

<b>Zeitschrift:</b>	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
<b>Band:</b>	6 (1926)
<b>Heft:</b>	2
<b>Rubrik:</b>	Kleinere Mitteilungen

#### **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:** 27.01.2026

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

## Kleinere Mitteilungen.

---

### Über kristalline-alluviale und diluviale Saane-Gerölle.

Von Franz Xaver Schnittmann.

Die Geröllkunde als eine Art angewandter Petrographie hat den beiden Schwesternwissenschaften der Petrographie und Mineralogie, nämlich der Geologie und Geographie, schon manch wertvollen Dienst erwiesen. Ohne durchgreifende Kenntnis der Nagelfluhgerölle hätte man in den Westalpen nie die frühere gewaltige Ausdehnung der ostalpinen Decken erkannt. Die Beantwortung der Frage nach der Herkunft der diluvialen und alluvialen Gerölle lieferte uns ein Bild der ehemaligen Verbreitung der Gletscher und ihrer Wege, und lässt uns ferner die Veränderungen in den ehemaligen Flußgebieten erkennen. Es sei nur erinnert an die Verkleinerung des einstmals so großen Einzugsgebietes der Donau, welcher sozusagen das ganze Schweizerland seine Gewässer zusandte. Daher das Interesse, das geographisch und geologisch orientierte Petrographen diesen Problemen zuwenden. Im Folgenden soll ein Versuch gemacht werden, einen Teil der Freiburger kristallinen, diluvialen und alluvialen Saanegerölle ihrer Herkunft nach zu bestimmen.

Die gesammelten Gerölle und deren Dünnschliffe liegen im Mineralogischen Institut Freiburg (Schweiz).

#### 1. Granite, Porphyre, Gneise.

*Mikrogranit* (Sammlung Freiburg No. 1). Mit freiem Auge sieht man idiomorph ausgebildete Einsprenglinge von rotem *Orthoklas*, grünlichem *Plagioklas*, fettglänzendem *Quarz* und *Glimmersetzen* in einer feineren kristallinen Grundmasse verteilt. U. d. M. löst sich diese Grundmasse auf in ein ziemlich grobes Gewebe von mikrogranitischer Struktur mit den gleichen Bestandteilen, die auch als Einsprenglinge vorkommen.

Der *Orthoklas* ist bisweilen nach (100) verzwilligt.

Die *Plagioklase*, deren kleinere Individuen im Gegensatz zu den stark serizitisierten größeren Individuen noch ziemlich frisch

sind, zeigen polysynthetische Zwillinge nach (010) oder nach dem Albit- und Periklingesetz. Auslöschungsschäifen:

1. ungefähr symmetrisch zur Zone  $\perp$  (010):  $21,5^\circ; 18^\circ; 17^\circ; 14^\circ; 8^\circ; 5,5^\circ$ .
2. in Schnitten ungefähr  $\perp n: 71,5^\circ; 73^\circ; 77^\circ; 82^\circ$ . Also  $An = 15-42\%$ , wobei die andesinähnlichen Plagioklase die Einsprenglinge bilden und die oligoklasartigen sich mehr in der Grundmasse finden.

*Kalzit* mit Zwillingsslamellen findet sich in Plagioklasnähe als Verwitterungsprodukt.

Einschlüßreicher *Quarz* ist entweder idiomorph als Einsprengling oder als „quartz vermiculé“ vorhanden.

An Stelle des Biotits ist durchwegs negativer *Pennin* getreten (Pleochroismus:  $\perp c$  hellgrün,  $\parallel c$  hellgelb, Interferenzfarbe: anomal blaugrau,  $n_a - n_v < 0,005$ ). Auch *Bauerit* findet sich. Nebengemengteile sind *Zirkon* und *Apatit*.

*Struktur*: granoporphyrisch, *Textur*: massig.

Dieses Gestein wurde in der Moräne von Pérrolles und im Saanealluvium von Hauterive gefunden. Tercier fand ganz ähnliche Stücke angeblich im Wildflysch der Berragegend. Es ist identisch mit dem roten *Mikrogranit* von *Salvan* (cfr. Schmidt'sche Sammlung Basel, No. 202).

Diesem *Mikrogranit* von *Salvan* schließt sich ein *Quarzporphyr* mit rötlicher, mikrofelsitischer Grundmasse an mit den gleichen Einsprenglingen wie dieser. *Quarz*, *Orthoklas* und *Kalzit* verhalten sich auch annähernd wie bei diesem *Mikrogranit*.

Beim *Plagioklas* findet man als Werte für die Auslöschungsschäifen symmetrisch zur Zone  $\perp$  (010)  $12^\circ$ , in Schnitten etwa  $\perp n_a: 72-82,5^\circ$ , was gleichfalls für eine große Ähnlichkeit mit dem vorigen spricht. Der *Plagioklas* ist in Form von Spindeln oder in Form idiomorpher Zwillinge öfters im *Orthoklas* eingeschlossen. Neben Verzwilligung nach (010) bemerkt man auch eine solche nach dem Periklin-, Karlsbader- und Bavenoergesetz.

Der sehr frische und häufige *Muskovit* mit leistenförmigen Querschnitten besitzt eine Doppelbrechung  $n_v - n_a = 0,025$  ca.

Der unter Erzausscheidung zersetzte *Biotit* ist dagegen selten. (Pleochroismus grünlich bis gelblich.)

Das im Saanealluvium von Hauterive gefundene Stück stimmt gut mit dem *Quarzporphyr* von *Van d'en Haut bei Salvan* überein (cfr. Schmidt, No. 203).

*Hornblende-Biotitgranit* (S. F. 15). Dieses feinkörnige granitische Gestein zeigt, makroskopisch betrachtet, viel *Biotit*, ferner *Feldspat*, *Quarz* und vereinzelte *Rostflecken*.

Der  $\perp c$  kastanienbraune,  $\parallel c$  hellgelblichbraune *Biotit* ist oft in negativen *Pennin* umgewandelt ( $n_\gamma - n_a = 0,003$ ).

Die makroskopisch nicht erkennbare, häufig nach (100) verzwilligte *Hornblende* mit gut entwickelten Flächen (100) und (010) hat folgenden Pleochroismus:  $n_\gamma$  grünlichgrau,  $n_\beta$  braun,  $n_a$  gelb. Auslöschungsschiefe:  $n_\gamma/c$  15—17,5°;  $n_\gamma - n_a = 0,025$ ; Chz +, Chm —.

Der gegen Quarz und Orthoklas idiomorphe *Plagioklas* ist sehr stark serizitisiert und zeigt symmetrisch zur Zone  $\perp (010)$  Auslöschungsschäfen von 10° und 8,5°. (Also 26—27 % An = Oligoklas.)

Der *Orthoklas* ist seinerseits gut gegen den stark undulös auslöschenden *Quarz* abgegrenzt.

Außerdem sind vorhanden: *Apatit*, *Epidot*, limonitisierter *Eisenerz*, dagegen fand sich kein Zirkon.

Dieses aus dem Saanealluvium von Hauterive stammende Gestein hat, abgesehen von seinem Hornblendegehalt, eine unverkennbare Ähnlichkeit mit dem *Vallorcinegranit* (cfr. Schmidt, No. 182).

*Biotitgranit* (S. F. 16). Dieser ist ein sehr feinkörniges Gestein mit viel braunem *Biotit*, seltenerem *Muskovit*, weißem *Feldspat* und fettglänzendem *Quarz*.

Der deutlich pleochroitische,  $c$  kastanienbraune,  $\parallel c$  hellgelblichbraune *Biotit* ist oft unter *Sagenitausscheidung* in negativen *Pennin* verwandelt. Der weniger häufige *Muskovit* zeigt sich in Fetzen und in flaumig auslöschenden Aggregaten.

