

**Beiträge**  
**zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der

**Schweizerischen Geologischen Kommission**  
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)  
subventioniert von der Eidgenossenschaft

**Matériaux**  
**pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la

**Commission Géologique Suisse**  
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)  
subventionnés par la Confédération

**Materiali per la Carta Geologica della Svizzera**

pubblicati dalla

**Commissione Geologica Svizzera**  
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)  
sovvenzionati dalla Confederazione

---

**Neue Folge, 94. Lieferung**

Des ganzen Werkes 124. Lieferung

---

# Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs

Mit 32 Textfiguren, 43 Tabellen und 5 Tafeln

English Summary

Von

**Theodor Hügi**

Bern

PUBLIZIERT MIT UNTERSTÜTZUNG  
DES SCHWEIZERISCHEN NATIONALFONDS ZUR FÖRDERUNG DER WISSENSCHAFTLICHEN FORSCHUNG

**BERN**

In Kommission bei  
KÜMMERLY & FREY AG., Geographischer Verlag, Bern

1956

Druck Stämpfli & Cie.

## Vorwort der Geologischen Kommission

In der Sitzung vom 4. Dezember 1954 legte Herr Dr. Th. Hügi der Geologischen Kommission das Manuskript einer Arbeit vor: Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs.

Das Hauptgewicht der Arbeit liegt in der Anwendung einer in der Schweiz bis jetzt wenig gebrauchten Arbeitsmethode, nämlich der spektrographischen Bestimmung der Spurenelemente in den Gesteinen. Herr Dr. Hügi hat die hiebei angewandten Methoden in England (Cambridge, Department of Mineralogy and Petrology) und Schottland (Aberdeen, Macaulay Institute for Soil Research) studiert und einen Teil der Analysen dort ausgeführt.

Ein grosser Teil der analysierten Gesteine stammt aus jenem Gebiet des Aarmassivs, das der Autor im Auftrage der Geologischen Kommission untersucht hat. Ebenso konnten zahlreiche Beobachtungen aus diesem Untersuchungsgebiet in dieser Arbeit mitverwertet werden.

Die Kommission beschloss deshalb in ihrer Sitzung vom 26. Februar 1955, die sorgfältige Arbeit, die sicher auf die weitere Forschung anregend wirken wird, in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen.

Es sei an dieser Stelle dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung namens der Geologischen Kommission bestens dafür gedankt, dass er an die Druckkosten der vorliegenden Arbeit einen namhaften Beitrag geleistet hat.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen und Tabellen ist der Verfasser allein verantwortlich.

*Basel, den 12. April 1956.*

Für die Schweizerische Geologische Kommission

*Der Präsident:*

L. VONDERSCHMITT

## Vorwort des Verfassers

Das in dieser Publikation verwertete Untersuchungsmaterial und die Beobachtungen wurden während Feldarbeiten im Aarmassiv gesammelt. Diese führte der Verfasser zur Hauptsache im Auftrage der Geologischen Kommission durch, wie das im Abschnitt «Einleitung und Problemstellung» (S. 1–2) näher dargelegt wird. Es ist mir ein Bedürfnis, dem Präsidenten der Geologischen Kommission, Herrn Professor Dr. L. VONDERSCHMITT, für die grosszügige Unterstützung meiner Untersuchungen aufrichtig zu danken. Dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung sei für den an die Druckkosten geleisteten Beitrag der beste Dank ausgesprochen. Bei der Drucklegung erteilte mir Herr Dr. A. SPICHER, Adjunkt der Geologischen Kommission, wertvolle Ratschläge; seine tatkräftige Mithilfe sei herzlich verdankt. Für die Durchsicht und redaktionelle Bereinigung der englischen Zusammenfassung bin ich meinem Freunde, Herrn Dr. D. J. SWAINE, Dank schuldig.

Ohne die Mitwirkung verschiedener Institutionen und Kollegen hätte die Publikation nicht die heute vorliegende Gestalt angenommen. Die einzelnen Beiträge sind an entsprechender Stelle im Text jeweils erwähnt, und den Mitarbeitern wird dort der gebührende Dank ausgesprochen (siehe hierzu insbesondere S. 29, 32–33 und 38). Ergänzend möchte ich noch die verständnisvolle Unterstützung erwähnen, die mir während Feldarbeiten und Stollenaufnahmen durch die Kraftwerke Oberhasli AG. und durch die Hochalpine Forschungsstation Jungfraujoeh gewährt wurde. Bei Aufnahmearbeiten in der grossartigen Berg- und Gletscherwelt zwischen Lötschental und Gasterntal waren mir die Bergführer STEPHAN BLOETZER (Ferden), PETER KÜNZI † und HERMANN KÜNZI (Kandersteg) sowie der Träger MARINUS RITLER (Blatten) treue und zuverlässige Begleiter. Gerne erinnere ich mich der gemeinsamen Exkursionen und Diskussionen mit meinem Freunde, Dr. H. LEDERMANN, der das Gebiet südlich der Lonza petrographisch bearbeitet. Allen, die auf irgendeine Weise zur vorliegenden Publikation beigetragen haben, gilt mein herzlichster Dank.

Bern, im Juli 1956.

*Th. Hügi*

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission . . . . .	III	c) Spektrographische Resultate . . . . .	40
Vorwort des Verfassers . . . . .	IV	1. Gesteine. . . . .	40
Verzeichnis der Tabellen . . . . .	VI	aa) Zum Untersuchungsprogramm . . . . .	40
Verzeichnis der Figuren . . . . .	VII	bb) Resultate . . . . .	41
Verzeichnis der Tafeln . . . . .	VII	cc) Diskussion der Resultate. . . . .	52
Literaturverzeichnis . . . . .	VIII	Beryllium . . . . .	52
Einleitung und Problemstellung. . . . .	1	Gallium . . . . .	52
I. Zur Petrologie der Granite und damit vergesellschafteter Gesteine . . . . .	3	Chrom. . . . .	53
A. Gasterngranit . . . . .	3	Lithium . . . . .	54
a) Allgemeine Situation . . . . .	3	Nickel. . . . .	55
b) Gasterngranittypen . . . . .	4	Molybdän . . . . .	55
c) Ganggesteine. . . . .	5	Zinn . . . . .	56
d) Baumaterial der «Schieferhülle» (Altkristallin) und Kontaktverhältnisse mit dem Gasterngranit . . . . .	5	Kobalt . . . . .	56
B. Innertkirchnergranit . . . . .	9	Kupfer . . . . .	57
a) Allgemeine Situation . . . . .	9	Vanadium . . . . .	57
b) Lauterbrunner- und Innertkirchnergranittypen . . . . .	9	Zirkon. . . . .	58
C. Tödigranit . . . . .	11	Mangan . . . . .	58
D. Zentraler Aaregranit . . . . .	12	Scandium . . . . .	58
E. Mittagfluhgranit. . . . .	14	Yttrium . . . . .	59
F. Grimselgranit . . . . .	14	Strontium . . . . .	59
G. Puntegliasgranit. . . . .	15	Lanthan. . . . .	60
II. Petrochemie und Geochemie der Granite . . . . .	16	Blei . . . . .	60
A. Petrochemie . . . . .	16	Silber . . . . .	61
a) Auswahl und Darstellung der Analysen . . . . .	16	Barium . . . . .	61
b) Diskussion der Tabellen und Figuren . . . . .	24	Rubidium . . . . .	62
c) Chemismus von Quellwässern. . . . .	29	Variationsdiagramm der Spurenelemente des Gasterngranites . . . . .	62
B. Geochemie . . . . .	31	2. Mineralien . . . . .	64
a) Einleitung . . . . .	31	aa) Alkalifeldspäte . . . . .	66
b) Bemerkungen zur Untersuchungsmethodik . . . . .	34	bb) Granat . . . . .	66
1. Vorbehandlung des Untersuchungsmaterials . . . . .	34	cc) Turmalin . . . . .	67
2. Angewandte spektrographische Methodik . . . . .	34	dd) Glimmer. . . . .	67
		ee) Flußspat. . . . .	67
		ff) Zinkblende. . . . .	67
		3. Mineralklüfte . . . . .	67
		4. Vergleich mit Graniten anderer Massive . . . . .	71
		Schlussbetrachtung . . . . .	84
		Summary . . . . .	85

## Verzeichnis der Tabellen

- I Chemische Analysendaten granitischer Gesteine des Aarmassivs
- II Molekular-Basiswerte, Niggli-Werte und Magmentypen granitischer Gesteine des Aarmassivs
- III Bei Aarmassivgraniten auftretende Magmentypen
- IV QLM-Typwerte der Aarmassivgranite
- V Gegenüberstellung der Molekularwerte von Gasterngranit und Biotitgneis
- VI Quellanalysen aus dem Gasterntal
- VII Quellanalysen aus dem Zuleitungsstollen Aeren-Gauli der Kraftwerke Oberhasli AG.
- VIII Radioaktivität der Aarmassivgranite
- IX Flüchtigkeit der Elemente im Bogen (Glimmschichtmethode) nach Angaben des Macaulay-Institutes, Aberdeen
- X Geeignete Analysenlinien zum Nachweis von Spurenelementen in Mineralien, Gesteinen und Böden (nach MITCHELL, 1948)
- XI-XXIV Spektrographische und chemische Analysenergebnisse untersuchter Gesteine des Aarmassivs (mit dazugehörigen Anmerkungen und Legende)
  - XXV Ionenradien und Atom- bzw. Ionenwichte nach verschiedenen Autoren
  - XXVI Wichtige Ersatzmöglichkeiten Spuren-/Hauptelement
  - XXVII Sn-, Pb- und Zn-Gehalte in Graniten Deutschlands
  - XXVIII Sr-Gehalte verschiedener Eruptiva Schottlands
  - XXIX Pb-Gehalte in Eruptivgesteinen
  - XXX Ba-Gehalte in Eruptivgesteinen
  - XXXI Rb-Gehalte in Eruptivgesteinen
- XXXII-XXXIV Spektrographische Analysenergebnisse verschiedener Mineralien aus dem Aarmassiv
  - XXXV Chemische Analyse eines Alkalifeldspates aus Pegmatit mit Turmalin, Kabelstollen Guttannen-Kraftwerk Handeck I, bei 3352 m
  - XXXVI Chemische Analysen von Apliten aus dem Druckschacht bei m 565 ab Zentrale Kraftwerk Grimsel (Nebengestein zu Kristallklufft)
  - XXXVII Auftreten einiger charakteristischer Klufft- resp. Pegmatit-Mineralien in Aarmassivgraniten
- XXXVIII Spurengehalte präkambrischer und jüngerer Granite des fennoskandischen Schildes und anderer Gebiete, umgerechnet nach RANKAMA (1946)
- XXXIX Spurengehalte präkambrischer Granite der Vereinigten Staaten von Amerika (in Teilen pro Million) nach SANDELL und GOLDICH (1943)
  - XL Spurengehalte kaledonischer Granite der Vereinigten Staaten von Amerika (nach BILLINGS und RABBITT, 1947) und Schottlands (nach NOCKOLDS und MITCHELL, 1948)
  - XLI Spurengehalte der Granite aus Indonesien (in Teilen pro Million), umgerechnet nach VAN TONGEREN (1936), mit Legende
  - XLII Spurengehalte des Granit-Standards, Steinbruch der Smith Granite Co. of Rhode Island (USA), umgerechnet nach Tabelle 23 in FAIRBAIRN et al. (1951)
  - XLIII Durchschnittswerte verschiedener Elemente für Granite des Aarmassivs und anderer Gebiete (in Teilen pro Million).

## Verzeichnis der Textfiguren

- Fig. 1 Kalksilikatfelscholle im Altkristallin, Kontaktzone Kanderfirnabsturz  
» 2 Kalksilikatlinse im Altkristallin, Im Telli  
» 3, 4, 5 Aarmassivgranite, dargestellt im QLM-Dreieck (Ausschnitt)  
» 6 Existenzfelder der Aarmassivgranite im QLM-Dreieck (Ausschnitt)  
» 7 QLM-Mittelwerte der Aarmassivgranite  
» 8 Aarmassivgranite, dargestellt im al-alk/c-Diagramm  
» 9 Aarmassivgranite, dargestellt im k/mg-Diagramm  
» 10 Verteilung der Magmentypen von Aarmassivgraniten auf die verschiedenen Magmengruppen  
» 11 Schneidegerät für Kohleelektroden  
» 12 Kohleelektrode  
» 13 Eichkurve zur semiquantitativen Bestimmung von Co (nach der «STN»-Methode)  
» 14 Fundpunkte spektrographisch untersuchter Gasterngranite  
» 15 Be-Gehalt in Abhängigkeit vom SiO<sub>2</sub>-Wert  
» 16 Beziehung zwischen Ga- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Wert in Graniten des Aarmassivs  
» 17 Variationsdiagramm der Spurenelemente der Gasterngranite  
» 18–32 Ba-, Be-, Co-, Cr-, Ga-, La-, Li-, Ni-, Pb-, Rb-, Sc-, Sr-, V-, Y- und Zr-Gehalte von verschiedenen Graniten.

## Verzeichnis der Tafeln

- Tafel I Photo 1: Blick vom Grossen Hockenhorn gegen die Kontaktzone am Kanderfirn.  
Photo 2: Gasterngranit durchsetzt gangartig altkristallinen Biotitgneis. Kontaktzone Kanderfirnabsturz.  
Photo 3: Langgezogene, scharf begrenzte Biotitgneisschollen im Gasterngranit. Kontaktzone Kanderfirnabsturz.
- Tafel II Photo 4: Unregelmässig verlaufende, aber scharfe Grenze zwischen gefältelem Altkristallin und porphyartigem Gasterngranit. Kontaktzone Kanderfirnabsturz.  
Photo 5: Grössere und kleinere Schollen von Biotitgneis und Hornfels in porphyartigem Gasterngranit. Kontaktzone Kanderfirnabsturz.  
Photo 6: Muskovitpegmatitgänge in Muskovitchloritschiefer. Südlich unterhalb Spalisee.
- Tafel III Photo 7: Turmalinaplit quert lagigen, altkristallinen Biotitgneis. Anengletscher.  
Photo 8: Muskovitpegmatitgang in Muskovitchloritschiefer aufsetzend. Blühenden, etwas N von P. 2334,8, Im Telli.  
Photo 9: Intensive Schollendurchsetzung des Lauterbrunnergranits. Felsen des Tschingelgletschers.
- Tafel IV Photos 10–11: Intensive Schollendurchsetzung des Lauterbrunnergranits. Felsen des Tschingelgletschers.  
Photo 12: Kontaminierter Lauterbrunnergranit mit relikthaften Gneisschollen und Pinit. Felsen Tschingelgletscher.  
Photo 13: Linse eines gebänderten Kalkmarmors, die rechts gegen stark durch Gneis- und Hornfelschollen kontaminierten Lauterbrunnergranit grenzt. Stufensteinalp.
- Tafel V Petrographisch-geologische Übersichtsskizze des Aarmassivs, 1:250 000 (ohne das 30 km östlich vom Limmernboden gelegene, kleine Kristallingebiet von Vättis).

## Literaturverzeichnis

- Abrecht, H.** (1952): Zur mineralchemischen Kenntnis von Anhydrit und Albit als Zerrklüftmineralien aus dem Simplontunnel. Diss. Univ. Bern (Manuskript + Mikrofilm).
- Ahrens, L. H.** (1950): Spectrochemical analysis. Cambridge (USA).  
— (1952): The use of ionization potentials. Part 1, Ionic radii of the elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 2, pp. 155–169 (Part 2 *ibid.* Vol. 3, pp. 1–39).
- Allen, R. D.** (1952): Variations in chemical and physical properties of fluorite. *Am. Mineral.*, Vol. 37, pp. 910–930.
- Amstutz, G. C.** (1953): Geochemistry of swiss lavas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 3, pp. 157–168.
- Bachmann, F.** (1951): Die Bedeutung der Spurenelemente in der Tierernährung. Mitt. aus dem Gebiete der Lebensmitteluntersuchung und Hygiene, Bd. 42, S. 211–216.
- Bearth, P.** (1934): Röntgenspektroskopische Analyse eines Turnerites aus dem Tavetsch. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 14, S. 442–446.
- Begemann, F.** (1954): Messung des Thorium- und Radiumgehaltes von Gesteinen mit dem Proportionalzählrohr. *Helv. Phys. Acta*, Vol. 27, S. 451–466.
- Bertolani, M.** (1949): Ricerche spettrochimiche sulla diffusione del boro nei silicati. *Atti della Soc. Toscana di Sc. naturali, Memorie*, Vol. 56, Ser. A, pp. 59–82.
- Billings, M. P.** and **Rabbitt, J. C.** (1947): Chemical analysis and calculated modes of the Oliverian magma series, Mt. Washington quadrangle, New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Vol. 58, pp. 573–596.
- Blumer, M.** (1950): Zur Geochemie der Sedimentgesteine. Theoretische Untersuchungen sowie Spurenanalysen schweizerischer Gesteine. *Verk. Fassg. Diss. Basel*, Sep. aus *Helv. Chim. acta*, Vol. XXXIII, pp. 45–56.  
— (1952): Chemische Untersuchungen an bituminösen Gesteinen. *Bull. Ver. Schweiz. Petroleumgeol. und Ing.*, Vol. 19, Nr. 56, pp. 17–26.
- Bögli, A.** (1941): Morphologische Untersuchungen im Goms. Diss. Univ. Freiburg, Schweiz.
- Burri, C.** und **Niggli, P.** (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Erster Hauptteil. Publik. herausg. Stiftung «Vulkaninst. Immanuel Friedlaender», Zürich.
- Cadisch, J.** (1953): Geologie der Schweizeralpen. 2. Aufl. verf. unter Mitarbeit von **E. Niggli**. Wepf & Co., Basel.
- Carobbi, G.** e **Pieruccini, R.** (1947): Spectrographic analysis of tourmalines from the island of Elba with correlation of color and composition. *Am. Mineral.*, vol. 32, pp. 121–130.
- Chayes, F.** (1950): Composition of the granites of Westerly and Bradford Rhode Island. *Am. Journ. Sci.*, vol. 248, pp. 378–407.  
— (1952): On the association of perthitic microcline with highly undulant or granular quartz in some calcalkaline granites. *Am. Journ. Science*, Vol. 250, pp. 281–296.  
— (1954): Association of perthitic microcline with stressed quartz. *Am. Journ. Science*, Vol. 252, p. 59.
- Clarke, F. W.** (1924): The data of geochemistry. 5th ed. US Geol. Survey, Bull. 770.  
— and **Washington, H. S.** (1924): The composition of the earth's crust. US Geol. Survey, Prof. paper 127.
- Collet, L. W.** (1947): La géologie du versant Sud du massif de Gastern. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 40, pp. 257–281.
- Dhéré, Ch.** und **Hradil, G.** (1934): Fluoreszenzspektrographische Untersuchungen an Ölschiefern. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 24, S. 279–294 + note additionnelle, p. 518.
- Eberhard, G.** (1908): Über die weite Verbreitung des Skandiums auf der Erde (I u. II) Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss. 1908, S. 851–868 u. 1910, S. 404–426.
- Erlenmeyer, H., Oppliger, W., Stier, K., Blumer, M.** (1950): Die Bestimmung von Uran in Gesteinen. *Geochemische Untersuchungen I. Helv. Chimica Acta* Vol. XXXIII, S. 25–36.
- Escher, B. G.** (1911): Über die praetriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi-(Bifertengrätli). Mit Anhang. Diss. ETH Zürich, Amsterdam.

- Eskola, P.** (1929): On the occurrence of orthoclase and microcline in the Finnish granites and pegmatites. Bull. Commission géol. de Finlande, N° 85, pp. 54–58.
- Eugster, H. P.** (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Val Rusein (Aarmassiv-Ostende). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXXI, S. 1–131.
- Evans, R. C.** (1948): An introduction of crystal chemistry. Cambridge.
- Fabry, C. et Buisson, F.** (1910): Etude de quelques propriétés spectroscopiques et électriques de l'arc entre métaux. J. de Physique 9, 929.
- Fairbairn, H. W.** and others (1951): A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. US Geol. Survey, Bull. 980.
- Fellenberg, von, Th.** (1923/24): Untersuchungen über das Vorkommen von Jod in der Natur (I.–VII. Abschn.). Mitt. aus dem Gebiete der Lebensmitteluntersuchung und Hygiene, Bd. XIV, S. 161–240, Bd. XV, S. 233–287.
- (1948): Zur Frage der Bedeutung des Fluors für die Zähne. Mitt. aus dem Gebiete der Lebensmitteluntersuchung und Hygiene. Bd. XXXIX, S. 124–182.
- Fleischer, M.** (1953): Recent estimates of the abundances of the elements in the earth's crust. US Geol. Survey Circ. 285.
- Furrer, H. und Hügi, Th.** (1952): Telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trubeln westlich Leukerbad (Kanton Wallis). Eclogae geol. Helv., Vol. 45, pp. 41–51.
- Fyfe, W. S.** (1951): Isomorphism and bond type. Am. Mineral., Vol. 36, pp. 538–542.
- Gisiger, L.** (1950): Die Düngung und ihr Einfluss auf die Güte der Feldfrüchte unter spezieller Berücksichtigung schweizerischer Verhältnisse. Gesundheit und Wohlfahrt (Zürich), Jg. 1950, S. 481–505.
- (1951): Gesunder Boden, zweckmässige Düngung, Voraussetzungen für gesunde Nahrung. Separatabdruck aus dem «Schweizer-Bauer» 1951.
- Glauser, A.** (1951): Über die Beziehungen der Aschenzusammensetzung von Weidepflanzen zum Muttergestein ihrer Böden unter besonderer Berücksichtigung der die Lecksucht (Pica) begünstigenden Faktoren. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Bd. XCVI, Beiheft Nr. 1, S. 1–85.
- Goldschmidt, V. M.** (1934): Drei Vorträge über Geochemie. Geol. Fören. Förhandl. (Stockholm), Bd. 56, S. 385 bis 427.
- (1937 a): The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. J. Chem. Soc. (London) for 1937, pp. 655–673.
- (1937 b): Geochemie und periodisches System der chemischen Elemente. Trav. Congr. jubilaire Mendeliev 2, p. 387.
- (1944): Crystal Chemistry and geochemistry. Applications for recovery of rare elements in science and industry. Chemical products, March–April pp. 1–6 (Based on a lecture delivered at the Chemistry Dept., Marischal College, Univ. of Aberdeen, 24/1/44).
- Goldschmidt, V. M. und Peters, Cl.** (1931 a): Zur Geochemie des Galliums. Nachr. Ges. der Wiss. Göttingen, Math.-physik. Kl. S. 165–183.
- (1931 b): Zur Geochemie des Scandiums. Nachr. Ges. der Wiss. Göttingen. Math.-physik. Kl. S. 257–279.
- (1933): Zur Kenntnis der Troilit-Knollen der Meteoriten, ein Beitrag zur Geochemie von Chrom, Nickel und Zinn. Nachr. Ges. der Wiss. Göttingen. Math.-physik. Kl. S. 278–287.
- Grenouillet, W.** (1918): Calcit aus einer Kluft des Gasterngranits im Lötschbergtunnel. Verh. Naturf. Ges. Basel, Bd. XXIX, S. 203–208.
- Grubenmann, U.** (1909): Beiträge zur Geologie des Unterengadins, II. Teil. Die kristallinen Gesteine. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 23. Liefg.
- von Grünigen, F.** (1945): Über die Beziehungen zwischen dem Mineralstoffgehalt des Wiesenfutters und dem Auftreten von Mangelkrankheiten in der Schweiz. Schweiz. Landw. Monatshefte, 23. Jg., S. 297.
- von Grünigen, F., Keller, K., Pulver, H.** (1947): Beobachtungen und Untersuchungen über eine Mangelkrankheit bei Jungrindern. Schweiz. Archiv Tierheilkunde, Bd. 89, S. 286–305.
- Gschwind, M. und Niggli, P.** (1931): Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, XVII. Liefg.
- Gübelin, E.** (1939): Die Mineralien im Dolomit von Campolungo (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 19, S. 325–442.

- Günther, A.** (1953): Über Sedimente und Paragesteine von pazifischem Eruptivgesteinschemismus. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXXIII, S. 144–158.
- Gysin, M.** (1952): Contribution à l'étude des gneiss d'Erstfeld. Archives des Sc. (Genève), Vol. 5, pp. 269–277.  
— (1952): Contribution à l'étude du cristallin de Gastern. Archives des Sc. (Genève), Vol. 5, pp. 278–313.
- Haberlandt, H.** (1942): Über den fluoreszenzanalytisch nachgewiesenen Gehalt von seltenen Erdmetallen und Uran in bestimmten Scheelitvorkommen und seine geochemische Bedeutung für die Bildungsweise. Chemie d. Erde, Bd. 14, S. 107–130.  
— (1949): Neue Lumineszenzuntersuchungen an Fluoriten und andern Mineralien, IV. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Mathem.-naturw. Kl. Abt. I, 158. Bd., S. 609–648.  
— (1950): Über die gesetzmässige Differentiation von Spurenelementen in Mineralien. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. 1, S. 134–149.  
— (1952a): Über die Genesis der alpinen Kluftmineralien. [Diskussion der Entstehung schweiz. Kluftmineral-lagerstätten.] – Tschermaks Min. Petr. Mitt., Wien, 3. Folge, Bd. 3, S. 72–74.  
— (1952b): Die systematische Grundlage und die Fortschritte in der Erforschung der Spurenelemente als geochemische Leitelemente in Mineralien und Erzen. Fortschr. der Mineralogie, 31. Bd., S. 76–89.
- Haberlandt, H.** und **Schiener, A.** (1951): Die Mineral- und Elementenvergesellschaftung des Zentralgneisgebietes von Badgastein (Hohe Tauern). Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3. Folge, Bd. 2, S. 48–110.
- Harcourt, G. A.** (1934): The minor chemical constituents of some igneous rocks. Journ. Geol., Vol. XLII, pp. 585 bis 601.
- Harker, A.** (1950): Metamorphism – A study of the transformations of rock masses. 3rd edit. London.
- Harrison, G. R.** (1952): M. I. T. Wavelengths tables, with intensities in arc, spark or discharge tube of more than 100 000 spectrum lines. New York and London.
- Hasler, A.** (1947): Sind unsere Böden magnesiabedürftig? Schweiz. Landw. Monatshefte, 25. Jg., Heft 9.  
— (1951a): Über den Kalk und seine Beziehung zu andern Nährstoffen, insbesondere zu Spurenelementen. Landw. Jahrb. Schweiz, N. S., Jg. 1, S. 1–16.  
— (1951b): Über die Manganbedürftigkeit einiger Gräserarten. Schweiz. Landw. Monatshefte, 19. Jg., S. 300–305.
- Hess, P. F.** (1950): Untersuchungen über das chronische Blutharnen des Rindes. 35 S. Diss. Univ. Bern (Druck Orell Füssli AG., Zürich).
- von Hevesy, G.** (1932): Die geochemische und kosmische Häufigkeit des Bleis. Fortschr. der Min. etc., Bd. XVI, S. 147–161.
- von Hevesy, G., Alexander, E.** und **Würstlin, K.** (1929): Über das Häufigkeitsverhältnis Niob-Tantal in Titanmineralien. Z. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 181, S. 95–100.
- von Hevesy, G.** und **Hobbie, R.** (1933): Die Ermittlung des Molybdän- und Wolframgehaltes von Gesteinen. Z. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 212, S. 134–144.
- von Hevesy, G.** und **Würstlin, K.** (1934): Die Häufigkeit des Zirkoniums. Z. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 216, S. 305–311.
- Hirschi, H.** (1919): Anregung zu absoluten Altersbestimmungen radioaktiver Gesteine der Schweiz. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, «Heim-Festschrift», Bd. LXIV, S. 65–76.  
— (1920): Radioaktivität einiger Schweizergesteine (Zweiter Teil). Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, Bd. LXV, S. 545–572.  
— (1921): Radioaktivität einiger Schweizergesteine (Dritter Teil). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. I, S. 54–60 und 310–322.  
— (1924, 1925, 1927): Radioaktivität der Intrusivgesteine des Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, S. 64–88, Bd. V, S. 173–180, Bd. VII, S. 98–114.  
— (1928): Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VIII, S. 318–320.  
— (1931): Beryllvorkommen im Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, S. 173.  
— (1931a): Radioaktivität von Quellen im Aaregranit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XI, S. 264/265 (siehe auch Nachtrag hierzu in Bd. XII, S. 246).  
— (1948): Radioaktivität und ihre Erscheinungen am Mittagfluhgranit, eine randliche Intrusion im Aarmassiv bei Guttannen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 509–517.

- Hradil, G.** und **Almasy, F.** (1938): Über den chemischen Bestand des Ölschieferbitumens von Meride im Kanton Tessin. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, S. 451–458.
- Huber, H. M.** (1943): Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII, S. 475–537.
- Huber, M.** (1922): Intrusions- und Kontakterscheinungen im Oberhasli. – Beitrag zur Petrographie und Geologie des mittleren Aarmassivs. Diss. Bern (Manuskript).
- Huber, P., de Quervain, F., Huber, H.** und **Lütschg-Loetscher, O.** (Mitarbeiter **Bohner, R.**) (1950): Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, I. Bd., II. Teil, Allgemeines, 9. Kapitel, Zur Hydrologie, Chemie und Geologie der winterlichen Gletscherabflüsse der Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrologie, 4. Liefg. (Zürich).
- Huber, W.** (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVIII, S. 555–642.
- Hügi, Th.** (1941): Zur Petrographie des östlichen Aarmassivs (Bifertengletscher, Limmernboden, Vättis) und des Kristallins von Tamins. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXI, S. 1–120.
- (1947): Petrographische Beobachtungen zwischen Lonza und Petersgrat (westliches Aarmassiv). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XL, S. 282–287.
- (1951): Anwendungsmöglichkeiten spektrographischer Methoden in der Petrographie. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXXI, S. 583–586.
- Hügi, Th.** und **Meier, W.** (1949): Spektrographische Untersuchungen an schweizerischen Kupfererzen. *Experientia*, Vol. V, S. 283/284.
- Hugi, E.** (1934): Das Aarmassiv. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II, S. 130–138. Wepf & Co., Basel.
- Huttenlocher, H. F.** (1921): Beiträge zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Inaug.-Diss. Univ. Bern (Manuskript).
- (1947): Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv. *Mitt. Naturf. Ges. Bern, N. F.*, 4. Bd., S. 85–116.
- (1952): Vom Granit, Gneis und Kristallen an der Grimsel. In: Über die Grimsel, Festgabe an die Teilnehmer der Vers. der SNG in Bern 1952, S. 7–26.
- (1953): Zur Kenntnis der alpinen Kluftmineralisation. *Congrès géol. int. C. R. de la 19<sup>e</sup> session, Alger 1952, Section VI, Fasc. VI*, pp. 61–71.
- Huttenlocher, H. F. †, Hügi, Th.** und **Nowacki, W.** (1954): Röntgenographische und spektrographische Untersuchungen am Bazzit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 34, S. 501–504.
- Jaffe, H. W.** (1951): The role of Yttrium and other minor elements in the garnet group. *Am. Mineral.*, Vol. 36, pp. 133–155.
- Joly, J.** (1912): The radioactivity of the rocks of the St. Gotthard Tunnel. *The London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. and J. of Science*, 6th ser., Vol. 23, pp. 201–211.
- Kaitaro, S.** (1953): Geologic structure of the late Pre-Cambrian intrusives in the Åva Area, Åland islands. *Bull. Comm. géol. Finlande*, N<sup>o</sup> 162.
- Krupski, A., Huber, H., von Grünigen, F., de Quervain, F.** und **Ulrich, H.** (1947): Beziehungen zwischen Bodenbeschaffenheit und Gehalt des Futters an lebensnotwendigen Mineralstoffen. *Schweizer Archiv f. Tierheilkunde*, Bd. LXXXIX, S. 476–548.
- Krupski, A. †, Almasy, F., de Quervain, F.** und **von Ins, G.** (1951): Beitrag zur Frage des Vorkommens der Spurenelemente im Rauhfutter schweiz. Herkunft. *Bull. Schweiz. Akad. Med. Wiss.*, Vol. 7, S. 146–158.
- Landergren, S.** (1948): On the geochemistry of Swedish iron ores and associated rocks, a study on iron-ore formation. *Sveriges Geol. Undersökning, Årsbok 42*, Nr. 5.
- Ledermann, H.** (1945): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranites im obern Lötschental (westliches Aarmassiv). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXV, S. 383–530.
- (1955): Zur Kenntnis der Molybdänlagerstätte im Baltschiedertal (Wallis). *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Liefg.* 33.
- Leitmeier, H.** (1937): Das Smaragdorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. *Tscherm. Min. Petr. Mitt., N. F.*, Bd. 49, S. 245–368.

- Leutwein, F.** (1939): Über das Vorkommen einiger seltener Elemente in metamorphen Gesteinen des Schwarzwaldes (Vorl. Mitt.). Zentralbl. Min. Geol. etc., Abt. A, S. 123–128.
- Liechti, H.** (1933): Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen (Canton Uri). Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, S. 491–563.
- Lotze, R.** (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs (Untersuchungen über Erstfelder Gneis und Innertkirchner Granit). Z. Deutschen Geol. Ges., Bd. 66, Abh., Heft 2, S. 217–301.
- Mannkopff, R.** und **Peters, C.** (1931): Über quantitative Spektralanalyse mit Hilfe der negativen Glimmschicht im Lichtbogen. Z. Physik 70, S. 444.
- Mason, B.** (1952): Principles of Geochemistry. New York–London.
- Milton, C., Hildebrand, F. A.** and **Sherwood, A. M.** (1953): The identity of Tinzenite with manganoan Axinite. Am. Mineral., Vol. 38, pp. 1148–1158.
- Minder, W.** (1932): Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs. Tektonisch-petrographische Studien im Zentralgranit des oberen Haslitalen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XII, S. 353–422.
- Mitchell, R. L.** (1948): The spectrographic analysis of soils, plants and related materials. Techn. communication No. 44. Commonwealth Bureau of soil science, Harpenden, England.
- Moritz, H.** (1946): Spektrochemische Betriebsanalyse. Die chemische Analyse, Bd. 43 (Slg. von Einzeldarstellungen auf dem Gebiete der chem., techn.-chem. u. phys.-chem. Analyse) (Enke Verlag, Stuttgart, 170 Seiten).
- Myers, A. T.** and **Barnett, P. R.** (1953): Contamination of rock samples during grinding as determined spectrographically. Am. Journ. Science, Vol. 251, pp. 814–830.
- Neidinger, El. A.** (1951): Petrographische Untersuchungen im obern Lauterbrunnental (Berner Oberland). Diss. Univ. Bern, Druck: L. Giessendörfer Söhne, Karlsruhe.
- Niederer, J.** (1932): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Clavaniev und Val Milar im Bündner Oberland. Inaug.-Diss. Univ. Bern, Druck: von Thomas & Hubert, Spezialdruckerei für Dissertationen, Weida (Thüringen).
- Niggli, E.** (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Petrogr.-geologische Untersuchungen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIV, S. 58–301.
- (1953): Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiete von Sept-Laux (Belledonne-Massiv s. l.). Leidse Geol. Med., Deel XVII, Blz. 215–236.
- Niggli, P.** (1924): Der Chemismus der zentralen Aargranite. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, S. 337–351.
- (1934): Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, S. 464 bis 472.
- (1936a): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, S. 335–399.
- (1936b): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, S. 295–317.
- (1946): Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und Anatexis. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVI, S. 44–78.
- Niggli, P., Koenigsberger, J., Parker, R. L.** und **Mitarbeiter** (1940): Die Mineralien der Schweizer Alpen. Bd. I u. II, Basel.
- Niggli, P., de Quervain, F.** und **Winterhalter, R. U.** (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, XIV. Liefg. (Bern).
- Nockolds, S. R.** (1941): The Garabal Hill-Glen Fyne igneous complex. The Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol. XCVI, pp. 451–510.
- Nockolds, S. R.** and **Mitchell, R. L.** (1948): The geochemistry of some caledonian plutonic rocks: A study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. Trans. Royal Soc. of Edinburgh, Vol. LXI, part II (No. 20), pp. 533–575.
- Noll, W.** (1934): Geochemie des Strontiums. Mit Bemerkungen zur Geochemie des Bariums. Chemie der Erde, Bd. 8, S. 507–600.
- Oftedal, I.** (1943): Scandium in biotite as a geologic thermometer. Norsk Geologisk Tidsskrift, Bd. 23. Argang 1943, pp. 202–213.
- Ottmann, J.** (1941): Untersuchung zur Verteilung von Spurenelementen, insbesondere Zinn, in Tiefengesteinen und einigen gesteinsbildenden Mineralien des Harzes. Z. angew. Min., Bd. 3, S. 142–169.
- Pallmann, H.** (1932): Der Boden, seine Entstehung und seine Eigenschaften. Sep.-Druck aus «Schweizer Bauer».

- Pallmann, H. und Gessner, H.** (1934): Bodentypenkarte der Schweiz, in: Geotechn. Karte der Schweiz 1 : 200 000, Blatt Nr. 1, herausg. von der Geotechn. Kommission SNG (Bern).
- Parker, R. L.** (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. Basel.
- Payot, R. et Jaquerod, A.** (1953): Distribution de la radioactivité en Suisse. Mém. Soc. Phys. et d'Histoire Nat. de Genève. Vol. 42, pp. 253–320.
- Poole, J. H. J.** (1920): The radium content of the rocks of the Lötschberg tunnel. The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Mag. and J. of Sc., Vol. XL, pp. 466–471.
- Pflugshaupt, P.** (1927): Beiträge zur Petrographie des östlichen Aarmassivs. Petrographisch-geologische Untersuchungen im Gebiete des Bristenstockes. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. VII, S. 321–378.
- Preuss, E.** (1938): Beiträge zur spektralanalytischen Methodik. Die quantitative Spektralanalyse in Kohlebogen. Z. angew. Mineralog., Bd. 1, S. 168–199.
- Przibram, K.** (1952): Über die Färbungen des Fluorits. Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., Wien, 3. F. Bd., S. 21–31.
- de Quervain, F. und Friedländer, C.** (1942): 1. Nachtrag zu: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, XIV. Liefg. (Bern).
- de Quervain, F. und Gschwind, M.** (1934 u. 1949): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. 1. u. 2. Aufl. Hrg. Schweiz. Geotechn. Kommission.
- Rankama, K.** (1946): On the geochemical differentiation in the earth's crust. Bull. Comm. Géol. Finlande, N° 137.
- Rankama, K. and Sahama, Th. G.** (1950): Geochemistry. Chicago.
- Rittmann, A.** (1942/45): Le temperature nella crosta terrestre e l'orogenesi. Rend. Accad. Sc. Fis. e Mat. (Napoli), Ser. IV, Vol. XIII, pp. 250–262.
- (1951): Orogénèse et volcanisme. Archives des Sc. (Genève), Vol. 4, p. 273–314.
- Sahama, Th. G.** (1945a): Spurenelemente der Gesteine im südlichen finnisch-Lappland. Bull. Comm. Géol. Finlande, N° 135.
- (1948b): On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi granites. Bull. Comm. Géol. Finlande, N° 136, pp. 15–64.
- Sandell, H. B. and Goldich, S. S.** (1943): The rarer metallic constituents of some american igneous rocks. Journ. of Geol., Vol. LI, part I, pp. 99–115, part II, pp. 167–189.
- Schönbein, Chr. Fr.** (1838): Über die Ursache der Farbveränderungen, welche manche Körper unter dem Einflusse der Wärme erleiden. Poggendorfs Ann. Physik und Chemie, 2. Reihe, Bd. 45 (der ganzen Folge 171. Bd.), S. 263–281 (Leipzig).
- Scott, R. O.** (1945): The effect of extraneous elements on spectral line intensity in the cathode-layer arc. Journ. Soc. Chem. Ind. LXIV, pp. 189–194.
- Shaw, D. M.** (1953): The camouflage principle and trace element distribution in magmatic minerals. Journ. Geol., Vol. 61, pp. 142–151.
- Shimer, J. A.** (1943): Spectrographic analysis of new England granites and pegmatites. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 54, pp. 1049–1066.
- Sieber, O.** (1950): Über den Zusammenhang zwischen dem Blutharnen des Rindes und Anti-Aneurin-Faktoren, 24 S. Diss. Univ. Bern (Buchdr. Teutsch, Bregenz).
- Sigrist, F.** (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXVII, S. 39–182.
- Simmler, R. Th.** (1861): Chemisch-physikalische Mitteilungen aus dem Laboratorium der Kantonschule in Chur. I. Beitr. zur chemischen Spektralanalyse; II. Spektralreaktionen einiger bündnerischer Naturprodukte. Jahresbericht Naturf. Ges. Graubündens, N. F., VI. Jg. (Vereinsjahr 1859/60), S. 168–218.
- Spaenhauer, F., Bearth, P., Cadisch, J., Wenk, Ed.** (1940): Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25 000, Blatt 420 Ardez. Hrg. Schweiz. Geol. Kommission.
- Steyn, J. G. D.** (1854): Spectrographic and X-ray data on some fluorites from the Transvaal South Africa Min. Mag., Vol. XXX, pp. 327–332.
- Strock, L. W.** (1936): Zur Geochemie des Lithiums. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen IV, N. F. 1, Nr. 15, S. 171–204.
- Swiderski, B.** (1919): La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa (Texte explicatif de la carte spéciale N° 89). Mat. carte géol. Suisse, N. S., XLVII<sup>e</sup> livr., Ire partie (Berne).

- Szádeczky-Kardoss, E.** (1953): Studien über die geochemische Migration der Elemente, I. u. II. Teil, Acta geol. Acad. Scientiarum Hungarica, T. II, Fasc. 1-2 Budapest, pp. 135-144 u. 145-167. I. Die Ionengewichte u. ihre geochem.-geol. Rolle. II. Die Absonderung der Magmaprovinzen.
- van Tongeren, W.** (1938): Contributions to the knowledge of the chemical composition of the earth's crust in the East Indian Archipelago. I. The spectrographic determination of the elements according to arc methods in the range 3600-5000 Å. II. On the occurrence of rarer elements in the Netherlands East India. Amsterdam.
- Tröger, E.** (1934/35): Der Gehalt an seltenen Elementen bei Eruptivgesteinen. Chemie der Erde, Bd. 9, S. 286-310.
- Truninger, E.** (1911): Geologisch-petrographische Studien am Gasterenmassiv. Mitt. Naturf. Ges. Bern aus dem Jahre 1911 (gedr. 1912), S. 18-116.
- (1944): Versuche und Untersuchungen über die Wirkungen des Bors als Spurenelement. Landw. Jahrb. der Schweiz.
- Vogel, A. I.** (1939): A text book of quantitative inorganic analysis. London.
- Vogt, J. H. L.** (1923): On the content of nickel in igneous rocks. Econ. Geol., Vol. 18, pp. 307-353.
- Wager, L. R. and Mitchell, R. L.** (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. — A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 1, pp. 129-208.
- Wyss, R.** (1933): Petrographisch-geologische Untersuchungen westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet. Beitrag zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs. Mitt. Naturf. Ges. Bern aus dem Jahre 1932, S. 1-109.

Die Natur hat sich so viel Freiheit vorbehalten, dass wir mit Wissen und Wissenschaft ihr nicht durchgängig beikommen oder sie in die Enge treiben können.

Goethe

## Einleitung und Problemstellung

Zahlreiche Gebiete und Gesteine des Aarmassivs waren in den letzten Jahrzehnten Gegenstand eingehender petrographischer Detailuntersuchungen. Mittels der sich ständig verfeinernden mineralogisch-petrographischen Methoden sind seit den ersten Forschungen eines A. BALTZER, ED. VON FELLEBERG und ALB. HEIM laufend Fortschritte erzielt worden. So hat in neuerer Zeit E. HUGI eine grosso modo heute noch gültige Zonengliederung des herzynischen Aarmassivs gegeben. Durch ihn und seine Schüler erfuhren die zwischen den Gesteinen der verschiedenen geologischen Einheiten bestehenden Beziehungen eine weitere Abklärung. Die Tradition des Berner Institutes, das Aarmassiv petrographisch zu bearbeiten, wurde unter der Leitung des inzwischen verstorbenen Prof. H. HUTTENLOCHER weiter gepflegt. Eine Reihe von Analytikern hat dazu beigetragen, unsere Kenntnisse über den Chemismus der Gesteine des Aarmassivs zu erweitern. Heute liegen rund 400 Gesteinsanalysen aus diesem Massiv vor. Chemische Analysen sind zwar ein zur Klärung mancher petrologischer Probleme wertvolles Hilfsmittel, versagen jedoch, wenn seltenere Elemente mit Gehalten unter rund 1% bestimmt werden sollen. Die in ihren Anfängen auf den Basler SCHÖNBEIN zurückführbare Geochemie verfügt heute über spektrographische Methoden, die vor allem den Petrographen und Geologen über die in Mineralien, Gesteinen und Böden vorhandenen Spurenelemente zu orientieren vermögen.

Es ist der Versuch unternommen worden, ausgehend von Geländeuntersuchungen in verschiedenen Abschnitten des Aarmassivs das geochemische Verhalten von Graniten und bestimmten, mit ihnen eng vergesellschafteten Gesteinen zu studieren. Hierzu gehört auch die Sichtung und Auswertung des bereits vorhandenen Analysenmaterials.

Die Feldarbeiten im westlichen Aarmassiv (Blatt Kippel und Jungfraugebiet) sind während der letzten Jahre im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission erfolgt. Im Zusammenhang mit den vom Mineralogisch-petrographischen Institut Bern durchgeführten Aufnahmen an der neuen Sustenstrasse und in den Stollen der Kraftwerke Oberhasli AG. konnte der Verfasser ergänzende Beobachtungen im mittleren Aarmassiv machen. Die Verhältnisse des östlichen Aarmassivs sind mir durch frühere Feldarbeiten weitgehend bekannt (vgl. HÜGI, 1941).

Bei der Wahl des einzuschlagenden Weges waren folgende Gesichtspunkte wegleitend: Gesteine granitischer Zusammensetzung des Aarmassivs zeigen nach bisherigen Untersuchungen gewisse Unterschiede in bezug auf modale und chemische Zusammensetzung. Das gesamte Aarmassiv nimmt eine Fläche von rund 2000 km<sup>2</sup> ein, wobei der Anteil des Gastern-, Innertkirchnergranites, des Zentralen Aaregranites und einiger kleinerer Granitstöcke (Tödi-, Grimsel- und Puntegliasgranit) allein 51% ausmacht. In dieser Prozentzahl nicht inbegriffen sind die granitischen Gesteinsareale der Zone der südlichen Granitgneis- und Mischzone. In Anbetracht des deutlichen Vorwiegens der Granite sowie unter Berücksichtigung allgemeiner petrographischer Gesichtspunkte schien es gerechtfertigt, zuerst granitische Gesteine und mit ihnen in engem Verbande stehende, spektrographisch zu untersuchen. Neue petrographische Beobachtungen und chemische Daten zusammen mit spektrographisch ermittelten Spurengehalten sollen dazu dienen, unsere Kenntnisse über die Aarmassivgranite zu erweitern. Im Falle des Gasterngranites ist versucht worden, das Ausmass der Variabilität der Spurengehalte an Proben der normal ausgebildeten Granite verschiedener Herkunft innerhalb des Massivkörpers zu erfassen. Von andern Graniten wurden jeweils ein bis mehrere typische Vertreter spektrographisch analysiert. Die erhaltenen Daten werden mit denen von Graniten anderer Provenienz verglichen. Wenn hier Granite und damit vergesellschaftete Gesteine in bezug auf Spektralanalyse die Priorität erhielten, so will das keineswegs heissen, analoge Studien an all den noch verbleibenden Gesteinen des Aarmassivs seien nicht ebenso erwünscht. Immerhin sei noch erwähnt, dass hier die Voraussetzungen zum Studium einer kontinuierlichen Differentiationsabfolge von extrem basischen zu sauren Gesteinen fehlen, wie dies z. B. für die Skaergaard-Intrusion (E-Grönland) zutrifft.

In den letzten Jahren steht das Granitproblem erneut zur Diskussion. So sind von zahlreichen Forschern teils auf theoretischer oder spekulativer, teils auf experimenteller Grundlage beruhende Argumente für magmatische oder migmatische Entstehungsweise der Granite ins Feld geführt worden. Weitere feldpetrographische und experimentelle Untersuchungen an granitischen Gesteinen an möglichst verschiedenen Stellen der Erde können neue, für die Lösung des Granitproblems wichtige Daten liefern. Dies war mit ein Grund, um mit der spektrographischen Analyse von Graniten in einem Zentralmassiv der Alpen zu beginnen, um so einen kleinen Beitrag zu einem äusserst weitschichtigen petrologischen Problem beizusteuern.

Schliesslich ist die Kenntnis der Spurengehalte von Graniten, Pegmatiten, Apliten etc. und darin vorkommender Mineralien des Aarmassivs Voraussetzung zur weiteren Klärung mineralogischer und lagerstättenkundlicher Fragen sowie ganz besonders auch zur Lösung mancher bodenkundlicher Probleme. Die Verwitterungsprodukte granitischer Gesteine bilden mancherorts einen erheblichen Anteil unserer Böden und können bis zu einem gewissen Grade das pflanzliche Wachstum beeinflussen.

