehrlikalk.

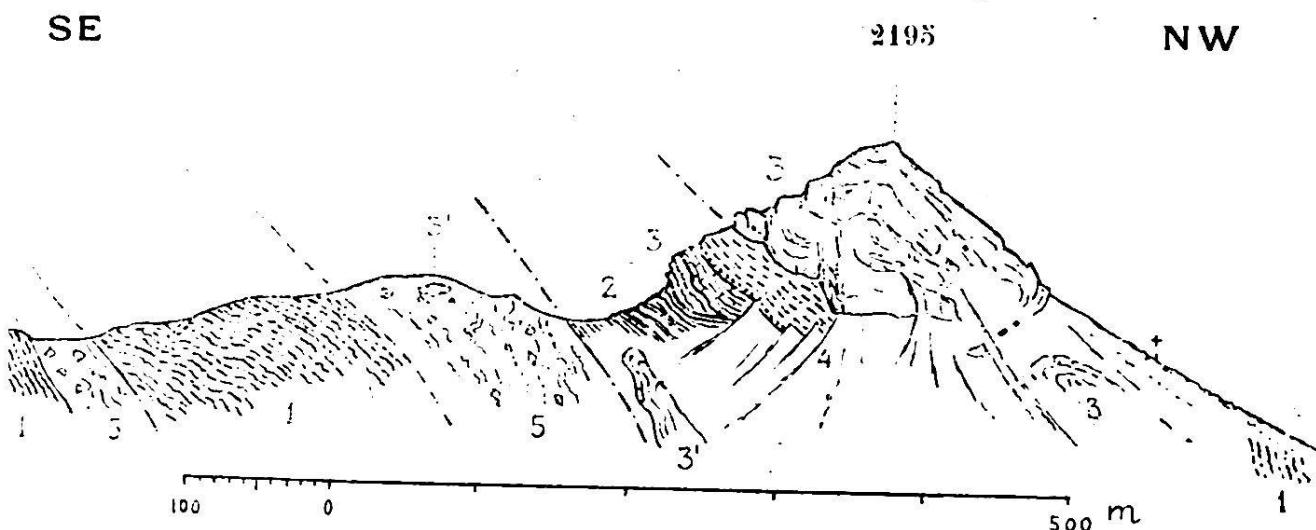


FIG. 4. — Profilansicht des Regenbolshorn.

- 1. Eisensandstein, Aalénien. — 2. Schiltschichten, Argovien. — 3. Malmkalk.
- 4. Wangschichten, transversiv. — 5. Wildflysch,

Auf der Ostseite des Regenbolshorns ist folgendes stratigraphisches Profil lückenlos aufgeschlossen, mit den Nummern der Figur 4:

2. *Schiltschichten*, zirka 40 m.

- a) 20 bis 30 m gelbliche Mergelschiefer mit dichten Kalkbänken.
- b) Zirka 4 m feinstglimmersandige Mergelschiefer.
- c) Zirka 10 m rauhschiefrige Mergel mit flaserigen Kalkbänken, scharf begrenzt gegen

3. *Malmkalk*, zirka 30 m.

- a) 10 bis 12 m *Sequan*, knollige Bänke, mit Lytoceras und Belemniten.
- b) 20 m. *Kimmeridge*, dünnbankiger Quintnerkalk) ohne Mergellagen). Scharfe Transgressionsgrenze gegen

4. *Wangschichten*, zirka 20 m.

- a) 0,6 m Basisbank, schwarzbraune Schiefermergel mit Kalkgeröllchen (an der Basis bis faustgross), aus Quintnerkalk und dichtem grünlichem Kalk (Seewer?). Uebergang rasch in

b) 0,2 m *Foraminiferenbank*, wie a, aber grünsandig, mit Glaukonitkörchen und grossen Foraminiferen. Nach freundlicher Untersuchung durch Herrn Prof. H. Douvillé entspricht die bis 4 mm grosse kugelig-spiralige megasphärische Form der in der Oberkreide von Meudon bekannten *Lituola nautiloidea*.

Uebergang

- c) 0,5 m feinkörnige schwarzbraune glaukonitische Kalkbank. Uebergang
- d) 15 bis 20 m typische schwarzbraune Wangschiefer, darauf überschoben Malmkalk der nördlichen Regenbolschuppe.

V. Die Trias (Rötidolomit und etwas Quartenschiefer) im Bach NE ob Lenk geht allmählich über in schwarzen Plattenkalk, rosafarbigen Spatkalk und dann typischen Bündnerschiefer (*schistes lustrés*) von wenigstens einigen hundert Metern.

Diese Schiefer gehören daher zum Lias, und es erhebt sich das gleiche Problem in der Niesenzone wie im Prättigau betreffend die Grenze von Jura und Eozän. Nicht Flysch ist auf Trias überschoben, sondern wie bei Gsteig gehört die Trias Lenk-Adelboden-Reichenbach zur Basis der Niesendecke selbst. Näheres wird in *Geologie der Schweiz*, Abschnitt: Penninisches Deckengebirge erscheinen.

VI. Besteht die von LUGEON gezeichnete Verbindung der

Trias und des ammonitenführenden Lias des Oberlaubhorn und Metschhorn mit den entsprechenden Schichten der Niesenbasis, so muss das weite Trias-Liasgebiet der Zone interne mit ihrem Gips von Stübenen und Bex den penninischen Decken angehören. Die Zone interne ist dann eine tektonische Verknetung von Decken und Schuppen von ultrahelvetischer und penninischer Herkunft.

VII. Die von GERBER beschriebene « Klippenserie » des RenggGrates ob Kiental ist ultrahelvetische Oberkreide der Zone interne, ohne Couches rouges noch Klippenneocom.

VIII. Fast genau die gleiche mächtige Oberkreide (Leimernschichten), ebenso mit Uebergängen in die Wildflyschfacies (Rostknorren-schiefer), und dazu noch mit typischem fossil-führendem Leistmergel trifft man am Ostabhang des Calanda (Stelli, Pizalun), eingewickelt in die parautochthonen Falten. J. OBERHOLZER hat auch noch fraglichen Malm und Triasdolomit darin gefunden (Mastrils).

Es kann somit kein Zweifel mehr bestehen, dass im eingewickelten Glarnerflysch die ultrahelvetische Facies der Zone interne enthalten ist. Die Zone interne besteht aber aus verschiedenen Faciesgebieten und Deckeneinheiten, deren Wurzeln südlich derjenigen der Wildhorn-Säntisdecke, nördlich derjenigen der Klippendecke zu suchen sind.

7. — H. SCHARDT (Zürich): **Sur la tectonique de la colline de Montsalvens près Broc (Gruyère).**

La géologie de cette colline a été décrite en détail par GILLIÉRON (mat. carte géol. suisse XII, 1873). Il a représenté (pl. V, fig. 1) ce mamelon rocheux qui supporte les ruines du château de Montsalvens, comme un lambeau de jurassique supérieur reposant sur le Néocomien et délimité de part et d'autre par des failles mettant en contact le Néocomien, d'une part avec le calcaire jurassique, d'autre part avec les marnes oxfordiennes (Divésien), formant la base du lambeau avec des couches de calcaire grumeleux (Argovien). On avait essayé d'expliquer la provenance de ce lambeau par divers moyens, soit comme lambeau de recouvrement venu du S, mais dans ce cas les couches auraient dû être renversées, soit comme un paquet de couches provenant du fond du synclinal et ayant traversé le Néocomien par l'effet d'une double faille. C'est cette dernière interprétation que j'avais essayé d'appliquer en dernier lieu (1917). Depuis lors la gorge de la Jigne a été rendue facilement accessible par la création de sentiers pour la construction du barrage et de la galerie d'aménée de

**L'usine électrique de Montsalvens.** Une nouvelle étude m'a permis de découvrir la solution du problème. La superposition de ce massif de Malm sur le Néocomien du synclinal de Bataille résulte d'un décrochement transversal suivant un plan orienté SE-NW et fortement incliné (environ 45°) vers le NE. Ce décrochement a pour effet de placer l'anticlinal à noyau oxfordien, au centre duquel coule la Jagne en amont du pont des Moulins, exactement sur le prolongement du noyau synclinal de Néocomien de Bataille, si bien que le calcaire du flanc SE de l'anticlinal jurassique se superpose en plan incliné sur celui du flanc renversé du synclinal, ce qui a eu pour conséquence que GILLIÉRON a pris l'Oxfordien du noyau anticlinal pour le prolongement du Néocomien du synclinal. Le flanc NW de l'anticlinal s'étant rompu, forme une sorte d'éperon qui s'est avancé sur le Néocomien du synclinal ; sa pointe extrême est précisément la colline de Montsalvens. Ce lambeau n'est d'ailleurs pas entièrement isolé, mais reste en connexion directe avec les rochers qui dominent la gorge de la Jagne sur sa rive droite (N). Le plan de contact de l'Oxfordien avec le Néocomien se voit très nettement à quelques pas de l'entrée de la fenêtre II du tunnel des eaux, dans le lit d'un ruisseau formant cascade. Le plan de décrochement passe au-dessus de la galerie des eaux qui reste dans toute sa longueur dans le Néocomien, tandis qu'elle aurait dû couper les failles s'il s'était agi d'une dislocation ayant poussé sur le Néocomien un paquet de Malm provenant du fond de la cuvette. L'erreur de GILLIÉRON s'explique facilement par la grande ressemblance pétrographique des schistes du Néocomien avec les marnes oxfordiennes. La réalité de cette dislocation ressort du fait que près de l'emplacement du barrage en construction à Rusille sous Châtel sur Montsalvens la gorge retraverse deux fois le Malm, en suivant entre deux le même synclinal Néocomien que celui de Bataille.

A remarquer encore que la gorge de Rusille à Broc est une gorge postglaciaire épigénétique, formée à côté d'une ancienne vallée comblée de terrain glaciaire qui existe au-dessous du plateau des Giètes et du Liençon.

#### 8. — Dr. F. LEUTHARDT (Liestal): Eine Grundmoräne mit Gletscherschliffen in der Umgebung von Liestal.

In unmittelbarer Nähe der Station *Lausen* bei Liestal wurde vor einiger Zeit damit begonnen, Gehängeschutt zum Zwecke der Zementfabrikation abzubauen. Die Grube liegt am Fusse

der Stockhalden, eines Hauptrogenstein-Hügels, der die linke Talflanke des Ergolztales bildet. Der Fuss besteht aus Blagdenischichten und wird von einem mächtigen Mantel von Gehängeschutt bedeckt. Letzterer setzt sich zusammen aus einem mergeligen Grundmaterial, in welchem eckige Hauptrogensteintrümmer von mässiger Grösse eingebettet liegen.

Nachdem zu obgenanntem Zwecke eine Anzahl Meter der Gehängeschuttdede abgebaut worden waren, änderte sich das Material der Ablagerung. Es traten in einem lehmig-mergeligen Grundmaterial in grosser Menge wohlgerundete Geschiebe auf, deren Lagerung keinerlei Schichtung erkennen liess. Schön geschrammte Geschiebe aller Grössen liessen die Ablagerung bald als *Grundmoräne* erkennen. Bald traten auf der Westseite der Grube die anstehenden Blagdenischichten zutage; ihre Schichtköpfe waren abgescheuert und mit Schrammen versehen, also *echte Gletscherschliffe*. Die Ablagerung besitzt demnach alle Attribute einer wohlerhaltenen *Grundmoräne*.

Auch das Moränenmaterial wird zu obgenanntem technischen Zwecke weiter abgebaut, und so war im Laufe des verflossenen Jahres die Gelegenheit geboten, diese so weit nach Norden vorgeschoßene Moräne in ihrem Aufbau und ihrem Gesteinsinventar näher zu studieren.