Der gegen Quarz und Orthoklas idiomorph ausgebildete, stark serizitisierte *Plagioklas* lässt mitunter die Flächen (001), (101), (110) und (001) gut erkennen. Er ist als gut begrenzter Zwillingskristall oder in Form von Flecken, Schnüren oder Spindeln häufig im *Orthoklas* eingeschlossen. Zwillingsbildung nach (010), manchmal auch noch nach dem Periklingesetz wurde beobachtet.

**Auslöschungsschäfen:**

1. symmetrisch zur Zone  $\perp (010)$ : 4,5°; 10°; 16,5°.
2.  $\perp n_a$ : 75,5; 77°; 81°; 83°. Entspricht 20—34 % An,

wobei der im Orthoklas eingeschlossene Plagioklas der basischere ist.

Nebengemengteile sind *Zirkon*, *Apatit*, *Magnetit* und *Pyrit*.

Dieses im alluvialen und diluvialen Schotter Freiburgs und Hauterives nicht gerade seltene Gestein stimmt im wesentlichen mit dem *Vallorcinegranit* (cfr. Schmidt, No. 182) überein.

Grobkörniger *Montblancgranit* wurde einmal in den diluvialen Schottern von Grand' Places in Freiburg, roter *Habkerngranit* aus

dem Berrawildflysch oder aus der Nagelfluh im diluvialen Schotter bei Düdingen gefunden.

Ziemlich häufig im Saaneschotter Freiburgs sind kristallisationsschieferige, lepidoblastische *Biotit-Serizitgneise* mit grünem, sagenitführendem *Biotit*, *Bauerit*, stark undulös auslöschendem oder auch zerbrochenem *Quarz*, unfrischem, manchmal nach (100) verzwillingtem *Orthoklas*, frischem, mitunter Orthoklasreste führendem *Mikroklin*, serizitisierter, nach dem Albit-, seltener auch noch nach dem Periklingesetz verzwillingtem *Plagioklas* von der Zusammensetzung eines Oligoklas bis Andesin und spärlichen Körnern von *Zirkon* und *Eisenerz* (Magnetit, Hämatit). Diese Gneise erinnern an die Chlorit-Serizitschiefer von Lourtier, an den Chlorit-Serizitgneis vom Mont Chemin bei Martigny (cfr. Schmidt, No. 262 und 263), aber noch mehr an die Biotit-Serizitgesteine von Evolena im Val d'Hérens.

Ferner finden sich auch *Gneise* von feinem Korn mit viel *Biotit* recht häufig, mit welchen manche Gneise des Simplongebietes eine gewisse Ähnlichkeit zeigen; doch ist gerade bei beiden eben aufgeführten Gesteinen die Herkunftsbestimmung besonders schwierig, da ähnliche Gesteine namentlich im Penninikum zu verbreitet sind und auch im Aaremassiv nicht fehlen.

## 2. Gabbros, Amphibolite, Eklogite.

Umgewandelter *Gabbro* (S. F. 2). Struktur gabbroid, Textur massig.

*Gabbroider Epidotamphibolit* (S. F. 3). Struktur porphyronematoblastisch, Textur flaserig.

*Epidotamphibolit* (S. F. 5). Struktur nemato-granoblastisch, Textur massig.

*Epidotamphibolit* (S. F. 14). Struktur grano-nematoblastisch, Textur kristallisationsschieferig.

*Albitamphibolit* (S. F. 4). Struktur nematoblastisch, Textur gestreckt.

*Albitamphibolit* (S. F. 6). Struktur nematoblastisch, Textur kristallisationsschieferig.

*Albitamphibolit* mit brauner Hornblende (S. F. 7). Struktur poikilo-nematoblastisch, Textur kristallisationsschieferig.

*Granatamphibolit* mit Biotit (S. F. 11). Struktur granoblastisch, Textur massig.

Diese acht Gesteinstypen, welche trotz struktureller und texturerlicher Unterschiede sich in ihrem Mineralbestand mehr oder weniger ähnlich sind, seien der Kürze halber gemeinsam behandelt.

Ihr Mineralbestand ist folgender:

1. *Grüne Hornblende*, gestreckt nach dem meist gut erkennbaren Prisma (110), seltenerer Zwillingsbildung nach (100), mit einem deutlichen Pleochroismus  $n_\gamma$  blaugrün,  $n_\beta$  braungrün bis grasgrün,  $n_\alpha$  strohgelb, einer Auslöschungsschiefe  $n_\gamma/c = 16-20\%$ ,  $Chz \perp$ ,  $Chm \perp$ , einer Doppelbrechung  $n_\gamma - n_\alpha = 0,019-0,025$ ,  $n_\beta - n_\alpha = 0,010-0,013$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,009-0,010$ ,  $2V = 80-87^\circ$ ,  $v > \varrho$ , kommt in allen Gesteinen, ausgenommen S. F. 4, 11, 7, vor. In beiden ersten trifft man eine in die braune Hornblende übergehende Varietät an mit einem Pleochroismus  $n_\beta$  graugrün,  $n_\gamma$  bräunlichgrün,  $n_\alpha$  gelblich, einer Doppelbrechung  $n_\gamma - n_\alpha = 0,023$ ,  $n_\gamma - n_\beta = 0,008$ ,  $2V = 79^\circ$  ca., sonst wie vor.

2. Die *braune Hornblende* in S. F. 7 hat den Pleochroismus  $n_\gamma$  graubraun,  $n_\beta$  dunkelbraun,  $n_\alpha$  gelblichbraun, eine Auslöschungsschiefe  $n_\gamma/c$  von  $9-13\%$ , eine Doppelbrechung  $n_\gamma - n_\alpha = 0,0225$ ,  $n_\beta - n_\alpha = 0,0125$ ,  $2V = 84^\circ$  ca.

3. *Aktinolith* mit  $n_\gamma - n_\alpha = 0,027$  findet sich nur in S. F. 11.

4. und 5. Brauner *Biotit* und aus ihm entstandener *Pennin* ist gleichfalls in S. F. 11, aus Hornblende hervorgegangener Pennin in S. F. 2 zu beobachten.

6.-8. *Epidot*, spaltbar nach (001) und (100), mit gelblichem bis gelblichweißem Pleochroismus, einer Doppelbrechung  $n_\gamma - n_\alpha = 0,040-0,052$  (Eisenepidotgehalt nach Goldschlag 31-36 %), bald innen, bald außen schwächer doppelbrechend, bald mit abwechselnd stärker und schwächer doppelbrechenden Zonen, häufig auch mit fleckigen Interferenzfarben, mitunter am Rande krümelig ausgebildet (Sammelkristallisation?), findet sich mehr oder weniger häufig in allen oben erwähnten Gesteinen, desgleichen auch der preußischblau interferierende, ihn umgebende oder von ihm eingeschlossene *Klinozoisit* mit  $n_\gamma - n_\alpha = 0,007$ , während  $\alpha$ -*Zoisit* nur spärlich in S. F. 6 und 7 auftritt.

9. *Albit-Oligoklas*, durchsetzt mit Zoisitmineralien, auch seltener mit Serizit, mit Zwillingslamellen nach (010); Auslöschungsschäfen symmetrisch zur Zone (010)  $7-14,5^\circ$ ,  $n_\alpha 73-84^\circ$ , findet sich überall, während *Orthoklas* nur bei S. F. 11 festgestellt wurde.

10. *Quarz* mit undulöser Auslöschung, den Albit und namentlich die Hornblende durchlöchernd, bei S. F. 3 mit Böhm'scher Streifung, fehlt scheinbar nur bei S. F. 2, 7 und 14.

11. *Granat* ist nur bei S. F. 11 in rhombendodekaedrischen Querschnitten oder in unregelmäßig begrenzten Körnern bei S. F. 11 zu beobachten.