## I. Zur Petrologie der Granite und damit vergesellschafteter Gesteine

Für das Aarmassiv ergibt sich, in Anlehnung an HUGI (1934), der folgende Zonenaufbau (vgl. Tafel V):

1. Gastern-Innertkirchner-Granitzone, inkl. Lauterbrunnergranit, Tödigranit.  
Grenzzone zwischen 1 und 2, stellenweise mit dunklen, z. T. graphitischen Schiefern.
2. Erstfeldergneiszone.
3. Kristalline Schieferhülle des Zentralen Aaregranites.
  - a) Im Norden: Zone Lötschental-Färnigen-Maderanertal.
  - b) Im Süden: Südliche Granitgneis- und Mischzone.
4. Zentraler Aaregranit mit  
Mittagfluhgranit,  
Grimselgranit  
Puntegliasgranit.

Den Rahmen des Massivs bildet der permische-postpermische Sedimentmantel; im Massiv selbst erscheinen mancherorts eingelagerte Mulden bzw. Keile mit karbonischen bzw. postpermischen Sedimenten. Längs des Südostrand des befinden sich Gesteine, die zum Gotthardmassiv, zur Rhone-Urseren-Vorderrheintal Muldenzone oder zum Tavetscherzwischenmassiv gehören.

Wenn auch die Granite der Zonen 1 und 4 den eigentlichen Gegenstand der nachfolgenden Hauptabschnitte bilden, so dürfen aber die zwischen den genannten Zonen bestehenden engen genetischen Beziehungen nicht unerwähnt bleiben. Bei näherer Betrachtung erweisen sich oft Zonengrenzen als recht unscharf und schwer erkennbar. Wie bereits in der Einleitung erwähnt, hatte der Verfasser Gelegenheit, während der letzten Jahre vor allem die petrographischen Verhältnisse des westlichen und mittleren Aarmassivs zu studieren. Vorgängig der Diskussion petrochemischer und geochemischer Daten sollen in diesem Abschnitt die Granite zusammenfassend petrographisch gekennzeichnet werden und auf wichtige, zwischen ihnen und den sie begleitenden Gesteinen herrschenden Beziehungen hingewiesen werden. Der Erläuterungstext zu Blatt Kippel des Geologischen Atlases der Schweiz wird eine monographische und insbesondere mikroskopische Beschreibung der bei den petrographischen Kartierungsarbeiten angetroffenen Gesteine enthalten.

### A. Gasterngranit

#### a) Allgemeine Situation

Der Gasterngranit bildet den westlichsten Teil der Gastern-Innertkirchner-Granitzone (Tafel V). Er lässt sich nicht scharf abgrenzen, doch trifft man den typischen Gasterngranit im Einzugsgebiet der Kander (Gasterntal) sowie südöstlich der Kammlinie des Gasterngrates <sup>1)</sup> (in und oberhalb der nördlichen

<sup>1)</sup> Betr. Definition siehe COLLET (1947).

Seitentäler des Lötschenthal). Im obern Lauterbrunnental steht der Lauterbrunnergranit an, und weiter nordöstlich erscheinen Granite, die mehr und mehr die charakteristischen Wesenszüge des Innertkirchnergranites aufweisen <sup>1)</sup>.

### b) Gasterngranittypen

Der Normaltypus des Gasterngranites, ein Alkali-Biotitgranit, ist bereits von TRUNINGER (1911) als ein hypidiomorph, richtungslos-körniges Gestein beschrieben worden; er besteht aus den Mineralien Plagioklas (Albit-Oligoklasalbit), Alkalifeldspat (Perthit, stellenweise auch Mikroklin), Quarz, Biotit sowie den Nebenbestandteilen Apatit, Titanit, Zirkon, Rutil, Pyrit, Kalzit und Serizit. Als typisch mag der in Kolonne *a)* angegebene Mineralbestand gelten; die Kolonnen *b)*, *c)* und *d)* geben vergleichsweise die von GYSIN (1952) an diesem Typus gefundenen Werte:

	<i>a)</i>	<i>b)</i>	<i>c)</i>	<i>d)</i>
Plagioklas . . . . .	48 (An <sub>13</sub> )	44.2 (Ab)	38.5 (Ab)	41.0 (Ab) Vol. %
Alkalifeldspat . . . . .	24	20.7	31.0	19.0
Quarz . . . . .	17	26.8	20.7	27.4
Biotit + NG . . . . .	11	8.3	9.8	12.6

In biotitreichen Varietäten sind die Gehalte an Plagioklas, Biotit etwas höher, diejenigen an Alkalifeldspat und Quarz tiefer. Der normale Gasterngranit wiegt, was die der Beobachtung zugänglichen Aufschlüsse anbelangt, deutlich vor. Es sei aber hier gleich erwähnt, dass es im Gasternmassiv kaum gelingt, Aufschlüsse von mehreren Quadratmetern zu finden, die nur aus einheitlich granitischem Material bestehen. Meist beobachtet man kleine, in der Nähe der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz auch vermehrt und grössere, meist scharf begrenzte Schollen-Einschlüsse, die vor allem durch die dunklere Farbe auffallen. Die Photos 1-3, Tafel I, sollen diese Verhältnisse veranschaulichen. Diese Einschlüsse stellen Anteile eines prägranitisch gebildeten «Schiefer»- und Gneisssubstratums dar. Die Durchsetzung des Granites mit derartigem Fremdmaterial erreicht aber im Gasterntal nicht die Intensität wie weiter ostwärts. Nach unsern Feld- und Schliffbeobachtungen haben die Stoffaustausche zwischen Einschluss und Gasterngranitschmelze ein eher bescheidenes Ausmass erreicht, wenn wir von den relativ eng begrenzten Kontaktzonen am Kanderfirnabsturz und im Lötschbergtunnel absehen.

Analysenprobe Nr. 1 kann als Repräsentant des biotitreichen Gasterngranites gelten. Diese Gesteinsprobe stammt aus dem Lötschbergtunnel, doch treten solche an Biotit reiche, granodioritische Gesteine auch in der erwähnten Kontaktzone auf. TRUNINGER (1911) hat Analysen von Granodiorit, Quarzglimmerdiorit und Glimmerdiorit aus der Kontaktzone mitgeteilt. Nach unsern Beobachtungen sind solche Gesteine im übrigen Gasternmassiv kaum in grösseren Aufschlüssen anzutreffen.

Die gelegentlich zu beobachtenden roten und grünen Gasterngranite sind an stärker geklüftete, durch ältere und jüngere Dislokationen beeinflusste Felspartien gebunden. Diese Gesteine weisen eine stärkere epimetamorphe Beeinflussung auf. In solchen Fällen ist auch eine deutliche Ausbleichung und Chloritisierung des Biotites beobachtet worden.

In der Kontaktzone des Kanderfirnabsturzes tritt ein porphyrtiger Granit mit deutlich hervortretenden Feldspateinsprenglingen auf (Analysenprobe Nr. 6156). Die Entstehung dieses Granittypes steht in enger Beziehung mit der allgemeinen Stoffmobilisation und dem in der Kontaktzone stattgefundenen Austausch zwischen Gneisschollen und granitischer Schmelze. Dieser porphyrtige Granit weicht aber in seinen mineralogischen und chemischen Eigenschaften nicht stark vom Normaltypus ab. Photo 4 und 5, Tafel II, zeigen die Verbandsverhältnisse dieses Granittypes. Deutlich kontaminierte Granite sind an ihrem Pinitgehalt erkennbar.

<sup>1)</sup> Die scharfe Abgrenzung des Gasterngranites, wie sie auf Bl. 6 (Sion) der Geologischen Generalkarte der Schweiz, 1:200 000 für das obere Lauterbrunnental gewählt wurde, entspricht nach unsern Beobachtungen nicht den tatsächlichen Verhältnissen, die erst eine Detailkarte befriedigend wiedergeben kann.

Granitporphyre können als Randfazies vor allem am Südrand des Massivs beobachtet werden und ferner in Form von Gängen und Stöcken auch innerhalb des Granitkörpers selbst. Granitporphyre stellen späteste Bildungen im Verlaufe der magmatischen Erstarrung der Gasterngranitschmelze dar, während der porphyrtartige Granit der Kontaktzone seine Eigenschaften im wesentlichen Reaktionsvorgängen zwischen Granitschmelze und Fremdmaterial verdankt.

Gelegentlich anzutreffende, muskovitführende Gasterngranite zeigen ebenfalls eine leichte Tendenz zu porphyrischer Ausbildung. Sie können am ehesten als späte, den normalen Biotitgranit durchsetzende Bildungen verstanden werden (Beispiel: Probe Nr. 6019).

Die stellenweise intensive kataklastische Beeinflussung des Gasternmassivs ist durch die Anwesenheit typischer Mylonite (z. T. mehrere Meter mächtig) belegt, die sich oft auf weite Strecken verfolgen lassen. Der Mineralbestand eines normalen Gasterngranites wurde dabei weitgehend in die von Serizit und Chlorit und kataklastischem Quarz beherrschte Mineralfazies übergeführt (Probe Nr. 6511). Die Dünnschliffbilder mylonitisierter Gasterngranite sehen den von W. HUBER (1948) publizierten Mikrophotos des verschieferten, mylonitisierten südlichen Granitgneises ähnlich. Einen besonderen Fall stellt die ebenfalls analysierte Probe Nr. 6020 dar; es ist dies ein schmaler Rutschharnisch von grössenordnungsmässig Zentimeterbreite, wie er beidseitig vom schmalen Kluftraum im Gasterngranit auftreten kann. Die vollkommene Mylonitisierung des Granites im Bereiche von Klüften dürfte mit der alpinen Orogenese in Beziehung gebracht werden. In dieser mylonitischen Zone sind Feldspat- und Glimmersubstanz zerstört und die Alkalien fast restlos herausgelöst worden ( $alk = 5!$ ). Das Dünnschliffbild wird beherrscht von grobkörnigem Quarz und neugebildeten Epidotkörnern und Zoisit- bzw. Klinozoisitnadeln. Sonst in kataklastisch deformierten Gasterngraniten immer zu beobachtender Serizit, Chlorit und Kalzit fehlen völlig. Die hier vorliegende Mylonitisierung weicht von der üblichen alpin-tektonisch bedingten ab, da Hydrophyllosilikate fehlen.

### c) Ganggesteine

Innerhalb des Gasterngranitmassivs sind die Biotitaplite, Granitporphyre und Quarzporphyre die wichtigsten Ganggesteine. Aus der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz kennt man Feldspatpegmatite, z. T. mit dunklem Alkalifeldspat (Probe Nr. 6407) und turmalinführende Aplite. Quarzporphyre und meist stark epimetamorphe Porphyrite (z. B. Biotitporphyrit Nr. 6712) setzen südlich des Gasterngrates auch noch in den dem Granitkontakt benachbarten Altkristallinpartien auf. Nennenswerte Veränderungen konnten am Nebengestein der Gänge keine erkannt werden. Bis mehrere Meter mächtige Quarzporphyre treten bis zu rund 1000 m vom Granitkontakt entfernt im Altkristallin auf. Echte Lamprophyre fehlen.

Die im nächsten Abschnitt erwähnten Muskovit-Turmalin-Pegmatite und -Aplite der Schieferhülle unterscheiden sich von den soeben genannten Ganggesteinen, die zur Gefolgschaft des Gasterngranites gehören.

### d) Baumaterial der «Schieferhülle» (Altkristallin) und Kontaktverhältnisse mit dem Gasterngranit

Die Verbandsverhältnisse zwischen Gasterngranit und «Schieferhülle» sind bereits bei TRUNINGER (1911) und SWIDERSKI (1919) beschrieben worden. Der südlich des Gasterngranites gelegene Gesteinskomplex ist von SWIDERSKI als «Zone des paragneiss du Lötschental» bezeichnet, aber bei dieser Kartierung im Maßstab 1 : 50 000 noch nicht weiter differenziert worden. Anlässlich der Aufnahmearbeiten für das Atlasblatt Kippel schenken wir den Kontakten Gasterngranit-«Schieferhülle» sowie dem darin vorkommenden Baumaterial besondere Aufmerksamkeit. Am Ende des Kanderfirns befindet sich der erstmals von TRUNINGER beschriebene Intrusivkontakt (= Kontaktzone des Kanderfirnabsturzes); im Süden ist die Grenze gegen die «Schieferhülle» meist mechanisch bedingt (vgl. Photo 1, Tafel I).

Bevor wir auf die Kontaktverhältnisse selbst eingehen, seien über das Baumaterial folgende summarisch gehaltenen Bemerkungen gemacht. Die gesamte «Schieferhülle» zwischen dem Südrand des Gasternmassivs und dem Lötshental besteht aus umkristallisiertem, in bezug auf sein Alter nicht näher datierbarem, jedoch sicher präherzynischem Sedimentmaterial, worin sich aber auch Einlagerungen eruptiver Herkunft finden. Die Metamorphose des Sedimentsubstratums kann nicht mit Sicherheit datiert werden, doch ist sie bestimmt prägasterngranitisch. Wir haben diesen ganzen Komplex mit vorwiegend Paramaterial als Altkristallin bezeichnet (HÜGI 1947).

Das weitaus vorherrschende Gestein ist ein Muskovit-Chlorit-Schiefer. Zwischen diesem Schiefer und einem recht massigen Biotit-Chlorit-Gneis gibt es alle möglichen Zwischenstufen von Schiefer bis Gneis. Gesteine ohne oder mit Feldspat (einige Prozente) von ausgesprochener Schieferigkeit sind allgemein als Schiefer und nur die massigen, relativ feldspatreichen Glieder als Gneis bezeichnet worden. Stellenweise, wie z. B. nordwestlich oberhalb der Lauchernalp, treten ophthalmische, augengneis-ähnliche Gesteine mit eingesprengten zentimetergrossen Feldspäten auf. In gewissen Bereichen zeigt sich ein Vorherrschen von Muskovit- und Muskovit-Biotit-Gneisen, die Granat führen können. Der heute zu beobachtende starke Wechsel im Gesteinscharakter ist im wesentlichen das Abbild der ehemaligen Sedimentschichten, die bald mehr tonigen, tonig-sandigen oder sandigen Charakter aufwiesen. Aus andern Gegenden kennen wir ganz analog ausgebildetes Parakristallin, das ebenfalls aus alten Sedimenten hervorging. Die Analogie mit gewissen Komplexen der penninischen Casannaschiefer (Val d'Anniviers) oder mit den von E. NIGGLI (1944) beschriebenen Paragneisen und Schiefen mit Serizit, Biotit, Muskovit oder Chlorit (allein oder in Kombination) aus dem Gotthard- und Tavetscherzwischenmassiv ist auffällig. Schliesst man die übrigen für das Altkristallin des Aarmassivs typischen Gesteinsarten mit in die vergleichende Betrachtungsweise ein, so wird z. B. wie im Falle der erwähnten Massive und des Belledonne-Massivs die Übereinstimmung noch deutlicher. Nach der von E. NIGGLI (1953) gegebenen Beschreibung des Belledonne-Massivs kommen darin u. a. Chlorit-Serizit-Schiefer, Serizit- bis Muskovitschiefer und -gneise, Zweiglimmerschiefer und -gneise, Biotitgneise sowie Einlagerungen von Amphibolit, Serpentin und Marmor vor. Der Charakter alter, präherzynischer Sedimente im Bereiche von Zentralmassiven der Alpen war offenbar überall ein ähnlicher, so dass daraus bei der Metamorphose ähnliche Paragesteine entstehen konnten.

Der Altkristallinkomplex nördlich der Lonza unterscheidet sich vor allem durch seine charakteristische, epizonale (z. T. bis mesozonale) «Muskovit-Chlorit»-Mineralfazies und durch die stellenweise intensive Pegmatitdurchsetzung deutlich von der vorwiegend mesozonalen (z. T. bis katazonalen) «Biotit»-Mineralfazies im Komplex südlich der Lonza (LEDERMANN 1945). Diese Feststellung konnte anlässlich gemeinsam mit Dr. H. LEDERMANN durchgeführten Begehungen in den Grenzregionen unserer Aufnahmegebiete erhärtet werden. Der heutige Lonzalauf bildet aber nicht durchwegs eine scharfe «Mineralfazies»-Grenze; so können typische, dunkle, lagig entwickelte Biotitgneise gelegentlich unmittelbar nördlich des genannten Baches auftreten, wie z. B. bei Blatten und beim Anengletscher.

Die schiefrigen bis gefälten, grünlichen Muskovit-Chlorit-Schiefer (= analysierte Probe Nr. 6515) können durch folgenden Mineralbestand charakterisiert werden:

- HG Quarz, Muskovit-Serizit, (Biotit-) Chlorit, saurer Plagioklas, Orthoklas (vereinzelt); Turmalin und Granat (gelegentlich).
- NG Apatit, Zirkon, Kalzit, Erz.

Bei Zurücktreten des Muskovites und dementsprechender Vormacht der Mineralien Biotit-Plagioklas geht der Schiefer in einen grünlich-schiefrigen Biotitgneis (Typus Gr. Hockenhorn, Nr. 6309) über, dessen Biotit weitgehend chloritisiert worden ist. Biotitgneise und -schiefer mit nur wenig oder gar nicht chloritisiertem Biotit stehen in der Kontaktzone des Kanderfirnabsturzes an (Probe Nr. 6157). Aus begrifflichen Gründen herrschten hier während der herzynischen Orogenese andere Metamorphosebedingungen als in den vom intrudierten, herzynischen, Gasterngranit weiter entfernt gelegenen, präherzynischen Altkristallinpartien. Von solchen Biotitgneisen, die sich aber von denen südlich der Lonza unterscheiden, ist überdies noch die Probe Nr. 6764 analysiert worden; dieser Gneis tritt NW oberhalb des Arbenknubels in Wechsellagerung mit dm-m mächtigen Amphibolit- und Biotit-Hornblende-Gneislagen auf.

Erwähnt seien noch die im Altkristallin verschiedentlich und vor allem auch in der Kontaktzone auftretenden Hornfelse (Biotithornfelse, z. T. mit Turmalin), die aus alten, relativ sandigen Sedimenten hervorgegangen sind.

In den altkristallinen Gebieten zwischen dem Südrand des Gasterngranitmassivs und der Lonza sowie in den altkristallinen Massen, die überschoben auf der autochthonen + parautochthonen Sedimentserie des Gasterngrates ruhen, treten als Folge mechanisch-kataklastischer Umformungen in einzelnen Gesteinsbereichen stark deformierte Schiefer auf. Völlig chloritisierte und serizitisierte Schiefer sowie schwarze, mylonitisierte Schiefer sind anzutreffen, alle zur Hauptsache hervorgegangen aus Muskovit-Chlorit-Schiefer. Gewisse Chlorit- und Epidotchloritschiefer im überschobenen Altkristallin mögen, wie relikthafte Hornblendekristalle im Schliff zeigen, während der alpinen Metamorphose aus Amphibolit entstanden sein. In den schwarzen «Schiefern» möchte man dm bis einige m mächtige Einlagerungen von Karbon vermuten. Der Mylonitcharakter solcher aus Muskovit-Chlorit-Schiefer entstandenen Gesteine ist bereits früher auf Grund von Feld- und Schliffbeobachtungen postuliert worden (vgl. HÜGI 1947) und konnte durch inzwischen ausgeführte röntgenographische und spektrographische Aufnahmen bestätigt werden. Es sei hier bloss zusammenfassend erwähnt, dass sich in den schwarzen «Schiefern» Graphit röntgenographisch<sup>1)</sup> und spektrographisch erst in «Anreicherungs»-produkten (nach Entfernen von Si, Fe etc.) nachweisen liess.

Die bereits von SWIDERSKI (1919) auf der geologischen Karte im westlichen Teil dargestellten Amphibolite setzen sich weiter nach Osten fort (Bänderamphibolite, Schollenamphibolite). Zur Hauptsache dürfte es sich um Para-Amphibolite handeln, hervorgegangen aus mergeligen Horizonten in dem alten Sedimentsubstratum. Solche Amphibolite enthalten wiederholt relikthafte Marmornester.

Wie Gelände- und Schliffbeobachtungen ergaben, handelt es sich bei dem im Gasterngranit in Form von Einschlüssen enthaltenden Fremdmaterial ( $\text{cm}^3$ – $\text{dm}^3$ – $\text{m}^3$  grosse Schollen) um Biotitgneise, Biotithornfelse u. a., also um Gesteinsarten, wie sie aus dem Altkristallinkomplex bekannt sind. Überdies findet man im Gasterngranit meist kleine Schöllchen ( $\text{cm}^3$  und kleiner) von granatführenden «Schiefern» (mit Biotit, Chlorit, Pinit und Quarz). Schiefer genau gleicher Ausbildung konnten im Vallorcine-Granit des Aiguilles-Rouges-Massivs, zwischen Van d'en bas und Granges beobachtet werden. Solche «Schiefereinschlüsse» scheinen aber ganz allgemein für Zentralmassive der Alpen typisch zu sein. Durch Moränenmaterial aufmerksam gemacht, fanden wir 1945 im Altkristallin des Mutthorn und später auch an andern Stellen granatführende Schiefer anstehend. Dabei handelt es sich meist um gefaltete Muskovit-Chlorit-Schiefer mit reichlich Granat (Almandinporphyroblasten) sowie um Biotit-Chlorit-(Muskovit-)Schiefer mit Granat. Die Kontaminierung des Gasterngranites durch altkristallines Gesteinsmaterial steht damit ausser Zweifel.

Für das Altkristallin nördlich der Lonza kennzeichnend ist der Turmalingehalt verschiedener Gesteine. Stellenweise erkennt man Turmalin in Muskovit-Chlorit-Schiefern bereits makroskopisch, viel häufiger jedoch noch mikroskopisch. Feldbeobachtungen ergeben, dass Turmalinführung im wesentlichen an Felspartien gebunden ist, die mehr oder weniger stark von Muskovit-Turmalin-Pegmatiten (-Apliten) durchschwärmt werden (vgl. Photo 6–8, Tafeln II–III). Solche Pegmatite können als m bis 10 m und mehr breite Gänge, aber auch als kleinere Linsen und Nester auftreten. Analoge Pegmatite mit Turmalin sind auch aus andern Bereichen der nördlichen «Schieferhülle» bekannt geworden, wie aus dem Gebiet von Guttannen (Oberflächenaufschlüsse, Kabelstollen Guttannen–Handeck I, Stollen Aeren–Gauli, Zulaufstollen Wendenwasser–Rotlauh). Turmalinpegmatite und Apliten erscheinen zudem auch in der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz. Die Turmalinführung der «Schiefer» scheint allgemein an die Nachbarschaft der erwähnten Gänge gebunden zu sein. Den Bor- oder Turmalingehalt (als Schweremineral) des ursprünglichen Sedimentsubstratums kann man kaum ganz für die Turmalinführung der «Schiefer» verantwortlich machen. Am wahrscheinlichsten erscheint die Annahme, wonach während einer alten, präherzynischen Metamorphose des Komplexes die Gesteine erstmals von turmalinführenden Pegmatiten und Apliten durchdrungen wurden. Vorläufig steht nicht einwandfrei fest, ob es zudem, mindestens lokal, im Anschluss an die Intrusion des Gasterngranites zur Förderung turmalinführender Pegmatite

<sup>1)</sup> Für die röntgenographischen Bestimmungen möchte ich auch an dieser Stelle den HH. Prof. E. NIGGLI und W. NOWACKI aufrichtig danken.

kam oder nicht. Glimmerfreie oder -arme Pegmatite und Aplite, wie sie gelegentlich im Altkristallin beobachtet worden sind, fallen durch einen dunkel pigmentierten Alkalifeldspat auf (Muskovitaplit Nr. 6812). Derartige Alkalifeldspäte treten in pegmatitisch-aplitischen Gängen auch andernorts im Altkristallin auf (südlich der Lonza, Guttannen-Ritzlihorn-Gebiet, östliches Aarmassiv, Tavetscher-Zwischenmassiv u. a. O., vgl. auch S. 66).

Während der detaillierten Aufnahmearbeiten im Altkristallin haben wir wiederholt grössere und kleinere Aufschlüsse von Marmor und Kalksilikatfels gefunden. Fig. 1, 2 zeigen die typischen Verbandsverhältnisse. In bezug auf Aussehen, Grösse und Mineralführung sind alle Vorkommen einander recht ähnlich und entsprechen den bereits von TRUNINGER (1911) beschriebenen Kalksilikatfelsen der Kontaktzone. Ausser wechselnden Mengen von Kalzit und Quarz enthalten Kalksilikatfelse Granat (Grossular),

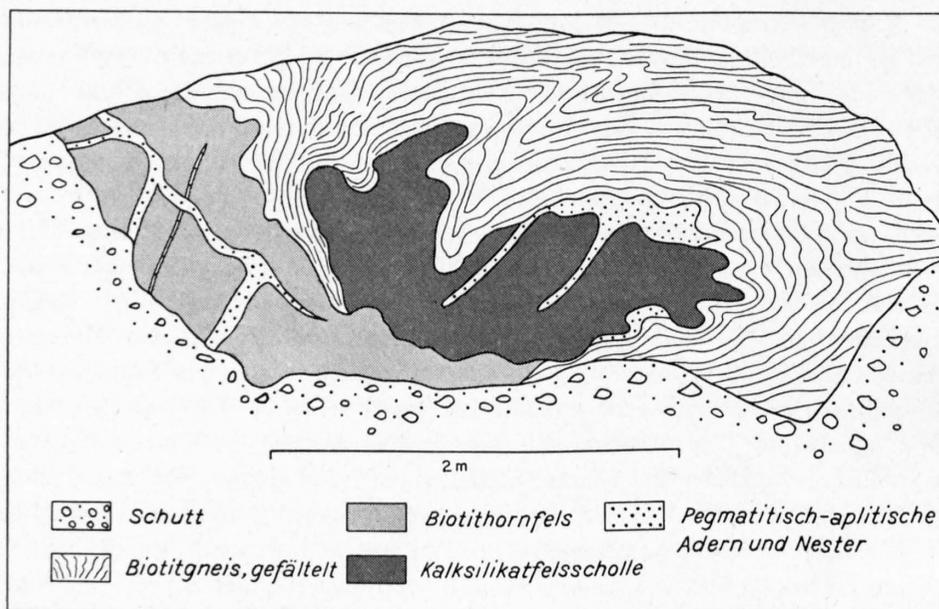


Fig. 1. Kalksilikatfels-Scholle im Altkristallin. Kontaktzone Kanderfirnabsturz.

Diopsid, Vesuvian (z. T.), Wollastonit, Apatit, Titanit, Graphit und Erzminerale. Solche in einem Gneis- oder Schiefersubstratum ruhende Kalksilikatfelse und Marmore müssen wohl im Zusammenhang mit einer allgemeinen Regionalmetamorphose s. l. aus Dolomit-, dolomitischen Kalk oder Kalkeinlagerungen hervorgegangen sein. Nach unsern Beobachtungen sind auch die Kalksilikatfelse und Marmore des Intrusivkontaktes am Kanderfirnabsturz prägasterngranitisch entstanden und nicht, wie TRUNINGER es darstellte, erst beim Aufdringen der Gasterngranitschmelze durch Kontaktmetamorphose s. str. Alle im Bereiche der Kontaktzone vorkommenden Kalksilikatfelse (und Marmore) sind allseitig von einem mehr oder weniger dicken «Schiefer-Mantel» umgeben (meist Biotitgneis). Im Kanderfirngebiet konnten nirgends direkte Kontakte mit dem Gasterngranit beobachtet werden. Dieser Befund steht übrigens im Einklang mit dem von TRUNINGER (1911) mitgeteilten Profil durch die Kontaktzone. Die Kalksilikatfelse und Marmore inner- und ausserhalb der Kontaktzone verdanken ihre Entstehung einer präherzynischen Metamorphose (Regionalmetamorphose s. l.).

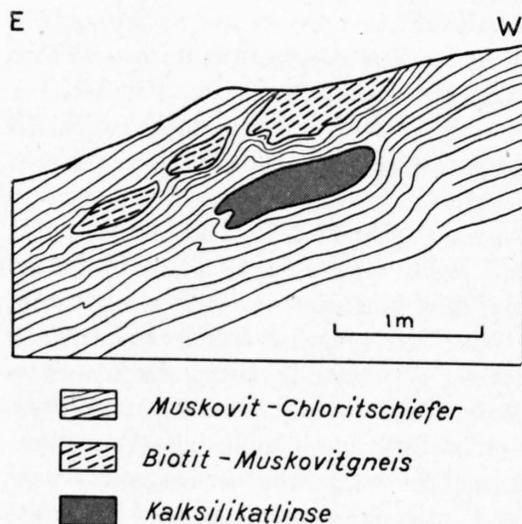


Fig. 2. Kalksilikatlinse im Altkristallin. Im Telli, rechte Talseite bei Koord. 628 925/142 250.

Zur Vervollständigung der Liste des altkristallinen Baumaterials sei auf die Vertreter eruptiver Abstammung hingewiesen: es sind dies Einlagerungen von Serpentin und Giltstein, die relativ kleine Linseneinlagerungen, bis zu rund 50 m Durchmesser, bilden. Die übrigen zum Altkristallinkomplex gehörenden Gänge, wie Pegmatite und Aplite, sind bereits erwähnt worden. Schliesslich seien noch gelegentlich vorkommende Quarzgänge genannt.

## B. Innertkirchnergranit

### a) Allgemeine Situation

Mit Recht fasste man Gastern- und Innertkirchnergranit (inkl. Lauterbrunnergranit) immer wieder als Elemente ein und derselben petrographisch-geologischen Zone auf. Diese Granite sind alle, wenn auch ungleich stark, durch Gesteinsmaterial, das ursprünglich zur angrenzenden «Schieferhülle» bzw. Erstfeldergneiszone gehörte, beeinflusst worden. Im Gastern-, Lauterbrunner- und Haslital haben die Granite dieser Zone daher eine etwas verschiedene Ausbildung, und zwar vor allem deshalb, weil die Stoffaustauschprozesse zwischen Granitschmelze und altem, vorgefundenem Substratum verschiedene Intensitätsgrade erreichten. Das Ergebnis vergleichender Feldbeobachtungen in den vorhin erwähnten Tälern ist kurz folgendes: Der Grad der Durchsetzung mit Fremdschollenmaterial nimmt allgemein von Westen nach Osten zu. Die Reihe Gastern-, Lauterbrunner-, Innertkirchnergranit ist eine solche zunehmend kontaminierter Granite. Diese Beobachtung wird u. a. durch die in späteren Abschnitten noch zu besprechenden Daten bestätigt. Im Gasterngranitmassiv lassen sich, abgesehen vielleicht von einzelnen Partien der Kontaktzonen, die granitischen Anteile von denjenigen der «Schieferhülle» deutlich auseinanderhalten. Bereits beim Lauterbrunnergranit stösst dies vielerorts auf Schwierigkeiten und gelingt beim Innertkirchnergranit vielfach nicht mehr. Heute liegen die Aufschlüsse der drei Granittypen in ungefähr gleichen topographischen Niveaux. Vermutlich haben sich aber seinerzeit die Reaktionen zwischen empordringender granitischer Schmelze und altem Substratum im Westen (Gasterngebiet) in höheren, epizonaleren Lagen abgespielt, im Osten dagegen in grösserer Tiefe, also unter mehr katazonalen Bedingungen (insbesondere in der Innertkirchner Gegend).

### b) Lauterbrunner- und Innertkirchnergranittypen

Der bisherigen Gepflogenheit entsprechend wird unterschieden zwischen Lauterbrunnergranit (im Einzugsgebiet der Weissen Lutschine) und Innertkirchnergranit, der im Gebiet weiter östlich davon ansteht.

Der Lauterbrunnergranit ist von NEIDINGER (1951) unter Aushalten folgender Typen beschrieben worden: Geflammtter Gneis-Granit, Biotitgranit, Feinkörniger Biotitgranit, Aplitgranit, Schlierengranit, Porphyrischer Granit und Quarzdiorit. Von diesen kommt der untersuchte Biotitgranit (Nr. 264\*) mit Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Biotit als Hauptgemengteilen und Zirkon, Rutil, Apatit als Nebengemengteilen dem Gasterngranit in mineralischer und chemischer Hinsicht am nächsten. Der Mineralbestand der übrigen, bereits deutlich kontaminierten Granite weicht in dem Masse ab, als vermehrt Fremdmaterial aufgenommen worden ist. Der im obern Lauterbrunnental am häufigsten vorkommende Schlierengranit fällt durch sein grünleckiges Aussehen auf, das zur Hauptsache vom Pinitgehalt herrührt (Pseudomorphose von Pinit nach Cordierit). Der Schlierengranit weist nach NEIDINGER folgenden Mineralbestand auf:

Plagioklas . . . . .	32.7 Vol. %	Pinit	} . . . . . 8.0 Vol. %
Quarz . . . . .	30.5	Muskovit	
Orthoklas . . . . .	15.6	Apatit	
Biotit . . . . .	13.2	Zirkon	
		Titanit	

In chemischer Hinsicht entspricht der Schlierengranit der Innertkirchnergranitprobe Nr. 5001. Als Einschlüsse treten im Schlierengranit auf: Lagengneis (= Biotitgneis), Biotit-Hornfelse, Kalksilikattfelse (inkl. Marmore), Amphibolite. Die bezüglich der Einschlüsse erwähnten Schlussfolgerungen decken sich mit den von uns im Gasternmassiv gemachten Beobachtungen und Folgerungen. Im obern Lauterbrunnental bildeten die altkristallinen Schiefer das Nebengestein zum Intrusivkörper, d. h. analoge Gesteine, wie wir sie im Lötschental und, alpin überschoben, am Gasterngrat, Mutthorn und weiter östlich im Jungfrau-gebiet anstehend finden. Für die Kalksilikattfelse und Marmore wird als wahrscheinlich angenommen, dass sie bei der Intrusion des Lauterbrunnergranites bereits in metamorpher Form vorlagen. Anlässlich unserer Vergleichsaufnahmen in diesem Gebiet stellten wir für meist ein bis mehrere Kubikmeter grossen Kalksilikat- und Marmorschollen im Prinzip zweierlei Begrenzungsarten fest: Ausser der allseitigen Umhüllung durch Biotitgneis gibt es auch Schollen, die teils gegen Gneis, teils gegen Granit grenzen. Letzterer Kontakt kann aber mechanisch bedingt sein. Marmorschollen, die teilweise an Granit grenzen, sind grobkristalliner (bis über 1 cm grosse Kalzitkristalle) als die allseitig von Gneis umhüllten. Es wäre denkbar, dass die bereits prägranitisch gebildeten Marmore während der Intrusion des Lauterbrunnergranites teilweise nochmals eine Metamorphose erlitten (grobkristalline Marmore!). Die Photos 9–13, Tafeln III–IV, dienen zur Illustration der Verbandsverhältnisse zwischen Lauterbrunnergranit und den darin auftretenden Einschlüssen.

Anlässlich der Bauarbeiten für die Erweiterung der Station Jungfraujoch hatte der Verfasser im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission Stollenaufnahmen vorgenommen. Die im Stollen angefahrenen Granite (Lauterbrunnergranittypus) befinden sich in unmittelbarer Nähe der sedimentären Überlagerung und zeigen deutliche Zeichen einer alten, permischen Verwitterung. Hinzu kam eine starke epimetamorphe Beeinflussung, wobei das kataklastische-destruktive Moment vorwiegte. Die Plagioklase zeigen intensive Serizitisierung, die Biotite sind teils «ausgebleicht», teils chloritisiert worden. Der ursprüngliche Mineralbestand dürfte – wie im Falle der analysierten Probe Nr. 6633 – dem weiter oben erwähnten Schlierengranit des Lauterbrunnentales entsprochen haben. Erkennbar sind ausserdem Relikte von teilweise resorbierten, granatführenden «Schiefern», Pinit, Erz (Pyrit, Rutil, Leukoxen, Limonit).

Den Innertkirchnergranit hat LOTZE (1914) erstmals eingehend beschrieben, und in neuerer Zeit befasste sich HUTTENLOCHER (1947) wiederum mit diesem Granit. In der Innertkirchner Gegend und weiter östlich, entlang der Sustenstrasse, tritt der Innertkirchnergranit meist als Schlierengranit auf, der durch sein unruhiges Aussehen auffällt, bedingt durch die sozusagen verschwommenen Grenzen von resorbierten Schollen und durch den Pinitgehalt. Die herrschenden Mineralien sind – ähnlich wie beim Schlierengranit des Lauterbrunnentales – Quarz, Orthoklas (Mikroperthit; Orthoklas meist Plagioklas überwiegend), Plagioklas (Albit-Oligoklas), Biotit (Chlorit), Muskovit, Serizit, Epidot sowie Pinit (Cordierit), Granat, Apatit, Zirkon, Sagenit, gelegentlich auch Pyrit, Turmalin, Graphit. Die allgemein für Granite typisch massige Beschaffenheit fehlt dem Innertkirchnergranit. Durch vorwiegend kataklastisch-destruktive Deformation während der herzynischen und alpinen Orogenese und Metamorphose ist der Innertkirchnergranit weitgehend umgeprägt und zudem intensiv zerklüftet worden. Diese Veränderungen erfolgten nach Abschluss der langandauernden Ausgleichs- und Anpassungsprozesse zwischen magmatischer Schmelze und Fremdmaterial, die in relativ grosser Tiefe vor sich ging (HUTTENLOCHER, 1947). Der heute vorliegende Innertkirchnergranit mit seiner intensiven Serizitdurchsetzung (auf Klüften oder Ruschelflächen sowie im Gesteinsverband selbst) ist das Endprodukt all der erwähnten, ungleichartigen Metamorphoseprozesse; der mannigfaltig umgearbeitete «Innertkirchnergranit» hat daher seine Granitnatur ganz oder teilweise eingebüsst. Als Repräsentant dieses Innertkirchner-Schlierengranites gilt die analysierte Probe Nr. 5001.

Als relativ häufig zu beobachtende Varietät mag noch der porphyrtartige Innertkirchnergranit erwähnt werden, der vor allem durch die grösser entwickelten Feldspäte auffällt (eingesprenkte perthitische Orthoklase bis mehrere mm lang). Diesem Typus entspricht die analysierte Probe Nr. 5158.

Auf den Schollenreichtum des Innertkirchnergranites als Charakteristikum ist bereits hingewiesen worden. Es handelt sich im wesentlichen um die gleichen Arten von Einschlüssen, wie sie im Gastern- und Lauterbrunnengebiet auftreten. Zuzufolge der im Innertkirchnergranit deutlich intensiveren Stoff-

austauschvorgänge sind die «Schollen» aus der das Massiv begleitenden «Schieferhülle» (= Erstfeldergneiszone mit Biotitgneis, Biotit-Serizit-Schiefer u. a.) aufgeblättert und meist weitgehend resorbiert («verdaut») worden. Petrographische Beschaffenheit und Auftreten der längst bekannten Marmor- und Kalksilikatfelschollen stimmen im wesentlichen mit dem für das Lauterbrunnengebiet Gesagten überein. Zum Graphitgehalt der Marmore sei kurz folgendes bemerkt: Im Stollen Trift → Schaftelen treten bei m 405 an der Grenze Innertkirchnergranit (stark verschiefert)-Erstfeldergneiszone bis m-breite Ruschelzonen auf; sie führen dunkle, z. T. graphithaltige tonige Schiefer. Diese können aber in analoger Ausbildung überdies im Innertkirchnergranit auftreten. Solche auch anderorts an der Grenze dieser beiden Zonen erscheinende Schiefer wurden bisher ganz allgemein für Karboneinlagerungen alter Mulden des Massivs gehalten. Neue Beobachtungen in Stollen ergaben aber, dass derartige dunkle Schiefer mit Vorliebe in der Nähe von graphitführenden Marmor- und Kalksilikatschollen anstehen. Im Zusammenhang mit der mechanischen Deformation des Gebirgskörpers bei orogenetischen Vorgängen kam es leicht zur Abwanderung und nachheriger Wiederablagerung und Anreicherung von mobilem Graphit, und zwar längs sich wiederholender Bahnen. Der Graphitgehalt in Ruschelzonen ist also keineswegs beweisend für Karbon. Immerhin ist zu bedenken, dass vielleicht gerade an der Grenze der Zone 1 und 2 (vgl. Tafel V) während der Karbonzeit in alt angelegten, muldenartigen Eintiefungen Sedimente zur Ablagerung gelangten. Demnach wäre es immerhin denkbar, dass ausser den erwähnten graphitösen Ruscheln an einzelnen Orten längs der besagten Teilmassivgrenze tatsächlich auch echtes Karbon mit Graphit auftreten kann.

Abschliessend sei über die Beziehung des Gastern-Innertkirchner-Granitmassivs zur Umgebung folgendes bemerkt. Nach der herkömmlichen Auffassung schliessen gegen Süden die Zonen der «nördlichen Schiefer» (im Westen) und im Osten die Erstfeldergneise an. Nicht restlos geklärt ist aber, wie weit westwärts sich die Erstfeldergneise fortsetzen (vgl. z. B. NIGGLI, 1930). GYSIN (1952) möchte die Erstfeldergneiszone bis ins Jungfraugebiet fortgesetzt wissen. Nach unsern Aufnahmen im westlichen Aarmassiv und Vergleichsbeobachtungen weiter östlich halten wir eine klare und allseitig befriedigende Grenzziehung zwischen «nördlicher Schieferhülle» und Erstfeldergneiszone für unmöglich (3a und 2 der Einteilung S. 3). Die grosse Ähnlichkeit gewisser, in den erwähnten Zonen anstehender Gesteine, wie Biotitgneise u. a. ist auffällig. So stimmen beispielsweise stark kataklastische Serizit-Chlorit-(Muskovit-)Schiefer mit Turmalin und Biotit-Chlorit-Gneise vom Hotelfels auf Jungfraujoeh und Jungfraugipfel hinsichtlich Mineralbestand und Textur völlig mit Schiefer und Gneisen aus dem Altkristallinkomplex des Lötschentales (zwischen Lonza und Gasterngrat) überein. All unsere Beobachtungen, die in diesem Zusammenhang nur angedeutet werden konnten, sprechen für die von HUTTENLOCHER (1947, S. 105) vertretene Ansicht, wonach Biotitgneise der nördlichen Schieferzone in jeder Hinsicht Analoga der Erstfeldergneistypen darstellen und deshalb beide zur selben genetischen Einheit zusammengehören. Die Erstfeldergneiszone wäre demnach nichts anderes als ein Teil der nördlichen Schieferzone, in welchem Gneise gegenüber «Schiefern» dominieren. In Tafel V sind zwar die beiden Zonen noch gegeneinander abgegrenzt, aber die bestehenden, engen Beziehungen durch geringe Unterschiede in der Signatur zum Ausdruck gebracht worden.

### C. Tödigranit

Der Tödigranit ist von ESCHER (1911) und HÜGI (1941) beschrieben worden, wobei auch auf die chemische Analogie mit dem Gasterngranit hingewiesen wurde. Der grobkörnig-porphyrische Tödigranit (= Analyse Nr. 75 = Handst. Nr. 36 Bi 1) zeigt qualitativ den gleichen Mineralbestand wie der feinkörnige Tödigranit (Alkaligranit):

HG	Plagioklas (Albiklas) . . . . .	34.0 Vol. %
	Kaliumfeldspat (Perthit, Mikroklin z. T.) . . . . .	27.0
	Quarz . . . . .	30.0
	Biotit (Chlorit) . . . . .	7.4
NG	Muskovit, Apatit, Zirkon, Titanit, Kalzit, Serizit, Epidot und Erz . . . . .	1.6

Die Randfazies des Tödigranites, der Granitporphyr (Analyse Nr. 291 = Handst. Nr. 38 Bi 99), besteht aus Plagioklas (Albit-Oligoklas), Quarz, Orthoklas und (Biotit) Chlorit (als HG) und Serizit. Kalzit, Epidot, Titanit, Apatit, Zirkon und Erz (als NG).

In dem relativ eng begrenzten Raum um den Bifertengletscher sind im Tödigranit keine Scholleneinschlüsse beobachtet worden.

## D. Zentraler Aaregranit

Der Zentrale Aaregranit erreicht von allen Graniten des Aarmassivs flächenmässig das grösste Ausmass (vgl. Tafel V). In seiner normalen Ausbildung liegt er als ein heller, meist massig bis schiefriger Biotitgranit vor. Dieser mittel-grobkörnige Normaltypus des Zentralen Aaregranites sieht, unbekümmert von seiner Herkunft, praktisch gleich aus, was immer wieder bestätigt worden ist. Die Gehalte der einzelnen Komponenten können aber innerhalb weiter Grenzen variieren. Dies geht beispielsweise aus den nachstehenden Volumenprozent-Werten hervor, wie sie von LEDERMANN (1945) für einen Granit aus dem westlichen Aarmassiv (Bietschhorn-Westgrat) und für zwei makroskopisch gleich aussehende Proben aus dem östlichen Aarmassiv (Bächifirn) von HUBER (1948) gefunden wurden (Nr. 1 resp. 2 und 3 der nachstehenden tabellarischen Zusammenstellung).

### *Integrationsanalysen von normalen Zentralen Aaregraniten:*

	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3
Quarz . . . . .	31.25 Vol.%	30.2 Vol.%	17.6 Vol.%
Kaliumfeldspat . . . . .	39.25	25.6	32.0
Perthit . . . . .	(30.40)		
Mikroklin . . . . .	(8.85)		
Plagioklas (Albit-Oligoklas). . . . .	26.80	38.6	41.1
Biotit+Nebengemengteile . . . . .	2.70	5.6	9.3

Der Normaltypus des Zentralen Aaregranites sei zusammenfassend auf Grund der verschiedenen Beschreibungen (vergleiche z. B. HIRSCHI, 1924, HUBER, 1922 u. a.) und Durchsicht von Schlifften wie folgt kurz charakterisiert. Der Kaliumfeldspat tritt meist als Perthit und Mikroperthit auf (reiner Orthoklas nur untergeordnet). Vielfach fehlt Mikroklin ganz, kann aber häufig zum dominierenden Kaliumfeldspat werden, wie beispielsweise in gewissen Gegenden der Grimsel und des Reusstales. Nach früheren und neueren Beobachtungen von ESKOLA (1929), HARKER (1950), CHAYES (1952, 1954) und KAITARO (1953) deutet die Anwesenheit von Mikroklin in mechanisch beanspruchten Gesteinen darauf hin, dass die Bildung dieser Feldspatart durch tektonische Bewegungsvorgänge begünstigt wird. Der Plagioklas ist Albit-Oligoklas. Quarz erscheint als «Sandquarz», eine bisher in den hier besprochenen Graniten nicht angetroffene Ausbildungsform dieses Minerals. Biotit tritt eher zurück und zeigt mehr oder weniger intensive Chloritisierungserscheinungen. Als Zersetzungsprodukt des Glimmers und Feldspates tritt Serizit in wechselnden Mengen auf. Nebengemengteile können sein: Orthit, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Zoisit, Kalzit, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Leukoxen, Pyrit. Idiomorphe Orthitkristalle treten dabei sozusagen in jedem Schliff auf. Besonders hervorzuheben ist noch der in Graniten verschiedener Fundstellen beobachtete Fluoritgehalt. Diese Feststellung machte bereits WYSS (1933) in Graniten des Finsteraarhorn-Lauteraarhorn-Gebietes, und HUBER (1948) fand vereinzelt Fluorit in dem granitisch-porphyrartigen Typus des Zentralen Aaregranites. Herr Prof. DE QUERVAIN machte mich in verdankenswerter Weise darauf aufmerksam, dass er in Schlifften der Reusstalgegend, insbesondere im Granit des Steinbruches Gütli bei Gurtellen, ebenfalls Fluorit beobachten konnte. In den beim Bau der Strasse nach Oberaar neu geschaffenen Aufschlüssen fand ich schliesslich in pegmatitischen Schlieren des aplitisch entwickelten Granites beim untern Kesselturm violetten Fluorit als makroskopisch erkennbaren Gemengteil.