*Horizontale und vertikale Ausdehnung.* — Der Aufschluss hat zurzeit (August 1919) eine Länge von zirka 90 m. und liegt unmittelbar neben und parallel der Eisenbahnlinie. Auf der Westseite keilt sich die Moräne aus, indem sie sich an einem Sporn von Blagdenischichten aufstaut. Wahrscheinlich hatte sie vor ihrer Bedeckung mit Gehängeschutt noch eine bedeutend grössere Ausdehnung gegen die Talmitte; wieviel durch nachherige Erosion durch die Ergolz abgetragen worden ist, bleibt schwer zu entscheiden. Gegen Osten nimmt die Moräne augenscheinlich an Breite zu, indem die anstehende Felswand gegen Süden zurücktritt.

Ungefähr in der Mitte der Grube wurde in horizontaler Richtung zirka 15 m. Moränenmaterial abgebaut, bis der anstehende Fels erreicht wurde. Wie weit die Moräne nach Osten reicht, ist nicht ermittelt, da Aufschlüsse mangeln. Die *vertikale* Mächtigkeit beträgt zirka 12 m.; als obere Grenze ist die Zone angenommen worden, in welcher die letzten geschrammten Gerölle liegen. Nach unten sticht sie noch bedeutend unter die Abbaubasis der Grube (347 m. über Meer) hinab. Die tiefste Stelle wurde durch die Fundamentgrabung für eine Zementfabrik erschlossen (zirka 345 m.), doch wurde

auch in dieser Tiefe der anstehende Fels noch nicht erreicht.

Die Kontaktfläche zwischen Gehängeschutt und Moräne ist unter einem Winkel von zirka 40 % geneigt und fällt talwärts (N) ein; die Terrainoberfläche, d. h. die Oberfläche des Gehängeschuttes, flacht sich bis zu zirka 30° aus.

*Das Gesteinsmaterial.* — Das Grundmaterial der Moräne besteht aus einem lehmigen Mergel, welcher in trockenem Zustande erhärtet. Die Grösse der eingeschlossenen Geschiebe variiert zwischen wenigen Millimetern bis 0,5 m, Durchmesser. Häufig sind Geschiebe von Ei- bis Kopfgrösse. Die meisten sind gut gerundet, einzelne schön poliert. Die Grosszahl ist jurassischer Herkunft. Fast alle Schichtserien von der Trias bis zum Tertiär sind vertreten, allerdings in verschiedener Häufigkeit. Am häufigsten sind Gerölle aus Muschelkalk, mittlerem Lias, oberem Dogger und unterem Malm. *Jurafremde* Gesteine sind nicht selten, sie weisen, wie übrigens alle eratischen Blöcke im Gebiete des Basler Jura, auf den *Rhonegletscher* hin. Herr Prof. PREISWERK in Basel war so freundlich, die alpinen resp. jurafremden Gesteine zu bestimmen. Es konnte bis jetzt festgestellt werden:

*Arollagneiss*, auch in einer dünnsschieferigen Varietät.

*Granatamphibolit*, möglicherweise von der Aiguille rouge.

Verschiedene Quarzite unsicherer Herkunft.

Stark angewitterte *Granite*, diverse dunkelfarbige Sedimente, möglicherweise von der Nordseite der Rhone.

*Buntsandstein* aus der Juranagelfluh (Schwarzwald), woher auch verschiedene Quarzite stammen mögen.

Da die letzte (« Würm ») eiszeitliche Vergletscherung den Jura nicht überschritten hat, so gehört die Moräne ohne Zweifel der « grossen Eiszeit » an. Indem die Ablagerung nur verhältnismässig wenig Geschiebe alpiner Herkunft enthält, so muss der Gletscher den Jura nur wenig überbordet und die Hauptmasse seines Gesteinsmaterials jenseits des Jurazuges zurückgelassen haben.

*Geschrammte Geschiebe und Gletscherschliffe.* — Nicht alle Geschiebe sind geschrammt, es kam bei dem Prozess wohl auf die Härte und Textur der Gesteine an. Nur feinkörniges und etwas sprödes Gesteinsmaterial zeigt diese Erscheinung, dann aber in ausgezeichneter Weise. Hierher gehören hauptsächlich Geschiebe aus dem obern Muschelkalk und die feinkörnigen Varietäten der Lias- und Malmgesteine. Die Schrammen und Kritze sind sehr zahlreich, bald äusserst fein, bald kräftiger und fast immer geradlinig.

Die *Gletscherschliffe* liegen staffelförmig in drei verschiedenen Höhen der anstehenden Blagdenischichten, die letzteren eignen sich zwar wegen ihres sandkalkigen Materials nicht sonderlich zum Schleifen; immerhin ist eine Glättung des Felsens und die durch grössere Geschiebe verursachte Kritzung leicht und deutlich wahrzunehmen. 4,5 m. über der Abbaubasis liessen sich solche Schliffe meterweit verfolgen, sie wurden auch von den Arbeitern bemerkt und auf die dadurch geschaffenen ebenen, standfesten Flächen wurden die Schienen einer Rollbahn gelegt.

*Frühere Ausdehnung der Grundmoräne; Beziehung zu der Hochterrasse von Liestal.* — Geschrammte Geschiebe sind zirka 110 m. westlich der Grube und jenseits der Blagdenischichtensporns hinter der Verblendsteinfabrik Lausen zu beobachten. Desgleichen kommen solche Geschiebe auf der Höhe von Stockhalden (420 m. über Meer) vor. Alpine Gerölle liegen auch auf dem Felde, das die Oxfordkombe der Stockhalde einnimmt. Es beweisen diese Vorkommnisse die weite, allgemeine Ausbreitung des einstigen Gletschers über das Basler-Juratafelland. Hiemit stimmt auch die weite Ausbreitung erratischer Blöcke über unsren Tafeljura. Das neueste Verzeichnis führt deren 134 auf. Erst vor kurzer Zeit ist auf dem Plateau von Herrberg (450 m.) ein über 0,5 m<sup>3</sup>. messender Block von Smaragdit-Saussurit-Gabbro aus dem Allalingebiet aufgefunden worden. Derselbe ist trotz der ungemeinen Zähigkeit des Gesteinsmaterials gut kanten gerundet und stammt daher aus einer Grundmoräne.

In welcher Beziehung stehen nun die Moränen zu den übrigen diluvialen Bildungen der Umgebung von Liestal, speziell zur Hochterrasse? Als Hochterrasse bezeichneten wir bis jetzt mit GUTZWILLER jene Schottermasse, welche südöstlich Liestal beginnend, auf der linken Talseite der Ergolz über Schillingsrain-Frenkendorf gegen Pratteln zieht. Im «Gitterli» bei Liestal ist dieselbe durch eine Kiesgrube aufgeschlossen. Die Geschiebe sind gut gelagert und fallen unter einem Winkel von zirka 30° E gegen das Frenkental ein. Schichten reiner Gerölle wechseltlagern mit Sanden. Die Zusammensetzung nach jurassischem und jurafremdem Gesteinsmaterial ist dieselbe wie bei der Grundmoräne von Lausen, auch der Erhaltungszustand ist derselbe. Vor wenigen Wochen fand der Sprechende an der Basis dieser Ablagerung gekritzte Muschelkalkgeschiebe. Hierdurch wird der Zusammenhang zwischen Moränen und Hochterrasse nahegelegt. Wenn aber die Hochterrasse von Liestal aus verschlepptem

Moränenmaterial besteht, so ist sie jünger, mindestens nicht älter als die grosse Vergletscherung. Es steht dieses Resultat allerdings im Gegensatz zu den Feststellungen von BLÖSCH, nach welchen die Hochterrassenschotter älter sind als die Moränen der grössten Vergletscherung.

*Erwähnte Literatur.*

1. STRÜBIN KARL, Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura und deren Erhaltung als Naturdenkmäler. *Tätigkeitsber. der nat. Ges. Baselland*, 1911-1916.
2. Id., S. 115.
3. GUTZWILLER A., Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. *Verh. der nat. Ges. in Basel*. Bd. X, S. 574.
4. BLÖSCH EDUARD, Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. *Beitr. z. geol. Karle d. Schweiz*. Neue Folge, 31. Lieferung 1911, S. 9.

9. — E. HUGI (Bern): **Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs.**

Die folgenden kurzen Mitteilungen sind, zum Teil wenigstens, veranlasst durch grössere Exkursionen, die ich in den letzt vergangenen Wochen im Aarmassiv ausgeführt habe, und sie verfolgen den Zweck, einige der vorläufigen Ergebnisse meiner eigenen Untersuchungen, sowie derjenigen meiner Schüler in ihren Umrissen festzulegen.

Die hier gegebenen Ausführungen beziehen sich zwar nur auf den mittlern und westlichen Teil des Aarmassives, der östliche Abschnitt dieser Gebirgsgruppe konnte bei meinen bisherigen Begehungen erst flüchtig und lückenhaft berücksichtigt werden. Zudem hat ja auch J. KÖNIGSBERGER in neuerer Zeit bei der petrographischen Beurteilung des östlichen Massivteiles Auffassungen vertreten, die sich vielfach mit den hier geäusserten Ansichten decken.

Eine erste übersichtliche geologisch-petrographische Gliederung hat der kristalline Teil des mittleren und westlichen Aarmassives durch A. BALTZER erfahren. Er hielt schon im Jahre 1888 im betreffenden Gebiete der Berner-Alpen folgende fünf Gesteinszonen, die der Längsachse der langelliptischen Gebirgsmasse parallel laufen, auseinander:

1. Zone der nördlichen Gneisse;
2. Zone der serizitischen Phyllite und Gneisse;
3. Zone der Hornblendeschiefen;
4. Granit-Gneiss-Zone und
5. Zone der südlichen Gneisse.

Diese umfassende Zoneneinteilung konnte später (1893) von EDM. VON FELLENBERG auch für den westlichen Teil des

Aarmassives übernommen werden und A. HEIM hat sie ebenso seinen Untersuchungen des östlichen Massivteiles zu Grunde gelegt (1891). Die grosszügige Gliederung ergab sich aus den geologischen Uebersichtsaufnahmen, die wir den bewundernswerten touristischen und wissenschaftlichen Leistungen von BALTZER, FELLENBERG und HEIM verdanken. Zur allgemeinen geologischen Kennzeichnung des Gebirges wird sie stetsfort gute Dienste leisten, der eingehenderen petrographischen und auch der tektonischen Charakterisierung, wenigstens des mittleren und des westlichen Teiles des Aarmassives (über den östlichen Abschnitt möchte ich mir hier kein Urteil erlauben) kann dagegen die Baltzersche Zoneneinteilung nicht mehr genügen.

Bereits im Jahre 1905 hat O. FISCHER darauf hingewiesen (und A. BALTZER hat das selbst schon angedeutet), dass die Zone der serizitischen Phyllite und Gneisse und diejenige der Hornblendeschiefer vom petrographischen Standpunkt aus nicht als scharf getrennte eigentliche Zonen aufgefasst werden können, er hat beide in den Komplex «der Schieferzone am Nordrand des zentralen Granites» zusammengefasst. Fernerhin haben W. STAUB (1911) und R. LOTZE (1914) gezeigt, von wie ausserordentlich wechselnder Zusammensetzung die sogenannten nördlichen Gneisse im östlichen und mittleren Aarmassiv sind. Wir können auch hier in petrographischem Sinne unmöglich von einer einheitlichen Zone sprechen.

Wenn sich nun trotz der vielseitigen und umfassenden Bearbeitung des mittleren und des westlichen Aarmassives und trotz dem reichen Tatsachenmaterial, das die ältern Aufnahmen in diesen Gebieten geliefert haben, dennoch bis heute keine klare Uebersicht über den petrographischen Bestand und hauptsächlich über die Beziehungen der einzelnen sogenannten Zonen zueinander ergeben hat, so mag der Hauptgrund dieser Tatsache darin zu suchen sein, dass bei den bisherigen Arbeiten die *genetischen Verhältnisse* der einzelnen Teile des Massives zu wenig berücksichtigt worden sind.