12.—14. *Titaneisen* mit *Titanomorphit*, manchmal noch mit *Rutil* (S. F. 2, 3, 11) oder Rutil allein mit Spuren von Titaneisen (S. F. 4), auch *Titanit* in Spindeln und Körnern, selten verzwillingt nach (100), sind sehr verbreitet.

15. *Apatit*, als Säulchen und in sechseckigen Querschnitten, wird in S. F. 4, 7 und 11 angetroffen.

16.—18. *Pyrit*, *Limonit* und *Hämatit* wurden selten (S. F. 6, 7 und 11) beobachtet, *Kalzit* hält sich in (S. F. 11) an die Nähe des Plagioklas.

*Kristalloblastische Reihe*: Apatit, Rutil-Titanit, Granat, Titaneisen, Zoisitgruppe, Hornblenden, Biotit-Serizit-Chlorit, Feldspäte, Quarz, Kalzit.

*Herkunft der erwähnten Gesteine*: S. F. 2, vielleicht auch S. F. 3 dürften der Arollaserie angehören, S. F. 7 hat Ähnlichkeit mit dem Amphibolit von Les Trapistes près Sembrancher (Sammlung Schmidt 232), S. F. 11 paßt am besten zu den von *Duparc-Mrazec* vom Montblanc-Massiv und vom Massiv de Trient beschriebenen Amphiboliten mit Diorit- und Syenitähnlichkeit, während die übrigen keine Ähnlichkeit mit den von *Schnell, Bartholmès, Brun, Schäfer, Tschopp* und *Woyno* aus dem Penninikum beschriebenen Vorkommnissen aufweisen.

*Fundorte*: S. F. 6 und 7 stammen aus dem Alluvium von Hauterive, die übrigen aus den diluvialen Schottern von Grand' Places in Freiburg.

*Eklogit* (S. F. 8) mit braunen Granaten in einem aus Augit, Hornblende und Zoisitmineralien bestehendem grünlichem Gewebe, in welchem auch einige Muskovitfetzchen eingestreut sind.

*Mikr.*: Der rötlichweiße *Granat*, z. T. idioblastisch mit den Flächen des Rhombendodekaeders, z. T. gerundet, enthält im Inneren häufig Kalzit, Zoisitmineralien, Muskovit und Augit und ist eingefaßt von grünlichblauer Hornblende; Kalzit, Zoisit und Glimmer finden sich auch in seiner Nähe.

Bei dem kaum merklich pleochroitischen hellgrünen *Augit* ist  $\text{Chm} + \text{Chz} +, n_{\gamma} - n_a = 0,022$ , die Auslöschungsschiefe  $n_{\gamma}/c = 39 - 45^\circ$ .

Die *Hornblende* hat bläulichgrünen bis gelblichen Pleochroismus  $+ \text{Chz}$  und  $- \text{Chm}$ ,  $n_{\gamma} - n_a = 0,020$  und eine Auslöschungsschiefe  $n_{\gamma}/c = 11^\circ$ .

Beim *Muskovit* findet man  $n_{\gamma} - n_a = 0,041$  ca.

*Epidot*, *Klinozoisit* und *Zoisit* finden sich, wie erwähnt, im Granat eingeschlossen und auch sonst im ganzen Schliff in ungleichmäßiger Verteilung.

*Kalzit* und *Quarz* sind überraschend häufig. Häufig ist auch der *Rutil*, der wahrscheinlich aus dem hier nur mehr seltenen, mit *Titanomorphit* umrandeten *Titaneisen* hervorgegangen ist und von limonitischen Massen begleitet wird.

Selten ist negativer *Pennin* (Pleochroismus  $\perp c$  gelblichgrün,  $\parallel c$  gelblich; Interferenzfarbe anomal bläulich;  $n_g - n_a = 0,004$ ).

*Albit-Oligoklas* mit einer Auslöschungsschiefe symmetrisch zur Zone des Albitgesetzes  $11-13^\circ$  wurde einmal beobachtet.

Die *Struktur* ist granoblastisch, die *Textur* massig.

Die *kristalloblastische Reihe* dürfte die folgende sein: *Rutil*, *Titanit*, *Titaneisen*, *Granat*, *Epidot-Klinozoisit-Zoisit*, *Augit-Muskovit-Pennin*, *Hornblende*, *Kalzit-Quarz-Plagioklas*.

Herr *Schnell* erwähnt in seiner Schrift über die basischen Gesteine der penninischen Decken mehrere Gesteine aus dem Gebiet des Allalingletschers, die ihrem Mineralbestand nach Ähnlichkeiten mit diesem Eklogit aufweisen. (Die No. 248 bis, 238, 258, 241, 157.) Auch die von *Schäfer* von ebendaher beschriebenen Gesteine sind damit ähnlich, aber nicht damit identisch, was bei der schon von *Schäfer* betonten wechselnden Zusammensetzung dieser Gesteine nicht wunder nehmen darf. Dagegen haben die Eklogite von Lac Cornu und die von *Duparc* und *Mrazec* aus dem Montblanc-gebiete beschriebenen Gesteine damit keine Ähnlichkeit.

Das Stück stammt aus den Schottergruben von Grand' Places in Freiburg.

3. Die ziemlich häufigen **Serpentine** in den alluvialen und diluvialen Schottern Freiburgs erinnern an solche vom Geißpfadsee, vom Gornergrat, vom Furggbach und von Visp.

4. Ein **Quarzit** mit Quarz, Biotit, Muskovit, Oligoklas-Albit, Orthoklas, Kalzit, Magnetit und Titanit aus dem Alluvium von Hauterive dürfte aus der Trias des Aiguilles-Rouges-Massivs stammen.

**Zusammenfassend** ergibt sich, daß gegen die Erwartung fast alles kristalline Material aus den großen südlichen Seitenwäldern der Rhone stammt, besonders aus den Gebieten des Mont Blanc, der Aiguilles-Rouges, der Dent Blanche, des Matterhorns, der Monte Rosa und der ihnen vorgelagerten Berge.

In solch gewaltigen Höhen sind Verwitterung und Denudation immer sehr groß und während der Eiszeit waren diese es wohl

noch besonders. Zudem kamen die größten Gletscher mit bedeutendster Transportkraft von dorther, wo in den langen Seiten-tälern mehr Material zum Wegräumen für die Gletscher bereit lag, wie in den kürzern Tälern, die von Norden her ins Rhonetal münden. Das Aarmassiv sendet seine Gletscher und Wasserläufe in der Hauptsache nach Norden zur Aare und Reuß. Dies alles erklärt die abnorme Geschiebeverteilung im Freiburger und Basler Gebiet.

Die Tatsache, daß feinkörnige Gesteine und solche mit schwerlöslichen Komponenten besonders im fluviatilen Alluvium und Diluvium am häufigsten sein müssen und den weitesten Transport aushalten, wird auch für das Gebiet der Saane aufs Neue bestätigt.

*Hammelburg (Bayern), 17. September 1926.*

---

### **Remarque sur la détermination des indices de réfraction par la réflexion totale.**

*M. Gysin.*

Pour déterminer les indices de réfraction d'un minéral par la réflexion totale (réfractomètres d'Abbé, de Pearce, etc.), on applique sur le plan équatorial de la demi-boule du réfractomètre une section parfaitement plane et polie du minéral; l'adhérence est obtenue au moyen d'une goutte d'un liquide plus réfringent que le minéral. Dans ces conditions, en éclairant convenablement l'appareil, on observe dans la lunette les limites de un ou deux cônes de réflexion totale. Pour un minéral isotrope, il ne se forme qu'un seul cône à base circulaire; pour un minéral biréfringent uniaxe, d'orientation quelconque, on observe un cône circulaire et un cône à base elliptique; enfin, dans le cas d'un minéral biaxe, une section quelconque donne deux cônes dont les bases sont des courbes du 4e degré. Quel que soit le cas considéré, les bases des cônes sont toujours des courbes centrées; par conséquent, si, par une rotation appropriée de la lunette, on amène au centre du champ de celle-ci une limite de réflexion totale quelconque, cette limite doit se retrouver parfaitement centrée si l'on fait pivoter la demi-boule de  $180^\circ$  exactement autour de l'axe vertical.