Die petrographischen Besonderheiten des Zentralen Aaregranites sind von verschiedenen Autoren beschrieben worden. Dabei wurde immer wieder betont, dass sich die vom Normaltypus abweichenden Granitarten auf einer geologisch-petrographischen Karte nicht festhalten lassen, da scharfe Grenzen offensichtlich fehlen. Im wesentlichen werden metamorphosierende Prozesse für die Herausbildung der verschiedenen Spielarten verantwortlich gemacht. In Ermangelung einer monographischen Bearbeitung des Zentralen Aaregranites seien nachstehend anhand der Literatur und eigener Beobachtungen kurz die Spielarten gekennzeichnet. Nach HUTTENLOCHER (1921) und LEDERMANN (1945) trifft man im westlichen Aarmassiv neben dem normalen Zentralen Aaregranit (hier meist «Bietschhorngranit» genannt) noch eine feinkörnige-aplitische Randfazies und einen grobkörnigen, leicht flasrigen Granit mit Epidotadern an. Typen mit grösserem Glimmer- und Chloritgehalt sind parallel struiert und epidotführend. Von der Kontaktzone am kleinen Nesthorn kennt man grobkörnige, mehr oder weniger schlierige Granite mit grösseren Mafitfetzen sowie flasrige, gneisähnliche Typen. Aus dem Gebiet gegen die Grimsel hin hat WYSS (1933) eine Reihe von Typen des Zentralen Aaregranites beschrieben, die von der normalen Ausbildung abweichen. Ein biotitreicher Granit steht am Nordfuss des Desorstockes, ein gneisig-biotitreicher Granit am Zinkenstock u. a. O. und saurer, parallelstruierter Granit am Scheuchzerjoch an. Überdies wurden Aplitgranite, mylonitisierte Granite und schlierig-gneisige Granite gefunden. Zwischen den Graniten des Haslitaales und des Göschenerales fanden MINDER (1932) und LIECHTI (1933) keine nennenswerte Unterschiede. Neben sauren Aplitgraniten kommen aber auch porphyrisch entwickelte und grobkörnig-flasrige Spielarten vor. Die neuen, grossflächigen Aufschlüsse an der neuen Grimselstrasse bei Räterichsboden zeigen überdies einen deutlich parallelstruierten Granittyp (Einregelung der Glimmer in bestimmte Ebenen). Für die Göschenergegend typisch scheinen nach LIECHTI (1933) im Granit auftretende basische Linsen von 50 bis 60 cm zu sein. Steinbrüche bei Göschenen bzw. in der Schöllenen lassen vorwiegend biotitreiche, etwas gneisige Granite bzw. sehr feinkörnige Aplitgranite erkennen (vgl. hierzu z. B. DE QUERVAIN-GSCHWIND 1934). Östlich des Reusstales, in der Bristenstock- und Maderanertalgegend stellten PFLUGSHAUPT (1927) und SIGRIST (1947) ausser dem normalen Zentralen Aaregranit einen sauren, feinkörnig-aplitischen Typus und eine mechanisch-plastische Randfazies als Folge intensiver Anpressung des Granites an die Schieferhülle fest. Gewisse Bedeutung erreichen nördlich vom Bristenstock granitaplitische, massige Gesteine und quarzreiche, glimmerarme Granite. Im östlichen Aarmassiv erwähnen NIEDERER (1932), HUBER (1948) und EUGSTER (1951) als Spielarten des Zentralen Aaregranites: feinkörnigere, granitisch-gneisige Gesteine, wobei die kaliumfeldspatreichen hell, die plagioklasreicheren dunkel sind; granitisch-porphyrartige Typen scheinen an Schieferungszonen gebunden zu sein und weisen grobklastische Merkmale auf. EUGSTER erwähnt albitreiche Granitgneise mit 35-60 Vol. % Albit.

Im Rahmen unserer geochemischen Untersuchung ist zunächst versucht worden, den normalen Zentralen Aaregranit zu kennzeichnen. Die spektrographisch analysierten Proben entsprechen dieser weitverbreitetsten Granitart. Handstück Nr. 3 (= Analyse Nr. 33) ist ein normal-feinkörniger Granit der Oberfläche, während Nr. 1\* einem normal-grobkörnigen Zentralen Aaregranit entspricht. Diese Probe wurde während des Baues im Wasserschloss der Zentrale Handeck II entnommen. Von der erstgenannten Probe wurde seinerzeit von HIRSCHI (1924) Material zur Radioaktivitätsbestimmung benutzt.

Nach der allgemein herrschenden Meinung (vgl. z. B. E. NIGGLI in CADISCH, 1953) wird das Bildungsalter des Zentralen Aaregranites für jünger als dasjenige des Gastern-Innertkirchner- und wahrscheinlich auch des Tödigranites angenommen. Diese Granite gehören einer älteren Phase der herzynischen Gebirgsbildung an, während der Zentrale Aaregranit selbst oberkarbonisch, nach SIGRIST (1947) und EUGSTER (1951) ev. sogar unterpermisch wäre. Die Intrusion der viskosen Granitschmelze, aus der der Zentrale Aaregranit hervorgegangen sein dürfte, erfolgte nach HUTTENLOCHER (1947) in einem hochgelegenen Erdkrustenniveau. Kontakte zwischen Zentralem Aaregranit und der «Schieferhülle» sind in neuerer Zeit vor allem durch HUTTENLOCHER beschrieben worden. Nach diesem Autor und eigenen Beobachtungen müssen die Einwirkungen des Granites auf die altkristalline Schieferhülle im allgemeinen als unbedeutender angesehen werden, als dies früher vielfach angenommen worden ist. Ob im östlichen Aarmassiv

vielleicht etwas andere Verhältnisse vorliegen als im westlichen und mittleren Teil, wäre noch genauer zu untersuchen. In chemischer Hinsicht unterscheidet sich der engadinitgranitische Zentrale Aaregranit deutlich von den übrigen Graniten des Massivs.

## E. Mittagfluhgranit

HUBER (1922), wie bereits früher BALTZER, betrachteten den Mittagfluhgranit als eine selbständige, spätere Randintrusion des zentralgranitischen Magmas. Diese Auffassung hat heute noch ihre Gültigkeit. Neuere Beobachtungen im Stollen Aerlen → Gauli zeigten deutlich, dass es in dem sauren Mittagfluhgranitstock überdies noch zur Bildung von aplitischen, quarzporphyrischen bis silexitischen Gesteinen kam. In den Letztgenannten treten die relativ Ra-aktiven Quellen auf (vgl. auch die diesbezüglichen, in JAQUEROD und PAYOT, 1953, publizierten Daten). MINDER (1932) hat den Mittagfluhgranit als hellgraues Gestein beschrieben, in dem die gut ausgebildeten Quarzkörner auffallen (im Gegensatz zum «Sandquarz» des Zentralen Aaregranites). Das Kaliumfeldspat (Perthit)-Plagioklas-Verhältnis (Albit-Oligoklas) beträgt ungefähr 1 : 1. Dieser Granit ist ausgesprochen glimmerarm; Biotit wurde weitgehend in Chlorit und Serizit verwandelt. An Nebengemengteilen treten Zirkon, Apatit und Pyrit auf. Der Kontakt zwischen Mittagfluhgranit und den nördlich angrenzenden «Schiefern» ist scharf. Die Beobachtungen in den Stollen der Kraftwerke Oberhasli AG. lassen keine irgendwie bedeutungsvolle Umprägung der altkristallinen Schiefer durch den emporgedrungenen Mittagfluhgranit erkennen.

## F. Grimselgranit

Innerhalb des Zentralen Aaregranites tritt, im Grimselprofil südlich Räterichsboden, eine Zone mit granitischen Gesteinen auf, die allgemein reicher an dunklen Gemengteilen sind; die Mächtigkeit dieser Zone nimmt west- und ostwärts bald ab (vgl. Tafel V). Das Hauptgestein ist ein schiefrig-flasriger oder gelegentlich auch porphyrisch ausgebildeter Granit bis Granitgneis, der unter dem Sammelnamen Grimselgranit in die Literatur einging. Er stellt eine südliche, basische Randfazies des Zentralen Aaregranites dar. Gesteinstypen mit Vorherrschen der lentikularen Feldspatindividuen (Kaliumfeldspat) sind auch als Augengneise bezeichnet worden. Grobkörnige Grimselgranite, von mehr richtungsloskörniger Beschaffenheit, kommen seltener vor.

Der typische, schiefrig-flasrig texturierte Grimselgranit, wie er auch in der analysierten Probe Nr. So 4 (= 1\*) vorliegt, weist folgenden Mineralbestand auf: Kaliumfeldspat (Orthoklas, Mikroperthit und Mikroklinmikroperthit) überwiegt allgemein den Plagioklas (stark zersetzter, serizitisierter Albit, z. T. Oligoklas-Albit). Das Auftreten von Mikroklin kann, ähnlich wie beim Zentralen Aaregranit, aus der lokal stärkeren tektonischen Beeinflussung einzelner Gebirgskörperteile verstanden werden. Die gleichzeitige Anwesenheit von «Sandquarz» und grösseren, z. T. rekristallisierten Quarzindividuen bilden die destruktiven und konstruktiven Phasen der Metamorphose ab. Für das mindestens zeitweise Dominieren des destruktiven Momentes spricht ferner der Serizit, der in Form von Strähnen das Gestein durchzieht. Der Biotit tritt relativ reichlich auf (gegen 10%); die Umwandlung Biotit → Chlorit fehlt auch hier nicht. Zu den typischen Nebengemengteilen gehören Epidot-Zoisit (Kalzit), Titanit, Apatit, Orthit und Zirkon.

In den Zersetzungszone im Bereiche der Kristallklüfte kam es vor allem zum Abbau von Biotit, der im Kluftraum selbst später wieder in Form von Chlorit zum Absatz gelangte. Das kavernöse Nebengestein der Kristallklüfte ist durchsetzt von neu ausgeschiedenem Quarz und Adular.

## G. Puntegliasgranit

Im Osten des Aarmassivs tritt innerhalb der Zone des Zentralen Aaregranites der charakteristische, massig-grobporphyrtartige Puntegliasgranit auf (vgl. HIRSCH, 1924, und Tafel V). Es handelt sich um eine präaaregranitische Intrusion mit normalsyenitgranitischem Magmachemismus. Die bis cm grossen Kaliumfeldspateinsprenglinge bilden ein hervorragendes Merkmal des Puntegliasgranites. Im Dünnschliff erkennt man Orthoklas (meist Mikroperthit) untergeordnet Mikroklin, Plagioklas (Albit-Oligoklas), letzteren z. T. stark serizitisiert. Quarz zeigt undulöse Auslöschung und starke Verzahnung der einzelnen Individuen. Die dunklen Gemengteile sind vertreten durch Biotit, Hornblende sowie reichlich Titanit. Der Biotit wurde nur stellenweise chloritisiert. Als Nebengemengteile erscheinen Epidot, Apatit, Zirkon, relativ spärlich Pyrit und Magnetit.

## II. Petrochemie und Geochemie der Granite

### A. Petrochemie

#### a) Auswahl und Darstellung der Analysen

Seit Erscheinen des Analysenkataloges schweizerischer Gesteine von NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER (1930) und des 1. Nachtrages hierzu von DE QUERVAIN und FRIEDLAENDER (1942) sind eine Anzahl neuer Analysen von Aarmassivgesteinen, insbesondere auch von Graniten, ausgeführt worden. Um die vorhandenen Daten besser überblicken zu können, erwies es sich als nützlich, die Analysen zu sichten und neu berechnete Werte von Aarmassivgraniten anhand von tabellarischen Zusammenstellungen und Diagrammen zu diskutieren. Aarmassivgranite waren zwar schon früher, bei Vorliegen eines weniger umfangreichen Analysenmaterials, Gegenstand petrochemischer Bearbeitung durch NIGGLI (1924 und 1930) und HIRSCHI (1924, 1925, 1927). So ist das Variationsdiagramm mit den si-, al-, fm-, c-, alk-Werten bekannt. Seither hat NIGGLI (1936*a*, 1936*b*) das von ihm geschaffene System der Magmentypen weiter gegliedert und die Molekularnormen in die Petrographie eingeführt. Diese Typen und Normen eignen sich ganz besonders zu vergleichenden Betrachtungen an einer grösseren Zahl von Gesteinsanalysen. Die bis heute in dem oben erwähnten «Analysenkatalog» publizierte Zahl von Aarmassivgesteinsanalysen beträgt 310, wovon rund ein Fünftel auf Granite entfallen. Es sei aber gleich hier ausdrücklich betont, dass nach unserer Meinung die auf diese Weise aus den Gesteinsanalysen errechneten Daten allein, d. h. ohne Berücksichtigung der Feld-, Schloff- und anderer Befunde, zu einer genetischen Interpretation nicht genügen.

Über den Wert der Magmentypen ist wiederholt diskutiert worden. Neuerdings hat GÜNTHERT (1953) in einer petrochemischen Studie die Gruppenbezeichnung «Magma» durch «Chemismus» ersetzt («Chemismus» metamorpher, sedimentärer und magmatischer Gesteine). Dabei ging es dem Autor vor allem darum, zu zeigen, in welchem Masse Projektionspunkte von Sedimenten und Paragesteinen im QLM-Dreieck in das Eruptivfeld fallen, d. h. pazifischen Eruptivgesteinschemismus aufweisen. Es scheint daher angezeigt, einmal zu fragen, was denn ursprünglich unter dem Begriff «Magmatypus» verstanden wurde und ob diese Bezeichnung auf die hier zu behandelnden Gesteine weiterhin anwendbar sei. Die Magmentypen wurden, wie in einer zusammenfassenden Arbeit von BURRI und NIGGLI (1945, S. 27) erwähnt, durch die statistische Verarbeitung einer sehr grossen Zahl von Eruptivgesteinsanalysen gewonnen und erlauben die chemische Klassifizierung der Magmen, d. h. der Gesteinschemismen. Die Typen tragen die Bezeichnung wichtiger Gesteine, die ihnen angehören können. Ob ein seinerzeit für einen Magmatypus verbindliches Gestein nach den heutigen Kenntnissen und Vorstellungen noch als echtes, durch Kristallisationsdifferentiation entstandenes Eruptivgestein gilt oder nicht, ist eine Frage für sich. Bei den zur Namengebung von granitischen Magmentypen herangezogenen Gesteinen trifft dies aber kaum durchwegs zu. Als Beispiel sei bloss der räumlich relativ eng begrenzte Tasnagranit erwähnt, der nach den Beschreibungen von GRUBENMANN (1909) und der Kartierung von SPAENHAUER (1940, Bl. Ardez, Nr. 420) schlierig beschaffen ist. Der Tasnagranit wird von migmatitischem Tasnakristallin begleitet, bestehend aus schlierigen Graniten und Mischgesteinen sowie Amphiboliten, Hornfelsen, Quarziten. Demzufolge kann der tasnagranitische Magmatypus nicht als Repräsentant eines Granites gelten, der seine Entstehung allein der klassisch gravitativen Kristallisationsdifferentiation verdankt und der überdies nicht das Ausmass eines grösseren Batholithen einnimmt. Gesteine anderer Herkunft, die tasnagranitischen Chemismus aufweisen, können daher Granite sein, die während ihres Bildungsprozesses beispielsweise

Fremdmaterial aufgenommen haben, d. h. also in wechselnder Masse kontaminiert sind (Beispiele aus dem Aarmassiv: Innertkirchnergranit!). Um das Magmentypensystem auch als genetisches Klassifikationsprinzip benutzen zu können, müssten erst einmal alle die Typen ausgeschieden werden, welche nach dem derzeitigen Stand der petrographischen Kenntnisse keinem normalen Eruptivgestein entsprechen. Eine solche stets zu wiederholende Revision scheint wenig sinnvoll und erübrigt sich insofern, als durch die Magmentypen gar nie eine rein genetische Gesteinsklassifikation angestrebt worden ist. Wir müssen uns an das erinnern, was im vorhin erwähnten Gemeinschaftswerk BURRI und NIGGLI (1945) auf Seite 27 der letztgenannte Autor schreibt:

«Es sei jedoch ausdrücklich bemerkt, dass das System der Magmentypen, für sich allein genommen, keine Gesteinsklassifikation darstellt, sondern nur eine erste Einordnung der Gesteinschemismen ermöglichen soll. Der Begriff Magmentypus wurde bereits 1920 eingeführt<sup>1)</sup>. Er hat später, bei ganz anderer Art der Darstellung, eine ähnliche Interpretation durch E. B. BAILEY und H. H. THOMAS<sup>2)</sup> erfahren. Einzelne Forscher, wie z. B. N. L. BOWEN, möchten den Begriff „Magmentypus“ nur dann angewandt wissen, wenn feststeht, dass sich an Ort und Stelle vor der Kristallisation die Gesamtmasse im schmelzflüssigen Zustand befunden hat. Resultiert der Bauschalchemismus eines Gesteins dadurch, dass anderwärts ausgeschiedene Kristalle (z. B. durch Saigerung) einer Schmelze hinzugeführt wurden, die nachher gleichfalls erstarrte, so soll nach diesen Autoren der resultierende Gesteinschemismus keinem echten Magmentypus entsprechen. Entsprechend der ursprünglichen Bedeutung von Magma, die weiter gefasst ist und die den Begriff BOWENS miteinschliesst, wird hier dieser Auffassung nicht beigeprlichtet. „Magmatypus“ ist für uns eine Kurzbezeichnung für „Chemotypus magmatischer Gesteine im weitesten Sinne“<sup>3)</sup>. Zu den normalen Magmentypen gehören alle, die entstanden gedacht werden können durch irgendwelche stofflichen Verschiebungen und Wanderungsprozesse eines aktivierten flüssigen oder in Kristallisation begriffenen Magmakomplexes. Anormale, meist nicht benannte Magmentypen lassen Assimilations- oder Umschmelzungsprozesse im Chemismus noch deutlich erkennen. Naturgemäss kann auch der Chemismus „normal“ erscheinender Magmatypen auf diese Weise zustande gekommen sein, wobei sich dann aber die chemischen Verhältnisse bereits in dasjenige Schema eingefügt haben, das auch der Normalvariation des Chemismus der Eruptivgesteine entspricht.»

Da nach den vorausgegangenen Darlegungen «Magmatypus» gleichzusetzen ist mit «Chemotypus» magmatischer Gesteine im weitesten Sinne, d. h. Gesteine, wie sie hier besprochen werden, so liegen unseres Erachtens keine zwingenden Gründe vor, diesen Begriff bei der Klassifikation unserer Gesteinsanalysen nicht mehr zu gebrauchen oder gar durch einen andern zu ersetzen. Voraussetzung bleibt allerdings, dass die erwähnten Einschränkungen beachtet werden und bei der petrographischen Klassifikation und der genetischen Interpretation der Mineralbestand (Modus), die Verbandsverhältnisse und die mikroskopischen Eigenschaften des Gesteins mitberücksichtigt werden. Es ist bekannt, dass sich u. a. auch Paragesteine einem Magmatypus zuordnen lassen, was aber unseres Erachtens keineswegs gegen die Zweckmässigkeit der zur Diskussion stehenden Klassifikation spricht. Weiter unten wird hiervon noch die Rede sein (vgl. S. 25).

Die Tabelle I enthält die Analysendaten all derjenigen Granite, welche nicht zusammen mit spektrographischen Analysen in den Tabellen XI–XXIV aufgeführt sind. In der Tabelle II werden die Molekular-Basiswerte (QLM-Werte usw.), die Niggli-Werte sowie die Magmentypen aufgeführt. Die Nummern unter 300 entsprechen denjenigen des von NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER (1930) und DE QUERVAIN und FRIEDLÄNDER (1942) publizierten Analysenkataloges. Die übrigen Nummern, 6000 und höher, beziehen sich auf die im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission gesammelten und durch den Verfasser analysierten Gesteinsproben (Nr. gilt für Handstück und zugehörige Analyse). Weitere neue, z. T. unpublizierte Analysen, die an Gesteinsproben der Sammlungen von Herrn Prof. HUTTENLOCHER oder Mitarbeitern des Mineralogisch-petrographischen Institutes Bern ausgeführt worden sind, tragen Nummern, welchen das Zeichen \*) beigeprfügt wurde<sup>4)</sup>. Herrn Prof. Dr. H. HUTTENLOCHER möchte ich an dieser Stelle für die Erlaubnis zur Bekanntgabe analytischer Daten bestens danken. In dieser Analysenzusammenstellung von Graniten und dessen porphyrisch ausgebildeten Randfazies wie Granitporphyr sowie weiterer Abarten (biotitreiche Varietät usw.) wurden berücksichtigt:

1) P. NIGGLI (1920): Systematik der Eruptivgesteine. Centralbl. f. Min. etc., S. 161–174.

2) Tertiary and posttertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban. Mem. Geol. Survey Scotland. Edinburgh, 1924, im bes. S. 13–28.

3) Sperrungen vom Originaltext abweichend.

4) Zeichen \*) in Tabelle II und Tafel V bei Nummern der Granitproben weggelassen.

Gasterngranit (A),  
 (Lauterbrunner-) Innertkirchnergranit (B),  
 Tödigranit (C),  
 Zentraler Aaregranit (D),  
 Mittagfluhgranit (E),  
 Grimselgranit (F),  
 Puntegliasgranit (G).

Die Tabellenkolonne «Gestein, Fundort» enthält nur dann Angaben über das Gestein, wenn eine vom Normalgranit abweichende Varietät vorliegt. Die der südlichen Granitgneis- und Mischzone des Aarmassivs angehörenden Granite sind in diesen Tabellen nicht enthalten, da sie nicht den Gegenstand der vorliegenden Untersuchung bilden. Eine Anzahl Analysen des weiter oben erwähnten Kataloges mussten ausgeschieden werden, da die ihnen entsprechenden Gesteine nach neueren Untersuchungen nicht mehr zu den vorher aufgeführten Graniten (A–G) gehören. Über die regionale Verteilung der Granitanalysen orientiert Tafel V. Daraus geht unter anderm hervor, wie ungleich z. T. die einzelnen Bereiche der verschiedenen Teilmassive petrochemisch untersucht sind. So weist der Innertkirchnergranit gerade für das Gebiet um die Ortschaft Innertkirchen eine hohe Analysendichte auf. Die vorliegenden Analysen vermitteln uns jedoch in grossen Zügen ein Bild der chemischen Variabilität der Aarmassivgranite. Für zukünftige Analysen scheint es angezeigt, Proben womöglich aus solchen Gebieten zu berücksichtigen, die in dieser Hinsicht noch ungetestet blieben. In den Fig. 3–6 werden die verschiedenen Aarmassivgranite auf Grund ihrer QLM-Werte dargestellt. Fig. 5 enthält überdies die Daten frischer und zersetzter Granite, wie sie als Nebengesteine alpiner Mineralklüfte auftreten (vgl. S. 67). Für die einzelnen Granittypen wurden QLM-Mittelwerte errechnet und diese gesondert in ein QLM-Dreieck eingezeichnet (siehe Fig. 7). Fig. 8 zeigt die Existenzfelder der Granite in Abhängigkeit der Grössen al-alk und c, während Fig. 9 ein k/mg-Diagramm darstellt. Tabelle III gibt Aufschluss über die Verteilung der einzelnen Magmentypen bei den verschiedenen Granittypen. Schliesslich orientiert Fig. 10 über die Verteilung der Magmentypen von Aarmassivgraniten auf die verschiedenen Magmengruppen.

Tabelle I. Chemische Analysendaten granitischer Gesteine des Aarmassivs  
 (Analysenummer, Gestein und Fundort, wie in Tabelle Nr. II)

A. Gasterngranit

	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	Nr. 6	Nr. 7	Nr. 8	Nr. 9	Nr. 10	Nr. 77	Nr. 7 L
	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	67.99	59.83	62.59	67.76	67.62	64.27	67.87	66.48	67.66	65.80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.94	20.14	17.94	15.44	15.60	16.85	15.96	15.81	16.16	16.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	2.64	3.18	1.18	1.42	1.39	1.65	1.24	1.36	2.17
FeO	2.38	4.35		4.03	2.68	3.94	3.02	2.38	2.87	1.38
MgO	0.61	2.04	6.62	1.03	1.02	1.64	1.40	1.33	1.16	1.10
MnO	Sp.	0.01				0.01	Sp.	0.03	Sp.	0.06
CaO	4.42	1.54	3.19	0.70	1.86	1.43	1.73	2.56	2.82	3.20
Na <sub>2</sub> O	3.70	1.34	2.66	0.01	3.82	2.06	3.72	3.42	3.54	3.24
K <sub>2</sub> O	3.37	4.29	2.38	5.25	3.86	4.43	4.26	4.50	4.75	4.11
TiO <sub>2</sub>		0.57	0.42	0.56		0.52		0.46		0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Sp.	0.23	Sp.		Sp.		0.21		0.24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	(1.15)	(3.09)	(1.52)	(3.61)	(1.50)	(2.84)	(1.68)	1.30	(1.34)	1.58
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.26	0.17	0.36	0.28	0.17	0.25	0.03	0.18	
CO <sub>2</sub>	2.80						0.55		0.36	
SO <sub>3</sub>		0.44		0.23		1.31				
Summe	100.95	100.54	100.90	100.16	98.96	100.86	102.09	99.75	102.20	99.80
Spez. Gew.	2.65	2.82		2.77	2.67	2.70	2.69		2.65	
Analytiker	L. DU- PARC	E. BARTH	E. TRU- NINGER	E. BARTH	E. TRU- NINGER	E. BARTH	L. DU- PARC	F. DE QUERVAIN	L. DU- PARC	I. PAR- DOVA

Tabelle I (Fortsetzung)

B. Innertkirchnergranit (inklusive Lauterbrunnergranit)

	Nr. 27	Nr. 28	Nr. 29	Nr. 262	Nr. 264	Nr. 265	Nr. 266	Nr. 267	Nr. 268
	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	66.70	62.60	66.88	67.60	64.79	68.08	60.75	65.79	73.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.62	16.34	13.39	13.46	16.26	14.27	18.60	17.27	11.97
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.45	0.46	0.30	0.33	0.90	1.38	2.10	2.92	0.60
FeO	2.36	5.34	4.48	4.15	3.00	3.19	3.35	1.8	1.60
MgO	0.89	1.35	2.67	1.44	1.10	0.80	1.75	0.61	0.34
MnO		0.08	0.02	0.04	0.08	0.05	0.05	0.06	0.03
CaO	1.89	1.14	1.73	2.20	1.80	1.71	1.25	1.0	0.85
BaO				0.09	0.09			0.11	0.02
Na <sub>2</sub> O	2.98	3.58	3.82	4.08	3.05	3.54	3.24	4.1	4.10
K <sub>2</sub> O	4.40	4.18	3.47	3.25	3.90	4.83	4.47	2.6	4.06
TiO <sub>2</sub>	0.81	1.48	1.14	0.80	0.86	0.45	0.67	0.68	0.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.30	0.14	0.56	0.76	0.16	0.41	0.17	0.26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	(2.14)	2.60	1.64	1.50	2.46	1.02	3.04	2.53	2.32
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0.06	0.08		0.02	0.04	0.06	0.04	0.03
CO <sub>2</sub>			0.61	0.20	0.43	0.43	0.03	0.32	0.02
S				0.37	0.49			0.31	0.21
ZrO <sub>2</sub>				0.03	0.09			0.07	0.02
Summe	101.24	99.51	100.37	100.10	100.08	99.95	99.77	100.38	100.12
Spez. Gew.		2.77							
Analytiker	R. LOTZE	S. STAUB	S. STAUB	F. STACHEL					

C. Tödigranit

	Nr. 74	Nr. A 4	Nr. A 5
	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	65.14	67.10	69.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.15	15.13	13.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	1.59	1.42
FeO	2.57	3.04	2.41
MgO	1.47	1.84	1.61
MnO		0.05	0.04
CaO	2.48	1.91	1.12
Na <sub>2</sub> O	4.32	2.87	2.67
K <sub>2</sub> O	3.03	3.56	4.21
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.99	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.23	0.19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.14	1.99	1.63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.08	0.06	0.05
Summe	99.93	100.36	99.54
Spez. Gew.	2.68		
Analytiker	L. HEZNER	H. P. EUGSTER	H. P. EUGSTER

Tabelle I (Fortsetzung)

D. Zentraler Aaregranit

	Nr. 11	Nr. 12	Nr. 22	Nr. 25	Nr. 26	Nr. 32	Nr. 34	Nr. 44	Nr. 45	Nr. 46
	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	75.40	74.35	76.28	72.00	71.42	73.88	73.48	67.30	73.68	71.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.38	13.40	13.19	13.41	13.60	13.54	13.04	15.77	12.70	13.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.74		1.83	1.37	0.05	1.24	1.19	1.34	1.98
FeO	1.29	1.10	1.23	1.25	1.55	1.68	1.33	2.58	0.89	1.60
MgO	0.32	0.24	0.42	0.93	0.80	0.33	0.21	0.61	0.21	0.11
MnO		0.07		0.10	0.07	0.05	0.04	0.17		0.11
CaO	1.28	0.92	0.88	2.26	2.66	1.00	1.31	1.08	1.13	1.82
Na <sub>2</sub> O	3.93	3.90	4.18	3.77	3.64	3.66	4.11	4.99	4.65	3.43
K <sub>2</sub> O	4.59	4.55	4.32	3.43	4.16	5.38	4.64	4.10	5.37	5.29
TiO <sub>2</sub>		Sp.		0.45	0.37	0.40	0.44	0.71	Sp.	0.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.03		0.17	0.14	0.10	0.08	0.63		0.29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	(0.51)	0.52	(0.39)	0.78	0.56	0.37	0.35	0.81	(0.25)	0.54
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0.00	0.12	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.12	
Summe	100.70	99.82	101.01	100.38	100.34	100.48	100.29	99.97	100.44	100.49
Spez. Gew.				2.71	2.69	2.64	2.63	2.68	2.64	
Analytiker	L. DU- PARC	J. JAKOB	L. DU- PARC	J. JAKOB	J. JAKOB	J. JAKOB	S. STAUB	J. JAKOB	O. FISCHER	J. JAKOB

D. Zentraler Aaregranit

	Nr. 47	Nr. 48	Nr. 49	Nr. 51	Nr. 253	Nr. 277	Nr. 280	Nr. A 1	Nr. A 2	Nr. A 3
	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	73.20	71.92	73.25	67.92	71.65	74.40	75.48	75.21	69.97	71.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.12	14.10	13.82	15.87	14.76	12.85	12.81	13.26	14.87	14.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.38	1.26	0.86	1.30	0.74	1.60	1.29	0.74	1.42	1.31
FeO	1.13	1.04	0.99	1.63	1.61	1.45	0.61	0.70	1.18	1.06
MgO	0.07	0.70	0.54	0.73	0.19	0.70	0.08	0.42	1.02	0.71
MnO	0.11	0.04	0.03	0.06	0.01	0.10	0.04	0.01	0.06	0.01
CaO	1.02	1.41	0.63	1.65	1.69	1.10	0.74	0.58	1.26	0.68
Na <sub>2</sub> O	3.91	3.52	3.40	4.36	3.99	3.40	3.93	3.35	3.22	4.08
K <sub>2</sub> O	5.08	4.69	5.66	5.12	4.14	3.55	4.46	4.82	5.03	4.30
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.43	0.29	0.43	0.26	0.15	0.18	0.26	0.52	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.36	0.22	0.23	0.04	0.15	0.06	0.10	0.13	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.21	0.69	0.52	0.73	0.16	0.55	0.21	0.64	0.19	0.94
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>		0.03	0.06	0.07	0.07		0.06	0.01	0.02	0.02
CO <sub>2</sub>					0.32					
Summe	100.54	100.19	100.27	100.10	99.63	100.00	99.95	100.10	99.89	100.11
Spez. Gew.	2.62									
Analytiker	J. JAKOB	F. DE QUERVAIN	F. DE QUERVAIN	F. DE QUERVAIN	W. MIN- DER	J. KÖNIGS- BERGER	H. SCHU- MANN	H. P. EUG- STER	H. P. EUG- STER	H. P. EUG- STER

Tabelle I (Schluss)

F. Grimselgranit

	Nr. 35	Nr. 228	Nr. 8b *)	Nr. 8 a *)	Nr. 14 *)	Nr. 48 *)	Nr. 48a *)	Nr. 49 *)
	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	64.65	65.46	65.74	63.05	64.24	62.77	61.78	53.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.37	15.78	16.25	19.85	15.92	15.45	14.45	19.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.63	2.99	2.03	0.48	2.39	3.85	3.40	3.48
FeO	2.92	3.39	2.53	0.50	2.21	2.43	2.95	2.39
MgO	1.10	0.50	1.54	0.46	1.30	1.12	1.05	0.82
MnO	0.14	0.08	0.09	0.02	0.38	0.42	0.14	0.24
CaO	3.26	3.14	2.76	1.48	3.29	3.44	3.47	2.29
Na <sub>2</sub> O	4.92	1.82	3.53	6.05	5.51	5.52	4.41	5.46
K <sub>2</sub> O	3.08	4.69	4.27	6.58	3.36	3.51	4.74	6.21
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.06	0.51	0.37	0.56	0.56	0.55	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.35	Sp.	Sp.	0.08	0.25	0.26	0.24
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.70	0.52	0.82	0.75	0.83	0.70	1.02	2.98
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00	0.16	0.00	0.35	0.01	0.09	0.02	0.10
CO <sub>2</sub>			0.00				1.90	2.33
Summe	100.06	99.94	100.07	99.94	100.08	100.11	100.14	100.05
Spez. Gew.		2.73			2.76			2.66
Analytiker	J. JAKOB	S. STAUB	H. SPATZ	H. SPATZ	W. HUBER	W. HUBER	W. HUBER	W. HUBER

E. Mittagfluhgranit

	Nr. 30
	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	73.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00
FeO	1.62
MgO	0.04
MnO	0.04
CaO	0.45
Na <sub>2</sub> O	4.30
K <sub>2</sub> O	5.12
TiO <sub>2</sub>	Sp.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.40
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.05
Summe	99.82
Spez. Gew.	2.62
Analytiker	J. JAKOB

G. Puntegliasgranit

	Nr. 68	Nr. 288
	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	65.80	68.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.00	16.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.83	0.91
FeO	2.09	2.83
MgO	1.87	0.12
MnO		0.01
CaO	3.38	1.86
Na <sub>2</sub> O	3.07	4.36
K <sub>2</sub> O	6.18	3.42
TiO <sub>2</sub>	1.25	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.83	0.09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.67	1.04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.01	0.05
CO <sub>2</sub>		0.11
Summe	99.98	100.01
Spez. Gew.		2.65
Analytiker	R. PARKER	W. MINDER

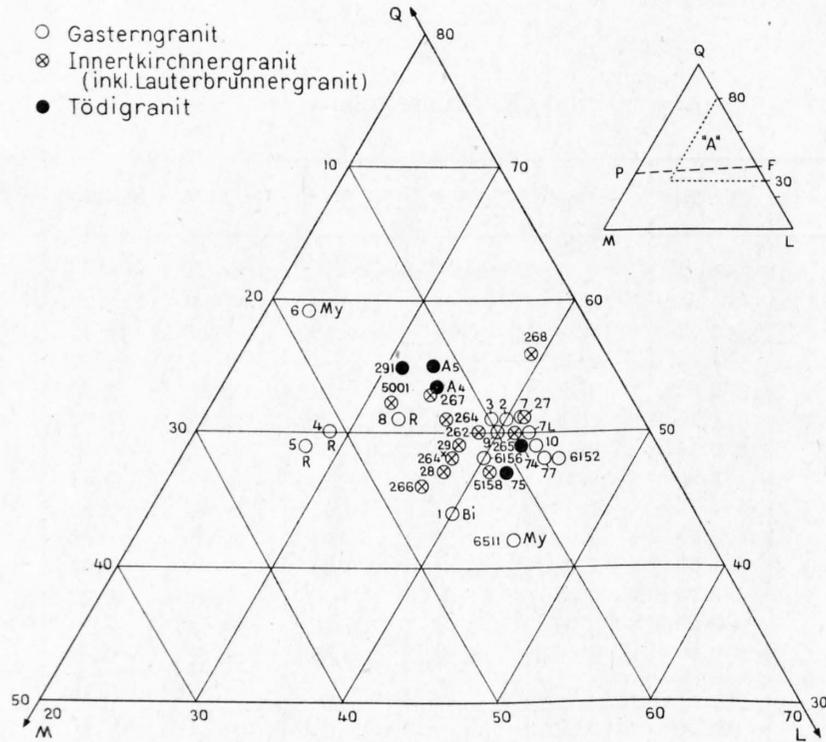


Fig. 3. Aarmassiv-Granite, dargestellt im QLM-Dreieck, Ausschnitt «A». Analysen-Nummern wie in Tabelle II.

- R Randfacies des Gasternergranits
- My Granitmylonit
- Bi Darstellender Punkt für Gasternergranit Nr. 1 und Biotitgneis 6157 identisch (vgl. Tabelle V).

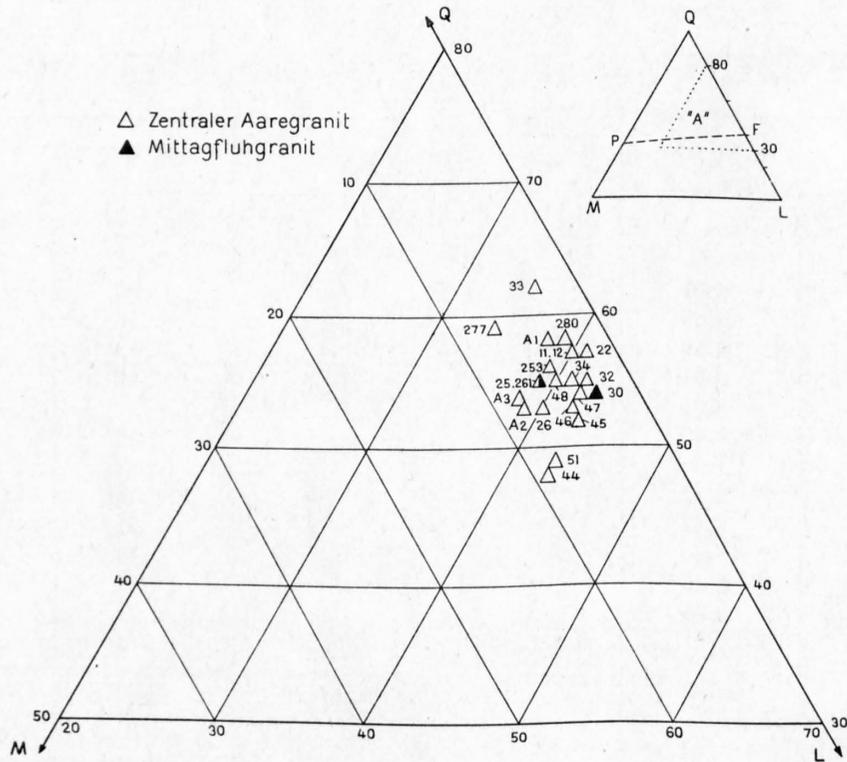


Fig. 4. Aarmassiv-Granite, dargestellt im QLM-Dreieck, Ausschnitt «A». Analysen-Nummern wie in Tabelle II.

Tabelle II

Molekular-Basiswerte, Niggli-Werte und Magmentypen granitischer Gesteine des Aarmassivs

Nr.	Q	L	M	Ru	Cp	$\pi$	k	$\gamma$	mg	$\alpha$	si	al	fm	c	alk	Magmatypus	Gestein <sup>1)</sup> , Fundort
<b>A. Gasterngranit</b>																	
1	44	40	16	.8	.5	.21	.48	—	.45	+ 3.2	218	36	31.5	12.5	20	opdalitisch	biotitreich, Lötschbergtunnel, m 4875 ab N-Portal
2	51	40	9	.5	.4	.16	.51	—	.41	8.1	298	40	22.5	11.5	26	adamellitisch	biotitreich, Lötschbergtunnel, m 7025 ab N-Portal
3	51	39	10	—	—	.14	.38	.42	.23	7.5	309	34.5	18	21.5	26	leukoquarzdiortitisch	rötliche Varietät, zersetzt, Basis Birghorn
4	50	29	21	.4	—	.17	.68	—	.35	4.3	228	45	33	6.5	15.5	opdalitisch	Randfazies (quarzförmiger Diorit), Kanderfirnabsturz
5	49	28	23	.3	.4	.35	.37	—	.81	3.9	206	34.5	40.5	11.5	13.5	normalquarzdiortitisch	Randfazies (Granodiorit), Kanderfirnabsturz
6	59	23	18	.4	—	.11	1.0	—	.27	7.2	355	47.5	31	4	17.5	moyitisch	stark mylonitisiert, Kanderfirnabsturz
7	51	41	8	—	—	.14	.45	—	.32	8.8	315	43	22.5	9	25.5	tasnagranitisch	Kanderfirnabsturz
8	51	33	16	3	—	.14	.59	—	.36	5.4	278	43	29.5	6.5	21	opdalitisch	Randfazies (Quarzdiortit), Kanderfirnabsturz
9	50	40	10	—	—	.13	.43	.35	.36	7.0	289	40	25	8	27	tasnagranitisch	südliche Talseite, über Alpetligletscher
10	49	43	8	.3	.1	.17	.47	—	.40	7.7	287	40	21	12	27	adamellitisch	Südwand des Lauterbrunner Breithorns
77	48	44	8	—	—	.31	.47	—	.34	7.0	281	39.5	21	12.5	27	adamellitisch	Granophyr, Südfuss Hockenhorn
6152	48	45	7	.4	.1	.22	.33	—	.16	7.7	283.5	43.6	16.4	11.6	28.4	leukoquarzdiortitisch	mit chloritisiertem Biotit, P. 3188 zwischen Birghorn und Roter Tätsch
6156	48	40	12	.7	.6	.20	.40	—	.39	5.3	277	38	29	11.5	21.5	opdalitisch	porphyrtartig, Kanderfirnabsturz, Koord. 624700/145600
6511	42	45	13	.2	.3	.09	.47	—	.49	2.7	236	40	27	6	27	tasnagranitisch	stark mylonitisiert, Märbeegg-Graben Süd Koord. 623250/143075
7 L <sup>1)</sup>	50	42	8	.3	.4	.21	.45	—	.36	+ 8.2	281.2	41.5	19.3	14.6	24.6	normalgranodioritisch	Granodiorit mit Biotit, Moräne Kanderletscher
<sup>1)</sup> siehe GYSIN (1952)																	
<b>B. Innertkirchnergranit (inkl. Lauterbrunnergranit)</b>																	
27	51	39	10	.5	—	.15	.50	—	.26	+ 7.5	295	43.5	22.5	9	25	normalgranodioritisch	Urbachsteige
28	47	38	15	1.0	.6	.06	.43	—	.35	4.3	256	39	30.5	5	25.5	tasnagranitisch	feinschiefrig, gepresst, Haslital
29	49	38	13	.8	.2	.12	.38	—	.50	5.4	284	33	34	8	25	tasnagranitisch	Äussere Urweid
262	50	39	11	.5	1.0	.12	.34	—	.37	6.5	304	36	26.5	10.5	27	leukoquarzdiortitisch	Grimselstrasse, 200 m unterhalb Bodenbrücke
264	51	36	13	.6	.7	.12	.46	—	.34	6.2	297	43.5	22.5	9	25	adamellitisch	Grimselstrasse, km 3.3
265	50	42	8	.2	.2	.11	.47	—	.25	8.5	315	39	22.5	8.5	30	rapakiwitisch	Schwelle Urbachtal
266	46	37	17	.4	.8	.06	.48	—	.37	3.1	240	43	28	5.5	23.5	tasnagranitisch	Schwelle Urbachtal
267	53	34	13	.4	.1	.09	.30	—	.20	7.0	306	47.5	21.5	5	26	na-rapakiwitisch	Wiler beim Gasthaus Tännler
268	56	39	5	.2	.5	.04	.40	—	.22	18.0	436	42	13.5	5.5	39	normalalkaligranitisch	Oberhalb Stiergrund, Benzlauistock
264	48	38	14	.6	.7	.08	.49	—	.46	4.3	272	37.5	30.6	7.5	24.4	tasnagranitisch	Aufstieg Rottal, ob Stufensteinalp
5001	52	32	16	.5	—	.13	.34	—	.26	5.8	274	46.5	25.9	6.7	20.9	farsunditisch	«Schlierengranit», neue Sustenstrasse, 400 m ab Strassenabzw. Hof
5158	47	41	12	.8	.3	.12	.45	—	.40	+ 4.9	265	40	26	8	26	tasnagranitisch	porphyrtartig, Kraftwerk Innertkirchen, Wasserschloss
<b>C. Tödigranit</b>																	
74	49	42	9	.3	.6	.15	.32	—	.46	+ 7.0	283	41	21	11.5	26.5	leukoquarzdiortitisch	granodioritische Fazies, Ölplanggen
75	47	42	11	.4	.8	.04	.46	—	.50	5.1	291	39.5	25	5.5	30	granosyenitisch	porphyrtartig, Moräne Hinterrötifirn
291	55	31	14	.4	.3	.06	.29	—	.36	7.3	329	42.7	28.4	4.2	24.7	natronrapakiwitisch	Granitporphyr, Bifertengletscherende
A <sub>4</sub> <sup>1)</sup>	53	34	13	.7	.4	.15	.45	—	.44	7.0	299	39.7	28.7	9.1	22.5	tasnagranitisch	nahezu massiger nördlicher Granitgneis, Fuss E-Wand P. Cambrales, S-Gipfel 3208
A <sub>5</sub> <sup>1)</sup>	55	33	12	.6	.4	.08	.51	—	.44	+ 8.2	344	40.8	27.1	5.7	26.4	tasnagranitisch	nördlicher Granitgneis, stark verschiefert, V. Pintga de Russein, rechter Fels 200 m NE P. 2204.6
<sup>1)</sup> siehe EUGSTER (1951)																	
<b>D. Zentraler Aaregranit</b>																	
11	57	40	3	—	—	.08	.43	.11	.31	+ 30.3	430	45	9	7.5	38.5	aplitgranitisch	Bietschhorn, Westgrat
12	57	40	3	—	—	.06	.44	—	.20	30.3	429	45.5	10.5	5.5	38.5	engadinitgranitisch	Jäghorn, Westflanke
22	57	41	2	—	—	.06	.41	—	.39	44.5	445	45	10	5.5	39.5	normalalkaligranitisch	Fuss Aletschhorn
25	55	39	6	.3	.1	.14	.38	.06	.37	14.5	364	40	19	12	29	leukoquarzdiortitisch	flasrig-schiefrig, Märjelensee
26	53	40	7	.2	.2	.13	.43	.18	.35	11.2	350	39	17	14	30	yosemitgranitisch	Kessel E Strahlhorn, Märjelensee
32	55	42	3	.2	.1	.06	.49	—	.25	27.6	413	44.5	10.5	6	39	normalalkaligranitisch	Handeck
33	62	35	3	.3	.2	.03	.47	—	.04	38.6	510	46.5	10.5	4	39	engadinitgranitisch	Gelmergasse, an Strasse oberhalb Handeck
34	55	41	4	.3	.1	.05	.43	.18	.13	20.7	403	42	13	7.5	37.5	engadinitgranitisch	Stockstege, Räterichsboden
44	48	43	9	.5	1.1	.02	.35	—	.22	6.4	307	42	18.5	5.5	34	na-engadinitgranitisch	bas. Gang, feldspatreich, sonst ~ 32, Flächensteinerhütte, Voralptal
45	52	43	5	—	—	—	.43	—	.15	14.0	395	40	10	6.5	43.5	normalkaligranitisch	porphyrisch, E Bodmenhütte, Voralptal
46	53	42	5	.2	.5	.15	.50	—	.06	15.0	357	41.5	15.5	9.5	33.5	engadinitgranitisch	massig, mittelkörnig, am Bühl, Göschenertal
47	54	42	4	.1	.2	.06	.46	—	.06	19.5	395	45	11	6	38	engadinitgranitisch	massig, mittelkörnig, Wassenerwald, rechtes Reussufer, N Gurtellen
48	55	40	5	.2	.5	.08	.47	—	.36	15.0	376	43.5	15.5	8	33	engadinitgranitisch	feinkörnig gangartig, Brücke Fellibach, Reusstal
49	55	40	5	.1	.2	.13	.52	—	.37	15.0	407	45	12.5	3.5	39	engadinitgranitisch	grobkörnig, ~ 32, Felli-Ruchen
51	49	43	8	.2	.4	.02	.43	—	.32	7.6	309	42.5	15.5	8	34	engadinitgranitisch	Bristengrat, beim Bristenseeli
253	56	39	5	.1	—	.05	.41	—	.13	18.0	374	45	11.5	9.5	34	engadinitgranitisch	leicht porphyrisch, E-Flanke Grat Jäghorn-Breitlauhorn
277	59	34	7	.1	.2	.09	.41	—	.30	15.5	417	42.5	20	6.5	31	rapakiwitisch	Mittagstock, Spitzberge
280	58	39	3	.1	.2	.04	.43	—	.07	32.	454	45.5	10	4.5	40	engadinitgranitisch	Gurtellen
A <sub>1</sub> <sup>1)</sup>	58	38	4	.2	.1	.04	.49	—	.27	24.5	456	47.3	10.5	4.0	38.2	engadinitgranitisch	Muota Cavrein, 200 m SE P. 2539
A <sub>2</sub> <sup>1)</sup>	53	39	8	.3	.3	.08	.50	—	.24	10.1	351	44.0	17.8	6.6	31.6	rapakiwitisch	Apophyse, W-Fuss des Hagstücken-N-Grates, nahe Lücke
A <sub>3</sub> <sup>1)</sup>	54	38	8	.3	.6	.02	.41	—	.35	+ 10.7	385	44.9	15.4	3.8	35.9	engadinitgranitisch	Feinkörnige Varietät, Val Gronda de Cavrein, l. Talseite, 250 m N von P. 2065
<sup>1)</sup> siehe EUGSTER (1951)																	
<b>E. Mittagfluhgranit</b>																	
30	54	43	3	—	—	.03	.44	—	.04	+ 25.3	422	47	8	3	42	aplitgranitisch	Mittagfluh, bei Guttannen
261	55	39	6	—	—	—	.45	.43	.13	+ 14.5	408	37.5	13	10.5	39	normalalkaligranitisch	Kabelstollen Guttannen-Handeck, 1 m S Kontakt Z Aaregranit
<b>F. Grimselgranit</b>																	
35	45	46	9	.7	.4	.18	.29	.05	.31	+ 4.7	252	38	21	14	27	leukoquarzdiortitisch	Spitallamm, oberer Teil der Schlucht
228	52	36	12	.7	.7	.23	.63	—	.12	7.0	283	40	25.5	14.5	20	normalgranodioritisch	N Grimselospiz
1	43	46	11	.3	.3	.14	.34	.08	.42	+ 2.7	246	35	26	12	27	leukoquarzdiortitisch	unzersetzt, Kristallklufft Sommerloch (entspricht So <sub>4</sub> )
4	36	59	5	.3	.6	.04	.40	.36	.19	— 2.0	232	43	8	10	39	alkalisyenitaplitisch	zersetzt, Kristallklufft Sommerloch, liegendes
8b	48	43	9	.3	—	.19	.44	—	.38	+ 6.3	266	39	24	12	25	normalgranodioritisch	unzersetzt, Kristallklufft Gerstengletscher
8a	39	59	2	.2	—	.07	.42	—	.47	— .5	254	47	6	6	41	~ alkalisyenitaplitisch	zersetzt, Kristallklufft Gerstengletscher
14	42	47	11	.3	.1	.11	.28	.21	.32	+ 2.9	244	35	22	14	29	leukoquarzdiortitisch	«augig», Sommerloch
48	42	47	11	.4	.6	.09	.29	.24	.24	2.9	230	33	26	13	28	leukoquarzdiortitisch	unzersetzt, Kristallklufft, Fenster 2, Druckschacht KW-Grimsel
48a	42	46	12	.4	.6	.07	.41	.28	.23	+ 2.8	232	32	25	16	27	granosyenitisch	zersetzt, Kristallklufft, Fenster 2, Druckschacht KW-Grimsel
49	30	60	10	.3	.4	.10	.42	—	.20	— 3.0	181	40	20	8	32	leukosyenitisch	zersetzt, kavernös, Kristallklufft, Fenster 2, Druckschacht KW-Grimsel
<b>G. Puntegliasgranit</b>																	
67	46	38	16	.9	1.4	.01	.51	.24	.52	+ 3.8	272	28	30	14.5	27.5	normalsyenitgranitisch	Val Punteglias, ob Kante der Steilstufe
68	46	41	13	.9	1.7	.06	.57	.22	.48	4.3	274	32	24.5	15	28.5	normalsyenitgranitisch	Val Punteglias
288	52	42	6	.2	.1	.12	.35	—	.06	+ 12.	318	45.5	15	9.5	3.0	leukoquarzdiortitisch	saure Randfazies, Val Punteglias
<sup>1)</sup> Hinweis nur sofern Gestein vom Normal-Granittyp A-G abweichend																	

Tabelle III. Bei Aarmassivgraniten auftretende Magmentypen

Granitgruppe/Magmagruppe	Magmatypus	Zahl der Analysen	Errechnete Mittelwerte		
			Q	L	M
<b>A. Gasterngranit <sup>1)</sup></b>					
<i>Granitische Magmen</i> . . . . .	adamellitisch (I. b. 1) <sup>2)</sup> . . . . .	2			
(isofal bis schwach salisch oder subfemisch)	tasnagranitisch (I. b. 2) . . . . .	2			
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	opdalitisch (I. b. 5) . . . . .	2			
(salisch)	leukoquarzdioritisch (I. d. 7). . . . .	1			
		7	48	42	10
<b>B. Innertkirchnergranit</b>					
<i>Granitische Magmen</i> . . . . .	adamellitisch . . . . .	1			
(isofal bis schwach salisch oder subfemisch)	tasnagranitisch . . . . .	5			
<i>Granodioritische Magmen</i> . . . . .	normalgranodioritisch (I. c. 1) . . . . .	1			
(salisch, alkaliärmer als leukogranitisch)	farsunditisch (I. c. 3) . . . . .	1			
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	natronrapakiwitisch (I. d. 6). . . . .	1			
(salisch)	leukoquarzdioritisch . . . . .	1			
<i>Alkaligranitische Magmen</i> . . . . .	normalalkaligranitisch (II. a. 2) . . . . .	1			
(salisch)					
<i>Leukosyenitgranitische Magmen</i> . . . . .	rapakiwitisch . . . . .	1			
(salisch)					
		12	50	38	12
<b>C. Tödigranit</b>					
<i>Granitische Magmen</i> . . . . .	tasnagranitisch . . . . .	2			
(isofal bis schwach salisch oder subfemisch)					
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	natronrapakiwitisch . . . . .	1			
(salisch)	leukoquarzdioritisch . . . . .	1			
<i>Leukosyenitgranitische Magmen</i> . . . . .	granosyenitisch (III. a. 2) . . . . .	1			
(salisch)					
		5	52	36	12 <sup>3)</sup>
			50	39	11 <sup>4)</sup>
<b>D. Zentraler Aaregranit</b>					
<i>Leukogranitische Magmen</i> . . . . .	aplitgranitisch (I. a. 1) . . . . .	1			
(ausgesprochen salisch)	engadinitgranitisch (I. a. 3) . . . . .	12			
	yosemitgranitisch (I. a. 4) . . . . .	1			
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	natronengadinitisch (I. d. 4) . . . . .	1			
(salisch)	leukoquarzdioritisch . . . . .	1			
<i>Alkaligranitische Magmen</i> . . . . .	normalalkaligranitisch . . . . .	3			
(salisch)					
<i>Leukosyenitgranitische Magmen</i> . . . . .	rapakiwitisch . . . . .	2			
(salisch)					
		21	55	40	5
<b>E. Mittagfluhgranit</b>					
<i>Leukogranitische Magmen</i> . . . . .	aplitgranitisch . . . . .	1			
(ausgesprochen salisch)					
<i>Alkaligranitische Magmen</i> . . . . .	normalalkaligranitisch . . . . .	1			
(salisch)					
		2	55	41	4
<b>F. Grimselgranit</b>					
<i>Granodioritische Magmen</i> . . . . .	normalgranodioritisch . . . . .	2			
(salisch, alkaliärmer als leukogranitisch)					
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	leukoquarzdioritisch . . . . .	4			
(salisch)					
		6	45	44	11
<b>G. Puntegliasgranit</b>					
<i>Trondhjemitische Magmen</i> . . . . .	leukoquarzdioritisch . . . . .	1			
(salisch)					
<i>Syenitgranitische Magmen</i> . . . . .	normalsyenitgranitisch (III. d. 2). . . . .	2			
(isofal - schwach femisch)					
		3	48	40	12

1) Nur Gasterngranit sensu stricto, ohne Mylonite, Randfazies der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz.  
 2) Symbole nach NIGGLI (1936a).  
 3) Errechnete QLM-Werte unter Berücksichtigung aller Tödigranitanalysen.  
 4) QLM-Werte ohne Analysen A<sub>4</sub>, A<sub>5</sub>.