Ich habe es unternommen, mit einigen meiner Schüler<sup>1</sup> die

<sup>1</sup> In dem hier in Betracht fallenden kristallinen Teile unserer Alpen arbeiten zurzeit die Herren: W. FEHR, E. FISCHER Dr. H. MORGENTHALER, M. HUBER, H. HUTTENLOCHER und E. WÜRGLER.

Für treue Begleitschaft auf den Exkursionen möchte ich an dieser Stelle meinem Freunde Dr. TRUNINGER herzlich danken, und ganz besonders fühle ich mich zu Dank verpflichtet Herrn Sekundarlehrer RUD. WYSS in Bern, der mit grosser Uneigennützigkeit und mit weitgehendem Interesse für meine Wissenschaft die Führung auf den zum Teil recht beschwerlichen Hochgebirgsexkursionen dieses Sommers übernommen hatte.

Bildungsmöglichkeiten und die Entstehungsgeschichte der Gesteine des Aarmassives näher zu untersuchen. Wenn diese Arbeiten gegenwärtig auch ihrem Abschluss noch ferne stehen, so glaube ich, dass doch jetzt schon die vorläufigen Resultate eigener Untersuchung und der Mitarbeit meiner Schüler einige Gesichtspunkte bieten können, die von allgemeinem Interesse und von Wichtigkeit für die weitere petrographisch-tektonische Bearbeitung des in Frage stehenden Alpengebietes sind.

Ein wegleitender Gedanke für die neuen Arbeiten scheint mir in der Auffassung gewonnen worden zu sein, dass der petrographische Charakter der Gesteine des mittleren und westlichen Aarmassives vollständig im Beeinflussungsbereich und in der genetischen Abhängigkeit von drei grossen Graniteruptionszentren liegt, die sich liniensförmig, einander zum Teil ablösend, in der Längsachse des Massives ausdehnen. Der Gesteinsbestand des Gebirges setzt sich in erster Linie aus diesen Granitmassen selber, anderseits aber auch aus ihren mächtig entwickelten Kontakt- und Injektionshüllen zusammen, die in mehr oder weniger regelmässiger Ausbildung und Ausdehnung die Eruptivkerne begleiten.

Aber noch ein zweites wichtiges Moment hat in der Entstehungsgeschichte der aarmassivischen Gesteine eine entscheidende Rolle gespielt: Durch tektonische Einwirkungen wurden im Primärbestand und im ursprünglichen Verband der Gesteine nachträglich tiefgreifende Veränderung hervorgerbracht.

Die angedeutete Betrachtungsweise ergibt nun für das mittlere und westliche Aarmassiv nachstehend skizziertes petrographisch-tektonisches Uebersichtsbild. Von N nach S im Querschnitt des Massives fortschreitend treffen wir folgende drei grossen Graniteruptionszentren:

1. *Eruptionszentrum des Innertkirchner-Granites.* — Diese Eruptivmasse beginnt mit geringer Breitenentwicklung östlich des Wendenjoches, verbreitert sich gegen W und geht im obersten Teile des Lauterbrunnentales, d. h. unter dem Tschingel- und Kanderfirn in den Gasterengranit über. Der Innertkirchner-Granit muss nur als eine besondere Strukturvarietät des normaler ausgebildeten Gasternganites bezeichnet werden. Beide stammen wohl aus ein und demselben Magmaherd, die Entstehung des Gasterengranites scheint aber einer etwas späteren Phase der Eruption zu entsprechen. Als weitere westliche Fortsetzung des Gastern-«Lakkolithen» möchte ich die granitischen Gesteine des Aiguilles-Rouges-

Massives bezeichnen. In diesen haben wir wahrscheinlich die letzten Ergüsse derselben Eruptionszone vor uns.

Der Innertkirchner-Granit stellt in seinem Haupttypus einen ausgesprochenen Orthogneiss dar. Wo er weniger körnig, mehr schlierig-schiefrig beschaffen ist, lässt sich das zurückführen auf intensive endogene Resorptionsvorgänge und auf Druckeinwirkungen. Eine eigentliche Kontakthülle dieses nördlichsten Granit-Ergusses ist aber nicht mehr erhalten geblieben, dass sie aber einst vorhanden war, das zeigen die weit verbreiteten Scholleneinschlüsse, die besonders in den randlichen Partien der Granitmasse in grosser petrographischer Mannigfaltigkeit auftreten. Ich habe dieselben bei früheren Gelegenheiten eingehender beschrieben.

Gegenüber dem südlich folgenden zweiten Eruptionsbereich ist dieser nördliche Granitzug prägnant abgegrenzt durch die sogenannten «Kalkkeile» und durch die diese verbindende Linie serizitischer Gneisse (Untersuchungen von M. HUBER und Dr. H. MORGENTHALER. Vergleiche auch Blatt XIII der geologischen Dufourkarte.).

2. *Eruptionszentrum des Erstfeldergneisses.* — Diese zweite granitische Teilineartrusion des Aarmassives schliesst sich mit ihrer Kontakthülle südlich an die eben gekennzeichnete Abgrenzungslinie der «Kalkkeile» an. Sie hat im Reuss-tal, in der Umgebung von Erstfeld, ihre mächtigste, oberflächliche Querausdehnung. Nach W nimmt ihre Breite allmählig und ziemlich gleichmässig ab und in den Gipelpartien des Jungfrau-Breithorngrates läuft die «Zone» wahrscheinlich aus.

Dass dies- und jenseits der Linie der Kalkkeile ein anderer «Gneiss» liegt, das deutet auch schon die orographische Ausgestaltung der Bergformen des einen und des andern dieser beiden Granitbereiche an: Im Erstfeldermassiv treffen wir viel steilere und zackigere Gräte und Gipfel, wie im Gebiete der Innertkirchner-Granitzone. Auf diese Tatsache hat zuerst der ausgezeichnete Berggänger Dr. H. MORGENTHALER aufmerksam gemacht.

Die «Kalkkeile» selbst stellen die bei der Alpensaltung zwischen die beiden granitischen Teilmassive eingeklemmte Sedimentbedeckung derselben dar. Starke dynamische Gesteinsveränderungen der Kalke (Knetstrukturen, Zerreissungen und Schuppenbildung) und entsprechende intensivste Serizitisierung, Mylonitisierung und Zerruschelung der kristallinen Gesteine beweisen die ausserordentlichen mechanischen Effekte, die in diesen Grenzregionen des Gebirges aus-

gelöst worden sind. Ueberall im ganzen Massive sind die dynamischen Beeinflussungen der Gesteine da am ausgesprochensten, wo zwei heterogene Gebirgsteile zusammenge schweisst erscheinen.

Nach den noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen von M. HUBER ist die Erstfeldergneisszone selbst wieder aus drei, resp. zwei genetisch verschiedenen Komplexen zusammengesetzt: Sie besteht aus einem zentralen Zuge von Orthogneiss, der sowohl auf seiner N-Seite, wie auf der S-Seite je von einer zugehörigen kontakt- und injektionsmetamorphen Parazone begleitet wird. Infolge mechanischer Einwirkungen und allmählicher Uebergänge in den Kontakt-Gebieten erscheinen zwar die Abgrenzungen dieser drei Zonen gegen einander oft verwischt, anderseits aber werden sie nach den Feststellungen von M. HUBER, von Dr. MORGENTHALER an manchen Stellen scharf markiert durch Einlagerungen von Karbonschiefern, die an den höheren Hängen und Gräten zu konstatieren sind, sich in den tiefen Taleinschnitten dagegen selten nachweisen lassen. Die mühsame und touristisch oft recht beschwerliche kontinuierliche Verfolgung dieser Karbonzüge des Aarmassives steht zum Teil noch aus, besonders konnten bis jetzt für das Vorhandensein des Karbons an der S-Grenze der Erstfelderorthozone erst wenige Anhaltspunkte gewonnen werden. Weitere Begehungen werden aber das Beobachtungsmaterial sicher vervollständigen. Die beiden Parazonen bestehen nach den bisherigen Untersuchungen hauptsächlich aus Psammit- und Conglomeratgneissen und injizierten Schiefern. In einzelnen Druckzonen können an diesen metamorphen Gesteinen alle Stadien von Pressungserscheinungen festgestellt werden, besonders sind eingelagerte Quarzporphyr- und Aplit-Intrusionen meist in feinschiefrige Serizitschiefer übergegangen.

3. *Eruptionszentrum des Protogins.* — Der mächtigste Graniterguss des Aarmassives ist derjenige des Protogins. Seiner Längsausdehnung nach erstreckt er sich vom E- bis zum W-Ende der 110 km. langen Gebirgsmasse. An seinen beiden Seitenflügeln spitzt er sich linsenförmig aus, indem der Granitrücken hier sehr rasch in die Tiefe untertaucht. Die grösste Breitenentwicklung erreicht der Protoginerguss im mittleren Aarmassiv. Im Grimselprofil beginnt er, seine Kontakt- und Injektionshülle mitgerechnet, etwa 1 bis 1,5 km. unterhalb Guttannen und reicht bis an den S-Rand des ganzen Massives (auch die südliche Gneisszone scheint nach vorläufiger Feststellung noch in die Beeinflussungssphäre des

Protogins zu fallen. W. FEHR hat damit begonnen, diese südlichen Kontaktverhältnisse im mittleren und H. HUTTENLOCHER im westlichen Aarmassiv genauer zu untersuchen.)

Für die nördliche Abgrenzung des Protoginbereiches gegen die Erstfelderzone scheint sich jetzt im Grimseldurchschnitt eine präzise Trennungslinie zu ergeben, nachdem in den letzten Wochen eine Triaseinlagerung in die kristallinen Gesteine aufgefunden werden konnte, die sich vom Haslital über den Furtwangpass ins Triftgebiet hinüberzieht. Nach einstweiliger Feststellung besteht diese sedimentäre Zone hauptsächlich aus Dolomit, Rauhwacke und Quarziten. An der Passlücke (2558 m.) erscheint der Triaszug stark zusammengepresst, weist aber doch hier noch eine Mächtigkeit von mindestens 20 m. auf. (Nähere Untersuchungen werden vorbehalten, da Schneebedeckung eine nochmalige Begehung des Gebietes in diesem Jahre nicht mehr erlaubte.) Diese sedimentäre Zone möchte ich als Grenze zwischen den Eruptionsbereichen des Erstfeldergneisses und des Protogins ansehen. In östlicher und westlicher Richtung vom Haslital aus ist die Grenzlinie weiter zu verfolgen.

Der mächtige Granitguss des Protogins entstammt zweifellos, obwohl in seinem petrographischen Bestande nicht einheitlich, doch einem einzigen Herde. Er setzt sich aus mehreren Teilinearusionen zusammen, deren Zustandekommen durch ein mehrmaliges Neuaufreissen, oder durch wiederholte Verbreiterung der Eruptionsspalte leicht erklärt werden kann. Die Teilergüsse, die sehr wechselnde Mächtigkeit besitzen, heben sich voneinander ab durch eine körnig ausgebildete Mitte und durch ihre porphyrischen oder fluidalen Randzonen. Ausserdem sind die granitischen Massen vielerorts von lamprophyrischen und aplitischen Gängen durchsetzt, wobei die letztern sich gewöhnlich als die jüngern magmatischen Nachschübe dokumentieren. Randliche Differentiationserscheinungen der Protoginintrusion kommen in weitem Umfange vor.