En principe, les mesures se font de la façon suivante: On amène dans le champ de la lunette les deux limites de réflexion totale et

on fait pivoter la demi-boule afin de déterminer les positions extrêmes, maxima et minima, de ces limites; en déplaçant la lunette, on amène successivement au centre du champ chacun de ces maxima et minima, et on relève sur l'alidade de l'appareil les graduations correspondantes. On effectue ensuite les mêmes opérations en plaçant la lunette dans des positions symétriques aux précédentes par rapport à l'axe vertical. Pour une même position d'une limite, la différence entre les deux lectures correspondant aux deux positions de la lunette donne, après soustraction de  $360^{\circ}$  et division par deux, la valeur de l'angle de réflexion totale. Si nous désignons cet angle par  $\Theta$ , l'indice de la demi-boule par  $N$  et l'indice du minéral par  $x$ , la relation  $x = N \times \sinus \Theta$  permettra de calculer l'indice du minéral. Pour une section quelconque d'un minéral biaxe, qui donne deux limites présentant chacune un maximum et un minimum, on obtient quatre valeurs angulaires correspondant à  $Ng$ ,  $Np$ ,  $Nm$ ,  $Nx$ .

Au cours de la détermination des indices de réfraction d'un plagioclase, nous avons observé l'anomalie suivante:

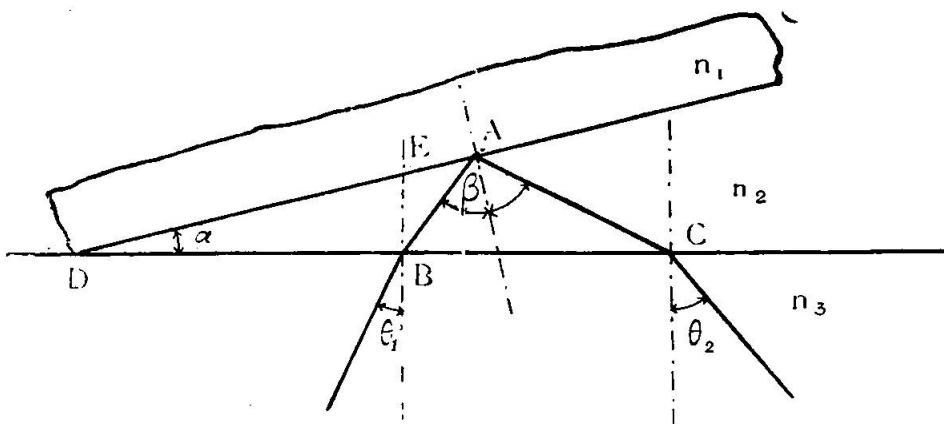
En centrant dans le champ de la lunette une limite de réflexion totale et en faisant ensuite pivoter la demi-boule de  $180^{\circ}$  autour de l'axe vertical, la limite venait occuper une nouvelle position, très excentrique. Dans ces conditions, au lieu d'obtenir pour chaque limite un maximum et un minimum seulement, nous observions quatre positions particulières, dont un maximum et un minimum absolu, et un maximum et un minimum relatifs, ceci pendant une rotation de  $360^{\circ}$  de la demi-boule. En ne tenant compte que des deux positions extrêmes de chaque limite, nous arrivions finalement à des indices de réfraction tout à fait anormaux,  $Ng$  étant trop élevé et  $Np$  trop faible. En pressant fortement le minéral sur la demi-boule, cette anomalie disparut complètement; la symétrie des limites de réflexion totale autour de l'axe vertical se trouva rétablie.

Cette anomalie était due exclusivement au fait que la partie plane du minéral n'était pas rigoureusement parallèle au plan équatorial de la demi-boule; nous allons montrer quelle est l'influence de ce défaut de parallélisme sur la valeur des indices de réfraction. Toutefois, nous ne discuterons que le cas particulier où deux rayons réfléchis totalement et les rayons réfractés correspondants sont situés dans un même plan vertical.

Appelons  $\alpha$  l'angle dièdre que forme la partie plane du minéral avec le plan équatorial de la demi-boule (dans le cas particulier

considéré, l'arête du dièdre est normale au plan vertical qui contient les rayons réfléchis et réfractés),  $n_1$  un indice de réfraction du minéral,  $n_2$  l'indice du liquide intermédiaire,  $n_3$  l'indice de la demi-boule, étant convenu que  $n_1 < n_2 < n_3$ .

Dans la figure ci-contre, nous avons choisi comme plan de projection le plan vertical qui contient les deux rayons réfléchis considérés, AB et AC; ces deux rayons font un angle  $\beta$  avec la normale à la surface de séparation minéral-liquide et cet angle est défini par la relation  $n_1 = n_2 \sin \beta$ . En passant du liquide dans la demi-boule, les deux rayons sont réfractés et font des angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  avec la normale au plan équatorial de la demi-boule; ce sont ces angles  $\theta_1$  et  $\theta_2$  que l'on mesure avec le réfractomètre et qui conduisent à des valeurs inexactes des indices de réfraction.



Nous allons établir les relations qui lient  $\theta_1$  et  $\theta_2$  aux indices de réfraction et aux angles  $\alpha$  et  $\beta$ :

$$\angle ABE = \angle ABD - 90^\circ$$

$$\angle ABD = 90^\circ - (\alpha - \beta)$$

$$\angle ABD = 180^\circ - (\alpha + \angle BAD)$$

$$\angle ABE = \beta - \alpha$$

$$\angle BAD = 90^\circ - \beta$$

$$\frac{\sin \angle ABE}{\sin \theta_1} = \frac{n_3}{n_2} = \frac{\sin (\beta - \alpha)}{\sin \theta_1}$$

$$\sin \theta_1 = \frac{\sin (\beta - \alpha) n_2}{n_3}$$

$$n_2 = n_1 : \sin \beta$$

$$\sin \theta_1 = \frac{\sin (\beta - \alpha) n_1}{\sin \beta n_3} \quad 1)$$

De même, on peut établir que

$$\sin \theta_2 = \frac{\sin (\beta + \alpha) n_1}{\sin \beta n_3} \quad 2)$$

Quand on part de  $\theta_1$  ou de  $\theta_2$  pour calculer l'indice de réfraction du minéral, en supposant que  $\theta_1$  ou  $\theta_2$  sont les angles de réflexion totale définis par la relation  $n_1 = n_3 \sin \theta_1$  ou  $n_1 = n_3 \sin \theta_2$ , on

commet une erreur évidente puisque, en réalité, l'indice  $n_1$  est donné par les relations suivantes, tirées de 1) et 2):

$$n_1 = \frac{n_3 \sin. \theta_1 \sin. \beta}{\sin. (\beta - \alpha)} \quad n_1 = \frac{n_3 \sin. \theta_2 \sin. \beta}{\sin. (\beta + \alpha)}$$

Pour que la relation  $n_1 = n_3 \sin. \theta_1$ , soit applicable, il faut que

$$\frac{\sin. \beta}{\sin. (\beta - \alpha)} = 1$$

ce qui n'est possible que si  $\alpha = 0$ ; de même pour la relation  $n_1 = n_3 \sin. \theta_2$ .