### b) Diskussion der Tabellen und Figuren

Ein Vergleich der Tabellen II und III zeigt nicht bloss die ungleiche Variationsbreite der verschiedenen Granite, sondern auch das Auftreten verschiedenartiger Magmentypen, wobei einzelne bei bestimmten Graniten vorherrschen. Im Gastern- (Lauterbrunner-) Innertkirchner- und Tödigranitteilmassiv dominieren adamellitische und tasnagranitische Magmentypen. Aus 12 Innertkirchnergranitanalysen resultieren Niggli-Werte, die einem tasnagranitischen Magma entsprechen:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
a)	287	41	25	7	26	.42	.33
b)	300	36	28	9	27	.45	.35

a) = Durchschnitt aus 12 Innertkirchnergranitanalysen.  
 b) = Werte für tasnagranitische Magma (NIGGLI, 1936a).

Beim Zentralen Aaregranit überwiegt der engadinitische Magmatypus, was bereits NIGGLI (1924) erwähnt hat. Der bevorzugte Magmentypus des Grimsel- bzw. Punteglias-Granites ist der leukoquarzdioritische bzw. der normalsyenit-granitische. Dabei ist zu beachten, dass vom Puntegliasgranit bloss drei Analysen vorliegen (Tab. III). Auf das verschiedene Alter und petrochemische Verhalten der Aarmassivgranite ist wiederholt hingewiesen worden. So bestehen zwischen Gastern-Innertkirchner- und Tödigranit enge petrochemische Beziehungen, wobei gerade auch die Feldbeobachtungen für die analoge Natur dieser Granite sprechen. EUGSTER (1951) hat nördliche Granitgneise aus dem östlichen Aarmassiv analysiert, die nach seiner Beschreibung chemisch, mineralogisch und strukturell dem Gastern-Innertkirchner-Granit sowie den granitischen Gesteinen des Tödigebietes nahestehen. Das gleiche gilt für kleinere Granitvorkommen des Maderanertales (vgl. SIGRIST, 1947, und Tafel V). Deshalb sind die Analysen A<sub>4</sub> und A<sub>5</sub> EUGSTERS zusammen mit denjenigen des Tödigranits aufgeführt worden. Die von LOTZE, HUGI und HUTTENLOCHER gemachten Feststellungen können wir in bezug auf den Innertkirchnergranit bestätigen. HUTTENLOCHER (1947, S. 98 und 100) schreibt, dass gerade Resorption und Assimilation die Zone von Gastern-Innertkirchen kennzeichne, während im Zentralen Aaregranit solche Erscheinungen weitgehend fehlen. Die Ausgleichs- und Anpassungsprozesse zwischen einer schon bestehenden magmatischen Schmelze und Fremdmaterial erfolgten nach HUTTENLOCHER in grösserer Tiefe und dauerten lange an. Die im Fremdmaterial enthaltenen Mineralien wie (Cordierit-)Pinit und Almandin sind in erster Linie für den Tonerdereichtum (bzw. Tonerdeüberschuss) dieser hybriden Granite verantwortlich. Auf Seite 9 wurde bereits dargelegt, dass sich von Westen gegen Osten, d. h. also vom Gastern- gegen das Innertkirchnermassiv eine zunehmende Kontaminierung bzw. Hybridisierung im Sinne HUTTENLOCHERS (1947) feststellen lässt. Gastern- und Innertkirchnergranit sind aus syntektischen Magmen hervorgegangen, wenn wir uns an die von RITTMANN (1942/45 und 1951) gegebenen Definitionen halten, d. h. aus ursprünglich oder durch Differentiation entstandenen Magmen, deren Zusammensetzung sich durch Assimilation veränderte. NIGGLI (1946) schlug vor, bei nur geringer Beeinflussung durch Assimilation lediglich von «kontaminierten Magma» zu sprechen. Auch andere Autoren, wie z. B. NOCKOLDS (1941), SAHAMA (1945b) u. a., haben den Ausdruck «Kontaminierung» angewandt, und zwar bei der Beschreibung von Eurptivgesteinen, die durch umgebende «Schiefer» und Sedimente beeinflusst wurden. In diesem Sinne handelt es sich beim Gastern- und Innertkirchnergranit um «kontaminierte» Granite, wobei das Mass der «Kontamination», wie bereits erwähnt, recht verschieden sein kann. Wir müssen uns die Entstehungsgeschichte dieser Granite im Vergleich zum Zentralen Aaregranit als zeitlich und räumlich verschieden vorstellen. Diese Granite gelten allgemein für älter (= Frühphase der herzynischen Orogenese) als der etwa oberkarbonische Zentrale Aaregranit, der bereits anfänglich in ein höheres Niveau der Erdkruste gelangte. Die Unterschiede im Petrochemismus der einzelnen Granite kommen vielleicht am besten durch die in Fig. 7 gewählte Darstellung zum Ausdruck. Auf Grund der durchschnittlichen QLM-Werte<sup>1)</sup> können die Aarmassivgranite durch die in Tabelle IV angeführten Werte gekennzeichnet werden.

<sup>1)</sup> Hierbei unberücksichtigt blieben Analysen aberranter Vertreter des Gasterngranites.

Tabelle IV: QLM-Typwerte der Aarmassiv-Granite

	Q	L	M
Gasterngranit . . . . .	< 50	um 40	um 10
(Lauterbrunner-)Innertkirchnergranit . . . . .	um 50	um 40	unter 10 (>)
Tödigranit . . . . .	um 50	um 40	um 10 (>)
Zentraler Aaregranit . . . . .	> 50	um 40	um 5 (<)
Mittagfluhgranit . . . . .	> 50	um 40	um 5 (<)
Grimselgranit . . . . .	um 45	um 44	um 10
Puntegliasgranit . . . . .	< 50	um 40	um 10 (>)

Aufschlussreich sind auch die Figuren 8, 9, welche die stofflichen Unterschiede der Granite in anderer Weise zum Ausdruck bringen. Die stark wechselnde und unruhige Beschaffenheit des Innertkirchnergranites und insbesondere der durch die Aufnahme von Fremdmaterial bedingte Tonerdeüberschuss haben frühere Autoren hervorgehoben. Im al-alk/c-Diagramm der Fig. 8 erscheint das Existenzfeld des Innertkirchnergranites in Richtung der Ordinate langgezogen. Die t-Werte liegen zwischen -2.5 und +18.9. Der Gasterngranit <sup>1)</sup> und alle übrigen haben niedrigere t-Werte und keine derart grossen Unterschiede zwischen Minimal- und Maximal-Wert. Der Innertkirchnergranit muss von den untersuchten Graniten demnach als der am stärksten kontaminierte angesehen werden, eine Folgerung, die übrigens im Einklang mit allen übrigen Beobachtungen steht. Fig. 9 bringt die ausgesprochene mg-Armut des Zentralen Aaregranites zum Ausdruck. Aus den 20 Analysen resultiert ein Durchschnittswert von mg = 0.22. Diese Zahl ist etwas höher als die seinerzeit von NIGGLI (1924) mit mg = 0.10 bekanntgegebene.

Schliesslich sei noch erwähnt, dass für den Biotitgneis Nr. 6157 aus der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz ein tasnagranitischer Magmatypus resultiert, wie er für den normalen Gasterngranit geläufig ist. Nach der Klassifikation der metamorphen Gesteine (NIGGLI 1934) gehört der erwähnte Biotitgneis zu den Alkali-Alumosilikat-Gesteinen. Im QLM-Dreieck fällt der darstellende Punkt mit der Analyse Nr. 1 (Gasterngranit, biotitreich) zusammen. Die entsprechenden Werte von Biotitgneis und Gasterngranit lauten:

Tabelle V. Gegenüberstellung der Molekularwerte von Gasterngranit und Biotitgneis

	Q	L	M	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magmatypus
a)	44	40	16	234	34	35	7	24	.37	.43	tasnagranitisch
b)	44	40	16	218	36	31.5	12.5	20	.48	.45	opdalitisch

NB. Betreffend chemischer Zusammensetzung siehe Tab. XII und XXIV.  
a) Biotitgneis Nr. 6157, Kanderfirnabsturz.  
b) Gasterngranit, biotitreich, Nr. 1, Lötschbergtunnel, m 4875 ab Nordportal.

Im vorausgegangenen Text dieses Abschnittes ist anhand der verfügbaren Analysen versucht worden, die verschiedenen Aarmassivgranite petrochemisch zu charakterisieren. Dabei zeigte es sich, dass selbst für normal ausgebildete Granite eines der Teilmassive mehrere Magmentypen gefunden wurden. Seit der kürzlich auf Veranlassung von Prof. FAIRBAIRN vom Dept. of Geology M.I.T., Cambridge, und des US-Geological Survey, Washington, u. a. Institutionen veranlassten chemischen Analysen an Standard-

<sup>1)</sup> Höhere Werte zeigen zwei ältere Analysen (4, 8) aus der Kontaktzone des Gasterngranites, die bei der Felderabgrenzung unberücksichtigt blieben. Nach unsern Beobachtungen weisen solche von TRUNINGER (1911) als «Randfazies» (quarzdioritisch usw.) bezeichneten Gesteine keine grosse Verbreitung auf, wenn wir das gesamte Gasternteilmassiv betrachten.

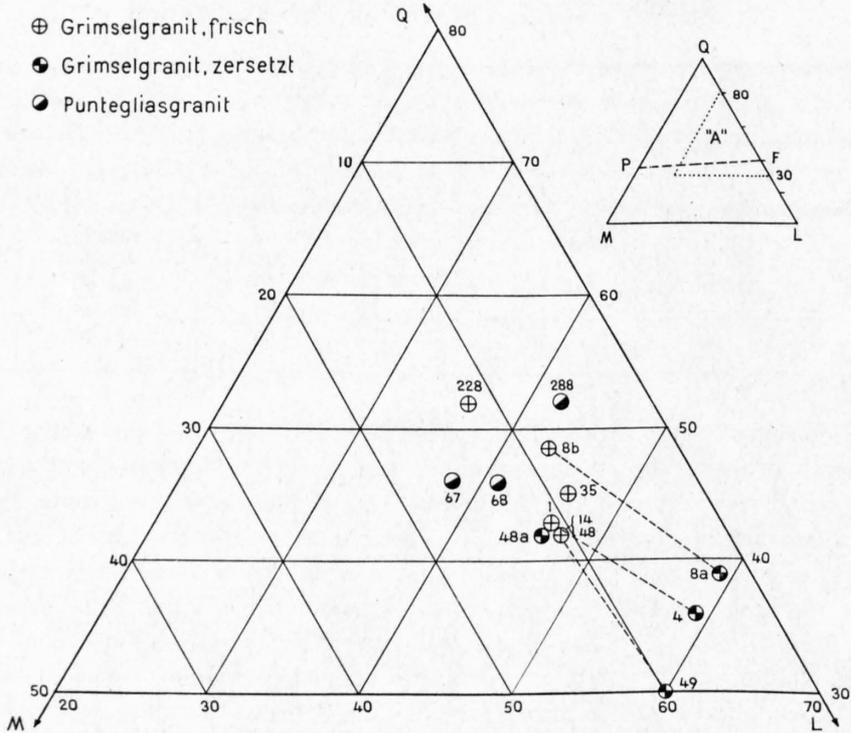


Fig. 5. Aarmassiv-Granite, dargestellt im QLM-Dreieck, Ausschnitt «A». Analysen-Nummern wie in Tabelle II.

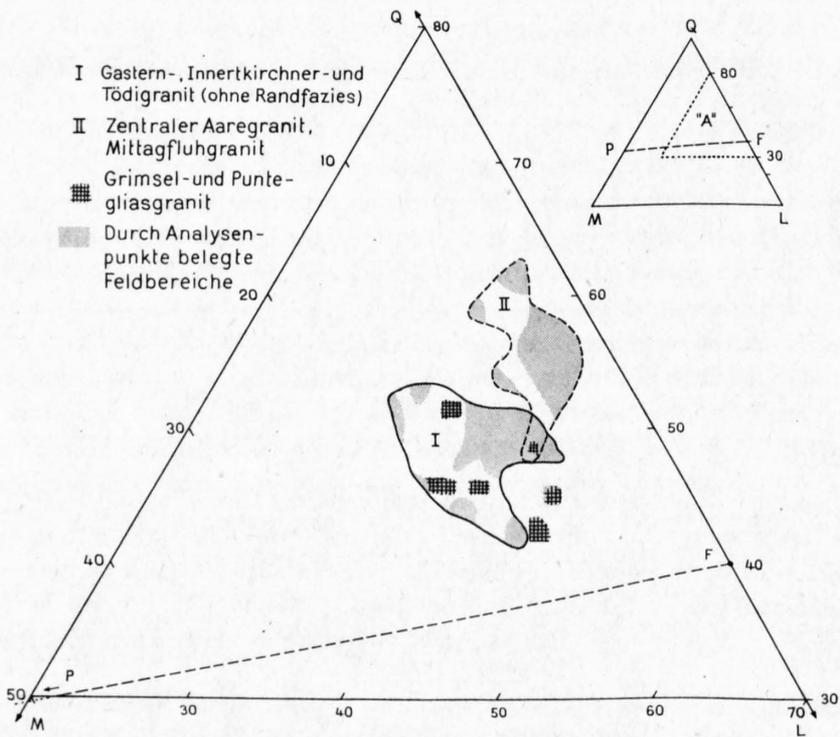


Fig. 6. Existenzfelder der Aarmassiv-Granite im QLM-Dreieck, Ausschnitt «A».

	Q	L	M
A. <i>Gasterngranit</i> (7 Analysen)	48	42	10
B. <i>Innertkirchnergranit</i> (inkl. Lauterbrunnergranit) (12 Analysen)	50	38	12
C. <i>Tödigranit</i> (Ca = 5 Analysen Biferten+Cavrein) (Cb = 3 Analysen Biferten)	52	36	12
D. <i>Zentraler Aaregranit</i> (21 Analysen)	50	39	11
E. <i>Mittagluhgranit</i> (2 Analysen)	55	40	5
F. <i>Grimselgranit</i> (6 Analysen)	55	41	4
G. <i>Puntegliasgranit</i> (3 Analysen)	45	44	11
	48	40	12

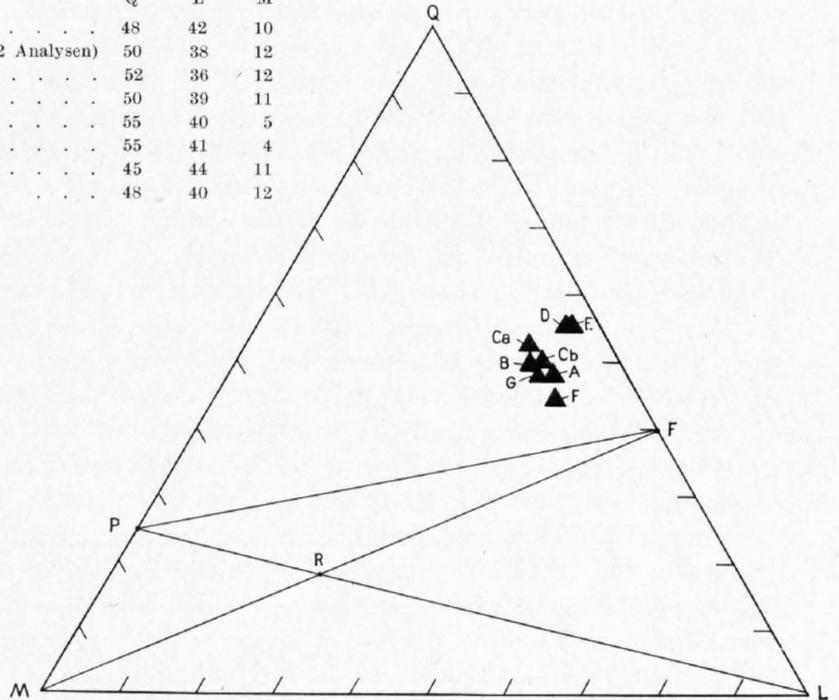


Fig. 7.  
QLM-Mittelwerte der Aarmassiv-Granite.

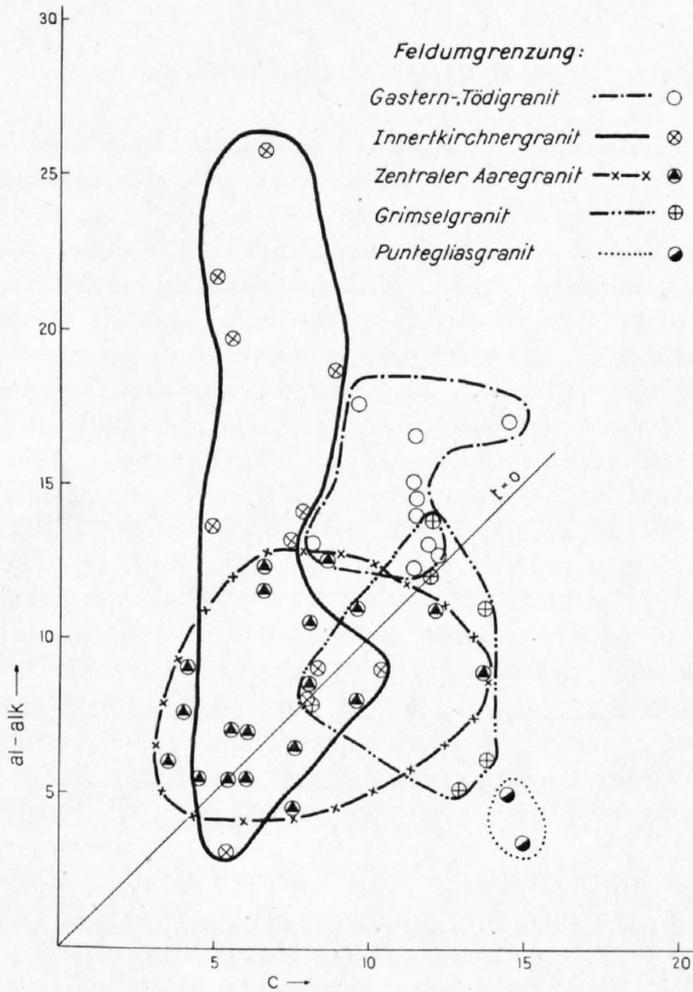


Fig. 8. Aarmassiv-Granite, dargestellt im al-alk/c-Diagramm.

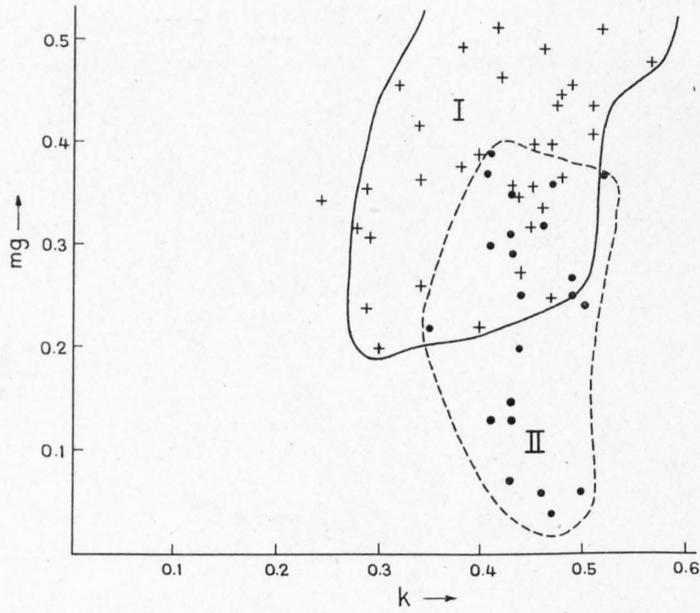


Fig. 9. Aarmassiv-Granite, dargestellt im k/mg-Diagramm.

I = Gastern-, Innertkirchner-, Lauterbrunner-, Tödi-, Grimsel- und Punteglasgranit.  
 II = Zentraler Aaregranit.

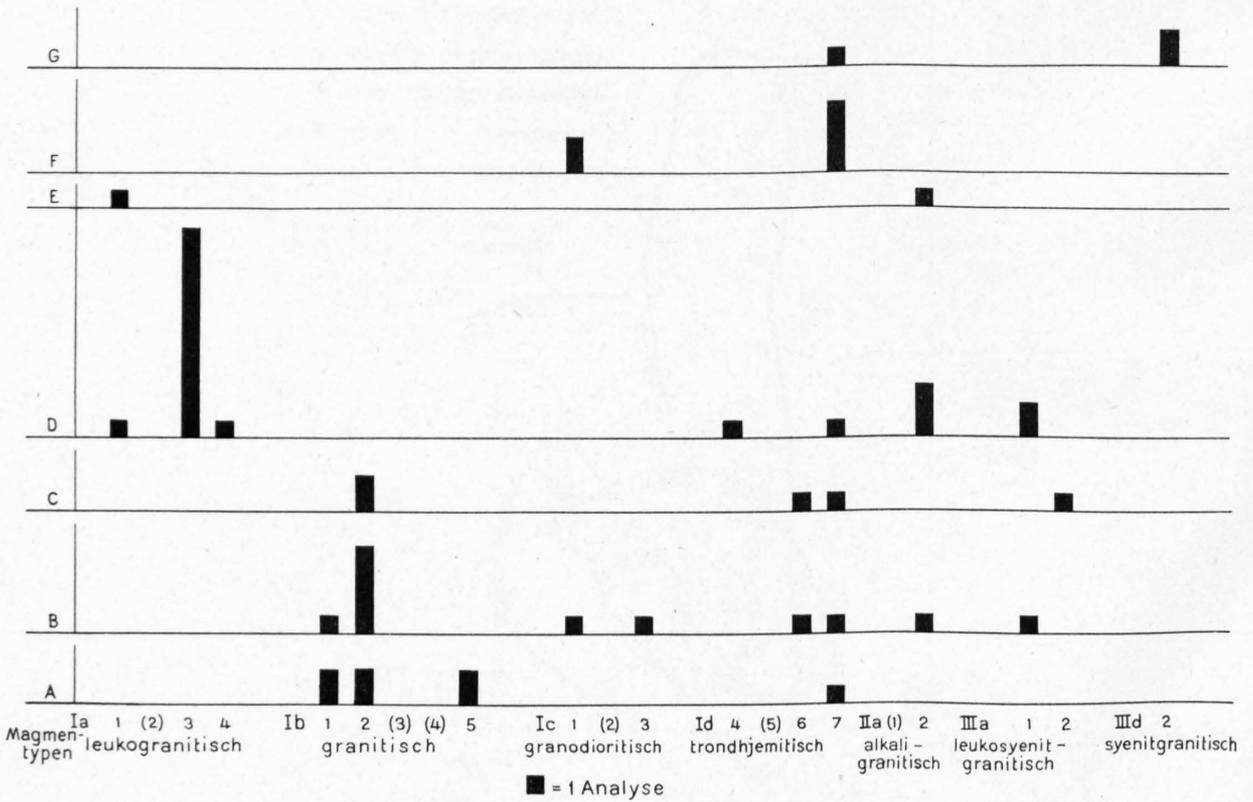


Fig. 10. Verteilung der Magmentypen von Aarmassivgraniten auf die verschiedenen Magmengruppen. Magmentypensymbole nach P. NIGGLI, 1936a; siehe auch Schlüssel zu Tab. III.

A = Gasterngranit, B = Innertkirchnergranit, C = Tödigranit, D = Zentraler Aaregranit, E = Mittagfluhgranit, F = Grimselgranit, G = Punteglasgranit.

Gesteinen durch 34 Gesteinsanalytiker – worunter auch der Verfasser – sind wir über die Möglichkeiten und Grenzen der klassisch-chemischen Gesteinsanalyse besser orientiert (vgl. FAIRBAIRN and others, 1951). Demnach dürfen wir keineswegs aus der Variabilität des Magmentypus allein für einen Granit (oder ein anderes Gestein) weittragende Rückschlüsse auf die Genese usw. ziehen. Vielmehr ist es nützlich, sich zu vergegenwärtigen, dass die Einzelanalysen des Granites von Westerly (Rhode Island, USA) – eine der Standardproben der vorhin erwähnten Untersuchung – zum Teil recht erhebliche Schwankungen aufweisen. Die gefundenen  $\text{SiO}_2$ -Werte variieren z. B. zwischen 71.05 und 72.74 % und die errechneten normativen Quarz-Werte von 24–40 %. Das für die Klassifikation wichtige Orthoklas-Plagioklas-Verhältnis variiert von 0.74–1.32 (als Norm  $\text{or} : \text{pl}$ ) und der normative Plagioklas von  $\text{An}_2$ – $\text{An}_{24}$ . Für andere Gehalte sind die Abweichungen weniger gross. Gesamthaft ergibt sich jedoch, dass die Variabilität der Analysen dieses Standard-Granites sicher grösser ist als die Unterschiede im Gestein selbst und wahrscheinlich grösser als die Differenzen gegenüber manchen verwandten, aber deutlich verschiedenen Gesteinsspezies. Diese und andere Konsequenzen der oben erwähnten Publikation müssen daher den Gesteinsanalytiker und den Petrographen zur Vorsicht mahnen. Eines steht heute fest: die Methoden der Gesteinsanalyse bedürfen unbedingt der weiteren Verbesserung und Standardisierung, was eine engere Fühlungnahme und Zusammenarbeit unter den in Frage kommenden gesteinsanalytischen Laboratorien der einzelnen Länder voraussetzt. Ein weiteres Verdienst der Untersuchung von FAIRBAIRN and others (1951) ist es zweifellos, gezeigt zu haben, in welchen Fällen spektralanalytische Methoden beim Analysieren von Gesteinen (und Mineralien) sich mit Vorteil verwenden lassen. Mit geeigneten standardisierten chemischen Methoden und mit solchen zur modalen Analyse (Phasenanalyse) im Sinne von CHAYES (1950) dürfte es aber gelingen, unsere Kenntnisse von der stofflichen Zusammensetzung der Gesteine weiter zu präzisieren.

### c) Chemismus von Quellwässern

Aus dem Gesteinskörper eines Gebirgsmassivs vermögen die auf Klüften und Spalten zirkulierenden Wässer mineralische Stoffe herauszulösen und können auf diese Weise andauernd zu weiteren Veränderungen der Lithosphäre beitragen. Über die abtransportierten Stoffe geben uns in erster Linie chemische Analysen von Kluftquellen Aufschluss. Die zur Speisung von Wasserversorgungen unseres Landes dienenden Quellen entspringen vorwiegend Lockergesteinsmassen, wie Gehängeschutt, Moränen- und Schotterablagerungen, Bergsturzmassen usw. Der Chemismus solcher Quellen wird aber mehr durch die Natur der durchflossenen Lockergesteinsmassen als durch die darunterliegenden, anstehenden Felsmassen beeinflusst. Den rein praktisch-volkswirtschaftlichen Bedürfnissen entsprechend sind deshalb in unserm Land zum weitaus grössten Teil die die öffentlichen und privaten Wasserversorgungen speisenden Quellen untersucht worden, d. h. also vorwiegend Schuttquellen. Es liegen daher bis heute verhältnismässig wenig Analysen von Kluftquellen vor. Im Aarmassiv hat seinerzeit HINDEN an Quellen des Lötschbergtunnels Analysen durchgeführt (vgl. GRENOUILLET, 1918). Die von LÜTSCHG (siehe in HUBER P., DE QUERVAIN F., HUBER H. und LÜTSCHG-LOERTSCHER – Mitarbeiter BOHNER R. – 1950) an Gletscherquellbächen ermittelten Daten zeigen, dass ihr Chemismus grosso modo durch den geologischen Charakter des Einzugsgebietes bestimmt wird (Probenahme im Februar). Für die Quellbäche des Lötschengletschers bzw. Kanderfirnes betragen beispielsweise die  $\text{SO}_4^{''}$ -Werte 7.8 bzw. 170.7 mg/l; die entsprechenden Werte für den Trockenrückstand lauten 76.2 bzw. 315.9 mg/l und für die Gesamthärte 7.2 bzw. 25.3 französische Grade. Die höheren Zahlen für den Kanderfirn finden ihre Erklärung im deutlichen Vorwiegen der sedimentären Gesteine (mit Trias!) im Einzugsgebiet, während die Granite und «kristallinen Schiefer» zusammen bloss ca.  $\frac{1}{3}$  ausmachen. Im Einzugsgebiet des Lötschengletschers dagegen wiegen die granitischen und kalkarmen Gesteine deutlich vor.

Im Verlaufe unserer Feldarbeiten sind an verschiedenen Kluftquellen Wasserproben entnommen worden. Die Besorgung der chemischen Analysen übernahm in zuvorkommender Weise das Laboratorium des Kantonschemikers in Bern. Für dieses Entgegenkommen sowie für die Mitarbeit an unsern Untersuchungen möchten wir an dieser Stelle Herrn Kantonschemiker Dr. R. JAHN aufrichtig danken. Die Tabellen VI–VII enthalten die Resultate der bis jetzt durchgeführten Quellanalysen.

Tabelle VI. Quellanalysen aus dem Gasterntal

	G 1	G 2
Trockenrückstand . . . . .	166.	111. mg/l
Glührückstand . . . . .	156.	88. mg/l
Oxydierbarkeit, als $\text{KMnO}_4$ . . . . .	3.09	2.63 mg/l
Organische Stoffe (aus Oxydierbarkeit bestimmt) . . . . .	15.45	13.15 mg/l
Chloride, als Chlor . . . . .	2.2	2.1 mg/l
Sulfate . . . . .	28.2	62.4 mg/l
Nitrate . . . . .	2.5	1.1 mg/l
Prüfung auf Nitrit . . . . .	negativ	negativ
Prüfung auf Ammoniak (direkt) . . . . .	negativ	negativ
Gesamthärte (komplexometrisch) . . . . .	15.50	8.00 } franz.
Karbonathärte. . . . .	14.63	5.80 } Grade
Prüfung auf Mangan . . . . .	negativ	negativ
Prüfung auf Eisen . . . . .	negativ	negativ
$\text{SiO}_2$ . . . . .	2.7	5.4 mg/l

Analytiker: Dr. R. JAHN, Kantonschemiker, Bern

Legende:

- G 1 *Kluftquelle aus Gasterntalgranit* (Normaltypus), Bäuerbrunnen Selden speisend. Probenahme: 15. 9. 1951, 17.00 h., Lufttemp. 18° C., Wassertemp. 7° C., Erguss ca. 5 l/min. – Koord. der Quelle: 621700/144050.
- G 2 *Quelle am Fuss der Schutthalde hinter Hotel Selden* (eine der den Quellbach Selden speisenden Quellen). Probenahme: 15. 9. 1951, 18.45 h., Lufttemp. 12.5° C., Wassertemp. 4.5° C., Gesamtorguss des Quellbaches = mehrere Tausend l/sec. – Koord. der Quelle: 622175/143800.

Tabelle VII. Quellanalysen aus dem Zuleitungsstollen Aeren-Gauli der Kraftwerke Oberhasli AG.

	1	2	3
Trockenrückstand . . . . .	34.6	141.9	150.2 mg/l
<i>Kationen:</i>			
K . . . . .	0.59	0.82	0.6 mg/l
Na . . . . .	2.12	13.6	22.1 mg/l
Ca . . . . .	7.51	27.8	23.9 mg/l
Mg . . . . .	0.16	2.0	0.6 mg/l
Mo . . . . .	—	2.4	—
<i>Anionen:</i>			
$\text{Cl}^-$ . . . . .	3.1	12.0	2.0 mg/l
$\text{SO}_4^{2-}$ . . . . .	4.61	51.8	79.0 mg/l
$\text{HCO}_3^-$ . . . . .	22.57	47.88	8.3 mg/l
Kieselsäure als $\text{SiO}_2$ . . . . .	10.27	9.6	13.6 mg/l
Karbonathärte. . . . .	1.85	3.99	1.25 franz. Grade
pH-Wert . . . . .	4.9	5.8	4.7 mg/l

Analytiker: Dr. R. JAHN, Kantonschemiker, Bern

Legende:

- 1 *Kluftquelle aus Zentralem Aaregranit* (Normaltypus), m 113 ab Baufenster Aeren. Probenahme: 31. 5. 1949, Stollentemp. 11.5° C, Wassertemp. 9° C. Erguss 10–15 l/min.
- 2 *Kluftquelle aus pyritreichem, silixitischem Mittagfluhgranit*, m 1340 ab Baufenster Aeren. Probenahme: 31. 5. 1949, Stollentemp. 12.5° C, Wassertemp. 13° C. Erguss 3 l/min.
- 3 *Kluftquelle aus dem kristallinen Schieferkomplex* (Biotitgneis), m 3015 ab Baufenster Aeren. Probenahme: 31. 5. 1949. Stollentemp. 17° C, Wassertemp. 13.5° C, Erguss: 1–2 l/min.

Die erhaltenen Werte für Trockenrückstand, Karbonathärte sind für die in den petrographisch verschiedenen Graniten auftretenden Quellen recht unterschiedlich. Selbstverständlich wird der Chemismus einer Kluffquelle nicht durch den Gesteinscharakter allein, sondern ebensowohl durch weitere Gegebenheiten, wie z. B. Grösse und Art des Einzugsgebietes, Fließgeschwindigkeit, Art und Dauer des Kontaktes im Gesteinskörper und Erguss, beeinflusst. Der  $\text{SO}_4$ -Gehalt der Probe Nr. G 1, die von einer Kluffquelle aus normalem Gasterngranit stammt, ist von der gleichen Grössenordnung wie die von HINDEN (siehe Analysenprotokoll in GRENOUILLET, 1918) an Quellen des zentralen Teiles des Granites im Lötschbergtunnel beobachteten. Nach der allgemeinen geologischen Situation zu schliessen, kann die Schuttquelle Nr. G 2 (= Vergleichsanalyse) teilweise durch einsickerndes Kanderwasser beeinflusst werden. Die vorliegenden chemischen Daten dürfen hierfür aber nicht als beweisend gelten, sind doch die Unterschiede zwischen Analyse Nr. G 1 und G 2 zu wenig ausgeprägt. Bei den untersuchten Kluffquellen dürfte der  $\text{SO}_4$ -Gehalt im wesentlichen durch den Pyritgehalt bedingt sein (vgl. z. B. Analyse Nr. 2, Muttergestein = pyritreicher, silixitischer Mittagfluhgranit). Bei den Alkaliën überwiegt Na deutlich K. Der in Analyse Nr. 2 festgestellte Mo-Gehalt spricht für die leichte Beweglichkeit dieses Elementes. Es sei in diesem Zusammenhang bereits an das Auftreten von Molybdänglanz auf Kluffflächen des Zentralen Aaregranites erinnert.  $\text{MoS}_2$  gelangte wohl während der alpinen Orogenese aus zirkulierenden, niedrigtemperierten Lösungen zum Absatz. Die spektrographisch gefundenen Mo-Werte betragen für Mittagfluhgranit  $< 1 \text{ T/M}$  (nur 1 Probe), für den Zentralen Aaregranit bis  $1 \text{ T/M}$  (vgl. Tab. XVII).

## B. Geochemie

### a) Einleitung

Mineralien, Gesteine und Böden sind bereits aus den verschiedensten Gründen auf ihre Gehalte an Spurenelementen untersucht worden. Als «Spuren» oder Spurenelemente (= trace elements, trace constituents, minor elements im anglo-amerikanischen Sprachgebrauch) werden, wie allgemein im deutschen Sprachgebiet der Mineralogie und Petrologie üblich, diejenigen Elemente verstanden, die in einem bestimmten Material (Mineral, Gestein, Boden, Pflanzenasche usw.) in Mengen vorkommen, die grosso modo zwischen 1 Teil pro Million und einigen 1000 Teilen pro Million variieren (= 0,0001 bis gegen ca. 1%). Weiteres zum Begriff «Spurenelement» siehe Seite 40.

Bereits in der ersten Hälfte des verflossenen Jahrhunderts haben Forscher, wie BERZELIUS, BISCHOF, ROTH, SCHÖNBEIN u. a. klar erfasst, welche Bedeutung einer gründlichen Erforschung der stofflichen Zusammensetzung der festen Erdkruste (Lithosphäre) für die weitere Entwicklung von Mineralogie, Petrologie, Geologie und verwandter Disziplinen zukommt. Der Begriff «Geochemie» ist wohl erstmals von CHR. FR. SCHÖNBEIN, ehemals Professor für Physik und Chemie an der Universität Basel, in einer 1838 erschienenen Arbeit geprägt worden (siehe Lit.-Verzeichnis). Er schrieb darin u. a., es müsse erst eine vergleichende Geochemie geschaffen werden, ehe die Geognosie zur Geologie werden, und ehe das Geheimnis der Genesis unseres Planeten und der ihn konstituierenden unorganischen Massen enthüllt werden kann. Heute liegt bereits ein umfangreiches Zahlenmaterial über die Verbreitung häufiger und seltener Elemente unserer Erde (Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre) und des Kosmos vor. Als grundlegend gilt in dieser Hinsicht immer noch das umfangreiche und in seiner Art erste Werk von CLARKE (1924). V.M. GOLDSCHMIDT und seine Schule haben in den Jahren um 1930 durch zahlreiche Untersuchungen wichtiges Tatsachenmaterial beschafft; diese wurden für die Ausarbeitung der «geochemischen Verteilungsgesetze der Elemente» und für die weitere Entwicklung der Geochemie wegweisend.

Die Elementenverteilung in- und ausserhalb unseres Planeten darf in ihren Grundzügen wohl als gesichert gelten<sup>1)</sup>. Eine Intensivierung regional betriebener geochemischer Forschung insbesondere zur Ermittlung der Gehalte an seltenen Elementen bleibt aber unerlässlich. Dies wird zu einer Verfeinerung bekannter Gesetze und zu einer Erweiterung petrologischer Gesichtspunkte und Deutungen führen. Jede geologische Einheit hat wieder ihre geochemische Eigenart, und es bleibt Sache besonderer Untersuchungen, diese erst genau zu ermitteln. Wie bereits auf S. 1 dargelegt wurde, soll die vorliegende Untersuchung u. a. geochemische Daten über Granite des Aarmassivs sowie einiger damit vergesellschafteter Gesteine und darin vorkommender Mineralien vermitteln. Es handelt sich dabei um spektralanalytisch bestimmte Gehalte von Spurenelementen. Zu Vergleichszwecken sind die publizierten spektrographischen Analysen von Graniten systematisch gesammelt und in der vorliegenden Betrachtung mitverarbeitet worden. Bis jetzt existieren noch verhältnismässig wenig Daten über die Verbreitung der Spurenelemente in schweizerischen Mineralien, Gesteinen, Böden, Pflanzen und andern biologischen Materialien.

<sup>1)</sup> Es sei nur an das Standardwerk von K. RANKAMA and SAHAMA, Geochemistry, Chicago 1950, erinnert, wo auch die Resultate wichtiger geochemischer Untersuchungen zu finden sind, wie sie von Forschern der verschiedensten Länder in den letzten Jahren erzielt wurden.

Es sei in diesem Zusammenhang kurz an das in der Schweiz auf dem Gebiete der Spurenelementenforschung bereits Geleistete erinnert und durch entsprechende Hinweise bibliographisch dokumentiert. Dabei sind in den erwähnten Arbeiten die Spurengehalte mit Hilfe chemischer, fluoreszenzspektrographischer, lumineszenzanalytischer, röntgenspektroskopischer oder spektrographischer Methoden ermittelt worden.

Gleich im Anschluss an die Entdeckung und Begründung der Spektralanalyse durch BUNSEN und KIRCHHOFF im Jahre 1859 hat ein Schüler des Erstgenannten, der Churer Kantonsschullehrer SIMMLER (1861), verschiedene Gesteine Graubündens sowie Mineralwässer spektralanalytisch untersucht. Vor 20 Jahren analysierten DHÉRE-HRADIL (1934) und HRADIL-ALMÁSY (1938) bituminöse Gesteine schweizerischer Provenienz, wie Ölschiefer u. a., mit Hilfe fluoreszenzspektrographischer Methoden. In Kreisen der schweizerischen Agrikulturchemie und Landwirtschaft machte sich schon lange und wiederholt das Bedürfnis geltend, Unterlagen über die Verbreitung bestimmter Elemente, wie Bor, Kupfer, Mangan u. a., in Böden zu beschaffen. Es sei vor allem an die Arbeiten der Eidg. Agrikulturchemischen Anstalt Liebefeld auf diesem Gebiet erinnert. So haben u. a. GISIGER (1950, 1951), VON GRÜNIGEN (1945), HASLER (1947, 1951a, 1951b) und TRUNINGER (1944) auf verschiedene Weise und mittels vorwiegend chemischen Methoden versucht, die für ein gesundes Pflanzenwachstum notwendigen Voraussetzungen weiter abzuklären und die geeigneten Behandlungs- und Düngungsmethoden herauszufinden. Dabei wird auch hervorgehoben, dass gesunde Pflanzen und Früchte für die menschliche Gesundheit und Ernährung von Bedeutung sind. Hinzuweisen ist hier ebenfalls auf die eingehenden Arbeiten von FELLEBERG (1923/24 und 1948), die am Eidg. Gesundheitsamt in Bern ausgeführt wurden und die sich in erster Linie mit der Verbreitung von Jod und Fluor in der Natur befassen, wobei insbesondere auch Proben schweizerischer Herkunft zur Analyse gelangten. Für die Bekämpfung der Kropf- und Zahnerkrankungen erhielten die dabei gewonnenen Daten grundlegende Bedeutung. Schliesslich sei an die vom Institut für Agrikulturchemie und Bodenkunde an der ETH sowie verschiedener Institute und Versuchsanstalten im Laufe der Jahre für Pflanzenbau und Landwirtschaft geleistete Arbeit erinnert, wobei u. a. auch die Beschaffenheit schweizerischer Böden in verschiedener Weise getestet und klassifiziert wurden (vgl. z. B. GSCHWIND-NIGGLI (1931), PALLMANN (1932, 1934)). Selbstverständlich befassen sich auch die Botaniker mit Spurenelementen, und zwar geschieht dies, soweit uns bekannt, vor allem im Zusammenhang mit pflanzenphysiologischen Problemen. Wir möchten, ohne in dieser Hinsicht Vollständigkeit in der Zitierung beanspruchen zu wollen, hier bloss an die unter der Leitung von Prof. SCHOPFER im Berner Botanischen Institut ausgeführten Arbeiten erinnern. Bis jetzt sind aber unseres Wissens von Botanikern keine grösseren spektralanalytischen Untersuchungen an Gesteinen oder Böden schweizerischer Provenienz ausgeführt bzw. publiziert worden.