Im Grimsel- und Triftgebiet wird die Nordgrenze des Protogins begleitet von einem mehr oder weniger selbständigen sauren Randergusse (z. T. lässt sich ein allmählicher Uebergang desselben zum normal ausgebildeten Granit feststellen). Diesem aplitischen Randgranit entspricht im Haslital das Gestein der Mittagsfluh, die als scharf ausgebildeter Erker weit ins Aaretal vorragt. In westlicher Richtung hat dieser saure Mittagsfluhgranit seine Fortsetzung im Ritzlihorngrat (südlich des Gipfels) und gegen E tritt ein entsprechender

saurer Granit oder auch eine quarzporphyrische Gangfacies desselben wieder in den vom Triftgletscher glatt gehobelten Felsen am oberen Gletscherabsturze zu Tage..

An seinem Nordrande ist der Protagon (resp. seine saure Randfacies) begleitet von einer mächtig entwickelten Kontakt- und Injektionshülle. Dieser möchte ich im Grimselprofil nach den bisherigen Beobachtungen zurechnen die sogenannte Hornblendeschieferzone der früheren Autoren, sowie denjenigen Teil der Zone der serizitischen Phyllite und Gneisse, der südlich des Furtwangpasses liegt.

Die Hornblendeschiefer und Amphibolite stellen zwar keine eigentliche Zone dar (bei früheren Aufnahmen sind sie vielfach zu ausgedehnt kartiert worden, vielleicht aus dem einen Grunde, weil in schwer zugänglichem Gebiete die dunkelrot verwitternden sauren Granite, Aplit, Pegmatitquarzite und erzreichen Glimmerhornfelse mit den bisweilen ebenfalls rot anwitternden Amphiboliten und Hornblendeschiefern identifiziert worden sind).

Die Hornblendeschiefer und Amphibolite treten meist nur in einzelnen grossen und kleinen Linsen auf, oder sie bilden schollenartige Einschlüsse in den Glimmerhornfelsen und injizierten Schiefern, hie und da ruhen sie in Form von kappenartigen Bedeckungen als oberste Bergspitzen dem Granite auf. Fast überall sind sie stark von aplitischen und pegmatitischen Injektionen durchsetzt.

Genetisch fasse ich diese Hornblendefelse, Hornblendeschiefer und Amphibolite auf als kontaktmetamorph veränderte basische Eruptivgesteine. Durch weitere pneumatolytische und hydrothermale Umwandlung gehen aus ihnen Giltsteine, Talkschiefer und seltener Asbest-Einlagerungen hervor (Scholauiberg, Nestgletscher).

Für den nördlichen Kontaktbereich des Protogins ist im Grimselgebiet petrographisch noch besonders bemerkenswert das Auftreten von Glimmerhornfelsen. Der auffallende Erzreichtum dieser letztern (vollständige Imprägnation mit Magnetkies und Eisenglanz), sowie die bisweilige Durchsetzung mit Turmalinschlieren deuten auf ein starkes Vorherrschen pneumatolitischer Tätigkeit bei der Kontaktmetamorphose hin. Aus einem hohen Gasreichtum des Magmas erklären sich auch die häufigen Intrusionen grob- und grosskristalliner Pegmatite, die in die Gesteine der Kontaktserie hinausstrahlen, und die leichte Beweglichkeit des empordringenden Schmelzflusses wird auch illustriert durch die bis ins feinste Detail injizierten Schiefer, die oft die schönsten Injektionsfältelungen aufweisen.

Am Protoginkontakt des mittlern und westlichen Aarmassives sind die Pegmatite und die pegmatitisch imprägnierten Schiefer charakterisiert durch das Auftreten eines blau-grau bis grau-schwarz pigmentierten Mikroperthits. Die meist gut ausgebildeten Kristalle desselben können geradezu als Leitmineral der Protoginpegmatite gelten. In den Eruptionsbereichen des Innertkirchner- und Erstfeldergranites konnten diese dunklen Feldspäte bis jetzt nirgends festgestellt werden. (Dagegen habe ich solche beobachtet im Aiguilles-Rougesmassiv; seltener scheinen sie in den Pegmatiten des Gasterengranites vorhanden zu sein.)

Wenn es für mich nun auch keinem Zweifel unterliegt, dass die kontaktmetamorphen Einwirkungen und die aplithischen und pegmatitischen Injektionen der Schieferhülle vom Protogin ausgehen, so muss anderseits doch hervorgehoben werden, dass ich bis jetzt nirgends im ganzen mittlern und westlichen Aarmassiv eine Stelle gefunden hätte, an der man einen Aplit- oder Pegmatitgang vom Granit direkt in die injizierten Schiefer überreten sehen könnte<sup>1</sup>. Diese Tatsache könnte im ersten Augenblick geeignet erscheinen, die primäre Zusammengehörigkeit von Eruptivkern und Schieferhülle in Frage zu stellen. Bei näherem Zusehen löst sich aber der scheinbare Widerspruch ohne weiteres:

Die Lagerungsverhältnisse in der Kontaktzone sind nicht die ursprünglichen geblieben, starke tektonische Einwirkungen haben dieselben verändert. Auch innerhalb des autochthonen Aarmassives vermochten die Spannungen intensivsten Gebirgsdruckes ihren Ausgleich nicht in der Zusammenpressung der Gesteine allein zu finden, sondern sie haben sich auch ausgelöst in mehr oder weniger weit ausholenden Ueberschiebungen und Schuppenbildungen. Dass diese mechanischen Vorgänge in erster Linie an denjenigen Stellen einsetzen, wo die einzelnen Komplexe des Gesamtmassives zusammengepresst sind, oder wo innerhalb derselben bedeutende Gesteinswechsel und mit ihnen häufige Diskontinuitätsflächen sich vorfinden, ist leicht zu verstehen. Letzteres ist vor allen Dingen in den Kontaktgebieten, im besondern am Uebergang der Schieferhülle in den Granitkern der Fall. So dürfen wir uns nicht wundern, dass die Injektionsgänge heute vom Eruptivkörper losgerissen und verschoben erscheinen.

<sup>1</sup> Laut Mitteilung von Herrn HUTTENLOCHER ist es ihm gelungen, im Bietschhorngebiet (Klein-Nesthorn) diesen Zusammenhang bis etwa auf ein Meter Distanz zu konstatieren.

Der ursprüngliche Zusammenhang des Primärkontakte wird verwischt, an den Kontaktgesteinen selber aber lassen sich die Pressungs- und Schiebungsscheinungen in jedem Ausmass der Serizitisierung, Mylonitisierung und Zerruschelung von Eruptiv- und Kontaktgestein verfolgen.

Eine klassische Beobachtungsstelle für derartige sekundäre Veränderungen eines typischen Injektionskontaktees bietet das Triftgebiet, im besondern die rundgebuckelten Felsen am oberen Absturz des Triftgletschers dar. Hier liegt ein petrographisches Studienobjekt von seltener Reichhaltigkeit vor. Seine detaillierte Bearbeitung ist bereits an die Hand genommen worden.

In dieser Uebersicht über die Kontaktverhältnisse auf der Nordseite des Protogins und in dem hier gegebenen Zusammenhang mag es zur Bekräftigung der geäusserten Ansichten dienlich sein, kurz zu erwähnen, dass am Triftgletscher dunkle Karbonschiefer und Karbonkonglomerate in intensiver Weise von Quarzporphyr- und Aplitgängen intrudiert sind. Intrusivgestein und Sediment durchflechten sich in den verworrensten Injektionsfältelungen und Schollenkontakten. Diese typische Injektionszone hat aber durch sekundäre, mechanische Einflüsse in einzelnen Teilen eine vollkommene dynamische Umarbeitung erfahren. Die schwarzen Schiefer und Konglomerate zeigen die extremsten Pressungserscheinungen, die Aplite und im besondern die Quarzporphyre sind zu vollkommen ausgewalzten Myloniten geworden und auf einzelnen Zonen erscheinen Sediment- und Eruptivgestein im wahren Sinne des Wortes durcheinander geknetet.

Aehnliche Kontaktverhältnisse wie sie auf der Nordseite der Protoginzone existieren, sind auch auf der Südseite derselben gegeben: Randliche Differentiationen, die in der Ausbildung einer aplitisch quarzporphyrischen Randfacies des Granites sich ausprägen, scheinen hier noch ausgedehnter vorhanden zu sein, als wie auf der Nordseite des Protogins. An diese saure randliche Spaltung des Magmas schloss sich auch hier bei der Eruption eine wirksame Kontakt- und Injektionstätigkeit an, das zeigt die grosse Mannigfaltigkeit der Hornblendefelse und Amphibolite, der injizierten Glimmerschiefer und Glimmerhornfelse, die in weiter Verbreitung der Protogingrenze folgen. Diese injizierten Gesteine lassen oft zwei bis drei verschiedene, zeitlich aufeinanderfolgende Injektionsphasen auseinanderhalten.

Wie auf der Nordseite, so haben auch südlich des Protoginergusses tektonische Störungen den primären Kontakt

stark verändert. Es scheint sogar, dass die südliche Schieferhülle über dem Granitkern noch in weiterem Ausmass verschoben worden ist, als wie sich das am Nordkontakt nachweisen lässt. Den Arbeiten von H. HUTTENLOCHER und W. FEHR bleibt es vorbehalten, diese südlichen Kontaktverhältnisse genauer zu untersuchen.

Dem Bereich der nördlichen Protoginkontaktzone gehört ein Mineralfund an, der im Herbst 1918 an der Kammegg (2150 m) bei Guttannen gemacht worden ist. Durch das grosse Entgegenkommen der schweizerischen Eternitwerke in Niederurnen ist die ganze, wohl einen Zentner wiegende Ausbeute der neuen Sprengungen in den Besitz des Mineralogisch-geologischen Institutes der Universität Bern übergegangen.

Die längst berühmte Mineralfundstelle bei Guttannen findet sich in den injizierten Schiefern und Glimmerhornfelsen der Protoginkontaktzone, welche Schollen von Hornblendeschiefern und Hornblendefelsen eingeschlossen enthalten. Als bemerkenswerteste Stücke des Fundes mögen hier nur dem Namen nach erwähnt werden: Grosse Scheelite (ein Kristall = 259 gr, ein anderer = 196 gr) von seltenem Glanze und mit prachtvollen natürlichen Aetz- oder Wachstumsfiguren (pyramidal-hemiëdrische Klasse des quadratischen Systemes). Grosse Epidote von bräunlich-grüner Farbe, ebenfalls mit ausgezeichnetem Glanze und von ungewöhnlicher Grösse (ein Kristall 20 cm lang und 5 bis 6 cm dick) mit einseitig ausgebildeten Endflächen. Eine grosse Zahl von glasklaren Bergkristalleigen und von milchigen Adularen; die beiden letztern Mineralarten sind in einer filzigen Asbestmasse auskristallisiert, sie zeigen daher z. T. kristallographisch höchst interessante Wachstumserscheinungen (Wachstumsfiguren, skelettartige Ausbildungen, Rahmenkristalle, Aggregationsformen). Pseudomorphosen von Eisenglanz nach eigenartigen Chloritaggregaten werden von den Strahlern als « Eisenblasen » bezeichnet. Sie sind für die Mineralvergesellschaftung unserer Fundstelle ebenfalls charakteristisch. Es ist hier nicht der Ort, all die wertvollen Stücke des Fundes aufzuzählen, die ein hohes mineralogisches und kristallographisches Interesse darbieten (an der Sitzung in Lugano konnten auch nur einige der wichtigsten demonstriert werden). Eine ausführlichere Beschreibung soll an anderer Stelle folgen. Hier wurde der Kristallfund nur deshalb erwähnt, weil er zu dem skizzenhaften Uebersichtsbilde gehört, das hier

über die Ergebnisse der neuern petrographisch-mineralogischen Untersuchungen im mittlern und westlichen Aarmassiv gegeben werden sollte.