D'autre part, si  $\alpha = 0$ , c'est à dire si le plan du minéral et le plan équatorial de la demi-boule sont rigoureusement parallèles, il s'ensuit que  $\theta_1 = \theta_2$ , autrement dit que les deux rayons observés dans la lunette sont symétriques par rapport à l'axe vertical. Cette condition de symétrie autour de l'axe vertical nous permettra de vérifier si le parallélisme des plans du minéral et de la demi-boule est parfaitement réalisé.

Pour illustrer le cas particulier considéré ci-dessus, nous allons attribuer à  $n_1$ ,  $n_2$ ,  $n_3$  et  $\alpha$  des valeurs déterminées et calculer les erreurs que nous ferions en partant des relations

$$n_1 = n_3 \sin. \theta_1 \quad 3) \quad \text{ou} \quad n_1 = n_3 \sin. \theta_2 \quad 4)$$

$$\begin{aligned} \text{Supposons} \quad n_1 &= x = 1,5500 \\ n_2 &= 1,6500 \\ n_3 &= 1,9500 \\ \alpha &= 1^\circ \end{aligned}$$

Dans ces conditions,  $n_1$  calculé à partir de la relation 3) sera égal à 1,5399, soit un écart de  $-0,0101$ .

$n_1$  calculé à partir de la relation 4) sera égal à 1,5596, soit un écart de  $+0,0096$ .

Par contre, si nous laissons la demi-boule immobile, de façon à centrer successivement dans la lunette les limites  $\theta_1$  et  $\theta_2$ , l'angle considéré sera de  $\frac{\theta_1 + \theta_2}{2}$  et l'indice  $n_1$  calculé à partir de cet angle sera égal à 1,5498, soit un écart de  $-0,0002$ .

#### Conclusions.

L'obliquité du plan du minéral par rapport au plan équatorial de la demi-boule introduit dans le calcul des indices de réfraction des erreurs pouvant affecter la seconde décimale pour une obliquité de  $1^\circ$ . Cette obliquité se traduit par l'asymétrie des limites de réflexion totale par rapport à l'axe de rotation de la demi-boule.

Dans certains cas particuliers, on peut corriger les erreurs en prenant comme angle de réflexion totale la moyenne entre les valeurs de  $\Theta_1$  et  $\Theta_2$ , c'est à dire en centrant dans la lunette le maximum ou le minimum d'une limite et en effectuant la seconde lecture en déplaçant seulement la lunette, la demi-boule restant immobile. Toutefois, d'une façon générale, pour obtenir des valeurs correctes, il faudra rétablir le parallélisme des plans du minéral et de la demi-boule en exerçant sur le minéral une pression appropriée, ou même en faisant planer plus parfaitement la préparation. Le parallélisme sera réalisé quand une limite quelconque, préalablement amenée au centre du champ de la lunette, se retrouvera encore parfaitement centrée après une rotation de  $180^\circ$  de la demi-boule.

Notons que lorsqu'il s'agit de la détermination des indices de réfraction sur de petits fragments de minéraux, l'obliquité se traduit immédiatement par la formation de franges d'interférence, qui rendent la détermination des limites impossible; par contre, avec le dispositif optique employé pour l'étude des gros fragments, ces franges sont trop écartées pour être perceptibles et, seule, l'asymétrie des limites de réflexion totale autour de l'axe vertical traduit le défaut de parallélisme.

Genève, juin 1926, Laboratoire de Minéralogie.

• • • • •

**Bemerkungen zu:**  
**L. Bosshard: Der Bau der Tessinerkulmination.**  
 (Eclogae. geol. Helv. V. 19, p. 504–521, 1925).

Von *H. Preiswerk*, Basel.

• • •

Diese Arbeit ist unter dem Titel: „*Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio*“ mit zwei weiten Tafeln als Dissertationsauszug in Zürich erschienen und befaßt sich mit einem Gebiet, über das ich mich in tektonischer Hinsicht ebenfalls schon geäußert habe. So glaube ich mich der Aufforderung des Redaktors der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen, darüber zu berichten, nicht entziehen zu sollen, weil ich hoffe, zur Klärung der Anschauungen über dieses wichtige und schwierige Alpengebiet dadurch beitragen zu können, daß ich in der Arbeit Bosshards die Punkte hervorhebe, in denen unsere Re-

sultate harmonieren, dagegen diejenigen Ansichten zurückweisen, die mit meinen Beobachtungen im Widerspruch sind.

Die Ausführungen Bosshards stützen sich auf die geologische Spezialaufnahme der Gebirgsmasse zwischen Val Leventina und Val Blenio, nebst Begehungen im Gebiet der Deckenkulminationen im Tessin- und im Tosatal. Seine tektonische Karte umfaßt dieses ganze Gebiet, und hat den Zweck, die Parallelisierung der Decken der Simplonregion mit denen der Tessinerregion zu erläutern.

In dem aufgenommenen Gebiet werden folgende Einheiten hervorgehoben:

1. *Das Gotthardmassiv.* Das Auftauchen eines Gewölbes gotthardmassivischer Gesteine aus den mesozoischen Sedimenten (gemeint ist zweifellos die Selva secca bei Acquacalda) da, wo die Tessinerkulmination das Gotthardmassiv trifft, veranlaßt Bosshard zu dem Schluß, daß das Gotthardmassiv den Sockel der südwärts folgenden Decken, zunächst der Lucomagnodecke bilde. Wenn man nur die auf Spezialkarte No. 81 dargestellten Verhältnisse in Betracht zieht, so scheint mir ein solcher Schluß nicht zwingend zu sein. Das Auftreten des Selvaseccagranites deutet vielmehr auf die geringe Tiefe der Pioramulde an dieser Stelle und läßt vermuten, daß Gotthard- und Lucomagnomassiv durch keine tiefgreifende tektonische Trennungsfläche geschieden sind, wofür auch die völlige Übereinstimmung der Gesteine im Durchschnitt Scai — Pzo. Sole spricht.

2. *Die Leventinadecke.* Diese bildet eine NW—SE langgestreckte, domförmige, allseits zur Tiefe tauchende Granitgneismasse. Sie wurde bisher meist als der Kern des Lucomagnomassivs aufgefaßt. Die Aufnahmen Bosshards führen jedoch dazu, im Dach der Leventinadecke eine tektonische Grenzfläche anzunehmen, welche den Granitgneis der Leventinadecke von der mehr aus Paragesteinen bestehenden Lucomagnodecke trennt und ihn weiter südwärts in wechselnde Berührung bringt mit dem Stiel der Lucomagnodecke, mit der Simanodecke und mit Triasgesteinen, die einander über dieser Grenzfläche ablösen. Der Rücken der Leventinadecke unter der Grenzfläche ist in Falten gelegt, die nach Süden schauen. Dies spricht für eine Nordwärtsbewegung der Leventinadecke, während Teile der Lucomagnomasse eine relative Bewegung nach Süden ausgeführt hätten. Mehrfach finden wir im Gebirgsbau der Tessin-Tosa-Region Hinweise darauf, daß die flachliegenden, großen Granitdecken eine von den oft steil aufgerichteten höheren Paradecken unabhängige Bewegung ausgeführt haben.

3. *Die Lucomagnodecke.* Stratigraphisch bedeutsam ist ein charakteristischer Horizont von kohligen, magnetitführenden Granatphylliten, die zum Karbon gestellt werden. Die „Lucomagnodecke“ wird durch die mesozoische Molaremulde in zwei Teile geteilt. Das Ende dieser Mulde im Süden läßt sich auf dem Terrain nachweisen. Der Nordteil des Lucomagnomassives zeigt ausgeprägt antiklinalen Aufbau. Doch wird derselbe von Bosshard nicht als primäre Antiklinale, sondern als Deckenbiegung aufgefaßt. Ich halte dafür, daß das Lucomagnomassiv analog dem Gotthardmassiv gebaut sei. Der Auffassung überkippter Deckenstirne steht m. E. das Untertauchen der Enden des Lucomagnokristallins im Osten und Westen unter die Sedimenthülle entgegen.