Da das Vieh weitgehend auf pflanzliche Nahrung angewiesen ist, spielen die Spurenelemente wiederum in der Veterinärmedizin eine Rolle. KRUPSKI und Mitarbeiter (1947, 1951) sowie GLÄUSER (1951) prüften die Beziehungen zwischen Bodenbeschaffenheit und Gehalt des Futters an lebensnotwendigen Mineralstoffen und Spurenelementen in verschiedenen Landesgegenden. Dabei sind an Heuproben eine Anzahl Spurenelemente spektralanalytisch bestimmt worden (siehe hierzu KRUPSKI et al. 1951). In neuerer Zeit enthält das veterinärmedizinische Schrifttum vermehrte Hinweise auf die Bedeutung, die den Spurenelementen in der Tierernährung und bei gewissen Krankheiten zukommt. Wir möchten bloss die Arbeiten von BACHMANN (1951), HESS (1950) und SIEBER (1950) nennen. Am Schluss seines Aufsatzes kennzeichnet BACHMANN die Bedeutung, die den Spurenelementen in der Tierernährung zukommt, wie folgt: «In der Schweiz sind bisher wenig Untersuchungen über Spurenelemente in bezug auf Tierernährung unternommen worden, da man unsere Böden der verhältnismässig guten Düngung und der weithin verbreiteten Moränen mit ihrem geologisch bunten Material wegen im allgemeinen als mit an Spurenelementen gut versorgt betrachtet. Dies dürfte auch weiterhin zutreffen. Immerhin lassen einige wenige Zahlen und Beobachtungen aus dem Mittelland und den Alpentälern <sup>1)</sup> die Vermutung auf lokale Vorkommen von Mangel an Spurenelementen zu, und es sollten die Spurenelemente bei der Untersuchung der Lecksucht und ähnlichen Krankheiten miteinbezogen werden, besonders dann, wenn mit den bisherigen Kriterien keine befriedigenden Resultate erreicht werden können.» Dies steht im Einklang mit den in Schottland am Macaulay-Institut und an andern Orten gemachten Erfahrungen, wo jeweils zur Abklärung gewisser Tierkrankheiten dem Problem auf breitester Grundlage nachgegangen wird, und zwar unter Mitarbeit von Veterinärmedizinern, Bodenkundlern, Botanikern, Chemikern und Petrographen. Nach unserm Dafürhalten müsste in unserem Lande analog vorgegangen werden und, was die Böden und Gesteinsunterlage anbelangt, die Gebiete, in denen eine bestimmte Tierkrankheit auftritt, u. a. auch petrographisch und spektrographisch untersucht werden. Der von Land zu Land wechselnde geologische Aufbau macht ein solches Vorgehen unumgänglich.

Schliesslich sei noch auf eine Anzahl Arbeiten hingewiesen, die Daten über Nebenbestandteile oder Spurenelemente in Mineralien oder Gesteinen schweizerischer Vorkommen enthalten. Diese Untersuchungen wurden in der Hauptsache im Zusammenhang mit mineralogischen oder petrographischen Studien durchgeführt. Es handelt sich um die Publikationen folgender Autoren:

HEVESEY-ALEXANDER-WÜRSTLIN (1929), BEARTH (1934), NOLL (1934), GÜBELIN (1939), HABERLANDT (1942, 1949, 1950, 1952b), NOCKOLDS-MITCHELL (1948), BERTOLANI (1949), HÜGI-MEIER (1949), BLUMER (1950, 1952), HÜGI (1951), PRZIBRAM (1952), ALLEN (1952), ABRECHT (1952), AMSTUTZ (1953), FURRER-HÜGI (1952), MILTON-HILDEBRAND-SHERWOOD (1953). Erwähnt seien noch die Publikationen von JOLY (1912), POOLE (1920), HIRSCHI (1919, 1920, 1921, 1924, 1925, 1927, 1928, 1931a, 1948), ERLIENMEYER-OPPLIGER-STIER-BLUMER (1950) und PAYOT-JAQUEROD (1953), die sich alle mit radioaktiven Messungen an schweizerischen Gesteinen und Quellen befassen.

Tab. VIII gibt eine Zusammenstellung der an Aarmassivgraniten bestimmten U-, Th- und Ra-Werte. Zum Vergleich dienen die an den gleichen Proben gefundenen Oxydwerte ( $K_2O$ ,  $SiO_2$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ).

Während eines Studienaufenthaltes am «Macaulay Institute for Soil Research» in Aberdeen und am Department of Mineralogy and Petrology in Cambridge war es mir dank eines auf Veranlassung von Herrn Prof. H. HUTTENLOCHER gewährten Stipendiums vergönnt, mich in die Methoden und Probleme der Spektrographie einzuarbeiten. Für finanzielle Unterstützung bin ich der «Stiftung für Stipendien auf den Gebieten der Mineralogie, Kristallchemie, Petrographie, Lagerstättenkunde, Geophysik und deren technischen Anwendungen» und der «Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen

<sup>1)</sup> Vgl. VON GRÜNIGEN, KELLER und PULVER (1947).

Forschung an der bernischen Hochschule» zu aufrichtigem Dank verpflichtet. Während des Aufenthaltes in Grossbritannien sind eine Reihe spektrographischer Analysen ausgeführt worden, die zum Teil im nachfolgenden Text aufgeführt werden. In Bern stand für die Durchführung weiterer Analysen der Quarz-Spektrograph des Chemischen Institutes zur Verfügung. Herrn Prof. W. FEITKNECHT sei auch an dieser Stelle für die gewährte Arbeitsmöglichkeit und sein Entgegenkommen der beste Dank ausgesprochen. Aus verschiedenen Gründen war es noch nicht möglich, das spektrographische Labor für quantitative Mineral- und Gesteinsanalyse auszubauen. So hat sich denn auf Anfrage hin das «Macaulay Institute for Soil Research» (Aberdeen) in zuvorkommender Weise bereit erklärt, eine Serie von Gesteinsproben spektrographisch zu analysieren. Dem Leiter der Spektrographischen Abteilung, Herrn Dr. R.L. MITCHELL, danke ich für das verständnisvolle Entgegenkommen; Herrn Dr. D.J. SWAINE, der die Ausführung der Analysen besorgte, bin ich für seine wertvolle Mitarbeit zu aufrichtigem Dank verpflichtet.

Tabelle VIII. Radioaktivität der Aarmassivgranite

Nr. <sup>1)</sup>	U <sup>2)</sup>	Th <sup>2)</sup>	Ra <sup>3)</sup>	K <sub>2</sub> O%	SiO <sub>2</sub> %	CaO%	MgO%
<i>Gasterngranit:</i>							
23	12	14	4.1	4.06	67.74	1.79	1.21
23a			2.4				
<i>Innertkirchnergranit:</i>							
24	14	17	4.8	3.47	66.88	1.73	2.67
<i>Zentraler Aaregranit:</i>							
1	24	23	8.2	4.55	74.35	.92	.24
		33					
4	16	24	5.3	4.64	73.48	1.31	.21
5	22	20	7.5	4.35	77.04	.58	.02
6	13	14	4.6	5.38	73.88	1.00	.33
7	12	24	4.2				
7a	13	27	4.4				
9	12	18	4.2	5.29	71.00	1.82	.11
10	13	16	4.7	5.08	73.20	1.02	.07
11	13		4.7				
<i>Mittagfluhgranit:</i>							
8	36	21	12.1	5.12	73.79	.45	.04
	25.2	46.5	8.4	(= Werte nach BEGEMANN 1954)			
<i>Grimselgranit:</i>							
12	38	9	12.9				
13	27	6	9.1	4.69	65.46	3.14	.50
14	21	9	7.2	3.08	64.65	3.26	1.10
<i>Puntegliasgranit:</i>							
20	16	44	5.4	5.29	66.08	3.33	2.56

Legende: <sup>1)</sup> Nr. wie in Skizze der Publikation HIRSCH (1927).

<sup>2)</sup> Gehalte in g/T (Teilen pro Million).

<sup>3)</sup> Gehalte: X 10<sup>-12</sup> g/g

Fundort/Bemerkung:

23 Löttschbergtunnel, 7020 m ab Nordportal

23a Löttschbergtunnel, 4235–6415 m ab Nordportal, Mittelwert von 6 Proben max. 2.9, min. 2.0 nach POOLE (1920)

24 bei Innertkirchen

1 Jäghorn

4 Räterichsboden, Grimselstrasse

5 Gelmergasse, Grimselstrasse

6 Handeckfall, Grimselstrasse

7 Schwarzbrunnenbrücke, Grimselstrasse

7a Tschingelbrücke, Grimselstrasse

9 am Bühl bei Göschenen, Reusstal

10 Wassener Wald bei Gurtnellen, Reusstal

11 Station Gurtnellen, Reusstal

8 Mittagfluh bei Guttannen

12 Grimselpasshöhe (Resorptionszone)

13 Grimselsee

14 Spitalamm

20 bei Truns

## b) Bemerkungen und Untersuchungsmethodik

Erfahrungsgemäss bilden die richtige Wahl der Gesteins- oder Mineralproben und ein sachgemässes Herrichten derselben eine unerlässliche Voraussetzung für eine einwandfreie spektrographische Analyse. Hierzu seien einige Bemerkungen vorausgeschickt und die angewandten Analysenmethoden kurz skizziert.

### 1. Vorbehandlung des Untersuchungsmaterials

Für die Entnahme einer Probe im Gelände, die nachher spektrographisch untersucht werden soll, gelten prinzipiell die gleichen Gesichtspunkte wie für ein chemisch zu analysierendes Handstück. In beiden Fällen möchte man in erster Linie Aufschluss erhalten über die Zusammensetzung des Durchschnittstypes der Gesteinsart des betreffenden Massivs oder der Zone usw. Einem mit den regionalen Problemen vertrauten Geologen oder Petrographen sollte es im allgemeinen gelingen, die geeignete Probe auszuwählen. Über die Gesichtspunkte, die bei der Wahl der gesuchten Proben massgebend waren, sei weiter unten noch die Rede (siehe Seite 40).

Auf die Verunreinigungsmöglichkeit («Verseuchung») der Proben ist schon mehrfach hingewiesen worden. Neue Untersuchungen von MYERS-BARNETT (1953) zeigen, dass beim Pulverisieren von reinem Quarz im Stahlmörser z. B. folgende Verunreinigungen auftreten können: Cr 10, Mo 20, Cu 10, Co 3, Ni 60, Mn 100, V 7 und Fe 15 000 Teile pro Million.

Einen zweckmässigen Arbeitsgang hat MITCHELL (1948) vorgeschlagen, den wir bei unsern Arbeiten im wesentlichen befolgten. Mittels Hammer sind an möglichst verschiedenen Stellen eines Handstückes und nach Entfernen der Oberflächenschicht Gesteinssplitter abgeschlagen und die mit Schlagspuren behafteten Teile sorgfältig beseitigt worden (von Hand abgebrochen bzw. zwischen mehrfachen Filterpapierlagen mit Hilfe eines Hammers). Zur weiteren Zerkleinerung der gewonnenen Bruchstücke wurden diese sorgfältig in Filterpapier gewickelt und weiterhin mit dem Hammer bearbeitet, und zwar derart, dass jeglicher direkter Kontakt zwischen Probegut und Hammer, Unterlage usw. unterblieb. Das endgültige Zerkleinern und Pulverisieren geschah in einem für spektrographisch zu analysierenden Proben reservierten Achatmörser. Das auf diese Weise von einer einzelnen Probe anfallende Pulver betrug in der Regel 10–20 g; dieses wurde nach erfolgtem sorgfältigem Durchmischen auf einem Glanzpapier in ein Präparatenglas abgefüllt. Zwischen den einzelnen Proben geschah die Reinigung des Achatmörser folgendermassen: Ausreiben mit Watte, «Waschen» mit Salzsäure (konz., z. A.), Spülen mit destilliertem Wasser, Ausreiben mit Watte. Die erste Fraktion der nächsten Probe wurde jeweils verworfen, um die «Kontaminierungsmöglichkeit» von der vorausgehenden Probe auszuschliessen. Wo es angezeigt erschien, diente Bergkristall als Abrasiv- und zusätzliches Reinigungsmittel, wobei diese Operation dem vorhin erwähnten «Waschen» mit Salzsäure etc. vorgeschaltet wurde.

### 2. Angewandte spektrographische Methodik

Die am Department of Spectrochemistry des Macaulay Institute for Soil Research in Aberdeen durch Dr. D. J. SWAINE und den Verfasser untersuchten Proben wurden unter Verwendung der «Glimmschichtmethode» (= Cathode-layer arc method) semi-quantitativ analysiert. Diese basiert auf den grundlegenden Arbeiten von FABRY et BUISSON (1910) und MANNKOPFF und PETERS (1931). Diese Autoren stellten u. a. fest, dass eine Reihe von Elementen (Zn, Cu, Cd, ferner Elemente der drei ersten Kolonnen des periodischen Systems sowie Si, Sn, Pb, Bi, Fe, Ni, Co und Sc) bei Einhalten bestimmter Versuchsbedingungen, wie Abstand der Kohleelektroden von rund 10 mm, in einer Zone von 1–2 mm über der Kathode sich bei maximalen Temperaturen stärker anreichern lassen. Durch geeignete Massnahmen bedient man sich beim Glimmschichtverfahren gerade des von der erwähnten Zone ausgesandten Lichtes. Die am Macaulay Institut für semi-quantitative Spurengelhaltsermittlung in Gesteinen verwendete Technik ist von MITCHELL (1948) eingehend beschrieben worden. Anschliessend seien zur spektrographischen Methodik bloss einige Gesichtspunkte aus dem Erfahrungsbereich des genannten Autors und Institutes noch speziell hervorgehoben und besprochen.

Zur Analyse wurde ein «Hilger Large Quartz Spectrograph E 492» benutzt. Als zweckmässig erwies es sich, 15–20 mg der Analysensubstanz mit der gleichen Menge spektralreinem Kohlepulver in einem besonderen Achatmörser innig zu vermischen. Mittels eines speziell angefertigten Schneidegerätes (vgl. Fig. 21 in MITCHELL 1948) werden zylindrische Kohleelektroden normierter Abmessungen hergestellt. Für die Arbeiten in Bern hat es in verdankenswerter Weise die mechanische Werkstätte des Theodor-Kocher-Institutes<sup>1)</sup> übernommen, auf unsere Anregung hin und nach gemachten Angaben ein neues Elektroden-

<sup>1)</sup> Herrn Dr. P. VON TAVEL danke ich dafür, dass er die Herstellung des Elektrodenschneidegerätes in der Werkstätte ermöglicht hat. Mein Dank gilt ferner Herrn W. BOLLIGER, der über das von ihm entworfene und konstruierte Werkzeug folgende Angaben macht: «Die Bearbeitung der Kohle erfolgt an einer Tischdrehbank. Die Kohle wird in eine Spannzange der Arbeitsspindel eingespannt. Ein speziell angefertigter konischer Einsatz (in Fig. 11 weggelassen) mit einer zylindrischen Bohrung von 4 mm Durchmesser wird in die Reitstockspindel eingesetzt. In dieser Bohrung kann nun das Werkzeug von Hand achsial hin- und hergeschoben werden. Dadurch ist es möglich, den Vorschub beim Bohren von Hand zu geben. Zudem kann das Werkzeug rasch aus dem Einsatz entfernt und durch Ausklopfen vom eingeschlossenen Bohrstaub befreit werden.»

schneidegerät zu entwerfen und herzustellen (Fig. 11). Die erhaltenen Elektroden weisen die in Fig. 12 vermerkten Abmessungen auf. Elektroden mit ähnlichen Dimensionen hat PREUSS (1938) beschrieben, doch weicht die von ihm angewandte Methode in verschiedener Hinsicht von der hier beschriebenen ab. Zur Erleichterung der Materialbeschickung wird die Elektrode mit einer Papiermanchette versehen und die erwähnte Mischung Analysensubstanz-Kohlepulver in die Bohrung eingefüllt und mit einer Stahlnadel dicht gestopft. Die Bohrung vermag um 5–10 mg des Analysen-Kohlepulvergemisches aufzunehmen, das in der Regel nicht vor Ende der 3. Brennminute des Bogens verdampft ist. Die so vorbereitete Elektrode dient

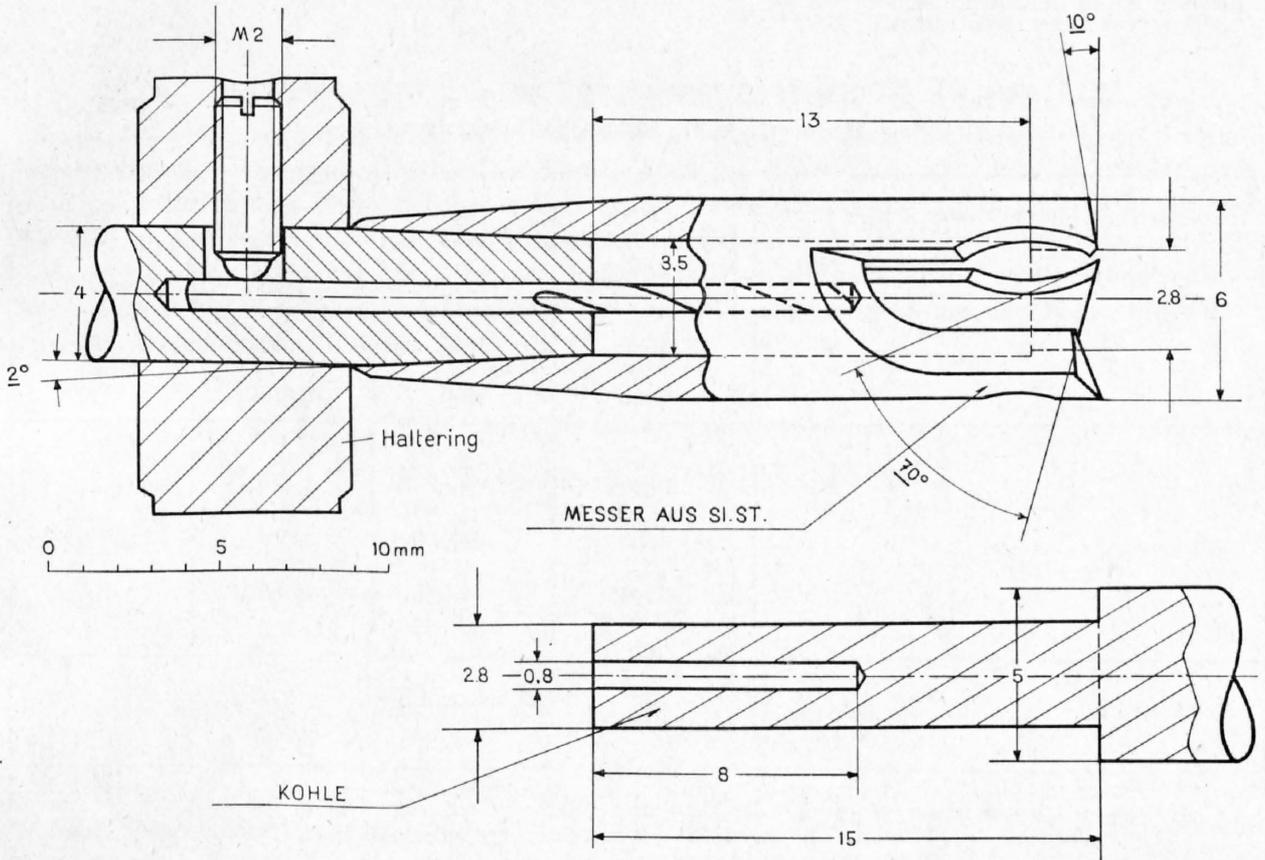


Fig. 11. Schneidegerät für Kohleelektroden.

bei der nachfolgenden Analyse als Kathode, während ein ebenfalls zylindrischer Kohlestab von 20–30 mm Länge und 5 mm Durchmesser als Anode benutzt wird. Beide werden in einem Elektrodenhalter geeigneter Konstruktion (siehe z. B. MITCHELL 1948, Fig. 20a) eingespannt und der Gleichstrom-Lichtbogen bei 9 A und ca. 80 V während 2, in gewissen Fällen während 3 Minuten unterhalten. Unter diesen Voraussetzungen brennt der Bogen gleichmässig und ruhig; durch Nachregulieren des Elektrodenhalters wird der Abstand Kathode-Anode dauernd auf 10 mm Abstand gehalten. Die Aufnahme von Spektrogrammen getrennt nach 1., 2. und 3. Minute ermöglicht es, von der verschiedenen Flüchtigkeit einzelner Elemente bei der Auswertung und Interpretation der Spektrogramme Gebrauch zu machen. Tabelle IX zeigt die Flüchtigkeit von Elementen, die bei Gesteinen und Mineralien häufig bestimmt werden. Durch diese fraktionierte Destillation gelingt es, eine Reihe von Analysenlinien-Koinzidenzen zu eliminieren. Eine vergleichende Betrachtung der Spektren der 1., 2. und 3. Minute gestattet beispielsweise zu entscheiden, ob eine fragliche Analysen-

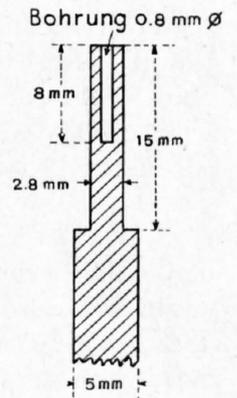


Fig. 12. Kohleelektrode (Kathode) mit Bohrung zur Aufnahme des Analysenmaterials.

linie dem Element Zinn (bei 2839.99 Å) oder Chrom (2840.02 Å schwache Linie) zuzuweisen ist. Die Zuordnung zum Zinn setzt voraus, dass die Linienintensität in der ersten Aufnahmeminute am intensivsten ist. Für das weniger flüchtige Element Chrom dagegen wäre dies erst in der zweiten Minute der Fall. Überdies kann zur Kontrolle die diskutierte Analyselinie noch mit einer stärkeren Chromlinie verglichen werden. Dieses Ausschlussverfahren bei Linienkoinzidenz zweier (oder ev. mehr) Elemente lässt sich sinngemäss in vielen andern Fällen anwenden. Zur weiteren Unterscheidung kann man sich die Beobachtung zunutze machen, wonach gewisse Elemente einen ausgesprochenen Glimmschichteffekt zeigen, während die übrigen, in der Tabelle IX kursiv gedruckten, eine grössere Intensität in der «arc column» aufweisen als in der Glimmschicht.

*Tabelle IX. Flüchtigkeit der Elemente im Bogen (Glimmschichtmethode)  
nach Angaben des Macaulay-Institutes, Aberdeen*

Analyselinie am intensivsten in der  1. Minute . . . . .	}	<i>Hg</i>	<i>As</i>	<i>Cd</i>	<i>Zn</i>
		357	615	767	907
		<i>Bi</i>	<i>In</i>	<i>Be</i>	<i>Li</i>
		1450	1450	1530	1610
		<i>Pb</i>	<i>Sb</i>	<i>Tl</i>	<i>Ag</i>
		1620	1635	1650	1950
		<i>Cu</i>	<i>Ge</i>		
		2310	2700		
		2000	2270		
2. Minute . . . . .	}	<i>Cs</i>	<i>Rb</i>	<i>Ba</i>	<i>Sr</i>
		670	700	1140	1150
		<i>Mn</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>
		1900	2200	2900	2900
		<i>Ti</i>	<i>V</i>	<i>Mo</i>	
		(5100)	3400	3700	
> 3000					
3. Minute . . . . .	}	<i>Zr</i>	und Seltene Erden		
		5050			
<p><i>Legende.</i> Zahlenangaben: Siedepunkte der Elemente in ° C (z. T. nach AHRENS 1950, Tab. 6-1). Die Reihenfolge der Flüchtigkeit ist verschieden, je nachdem, ob Elemente, Sulfide, Oxyde, Silikate, Karbonate usw. vorliegen. Elemente, deren Analyselinien eine grössere Intensität in der «arc column» zeigen als in der Glimmschicht, sind kursiv gedruckt.</p>					

Bei der semi-quantitativen spektrographischen Analyse geschah die Auswertung erhaltener Spektrogramme durch visuellen Vergleich mit Standardplatten auf einem Spektrenkomparator. Den seit einer Reihe von Jahren am Macaulay-Institut vorgenommenen systematischen Untersuchungen ist es weitgehend zu verdanken, dass wir heute über eine brauchbare und für das semi-quantitative Arbeiten zuverlässige Methodik verfügen, die sich ganz besonders zum spektrographischen Analysieren von Mineralien, Gesteinen und Böden eignet. Früher verglich man diese Untersuchungsmaterialien in der Regel mit Standards, wie Lösungen, Gemische, Legierungen mit bekannten Spurengehalten, die aber in physikalischer und chemischer Hinsicht völlig verschieden beschaffen waren. Eine genaue Analyse setzt aber u. a. voraus, dass Analysesubstanz und Standard einander in physikalischer und chemischer Beziehung möglichst ähnlich seien. Aus den Arbeiten von MITCHELL (1948) und SCOTT (1945) geht hervor, dass sich die Gehalte an Spurenelementen in Gesteinen zweckmässig durch Vergleich mit einem Trägerstoff, einer Matrix (= «base») bestimmen lassen, der (bzw. die) die gesuchten Spurenelemente in bekannter Menge enthält. Die chemische Bauschaltzusammensetzung dieser Matrix richtet sich nach der Art des spektrographisch zu analysierenden Materials. Für unser Untersuchungsmaterial erwies sich eine Matrix folgender

Zusammensetzung als günstig, wie sie am Macaulay-Institut zur Untersuchung von Gesteinen und Böden benutzt wird:

SiO <sub>2</sub> . . . . .	63 Gew. %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5
CaO . . . . .	3.6
MgO . . . . .	2
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> . . . . .	3.5
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . . . . .	3.5
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1

(101,6), nach Glühen bei 1250° C = 100.0%.

Selbstverständlich bedürfen die oben erwähnten chemischen Substanzen der sorgfältigen Reinigung. Sowohl die für spektrographische Arbeiten verwendeten Kohlen, wie die für die Herstellung der Standards benutzten Substanzen müssen laufend auf ihre Reinheit getestet werden. Eine ausreichende Menge der nach den von MITCHELL (1948) gegebenen Vorschriften gereinigten Matrix wird in Fraktionen unterteilt, denen die in Analysen zu bestimmenden Elemente beizumischen sind. Einen Standardsatz zweckmässiger Gradation und mit gleichmässigen Konzentrationsintervallen erhält man, wenn die Elemente den Matrixfraktionen so beigemischt werden, dass sich die Konzentrationsintervalle um den Faktor  $\sqrt{10}$  unterscheiden, beispielsweise wie folgt:

*Matrixfraktion mit Elementenkonzentration von:*

1.0000 Gew. %	entsprechend 10 000 Teilen pro Million
0.3160	3 160
0.1000	1 000
0.0316	316
0.0100	100
0.0032	32
0.0010	10
0.0003	3
0.0001	1 Teil pro Million

Der auf diese Weise gewonnene Standardsatz kommt in physikalischer und chemischer Hinsicht einem intermediären Eruptivgestein recht nahe und eignet sich zur semi-quantitativen spektrographischen Analyse von Gesteinen und gewissen Mineralien. Zur Erzielung möglichst reproduzierbarer Verhältnisse und zuverlässiger Analysenwerte ist es nötig, Standards und Analysenproben unter gleichen Bedingungen auf gleichwertiges photographisches Plattenmaterial aufzunehmen und nach gleichen Vorschriften zu entwickeln. Mit dem «Hilger Large Quartz Spectrograph E 492» sind von den am Macaulay-Institut unternommenen Proben in der Regel je Aufnahmen der 1. und 2. Minute gemacht worden, und zwar sowohl für den Wellenlängenbereich 2470–3550 Å als auch für den Bereich 3180–8000 Å. Der visuelle Vergleich von Analysenlinien mit Hilfe eines Spektrenkomparators (Modell Judd Lewis) mit entsprechenden Linien der Standards erlaubt die Gehalte bis zu  $\pm 30\%$  genau zu bestimmen, sofern die Bauschalzusammensetzung beider Proben ähnlich ist. Als Analysenlinien wurden in der Regel die bei MITCHELL (1948) aufgeführten gewählt (vgl. Tabelle X). Zu Kontrollzwecken und zur weiteren Orientierung diente der wohl zuverlässigste Spektrallinienatlas von HARRISON (1952). In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass wohl die Genauigkeit der quantitativen Spektralanalyse grösser ist, dafür aber erheblich mehr Zeit erfordert. Für petrologisch-geochemische Zwecke trachtet man in der Regel darnach, in einer bestimmten Zeit möglichst viele spektrographische Daten zu erhalten, weshalb die semi-quantitative Methode bevorzugt wird. Bei der Untersuchung von geologischen Einheiten, deren Mineralien und Gesteine noch wenig oder gar nicht spektrographisch analysiert worden sind, empfiehlt es sich, zuerst nach der semi-quantitativen Methode zu arbeiten. Aus den erhaltenen Resultaten wird es sich jeweils ergeben, wo noch zusätzlich quantitative Analysen ausgeführt werden müssen.

Tabelle X. Geeignete Analysenlinien zum Nachweis von Spurenelementen in Mineralien, Gesteinen und Böden  
(nach MITCHELL, 1948)

Element	Wellenlänge in Å	Minimale Nachweis- empfindlichkeit in Gesteinen und Böden	Element	Wellenlänge in Å	Minimale Nachweis- empfindlichkeit in Gesteinen und Böden
Ag	3280.7	1 Teile pro Million	Mo	3170.3	1 Teile pro Million
As	2349.8	1000	Ni	3414.8	2 (3)
Ba	4934.1	5	Pb	2833.1	10
Be	3130.4	5	Rb	7800.2	20 (1)
Bi	3067.7	100	Sb	2877.9	300
Cd	3261.1	300	Sc	4246.8	10
Ce	4222.6	500	Sn	2840.0	5
Co	3453.5	2 (3)	Sr	4607.3	10 (3)
Cr	4254.3	1	Th	2837.3	—
Cs	8079.0	300	Ti	3989.8	—
Cu	3247.5	1 (10)	Tl	2767.9	50
Ga	2943.6	1	V	4379.2	5 (1)
Ge	2651.2	10	W	2947.0	300
Hg	2536.5	1000	Y	3327.9	30 (10)
La	3337.5	30 (10)	Zn	3345.0	300
Li	6707.8	1	Zr	3392.0	10
Mn	4034.5	10 (1)			

NB. Nach dem derzeitigen Stand der Analysetechnik gültige Zahlen sind, soweit abweichend, in Klammer beigefügt.

Ebenfalls mit einem «Hilger Large Quartz Spectrograph E 492» haben wir die am Department of Mineralogy and Petrology der Universität Cambridge analysierten Proben untersucht. Für das gewährte Gastrecht und für manche Anregung und Hilfe bin ich den Herren Prof. C. E. TILLEY und Dr. S. R. NOKOLDS zu Dank verpflichtet. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass die im genannten Institut zur Anwendung gelangende Aufnahmetechnik teilweise von der oben skizzierten abweicht. Einmal diente die Anode zur Aufnahme der Probe («Anode excitation», vgl. z. B. AHRENS 1950). Die hier verwendeten Kohleelektroden weisen ebenfalls eine Bohrung und Absetzung auf, wie in Fig. 12 dargestellt, doch sind sie bloss auf 4.5 mm abgedreht, und zwar über eine Länge von 7 mm. Der Durchmesser der Bohrung beträgt 3 mm, bei 5 mm Bohrlochtiefe. Zur Aufnahme des Spektrogramms wird der Lichtbogen bei 8 A während 4 Minuten unterhalten, d. h. bis zum völligen Abbrand des Analysengutes in der Anodenbohrung. Eine dem Spektrographenspalt vorgeschaltete rotierende Sektorenscheibe dient dazu, das Spektrogramm entsprechend den 10 Segmenten in 10 horizontale Bänder mit Linien abnehmender Intensität zu unterteilen. Segment Nr. 1 lässt das vom Bogen ausgesandte Licht ungeschwächt hindurch. Die nachfolgenden Segmente Nrn. 9, 8 usw. bloss zu  $\frac{1}{2}$ ,  $\frac{1}{4}$  usw. und schliesslich Nr. 10 bloss zu  $\frac{1}{360}$ . Die Auswertung solcher Spektrogramme basiert auf der Tatsache, dass zwischen dem log. der relativen Belichtungszeit und dem log. der Konzentration eines in der Probe anwesenden Elementes eine angenähert lineare Beziehung besteht. Vorgängig der Analyse gilt es in analoger Weise, wie auf Seite 37 beschrieben, sich einen Standard-satz anzulegen und unter gleichen Bedingungen aufzunehmen wie die Analysenproben. Für die verschiedenen Konzentrationen der einzelnen Elemente wird auf den Standardplatten geprüft, bis zu welcher Segmentnummer die Analysenlinie des betreffenden Elementes gerade noch sichtbar ist. Dann trägt man auf der Abszisse die Konzentrationen in Teilen pro Million logarithmisch und auf der Ordinate die zugehörigen Segmentnummern ab, wie dies in Fig. 13 für Co gezeigt wird. Mit Hilfe der auf diese Weise gewonnenen Eich-Kurven gelingt es, die in Mineralien, Gesteinen usw. vorhandenen Spuren zu ermitteln. Diese Methode ist z. B. von NOKOLDS (mündl. Mitt.) als «Step-Tolerance-Number»-Methode (= STN-Methode) bezeichnet worden.

Die qualitativen Analysen sind mit dem in Bern vorhandenen Zeiss UV-Spektrograph Qu 24 ausgeführt worden. Soweit als es die verfügbaren apparativen Hilfsmittel zulassen, ist die Aufnahmetechnik (Glimmschichtmethode, «fraktionierte Destillation» usw.) derjenigen des Macaulay-Instituts angepasst worden. Die spektralreinen Elektroden der Firma Champion-London wurden mit dem auf Seite 35 erwähnten Schneidewerkzeug bearbeitet. Zur Aufnahme der Spektren dienten Ilford Chromatic Platten (6 mal 9 cm, Thin glass). Bei der Durchsicht der Spektren im Projektor sind die Intensitäten der Linien geschätzt

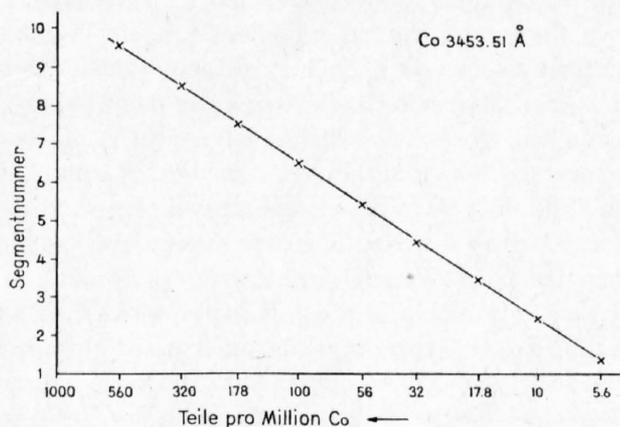


Fig. 13. Eichkurve zur semiquantitativen Bestimmung des Co nach der «STN-Methode». Die Kreuze entsprechen den Ablesungen der Standardplatten. Für den Standard mit 5,6 T/M Co ist die Co-Linie 3453,51 Å bei Segmentnummer 1 sichtbar, bei 2 nicht mehr; bei 10 T/M Co bis zu 2 usw.

und zur Identifizierung der Elemente im wesentlichen die in Tabelle X enthaltenen Analysenlinien benutzt worden unter Mitverwertung der in HARRISON (1952) gemachten Angaben. Dabei wurden die Linienintensitäten geschätzt, und zwar nach einer auf Seite 64 mitgeteilten Skala. Bekanntlich eignet sich der Qu-24-Spektrograph dank seiner guten Dispersion im UV vorzüglich für die Untersuchung von Nichteisenmetallen. Dieser Vorzug, zusammen mit andern, darf aber nicht über die Tatsache hinwegtäuschen, dass bei Eisengehalten des Analysenmaterials, wie dies bei Gesteinen und Mineralien der Fall ist, der Nachweis gewisser Elemente auf Schwierigkeiten stösst. Dies gilt besonders für Analysenlinien über ca. 3500 Å, wo die Dispersion wesentlich kleiner ist. Es ist daher begreiflich, dass heute wohl ausnahmslos zu einer rationellen spektrographischen Analyse von Mineralien, Gesteinen, Böden usw. Spektrographen grösserer Dispersion, wie z. B. der «Hilger Large Spectrograph», benutzt werden.

Abschliessend sei noch kurz über Versuche berichtet, die die Aufnahmetechnik mit dem Qu 24 betreffen. Es sollte abgeklärt werden, inwieweit die Nachteile des linienreichen Eisenspektrums durch eine geeignete Vorbehandlung des Analysenmaterials sich beheben liessen. Zu diesem Zwecke sind Mineral- und Gesteinsproben im Platintiegel mit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  z. A. in der für die Gesteinsanalyse gewohnten Weise aufgeschlossen worden. Das salzsaure Filtrat der Kieselsäure (HCl z. A.) wurde gemäss der z. B. bei VOGEL (1939) beschriebenen Aethyläther-Salzsäuremethode in eine Fe-arme Fraktion zerlegt, eingedampft und die erhaltenen Rückstände getrocknet. In der Fe-armen Fraktion könnten in erster Linie folgende Spurenelemente auftreten, d. h. die, welche sich nicht extrahieren lassen: Ag, Bi, Be, Cd, Cr, Co, Pb, Mn, Ni, Pt-Metalle, seltene Erden, Th, U, W, Zr. Ein Blindversuch diente zur Prüfung der verwendeten Chemikalien und Geräte. Während des Aufenthaltes am Macaulay Institut wurden die vorher vorbereiteten Proben analysiert. Zuzufolge der physikalisch-chemisch starken Verschiedenheit der Analysen- und Standardsubstanzen ist es nicht möglich, quantitative Gehaltsangaben zu machen. Hier sei bloss das Resultat des Blindversuches mit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  z. A. im Platintiegel mitgeteilt. Es konnten folgende, bereits im «reinen» Aufschlussmittel bzw. im Platintiegel enthaltenen Elemente nachgewiesen werden: Ag, Al, Ba, Be, Ca, Co, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Ni, Pt, Si, Sr, Ti, V und Zr. Dieser Befund zeigt zweierlei: einmal die Unzulänglichkeit der versuchten Methode und zum zweiten erneut die Notwendigkeit einer äusserst sorgfältigen Reinheitskontrolle<sup>1)</sup> aller bei spektrographischen Arbeiten angewendeten Reagenzien.

<sup>1)</sup> Eine vorherige Reinigung des zum Aufschliessen verwendeten  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  usw. würde die ohnehin umständliche Probevorbereitung weiter komplizieren.

### c) Spektrographische Resultate

Nachstehend seien der Reihe nach die Analysenresultate von Gesteinen und Mineralien mitgeteilt und besprochen. Es seien aber einige allgemeine Bemerkungen zum Begriff «Spurenelement» vorangestellt, da darunter je nach Forschungs- und Sprachgebiet nicht immer genau das Gleiche verstanden wird. Es hält in der Tat schwer, eine allen Belangen der Petrologie und Geochemie gerecht werdende Definition zu schaffen. So unterteilten bereits CLARKE und WASHINGTON (1924) die chemischen Bestandteile der Gesteine in Haupt- und Nebenbestandteile (Major- and Minor-Constituents). Die Nebenbestandteile sind im allgemeinen in sehr kleinen Mengen im Gestein enthalten, d. h. ein Bestandteil macht selten mehr als 2 % aus, oder in ihrer Gesamtheit machen die «Minor constituents» nach den genannten Autoren in ihrer Gesamtheit nicht mehr als 5 % aus. Zu den verbreitetsten unter ihnen gehören  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  und  $\text{MnO}$ , die ja seit längerer Zeit auf chemischem Wege bei Gesteinsanalysen meist mitbestimmt werden. Neuerdings ist zu dieser Begriffsbestimmung auch in einer Publikation von WAGER und MITCHELL (1951, S.178) Stellung bezogen worden. Im Falle eines Minerals mag unterschieden werden zwischen «Major constituents», d. h. solchen, die am Aufbau des Kristallgitters massgeblich beteiligt sind, und allen übrigen sonst noch anwesenden Bestandteilen (= «Minor constituents»). Diese Festlegung schliesst aber nicht aus, dass ein bestimmtes Element in einem Mineral Hauptbestandteil, in einem andern dagegen Nebenbestandteil sein kann. Bei Gesteinen wird von Spurenelementen gesprochen, d. h. von «Trace elements», manchmal auch von «Trace constituents», im Gegensatz zu «Minor constituents» bei Mineralien. Die hierfür in Betracht fallenden Gehalte betragen in der Regel weniger als 1 % (= weniger als 10 000 Teile pro Million), wobei einige Elemente wie Mn, P, S, Ti und Zr bald als Spurenelement, bald als Hauptkomponente gelten und in solchen Fällen bei der chemischen Gesteinsanalyse mitbestimmt werden.

Aus den nachstehenden Tabellen XI bis XXIV ist ersichtlich, welche Elemente in unserm Falle chemisch und welche spektrographisch bestimmt worden sind. In Anlehnung an einen von WAGER und MITCHELL (1951) gemachten Vorschlag wird bei Gesteinen von Spurenelementen, bei Mineralien von Nebenbestandteilen gesprochen.

#### 1. Gesteine

##### aa) Zum Untersuchungsprogramm

Wie bereits auf Seite 1 bemerkt, fehlen im Aarmassiv Beispiele von der Art der Skaergaard-Intrusion (Ostgrönland), wo eine grossräumige Abfolge von extrem basischen und sauren Gesteinen magmatischer Abstammung vorliegt, die von WAGER und MITCHELL (1951) eingehend auf Spurenelemente hin untersucht worden ist. Andererseits schien es wünschenswert, einmal die Variabilität eines normalen Granites aus einem herzynischen Zentralmassiv der Alpen in bezug auf seine Spurenelemente mittels semi-quantitativer spektrographischer Methoden zu prüfen. Hiezu diente der normale, einschliessfreie Gasterngranit. Aus der Literatur kennen wir das Beispiel der von verschiedenen Fundorten Neu-Englands stammenden Granite, wo es SHIMER (1943) unternommen hat, die Spurengehalte qualitativ zu ermitteln. In unserm Fall erfolgte die Wahl der Proben so, dass sie sich möglichst über das ganze Gasternmassiv verteilten und zudem die topographisch tiefst zugänglichen Stellen (= Lötschbergtunnel) bis hinauf zu den höchstgelegenen (Gasterngrat im Sinne COLLETS 1947, S. 257) berücksichtigt wurden (Fig 14). Von Interesse war u. a. zu sehen, wie stark sich Zufälligkeiten der Probenahme und die geringe Substanzmenge (um 5 mg) von Einfluss auf die Spurengehalte verschiedener, nach makroskopischen und mikroskopischen Kriterien als gleich befundenen Granitproben auswirken. Überdies sollte es sich zeigen, ob u. U. gewisse Spurenelemente in dachnäheren Massivteilen im Vergleich zu tieferen vorwiegen bzw. zurücktreten.

Granite anderer Massivanteile sind ebenfalls semiquantitativ spektrographisch analysiert worden, doch haben wir uns hier auf einzelne typische Vertreter einer bestimmten Granitart beschränkt. Schliesslich sind noch eine Anzahl Ganggesteine und Gesteine der «Kristallinen Schieferhülle» des Gasterngranites untersucht worden; beide stehen ja mit dem Granitmassiv in enger genetischer oder räumlicher Beziehung (vgl. Abschnitt I).