Diese kurzen, vorläufigen Mitteilungen wollen den Arbeiten meiner Schüler nicht vorgreifen, sie sollen nur die Leitlinien markieren, nach denen gegenwärtig vom Mineralogisch-geologischen Institute der Universität Bern aus im kristallinen Teile des Aarmassives gearbeitet wird.

#### 10. -- RUDOLF STAUB (Fex): **Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein.**

Die Fortsetzung meiner Aufnahmen im Gebiete des Blattes XX der geologischen Karte der Schweiz, dessen Revision mir die schweizerische geologische Kommission übergeben hat, führte mich letzten Sommer auch in die Gebirge zwischen Oberhalbstein und Avers. Diese mächtigste Gebirgsgruppe Mittelbündens, sie trägt im *Piz Platta* mit 3398 m die höchste Erhebung zwischen Adula und Silvretta, Bernina und Tödikette, gliedert sich tektonisch in nicht weniger als acht verschiedene Zonen. Von oben nach unten können wir auf dem Profil Bivio-Innerferrera folgende Elemente unterscheiden :

1. die Klippen der Scalottakette ;
2. die Zone der Bündnerschiefer und Radiolarite der Fallerfurka ;
3. die Ophiolithe des Piz Platta ;
4. die Flyschmassen des Piz Forbisch-Arblatsch ;
5. die Schamserdecken ;
6. die Schuppen des Plattenhorns ;
7. die mesozoische Hülle der Surettadecke ;
8. die altkristallinen Schiefer der Surettadecke.

Die Klippen der Scalottakette gehören zur Errdecke, sie sind ostalpin. Alles übrige ist penninisch. Die Zone der Radiolarite, Ophiolithe, Flyschmassen, Schamserdecken und die Schuppen des Plattenhorns sind verschiedene Glieder der obersten penninischen, der Margna-Dentblanchedecke, darunter folgt in der Suretta die mittlere der grossen penninischen Decken, die Monterosadecke.

Die Unterlage des ganzen Gebirgsstockes besteht also aus den Gneissen, Glimmerschiefern, Rofnaporphyrn und Quarziten des *Surettamassivs*. Dieselben bilden in unserem Gebiete nur den untersten Fuss der Gehänge des Munt Cucalnair ob Campsut. Darüber folgt bis unter den Westgipfel des Plattenhorns in grosser Mächtigkeit und enormer Kom-

plikation das *Mesozoikum* der Surettadecke. Sein Bestand ist in grossen Zügen bereits bekannt: Quarzite, Kalke, Marmore und Dolomite der Trias, Bündnerschiefer des Jura. Dazu kommen noch: schwarze Kalke und Schiefer des *Rhät*, z. B. am Cucalnair, ebendaselbst grobe Kalk- und Dolomitbreccien des Lias von der Art der *Brèche du télégraphe*, und endlich in grösseren Massen Grünschiefer, *Prasinite*. Der Bau dieser Zone ist beherrscht durch flache, weit ausgreifende *südwärts* gerichtete Antiklinalen. Zu unterst greift das Surettakristallin fingerartig in die Trias hinein, weiter oben nur noch die Quarzite in Dolomite und Bündnerschiefer, und endlich zu oberst nur noch schmale Triaskeile in die Bündnerschiefer und Ophiolithe. Alle diese Keile endigen im Süden antiklinal im Bündnerschiefer, kein einziger erreicht die Höhe von Cresta im Avers. Gegen Norden hangen sie zusammen mit den komplizierten mesozoischen Keilen im Surettakristallin der Gegend von Starlera, Piz Grisch, Innerferrera. *Die Surettadecke ist hier also in intensive flache rückwärtsschauende Falten gelegt.* Auf deren Ursprung und Bedeutung werde ich später noch zurückkommen.

Ueber dieser mächtigen mesozoischen Zone liegt am *Plattenhorn* als Unterstes der *Schamserdecken* eine wilde *Schuppenregion* von Kristallin, Triaskalken, Marmoren, Dolomiten und Rauhwacken in mehreren, meist drei Paketen übereinander, zu denen sich östlich des Gipfels auch noch 4 bis 5 Pakete von Trias und Bündnerschiefer gesellen. Das Kristallin der unteren Schuppen zeigt keinen besonderen Habitus, es besteht aus grünen Glimmergneissen, grünen Myloniten und Glimmerschiefern, wie sie sowohl in der Suretta- wie auch in der Margna-, oder gar in der Errdecke vorkommen. Der Hauptgipfel des Plattenhorns dagegen besteht aus einem groben Augengneiss, der in manchen Varietäten wohl dem Rofnaporphyr stark gleicht, besonders auffallend sind darin die grossen Quarze, im übrigen aber auch mit manchen Varietäten der Maloja-Augengneisse grosse Aehnlichkeit zeigt. Diese kristallinen Schuppen keilen sowohl nach Süden wie nach Norden rasch aus, so dass kein Zusammenhang mit irgend einer andern kristallinen Masse besteht. Sie erklären sich am besten als Schubfetzen unter der nun darüber folgenden Weissbergserie.

Die *Weissbergserie* bildet wohl die mächtigste Schamserdecke. Eine höchst verwickelte Tektonik, gepaart mit einer durchgreifenden Metamorphose ihrer Sedimente, gestalten die Lösung der stratigraphischen Probleme dieser Zone zu

einer äusserst schwierigen. Nicht nur ist die ganze Serie mehrfach in sich geschuppt, und diese Schuppen in komplizierte normal *E W* streichende Falten gelegt, sondern dieses ganze Falten- und Schuppengebäude ist in sich noch *quer* gefaltet, in einer Intensität und mit einer Gewalt, wie sie mir vorerst ganz unmöglich schien. Immerhin lassen sich trotz dieser Komplikation drei Horizonte sicher scheiden:

1. Die *Trias*, bestehend aus Rauhwacken, Dolomiten, Marmoren, auch spärlichen Tonschiefern;

2. das *Rhät*, als schwarze und graue, bisweilen rötliche Kalkschiefer;

3. der *Lias*, in Form von prachtvollen *Liasbreccien*. Dieselben gleichen oft völlig denen des Dolia, meist aber sind sie durch und durch marmorisiert, sodass reine *Marmorbreccien* entstehen. In einer solchen konnte ich trotzdem noch wohl erhaltene Belemniten finden. Diese Marmorbreccien gehen an vielen Orten in dichte weisse und bunte *Marmore* über, sodass ein Teil der Averser Marmore also auch jurassisches Alter besitzen muss. Wie weit dieselben daneben noch der Trias zuzurechnen sind, ist vorderhand nicht zu entscheiden. Die jüngsten Schichten der Weissbergserie bilden «*Bündnerschiefer*» mit spärlichen *Ophiolithen*, Grünschiefern und Serpentinen.

Die Hauptmasse des Weissberges besteht aus Dolomiten, Marmoren und Liasbreccien; die schwarzen Schiefer des Rhät treten nur am Nordgipfel des Berges in allerdings höchst verwickelten Falten in die Tektonik desselben ein. Im Thäli südlich des Weissberges lassen sich die einzelnen Schuppen, am Weissberg selber deren grosse Falten am besten studieren. Oestlich des Weissberges folgen die oberen Schamserdecken in Form von 2 bis 3 Schuppen von Rauhwacken in den Bündnerschiefern, darüber endlich der sogenannte *Flysch der Forbischgruppe*.

Am Piz Platta bildet dieser Flysch den sogenannten oberen Bündnerschieferzug. Er besteht in der Hauptsache aus andern Gesteinen als die tiefen Bündnerschieferzonen des Avers, auch aus andern als die mesozoischen Bündnerschiefergebiete der Margnadecke im Engadin und Oberhalbstein. Braune Quarzite, braune und gelbe Arkosen, Sandsteine mit viel Glimmer, grüne und graue Tonschiefer, Breccien, z. T. auch Konglomerate von ganz anderem Aussehen als die des Dolin oder des Weissberges, bilden zusammen mit mürben schwarzen Schiefern ein vorderhand unentwirrbares Ganzes. An den Westhängen des Piz Platta fand ich braune, plattige, glim-

merreiche Sandsteine, wie ich sie im normalen Hangenden der Radiolarite des Piz Scalotta kenne. Diese Sandsteine müssen daher jünger als Malm und untere Kreide sein. Nach Norden verfolgt man diese Schiefer ohne Unterbruch in Piz Forbisch und Arblatsch hinein, bei Rofna und Tinzen queren sie das Tal der Julia und bauen die untersten Gehänge der Bergünerstöcke ob Savognin auf. Auch dort die gleiche lithologische Serie wie unter dem Piz Platta, die gleichen braunen Sandsteine und Arkosen, Tonschiefer und Sandkalke, Brec-  
cien und Konglomerate. Weiter talaus setzen diese Schiefer fort in den Flysch von Tiefenkastel und Lenz, und dieser seinerseits in den Prättigauflysch. TRÜMPY hat seinerzeit den Ruchbergsandstein als besten Leithorizont des Prättigau-  
flysches bis über Lenz hinaus verfolgt; die Exkursion, die ARBENZ diesen Sommer durch Mittelbünden führte, fand denselben noch in den Schiefern von Savognin. Damit ist auch die Flyschnatur der Arblatsch-Forbisch-Schiefer vollauf bestätigt, und der obere Bündnerschieferzug unter dem Piz Platta ist, wie schon ZYNDEL annahm, tatsächlich die Fort-  
setzung des Prättigauflysches.

Aber der Argumente sind noch mehr. Im Albatal sehen wir das Liegende des Flysches in Form der bekannten charakteristischen *Breccie von Tiefenkastel*. Deren Alter ist zwar noch unsicher, sie kann liasisch, jurassisches überhaupt, sie kann aber auch jünger, tertiär sein<sup>1</sup>. Auf alle Fälle aber liegt sie zwischen dem Flysch und dem Gips von Tiefenkastel, zwischen Trias und Eozän. *Diese gleiche typische Breccie von Tiefenkastel mitsamt dem Gips nun findet sich auch noch am Nordende der Plattagruppe*, in Val Gronda an der Thälifurka und am Starlerapass, auch wiederum zwischen Flysch und Trias eingekleilt; der Flysch der Plattagruppe entspricht also auch in der Lagerung völlig dem von Tiefenkastel. Die beiden Vorkommnisse der Tiefenkasteler-  
breccie liegen allerdings noch weit auseinander, aber die Trias in ihrem Liegenden stellt, wenn auch vielfach in Linsen zerrissen, die Verbindung sicher her. Es ist der Gips- und Dolomitzug, der aus der Val Gronda über Piz Mezz, Tinzen, Malmiguer und die Gegend von Präsanze durch den Westhang der Curverkette nach Tiefenkastel zieht.

<sup>1</sup> Nach meinem Erachten liegt hier das Basisconglomerat der Flyschtransgression vor, und die Breccie von Tiefenkastel wäre danach nichts anderes als die Basisbreccien der Niesenzone. Auch Argand glaubt an ein tertiäres Alter der Tiefenkasteler-Breccie; er vergleicht sie am ehesten mit dem basalen Flyschkonglomerat der Aiguilles d'Arves.