4. *Simanodecke.* Im Südteil des Mte. Sobrio sind Orthogneise der Simanodecke keil- und stirnförmig in die Gesteine der obere Lucomagnodecke eingepreßt. Diese Beobachtung Bosshards ist wichtig für das Verständnis der tektonischen Verhältnisse auf der Westseite des Tessintales. Sie finden nach meiner Beobachtung ein völliges Analogon in den Gipfelpartien der Cima Bianca im Val Chironico. Hier stößt, weithin sichtbar, die Verzascagranitdecke stirnförmig in die Paragesteine des C. Tencialappens. Die evidente Zusammengehörigkeit der Stirnränder am Monte Sobrio und an der Cima Bianca bestätigen meine Auffassung, daß Verzascagneis und Simanogneis dieselbe Decke bilden.

5. *Mesozoische Gesteine.* Trias- und Juragesteine treten getrennt in zwei verschiedenen Faziesbezirken auf: in der gotthardmassivischen und in der penninischen. Die gotthardmassivische Fazies zeichnet sich durch die durchgehende Ausbildung der „Quartenschiefer“, sowie die reichliche Entwicklung graphitoidreicher Kalktonphyllite aus. Aus der Verbreitung und der Lagerungsart der beiden Faziesbezirke lassen sich gewisse Anhaltspunkte auch für die Tektonik der Massive und Massivlappen gewinnen.

\* \* \*

Über sein engeres Untersuchungsgebiet hinausgreifend, gibt Bosshard auch eine Darstellung der *Deckentektonik in der Region der Simplon- und Tessineralpen*, d. h. der Deckenkulminationen der Tosa- und Tessingegend.

Als Grundlage der Einteilung und Parallelisierung der Decken im Westen und Osten dient die von Schardt für den Simplon aufgestellte Gliederung: 1. Antigoriogneis, 2. Lébendunggneis, 3. Monte Leonegneis, 4. St. Bernhardgneis.

Mit dem *Antigoriogneis* (1) wird im Osten die Leventinadecke (eigentlicher Tessinergneis) vereinigt.

Zur *Lebendundecke* (2) wird der Maggialappen gezählt, der „Gneis von Dalpe“, die zwei Teile der Lucomagnomasse und der Sojagneis.

Mit dem *Monte Leonegneis* (3) wird die Campo Tencia-Decke und daran anhängend der größte Teil der Gneisregion der mittleren Tessineralpen, sowie der Simanogneis vereinigt.

Die *St. Bernharddecke* (4) findet ihre Fortsetzung in der Vogorno- und Aduladecke.

Auf Grund meiner Aufnahmen im Simplon- und Tessingebiet bin ich zu einer Auffassung der Tektonik dieser Region gelangt, die wesentlich von den Darstellungen Bosshards abweicht (Eclogae geol. Helv. 1921 und 1925). Ich sehe mich daher veranlaßt, auf die wichtigsten Differenzen aufmerksam zu machen.

Zunächst möchte ich auf den „Gneis von Dalpe“ hinweisen. Gewiß hat Bosshard recht, wenn er diesen mit einem der Lappen des Lucomagnomassivs gleichstellt. Mir scheint er unter die Mollaremulde zu gehören. Dagegen ist es falsch, ihn von der Campotenciadecke abzutrennen, wie Bosshard es tut. Die „Gneise von Dalpe“ bilden am Sasso Cristallina und Motta di Gribbo eine ca. 600 m mächtige, flachgelagerte Tafel von granatreichen Paragesteinen. An der Basis ist sie vom Haupttessinergneis (Leventinadecke), im Dache von der Campotenciadecke getrennt, beidemal durch flach westfallende Triasgesteine. Die Trias oben, an der Basis der Campotenciadecke, bildet die Mulde von Piumogna. Das, durch Auftreten der basalen Triasquarzite an den Schenkeln, deutlich symmetrisch gebaute Muldenende läßt sich auf Alpe della Piotta und in den Runsen oberhalb Gribbio gut beobachten. Südlich vom Muldenende schließen sich die Gneise von Dalpe mit den Gesteinen der Campotenciadecke, mit denen sie petrographisch ganz übereinstimmen, zusammen und streichen mit ihnen in flacher Lagerung nach SSE, weit über die Val Chironico hinaus. *Die Gneise von Dalpe haben gemeinsame Wurzel mit dem Campotencialappen* und bilden eine untere Ausstülpung desselben. Eine Deckengrenze zwischen Campotencialappen und Gneis von Dalpe (Lebendundecke nach Bosshard) vom Ende der Piumognamulde in nordöstlicher Richtung ins Tessintal hinunter zu ziehen, wie Bosshard es tut, geht unter keinen Umständen an. Der Dalpegneis würde durch eine solche Grenze völlig willkürlich quer zu seinen Gesteinsgrenzen durchschnitten.

Auch eine *Verbindung der Leonegneisdecke mit der Campotenciadecke* in der Region zwischen Maggiatal und Campotal lässt sich nur unter Mißachtung der wirklichen Lage der Gesteinskörper und ihrer Grenzflächen bewerkstelligen. *Eine solche Verbindung existiert nach meiner Überzeugung nicht.* Die Granitgneismassen südlich von Campo, am rechten Talhang der Rovana, die als Leonegneis (3) aufgefaßt werden mögen, queren zwischen Cerentino und Cevio die Rovana und vereinigen sich im Madone di Camedo mit dem Antigoriogneis, ostwärts überlagert von der Maggiadecke. Die Südgrenze des Antigoriognesis, die durch den „Dolomit“ (Marmor und Silikatfels) von Valle (Bosshard, p. 513 und Tafel 22) bezeichnet wird, kann unmöglich quer durch die ganze Granitgneismasse ins Rovanatal und nach Cerentino hinabsteigen. Vielmehr erreicht sie in südwestlicher Richtung den Gebirgskamm zwischen Campo- und Vergelettotal westlich vom Rosso di Ribbia und senkt sich dann südwärts nach Casone im Vergeletotal hinab. Die mesozoischen Gesteine bei *Bosco* und die sie begleitende Lebendundecke werden, nach neuern Untersuchungen von O. Grütter, ostwärts, zwischen Bosco und Cerentino von mehreren Gneisschuppen bedeckt, die, von N—S-Streichen in NE—SW-Streichen drehend, die Lebendundecke und ihre Begleitgesteine umschalen und eine *Verbindung zwischen der Antigoriognesimasse im Norden und der Leonegneismasse im Südwesten* herstellen, auf keinen Fall aber Deckengrenzen gestatten, die in W—E-Richtung dem Val di Bosco entlang laufen.

Am Westabhang des Pzo. Ganna im Campotenciagebirge setzt zwischen ostfallenden Paragneisen ein granitisches Massiv (*Ruscada- und Coccogranit*) ein, das von hier ununterbrochen nach Süden und Südosten bis in die Wurzelzone bei Locarno verfolgt werden kann. Das charakteristische, besonders in der Südhälfte dieser Zone vorwaltende Gestein ist ein grobkörniger Granit oder Granitgneis mit großen, schwarzen Biotitnestern, der nach dem Val Cocco genannte „Coccogranit“. In der Gegend von Maggia biegt dieses langgestreckte (über 30 Kilometer) Granitmassiv aus seiner N—S-Richtung ganz allmählich in die W—E streichende Wurzelzone bei Locarno ein und folgt dieser in der Richtung nach Bellinzona. So bildet dieses Massiv einen immensen, die Verzasca-Region im Westen, Südwesten und Süden umfassenden Bogen, der ein *Ein schwenken der Wurzelzone in die Alpen hinein* bis in die nördlichen Tessineralpen anzeigt. Auf diesen Verlauf der Formationen habe ich bereits früher hingewiesen (Eclogae 1921 und 1925).