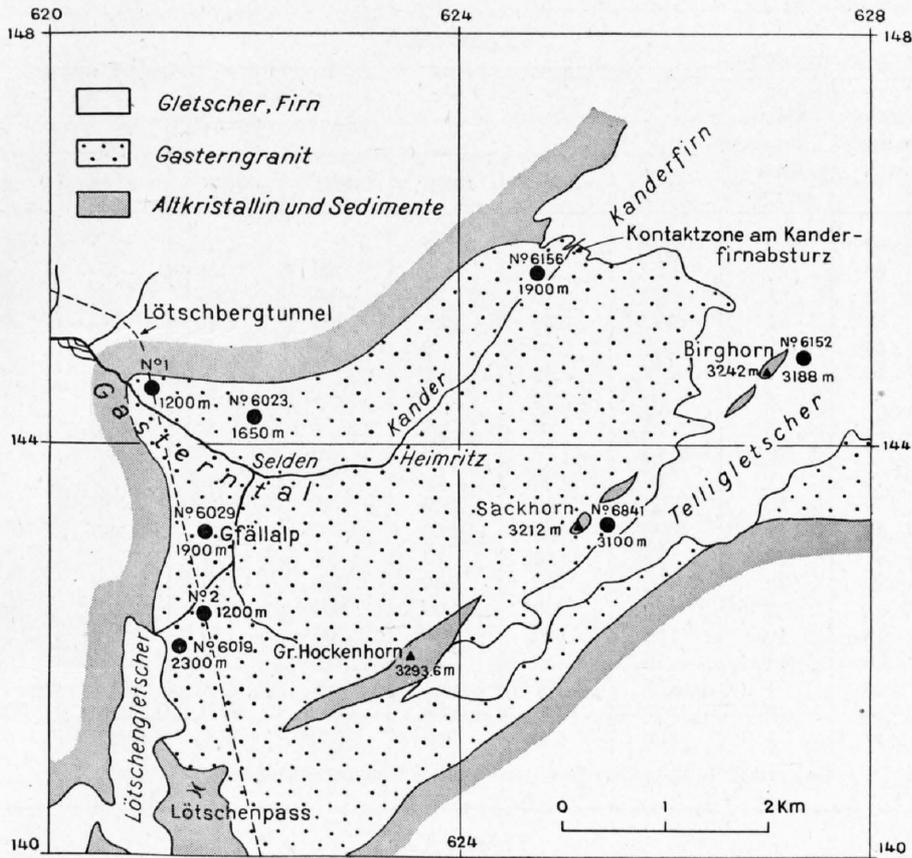


Fig. 14. Fundpunkte spektrographisch untersuchter Gasterngranite. Schutt nicht ausgeschieden.

bb) Resultate

Die Tabellen XI–XXIV enthalten die Analysenergebnisse untersuchter Gesteine. Die den Tabellen beigegebenen Anmerkungen orientieren über verschiedene Gesichtspunkte. Das geochemische Schrifttum gibt die Gehalte an Spurenelementen meist in Gewichtsteilen pro Million («parts per million» = ppm) an, oder was gleichbedeutend ist, in Gramm pro Tonne (g/t), oder in Gewichtsprozenten, und zwar sowohl bezogen auf das entsprechende Element als auch auf das entsprechende Oxyd. Wenn auch die Werte der chemischen Gesteinsanalyse, zum Teil aus berechtigten, zum Teil aus Gründen der Tradition, in der Regel in Oxydform wiedergegeben werden, so besteht andererseits in letzter Zeit bei Angaben von Spurengehalten eher die Tendenz, diese in Elementenform (Teile/pro Million) anzugeben. Die in gewisser Beziehung vorteilhaftere Angabe in Atomprozenten hat sich bis jetzt nicht eingebürgert. In den nachfolgenden Tabellen sind die einzelnen Elemente in der Reihenfolge steigender Ionenradien aufgeführt, ein Prinzip, das von NOCKOLDS und MITCHELL (1948) angewandt wurde. Die Ionenradienwerte entsprechen den kürzlich von AHRENS (1952) mitgeteilten, die z. T. von denjenigen nach EVANS (1948) und GOLDSCHMIDT abweichen. Zum Vergleich dient die Tabelle XXV, in welcher die verschiedenen Ionenradienwerte einander gegenübergestellt sind. Die Unterschiede bleiben z. T. nicht ohne Einfluss auf die Rangfolge der Elemente. Zum Vergleich enthält die Tabelle XXV für die verschiedenen Elemente noch die Ionenwichte, eine Grösse, die nach SZÁDECZKY-KARDOSS (1953) für die geochemische Migration der Elemente von ausschlaggebender Bedeutung sein soll. Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, dass bereits GOLDSCHMIDT andere Grössen als Ionenradien zur Beurteilung geochemischer Prozesse für wichtig erachtete. Dies gilt z. B. für das Ionenpotential nach CARTLEDGE = Quotient von Ionenladung durch Ionenradius (vgl. GOLDSCHMIDT 1934, S. 407 ff.). Wie auf S. 78 dargelegt, sehen auch andere Autoren im Ionenradius eines Elementes nach wie vor eine in der Geochemie wichtige Grösse, doch können manche Vorgänge erst unter Beziehung

Tabellen XI–XXIV. Spektrographische und chemische Analysenresultate untersuchter Gesteine des Aarmassivs  
(mit dazugehörigen Anmerkungen und Legende)

Table XI

a) Element	b) Ionen- radius in Å	c) «Mini- mum sensi- tivity»	d) Gasterngranit							
			2	6023	6029	6841	6156	6152	1	6019
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	20	20	20	20	20	25	20
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	25	25	30	25	25	25	40	2
Li <sup>+1</sup>	.68	1	200	300	250	200	150	300	300	200
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	8	8	8	8	8	8	15	5
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup>	.71	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	5	5	5	5	7	5	8	5
Cu <sup>+2</sup>	.72	(10)	< 10	< 10	< 10	< 10	10?	< 10	< 10	< 10
V <sup>+3</sup>	.74	1	80	80	80	80	80	80	150	25
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	500	300	300	300	300	500	500	300
Mn <sup>+2</sup>	.80	1	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	500
Sc <sup>+3</sup>	.81	10	15	15	15	15	15	15	20	< 10
Y <sup>+3</sup>	.92	10	100	100	150	100	100	100	150	40
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	800	800	800	800	800	500	1000	300
La <sup>+3</sup>	.14	10	150	100	200	100	150	150	150	100
Pb <sup>+2</sup>	.20	(10)	10	10	10	10	10	10?	10?	10
Ag <sup>+1</sup>	.26	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ba <sup>+2</sup>	.34	5	1500	1500	1500	1500	2000	1500	2000	1000
Rb <sup>+1</sup>	.47	1	500	500	500	700	300	500	500	700

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay-Institute for Soil Research, Aberdeen)

Table XII

Probennummer		2	6156	6152	1
Chemische Analysenwerte in in Gew. %	SiO <sub>2</sub>	67.17	64.45	63.96	60.51
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.28	15.38	16.70	17.12
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.09	0.78	1.56	1.11
	FeO	2.56	4.26	2.29	4.74
	MgO	1.41	1.83	0.40	2.65
	MnO	0.03	Sp.	0.01	0.07
	CaO	2.37	2.49	2.45	3.21
	Na <sub>2</sub> O	3.02	3.77	4.36	3.01
	K <sub>2</sub> O	4.68	3.23	3.34	4.20
	TiO <sub>2</sub>	0.59	1.04	0.61	0.98
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.29	0.06	0.32
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.31	2.05	2.48	1.79
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.05	0.08	0.09	0.05
CO <sub>2</sub>	—	0.11	1.52	—	
Summe . . .		99.81	99.72	99.83	99.76
Spez. Gew. . .		—	—	2.72	—
Niggli-Werte . . . . .	si	298.	277.	283.5	218.
	al	40.	38.	43.60	36.
	fm	22.50	29.	16.4	31.5
	c	11.5	11.5	11.6	12.5
	alk	26.	21.5	28.4	20.
	k	.51	.40	.33	.48
	mg	.41	.39	.16	.45
	ti	1.87	3.3	2.5	2.6
	p	.53	.51	0.95	.43
c/fm	.49	.40	0.70	.39	
Magmatypus . . . . .		I. b. 1	I. b. 5	I. d. 7	I. b. 5
Analytiker . . . . .		F. DE QUERVAIN	Th. HÜGI	Th. HÜGI	F. DE QUERVAIN
Quelle . . . . .		P. NIGGLI et al. (1930) Anal. Nr. 2			P. NIGGLI et al. (1930) Anal. Nr. 1

Tabelle XIII

a) Element	b) Ionenradius in Å	c) «Minimum Sensitivity»	Lauterbrunner granit 264 *	d) Innertkirchnergranit		
				6633	5001	5158
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	< 5	5	8	< 5
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	20	20	25
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	50	200	100	40
Li <sup>+1</sup>	.68	1	200	100	300	300
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	20	70	40	20
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup>	.71	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	10	25	15	7
Cu <sup>+2</sup>	.72	(10)	30	50	< 10	10?
V <sup>+3</sup>	.74	1	100	200	150	100
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	200	200	300	200
Mn <sup>+2</sup>	.80	1	1000	1000	1000	1500
Sc <sup>+3</sup>	.81	10	15	15	20	10
Y <sup>+3</sup>	0.92	10	80	100	60	60
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	700	300	500	700
La <sup>+3</sup>	1.14	10	150	150	60	80
Pb <sup>+2</sup>	1.20	(10)	20	20	10	30
Ag <sup>+1</sup>	1.26	1	1?	1?	< 1	< 1
Ba <sup>+2</sup>	1.34	5	ca. 3000	ca. 3000	1500	2000
Rb <sup>+1</sup>	1.47	1	300	500	500	500

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XIV

		264 *	5001 *	5158 *
<i>Chemische Analysewerte in Gew. %</i>	SiO <sub>2</sub>	64.93	63.96	63.43
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.17	18.40	16.45
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.68	0.84	0.95
	FeO	4.60	4.73	3.46
	MgO	2.24	1.13	1.66
	MnO	0.04	0.03	0.06
	CaO	1.68	1.38	1.80
	Na <sub>2</sub> O	3.07	3.18	3.53
	K <sub>2</sub> O	4.48	2.57	4.45
	TiO <sub>2</sub>	0.77	0.71	1.07
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.03	0.16
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.51	2.84	2.14
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.19	0.15	0.12
	CO <sub>2</sub>	0.16	0.15	0.44
S	0.48	—	-	
	Summe	100.33	100.20	99.72
	Spez. Gew.	—	2.75	—
<i>Niggli-Werte . . . . .</i>	si	272.	274.1	265.
	al	37.5	46.5	40.
	fm	30.6	25.9	26.
	c	7.5	6.7	8.
	alk	24.4	20.9	26.
	k	0.49	0.34	0.45
	mg	0.46	0.26	0.40
	ti	2.4	2.3	3.3
	p	0.58	0.05	0.28
	c/fm	0.25	0.26	0.31
<i>Magnettypus. . . . .</i>		I. b. 2	I. c. 3	I. b. 2
<i>Analytiker . . . . .</i>		P. ZBINDEN	Th. HÜGI	Th. HÜGI
<i>Quelle . . . . .</i>		E. NEIDINGER (1948)	E. NEIDINGER (1948)	E. NEIDINGER (1948)

Tabelle XV

a) Element	b) Ionenradius in Å	c) «Minimum Sensitivity»	d) Tödigranit	
			36Bi1 = (75)	38Bi99 = (291)
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	5?	5?
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	20
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	20	7
Li <sup>+1</sup>	.68	1	80	60
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	7	5
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	< 1
Sn <sup>+2</sup>	.71	5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	5	3?
Cu <sup>+2</sup>	.72	(10)	< 10	< 10
V <sup>+3</sup>	.74	1	60	60
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	300	200
Mn <sup>+2</sup>	.80	1	700	1000
Sc <sup>+3</sup>	.81	10	< 10	< 10
Y <sup>+3</sup>	0.92	10	60	40
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	500	300
La <sup>+3</sup>	1.14	10	60	100
Pb <sup>+2</sup>	1.20	(10)	20	10
Ag <sup>+1</sup>	1.26	1	1	< 1
Ba <sup>+2</sup>	1.34	5	ca. 3000	1500
Rb <sup>+1</sup>	1.47	1	500	200

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay-Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XVI

		75 = (36Bi1)	291 = (38Bi99)
<i>Chemische Analysenwerte in Gew. %</i>	SiO <sub>2</sub>	65.95	68.72
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.24	15.15
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	1.30
	FeO	2.27	3.30
	MgO	1.87	1.46
	MnO	Sp.	0.04
	CaO	1.22	0.83
	Na <sub>2</sub> O	3.78	3.71
	K <sub>2</sub> O	5.02	2.39
	TiO <sub>2</sub>	0.64	0.53
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.17
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.91	2.06
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.05
CO <sub>2</sub>	—	0.29	
S	—	0.06	
	Summe . . . .	99.65	100.06
	Spez. Gew. . . .	2.66	2.80
<i>Niggli-Werte</i>	si	291.	329.
	al	39.5	42.7
	fm	25.	28.4
	c	5.5	4.2
	alk	30.	24.7
	k	0.46	0.29
	mg	0.50	0.36
	ti	2.1	1.9
	p	0.79	0.3
	c/fm	0.22	0.15
<i>Magmentypus</i>		III. a. 2	I. d. 6
<i>Analytiker</i>		L. HEZNER P. NIGGLI et al. (1930)	F. STACHEL TH. HÜGI (1941)
<i>Quelle</i>		Anal. Nr. 75	F. DE QUERVAIN et al. (1942) Anal. Nr. 291

Tabelle XVII

a) Element	b) Ionen- radius in Å	c) «Minimum sensi- tivity»	d) Zentraler Aaregranit		d) Mittag- fluh- granit	d) Grimselgranit		d) Punteglias- granit
			3 = (33)	1*	921=(261)	So4=(I) =1*	4* = (Ia)	38 = (67)
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	8	5	8	5?	5?	15
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	15	20	20	20	15
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	80
Li <sup>+1</sup>	.68	1	25	80	30	30	15	80
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	3?	5	3?	5	5	25
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	1?	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup>	.71	5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	< 3	< 3	< 3	3	3?	7
Cu <sup>+2</sup>	.72	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
V <sup>+3</sup>	.74	1	3	8	< 1	80	40	100
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	200	300	300	300	500	200
Mn <sup>+2</sup>	.80	1	1000	1000	1000	1000	700	1000
Se <sup>+3</sup>	.81	10	< 10	< 10	< 10	10?	15	15
Y <sup>+3</sup>	.92	10	100	150	200	100	150	60
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	100	70	30	700	1000	2000
La <sup>+3</sup>	.14	10	200	150	80	100	100	100
Pb <sup>+2</sup>	.20	(10)	10	10	10	10	10?	20
Ag <sup>+1</sup>	.26	1	< 1	< 1	< 1	1?	< 1	1?
Ba <sup>+2</sup>	.34	5	500	800	300	ca. 3000	ca. 3000	>3000
Rb <sup>+1</sup>	.47	1	700	700	700	300	700	700

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XVIII

		33 = (3)	261 = (921)	I = 1* (So4)	Ia = (4*)	67 = (38)
<i>Chemische Analysenwerte in Gew. %</i>	SiO <sub>2</sub>	77.04	74.36	64.50	60.53	66.08
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.97	11.66	15.95	19.21	11.63
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	1.43	2.51	1.01	1.44
	FeO	0.86	1.17	2.40	1.08	2.94
	MgO	0.02	0.21	1.93	0.26	2.56
	MnO	0.07	0.02	0.11	0.13	—
	CaO	0.58	1.74	2.90	2.36	3.33
	Na <sub>2</sub> O	3.23	4.07	4.81	6.20	3.36
	K <sub>2</sub> O	4.35	4.97	3.76	6.38	5.29
	TiO <sub>2</sub>	0.26	0.04	0.44	0.48	1.29
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.03	0.11	0.27	0.83
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.29	0.14	0.56	1.98	(0.86)
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06	0.11	0.12	0.05	0.06	
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	
	Summe	99.86	99.95	100.10	99.95	99.67
	Spez. Gew.	—	—	2.76	—	2.70
<i>Niggli-Werte . . . . .</i>	si	510.	408.	246.	232.	272.
	al	46.5	37.5	35.	43.	28.
	fm	10.5	13.	26.	8.	30.
	c	4.	10.5	12.	10.	14.5
	alk	39.	39.	27.	39.	27.5
	k	.47	.45	.34	.40	.51
	mg	.04	.13	.42	.19	52
	ti	1.2	.2	1.1	1.4	3.9
	p	.40	.1	.2	.46	1.5
	c/fm	.38	.79	.46	1.2	0.48
<i>Magmentypus . . . . .</i>		I. a. 3	II. a. 2	I. d. 7	II. a. 3	III. d. 2
<i>Analytiker . . . . .</i>		J. JAKOB	W. MINDER	H. ABRECHT	TH. HÜGI	L. HEZNER
<i>Quelle . . . . .</i>		P. NIGGLI et al. (1930) Anal. Nr. 33	F. DE QUER- VAIN et al. (1942) Anal. Nr. 261	H. HUTEN- LOCHER (1953) Anal. I	H. HUTEN- LOCHER (1953) Anal. Ia	P. NIGGLI et al. (1930) Anal. Nr. 67

Tabelle XIX

a) Element	b) Ionenradius in Å	c) «Minimum sensitivity»	d) Ganggesteine (Gasterngranit und Altkristallin)				
			6513	6136	6407	6812	6712
Be <sup>+2</sup> . . . . .	0.35	5	5	5	< 5	15	< 5
Ga <sup>+3</sup> . . . . .	.62	1	20	20	15	20	20
Cr <sup>+3</sup> . . . . .	.63	1	25	< 1	1?	1?	500
Li <sup>+1</sup> . . . . .	.68	1	200	20	10	20	300
Ni <sup>+2</sup> . . . . .	.69	3	10	3	3	3	70
Mo <sup>+4</sup> . . . . .	.70	1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup> . . . . .	.71	5	< 5	< 5	< 5	5?	< 5
Co <sup>+2</sup> . . . . .	.72	3	3	< 3	< 3	< 3	20
Cu <sup>+2</sup> . . . . .	.72	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
V <sup>+3</sup> . . . . .	.74	1	80	3	8	10	150
Zr <sup>+4</sup> . . . . .	.79	10	300	200	70	200	300
Mn <sup>+2</sup> . . . . .	.80	1	1000	700	200	700	1000
Sc <sup>+3</sup> . . . . .	.81	10	10?	< 10	< 10	< 10	25
Y <sup>+3</sup> . . . . .	.92	10	60	150	200	80	100
Sr <sup>+2</sup> . . . . .	1.12	3	300	200	1000	200	500
La <sup>+3</sup> . . . . .	.14	10	60	60	60	40	60
Pb <sup>+2</sup> . . . . .	.20	(10)	20	30	20	30	< 10
Ag <sup>+1</sup> . . . . .	.26	1	1	< 1	< 1	1?	< 1
Ba <sup>+2</sup> . . . . .	.34	5	3000	700	ca. 3000	1500	ca. 3000
Rb <sup>+1</sup> . . . . .	.47	1	700	700	300	200	500

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XX

		6712
<i>Chemische Analysenwerte in Gew. % . . .</i>	SiO <sub>2</sub>	58.53
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.03
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.40
	FeO	5.96
	MgO	4.35
	MnO	0.08
	CaO	2.71
	Na <sub>2</sub> O	3.62
	K <sub>2</sub> O	4.33
	TiO <sub>2</sub>	0.48
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.67
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.38
CO <sub>2</sub>	0.45	
	Summe	100.04
	Spez. Gew.	2.69
<i>Niggli-Werte . . . . .</i>	si	190.
	al	27.
	fm	43.
	c	10.
	alk	20.
	k	.44
	mg	.48
	ti	1.2
	p	.08
c/fm	.23	
<i>Magmentypus . . . . .</i>		III. e. 2
<i>Analytiker . . . . .</i>		Th. HÜGI

Tabelle XXI

a) Elemente	b) Ionenradius in Å	c) «Minimum sensitivity»	d) Mylonite	
			6511	6020
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	5?	< 5
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	150
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	20	1?
Li <sup>+1</sup>	.68	1	300	20
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	8	5
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup>	.71	5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	3	< 3
Cu <sup>+2</sup>	.72	(10)	< 10	< 10
V <sup>+3</sup>	.74	1	60	150
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	200	100
Mn <sup>+2</sup>	.80	1	1000	1000
Sc <sup>+3</sup>	.81	10	15	< 10
Y <sup>+3</sup>	.92	10	80	60
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	300	ca. 3000
La <sup>+3</sup>	.14	10	40	< 10
Pb <sup>+2</sup>	.20	(10)	10	30
Ag <sup>+1</sup>	.26	1	1?	< 1
Ba <sup>+2</sup>	.34	5	2000	300
Rb <sup>+1</sup>	.47	1	700	20

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XXII

		6511	6020
<i>Chemische Analysenwerte in Gew. %</i>	SiO <sub>2</sub>	61.78	50.26
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.66	22.26
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.03	5.44
	FeO	3.05	1.67
	MgO	2.32	0.84
	MnO	0.17	0.07
	CaO	1.56	15.84
	Na <sub>2</sub> O	3.91	1.70
	K <sub>2</sub> O	5.35	0.39
	TiO <sub>2</sub>	0.35	0.12
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.09
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.96	1.27
	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.13	0.09
CO <sub>2</sub>	0.67	0.12	
	Summe	100.06	100.16
	Spez. Gew.	2.76	2.88
<i>Niggli-Werte.</i>	si	236.	130.
	al	40.	34.
	fm	27.	17.
	e	6.	44.
	alk	27.	5.
	k	.47	.13
	mg	.49	.18
	ti	1.0	.23
	p	.20	.09
	c/fm	.22	2.6
<i>Magmentypus</i>		I. b. 2	I. k. 6
<i>Analytiker</i>		TH. HÜGI	TH. HÜGI

Tabelle XXIII

a) Element	b) Ionenradius in Å	c) «Minimum sensitivity»	d) Altkristallin			
			6157	6309	6764	6515
Be <sup>+2</sup>	0.35	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ga <sup>+3</sup>	.62	1	20	20	20	20
Cr <sup>+3</sup>	.63	1	80	80	100	100
Li <sup>+1</sup>	.68	1	200	200	300	200
Ni <sup>+2</sup>	.69	3	30	20	40	30
Mo <sup>+4</sup>	.70	1	< 1	< 1	< 1	< 1
Sn <sup>+4</sup>	.71	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Co <sup>+2</sup>	.72	3	15	10	20	10
Cu <sup>+2</sup>	.72	10	10	10	10?	10
V <sup>+3</sup>	.74	1	150	100	150	150
Zr <sup>+4</sup>	.79	10	200	200	200	200
Mn <sup>+3</sup>	.80	1	1000	1000	1000	1000
Sc <sup>+3</sup>	.81	10	15	15	15	15
Y <sup>+3</sup>	.92	10	60	150	60	100
Sr <sup>+2</sup>	1.12	3	500	500	700	300
La <sup>+3</sup>	.14	10	40	100	60	100
Pb <sup>+2</sup>	.20	(10)	10	< 10	10	< 10
Ag <sup>+1</sup>	.26	1	1	< 1	1	< 1
Ba <sup>+2</sup>	.34	5	1500	1000	1000	1000
Rb <sup>+1</sup>	.47	1	300	500	300	200

Analytiker: Dr. D. J. SWAINE (The Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen)

Tabelle XXIV

		6157	6309	6764
<i>Chemische Analysenwerte in Gew. %</i>	SiO <sub>2</sub>	62.61	64.41	60.41
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.44	17.14	18.16
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.72	1.63	0.72
	FeO	5.66	3.08	5.82
	MgO	2.70	2.59	3.34
	MnO	0.08	0.38	0.45
	CaO	1.75	2.56	1.28
	Na <sub>2</sub> O	4.12	2.41	4.46
	K <sub>2</sub> O	3.66	3.02	3.33
	TiO <sub>2</sub>	1.00	0.64	0.62
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.18	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.04	1.98	1.43	
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.16	0.06	0.00	
CO <sub>2</sub>	—	0.03	0.00	
	Summe	100.14	100.11	100.07
	Spez. Gew.	—	—	2.73
<i>Niggli-Werte . . . . .</i>	si	234.	263.	206.
	al	34.	41.	37.
	fm	35.	31.	37.
	c	7.	12.	4.
	alk	24.	17.	22.
	k	.37	.45	.33
	mg	.43	.52	.46
	ti	2.8	1.9	1.6
	p	.31	.2	.08
c/fm	.20	.38	.11	
<i>Magmentypus. . . . .</i>		I. b. 2	I. b. 5	—
<i>Klasse metamorpher Gesteine .</i>		I	II	II
<i>Analytiker . . . . .</i>		Th. HÜGI	Th. HÜGI	Th. HÜGI

Legende zu Tabellen XI—XXIV

Nr. Handstück (Analyse)	Gestein	Fundort
2 <sup>5)</sup>	Gasterngranit, normal . . . . .	Lötschbergtunnel, m 7025 ab Nordportal, ca. 1200 m ü. M.
6023	Gasterngranit, normal . . . . .	NW ob Selden, Gasterntal, Koord. 622000/144250, ca. 1650 m ü. M.
6029	Gasterngranit, normal . . . . .	Lötschenpassweg, 1. Bachrunse SE Gfallalp, Koord. 621500/143100, ca. 1900 m ü. M.
6841	Gasterngranit, normal . . . . .	Grat zwischen Sackhorn und P. 3160, Koord. 625400/143250, ca. 3100 m ü. M.
6156	Gasterngranit, porphyrtartig . . . . .	Kanderfirnabsturz, Koord. 624700/145600, ca. 1900 m ü. M.
6152	Gasterngranit, mit chloritisiertem Biotit	P. 3188 zwischen Birghorn und Roter Tätsch, ca. 3188 m ü. M.
1 <sup>5)</sup>	Gasterngranit, biotitreich . . . . .	Lötschbergtunnel, m 4875 ab Nordportal, ca. 1200 m ü. M.
6019	Gasterngranit, muskovitführend und porphyrtartig	Alter Lötschenpassweg, Felsen NE Ende des Lötschberggletschers, Koord. 621250/142000, ca. 2300 m ü. M.
264 *) <sup>3)</sup>	Lauterbrunnergranit (Biotitgranit) . . .	Rottalaufstieg über Stufensteinalp
6633	Lauterbrunnergranit, epimetamorph, verschert	Stationserweiterung Jungfrauoch 1949, 17 m E Knickpkt. Fensterstollen
5001 *) <sup>1)</sup>	Innertkirchnergranit, normal = Schlie- rengranit	Neue Sustenstrasse, 400 m ab Strassenabzwei- gung Hof (ident. mit Nr. 5063)
5158 *) <sup>1)</sup>	Innertkirchnergranit, porphyrtartig . . .	Wasserschloss des Kraftwerkes Innertkirchen
36Bi1 (= 75)	Tödigranit, grobkörnig-porphyrisch (Nor- maltyp)	Hinterrötifirn
38Bi99 (= 291)	Tödigranit, Randfazies (Granitporphyr).	Bifertengletscher, linke Seite, Kontaktzone
3 (= 33) <sup>2)</sup>	Zentraler Aaregranit, normal . . . . .	Gelmergasse, oberhalb Handeck (700 m NW P. 1731, Hinterstock)
1 *) <sup>1)</sup>	Zentraler Aaregranit, grobkörnig. . . . .	Wasserschloss Kraftwerk Handeck II, m 0 Stol- len Wasserschloss → Räterichsboden
921 (= 261) <sup>4)</sup>	Mittagfluhgranit . . . . .	Kabelstollen Guttannen → Handeck I, m 3200, 1 m von Kontakt mit altkristallinen Schiefen
So4 (= I) = 1 *)	Grimselgranit, normal . . . . .	Sommerloch, an der Grimselstrasse bei Koord. 688700/159150 (identisch mit unzersetztem Nebengestein zu Kristallkluft = Probe 1 * = I)
4 *) (= Ia) <sup>1)</sup>	Grimselgranit, zersetzt . . . . .	Sommerloch, Liegendes der Kristallkluft der Zentrale Kraftwerk Grimsel
38 (= 67) <sup>2)</sup>	Puntegliasgranit, normal . . . . .	Val Punteglias
6513	Granitporphyr . . . . .	Märbegg-Graben, Gasterntal, Koord. 623850/ 142850
6136	Aplit (feinkörnige Randpartie). . . . .	Bachtobel N Heimritz, Gasterntal, Koord. 623200/144075
6407	Pegmatit . . . . .	Kanderfirnabsturz, Koord. 625000/145950
6812	Aplit, Muskowit-führend . . . . .	Am Weg Fafleralp-Schwarzsee, Lötschental, Koord. 631300/142500
6712	Biotitporphyr . . . . .	NE Sattlegi, Lötschental, Koord. 642200/140850
6511	Gasterngranit, stark mylonitisiert . . . . .	Märbegg-Graben, Südseite, Gasterntal, Koord. 623250/143075
6020	Mylonit (= Rutschharnisch in Gastern- granit)	Zwischen Selden und Heimritz, Felsen rechte Gasterntal-Seite, Koord. 622500/143950
6157	Biotitgneis . . . . .	Kanderfirnabsturz, Koord. 624700/145600
6309	Biotitgneis . . . . .	Gipfel des Grossen Hockenhorns
6764	Biotitgneis . . . . .	NW Arbenknubel, Lötschental, Koord. 625100/ 141050
6515	Muskowit-Chlorit-Schiefer . . . . .	Birghorn (Vorgipfel E-Grat)

*Anmerkung 1:*

- 1) Probe gesammelt durch Prof. HUTTENLOCHER (z. T. gemeinsam mit Verf.).
- 2) Probe gesammelt durch Dr. HIRSCHL.
- 3) Probe gesammelt durch Dr. ELEANOR NEIDINGER.
- 4) Probe gesammelt durch Dr. MINDER.
- 5) Probe aus Sammlung Min.-petr. Institut Bern.

Alle übrigen Proben sind durch den Verfasser gesammelt worden, und zwar im Auftrage der Schweiz. Geologischen Kommission, z. T. aber privat.

Betr. \* bei Nr. vgl. Seite 17.

*Anmerkung 2:*

Die jeweils in Klammer angegebene Nummer entspricht der zu dem betr. Handstück gehörenden Analyse. Im übrigen gelten für Handstück, Schliff und Analyse (sofern vorhanden) die gleichen Nummern.

**Anmerkung zu Tabellen XI, XIII, XV, XVII, XIX, XXI, XXIII**

*Kolonne a:* Elemente geordnet im Sinne steigender Ionenradien.

*Kolonne b:* Ionenradien in Å nach AHRENS (1952).

In den Tabellen XXV, XXVI sind zum Vergleich auch die Ionenradien nach GOLDSCHMIDT (in kX-Einheiten) angegeben.

*Kolonne c:* Gibt die untere Grenze der Nachweisbarkeit des betreffenden Elementes in Teilen pro Million an, wie sie bedingt ist durch die angewandte Untersuchungsmethodik.

*Kolonne d:* Enthält Gesteinsbezeichnung und zugehörige Nummer der Probe sowie die ermittelten Gehalte in Teilen pro Million (= parts per million = ppm).

Es entsprechen	1 Teil/Million	=	0.0001 %
	10 Teile	»	= 0.0010 %
	100 »	»	= 0.0100 %
	1 000 »	»	= 0.1000 %
	10 000 »	»	= 1.0000 %

NB. Folgende Elemente sind abwesend oder in Mengen vorhanden, die die dem betreffenden Element zukommende minimale Nachweisempfindlichkeit (= Zahl in Klammer in Teilen pro Million) nicht überschreiten: Bi (30), Cd (200), Ge (10), In (10), Sb (100), Tl (10), Zn (300). Für Au, Ir, Pt wurden keine Analysenlinien gefunden.

**Anmerkung zu Tabellen XII, XIV, XVI, XVIII, XX, XXII, XXIV**

In diesen Tabellen sind die Resultate der chemischen Analyse (in Gewichtsprozenten), Daten über spez. Gewicht (nicht für alle Proben), die berechneten Niggli-Werte und der jeweilige Magmentypus aufgeführt. Ein Vergleich der Tabellen XI bis XXIV zeigt, dass nicht für alle spektrographisch analysierten Proben chemische Analysen vorliegen. Die Zahl der in diesen Tabellen enthaltenen Gesteinsanalysen dürfte jedoch ausreichen, um die verschiedenen Granite auch in chemischer Hinsicht zu charakterisieren, d. h. in bezug auf die für die verschiedenen Granite typischen Gehalte der Hauptbestandteile. Soweit es sich nicht um neue, unpublizierte Analysen handelt, sind unter der Rubrik «Quelle» zu den Handstücknummern (= Nummer im Kopf der entsprechenden Analysenkolonne) noch die zugeordneten Analysenummern gemäss Katalog der Aarmassivgesteine [vgl. P. NIGGLI et al. (1930), S. 106 u. ff., und F. DE QUERVAIN et al. (1942), S. 4 u. ff.] resp. diejenigen anderer Publikationen aufgeführt.

Der Interpretation der Magmentypensymbole dient folgender Schlüssel:

I. a. 3	engadinitgranitischer	Magmentypus
I. b. 1	adamellitischer	»
I. b. 2	tasnagranitischer	»
I. b. 5	opdalitischer	»
I. c. 3	farsunditischer	»
I. d. 6	natronrapakiwitischer	»
I. d. 7	leukoquarzdioritischer	»
I. k. 6	anorthositgabbroider	»
II. a. 2	normalalkaligranitischer	»
II. a. 3	alkalisyenitaplitischer	»
III. a. 2	granosyenitischer	»
III. d. 2	normalsyenitgranitischer	»
III. e. 2	si-kamperitischer	»

Die bei den metamorphen Gesteinen des Altkristallins (Tabelle Nr. XXIV) angegebenen Klassenbezeichnungen entsprechen der Einteilung nach NIGGLI (1934).

Tabelle XXV

Ionenradien in kX nach EVANS (1948) und GOLD- SCHMIDT	Element	Ionenradien in Å nach AHRENS (1952)	Atom- bzw. Ionengewichte nach SZÁDECZKY- KARDOSS (1953)
0.34	Be <sup>+2</sup>	0.35	54.79
0.39	Si <sup>+4</sup>	0.42	113.60
0.57	Al <sup>+3</sup>	0.51	34.76
0.62	Ga <sup>+3</sup>	0.62	69.93
0.64	Cr <sup>+3</sup>	0.63	47.41
0.67	Fe <sup>+3</sup>	0.64	44.29
0.78	Mg <sup>+2</sup>	0.66	12.23
0.78	Li <sup>+1</sup>	0.68	3.52
0.78	Ni <sup>+2</sup>	0.69	29.57
0.68	Mo <sup>+4</sup>	0.70	72.97
0.74	Sn <sup>+4</sup>	0.71	69.98
0.82	Co <sup>+2</sup>	0.72	25.54
0.83	Cu <sup>+2</sup>	0.72	26.63
0.83	Fe <sup>+2</sup>	0.74	23.31
0.65	V <sup>+3</sup>	0.74	44.23
0.89	Zr <sup>+4</sup>	0.79	32.69
0.91	Mn <sup>+2</sup>	0.80	17.39
0.83	Sc <sup>+3</sup>	0.81	18.83
1.06	Y <sup>+3</sup>	0.92	17.82
0.98	Na <sup>+1</sup>	0.97	5.83
1.06	Ca <sup>+2</sup>	0.99	8.04
1.27	Sr <sup>+2</sup>	1.12	10.21
1.22	La <sup>+3</sup>	1.14	18.26
1.32	Pb <sup>+2</sup>	1.20	21.51
1.13	Ag <sup>+1</sup>	1.26	17.85
1.33	K <sup>+1</sup>	1.33	3.97
1.43	Ba <sup>+2</sup>	1.34	11.21
1.49	Rb <sup>+1</sup>	1.47	6.17

weiterer Begriffe verstanden werden. Schliesslich ist aus der Tabelle XXVI ersichtlich, dass die Differenzen zwischen einem «Major element» und dem zugehörigen «Trace element» nach AHRENS und GOLDSCHMIDT-EVANS (Kolonne *c*) und *e*) der Tabelle) im allgemeinen von der gleichen Grössenordnung und vor allem kleiner als der für die Substitution zulässige Höchstwert von 15 % sind. Kolonne *a*) enthält in der Reihenfolge steigender Ionenradien je das Spurenelement und das jeweils durch dieses teilweise ersetzte «Major element». Eine Ausnahme bildet z. B. der Fall Al<sup>+3</sup>-Ga<sup>+3</sup>, wo nach den AHRENSchen Werten eine grössere Ionenradiendifferenz resultiert. Die Tabelle XXVI gibt in Kolonne *f*) gleichzeitig einen Überblick petrologisch wichtiger Beispiele von Tarnung («Camouflage», «camouflaged trace elements»), Abfangen («Captured») und «Aufnahme» («Admitted trace elements») von Spurenelementen (vgl. hierzu GOLDSCHMIDT 1934 und 1944). Tabelle XXVI enthält die meisten der an unsern Proben bestimmten Spurenelemente, mit Ausnahme von Ag, Cu, La, Mo, Sn und Zr. La verhält sich meist analog wie Y. Der spektrographisch gefundene Zr-Gehalt ist bedingt durch die Zirkonführung des betreffenden Gesteins. Cu<sup>+2</sup> (0,72 Å) und Sn<sup>+4</sup> (0,71 Å) vermögen in Silikatstrukturen u. a. bis zu einem gewissen Grade Fe<sup>+2</sup> (0,83 Å) zu ersetzen (vgl. RANKAMA und SAHAMA 1950, S. 697 und 732). Über den Einbau und die Ersatzmöglichkeit von Ag<sup>+1</sup> fehlen zur Zeit präzise Vorstellungen.

Soweit von der untersuchten Probe oder von einem ihr analogen Handstück auch eine Gesteinsanalyse vorliegt, so finden sich die Werte der chemischen Analyse sowie die daraus errechneten Niggli-Werte in den Tabellen XII, XIV, XVI, XVIII, XX, XXII, XXIV. Bezüglich der QLM-Werte, die bei der petrochemischen Betrachtung der verschiedenen Granite benutzt worden sind, sei auf die Tabelle II verwiesen.

## cc) Diskussion der Resultate

Die Besprechung der spektrographischen Resultate erfolgt elementenweise, und zwar in der gleichen Reihenfolge wie in Kolonne a) der Tabellen XI usw. S. 30–36.

**Beryllium:** In den weitaus meisten Fällen wurden Gehalte von 5 Teilen pro Million<sup>1)</sup> gefunden, d. h. teils < 5 T/M. Etwas höhere Werte, wie 8 T/M, kommen einer Innertkirchnergranitprobe (Nr. 5001), dem Zentralen Aaregranit und dem Mittagfluhgranit zu. Der Puntegliasgranit und ein Aplit aus dem Lötschental enthalten 15 T/M Be. Eine deutliche Zunahme des Be-Gehaltes bei höheren SiO<sub>2</sub>-Werten von etwa 70 % ist von SANDELL und GOLDICH (1943) an Graniten der USA beobachtet worden (vgl. Fig. 15). Diese Regel gilt im Prinzip auch für unsere Granite, bloss dass auch kontaminierte Granite bei

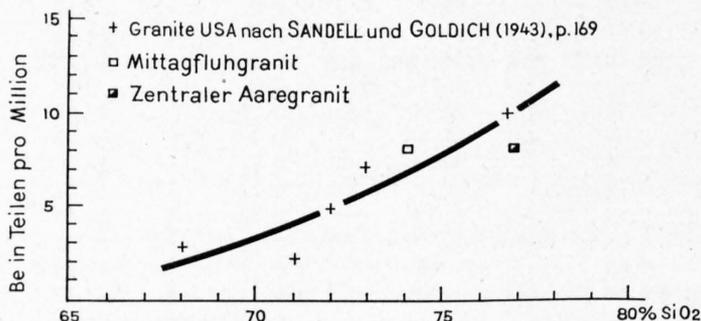


Fig. 15. Be-Gehalt in Abhängigkeit vom SiO<sub>2</sub>-Wert.

niedrigeren SiO<sub>2</sub>-Gehalten bei 10 T/M Be führen können. Die wenigen Beryllfunde des Aarmassivs sind interessanterweise gerade im Zentralen Aaregranit- und Puntegliasgranit-Gebiet gemacht worden, also in deutlich Be-haltigen Gesteinen. Auf S. 76 des Werkes «Die Mineralien der Schweizeralpen» von NIGGLI-KOENIGSBERGER-PARKER und Mitarbeiter (1940) werden Handeck- und Puntegliasgebiet erwähnt. Der an der Standseilbahn Handeck-Gelmersee gefundene Beryll (Nadeln von 1,5–2,5 cm Länge) tritt zusammen mit Quarz in etwas basischerem, epidotisierten Zentralen Aaregranit auf und ist von HIRSCHI (1931) beschrieben worden. Im Puntegliasgranitgebiet stellte u. a. der Verfasser 1949 östlich des Piz Postabialla (Koord. 714300/182100) Beryll fest. Die mm dicken und bis cm langen Beryllnadeln sind wirrstrahlig angeordnet und treten zusammen mit Granat und Quarz nestartig angereichert in einem Aplitgranit auf. Weiter zu erwähnen wäre noch ein Beryllfund, den BÖGLI (1941, S. 36) im Kastelhorngebiet an der Südseite der Hohen Gwächte machte. Innerhalb des (südlichen) Zentralen Aaregranites tritt an der Massivgrenze ein stark verruschelter Beryllpegmatit mit Eisenglanz und Biotit auf (5 Beryllsonnen mit Kristallen von 2 mm Dicke und 5 cm Länge sowie derber Beryll). In all den erwähnten Fällen dürfte die Beryllführung in postgranitischen Gesteinen mit einem bereits leicht erhöhten Be-Gehalt des zugehörigen Granites in Zusammenhang zu bringen sein.

RANKAMA und SAHAMA (1950) nehmen an, dass Be<sup>+2</sup> überall da, wo es nicht zur Bildung von selbständigen Beryll-Mineralien reicht, das Si<sup>+4</sup> im SiO<sub>4</sub>-Tetraeder anderer Mineralien, wie Alkalifeldspat, Glimmer u. a. substituiert. Die für Granite und saure Eruptiva von verschiedenen Autoren gefundenen Be-Werte variieren zwischen 1 und 7 T/M. Unsere Werte liegen z. T. in diesem Bereich und sind auch wenig verschieden von den von MASON (1952) für die Erdkruste angegebenen Be-Werte von 6 T/M. Die entsprechenden Werte anderer Autoren schwanken nach FLEISCHER (1953) zwischen 5 und 30 T/M Be.

**Gallium:** Dieses Element galt bekanntlich lange als sehr selten, bis GOLDSCHMIDT (1931a) zeigte, dass sein Auftreten nicht ausschliesslich an gewisse Zinkblende-Vorkommen gebunden ist, wo es von LECOQ DE BOISBANDRAN 1875 entdeckt wurde. Ga tritt getarnt in Al-Mineralien auf<sup>2)</sup>. Die gefundenen

<sup>1)</sup> Im nachfolgenden kurz als T/M bezeichnet.

<sup>2)</sup> Die Ionenradien der entsprechenden Elemente mögen bei diesen und den nachfolgenden Abschnitten jeweils aus der Tabelle XXV ersehen werden, wenn sie im Text nicht extra angeführt sind.

Tabelle XXVI. Wichtige Ersatzmöglichkeiten: Spuren-/Hauptelement

a)	b)	c)	d)	e)	f)
Element	Ionenradius(r) nach AHRENS (1952) in Å	$\Delta r$ in Å	Ionenradius (r) nach EVANS (1948) und GOLDSCHMIDT in kX	$\Delta r$ in kX	Ersatz (Substitution) Spuren-/Hauptelement
Ga <sup>+3</sup>	0.62	0.11	0.62	0.05	getarnt
Al <sup>+3</sup>	0.51		0.57		
Cr <sup>+3</sup>	0.63	0.04	0.64	0.03	getarnt
Fe <sup>+3</sup>	0.67		0.67		
Li <sup>+1</sup>	0.68	0.02	0.78	0.00	«admitted»
Mg <sup>+2</sup>	0.66		0.78		
Ni <sup>+2</sup>	0.69	0.03	0.78	0.00	getarnt
Mg <sup>+2</sup>	0.66		0.78		
Co <sup>+2</sup>	0.72	0.02	0.82	0.01	getarnt
Fe <sup>+2</sup>	0.74		0.83		
V <sup>+3</sup>	0.74	0.10	0.65	0.02	getarnt
Fe <sup>+3</sup>	0.64		0.67		
Mn <sup>+2</sup>	0.80	0.06	0.91	0.08	getarnt
Fe <sup>+2</sup>	0.74		0.83		
Sc <sup>+3</sup>	0.81	0.07	0.83	0.00	abgefangen
Fe <sup>+2</sup>	0.74		0.83		
Y <sup>+3</sup>	0.92	0.07	1.06	0.00	abgefangen
Ca <sup>+2</sup>	0.99		1.06		
$\left[ \begin{array}{l} \text{Sr}^{+2} \\ \text{Ca}^{+2} \end{array} \right]$	1.12	0.13 (k <sub>1</sub> )	1.27	0.21 (k <sub>1</sub> )	k <sub>1</sub> : getarnt
			0.99		
K <sup>+1</sup>	1.33	0.13	1.33	0.01	abgefangen
Pb <sup>+2</sup>	1.20		1.32		
K <sup>+1</sup>	1.33	0.01	1.33	0.10	abgefangen
Ba <sup>+2</sup>	1.34		1.43		
K <sup>+1</sup>	1.33	0.14	1.33	0.16	getarnt
Rb <sup>+1</sup>	1.47		1.49		
K <sup>+1</sup>	1.33		1.33		

Ga-Gehalte betragen, abgesehen von einer Ausnahme,  $20 \pm 5$  T/M. Mit deutlichem Abstand folgt der Wert von 150 T/M eines Mylonites (Nr. 6020). Dabei handelt es sich um eine Rutschharnischpartie im Gasterngranit, deren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt mit 22.26 % denjenigen aller andern spektrographisch analysierten Proben deutlich übersteigt. Ganz allgemein betrachtet gehen höhere Ga-Gehalte mit höheren Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zahlen parallel, wie dies aus der Fig. 16 hervorgeht. Die in Plagioklasen enthaltene Menge von Gallium ist in erster Linie verantwortlich für den Ga-Gehalt der Gesteine. Unsere gefundenen Ga-Werte liegen zum grössten Teil über dem Durchschnittswert der Erdkruste, der nach MASON (1952) mit 15 T/M angegeben wird. Nach GOLDSCHMIDT (1937b) enthalten Granite 14.8 T/M Ga, die Granite Südlapplands nach SAHAMA (1945a) dagegen 74 T/M.

**Chrom:** Der Ionenradius von Cr<sup>+3</sup> (0.63 Å) weicht wenig von Fe<sup>+3</sup> (0.67 Å) ab, so dass Chrom meist in Eisenverbindungen getarnt und vor allem in magmatischen Frühausscheidungen konzentriert erscheint. Die Durchsicht der Tabellen XI, XIII ergibt, dass die Chromgehalte der Gastern-, Lauterbrunner-, Innertkirchnergranite im Vergleich zu den übrigen Graniten und sauren Ganggesteinen deutlich grösser sind. Auch bei Proben des Altkristallins liegen die Cr-Werte höher. Für den normalen Gasterngranit (inkl. Granitporphyr Nr. 6513) wurden 25 und 30 T/M Cr gefunden; der biotitreiche und Fe-reichere

Granit Nr.1 zeigt 40 T/M Cr, während die muskovitführende Probe Nr. 6019 bloss 2 T/M Cr enthält. Interessanterweise sind die Cr-Gehalte gerade in den stärker kontaminierten Graniten (Lauterbrunner-Innertkirchner-Granite) höher, d. h. zwischen 40 und 200 T/M Cr. Der Tödigranit verhält sich ähnlich wie der Gasterngranit. Die saureren und in petrochemischer Hinsicht verschiedenen Zentralen Aare-, Mittagfluhgranite sowie der relativ basische Grimselgranit sind fast chromfrei: < 1 T/M Cr, ebenso die sauren Ganggesteine. Der Cr-Gehalt des basischeren Biotitporphyrites Nr. 6712 dagegen beträgt wiederum 500 T/M (Biotit- und Eisengehalt!). Der in verschiedener Hinsicht eine Sonderstellung einnehmende

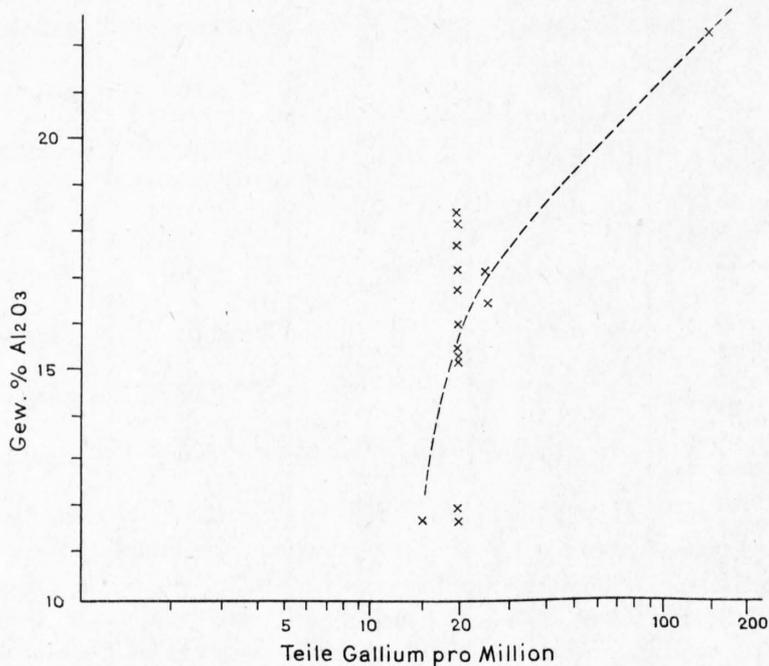


Fig. 16. Beziehung zwischen Ga- und Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt in Graniten des Aarmassivs.

Punteglasgranit enthält 80 T/M Cr. Die Chromgehalte der verschiedenen Gneise des Altkristallins, womit die oben erwähnten Granite in erster Linie kontaminiert worden sind (vgl. Tab. XXIII) betragen 80 bis 100 T/M. Nach GOLDSCHMIDT (1937a) sind die Granite im Mittel durch 2 T/M Cr charakterisiert, doch haben beispielsweise MITCHELL und NOCKOLDS (1948) an Graniten Schottlands auch höhere Cr-Gehalte gefunden (vgl. hierzu auch Tabelle XL). Auch die von WAGER und MITCHELL (1951) für späte Granophyridifferentiate gefundenen Cr-Werte von rund 20 T/M stimmen eher mit unsern Werten überein (z. B. Gasterngranit, saure Ganggesteine).

**Lithium:** Wie aus Tabelle XXVI ersichtlich, wird Li<sup>+</sup> mit einem Ionenradius von 0.68 Å in Mg-Mineralien «aufgenommen» (= «admitted»). Demnach findet sich Lithium vor allem in Pyroxenen, Amphibolen und Glimmern, aber auch in späten pegmatitischen Differentiaten. Nach Angaben von WAGER und MITCHELL (1951) und STROCK (1936) gelten folgende Li-Durchschnittsgehalte:

Saure, kaledonische Eruptiva . . . . .	20 T/M Lithium
Saure Eruptiva der Skaergaard-Intrusion . .	20
Granite (nach STROCK). . . . . a)	179.4
Granite (nach STROCK). . . . . b)	460-690

Der unter a) angeführte Wert bezieht sich auf eine Mischung verschiedener Granite Deutschlands, b) dagegen auf eine solche sächsischer Granite, bei deren Bildung pneumatolytische Aktivität eine massgebliche Rolle spielte. Ferner zeigt es sich, dass die in der Literatur bekannt gewordenen Li-Werte der Granite beträchtlich schwanken und die gefundenen Zahlen im allgemeinen desto höher sind, je jünger und je saurer das betreffende Gestein ist. Auf diese Tatsache wiesen beispielsweise SAHAMA (1945 a) und

LANDERGREN (1948) hin (vgl. hierzu auch S. 77). In diesem Sinne wurde auch der relativ hohe Li-Wert von 500 T/M einer von FURRER und HÜGI (1952) beschriebenen, hydrothermalen Spaltenfüllung jungalpinen Alters bei Leukerbad gedeutet.

Beim Durchgehen der Tabellen XI u. ff. fallen zunächst die vorwiegend hohen und schwankenden Lithiumwerte auf, die für die analysierten Proben über 100 T/M, d. h. meist zwischen 200–300 T/M liegen, wenn wir vom Tödi-, Zentralen Aare-, Mittagfluh-, Grimsel- und Puntegliasgranit absehen. Im Vergleich zu andern Elementen zeigen die Li-Gehalte der normalen Gastergranite grössere Schwankungen, als dies bei andern Elementen meist der Fall ist. Die vorhin erwähnten Granite und die sauren Ganggesteine haben Li-Gehalte unter 100 T/M. Das Altkristallin wiederum wird durch Li-Zahlen zwischen 200–300 T/M gekennzeichnet. Ein Vergleich mit den chemischen Analysen zeigt deutlich, dass die Mg-ärmsten Gesteine auch die Li-ärmsten sind. Überdies besteht eine weitgehende Parallelität zwischen Biotit- (bzw. Chlorit-) und Li-Gehalt. Mineralanalysen und Fig. 9 in NOCKOLDS und MITCHELL (1948) zeigen deutlich, dass Biotit ein ausgesprochen bevorzugtes Wirtsmineral für Lithium ist. In den Biotiten der relativ jüngeren Gesteine wurden durchschnittliche Li-Gehalte von 500 T/M, im Maximum bis 800 T/M gefunden. Die höheren Li-Gehalte der herzynischen Granite stehen zwar im Einklang mit den oben erwähnten Ansichten, andererseits wäre aber auch an eine Li-Kontaminierung durch aufgenommenes Altkristallin zu denken, wie beispielsweise im Falle des Lauterbrunner- und Innertkirchnergranites.

**Nickel:** Dank des Ionenradius von  $Ni^{+2} = 0.69 \text{ \AA}$  tritt Nickel vor allem getarnt in Mg-haltigen Mineralien auf ( $Mg^{+2} = 0.66 \text{ \AA}$ ). Bereits früher wies VOGT (1923) auf eine solche Substitution hin. Da bei unserm Untersuchungsmaterial ausgesprochen magnesiumreiche Mineralien, wie Olivin und Pyroxen, fehlen, so kommt als Wirtsmineral für Ni im wesentlichen Biotit in Frage (vgl. hierzu auch Tabelle XXXIII). Für Biotite aus Biotitgraniten des schottischen Hochlandes fanden NOCKOLDS und MITCHELL (1948) Ni-Werte zwischen 30 und 120 T/M. Für Serpentin und Pyroxen machen die entsprechenden Werte 200 bis 600 T/M aus. Ein Biotitgranit von Strontian (Tab. III, Nr. 31 lit. cit.) hat 8 T/M, für porphyrische Granite und Granodiorite liegen die Ni-Zahlen um 20 T/M und höher.