In der Gegend von Juf ist die Flyschzone nur wenig mächtig ; nördlich des Piz Platta aber schwilkt sie zu gewaltigen Massen an, und in der Forbisch-Arblatschgruppe ist sie in höchst verwickelte Falten gelegt. Im Süden liegt der Flysch deutlich *flach* unter den Ophiolithen der Plattagruppe, im Norden hingegen sehen wir ihn nach oben um dieselben *herumbiegen*, und es entsteht der Eindruck, als bilde er die in sich noch gefaltete *Umhüllung einer gewaltigen mehrteiligen liegenden Ophiolithstirn*, und als sei dieser Flysch unter dem Piz Platta nur durch sekundäre *Einwicklung* in seine Lage unter den Ophiolithen gelangt. War diese Annahme richtig, so musste sich irgendwo im Hangenden der Ophiolithe, d. h. im Schieferkomplex unter dem Piz Scalotta, an der Basis der Errdecke, noch Flysch in normaler Lagerung finden. In der Tat fand ich direkt unter der Ueberschiebung der Errdecke am Piz Scalotta, zwischen den penninischen Radiolariten und den Mittelschenkelgesteinen der Errdecke die gleichen braunen Glimmersandsteine wieder, wie in den Flyschkomplexen unter dem Piz Platta. Die Einwicklung des Flysches unter die Ophiolithe ist somit eigentlich als solche schon bewiesen. Im Detail aber stellen sich wahrscheinlich grössere Komplikationen ein, in die nur die genaueste Untersuchung der Berge südöstlich von Tinzen und Rofna Klarheit bringen kann. Der Flysch von Tinzen müsste dann nach meiner Annahme nicht nur in den Flysch von Rofna *unter* die Ophiolithe, in die Arblatschgruppe hinein, fortsetzen, sondern er müsste auch *über* die Ophiolithe südlich Val d'Err zurückgreifen, wie er dies am Piz Scalotta ja eben auch tut, aber irgendwelche Beobachtungen über diese wichtige Region fehlen vorderhand noch und das Problem harrt noch der endgültigen Lösung.

Ueber dieser Flyschzone folgt in der Plattagruppe das gewaltigste Bauelement dieser Gebirge, die *Ophiolithe*. Von Juf bis über den Piz Platta hinaus liegen sie immer flach auf den Flyschmassen ; an dessen Nordfuss stellt sich die Grenze steil als Ansatz zur oben erwähnten Biegung, die die Einwicklung der Flyschzone unter die Ophiolithe markiert. Unter den Ophiolithen herrschen auch hier zunächst die Grünschiefer, die *Prasinit*, vor. *Diabase*, *Diabasporphyrite*, *Serpentin*, *Spilit*, *Gabbro*, stellen sich mehr gegen Osten in Linsen und Stöcken ein ; im Serpentin von Val Faller liegt der *Nephrit* von Mühlen ; den Gipfel des Piz Platta bildet ein prachtvoller feinkörniger Gabbro. Kontaktgesteine finden sich am Stallerberg, an der Forcellina, am

Piz Platta und in der Scalottakette, von derselben Art wie im Engadin. In den Ophiolithen liegen grössere und kleinere Massen von Bündnerschiefern mit Marmoren und Ophicalciten, so am Mazzerspitz, am Platta und in Val Bercla; an andern Orten liegen die Radiolarite des Malm direkt in den Ophiolithen drin, so in den nördlichen Vorbergen der Scalottakette und unmittelbar unter dem Gipfel des Piz Platta. Gegen oben geht diese Ophiolithzone ohne scharfe Grenze in die Schieferkomplexe der Fallerfurka, das oberste Teilelement der Margnadecke, über.

Dieser oberste *Schieferkomplex* besteht zum allergrössten Teil aus *Aptychenkalken*, Hyänenmarmor, der allmählich aus den gewöhnlichen Schistes lustrés hervorgeht, und *Radiolarit*. Der Aptychenkalk liegt hier immer primär unter dem Radiolarit und erreicht eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. Am Piz Scalotta ist er mit dem Radiolarit mehrmals verfaltet. Gegen oben entwickeln sich aus dem reinen Hornstein die bekannten « bunten Schiefer » ganz wie im Engadin. Südlich des Piz Scalotta, am *Piz Surparé* der alten Autoren, sehen wir dieselben allmählich übergehen in graue *Fleckenmergel* und *Fleckenkalke* und diese ihrerseits in weisse und gelbe *Foraminiferenschiefer*, die von *Couches Rouges* oft kaum zu unterscheiden sind. Ich zögere daher nicht, diese obersten Schichten am Piz Scalotta in die Kreide zu stellen, und zwar als Repräsentanten des Neokoms und der *Couches Rouges*. Es dürfte damit das erste Mal im östlichen penninischen Gebiete obere Kreide nachgewiesen sein. An wenigen Stellen nun folgt über diesen obersten Schichten in schmächtigen Linsen noch jener braune Glimmersandstein, wie ich ihn aus dem Flysch der Arblatschzone kenne, und von dem oben mehrfach die Rede war. *Kreide und Flysch bilden im Oberhalbstein die obersten Glieder des Penninikums*. Darüber folgt, weithin sichtbar, die scharfe ostalpine Ueberschiebungsfläche. Dieselbe zieht um den ganzen *Scalottastock* herum.

Damit wäre das Penninikum erledigt, und wir gehen über zu den *ostalpinen Klippen*. Dieselben bilden zwei grössere Lappen am Scalottakamm, von denen der grössere südliche wiederum durch ein tiefes Halbfenster in fast zwei Teile zerfällt. Die Gesteine dieser Klippen sind überall dieselben. Sie bilden eine in sich wiederum sekundär gefaltete und verschuppte *Deckfalte* mit einem ausgesprochenen *Deckenkern*, dem Anfang eines *Gewölbeschenkels* und ausgedehnten Resten eines *prachtvollen Mittelschenkels*. Der Kern der Klippen

besteht aus *Granitmyloniten* vom Typus jener des Piz Corvatsch, und Paragesteinen aus der Sippe der *Casannaschiefer*. Darüber folgen, z. T. auch als Schollen im Granitmylonit, schwarze, oft konglomeratische Schiefer des *Carbons*, darauf die Hauptmasse des *Verrucano* der Errdecke. Der selbe entspricht genau dem auf der Ostseite des Oberhalbsteins am Piz Brascheng: Nairporphyr in grösseren Massen, grüne Schiefer wie diejenigen von Vairana, und violette polymikte Tuffe und Konglomerate. Die Uebereinstimmung mit dem Piz Brascheng (Nair) ist eine völlige. Eine Trias des Gewölbeschenkels entsprechend derjenigen des Cornalv an der Julierstrasse fand ich bis jetzt nicht. Hingegen ist solche in der Regel im *Mittelschenkel* der Klippen vorhanden. Unter dem Kristallin des Kerns folgen gewöhnlich wiederum die *Verrucanogesteine*, dann Trias, Rhät und Lias. An manchen Stellen fehlt der Lias, an andern auch das Rhät, und die Dolomite der Trias liegen direkt auf Flysch oder Kreide oder Jura des Penninikums. Der Lias ist in Form von roten Liasbreccien und schwarzen Griffelschiefern entwickelt, das Rhät als dunkler Kalk und Mergel. Oft finden sich zwischen Verrucano und Dolomit des Mittelschenkels Reste von unterer Rauhwacke und weissem Buntsandsteinquarzit. Verrucano und Triasdolomit sind die beiden konstantesten Glieder des Mittelschenkels, sie fallen von ferne schon auf. Nördlich des Piz Scalotta dagegen fehlen auch sie für kurze Zeit, und das Altkristallin liegt direkt auf den penninischen Schiefern. Das Ganze, penninische Unterlage, Mittelschenkel, Deckenkern und Gewölbeschenkel sind oft harmonisch miteinander *verfaltet, und zwar streichen alle diese Falten normal, d. h.* E.W. Gegen Osten hebt sich die Scalottaklippe wieder in die Luft; der Hügel von Crapradonds ist rein penninisch. Erst jenseits der Julia treffen wir am Piz Brascheng die Gesteine des Scalotta wieder, und zwar als typische Bestandteile der Errdecke. *Durch die Funde von violettem Verrucano und Nairporphyr, sowie von Granitmyloniten und Carbon am Scalotta ist denn auch die Natur desselben als Klippe der eigentlichen Errdecke endgültig erwiesen.*

Damit haben wir in flüchtigen Zügen das Bild der Platta-gebirge gezeichnet. Es wäre aber unvollständig, wenn ich nicht noch mit allem Nachdruck auf einige Tatsachen aufmerksam machen würde. Ich meine die verschiedene *Richtung* und den verschiedenen *Sinn* der in dem Gebiete auftretenden Falten.

Wir können in der Platta-Gruppe dreierlei Faltentypen klar scheiden:

1. normale,  $\pm$  längsstreichende, nordwärts bewegte Falten;
2. normale,  $\pm$  längsstreichende, südwärts bewegte Falten;
3. Querfalten.

Die erste Art der Falten ist von grösster Bedeutung für zwei Gebiete unserer Gruppe, für Averser Weissberg und Piz Scalotta. Diese Falten zeigen, dass wir es hier mit einem primären Schube aus Süden oder Südsüdosten zu tun hatten, d. h. :

1. dass der *Averser Weissberg unmöglich von Norden aus der Surettadecke hergeleitet werden kann, sondern nur aus dem Süden, d. h. von der nächst südlicheren Stammdecke, der Margnadecke* ;

2. dass der *Piz Scalotta ein Teil ist einer von Süd nach Nord bewegten Decke*, und nicht, wie SPITZ einst ausführte, ein nach Westen schauender Stirnlappen eines von Osten bewegten rhätischen Bogens. In diesem Falle müssten die Falten der Scalottaklippe ja NS verlaufen, und das *gerade Gegenteil* ist der Fall. Mit diesen normalen längsstreichenden Falten am Piz Scalotta ist daher auch jener rhätische Bogen, der Albula-, Scalotta- und Selladecke zusammenfasste, endgültig widerlegt. Die Selladecke wurde nicht nach Süden, der Scalotta nicht nach Westen, die Albuladecke nicht nach Norden bogenförmig von einem hypothetischen Kraftzentrum aus vorgetrieben, sondern alle drei bilden Teile einer von Süden gekommenen, aus dem Süden hergefalteten Decke, der Errdecke. Dieser unterste rhätische Bogen ist durch die Falten am Piz Scalotta gründlich verdorben.

Die zweite Gruppe von Falten, die zwar normal streichen, aber mit ihren Stirnen *rückwärts*, d. h. nach Süden, schauen, ist für die Wertung der *Faltungsphasen* von erhöhter Wichtigkeit. Sie finden sich ausschliesslich im *Mantel der Surettadecke*. Diese *Rückfalten* und Rückschuppen lassen sich auf zwei Arten verstehen :

1. das Hangende hat sich über das Liegende in der Richtung von Norden nach Süden bewegt, d. h. in unserm Falle, die Schamserdecken wären von Nord nach Süd über die Suretta hinweggeschoben worden, oder

2. das Liegende hat sich unter der Last des ruhig darüber liegenden Hangenden nordwärts geschoben, und wurde durch den oben wirkenden Widerstand quasi rückwärts gekämmt, rückwärts geschuppt.

Der erstere Fall ist nach allem, was wir von den Schamserdecken wissen, unmöglich, es kann also nur die zweite Möglichkeit in Betracht gezogen werden. Wir müssen daher annehmen, die *Surettadecke habe sich später unter der Last*

der überliegenden Massen noch vorwärts bewegt, ein Resultat das in schöner Weise unsere frühere Auffassung von den Faltungsphasen der bündnerischen Decken ergänzt und erweitert.

Endlich die dritte Gruppe von Falten, die *Querfalten*.