Diesen Sommer habe ich das Coccogranitmassiv auch südwärts von Maggia bis in die Wurzelzone genauer verfolgt und Übereinstimmung mit dem früher vermuteten Verlauf gefunden. Ich muß hier erneut auf diese Beobachtung Gewicht legen, weil die *Deckengrenze zwischen den Decken 3 (Monte Leone-Campotencia) und 4 (St. Bernhard-Vogorno)*, die Bosshard *zwischen Maggiatal und Verzascatal* zieht, in keiner Weise damit in Einklang gebracht werden kann. Sie schneidet vielmehr einige Kilometer weit quer durch die Formationen und ihre Grenzflächen. In der schmalen Vereinigungsbrücke zwischen Someo und dem Dorfe Maggia, in der Bosshard (Tafel 22) die Leonedecke mit der Campotenciadecke vereinigt, müßten doch wohl die Formationen längs der Deckengrenzen W—E bis WSW—ENE quer über die Maggia streichen. In Wirklichkeit verläuft das Streichen des steilstehenden Ruscada-Cocco-Massivs links von der Maggia und die begleitenden Gesteine der Maggiadecke im allgemeinen *längs dem Flusse* und *verunmöglicht so eine westöstliche Deckenvereinigung*.

Die Deckenrinne, in der Maggiadecke und Campotenciadecke mit dem Ruscada-Cocomassiv liegen, bringt eine tiefgreifende *Querstörung* in den allgemeinen Deckenverlauf, und man muß sich m. E. damit abfinden, die großen Decken: Antigorio und Mte. Leone im Westen, Leventina und Simano-Verzasca im Osten, wenigstens an der Oberfläche nicht vereinigt zu sehen.

Anderseits mag es zweckmäßig sein, die Einheiten: *Campotencialappen*, *Maggialappen*, *Lucomagnomassiv* und *Gotthardmassiv* in näheren tektonischen Zusammenhang zu bringen, als bisher üblich war. Wir haben im Lucomagno den Übergang von der Decke zum Zentralmassiv, im Ruscada-Coccogranitmassiv gewissermaßen ein quer zum Alpenstreichen gestelltes Zentralmassiv. Ich möchte die genannten vier Einheiten zu einem *obern, ältern Deckenkomplex* vereinigen, während die flachen Granitgneisdecken: *Antigorio, Mte. Leone, Leventina* und *Verzasca-Simano* einen *tiefern, jüngern Deckenkomplex* bilden, der in seiner Bauart vom *obern* abweicht.

Manuskript eingegangen 21. Oktober 1926.

## Sursassit, ein Mangansilikat aus dem Val d'Err (Graubünden).

Von Johann Jakob.

Anläßlich der Beschreibung der Manganerzlagerstätte auf der Alp Parsettens im Val d'Err erwähnten *E. P. Müller*<sup>1)</sup> und später *P. Arbenz*<sup>2)</sup> einen „Manganepidot“, der als häufiges silikatisches Begleitmineral in genannter Lagerstätte auftritt. Eine genaue optische und ferner eine chemische Untersuchung wurde jedoch nicht durchgeführt, so daß tatsächlich Zweifel bestehen können, ob es sich hier wirklich um einen Manganepidot handelt.

Der Verfasser hat nun anläßlich der Besichtigung dieser Lagerstätte gesammeltes, reiches Material einer eingehenden Untersuchung unterworfen und dabei festgestellt, daß es sich in fraglichem Mineral zwar um ein Mangansilikat handelt, daß es sich aber keineswegs um einen sogenannten Manganepidot oder Piemontit handeln kann. Die sehr eigenartigen stöchiometrischen Verhältnisse sprechen dafür, daß es sich hier um einen vollständig neuartigen Verbindungstypus handelt, der als „*Sursassit*“ bezeichnet werden soll. Dieser Name ist nach dem rhätoromanischen Ausdruck „*Sursaß*“ für Oberhalbstein gewählt.

### 1. Allgemeine Beschreibung.

Das Mineral bildet sehr feine rotbraune bis kupferrote Nadeln, die in dichten, nierenförmig strahligen Aggregaten Spalten im Radiolarienhornstein ausfüllen. Spalten, in denen Sursassit neben Quarz auftritt, sind gerade so häufig wie Spalten, in denen einzig Sursassit auftritt. Dieses Mineral ist der häufigste manganreiche, silikatische Begleiter genannter Lagerstätte. Die Dichte beträgt 3,252. Das zur Untersuchung verwendete Material wurde Spalten entnommen, in denen Sursassit ohne Quarz auftritt. Leider war es nicht möglich, Individuen zu finden, die kristallographisch gemessen werden können.

<sup>1)</sup> Centralblatt für Mineralogie, etc. 1916, 457.

<sup>2)</sup> Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden, geologische Studie von Prof. Dr. *P. Arbenz* und Dr. *Ch. Tarnuzzer*, in „Die Eisen- und Manganerze der Schweiz“, Bern, 1923.

## 2. Vorläufige optische Beschreibung.

Die Kristalle zeigen in ihrer Längsrichtung ausgezeichnete Spaltbarkeit und in allen Lagen gerade Auslösung. Da außerdem deutlich optische Zweiachsigkeit festgestellt werden kann, so muß dieses Mineral dem rhombischen System zugewiesen werden. Die optische Achsenebene liegt senkrecht zur Längsrichtung der Nadeln. Der Pleochroismus ähnelt stark demjenigen eisenreicher Biotite; in der Richtung der Spalttrisse, also parallel der Längsrichtung der Kristallnadeln, ist die Absorption sehr stark  $n_b$  = rotbraun, dagegen in der Richtung senkrecht dazu  $n_s$  und  $n_a$  = schwach hellgelb. Die Doppelbrechung ist sehr gering und dürfte kaum mehr als 0,009 (Quarz) betragen. Die Brechungsindizes liegen höher als der von Methylenjodid (1,740) und etwas höher als der der Glashalbkugel des mir zur Verfügung stehenden Totalreflektometer (1,747); sie dürften mindestens 1,750 und höchstens 1,760 betragen. Da mir eine geeignete Apparatur zur Zeit nicht zur Verfügung steht, ist mir eine genaue Bestimmung der Brechungsindizes zur Zeit nicht möglich; sobald mir diese Möglichkeit gegeben sein wird, soll dies noch nachgeholt werden.

## 3. Chemische Untersuchung.

Es wurden zwei vollständige chemische Analysen durchgeführt. Die eine derselben (No. 1) verdanke ich Herrn *F. de Quervain*, sie wurde unter meiner Leitung ausgeführt. Für seine Mühe und Gewissenhaftigkeit spreche ich ihm hier noch meinen besten Dank aus. Die andere Analyse wurde von mir selbst ausgeführt. Über das zur Analyse verwendete Material ist folgendes zu sagen:

No. 1. Das Material wurde von mehreren Handstücken entnommen, rein mechanisch von eventuell beigemengtem Quarz befreit, bis unter dem Mikroskop in einer größeren Probe keine Quarzkörner mehr erkannt werden konnten. Dieses mechanische Isolieren hält nicht schwer, zumal das Material quarzarm bis quarzfreien Stellen entnommen wurde und eventuell vorhandener Quarz nur sehr lose mit dem Sursassit verwachsen ist. Die Nadeln selbst sind frei von irgendwelchen Einschlüssen.

No. 2. Das Material zu dieser Analyse stammt von nur einem Handstück und zwar aus ein und derselben Ader, so daß eine möglichst große Homogenität gewährleistet ist.