Alle Proben des normalen Gastergranites enthalten 8 T/M Nickel. Höhere bzw. niedrigere Werte sind an die biotitreichen bzw. biotitarmen Abarten gebunden. Für den dem Gastergranit nahe verwandten Tödigranit resultierten 7 und 5 T/M Ni. Lauterbrunner-, Innertkirchner- und Puntegliasgranit zeigen höhere Ni-Gehalte von 20–70 T/M, sie unterscheiden sich deutlich vom Zentralen Aare-, Mittagfluh- und Grimselgranit sowie den sauren Ganggesteinen mit bloss 5 und weniger T/M Nickel. In dem allgemein durch Biotit- und Chloritrichtum gekennzeichneten Altkristallin betragen die Ni-Werte 20 bis 40 T/M. Die u. a. beim Chrom (siehe S. 53) sich abzeichnenden Verhältnisse scheinen durch die Ni-Werte erhärtet zu werden: Die durch Fremdmaterial kontaminierten und insbesondere die relativ magnesiumreicheren Granite haben deutlich grössere Nickelgehalte, als sie im Mittel etwa für saure Eruptiva angegeben werden (= 3 T/M). Vergleichsweise seien einige an Graniten anderer Gegenden ermittelte Nickelgehalte angeführt:

Granite (GOLDSCHMIDT 1937a) . . . . .	2.4 T/M Nickel
Granite, Südlappland (SAHAMA 1945a). . . . .	2–8 T/M Nickel

**Molybdän:** Über die Verbreitung dieses Elementes in Gesteinen sind wir noch ungenügend orientiert, da bei vielen spektrographischen Analysen Mo nicht bestimmt worden ist. 12 T/M Mo fanden HEVESEY und HOBBI (1933) in einem Granit des Schwarzwaldes (Nachweis mittels chemischer Methoden). Die bei unsern spektrographischen Analysen benutzte Methode kann Mo bis hinab zu 1 T/M erfassen. Die untersuchten Proben zeigen in der Regel Molybdängehalte  $< 1$  T/M und nur vereinzelt um 1 T/M. Bekanntlich kann Mo in den letzten Phasen einer magmatischen Differentiation angereichert sein, wie in gewissen Graniten und Pegmatiten. Neuerdings fanden WAGER und MITCHELL (1951) je 3 T/M Mo in basischen und sauren Endgliedern der Skaergaard-Intrusion (in Gabbro picrite and granophyre). SANDELL und GOLDICH (1943) stellten fest, dass der Mo-Gehalt für kieselsäurereiche Gesteine im Mittel 2.5 T/M ausmacht und in Gesteinen mit mehr als 75 %  $SiO_2$  zunimmt. In unsern Zahlenwerten kommt diese Anreicherungstendenz ganz schwach zum Ausdruck, indem der Zentrale Aaregranit (Nr. 1\*) rund 1 T/M Mo enthält, d. h. also relativ Mo-reicher ist als die übrigen. Es mag hier an die vereinzelt Molybdänglanz-

funde <sup>1)</sup> auf Klufflächen des Zentralen Aaregranites an der neuen Grimselstrasse bei Räterichsboden erinnert werden. Alle diese Befunde lassen auf eine bescheidene Mo-Anreicherung im Zentralen Aaregranit schliessen. Jedenfalls scheinen die MoS<sub>2</sub>-Funde des Aarmassivs an die relativ Mo-reichsten Granite gebunden zu sein. Das Molybdän verhält sich in dieser Hinsicht ähnlich wie das Zinn, Blei und Zink, wo die nutzbaren Lagerstätten an Granite mit entsprechend höheren Metallgehalten gebunden sind.

**Zinn:** Nach RANKAMA und SAHAMA (1950) tritt Zinn in silikatischen Gesteinen als Kassiterit auf oder aber als Sn<sup>+4</sup> (0.71 Å), das im Gitter gewisser Silikate, wie Turmalin und Biotit, das Fe<sup>+2</sup> (0.74 Å) vertritt. Zinnanreicherungen sind aus Graniten, aber in besonders hohem Masse aus Greisen bekannt. Für Granite fanden GOLDSCHMIDT und PETERS (1933) 80 T/M Sn, für Greisen 800–8000 T/M. OTTEMAN (1941) hat nachgewiesen, dass selbst in zinnsteinfreien Graniten aus dem Erzgebirge, wo der Granit als Zinnerzbringer bekannt ist, die Sn-Gehalte deutlich höher liegen als im Brockengranit. Letzterer zeichnet sich dagegen durch höhere Pb- und Zn-Werte aus, was die Auffassung erhärtet, wonach der Brockengranit die hydrothermalen Erzlösungen lieferte, die zur Bildung der Oberharzer Pb-Zn-Gänge führten (vgl. Tabelle XXVII).

Tabelle XXVII. Zinn-, Blei- und Zink-Gehalte in Graniten Deutschlands

Granit	Sn	Pb	Zn
Eibenstock . . . . .	90	2.7	8.0
Schellerhau . . . . .	67	7.7	29
Epprechtstein . . . . .	50	5.0	5.0
Brocken . . . . .	25	12	34
Zahlenghalte in T/M, nach OTTEMAN (1941)			

Irgendwelche bedeutendere Zinnanreicherungen sind aus dem Aarmassiv keine bekannt geworden. So liegen denn auch, wie zu erwarten, die spektrographisch ermittelten Werte unterhalb der für Sn gültigen Nachweisempfindlichkeitsgrenze von 5 T/M, wenn wir von Probe Nr. 6812 (= Muskovitaplit) absehen. Die für die Bildung aarmassivischer Granite verantwortlichen Magmen waren arm an Zinn, ähnlich wie dies z. B. für den Brockengranit zutrifft. Die gefundenen Sn-Gehalte sind von der gleichen Grössenordnung wie die niedrigsten für die Erdkruste ermittelten Durchschnittswerte von 6 T/M (vgl. FLEISCHER 1953). Erwähnt sei noch, dass wir im Einklang mit den Beobachtungen von OTTEMAN (1941) Sn als Nebenbestandteil von Turmalin und Biotit nachweisen konnten (vgl. Tabelle XXXIII).

**Kobalt:** Allgemein tritt dieses Element dank seiner Fe<sup>+2</sup> analogen Ionengrösse getarnt in eisenhaltigen Mineralien auf. Für das Nickel/Kobalt-Verhältnis sind bereits verschiedene Werte genannt worden; von GOLDSCHMIDT z. B. 100 : 40 und für den Durchschnitt der sauren Eruptiva 10 T/M Co (für Ni = 3 T/M). Die Durchschnittsgehalte für Granite lauten:

Granite (GOLDSCHMIDT 1937a)	8 T/M Co
Granite, Südlapland (SAHAMA 1945a) . . . . .	0-8

WAGER und MITCHELL (1951) fanden für die sauren Glieder der kaledonischen Eruptiva (a) und der Skaergaard-Intrusion (b) folgende Mittelwerte in T/M:

	a)	b)
Ni . . . . .	20	9
Co . . . . .	15	5

<sup>1)</sup> Das Nebengestein der Molybdänglanzlagerstätte des Baltschiedertales ist nicht in diese Untersuchung miteinbezogen worden. Das Mo stammt aus dem Granit, wobei der Zentrale Aaregranit für die Bildung der Lagerstätte verantwortlich gemacht wird, was mit den Resultaten von Dr. H. LEDERMANN (1955) übereinstimmt, der dieses Vorkommen im Auftrage der Schweizerischen Geotechnischen Kommission untersucht hat.

Dieser Befund deckt sich insofern mit den unsrigen, als die analysierten Gesteine in der Hauptsache mehr Ni und weniger Co enthalten. Der normale Gasterngranit zeichnet sich durch konstante Kobaltwerte aus (5 T/M). In der Biotit- und Ni-armen Probe Nr. 6019 steigt das Ni/Co-Verhältnis auf 1 : 1 an. Lauterbrunner-, Innertkirchner- und Puntegliasgranit fallen durch ihre höheren Co-Gehalte auf; sie betragen 7–25 T/M bei einem Ni/Co-Verhältnis von rund 3 : 1. Der Tödigranit verhält sich hinsichtlich Co-Gehalte wiederum ähnlich wie der Gasterngranit. Für die Zentralen Aare-, Mittagfluh- und Grimselgranite liegt der Kobaltgehalt tiefer, meist sogar unter der Nachweisempfindlichkeitsgrenze von 3 T/M. Analoges gilt für die sauren Ganggesteine. Die Co-Werte des Altkristallins betragen 10–20 T/M; das Ni/Co-Verhältnis ist rund 3 : 1.

**Kupfer:** Cu ist ein in Gesteinen recht häufig anzutreffendes Spurenelement.  $\text{Cu}^{+2}$  (0.72 Å) vermag in Eisenerzen und silikatischen Mineralien vor allem  $\text{Fe}^{+2}$  (0.83 Å) zu ersetzen. CARÖBBI und PIERUCCINI (1947) zeigten ferner, dass Cu z. B. im Turmalin zweiwertiges Eisen und Magnesium (0.66 Å) zu vertreten vermag. Wie aus der Tabelle XXXIII hervorgeht, enthalten die von uns untersuchten Turmaline und Biotite ebenfalls Kupfer. In den meisten der spektrographisch untersuchten Gesteine überschreiten die Cu-Gehalte die Nachweisempfindlichkeitsgrenze von 10 T/M nicht; die Gasterngranite verhalten sich einheitlich ( $\text{Cu} < 10$  T/M). Höhere Werte von 30–50 T/M Cu weisen dagegen die Lauterbrunner- und Innertkirchnergranite auf. Wie andernorts durchgeführte Untersuchungen zeigen, sind frühmagmatische Stadien der Skaergaard-Intrusion Cu-reicher (bis 450 T/M) als allererste und späteste Glieder dieser Serie, wo nach WAGER und MITCHELL (1951) Granophyre bloss noch 20 T/M enthalten. SANDELL und GOLDICH (1943) fanden für 20 verschiedene Granite und andere saure Gesteine (durchschnittlicher  $\text{SiO}_2$ -Wert: 72 %) im Mittel 16 T/M Cu. Unsere Werte liegen im Vergleich zu den oben erwähnten etwas tiefer, wenn wir von den Graniten des Lauterbrunner- und Innertkirchnergebietes absehen. Die Cu-Gehalte für Gesteine des Altkristallinkomplexes betragen 10 T/M.

**Vanadium:** Vom Vanadium nimmt man an, dass es wahrscheinlich als  $\text{V}^{+3}$ -Ion (Radius 0.74 Å) im Magma vorkommt (vgl. z. B. MASON, 1952). Es tritt nicht nur getarnt in Eisenerzen, sondern vor allem in Pyroxenen, Amphibolen und Glimmern auf. Ein Teil des  $\text{Fe}^{+3}$  (0.67 Å) kann durch  $\text{V}^{+3}$  ersetzt sein. Schliesslich ist V in kleinen Mengen auch in Plagioklasen wie z. B. in solchen von Graniten des schottischen Hochlandes durch NOKKOLDS und MITCHELL (1948) nachgewiesen worden (10 T/M V). Die Biotite analoger Gesteine führen dagegen deutlich mehr Vanadium (100–300 T/M). Für die sauren Glieder der kaledonischen Eruptiva (a) und der Skaergaard-Intrusion (b) gelten nach WAGER und MITCHELL (1951) die folgenden Durchschnittswerte:

für a) . . . . . 9 T/M Vanadium  
für b) . . . . . 80.

Die normalen Gasterngranite weisen, unbekümmert ihrer Herkunft, einen konstanten Wert von 80 T/M V auf. Für biotitreiche bzw. -arme Proben sind 150 T/M (Nr. 1) bzw. 25 T/M (Nr. 6019) gefunden worden. Für den verwandten Tödigranit ergaben sich ähnliche Werte wie für den Gasterngranit (60 T/M). Der Grimselgranit enthält wiederum 80 T/M V. Erwartungsgemäss heben sich Lauterbrunner-, Innertkirchner- und auch Puntegliasgranit sowie die basischeren Ganggesteine mit höheren V-Gehalten deutlich von den übrigen Graniten des Aarmassivs ab; die V-Werte liegen zwischen 100 und 200 T/M. Zentraler Aare- und Mittagfluhgranit sowie saure Ganggesteine enthalten zwischen 1 und 10 T/M V. Eine deutliche Vanadiumanreicherung erkennt man schliesslich an Myloniten und altkristallinen Gesteinen.

Bereits 1939 sind von LEUTWEIN für Ortho- bzw. Paragneise des Schwarzwaldes unterschiedliche V-Werte gemessen worden (5 bzw. 20–70 T/M). In der zitierten Arbeit hält LEUTWEIN das untersuchte Material noch für unzureichend, um den Vanadiumgehalt etwa als zuverlässiges und alleiniges Unterscheidungsmerkmal für Gneise sedimentärer oder eruptiver Abstammung zu benützen. In unserm Falle aber werden die auf Grund feldgeologischer Beobachtungen postulierte stärkere Kontaminierung der Lauterbrunner- und Innertkirchnergranite und ferner der Paracharakter altkristalliner Gneise durch die gefundenen Vanadiumwerte bestätigt. Das Vanadium hat also bis zu einem gewissen Grade den Charakter eines Leitelementes.

**Zirkon:** Dieses Element tritt in Graniten in den weitaus meisten Fällen als Zirkon-Mineral auf. Eine Ausnahme machen beispielsweise gewisse Pyroxene und Apatite der Skaergaard-Intrusion, in denen bis zu 50 T/M Zr nachgewiesen werden konnte (vgl. WAGER und MITCHELL 1951). Für Granite der Kalkalkalireihe geben RANKAMA und SAHAMA (1950) einen mittleren Zr-Gehalt von 460 T/M an (nach Untersuchungen von HEVESEY und WÜRSTLIN 1934).

Unsere Werte variieren zwischen 200 und 500 T/M Zr. Auch für die normalen Gasterngranite sind die Schwankungen relativ gering: in 4 Fällen 300 T/M, in einem Fall 500 T/M. Der nach den Messungen von HIRSCHI (1924) stark radioaktive Mittagfluhgranit enthält 300 T/M Zr. Der niedrigste Zr-Wert, nämlich 70 T/M, wurde im Pegmatit Nr. 6407 gefunden. Für altkristalline Gesteine betragen die Zr-Werte einheitlich 200 T/M. Der Durchschnittsgehalt saurer kaledonischer Eruptiva wird mit 200 T/M angegeben, während TRÖGER (1934/35) als Mittelwert 300 T/M angibt.

**Mangan:** Ein Vergleich der in den Tabellen XI–XXIV aufgeführten Manganwerte zeigt, dass die spektrographisch bestimmten Gehalte meist grösser und die Zahlen daher nicht immer mit den chemisch ermittelten übereinstimmen. Es ist hier nicht der Ort, nach den Gründen dieser Differenzen zu forschen und insbesondere die Genauigkeit der Kaliumperjodat- und anderer Methoden gegen die spektrographische abzuwägen. Auf das Bestehen solcher Differenzen haben u. a. auch WAGER und MITCHELL (1951) hingewiesen; sie haben auch gezeigt, dass Mangan in den verschiedensten Wirtsmineralien auftreten kann: in Olivin, Pyroxen oder Feldspat, wo der Reihe nach Mg/Fe, Mg/Fe oder Ca oder beide, oder schliesslich Na und Ca teilweise durch Mn ersetzt sein können. Über die Mn-Führung der Feldspäte unserer Gesteine liegen nur ungenügende Daten vor, doch ist anzunehmen, dass das Mangan zur Hauptsache in den Biotiten angereichert worden ist, wie dies u. a. NOCKOLDS und MITCHELL (1948) an schottischen Biotitgraniten festgestellt haben. Die spektrographisch ermittelten Mn-Werte der Granite stimmen mit den Mittelwerten der Eruptivgesteine von 1000 T/M gut überein (siehe z. B. RANKAMA und SAHAMA 1950 und FLEISCHER 1953).

**Scandium:** In geochemischer Hinsicht gehört dieses lange vernachlässigte Element zu den interessanteren und aufschlussreicheren. Wohl gelang es bereits 1908 EBERHARD, einem der Forscher aus der Pionierzeit spektrographischer Analyse, den Nachweis für die «weite Verbreitung des Scandiums auf der Erde» zu erbringen, aber es bedurfte noch der Untersuchungen von GOLDSCHMIDT und PETERS (1931b), um die für das Auftreten des Scandiums innerhalb der Lithosphäre gültigen Regeln näher zu präzisieren. Wir wissen heute, dass Sc ungeachtet seiner derzeitigen chemisch-technisch jedenfalls noch geringen Bedeutung viel verbreiteter ist als die längst unentbehrlich gewordenen Elemente Quecksilber, Jod, Silber, Platin u. a. Gebiete grösserer Scandium-Konzentrationen sind noch keine bekannt geworden.  $\text{Sc}^{+3}$  mit einem Ionenradius von 0.81 Å steht  $\text{Fe}^{+2}$  (0.74 Å) am nächsten. Scandium wird denn auch bei gesteinsbildenden Prozessen vor allem durch Eisen-Magnesium-Mineralien abgefangen. Die Reihe Pyroxen → Amphibol → Biotit gilt allgemein als eine abnehmender Sc-Konzentration. Früher sich bildender Olivin mag Sc kaum anzureichern, da es schwer hält, den durch den Eintritt des dreiwertigen Sc entstehenden Überschuss an positiver Ladung auszubalancieren. Durch OFTEDAL (1944) sind besonders Biotite, Muskovite, Pyroxene und Amphibole auf Scandium untersucht und daraus Schlüsse auf die Petrogenese gezogen worden. Echt magmatische Granite, d. h. die jüngeren Granite der Oslogegend, sind demnach bei höheren Temperaturen entstanden als beispielsweise die paligenen, archaischen Granite Südnorwegens. Der Sc-Gehalt beträgt in den Biotiten der ersterwähnten Gesteine 10 T/M und weniger, steigt aber in den Biotiten der letzterwähnten, bei tieferen Temperaturen gebildeten «Granite» auf etwa 30 T/M an. Weiter sinkende Temperatur befähigt den Biotit, vermehrt Sc aufzunehmen, wobei dieses Element vor allem aus dem Nebengestein hinzutreten kann, insbesondere als Folge der Umwandlung Amphibol → Biotit. In Granitpegmatiten wurden durch OFTEDAL Sc-Gehalte bis zu 500 und mehr T/M gemessen.

Unsere Zahlen zeigen erneut konstantes Verhalten der normalen Gasterngranite (15 T/M). Es sei beigefügt, dass auf Grund der Mineralanalysen (vgl. S. 64) in unserm Fall der Biotit als Scandiumträger angesprochen werden darf. Die Werte der Proben Nrn. 1 und 6019 liegen entsprechend der erhöhten bzw. erniedrigten Biotit- und Eisengehalte über bzw. unter 15 T/M. Der Lauterbrunner-, Innertkirchner- und Punteglasgranit verhalten sich in bezug auf Sc ähnlich wie der normale Gasterngranit. Für Tödi-, Zen-

tralen Aare-, Mittagfluh- und Grimselgranit sind allgemein Werte  $< 10$  T/M gefunden worden. Im zersetzten Grimselgranit erscheint Sc leicht angereichert zu sein, was mit den Funden von Sc-haltigen Mineralien wie «Bazzit»<sup>1)</sup> und Zinkblende im Einklang steht (vgl. S. 71). Die gefundenen Sc-Werte der Ganggesteine sind meist kleiner als 10 T/M. Einzig der Biotitporphyrit Nr. 6712 hat 25 T/M Sc. Die für Mylonite gefundenen Zahlen deuten in bezug auf Sc auf keine wesentlichen Stoffumsätze hin. In den altkristallinen Gesteinen beträgt der Sc-Gehalt durchgehend 15 T/M. Nach der von OFTEDAL (1944) vertretenen Hypothese würden die gefundenen Werte der Sc-reicheren Granite ( $Sc > 10$  T/M) für relativ niedrige Bildungstemperaturen sprechen. Wie bereits erwähnt, deuten vor allem petrographische Beobachtungen an den Sc-reicheren Gastern-, Lauterbrunner- und Innertkirchnergraniten gegen eine Bildungsweise, bei der allein normale, gravitative Kristallisationsdifferentiation im Spiele war. Die Sc-Anreicherung mag bedingt sein durch relativ niedrige Temperaturen im Sinne der OFTEDALSchen Hypothese, wobei aus dem teilweise resorbierten Fremdmaterial aus dem Altkristallin Sc aufgenommen werden konnte. Der Sc-ärmere Zentrale Aaregranit dagegen ist im wesentlichen auf normal magmatischem Wege entstanden. Die Sc-ärmeren Granite des Aarmassivs weisen Gehalte auf wie saure Eruptiva aus Schottland ( $< 10$  T/M); präkambrische Granite aus dem finnischen Grundgebirge enthalten nach RANKAMA (1946) bloss  $< 1$  T/M Sc. Nach FLEISCHER (1953) schwanken die von einzelnen Autoren berechneten Sc-Gehalte der Erdkruste zwischen 6 und 5 T/M (bzw. 0.75). GOLDSCHMIDT (1931) gibt für Granite 1.3 T/M an.

**Yttrium:** Das dreiwertige Y wird durch das annähernd gleich grosse, zweiwertige Ca-Ion abgefangen und findet sich vor allem im Apatit und Fluorit angereichert. NOCKOLDS und MITCHELL (1948) analysierten Apatite aus Graniten, Granodioriten, Dioriten und andern Eruptiva Schottlands. Die dabei gefundenen Y-Werte schwanken zwischen 500 und 5000 T/M. In den granitischen Gesteinen jedoch sind die Y-Gehalte niedrig und überschreiten die für dieses Element gültige Nachweisempfindlichkeitsgrenze von 10 T/M nicht. Granite aus Südlapland enthalten 5.5 T/M Y (vgl. RANKAMA und SAHAMA, 1950). Für andere finnische Granite wurden höhere Gehalte gefunden (vgl. z. B. Fig. 31).

Die normalen Gasterngranite führen 100, in einem Fall 150 T/M Y. Für diese Yttriumgehalte kann im wesentlichen der Apatitgehalt verantwortlich gemacht werden, welcher jedenfalls im Vergleich zu einigen andern Graniten des Aarmassivs relativ hoch ist. Für Lauterbrunner- und Innertkirchnergranit resultieren eher etwas niedrigere Analysenwerte, und gleiches gilt für den an Apatit ärmeren Tödigranit. Die grossen Y-Gehalte des Zentralen Aare-, Mittagfluh- und Grimselgranites sowie in den sauren Ganggesteinen können jedoch nicht durch die geringe Apatitführung solcher Gesteine erklärt werden. Hier ist die Tatsache zu berücksichtigen, dass die jüngeren Glieder einer magmatischen Abfolge, in unserm Falle also aller herzynischen Granite des Aarmassivs, im allgemeinen Y-reicher sind. Die Gesteine des Altkristallins zeichnen sich durch schwankende Y-Gehalte aus: 60 bis 150 T/M.

**Strontium:** Bekanntlich tritt Strontium vor allem als Spurenelement in Feldspäten auf, und zwar sowohl im Plagioklas als auch im Kaliumfeldspat, aber auch etwa im Apatit. Aus den Ionenradienverhältnissen geht hervor, dass Sr in Ca-Mineralien getarnt vorkommt, durch K-Mineralien dagegen abgefangen werden kann (vgl. Tabelle XXVI). Interessanterweise gibt es keine während der Hauptkristallisation gebildeten Strontiummineralien, wenn wir von den späteren pegmatitischen und hydrothermalen Phasen absehen. In Eruptivgesteinen, wie Graniten u. a., sind die zum Teil mehrere Zehntelprozente ausmachenden Strontiumgehalte völlig in gesteinsbildenden Mineralien enthalten. Im Plagioklas bzw. Kaliumfeldspat schottischer Granite fanden NOCKOLDS und MITCHELL (1948) 1500 bzw. 800–2000 T/M Sr. Für die Plagioklasse der Skaergaard-Intrusion Grönlands schwanken die gemessenen Sr-Gehalte zwischen 1000 und 5000 T/M (siehe WAGER und MITCHELL 1951). Magmatische Frühausscheidungen sind im allgemeinen relativ Sr-arm, da beispielsweise in das Kristallgitter des Augit wenig Sr eintreten kann. Spätere, saurere Bildungen sind relativ reich an Sr, doch zeigen die Endglieder rein magmatischer Differentiate, wie Aplite, wiederum eine Abnahme. Zur Illustration des Gesagten dienen die der vorhin erwähnten Publikation entnommenen Daten von kaledonischen Eruptivgesteinen Schottlands:

<sup>1)</sup> Über röntgenographische und spektrographische Untersuchungen am «Bazzit» und seine Beziehung zum Beryll ist an anderer Stelle berichtet worden (vgl. H. HUTTENLOCHER †, TH. HÜGI, W. NOWACKI; 1954).

Tabelle XXVIII. Strontiumgehalte verschiedener Eruptiva Schottlands

Ultrabasische Gesteine . . . . .	20 T/M Sr
Basische Gesteine . . . . .	1000 »
Intermediäre Gesteine . . . . .	1300 »
Saure Gesteine (im allgemeinen) . . . . .	1300 »
und insbesondere:	
Granite . . . . .	500–2000 »
Aplite . . . . .	70 »

HEVESEY und WÜRSTLIN (1934) fanden in Graniten 120 T/M Sr, NOLL (1934), nach der Literatur, bloss 90 T/M.

Unsere Befunde stehen mit den Daten schottischer Gesteine grosso modo im Einklang. Für den normalen Gasterngranit beträgt der Sr-Gehalt durchwegs 800 T/M, für die Proben Nrn. 6152 und 6019 weniger, für Nr. 1 mehr, entsprechend den kleineren bzw. grösseren Feldspatgehalten der Gesteine. Etwas Sr-ärmer sind der Lauterbrunner-, Innertkirchner- und Tödigranit. Der relativ saure und plagioklasärmere Zentrale Aaregranit enthält 70–100 T/M Sr. Auffallend, der vorher erwähnten Regel aber gehorchend, ist der Sr-Gehalt des spät magmatischen Mittagfluhgranites, der bloss 30 T/M ausmacht. Die relativ basischen und an Feldspat reichen Grimsel- und Puntegliasgranite enthalten 700 bzw. 2000 T/M Sr. Für die Ganggesteine liegen die Werte zwischen 200 und 500 T/M, wobei der Pegmatit Nr. 6407 mit 1000 T/M relativ Sr-reich ist. Die Anreicherung von Sr auf ca. 3000 T/M im Mylonit Nr. 6020 geht parallel mit verhältnismässig hohem Feldspat und CaO-Gehalt (= 15.84%). In alkristallinen Gesteinen beträgt der Sr-Gehalt um 500 T/M.

**Lanthan:** Dieses Element zeigt im wesentlichen ein dem Yttrium analoges geochemisches Verhalten. La kommt vor allem in den während einer magmatischen Abfolge relativ spät gebildeten Apatiten und Titaniten angereichert vor. Titanite aus alpinen Mineralklüften scheinen aber nach den von NOCKOLDS und MITCHELL (1948) gemachten Beobachtungen arm an La und Y zu sein; die Gehalte beider Elemente erreichen in einem gelbgrünen Titanit, «einer alpinen Kluff der Schweizeralpen», den Wert von 10 T/M nicht (Nachweisempfindlichkeitsgrenze).

Die La-Gehalte der untersuchten Proben des normalen Gasterngranites sind, im Vergleich zu andern Elementen, wenig konstant; sie schwanken zwischen 100 und 200 T/M La. Die Werte der Lauterbrunner-, Innertkirchner-, Tödi- und Mittagfluhgranite liegen teilweise etwas tiefer, diejenigen des Zentralen Aaregranites, des Grimsel- und des Puntegliasgranites sind denen des Gasterngranites ähnlich. Die Ganggesteine haben La-Werte unter 100 T/M. Die beiden Mylonite sind ausgesprochen La-arm. Für die Gesteine des alkristallinen Komplexes resultieren Werte zwischen 40 und 100 T/M La. Nach GOLDSCHMIDT (1937a) beträgt der durchschnittliche La-Gehalt für Granite 43 T/M, für Granite Südlapplands nach RANKAM und SAHAMA (1950) 60 T/M, und schliesslich fanden NOCKOLDS und MITCHELL (1948) Werte um 50 T/M.

**Blei:** Dank seiner Ladung und Ionengrösse wird  $Pb^{+2}$  (1.20 Å) in erster Linie von  $K^{+1}$  (1.33 Å) abgefangen. Wichtige Wirtsmineralien für Blei sind die Kalium- und Alkalifeldspate (vgl. auch Tabelle XXVI), aber auch Apatit und Augit können Blei enthalten, wo es durch Ca getarnt erscheint. Natürlicher Kaliumfeldspat, der kleinste Mengen Blei enthält, mag als isomorphe Mischung der Komponenten  $KAlSi_3O_8$  und  $PbAl_2Si_2O_8$  aufgefasst worden, wobei Pb das K in statistischer Verteilung vertritt (RANKAMA und SAHAMA, 1950, S. 104). Der Celsian, worin  $Ba^{+2}$  an Stelle von  $K^{+1}$  erscheint, ist das bekanntere Beispiel des Abfangens innerhalb der K-Feldspatserie. Seinerzeit fand HEVESEY (1932) in einer Mischung von 58 Graniten <sup>1)</sup> auf chemisch-analytischem Wege 30 T/M Pb. Unsere Befunde stehen damit und mit den an schottischen Graniten und sauren Intrusionen gemachten Beobachtungen im Einklang. Für Biotitgranite fanden NOCKOLDS und MITCHELL (1948) 30, für Aplite 20 T/M Pb. Bei mehr basischen Gesteinen liegen die Pb-Werte merklich tiefer. Nachstehend folgt eine tabellarische Zusammenstellung der in Graniten gefundenen Pb-Werte (nach RANKAMA und SAHAMA, 1950; vgl. auch Tabelle XXIX und Fig. 26).

<sup>1)</sup> «Sehr verschiedener Herkunft», im Original nicht näher präzisiert.

Tabelle XXIX. Bleigehalte in Eruptivgesteinen

	Pb in T/M
Granit (Durchschnitt nach HEVESEY, HOBBIIE und HOLMES, 1931) . . . . .	30
Granit, Südlappland (Durchschnitt nach SAHAMA, 1945) . . . . .	9.27
Saure Eruptivgesteine (Durchschnitt nach SANDELL und GOLDICH, 1943) . . . . .	19

Bei der Durchsicht unserer Werte fällt vor allem der für die normalen Gasterngranite konstante Wert von 10 T/M Pb auf. Dem Lauterbrunner- und Innertkirchnergranit, insbesondere der feldspatreicheren Probe Nr. 5158 (= 30 T/M), kommen etwas höhere Werte zu. Auch der feldspatreichere Tödi- sowie der Puntegliasgranit zeigen grössere Pb-Werte, und zwar von 20 T/M. Im Gegensatz zu vielen andern Elementen stimmen Zentraler Aare-, Mittagfluh-, Grimsel- und Gasterngranit hinsichtlich der gefundenen Pb-Gehalte völlig überein. Unter den Ganggesteinen weisen die Aplite, wie zu erwarten, höhere Pb-Zahlen auf, und zwar von 30 T/M. Relativ Pb-reich erscheint auch der Mylonit Nr. 6020. Die im allgemeinen eher feldspatarm zu bezeichnenden Gesteine des Altkristallins zeichnen sich durch keine bemerkenswerte Pb-Führung aus.

**Silber:** Die ermittelten Silbergehalte liegen, unbekümmert der mineralogischen und chemischen Natur der aarmassivischen Gesteine bei 1 T/M (d. h. 1, 1? oder < 1). Silber ist eines derjenigen Elemente, das bei spektrographischen Gesteinsuntersuchungen bisher vielfach nicht mitbestimmt wurde, weshalb nur wenig Vergleichswerte vorliegen. Nach den verfügbaren Daten enthalten Granite zwischen 0.1 und 1.1 T/M Ag (vgl. RANKAMA und SAHAMA, 1950, S. 705).

**Barium:** Ba<sup>+2</sup> (1.34 Å) wird durch K<sup>+1</sup> (1.33 Å) abgefangen und tritt daher als Spurenelement besonders gern in Biotit und Kaliumfeldspat auf. Dies geht u. a. erneut aus Untersuchungen von NOCKOLDS und MITCHELL (1948) sowie aus den auf Seite 64 erwähnten Resultaten von Mineralanalysen des Aarmassivs hervor. Im normalen Gasterngranit beträgt der Ba-Gehalt durchwegs 1500 T/M. Die feldspatreichere Probe Nr. 6156 und die biotitreichere Probe Nr. 1 enthalten sogar je 2000 T/M Ba. Durch Ba-Werte von 1500 bis ca. 3000 T/M sind die Lauterbrunner-, Innertkirchner- und Tödigranite charakterisiert. In den feldspatreichen Grimsel- und Puntegliasgraniten wurden Ba-Werte um 3000 T/M gefunden, während diese im Zentralen Aare- und Mittagfluhgranit deutlich weniger, d. h. 300–800 T/M, ausmachen. Wechselndes Verhalten zeigen die Ganggesteine: die Aplite enthalten 700–1500 T/M Ba, die an Kaliumfeldspat oder Biotit reicheren Gangbildungen jedoch um 3000 T/M. Vergleicht man bei den Myloniten die Ba-Werte mit den chemisch gefundenen K<sub>2</sub>O-Werten, so zeigt sich, dass bei 2000 T/M Ba der K<sub>2</sub>O-Wert 5.35 % oder 53500 T/M beträgt (Probe Nr. 6511), bei 300 T/M Ba der K<sub>2</sub>O-Wert dagegen bloss 0.39 % oder 3900 T/M ausmacht (Probe Nr. 6020). Die Ba-Zahlen für das Altkristallin lauten: 1000 T/M (drei Proben) und 1500 T/M (ein Probe). Die durchschnittlichen Ba-Gehalte der verschiedensten Gesteine sind bereits bestimmt worden. Über einige für saure Eruptivgesteine und insbesondere Granite gültigen Analysenzahlen orientiert nachstehende Tabelle XXX:

Tabelle XXX. Bariumgehalte in Eruptivgesteinen

	Ba in T/M	Quelle
Durchschnitt Eruptivgesteine . . . . .	250	(1)
saure Eruptivgesteine (nach ENGELHARDT) . . . . .	450	(1)
Kaledonische Eruptiva, Schottland, saure Differentiate . . . . .	1300	(1)
Skaergaard-Intrusion, saure Differentiate . . . . .	1100	(1)
Granite und Liparite (nach ENGELHARDT) . . . . .	430	(2)
Hetta-Granite, Südlappland (nach SAHAMA) . . . . .	670	(2)
Jüngste Granite, Südlappland (nach SAHAMA) . . . . .	630	(2)
Rapakiwi Granite (nach SAHAMA) . . . . .	900	(2)
Biotitgranit, Strontian . . . . .	1500	(3)
«Inner-granite», Ben Nevis . . . . .	3000	(3)

Quelle: (1) WAGER und MITCHELL (1951), Tab. 15.  
 (2) RANKAMA und SAHAMA (1950), Tab. 15.3.  
 (3) NOCKOLDS und MITCHELL (1948), Tab. III.

Bei dieser Tabelle ist zu beachten, dass die von verschiedenen Autoren mittels der zum Teil voneinander abweichenden Methoden erhaltenen Werte nicht ohne weiteres miteinander verglichen werden dürfen. Die Ba-Gehalte des Gasterngranites und der übrigen ihm verwandten aarmassivischen Granite lassen sich am ehesten mit solchen schottischer Granite vergleichen. Die von NOCKOLDS und MITCHELL (1948, S. 541) gemachte Feststellung, wonach vor allem granodioritische Gesteine bariumreich, letzte, aplitische Stadien aber bereits bariumarm seien, gilt auch für das Aarmassiv (vgl. Tabelle XI u. ff.).

**Rubidium:**  $Rb^{+1}$  (1.47 A) erscheint als Spurenelement vor allem getarnt in Kaliummineralien wie Kaliumfeldspat (Mikrolin, Adular), Lepidolith, Biotit und Muskovit (Serizit). Die für die Proben des normalen Gasterngranites gefundenen Rb-Werte stimmen recht gut miteinander überein. Die übrigen Granite zeigen, bis auf den Zentralen Aare-, Mittagfluh- und den Punteglasgranit, ähnliche Werte, meist um 500 T/M. Die letzterwähnten Granite dagegen enthalten 700 T/M Rb. Unter den Ganggesteinen fällt zunächst der niedrige Rb-Wert der Pegmatitprobe Nr. 6407 auf, der zu den feldspatarmen Pegmatittypen gehört, was im wesentlichen den relativ niedrigen Rb-Gehalt erklärt. Demgegenüber sprechen Mineralanalysen eindeutig für die meist zu beobachtende Rb-Anreicherung in pegmatitischen Restlösungen, insbesondere in feldspatreichen Pegmatiten (vgl. Tabelle XIX, XXXII)<sup>1)</sup>.

Tabelle XXXI. Rubidiumgehalte in Eruptivgesteinen

	Rb in T/M	Quelle
Granite, Deutschland (Durchschnittsmischung) . . . . .	830	(1)
Präkambrische Granite, Finnland . . . . .	1180–1270	(1)
Granite, Südlappland . . . . .	455–910	(1)
Granophyre, Skaergaard-Intrusion . . . . .	20–300	(2)
Granit-Standard, Westerly (USA) . . . . .	550–595	(3)

Quelle: (1) RANKAMA und SAHAMA (1950), Tab. 12.6.  
 (2) WAGER und MITCHELL (1951), Tab. D.  
 (3) FAIRBAIRN et al. (1951), Tab. 23.

In bezug auf die beiden Mylonite erkennen wir für Rubidium wieder die gleichen Beziehungen, wie sie auf Seite 61 für das Barium erwähnt wurden. Die Rb-Zahlen der altkristallinen Gesteine, deren Feldspat- und Biotitgehalte variieren, bewegen sich zwischen 200 und 500 T/M. Zum Vergleich sei erwähnt, dass die Rb-Werte schottischer Granite (Biotitgranit, Strontian und «Inner-granite», Ben Nevis) je 400 T/M ausmachen (vgl. NOCKOLDS und MITCHELL, 1948). Im übrigen gibt die Tabelle XXXI einen Überblick der an granitischen Gesteinen ermittelten Rubidium-Werte.

Für Rubidium liegen verhältnismässig wenig Vergleichsdaten vor, doch möchte man auf Grund der in Tabelle XI u. ff. enthaltenen Zahlen schliessen, dass die Rb-Werte unserer herzynischen Granite allgemein niedriger sind als diejenigen präkambrischer Granite Finnlands. In Südlappland fand SAHAMA (1945 a, S. 69) für die jüngeren Granite im Durchschnitt etwas höhere Rb-Gehalte als für die älteren Gneisgranite, wohl als Folge der ausgesprochenen Tendenz des Rubidiums, sich in den letzten Produkten einer magmatischen Differentiation anzureichern. Das gegenwärtig vorhandene Zahlenmaterial reicht nicht aus, um das Verhalten des Elementes Rubidium im Verlaufe der erdgeschichtlichen Perioden (= säkulare Differentiation eines Spurenelementes im Sinne RANKAMAS, 1946) zu beurteilen.

**Variationsdiagramm der Spurenelemente des Gasterngranites.** Zu Fig. 17 sei am Schluss dieses Abschnittes folgendes bemerkt: Für alle an Gasterngraniten bestimmte Spurenelemente ist ein Variationsdiagramm entworfen worden, wobei die Gehalte auf der Abszisse logarithmisch abgetragen, die Probennummern auf der Ordinate vermerkt sind. Von den 20 bestimmten Elementen liegen die gefundenen

<sup>1)</sup> In diesem Zusammenhang mag interessieren, dass die in Tonschiefern des Aarmassivs bestimmten Rb-Gehalte 1000–2000 T/M ausmachen. Als Wirtsmineeral für Rubidium kommt hier Muskovit-Serizit in Frage (vgl. HÜGR, 1951).

Gehalte von 5, nämlich Be, Mo, Sn, Cu und Ag, durchgehend unterhalb der Nachweisempfindlichkeit. Für alle vier normalen Gastergranitproben zeigen neun Elemente, und zwar Co, Ni, Pb, Sc, Ga, V, Sr, Mn, Ba, je gleiche Gehalte, was im geradlinigen Verlauf der Kurve zum Ausdruck kommt. Drei weitere Elemente, Cr, Y, Rb, weisen nur unbedeutende Schwankungen auf. Die restlichen drei Elemente, La, Li und Zr, sind diejenigen, deren Gehalte von Probe zu Probe merklich variieren. Bei einzelnen Elementen hält der geradlinige Kurvenverlauf auch bei den Proben Nrn. 6156 und 6152 an. Bei den biotit- und muskovitführenden Gastergranitvarietäten erkennt man bei einzelnen Elementen wie Cr, Ni und V in der Fig. 17 markante Kurvenausschläge: bei Probe Nr. 1 tendieren die Kurven eindeutig nach höheren Gehalten, bei Nr. 6019 nach kleineren.

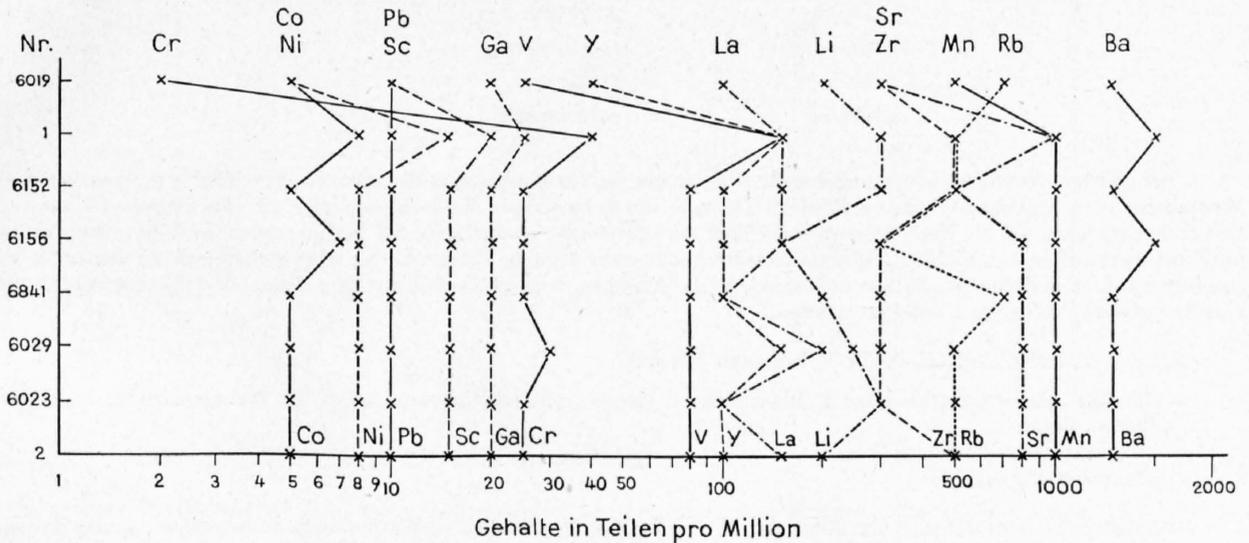


Fig. 17. Variationsdiagramm der Spurenelemente der Gastergranite. Für alle Proben: Be <5, Mo <1, Sn <5, Cu < 10 Ag <1 Teile pro Million. Die Probennummern sind die gleichen wie in Tabelle XI.

Die spektrographischen Befunde an normalen Gastergraniten, die in petrographischer Hinsicht alle gleich zu bewerten sind, dürfen so gedeutet werden, dass, gleichgültig aus welchem Massivteil diese Proben auch stammen, keine oder für einzelne sicher nur unbedeutende Spurengehaltsunterschiede bestehen (über die Herkunft der Proben siehe Fig. 14).

Nach diesen Erfahrungen darf die bei der spektrographischen Analyse angewandte Substanzmenge, rund 5 mg, als genügend erachtet werden, andernfalls hätten für die verschiedenen Proben des normalen Gastergranites keine übereinstimmenden Resultate erzielt werden können. Die Ermittlung der durchschnittlichen Korngrösse des zur Spektralanalyse benutzten Gesteinspulvergemisches ergibt, dass es in der Regel 500 000–1 000 000 Körner enthält, die im Kohlebogen zur Verdampfung gelangen. Selbst wenn ein bestimmtes Element mengenmässig mit 1 T/M im Gestein vertreten und nur in einem Korn vorhanden wäre, so liesse es sich unter diesen Voraussetzungen noch nachweisen. In den meisten Fällen dürften aber weitaus günstigere Bedingungen vorliegen und die ein bestimmtes Spurenelement enthaltenden Mineralkörner in grösserer Zahl anwesend sein. Zum Vergleich seien noch die bei der chemischen Gesteinsanalyse und die bei der Spektralanalyse angewandten Substanzmengen einander gegenübergestellt:

	Ausgangsmaterial für homogene Pulvermischung	Pro Analyse benutzte Menge
Chemische Analyse. . . . .	2–500 g	5 g
Spektrographische Analyse . . . . .	10– 20 g	um 5 mg

## 2. Mineralien

Aus Gesteinen und alpinotypen Mineralkluftstufen sind Mineralien isoliert, sorgfältig von Verunreinigungen befreit und die Nebenbestandteile spektrographisch bestimmt worden. Dies geschah nach den weiter oben beschriebenen semiquantitativen und qualitativen Untersuchungsmethoden. Die Resultate finden sich in den Tabellen XXXII–XXXIV zusammengestellt. Die Gehalte werden entweder in Teilen pro Million angegeben oder die jeweiligen Intensitäten der gefundenen Analysenlinien durch Buchstabensymbole angegeben. Im letzteren Fall gilt folgende Skala:

sss =	Analysenlinie gerade noch erkennbar
ss =	sehr schwach
s =	schwach
m =	mittelstark
st =	stark
stst =	sehr stark

Bei gleichen Aufnahmebedingungen gelingt es immerhin, für ein bestimmtes Element die Gehalte in verschiedenen Mineralien relativ miteinander zu vergleichen. Da u. a. die Intensitäten der Analysenlinien für die einzelnen Elemente Unterschiede zeigen und die Nachweisempfindlichkeit verschieden ist, so darf z. B. bei Vorhandensein je einer mittelstarken Linie bei zwei Elementen nicht auf gleiche Gehalte geschlossen werden. Bei Probe Nr. 6538 finden sich zu den unter *a)* gegebenen Zahlen in Teilen pro Million in Kolonne *b)* die Angaben, wie sie bei den mit dem Zeiss UV Spektrograph Qu 24 vorgenommenen Aufnahmen erhalten wurden.

In den Tabellen XXXII–XXXIV bedeuten ferner:

- = Element abwesend oder bloss in einer solchen Menge vorhanden, welche unter der Nachweisempfindlichkeitsgrenze liegt.
- n. b. = Element nicht bestimmt.
- x = Hauptbestandteil.

Bezüglich der gewählten Reihenfolge der Elemente, der Ionenradien, der «minimum sensitivity» gilt das in den Anmerkungen zu Tabelle XI u. ff. Erwähnte (die Daten selbst sind hier nicht wieder aufgeführt).

Tabelle XXXII. Spektrographische Analysenresultate verschiedener Mineralien aus dem Aarmassiv

Element	Alkalifeldspat					Magnetkies KWO 20 *	Granat 6414.9
	KWO 20	6317	6538		6407		
Be	—	—	<i>a)</i> —	<i>b)</i> —	—	—	—
Ga	50	s	n. b.	sss	s	ss-s	30
Cr	1	—	—	—	—	—	1
Li	2	n. b.	1	n. b.	n. b.	n. b.	5
Ni	3	—	—	—	—	—	100
Mo	—	—	—	—	—	—	10
Sn	5	sss	30	sss	—	—	—
Co	—	—	—	—	—	—	90
Cu	3	m	< 10	m	m	m	1000
V	10	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—
Y	—	—	n. b.	—	—	—	—
Sr	1000	st	160	st	st	st-stst	100
La	—	—	—	—	—	—	40
Pb	60	ss-s	—	ss	s	ss	3
Ag	—	—	n. b.	—	—	—	—
Ba	800	st	1000	st	st	st	100
Rb	1500	n. b.	465	n. b.	n. b.	n. b.	10

Analytiker: Th. HÜGI

Tabelle XXXIII. Spektrographische Analysen von Turmalin und Glimmer

Element	Turmalin			Glimmer		
				Muskovit	Biotit	
	6010	6934	6952	6929	6023	6764
Be	—	—	—	—	—	—
Ga	m	m	m	m	s	s
Cr	—	ss	—	—	s	s
Li	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Ni	ss	ss	ss	—	s	s
Mo	—	—	ss	sss	—	—
Sn	s	ss	ss	ss-s	—	—
Co	—	—	—	—	—	—
Cu	m	m	s	s	m	m
V	s	—	—	—	ss	—
Zr	—	—	—	—	—	—
Sc	—	—	—	s (?)	s-ss	ss
Y	—	—	—	—	—	—
Sr	st	m	st	m-st	m	m
La	—	—	—	—	—	—
Pb	—	s	—	m	—	—
Ag	ss	s	ss	sss	—	—
Ba	st	st	st	st	st	st
Rb	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.