In unerhörter Weise sehen wir am Weissberg die normalen Falten gewaltsam in der Streichrichtung verbogen, in liegende Falten gelegt, auf eine Art, die mir einfach mechanisch unmöglich schien. Und doch ist es so, jeder Besucher des Avers wird sich davon überzeugen. Aber wie ist diese so edem Prinzip des Wellbleches total widersprechende Verstauung zu erklären? Wie kann ein solcher Komplex, dazu nicht etwa plastische Bündnerschiefer, sondern Marmore, Dohmite und Breccien, sich so verknäueln? Auch diese Antwort gibt uns nur die moderne Auffassung der Deckentheorie und der einzelnen Phasen der Gebirgsbildung im alpinen Deckengebäude. Im Jura, im Säntis, in den Préalpes, ja selbst im Glarnerland, wäre solche Faltung unmöglich. Dort konnten sich die Falten frei oder doch fast frei entwickeln, die Last des Ueberliegenden war nicht zu gross. In solch *freier Faltung* wären unsere Querfalten mechanisch gar nicht möglich. Aber befinden wir uns hier im südlichen Bünden noch im Gebiete freier ungestörter Entwicklung von Falten? Hier war doch die Last des darüberliegenden Deckenkomplexes *enorm*, viele Kilometer Gestein lagen einst über den Gipfeln der Averser Berge. Die Zone des Averser Weissberges war schwer belastet, sie konnte in späteren Phasen der Faltung nirgends ausweichen, eine freie Faltung war daher hier gar nicht möglich. Kam nun das unterirdische weitere Vordringen der Surettadecke, wie es durch die Art der Rückfalten im Avers, durch die Einwicklungen im Schams und Rheinwald und die Parallele mit dem Monte Rosa dokumentiert ist, dazu, kurz gesagt, die letzte penninische Phase, kam dazu die Querstauung der penninischen Decken im Tessin und im westlichen Bünden, so mussten durch Interferenz Querfalten entstehen, die gegen Osten, d. h. vom noch Bewegten zum schon Stillestehenden, schauten. Unter der enormen Last mussten sogar schon bestehende normale Falten wohl oder übel noch quer gefaltet werden, da es für sie kein Ausweichen nach oben gab. Als Ausdruck solcher gewaltssamer innerer Stauchungen im späteren Gefolge des allgemeinen Südnordschubes und nur unter ungeheurer Belastung sind die Querfalten der Weissberggegend zu verstehen, sonst kaum. Die enorme mechanische Beanspruchung aber, die die

Weissberggesteine erleiden mussten, spiegelt sich getreu wieder in der im ganzen obern penninischen Gebiete einzig dastehenden Intensität ihrer Metamorphose, und diesen enormen tektonischen Phänomenen verdanken wir damit heute die blendende Pracht jener Marmorgipfel, deren leuchtende Mauern dem grünen Tale von Avers seinen einzigartigen Charakter verleihen.

#### 11. — RUDOLF STAUB (Fex): Zur Geologie des Sasselbo im Puschlav.

Der Sasselbo ist die trennende Sedimentmulde zwischen der Bernina-Languarddecke unten und der Campodecke oben. Sein Bau rief den verschiedensten Deutungen. Während TRÜMPY und ICH den Sasselbo als nach Süden geschlossene, gegen Osten axial fallende Mulde erkannten, glaubten SPITZ und DYHRENFURTH in demselben eine Quermulde, eine NS-streichende, gewöhnliche, wenig tiefe Mulde zwischen zwei kristallinen Massiven zu sehen<sup>1</sup>. TRÜMPY und ich nahmen einen Zusammenhang von Campo- und Languarddecke im Süden des Sasselbo, SPITZ und DYHRENFURTH einen solchen im Osten, unter der Sasselbomulde hindurch an. Wir liessen die Decken von Süden, SPITZ und DYHRENFURTH jedoch von Osten her kommen. Sowohl die eine wie die andere Partei beharrte auf ihrer Auffassung, sodass es dringend notwendig schien, den ganzen Gebirgsstock einmal genauestens zu untersuchen. Dies ist nun im letzten Sommer ziemlich vollständig geschehen, und ich kann gleich vorausschicken, dass diese neueste Detailuntersuchung die SPITZ'sche Auffassung der EW-Schübe völlig über den Haufen wirft.

Zunächst einige Bemerkungen zur *Stratigraphie des Sasselbo*.

Das kristalline Grundgebirge zu beiden Seiten der Sedimentmulde ist völlig von einander verschieden. Ueberaus reich ist der petrographische Gehalt des Campokristallins; er entspricht zum grössten Teil dem der Tonale-Ivreazone. Biotitgneisse, Biotitschiefer, Granatglimmerschiefer, Kinzigite mit Granat, Andalusit, Sillimanit und prachtvolle Amphibolite, beide Gesteinsgruppen denen von Bellinzona oft ähnlich, alte Muskovit- und Turmalinpegmatite, alte Marmore und Kalksilikatfelse bilden ein Hauptelement dieser kristallinen Serie. Daneben bauen biotitreiche, grobkörnige alte Granit-

<sup>1</sup> A. SPITZ und G. DYHRENFURTH, Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. *Verh. k. k. geol. Reichsanstalt*, Nr. 16, 1913.

gneisse mit ihrer Schieferhülle grosse Teile des Gebietes auf, und nördlich Valle di Campo gesellen sich dazu die granitodioritischen Massen des Corno di Campo. Bemerkenswert endlich sind basische Gänge von Diorit- und Diabasporphyriten, die wohl bei genauerer Untersuchung den benachbarten Suldeniten und Ortleriten im oberen Veltlin entsprechen werden. In der Wurzel der Decke findet sich bei Campocologno, direkt beim Dorfe, ein prachtvoller Gabbro vom Typus derer von Le Prese im oberen Veltlin, und wie dort in Verbindung mit Granat und Cordieritgesteinen.

Das *Kristallin der Languarddecke* ist demgegenüber geradezu erschreckend einförmig. Keine Kinzigite, keine Amphibolite, keine Marmore und Pegmatite, keine Diorite, keine Bioṭitaugengneisse, keine basischen Gänge, nur die einförmigen grauen, grünen, weissen, schwarzen Serizitschiefer und -Quarzite der Casannaserie mit den grünen Myloniten des Cavaglia-La Rösa-Granites. Ein grösserer Gegensatz liesse sich gar nicht denken. *Schon allein diese riesige Differenz in der Facies des kristallinen Grundgebirges spricht gegen eine direkte kurze Verbindung von Languard- und Campodecke östlich um den Sasselbo herum, und für eine Herleitung der oberen Decke aus dem weiter entfernten Süden.*

Die *Stratigraphie des Sasselbozuges* selbst konnten wir, zusammen mit meinem Freunde A. JEANNET, der mit uns vier Tage am Sasselbo herumstieg, gegenüber der bisherigen bedeutend erweitern. Schwarze und grüne Phyllite und Konglomerate stellen wir ins Carbon, z. T. ins untere Perm. Darüber folgt in beiden Schenkeln der Mulde der konglomeratische *Verrucano*, meist grün, selten rot, beinahe immer mit gut gerundeten Geröllen. Einer Mächtigkeit von über 100 m in der Languarddecke steht im sonst mächtigeren Mittelschenkel der Campodecke nur eine solche von wenigen Metern gegenüber.

Ueber dem Verrucano folgt die *Trias*. Wir können sie gliedern in *Buntsandstein* mit Quarziten, grünen Phylliten und Dolomitbänken, in plattige gelbliche *Anisienkalke* und -Dolomite und schwarzen *Ladiniendolomit*, in *Keuper* mit *Raiblerbreccien*, -schiefern und -rauhwacken, in *Hauptdolomit* und *Quartenschiefer*. Diese Gliederung ist vollständiger im Mittelschenkel der Campodecke, in den Gipfelwänden des Sasselbo selbst. An Fossilien fanden wir Diploporen und Crinoiden. *Rhät* ist im Gegensatz zu SPITZ und DYHRENFURTH typisch vorhanden<sup>1</sup>, z. T. in der gleichen Facies wie

<sup>1</sup> Es war schon Theobald bekannt.

am Piz Alv in der Berninadecke, in der Hauptsache in Form von Brachiopodenkalken, Lumachellen, Korallenkalken, Dolomitbreccien, Kalkschiefern. Auch hier fallen die Hauptvorkommen in den Mittelschenkel der Campodecke. Im normalen Schenkel der Languarddecke konnte ich bis auf unsichere graue Dolomitbreccien noch kein eigentliches Rhät nachweisen.

Sehr charakteristisch ist der *Lias*. Im N herrschen die *Allgäuschiefer* mit gröberen und feinen grauen Breccien, auch Crinoidenbreccien, weiter im S und im Mittelschenkel der Campodecke fast ausschliesslich die *rote und gelbe typische grobe Liasbreccie*. Rote Crinoidenkalke und -Dolomite vom *Steinsbergertypus* wechseln darin mit Schichten, die dem Ammonitico rosso fast völlig gleichen. In der Languarddecke sind die roten Liasbreccien nur spärlich vertreten, sie gehen dann meist direkt aus dem Triasdolomit hervor. An Fossilien fanden wir bis jetzt Belemniten und Pentacrinien in den Allgäuschiefern.

Früher reichte die stratigraphische Schichtreihe des Sassalbo bis in diese Allgäuschiefer hinein. Wir können sie nun noch etwas erweitern.

Ueber den belemnitenführenden Allgäuschiefern folgen zunächst noch *belemnitenfreie* Allgäuschiefer, dann hie und da, nicht überall, schwarze seidenglänzende Mergel und Schiefer, darauf endlich eine komplexe Serie von schwarzen, aber blendendweiss anwitternden *Dolomiten und Kalken*, und von *polygenen Breccien* mit kristallinen Komponenten. Die polygenen Breccien waren schon SPITZ und DYREN-FURTH bekannt, über deren Alter jedoch machten diese Autoren keine bestimmteren Angaben. Die schwarzen Kalke sind oft helvetischem Malmkalk überaus ähnlich. Der Gehalt der Breccie an kristallinen Komponenten wechselt sehr rasch; oft fehlen dieselben ganz, sodass reine Kalk-Dolomitbreccien entstehen, oft erreichen die kristallinen Blöcke enorme Grösse. Eckige Brocken von 5 m Länge und 2 bis 3 m Breite sind keine Seltenheit, an einer Stelle fand ich sogar einen an die 50 m langen und 20 m dicken kristallinen Keil in dieser Breccie. Das Kristallin gleicht gewissen Gesteinen der Campodecke hinter dem Sassalbo. Das Zement der Breccie führt hie und da Korallen und Belemniten.

Gegen oben schalten sich über der Breccie zwei bis drei schwarze Mergel- und Schieferhorizonte mit dunklen Kalk- und Dolomitbänken ein, dann folgen äusserst typisch *graue Fleckenkalke mit Kieselbänken*, die oft in reinen *Kieselkalk*

übergehen. Ueber denselben erscheinen in typischer Ausbildung *feine Dolomitbreccien* und *Echinodermenbreccien*, z. T. mit Belemniten, die von gewissen Varietäten der *Tristelbreccie* aus dem Rhätikon ununterscheidbar sind. Eine dünne bis metermächtige Bank von rötlichen *Kalkbreccien* vermittelt endlich den Uebergang zu rot, grün, weiss und schwarz gefleckten *Mergelkalken*, die von manchen Varietäten der *Couches rouges* oder der *Scaglia* ununterscheidbar sind. Wir fanden am Sasselbo in diesem obersten Komplex Stücke, die sich in nichts von den gefleckten typischen *Couches rouges* der Mythen z. B. unterscheiden, Stücke, die auch ein ausgezeichneter Kenner der Préalpes, wie Jeannet, sofort und unbedenklich für *Couches rouges* erklärte. *Wir können daher diese oberste Schichtreihe des Sasselbo mit Sicherheit zur oberen Kreide rechnen und sie direkt als Couches rouges bezeichnen.* Es ist damit das erste Vorkommen von *Couches rouges* in den untersten ostalpinen Decken Bündens gefunden worden, und damit wird auch auf die Parallelisierung der präalpinen Decken mit diesen tiefsten ostalpinen Elementen Bündens wieder um ein weiteres gewichtiges Argument bereichert.