Die chemische Untersuchung ergab nun folgende Daten:

	No. 1	Mol. %	No. 2	Mol. %
$\text{SiO}_2$	34,70	34,34	34,91	34,49
$\text{TiO}_2$	0,14	0,10	0,10	0,07
$\text{Al}_2\text{O}_3$	22,90	13,38	22,50	13,11
$\text{FeO}$	1,67	1,38	1,36	1,12
$\text{MnO}$	29,42	24,76	28,67	24,06
$\text{MgO}$	2,79	4,13	2,80	4,13
$\text{CaO}$	2,26	2,40	3,17	3,37
$\text{Na}_2\text{O}$	0,12	0,11	0,43	0,41
$\text{K}_2\text{O}$	0,23	0,14	0,15	0,10
(+110°) $\text{H}_2\text{O}$	5,81	19,26	5,79	19,14
(-110°) $\text{H}_2\text{O}$	0,00		0,00	
	100,04	100,00	99,88	100,00

Ein Vergleich dieser Resultate, sowohl der Gewichtsprozente als auch der Molekularprozente, zeigt schon die große Konstanz in der Zusammensetzung dieses Minerals.

Für die stöchiometrische Formelberechnung gehen wir in der folgenden Weise vor. Der Wert für  $\text{TiO}_2$  wird zu  $\text{SiO}_2$  geschlagen,  $\text{FeO}$  zu  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  zu  $\text{MgO}$ , und endlich die Alkalien zu  $\text{H}_2\text{O}$ . Auf diese Weise ergeben sich für die

#### Analyse No. 1.

	Mol. %	Molekular-quotient	berechnete Mol.-Zahlen	Überschuß an $\text{SiO}_2$
$\text{SiO}_2$	34,44	5,274	32,65	+ 1,79
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,38	2,049	13,06	
$\text{MnO}$	26,14	4,003	26,12	
$\text{MgO}$	6,53	1,000	6,53	
$\text{H}_2\text{O}$	19,51	2,987	19,59	
	100,00			

Ausgehend von dem Wert 6,53 für  $\text{MgO}$  (als Einheit), ergeben sich als Molekularquotienten für die übrigen Komponenten mit großer Annäherung ganze Zahlen, ausgenommen für  $\text{SiO}_2$  nicht. Berechnet man die Mol.-Zahlen aller Komponenten als ganze Vielfache von 6,53 gemäß dem Verhältnisse 5  $\text{SiO}_2$ , 2  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 4  $\text{MnO}$ , 1  $\text{MgO}$ , 3  $\text{H}_2\text{O}$ , so ergibt sich ein

*Überschuß von 1,79 Mol. %  $\text{SiO}_2$ .*

Dieser  $\text{SiO}_2$ -Überschuß ist keineswegs etwa auf eine Verunreinigung

durch Quarz zurückzuführen; wie die zweite Analyse zeigen wird, gehört er mit zum Mineral und darf nicht etwa vernachlässigt werden.

Bei der folgenden Analyse fassen wir FeO, MnO, MgO, CaO zusammen unter MnO. Es ergeben sich dann die folgenden Zahlen:

**Analyse No. 2.**

	Mol. %	Molekular-quotient	berechnete Mol.-Zahlen	Überschuß an SiO <sub>2</sub>
SiO <sub>2</sub>	34,56	5,272	32,77	+ 1,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,11	2,000	13,11	
MnO	32,68	4,985	32,77	
H <sub>2</sub> O	19,65	2,999	19,66	
	100,00			

Ausgehend von dem Wert für Tonerde, als der doppelten Einheit der Berechnung, ergeben sich wiederum für die übrigen Komponenten Molekularquotienten, die mit großer Annäherung ganze Zahlen sind, ausgenommen für SiO<sub>2</sub>. Berechnet man die Mol.-Zahlen aller Komponenten als ganze Vielfache von 6,555 als dem halben Wert für Tonerde (13,11) gemäß der Formel 5 SiO<sub>2</sub>, 2 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 5 MnO, 3 H<sub>2</sub>O, so ergibt sich wiederum ein

*Überschuß von 1,79 Mol. % SiO<sub>2</sub>.*

Fassen wir die Resultate der chemischen Untersuchung zusammen, so können wir folgendes aussagen: Der Sursassit kann im Wesentlichen wiedergegeben werden durch das stöchiometrische Verhältnis

$5 \text{ SiO}_2, 2 \text{ Al}_2\text{O}_3, 5 \text{ MnO}, 3 \text{ H}_2\text{O}$   
+ einen Überschuß von ca. 1,80 Mol. % SiO<sub>2</sub>.

Das darin enthaltene MgO kann in einem derartigen Verhältnis vorliegen, daß die Verhältnisse präziser in der folgenden Art zu formulieren sind:

$5 \text{ SiO}_2, 2 \text{ Al}_2\text{O}_3, 4 \text{ MnO}, 1 \text{ MgO}, 3 \text{ H}_2\text{O}$   
+ einen Überschuß von ca. 1,80 Mol. % SiO<sub>2</sub>.

Über das Wesen und die Bedeutung dieses SiO<sub>2</sub>-Überschusses soll in einer späteren Arbeit und in anderem Zusammenhange berichtet werden.

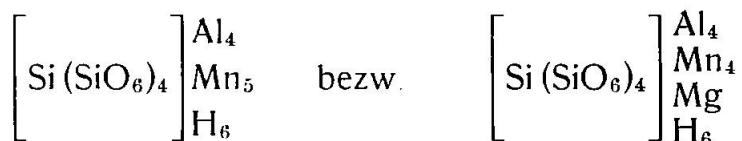
**4. Über die chemische Konstitution.**

Über die mögliche Konstitution dieser Verbindung gibt uns die Struktur des Quarzes Anhaltspunkte. Nach den neueren Arbeiten

über die Quarzstruktur<sup>1)</sup> ist der Quarz in der Weise gebaut aufzufassen, daß ein Si-Atom in tetraedrischer Gruppierung von vier Sauerstoffatomen umgeben ist, von denen jedes noch mit einem andern und zwar verschiedenen Si-Atom in Bindung steht. Ein gegebenes Si-Atom steht demnach mit irgendwelchem benachbarten andern Si-Atom durch nur ein Sauerstoffatom in Beziehung. Wir können deshalb im Quarz mit Leichtigkeit einen Atomkomplex der folgenden Art erkennen:



Wir haben also in diesem Komplex 5 Si, beziehungsweise 5  $\text{SiO}_2$ , die zusammen eine Einheit bilden. Ähnliche Verhältnisse scheinen in dem Silikat Sursassit vorzuliegen, nur daß es sich hier nicht um koordinierte  $\text{SiO}_4^-$ , sondern  $\text{SiO}_6$ -Gruppen handeln wird. Dem Sursassit wäre demnach folgende Formel zuzuschreiben:



Es ist dieses der zweite Fall, daß in einem silikatischen Mineral koordinativ einwertige Säurereste angenommen werden müssen. Den einzigen bisher feststehenden Fall haben wir im Mineral *Axinit*, in welchem wir vier um ein B-Atom koordinierte  $\text{SiO}_4$ -Gruppen annehmen müssen. Da aber dem Element B keinesfalls eine maximale Koordinationszahl 8 zukommen kann, so können diese 4  $\text{SiO}_4$ -Gruppen jeweilen nur mit einem Sauerstoffatom am zentralen B-Atom sitzen.

Über die Richtigkeit der hier gemachten Annahmen über die chemische Konstitution wird die künftige Systematik silikatischer Verbindungen entscheiden.

Zürich, Mineralogisch-petrographisches Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule.

Manuskript eingegangen den 2. November 1926.

<sup>1)</sup> Vergleiche *P. Niggli*, Zeitschrift f. Krist. 63. 295 ff. (1926).