Nach der Identifizierung der *Couches rouges* können natürlich die Flecken- und Kieselkalke darunter nur ins präalpine *Neokom*, die dazwischen liegenden Breccien nur ins *Urgon* und *Cenoman* gestellt werden. Damit hätten wir am *Sasselbo* eine ziemlich vollständige *Kreideserie*, zugleich die südlichste Graubündens und die den Gesteinen der Falknis- und Sulzfluhdecke am nächsten verwandte: *Couches rouges*, *Gaultbreccie*, *Tristelkalke* und *Tristelbreccien*, *Flecken-* und *Kieselkalke*.

Für den darunter folgenden Komplex der *polygenen Konglomerate und Breccien*, der *schwarzen Dolomite und Kalke* bleibt somit nur noch *oberjurassisches Alter* möglich. Die obersten Bänke mit den Schieferlagen dürften dem *Tithon*, den Cementsteinschichten, die untere Hauptmasse dem eigentlichen *Malm* entsprechen, die schwarzen Schiefer an deren Basis vielleicht dem *Oxford-Argovien*. Die *belemnitenfreien Allgäuschiefer* unter denselben stellen wir vorderhand in den *Dogger*.

Weitere Untersuchungen müssen natürlich diesen vorläufigen Grundriss noch erhärten und erweitern. Gehen wir nun mit kurzen Worten über zur **Tektonik des Sasselbo**.

Dieselbe ist äusserst kompliziert. Der ganze Sasselbo lässt sich vorderhand in drei Komplexe gliedern.

Der untere umfasst den Sedimentmantel der Languarddecke, dessen Verrucano, Trias und Lias mehrfach miteinander verschuppt und übereinander nach Norden geschoben sind. Der Verrucano dieser Schuppen hängt immer im Süden mit dem Hauptkomplex der Verrucanomassen der Languarddecke zusammen, die Schuppen stammen also aus dem Süden.

Das obere Stück des Sasselbo besteht aus der verkehrten Sedimentserie der Campodecke. Sie bildet einen Mittelschenkel, der viel mächtiger ist als der normale Schenkel der Languarddecke. Auch dieser obere Sedimentmantel ist stark verschuppt, sodass Trias und Lias mehrfach übereinander liegen. Dolomite und rote Liasbreccien bilden diese oberen Sasselboschuppen am Gipfelbau des Sasselbo selbst. Auch sie zeigen Vorfaltung gegen Norden, auch sie stammen also aus dem Süden.

Der mittlere Komplex des Sasselbo bildet den ausgesprochenen komplizierten Muldenkern. Er umfasst die Hauptmasse der Allgäuschiefer, Malmbreccien und Kreidegesteine. Durch zwei grosse liegende Antiklinalstirnen von Trias und Liasbreccien wird dieser Muldenkern in drei tiefgreifende liegende jurassisches-cretacische Muldenzüge zerlegt, die sich weithin verfolgen lassen. Sowohl die Triastirnen, wie die Umbiegungen der Muldenzüge streichen alle normal, d. h. E ± W, die Triastirnen schauen gegen N, die Kreidemulden endigen im S, der ganze Komplex zeigt also deutlich Ueberfaltung von Süden her. Von Süden her drückt sich auch das Campokristallin in Form einer Unterschiebung in die Sasselbomasse hinein, und die Umbiegungen dieser Unterschiebungstirn laufen gleichfalls EW.

*Der ganze Sasselbo enthüllt sich also als ein einheitliches Paket von Süden nach Norden bewegter Schuppen, die nur unter dem Vordringen einer von Süden nach Norden wandernden Campodecke verständlich sind, undenkbar und mechanisch unmöglich aber bei einer Ostwestbewegung derselben. Nirgends in der ganzen Sasselbozone ist eine Antiklinale zu finden, die nach Westen vorgetrieben wäre. Auch im überliegenden Kern der Campodecke fehlen solche: hingegen sind dort liegende Falten mit EW streichenden Stirnen prachtvoll zu sehen, so am Pizzo di Sena, und in Valle del Teo, und Ähnliches beobachten wir in Valle di Campo am Corno di Dosdè. Diese Falten sprechen überzeugend gegen jeden Ostwestschub. Die Campodecke wanderte wie alle andern alpinen Decken von Süden nach Norden.*

Aber die seit Jahren bekannten *Querfalten* am Sasselbo? Auch sie können nie und nimmer den EW-Schub stützen; denn sie erfassen das ganze komplizierte Schuppensystem nur noch sekundär zu einer allerdings queren, aber *ostwärts überliegenden Falte*. Der Schub, der sie erzeugte, kam also von *Westen, nicht von Osten her*, und diese Querfalten sind eben letzten Endes wie die meisten andern Graubündens nur der Ausdruck eines überstürzten Axialgefälles. *Der deckenbildende Hauptschub kam am Sasselbo wie überall in den Alpen von Süden her, der sekundäre Querfaltungsschub von Westen.*

Das Hauptargument gegen diese Auffassung lag für SPITZ und DYHRENFURTH in einer *Biegung nördlich Valle del Teo*. Dort sollten um ein NS streichendes Scharnier von Lias und Trias der Sasselbozone die kristallinen Schiefer der Campo- in die der Languarddecke umschwenken. Als die einzige sichtbare NS streichende Vereinigung zweier Decken in Graubünden war diese Stelle von prinzipieller Bedeutung für Sein oder Nichtsein der deckenbildenden EW-Schübe und damit letzten Endes der rhätischen Bogen. Ich habe daher diese Stelle neuerdings besucht und dabei Folgendes gefunden:

*Die kristallinen Schiefer und der Verrucano des Mittelschenkels der Campodecke biegen in einer sehr schönen Falte, die aber nicht NS, sondern ziemlich genau ENE, d. h. fast normal, streicht, um Trias und Lias der Sasselbozone herum in die Tiefe, und ziehen unter denselben einige hundert Meter gegen Süden zurück. Dort waren es für SPITZ und DYHRENFURTH die Languardschiefer. Das sind sie aber keineswegs. Denn unter diesen Schiefern erst streicht nochmals die ganze Sasselbozone, enorm zerdrückt zwar, aber deutlich, mit Verrucano und Trias, nach Norden in die Höhe, um nach Kurzem die bekannte Trias von Motta di Scelbez, das Nordende des ganzen Zuges, zu erreichen. Erst unter dieser Trias folgen die typischen Verrucanogesteine und die kristallinen Schiefer der Languarddecke, und die um die Sasselbozone nördlich Valle del Teo herumschwenkenden Schiefer gehören allesamt zur Campodecke. Was SPITZ und DYHRENFURTH für eine fundamentale NS streichende Muldenumbiegung zwischen Languard- und Campodecke gehalten haben, ist in Wirklichkeit eine normal streichende kleine Einwicklung des Campokristallins unter die Sasselbozone, die jenen Autoren bei gewissenhafterer Untersuchung wohl kaum entgangen wäre. Hier wäre der Ort für sie gewesen, eine « sorgfältige und langwierige*

Detailarbeit », wie sie mir solche seit 1915 absprachen, zu liefern, und « mit Bescheidenheit und Geduld <sup>1</sup> » die wichtige Stelle etwas näher zu untersuchen ; sie hätten sich damit die ganze Polemik gegen mich mit samt ihren Folgen ersparen können.

Mit dieser genauern Untersuchung des Nordendes des Sasselbo fällt das beste und einzige Argument, das Spitz und Dihrenfurth für ihre EW-Schübe ins Feld führen konnten. Damit fällt ein weiterer wichtiger Baustein aus ihrer Bogenkonstruktion, und die Deckentheorie unserer westalpinen Geologen hat sich von neuem bewährt. *Der Sasselbo ist eine gegen Süden, nicht gegen Osten geschlossene Mulde zwischen zwei kristallinen aus dem Süden gekommenen Decken.*

Die Theorie der EW - Schübe mit allen ihren Konsequenzen hat sich am Sasselbo als völlig unrichtig, wenn nicht gar gesucht, erwiesen, und sie dürfte damit auch für Graubünden endgültig erledigt sein.

#### 12. — P. GIRARDIN (Fribourg). Sur une coulée de boue simulant un glacier.

Parmi les formes d'écoulement de matériaux solides qui peuvent simuler l'écoulement d'un glacier, on a signalé récemment (dans les Montagnes Rocheuses) ces « glaciers de pierre », dont E. Chaix a noté un exemple approchant dans le Parc national suisse.

Signalons que des glissements de terrain peuvent affecter des formes analogues : amincies et reproduisant l'allure du sol encaissant dans la partie supérieure, renflées dans la partie inférieure. En Italie, Almagia a indiqué, à propos des « Frane » de l'Apennin, dans les argiles pliocènes, la ressemblance des formes extérieures; dans les Alpes de Provence, signalons le glissement de Poche (vallée de Barcelonnette). De ces faits, d'ordre purement naturel, nous pouvons rapprocher le suivant, dû en partie à l'intervention humaine, et instructif dans ses petites dimensions.

C'est à Fribourg même, dans le ravin des Pillettes, près de l'endroit où se produisit, lors de la construction du remblai du boulevard, un glissement important. En suite des travaux d'aménagement de la gare et de la percée d'un nouveau boulevard, une grande masse de matériaux meubles ( $82\,400\text{ m}^3$ ) furent versés dans le ravin, afin de le combler et d'agrandir l'espace disponible pour les voies. Ces déblais se composaient

<sup>1</sup> Vergl. Spitz, Verh. k. k. geol. Reichsanstalt Nr. 41, 1917.

d'éléments morainiques (moraine de fond) de plus en plus argileux en profondeur, si bien qu'on avait dû attaquer au pic le lit inférieur de fine boue glaciaire. C'était donc un paquet informe qui, à mesure qu'il allait s'imbiber d'eau par les pluies d'été (le déversement a commencé en avril 1913), devait se comporter comme une masse argileuse à la fois fluide et compacte, coulant ou plutôt s'écoulant le long d'une pente, mais, par sa cohésion, gardant son unité, comme la glace.

Avec les grosses pluies de juin, la masse glissa lentement, tout en gardant son adhérence aux parois, de sorte que la partie supérieure devint comparable au bassin de réception d'un glacier, le névé, caractérisé par le fait que les courbes de niveau reproduisent l'allure du terrain.

La partie inférieure était de beaucoup la plus caractéristique : elle était à la fois élargie et gonflée en forme de poche, présentant le renflement caractéristique de l'extrémité d'un glacier, la « langue ». Dans le détail, la ressemblance était frappante : des parties boueuses, déjà sèches, avaient été ramassées en avant du front simulant des moraines concentriques ; le retrait de la masse, par suite de la dessication, avait produit des crevasses, non pas désordonnées, mais disposées comme les crevasses radiales de la langue. La surface bombée du front était inégale : là émergeaient des saillies, ou d'autres bourrelets arrondis en forme de moraines ; là des creux se formaient et se remplissaient d'eau, et ces flaques pouvaient, à cette échelle réduite, passer pour des lacs. La ressemblance extérieure était presque complète, comme l'attestent nos 12 photographies.

Lorsque la masse en mouvement cessa d'être alimentée par le haut, elle se fixa, se dessécha, se ravina, et finalement la végétation en a pris possession.

L'enseignement qui se dégage de cette observation, c'est qu'une masse fluide de boue argileuse chargée d'eau peut progresser comme un glacier en gardant sa cohésion, se bomber et se renfler comme le front d'un glacier, par le seul effet de la pesanteur qui la sollicite vers l'aval, et du poids des matériaux en amont. Au point de vue même de la marche des glaciers, la comparaison peut avoir son intérêt.

Au moment où l'on renonce à la théorie dite *thermique* dans l'explication de la progression des glaciers (par la différence des températures d'hiver et d'été), il y a lieu de noter de pareils faits où l'intervention de la température est forcément exclue, et qui reproduisent pourtant, au moins dans leurs apparences, la progression et jusqu'à la forme extérieure d'un glacier.