Analytiker: Th. Hügi

Tabelle XXXIV. Spektrographische Analysen von Flußspat und Zinkblende

Element	Flußspat		Zinkblende
	Zi51	3	49
Si	m	s-m	st
Al	m	s-m	s
Ge	—	—	sss
Ga	—	—	sss
Cr	—	—	—
Mg	m-st	m-st	st
Ni	—	—	ss-s
Sn	—	—	—
Co	—	—	—
Cu	m	m	st
V	m	s-m	ss-s
Zr	—	—	—
Mn	ss	—	ss-s
In	—	—	?
Sc	—	—	ss
Yb	—	—	—
Y	ss	ss	—
Cd	—	—	st
Ca	x	x	s
Sr	st	st	st
La	—	—	—
Pb	—	—	—
Ag	—	—	—
Ba	st	st	s

ferner: Fe ss  
Ti s

Analytiker: Th. Hügi

Nr. der Probe

Legende zu Tabellen XXXII–XXXIV

KWO 20	Alkalifeldspat (dunkel), aus Pegmatit mit Turmalin, Kabelstollen Guttannen–KW Handeck I, m 3352.
6317	» (dunkel), aus Pegmatitblock, Telli.
6538	» aus Pegmatit, Restialp.
6407	» (dunkel), aus Pegmatit, Kontaktzone Kanderfirnabsturz.
6629	» aus Pegmatitblock, Alpetlimoräne.
KWO 20*	Magnetkies aus KWO 20 (nicht völlig feldspatfrei).
6414.9	Granat (Grossular) aus Kalksilikatfels, Kontaktzone Kanderfirnabsturz.
6010	Turmalin, aus Pegmatit, Kontaktzone Kanderfirnabsturz.
6934	» aus Pegmatit, muskovitarm, Inner Faflertal, Koord. 632900/144700.
6952	» aus Aplit, Anengletscher, bei Koord. 639900/145450.
6929	Muskovit, aus Muskovit-Turmalinpegmatit, Äusseres Faflertal, Koord. 630600/144250.
6023	Biotit, aus Gastergranit (normal) NW ab Selden, Gasterntal, Koord. 622000/144250.
6764	» aus Biotitgneis, NW Arbenknubel, Lötschental, Koord. 625100/141050.
Zi51	Flußspat (rot), aus Kristallkluft Kessel N–Zinggenlücke.
3	» (grünlich-farblos), aus Stollen unterhalb Apparatenkammer, Grimselstaumauer.
49	Zinkblende aus Kristallkluft mit Ankerit, Druckschacht Kraftwerk Grimsel.

Den Analysenergebnissen sei über das bei der Besprechung von spektrographischen Daten der Gesteine hinaus Gesagte folgendes beigefügt:

aa) **Alkalifeldspat:** Die erhaltenen Daten, insbesondere die Sr-, Pb-, Ba- und Rb-Werte, stimmen mit den von NOCKOLDS und MITCHELL (1948) an kaledonischen Eruptiva gefundenen überein.

Das äusserst fein-disperse, opak erscheinende Pigment<sup>1)</sup> des dunklen Alkalifeldspates ( $Or_{60}Ab_{37}An_3$ ) der Probe KWO 20 kann nach der chemischen und spektrographischen Analyse am ehesten als Magnetkies gedeutet werden, der auch eingesprengt im Pegmatit selbst vorkommt (vgl. Analyse Magnetkiesprobe Nr. KWO 20\*). Zur Vermeidung irgendwelcher Fe-Kontamination wurde reines Feldspatmaterial der Probe KWO 20 im Achatmörser pulverisiert und chemisch analysiert (vgl. Tabelle XXXV).

Tabelle XXXV. Chemische Analyse eines Alkalifeldspates (dunkel) aus Pegmatit mit Turmalin  
Kabelstollen Guttannen–Kraftwerk Handeck I, bei 3352 m

SiO <sub>2</sub> . . . . .	63.16 Gew. %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0.41
FeO . . . . .	0.15
MgO . . . . .	—
MnO . . . . .	—
CaO . . . . .	0.69
BaO . . . . .	0.01
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.42
K <sub>2</sub> O . . . . .	11.14
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Sp.
S . . . . .	0.07
	Summe 100.36

Analytiker: TH. HÜGI

Dunkel pigmentierte Alkalifeldspäte treten auch anderswo inner- und ausserhalb des Aarmassivs in altkristallinen Komplexen auf, und es bedurfte offenbar besonderer Metamorphosebedingungen, damit es zur Absonderung einer feindispersen Erzphase kommen konnte.

bb) **Granat:** Der Grossular aus einem typischen Kalksilikatfels der Kontaktzone am Kanderfirnabsturz fällt durch seinen Y-Gehalt auf. Nach Beobachtungen von JAFFE (1951) soll Y in gewissen Mn-reichen Granaten in Mengen bis zu 2 % auftreten, wobei Y<sup>+3</sup> (0.92 Å) durch Mn<sup>+2</sup> (0.80 Å) abgefangen wird. Im vorliegenden Falle könnte der Y-Gehalt auch durch den teilweisen Ersatz von Ca<sup>+2</sup> erklärt werden (0.99 Å).

<sup>1)</sup> Die im Institut für Anorganische, Analytische und Physikalische Chemie der Universität Bern in verdankenswerter Weise durch Herrn Dr. STUDER besorgten elektronenmikroskopischen Aufnahmen gestatteten leider, keine Rückschlüsse auf die Art des äusserst feinkörnigen Pigmentes zu ziehen.

cc) **Turmalin:** Die aus Pegmatit und Aplit isolierten schwarzen Turmaline entstammen Gängen, die in den «kristallinen Schiefern» des Lötschentales und in der Kontaktzone des Kanderfirnabsturzes auftreten. Die für die Proben verschiedener Herkunft gefundenen Spurengehalte stimmen recht gut miteinander überein. Nach diesem Befund gelangt man eher zur Auffassung, wonach die turmalinführenden Gänge der Kontaktzone im wesentlichen zu den Gangbildungen des altkristallinen Zyklus gehören. Der Pegmatit Nr. 6010 tritt in Biotitgneis auf. Auf die Ga-Anreicherung in Turmalin wiesen bereits GOLDSCHMIDT und PETERS (1931 a) hin.

dd) **Glimmer:** Ein Vergleich mit den von NOCKOLDS und MITCHELL (1948) aus kaledonischen Eruptiva untersuchten Glimmern zeigt, dass die von uns analysierten Biotite und Muskovit im wesentlichen durch die gleichen Spurenelemente charakterisiert sind. Eine Besonderheit scheint der Pb-Gehalt des Muskovites zu sein.

ee) **Flußspat:** ALLEN (1952) hat Fluorite verschiedenster Herkunft untersucht und dabei in sozusagen allen Fällen die Nebenbestandteile Al, Mg, Mn, Sr und Y gefunden. Ähnlich verhalten sich nach STEYN (1954) Flußspatite aus Transvaal. Diese Befunde stehen mit unsern Resultaten im Einklang. Roter und farbloser Flußspat (Probe Nr. Zi 51 und 3) stimmen miteinander bis auf Mn und Y-Gehalt überein. Nach neueren Untersuchungen dürften nicht, wie früher oft angenommen, besondere Nebenbestandteile, sondern vielmehr physikalische Ursachen, wie Ra-aktivität und Gitterstörungen, für die verschiedenen Fluoritfarben verantwortlich sein (vgl. z. B. ALLEN, op. cit.).

ff) **Zinkblende:** In der einer Kristallklüft des Grimselgranites entstammenden Zinkblende sind auch die anderswo für diese Mineralart typischen Nebenbestandteile festgestellt worden. Die analysierte Zinkblende ist sicher bei niedriger Temperatur (ca. 200–300° C) entstanden. Der deutliche Cd-Gehalt, das Fehlen bzw. Zurücktreten der Elemente Co, In, Ga, Ge und Mn würde nach bisher von OFTEDAL u. a. an Zinkblendevorkommen verschiedener Genese gemachten Feststellungen für relativ tiefe Bildungstemperatur sprechen (vgl. hierzu HABERLANDT, 1950).

### 3. Mineralklüfte

Alpine Mineralklüfte mit ihren vielgestaltigen und einzigartigen Paragenesen sind seit den Zeiten eines MORITZ ANTON CAPPELER immer wieder untersucht worden. Eine Zusammenfassung der Erkenntnisse der neueren Zeit enthält das Werk über die «Mineralien der Schweizeralpen» von NIGGLI, KOENIGSBERGER, PARKER und Mitarbeiter (1940) und PARKER (1954). Im Verlaufe der letzten zehn Jahre sind durch den andauernden Rückgang der Gletscher vielerorts weite, vom Eis entblösste Felsareale der Beobachtung erstmals zugänglich geworden. Strahler haben denn auch manche ergiebige Klüft aufgespürt und ausgebeutet. Zudem hat man, was das Aarmassiv anbelangt, anlässlich der neuesten Kraftwerkbauten im Haslital in Stollen und Kavernen wiederholt interessante Zerrklüfte angeschossen. Über die dabei gemachten Funde hat HUTTENLOCHER (1952 und 1953) berichtet. Die zweitgenannte Publikation enthält u. a. auch chemische Analysen des frischen und zersetzten Nebengesteins solcher alpiner Zerrklüfte. Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung an Graniten sind ein frischer und ein zersetzter Grimselgranit als Nebengesteine der Mineralklüft der Zentrale Sommerloch spektrographisch untersucht worden. Die hiezu verwendeten Proben entsprechen denjenigen der Analysen I und Ia auf Seite 68 in HUTTENLOCHER (1953). Die erhaltenen Resultate findet man in Tabelle XVII aufgeführt. Ein Vergleich beider Analysen zeigt, dass der zersetzte Granit niedrigere Li- und V-Gehalte aufweist. Diese Abnahme geht Hand in Hand mit dem Glimmerabbau. Neugebildeter Chlorit (= Chloritsand) gehört zum Klüftinhalt selbst und bildet keinen wesentlichen Bestandteil des zersetzten Granites. Weil der zersetzte Grimselgranit reichlich neugebildeten Adular enthält, so kann daraus der erhöhte Sr- und Rb-Gehalt verstanden werden, da der Kaliumfeldspat ein bevorzugtes Wirtsmineral für diese Spurenelemente darstellt. Schliesslich sei noch erwähnt, dass die spektrographisch ermittelten Mn-Werte grosso modo denjenigen der chemischen Analyse gleichzusetzen sind, da sich Mangan neben Eisen mittels der ersterwähnten Methode nur angenähert bestimmen lässt. Alle andern beobachteten Spurenelemente sind im frischen und im zersetzten Grimsel-

granit praktisch gleich, d. h. die Unterschiede liegen im Bereich der methodisch bedingten Fehlerquelle. Weitere spektrographische Untersuchungen bei zukünftigen Funden ähnlicher Art können neues, für die Klärung der Entstehungsweise von Zerrklüften wichtiges Tatsachenmaterial liefern.

HUTTENLOCHER (1953) hat anhand der in das QLM-Dreieck projizierten Analysenwerte auf die bruttochemischen Veränderungen im Verlaufe der Kluftmineralisation hingewiesen. Ganz allgemein ist zu sagen, dass sich die Projektionspunkte von frischem zu zersetztem Gestein in Richtung nach grösseren L-Werten verlagern (vgl. Fig. 5). Der Chemismus verschiebt sich von leukoquarzdioritischen oder normalgranodioritischen Magmentypen zu solchen, die dem alkalisyenitaplitischen oder leukosyenitischen Typus am nächsten kommen (vgl. Tabelle II). Wenn auch für die Auslaugungs- und Zersetzungsercheinungen der Nebengesteine solcher Mineralklüfte im einzelnen die verschiedenartigsten Einflüsse und Phänomene massgebend sein können, so zeigen die oben erwähnten Analysen der Grimselgranite, dass für derartige Umwandlungsvorgänge gewisse Spielregeln massgebend sind. Zersetzte Granite haben um 7–12 Einheiten niedrigere Q-Werte, während die Werte für M bis zu 7 Einheiten kleiner sein können als im frischen Granit. Die L-Werte wiederum steigen um 13–16 Einheiten an. Im Falle der Analysen 48 und 48a ist der Unterschied für  $Q = 0$ , für  $L = -1$ , für  $M = +1$ , d. h. von leicht gegensinniger Tendenz. Die Mineralkluft des Fensters 2 des Druckschachtes zum Kraftwerk Grimsel unterscheidet sich von andern im Grimselgranit auftretenden vor allem durch die Anwesenheit von Ankerit und Zinkblende, was auch im Chemismus des zugeordneten Nebengesteins zum Ausdruck kommt (Probe 48 a und 49 entsprechen verschiedenen Zersetzungs- und Imprägnationsstadien).

Analoge Stoffverschiebungen sind von HUTTENLOCHER (1953) zwischen frischem und zersetztem Aplit beobachtet worden. Es seien in diesem Zusammenhang einige für die genetische Interpretation alpiner Zerrklüfte wichtige Beobachtungen festgehalten, die anlässlich einer gemeinsamen Stollenbegehung mit Herrn Prof. HUTTENLOCHER an einer im Aplit angeschossenen Kristallkluft bei m 565 im Druckschacht des Kraftwerkes Grimsel (ab Zentrale) gemacht wurden. Die linsig umgrenzte Spalte wies eine Breite von 2 m und eine Tiefe von 4 m (vom westlichen Seitenstoss bergwärts) bei einer mittleren lichten Weite von 0.15 m auf. Die Mächtigkeit der zersetzten Aplitzone beträgt im Liegenden der Kluft 0.3 m und im Hangenden 0.2 m. Als Kluftmineralien wurden beobachtet: Quarz (farblos und dunkel), Kalzit (Papier-spat), Chlorit, Hämatit und Pyrit. Die in dieser Spalte insgesamt in Form von Quarzkristallen vorhandene  $\text{SiO}_2$ -Menge entspricht grössenordnungsmässig 1000 kg. Das Gewicht des die Kluft umhüllenden Mantels von zersetztem Aplit macht ca. 10 000 kg aus<sup>1)</sup>. Nach den vom Verfasser ermittelten chemischen Daten (siehe Tabelle XXXVI) enthält der zersetzte Aplit rund 4 % weniger  $\text{SiO}_2$  als das frische Gestein. Nehmen wir an, bei der Bildung dieser Kluft hätten keine Stoffumtausche oder -zufuhren eine massgebliche Rolle gespielt, so würde die aus dem zersetzten Gesteinsmantel der Kluft frei gewordene Kieselsäure gerade zur Bildung von 400 kg Quarz ausgereicht haben, d. h. nur für  $\frac{2}{5}$  der sicher in der Spalte vorhandenen Quarzkristallmenge. Unter den gemachten vereinfachenden Voraussetzungen können die in der Kluft angetroffenen Quarzkristalle sowie der in zahlreichen, diese begleitenden, kleinen Rissen auftretende Quarz sich nur gebildet haben, wenn zusätzlich  $\text{SiO}_2$ -haltige, niedrigtemperierte Lösungen auf Spalten und Rissen des Nebengesteinskörpers (sensu lato) zugeführt worden sind. Nach diesen Beobachtungen ist es unmöglich, die für den Aufbau des Kluftinhaltes notwendigen Stoffe einzig und allein aus dem eng begrenzten, die Kluft umhüllenden Mantel von zersetztem Gestein zu beziehen. Das Studium dieser und anderer alpiner Kristallklüfte, insbesondere des Aarmassivs, führt zu der Auffassung, wonach die bei Zersetzungs- und Auslaugungsvorgängen des eine Spalte unmittelbar umhüllenden Nebengesteins frei gewordenen Stoffe zusammen mit den durch wässrige Lösungen zugeführten Anteilen die zur Bildung der gesamten Kluftmineralparagenese erforderlichen Substanzmengen lieferten. Das Aufreissen des starren Gesteins und die Zerrissbildung wird allgemein als Folge der bei der alpinen Orogenese nach dem erfolgten Hochstau der Zentralmassive in bestimmten Bereichen besonders stark in Erscheinung getretenen Spannungen erklärt. Gleichzeitig wurden dabei die Zufuhrwege für die vorhin erwähnten, allgemein aus grösserer Tiefe

<sup>1)</sup> Im Hangenden und Liegenden der Kluft misst der Quarzkristallbelag 0.05 m, was für die Kluft gesamthaft  $2 \times 4 \times 0.05 \text{ m} \times 2.6 = 1040 \text{ kg}$  Quarz ergibt (ohne den Quarz, der in den die Hauptkluft begleitenden kleineren Zerrissen auftritt). Der Berechnung des zersetzten Aplit-Mantels liegen folgende Daten zugrunde:  $2 \times 4 \times 0.2 \text{ m} = 1.6 \text{ m}^3 + 2 \times 4 \times 0.3 \text{ m} = 2.4 \text{ m}^3$  oder total =  $4 \text{ m}^3$ ; dies entspricht bei einem angenommenen spezifischen Gewicht von  $2.5 = 10\,000 \text{ kg}$ .

Tabelle XXXVI. Chemische Analysen von Apliten aus dem Druckschacht bei m 565 ab Zentrale des Kraftwerkes Grimsel (Nebengestein zur Kristallkluft)

	Aplit, frisch	Aplit, zersetzt
	Gew. %	Gew. %
SiO <sub>2</sub>	73.39	69.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.44	16.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.84	0.58
FeO	0.80	0.74
MgO	0.19	0.19
MnO	0.02	0.03
CaO	1.64	1.32
Na <sub>2</sub> O	3.96	4.90
K <sub>2</sub> O	4.89	6.37
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sp.	Sp.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.24	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—
Summe	100.50	100.17
Spez. Gew.	2.64	2.48
Analytiker	Th. HÜGI	Th. HÜGI
si	388	328
al	42	45
fm	12	6
c	9	7
alk	37	42
k	0.45	0.46
mg	0.13	0.23
ti	0.31	0.28
p	—	—
c/fm	0.75	1.03
Magmatypus:	alkaliaplitgranitisch (II. a. 1)	alkaliaplitgranitisch (II. a. 1)
Q	54	47
L	42	51
M	4	2

stammenden Lösungen geöffnet. Selbstverständlich hängt die Zusammensetzung solcher Lösungen und somit die Art der Kluffparagenese vom Chemismus des die Spalte beherbergenden Gesteinskörpers ab. Auf die Existenz mobiler, warmer, im Verlaufe der alpinen Gebirgsbildung entstandener Lösungen hat neuerdings HUTTENLOCHER (1953) hingewiesen. Solche Lösungen sind es, die sich an den vorwiegend epizonalen stofflichen Veränderungen im Gesteinskörper beteiligten und schliesslich den Weg über neu gebildete Risse bis zu grösseren Spalten fanden, wo sie, zusammen mit den bei der Zersetzung des die Spalte umhüllenden Gesteinsmantels frei gewordenen Stoffen das Material für die Paragenese der alpinen Kristallkluft lieferten. Von einer Deutung der Kluffminerale im Sinne einer reinen Lateralsekretion kann hier keine Rede sein. Die Betonung dieser Tatsache scheint besonders deshalb berechtigt, weil die Erklärung der für die Kluffminerale alpiner Zentralmassive massgeblichen Vorgänge bei Alpengeologen wiederholt Anlass zu Missverständnissen und Kontroversen bot (vgl. beispielsweise LEITMEIER, 1937, S. 361; NIGGLI, KOENIGSBERGER, PARKER und Mitarbeiter, 1940, S. 514). In einer Studie über die Mineral- und Elementenvergesellschaftung bei Badgastein äussern sich HABERLANDT und SCHIENER (1951)<sup>1)</sup> zu diesem Problem wie folgt (S. 83):

<sup>1)</sup> Neuerdings nimmt HABERLANDT (1952a) einen weniger extremen Standpunkt ein.

«Wir halten eine restlose Herleitung der Stoffe für die Klufftmineralbildung im Sinne einer reinen Lateralsekretion aus dem Nebengestein, lediglich bewirkt durch leere bzw. nur mit Kohlensäure beladener Thermen, für die ganze Fülle der alpinen Klufftmineralbildungen für unzureichend.»

Wenn vorher, auf S. 82 der gleichen Arbeit, gesagt wird, die Schweizer Mineralogen nehmen an, dass die zur Mineralbildung notwendigen Stoffe im wesentlichen aus dem Nebengestein stammen, so müssen offenbar die bereits von NIGGLI (in NIGGLI et al. 1940, S. 515 u. a. O.) gemachten Ausführungen nicht überall richtig verstanden worden sein. Die nachstehend zitierte Formulierung darf keinesfalls im Sinne einer einseitig eng gefassten Lateralsekretionstheorie gedeutet werden:

«Scharf ist zu unterscheiden zwischen alter und junger Metamorphose, zwischen erster Anlage von Klufftsystemen und deren Wiederbelebung, zwischen ursprünglicher Stoffkonzentration und Mineralbildung und Um- oder Neukristallisation, zwischen eng lokaler Lateralsekretion und regionaler Durchtränkung mit Lösungen und stofflicher Beeinflussung durch die Nachbarschaft. Übersehen eines dieser Punkte kann zu fruchtlosen Diskussionen Veranlassung geben.»

Wenn NIGGLI weiter auf S. 516 sagt, dass sich der stoffliche Bestand der Muttergesteine im Klufftinhalt bemerkbar mache, so ist nicht bloss der engbegrenzte Nebengesteinsmantel der Klufft gemeint, sondern der ganze Gesteinskörper, der solche mineralführende Spalten in sich schliesst. Aus dieser als ausgesprochen weiträumig-«regional» aufzufassenden Gesteinsmasse stammen denn auch wesentliche Anteile der für die Klufftmineralbildung massgeblichen, während der alpinen Orogenese mobilisierten Stoffe. Anlass zu Missverständnissen mag unter Umständen eine von HUBER (1943) auf S. 533 erwähnte Formulierung geboten haben, wonach der Stoffbestand der Klufftfüllung im wesentlichen aus dem Chemismus des Nebengesteins abgeleitet werden kann. Aus der Gesamtkonzeption dieser für die Kenntnis der Klufftmineralbildung bedeutsamen Arbeit geht aber klar hervor, dass auch im Gotthardmassiv nicht bloss das Nebengestein s. str. einer Kristallklufft die für die neugebildeten Klufftminerale erforderlichen Stoffe geliefert hat.

Der Klufftinhalt, also die Art der Klufftmineralparagenese hängt, wie bereits erwähnt, weitgehend von der stofflichen Natur des Neben- oder Muttergesteins – wiederum in weiträumigem Sinn verstanden – ab. Auf diese Tatsache wiesen u. a. insbesondere NIGGLI, KOENIGSBERGER, PARKER und Mitarbeiter (1940) und HUTTENLOCHER (1953) hin. In einem vorangegangenen Abschnitt konnte gezeigt werden, dass beispielsweise Beryll- oder Molybdänglanzfundamente in Form nestartiger Anreicherungen oder als Klufftbeläge (geschlossene Klüfte!) gerade in solchen Graniten auftreten, die, im Vergleich zu den übrigen untersuchten, höhere Be- oder Mo-Gehalte aufweisen. Während die Beryllbildung in ihrer ersten Anlage wohl auf späte pegmatitische Durchsetzung des Zentralen Aaregranites zurückzuführen ist, so steht andererseits die Anreicherung von Molybdänglanz auf geschlossenen Klüften des Grimselgranites mit Stoffmobilisation während der alpinen Orogenese in enger Beziehung. Die Molybdänglanzbildung kann zeitlich der Mineralbildung in alpinen Zerrklüften gleichgesetzt werden, was beim Beryll im allgemeinen nicht der Fall sein dürfte. Im einen Fall erscheint das neugebildete Mineral (z. B. Molybdänglanz) als Harnischbelag der Klufftfläche, im Fall typischer Zerrklüfte hatten die Klufftminerale s. str. Gelegenheit, in einen Hohlraum hineinzuwachsen und sich, je nach Grösse des verfügbaren Volumens, mehr oder weniger frei zu entwickeln.

Tabelle XXXVII orientiert über das Auftreten einiger, z. T. seltener Mineralien in Aarmassivgraniten und zeigt, welche von den als Hauptkomponenten im betreffenden Mineral enthaltenen Elementen im Muttergestein spektrographisch nachweisbar sind. Bei den häufigeren Klufftmineralien wie Quarz, Adular, Kalzit, Chlorit, Apatit, Titanit, Rutil, Anatas, Brookit, Hämatit, Pyrit u. a. spiegelt sich die verschiedene chemische Zusammensetzung des jeweiligen Muttergesteins im mengenmässigen ungleichen Auftreten der einzelnen Mineralarten wieder. Dies äussert sich im Dominieren bzw. Fehlen bestimmter Mineralien je nach Art des Muttergesteins. Über die typischen Fundortparagenesen des Aarmassivs haben NIGGLI, KOENIGSBERGER, PARKER und Mitarbeiter (1940) eingehend berichtet.

Die im Bereiche von Dislokationsklüften des mylonitierten Gasterngranites beobachteten Stoffverschiebungen während der alpinen Gebirgsbildung sind an anderer Stelle besprochen worden (siehe S. 5).

Tabelle XXXVII. Auftreten einiger charakteristischer Kluft- resp. Pegmatitminerale in Aarmassivgraniten

Mineral	Auf-treten	Muttergestein wichtiger Funde	Im Muttergestein als Spurenelement nachweisbare Hauptkomponenten eines Minerals
«Bazzit» . . . . .	ZK	Grimselgranit, Zentraler Aaregranit . . .	Be, Sc
Beryll . . . . .	N und PA	Zentraler Aaregranit, Puntegliasgranit . .	Be
Bleiglanz . . . . .	ZK	Grimselgranit . . . . .	Pb
Fluorit . . . . .	ZK	Grimselgranit, Zentraler Aaregranit . . .	Y (NB: Fluorit akzessorischer Gemeng-teil in gewissen Zentralen Aaregraniten und zugeordnetem Aplitgranit)
Milarit . . . . .	ZK	Grimselgranit, (Syenit, Aplit) . . . . .	Be
Molybdänglanz . . . . .	K	Zentraler Aaregranit . . . . .	Mo
Zinkblende . . . . .	ZK	Grimselgranit . . . . .	Zn <sup>1)</sup>

*Legende:* ZK Mineral in grösseren Zerrklüften oder kleineren zerrissartigen Spalten und Hohlräumen auftretend.  
 K Mineral als Belag («Harnisch») auf geschlossener Kluffläche.  
 N Mineral in (Quarz-)«Nestern» des Gesteins auftretend (im wesentlichen präalpin angereichert).  
 PA Mineral in pegmatitisch bis aplitischen Gängen.

<sup>1)</sup> Die Zn-Gehalte liegen unterhalb der methodisch bedingten Nachweisempfindlichkeitsgrenze (300 Teile pro Million).

#### 4. Vergleich mit Graniten anderer Massive

Im Verlaufe der letzten 20 Jahre haben eine Reihe von Autoren Granite mittels chemischer und spektrographischer Methoden auf Spurenelemente untersucht. Die angewandten Methoden weichen teilweise voneinander ab, was bei einer vergleichenden Betrachtung der erhaltenen Daten zu beachten ist. Die in der uns zugänglichen Literatur publizierten Angaben über Spurengehalte sind zusammengestellt worden, um so in Graniten verschiedener Herkunft die Variation einzelner Elemente überblicken zu können. Dabei blieb die Auswahl auf Granite im engeren Sinne beschränkt; Granitgneise, Granodiorite u. a. wurden nicht berücksichtigt. In Originalarbeiten in Oxydform angegebene Gehalte sind auf Teile pro Million des entsprechenden Elementes umgerechnet worden. Die Tabellen XXXVIII–XLI enthalten die quantitativen Angaben über Spurengehalte ältester bis jüngerer Granite, wie sie in Arbeiten von BILLINGS und RABITZ (1947), NOCKOLDS und MITCHELL (1948), RANKAMA (1945), SANDELL und GOLDICH (1943) <sup>1)</sup> und VAN TONGEREN (1938) gefunden wurden. Es handelt sich zur Hauptsache um analysierte Einzelproben, z. T. aber auch um Werte von Mischungen verschiedener Granite. Im Rahmen einer gemeinschaftlichen Untersuchung (siehe FAIRBAIRN et al. 1951) ist u. a. auch der Granit von Westerly, Rhode Island (USA) chemisch und spektrographisch analysiert worden. Die Tabelle XLII enthält in den Kolonnen 1–3 die durch R. L. MITCHELL, K. J. MURATA, L. G. GORFINKLE und L. H. AHRENS an diesem Granit bestimmten Spurengehalte (umgerechnet auf die entsprechenden Elemente). Dieser prätriadische Granit besteht nach eingehenden Dünnschliffmessungen von CHAYES (1950) aus folgenden Mineralien:

Quarz . . . . .	27.8 %
Kaliumfeldspat . . . . .	32.6
Plagioklas . . . . .	32.8
Biotit . . . . .	3.5
Muskovit . . . . .	1.9
Erz . . . . .	0.7
Akzessoria . . . . .	0.3
	99.6 %

<sup>1)</sup> Gehalte mittels chemischer Methoden bestimmt (kolorimetrisch, ausgenommen Be, das fluorometrisch ermittelt wurde).

Tabelle XXXVIII. Spurengehalte präkambrischer und jüngerer Granite des fennoskandischen Schildes und anderer Gebiete (in Teilen pro Million), umgerechnet nach RANKAMA (1946)

Nr.	B	Be	Ga	Cr	Li	Ta	Ni	Co	Ge	V	Nb	Zr	Sc	Y	Th	Nd	Ce	Sr	La	Pb	Ba	Rb	Cs	
1	0			1	90		0	0		2		220	<1	0		0	70	170	25	9	630	1800		
2				2	4		2	<7		17		510	<1	0		0	50	170	8	27	895	1800		
3	3			<1	45		0	0		5		150	<1	25		85	85	25	70	0	450	1800		
4				3	40		2	<7		17		150	<1	25		85	70	170	70	0	90	900		
5	0	≤3		7	20	17	≤2	0		2	31	150	0	25	26	0/40	75/85	25	25	9	270	900		
6		≤3	75	6			≤2	0	0	56										27				
7		0	75	2			≤2	0		17										0				
8		1	75																					
9		1	75																					
10																							270	
11																							1500	
12														40	18	40	60		35				1200 <28	
13						1					8												2600 <45	
14						21					7			250		25	70		500				1000	
15																							640	
16																							1800	
17														60		70	85		35				900	
18														150		170	400		250				900	
19																							730	
20																							1000	
21																							730	
22																							450	
23																							730	
24	3	1	75	30	20		0	0		2	7	740	<1	25		50	250	40	85	9	725	900		
25	3	1	75	7	20		0	0		<1	21	740	<1	25		50	85	<25	85	9	340	820		
26	3	0	75	40	30		0	0		170	7	740	<1	25		50	250	70	85	27	1260	1100		
27	9	0	75	30	20		0	0		2	21	740	<1	40		35	85	35	40	9	485	1000		
28	6	3	75	35	20	<1	2	0	1	2	7	900	<1	40	35	50	70	100	35	55	895	1500		
29	3				25																			
30		3/30	~75																				1080	
31		<3	~7																				3050	
32		3/30	7																					
33	3		15		20				3				1	10									830	40
34					450/700																			
35					70/90																			

Legende

- |   |  |
|---|--|
| 1 Granit, Savukoski, Finnland, präkambrisch                 | 20 Maarianvaara-Granit, Kaavi, Finnland, präkambrisch              |
| 2 Granit, Kittilä, Finnland, präkambrisch                   | 21 Maarianvaare-Granit, Kuusjärvi, Finnland, präkambrisch          |
| 3 Granit, Sodankylä, Finnland, präkambrisch                 | 22 Granit, Paltamo, Finnland, präkambrisch                         |
| 4 Granit, Muonio, Finnland, präkambrisch                    | 23 Granit, Kajaani, Finnland, präkambrisch                         |
| 5 Nattanen-Granit, Sodankylä, Finnland, präkambrisch        | 24 Rapakiwi-Granitporphyr, Salmi-Gegend, USSR, jung-präkambrisch   |
| 6 Granit, Huopalahti, Finnland, präkambrisch                | 25 Rapakiwi-Granit, Salmi-Gegend, USSR, jung-präkambrisch          |
| 7 Granit, Leppävirta, Finnland, präkambrisch                | 26 Rapakiwi-Granit, Salmi-Gegend, USSR, jung-präkambrisch          |
| 8 Hetta-Granite, Durchschnitt, Süd-Lappland, präkambrisch   | 27 Rapakiwi-Granit, Suistamo, USSR, jung-präkambrisch              |
| 9 Jüngste Granite, Durchschnitt, Süd-Lappland, präkambrisch | 28 Rapakiwi-Standardmischung, Ost-Fennoskandien, jung-präkambrisch |
| 10 Oligoklas-Granit, Kisko, Finnland, präkambrisch          | 29 Biotit-Granit, Heggedal, Norwegen, post-silurisch               |
| 11 Granit, Hanko, Finnland, präkambrisch                    | 30 Hypersthen-Granit, Stahlheim, Norwegen, kaledonisch?            |
| 12 Granit, Kalvola, Finnland, präkambrisch                  | 31 Pyroxen-Granit, Aardal, Norwegen, kaledonisch?                  |
| 13 Granit, Hämeenkyrö, Finnland, präkambrisch               | 32 Granit, Brocken, Deutschland, variszisch                        |
| 14 Bodom-Granit, Espoo, Finnland, präkambrisch              | 33 Granit, Standardmischung, Deutschland, variszisch               |
| 15 Lemland-Granit, Jomala, Finnland, präkambrisch           | 34 Granit, Standardmischung, Sachsen, variszisch                   |
| 16 Äva-Granit, Brändö, Finnland, präkambrisch               | 35 Granit, Henneberg, variszisch                                   |
| 17 Onas-Granit, Porvoon pit., Finnland, präkambrisch        |  |
| 18 Obbnäs-Granit, Kyrkstätt, Finnland, präkambrisch         |  |
| 19 Granit, Suonenjoki, Finnland, präkambrisch               |  |

Tabelle XXXIX. Spurengehalte präkambrischer Granite der Vereinigten Staaten von Amerika (in Teilen pro Million) nach SANDELL und GOLDICH (1943)

Nr.	Be	Ni	Mo	Co	Cu	Zn	Pb
1	2	11	2	5	15	50	16
2	—	11	—	3	35	90	24
3	—	8	—	4	14	70	27
4	—	3	2	< 1	8	85	27
5	—	2	—	4	0	25	9
6	10	3	—	< 1	25	15	45
7	3	3	1	5	15	70	13
8	—	2	2	3	15	120	22
9	8	1	3	1	10	90	30
10	5	2	2	3	5	50	13
11	10	1	4	0.5	5	40	50

Legende: Die Granitproben 1–11 stammen von folgenden Lokalitäten:

- 1 Kleiner Steinbruch ca. 7 Meilen E von Malmo, südlich Aitkin Co., Minnesota
  - 2 N Kanabec County, bei Warman, Minnesota
  - 3 Steinbruch südlich Fish Lake, ca. 1 Meile W Pierz, Morrison County, Minnesota
  - 4 Bei Mine Lamotte, Missouri
  - 5 Bei Holyday Mountain, Missouri
  - 6 Bei Granitville, Missouri
  - 7 Town Mountain
  - 8 Petrick-Steinbruch
  - 9 Granite Mountain
  - 10 Cassaday, Sixmile-granite, Zentral-Texas
  - 11 Bear Mountain, Zentral-Texas
- } «Town Mountain-Granites», Zentral-Texas

Tabelle XL. Spurengehalte kaledonischer Granite der Vereinigten Staaten von Amerika (nach BILLINGS und RABBITT, 1947) und Schottlands (nach NOCKOLDS und MITCHELL, 1948)

Gehalte in Teilen pro Million

Nr.	Be	Ga	Cr	Li	Ni	Mo	Co	Cu	V	Zn	Zr	Sc	Y	Sr	La	Pb	Ba	Rb	Cs
1	< 3		15	300	< 7		< 7	8	28	16	74	15		600		36	895		9
2		15	10	40	8	*	*		70		100	*	*	1500	*	30	1500	400	
3		15	100	30	25	*	15		100		300	*	*	2000	50	*	2000	500	
4		15	*	30	*	*	5		10		300	*	*	1500	50	30	3000	400	

Legende:

- 1 Granit, grobkörnig (aus Oliverian-Magma-Serie, Mitteldevon), Spec. MW-122, U. S. Highway No. 2, 2 Meilen W von Bowman, 0.15 Meilen E Randolph-Jefferson «town-line», Mt. Washington Quadrangle, New Hampshire
- 2 Biotit-Granit, Strantian, Schottland
- 3 «Outer-Granite», porphyrisch, Ben Nevis, Schottland
- 4 «Inner-Granite», Ben Nevis, Schottland
- \* Gehalt unterhalb Nachweisempfindlichkeitsgrenze

In all den erwähnten Tabellen sind diejenigen Granite aufgenommen, an denen mehrere Spurenelemente bestimmt wurden, während all die Granite unberücksichtigt blieben, die bloss auf einzelne Elemente hin untersucht worden sind.

Die Tabellen XXXVIII–XLII stellen den Anfang zu einer spektralanalytischen Datensammlung von Gesteinen dar, wie sie zu vergleichenden geochemischen und petrologischen Betrachtungen unerlässlich ist.

Schliesslich sei noch erwähnt, dass von Graniten ausser den erwähnten quantitativen auch qualitative Angaben vorliegen, die aber in unserer Zusammenstellung nicht mitberücksichtigt werden konnten. Es handelt sich dabei beispielsweise um Arbeiten von HARCOURT (1934) und SHIMER (1943).

*Tabelle XLI. Spurengehalte der Granite aus Indonesien  
(in Teilen pro Million), umgerechnet nach VAN TONGEREN (1938)*

Nr.	Ga	Cr	V	Zr	Sc	Y	Nd	Ce	Sr	La	Pb	Ba
24	20	20	28	150	1	7			250	2	2	270
302	35	20	56		2	4			250	2	9	270
131	20	20	2	220	1	4	8		170	4	45	900
132	35	35	10	150	1	40	25	25	400	15	27	900
140	75	20	56	1500	2	150	40	40	250	85	27	900
152	35	20	56	74	1	40	40	85	250	85	45	900
153	75	20	56		1	25			250	8	18	45
174	150	7	28	74	1	2			2500		27	2700
177	20	3	10		1	40	17	25	85	25	45	1800
187	20	7	56	220	1	7	8	25	85	15	9	90
199	75	7	56	740	1	25	8	25	250	15	45	900
73	35	35	28	220	1	40	40	85	850	40	45	1800
75	20	20	17	74	1	78	17	40	85	25	45	450
76	20	35	56	220	1	25	85	170	170	150	45	900
81	20	20	17	150	1	25	40	85	85	40	45	450
82	35	35	100	370	3	40	40	40	400	40	18	900
83	35	20	56	150	1	25	85	85	850	40	45	450
84	20	35	56	74	1	15	40		250	40	9	270
89	350	7	17	150	1	25	40	170	85	85	18	180
292	20	3	5	150	1	40	85	85	40	40	90	45
293	20	3	3	150	1	7	40	85	85	40	45	900
295	20	2	17	150	1	7	40	85	1700	40	27	2700
296	75	20	17	150	2	400	250	250	250	250	45	1800
298	75	35	28	370	1	78	40	40	4000	40	90	900
71	20	7	56	370	1	4	40	85	1700	40	27	2700
34	35	7	3	74	1	1			400	2	18	900
48	20	2	5	74	1	2		25	400	4	27	1800
35	20	20	170	150	1	15			400	2	9	450
37	20	20	170	74	1	7			250	2	27	270
62	35	3	56	74	1	25	25	40	850	15	27	1800
88	35	15	28	150	1	40	40	85	400	40	45	2700
205	200	70	280	370	6	78	85	170	1700	85	45	2700
206	150	200	170	370	6	25	25	25	2500	25	90	2700
218	35	35	280	150	3	40	17	25	400	8	18	900
219	35	35	280	150	2	25	25	25	850	25	28	1800
259	20	20	100	150	1	2			400	2	4	900
249	35	7	5		1	25		85	170	2	18	900
241	35	150	170	220	2	7			400	1	45	180
234	75	35	56	220	1	15	17	25	170	15	45	900
271	20	15	17		1	4			85	1	4	90
269	75	35	100	150	1	4			850	1	18	1800
275	75	35	10	74	1	2		25	250	4	45	180
279	35	15	56	150	1	4			250		18	180
290	15	7	56	370	1	4	8	25	400	15	18	90

Legende zu Tabelle XLI

Nr.	Fundort	Gestein
	<i>Java:</i>	
24	Banjoemas . . . . .	Amphibol – Biotit – Granit
302	Kali Panggoel, Dongko, Kediri. . . . .	Granit
	<i>Borneo:</i>	
131	Kapoeas, 6 km von Pontianak . . . . .	Amphibol – Biotit – Granit
132	Kapoeas, 750 m u. Tajan . . . . .	Amphibol – Biotit – Granit
140	Bei Poelau Daän Sei Mandai. . . . .	Amphibol – Biotit – Granit
152	W-Hang Bt. Pitoeng . . . . .	Biotit – Granit
153	Sei Samba . . . . .	Amphibol – Granit
174	Sei Kaso nahe Long Penanei . . . . .	Granit, gneisähnlich
177	Sei Oga nahe Hong Hat . . . . .	Granit
187	Sei Ketingan . . . . .	Granit
199	Long Kan. . . . .	Biotit – Granit
	<i>Banka:</i>	
73	Djeboes. . . . .	Biotit – Granit
75	Djeboes. . . . .	Biotit – Granit, feinkörnig
76	Djeboes. . . . .	Biotit – Amphibol – Granit (Einschluss in Biotit – Granit)
	<i>Billiton:</i>	
81	S. Sekoeng . . . . .	Biotit – Granit
82	Mt. René, Boeroeng Mandi . . . . .	Amphibol – Granit
83	Gg. Bloeroe . . . . .	Granit
84	Gg. Menang . . . . .	Amphibol – Granit
	<i>P. Mangkai:</i>	
89	Mangkai, Anambas-Insel . . . . .	Granit
	<i>Riouw-Lingga-Archipel:</i>	
292	Semamal, Karimoen . . . . .	Granit, feinkörnig
293	P. Nongsa, NE Batam . . . . .	Granit
295	E. v. Tandjoeng-pinang, Bintam . . . . .	Granit
296	P. Rangas. . . . .	Granit
	<i>P. Berhala (S. O. K.):</i>	
298	—	Biotit – Granit mit Cordierit
	<i>Sumatra:</i>	
71	Gajo Serbodjadi Atjeh . . . . .	Granit
34	Soengailasi . . . . .	Granit
48	Solok-Soengailasi . . . . .	Muskovit – Granit
35	Silbahoe . . . . .	Amphibol – Granit
37	Bt. Barisan . . . . .	Amphibol – Biotit – Granit
62	S. Pondok Boerlan, Lampoengsche Bez. . . . .	Granit, erzeich
88	P. Tiga . . . . .	Granitporphyr
	<i>Celebes:</i>	
205	Paloppo. . . . .	Biotit – Granit
206	Paloppo. . . . .	Granitporphyr
218	Bolio Koetoe Geb., Gorontalo . . . . .	Amphibol – Granit
219	Semaphore Hügel, Gorontalo . . . . .	Amphibol
	<i>Soemba, Timor:</i>	
259	Lai Wora bei Noesa Saloea, SE Soemba . . . . .	Biotit – Amphibol – Granit
249	W von Atapoepoe . . . . .	Biotit – Granit
	<i>Ceram, Ambon:</i>	
241	Bucht bei Kawa, Ceram . . . . .	Biotit – Granit
234	Soja di Atas, Ambon . . . . .	Biotit – Granit
	<i>Taliaboe, Batjan:</i>	
271	Likitobi-Bucht, SW Taliaboe . . . . .	Biotit – Granit
269	Bt. Sibela Batjan . . . . .	Biotit – Granit
	<i>Neu-Guinea:</i>	
275	Andairiv Geelvinkbucht. . . . .	Turmalin – Granit
279	Tawnioelfluss . . . . .	Granit
290	Digoelfluss . . . . .	Granit

Tabelle XLII. Spurengehalte des Granit-Standards, Steinbruch der Smith Granite Co. of Westerly, Rhode Island (USA), umgerechnet nach Tab. 23 in FAIRBAIRN et al. (1951)

Element	1	2	3	Element	1	2	3
B		0		Zr	200		
Be	0	2		Mn		147	240
Ga	20	18	19	Sc	0	2	4
Cr	10	30	25	Y	30	25	25
Li	19		25	Nd			80
Ni	5	0		Sr	930	120	250
Mo	5	5		La	420	190	130
Co	0	3	0	Pb	25	22	23
Cu	8	15	5	Ba	3050	1340	1340
V	14	21	15	Rb	600		550

Die Kolonnen 1–3 geben die Gehalte nach spektrographischen Bestimmungen durch R. L. MITCHELL, K. J. MURATA und L. G. GÖRFINKLE–L. H. AHRENS (alle Zahlen in Teilen pro Million).

Die Durchsicht der Fundlisten der Tabellen XXXVIII–XLII ergibt, dass im Vergleich zur grossen Verbreitung granitischer Gesteine erst eine verhältnismässig kleine Anzahl von Proben spektrographisch analysiert worden ist, und dass sich diese zudem auf wenige Massive verteilen. Um die bekannten und die an Graniten des Aarmassivs neu gefundenen Spurengehalte besser überblicken und miteinander vergleichen zu können, sind in den Figuren 18 bis 32 für eine Anzahl Elemente<sup>1)</sup> die Analysendaten graphisch wiedergegeben worden. Das geologische Alter der Granitprobe wird durch verschiedene Signaturen der darstellenden Punkte kenntlich gemacht. Die präkambrischen Granite stammen aus dem fennoskanischen Schild und aus den USA, während die kaledonischen Granite schottischer oder nordamerikanischer Herkunft sind. Variszische Granite sind deutscher Provenienz, während die herzynischen Granite alle dem Aarmassiv angehören<sup>2)</sup>. Bei den Graniten mesozoischen Alters<sup>3)</sup> handelt es sich um die von VAN TONGEREN analysierten Proben aus Indonesien. Der zu einem Projektionspunkt der Figuren 18 bis 32 gehörige Fundort der betreffenden Probe kann jeweils durch Vergleich mit den entsprechenden Daten der Tabellen XI, XIII usw.–XXIII und XXXVIII–XLI gefunden werden. Die vergleichende Betrachtung der Figuren 23–27 zeigt, dass die Variation der gefundenen Werte der einzelnen Elemente recht verschieden ist (z. B. relativ klein bei Sc, Pb; dagegen gross für Cr, Li). In gewissen Fällen scheint die Punkthäufung für eine Bevorzugung bestimmter Werte der Granite einer geologischen Epoche zu sprechen. So weisen beispielsweise herzynische Granite die höheren, die mesozoischen vorwiegend die niedrigeren La-, Y-Werte auf. Für Pb trifft anscheinend das Umgekehrte zu. Das vorliegende Zahlenmaterial ist aber noch unzureichend, um irgendwelche zuverlässige Regeln abzuleiten<sup>4)</sup>. Wie bereits erwähnt, können zudem Gehaltsunterschiede bis zu einem gewissen Grade auch durch die Verschiedenheiten in der angewandten Methodik oder durch andere Ursachen, wie Zufälligkeiten der Probenahme (Nachbarschaft von Mineralagerstätten), verursacht sein. Ferner ist zu beachten, dass die Elemente Ni, Co, Rb an den mesozoischen Graniten nicht bestimmt worden sind. Während für Granite verschiedener magmatischer Abfolgen bei gewissen Elementen deutliche Gehaltsunterschiede auftreten, so gibt es umgekehrt Elemente, wie Gal-

<sup>1)</sup> Für Mo, Sn und Cu, deren gefundene Gehalte im wesentlichen unterhalb der Nachweisempfindlichkeitsgrenze liegen, sind keine Diagramme entworfen worden.

<sup>2)</sup> In alpinen Zentralmassiven spricht man von herzynischen Graniten (Zentraler Aaregranit, Mont-Blanc-Granit usw.), während gleichaltrige Granite in Deutschland als variszisch bezeichnet werden. Diese terminologische Streitfrage sei hier nicht weiter diskutiert.

<sup>3)</sup> Vermutlich sind die angeführten Granite zum Teil älter. Die Altersfolge der indonesischen Granitproben, die nicht alle aus dem Anstehenden stammen, sei hier nicht diskutiert.

<sup>4)</sup> Die Drucklegung dieses anfangs 1954 niedergeschriebenen Manuskriptes hat sich aus verschiedenen Gründen verzögert. Die Fig. 18–32 sind vor Erscheinen der Arbeit von L. H. AHRENS über die Lognormal-Verteilung der Elemente (siehe *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 5, 1954, S. 49–73) entworfen worden. Es sei in diesem Zusammenhang nicht weiter auf die erwähnte Publikation eingegangen.

Tabelle XLIII. Durchschnittswerte verschiedener Elemente für Granite des Aarmassivs und anderer Gebiete (in Teilen pro Million)

	1	2		3	4	5
Ga	20	14.8 (G),	74 (S)	7- 350	44 (75)	75
Cr	37	2 (G),	2-6.8 (S)	< 1- 200	28 (78)	35
Li	167	179.4 (St),	460-690 (St) <sup>1)</sup>	4- 575	12 (34)	20
Ni	14	2.4 (G),	2- 8 (S)	1- 70	8 (43)	2
Co	7	8 (G),	0- 8 (S)	< 1- 25	4 (45)	
V	80	17 (S)		< 1- 280	50 (78)	2
Zr	300	460 (H)		74-1500	273 (72)	900
Sc	12	1.3 (G),	0.7 (S)	< 1- 20	4 (73)	< 1
Y	97	5.5 (R/S)		< 1- 400	52 (77)	40
Sr	615	90-250 (S),	120 (H), 90 (N)	25-4000	580 (77)	100
La	122	43 (G),	60 (R/S)	1- 500	70 (77)	35
Pb	13	30 (R/S),	9- 27 (S)	2- 90	25 (88)	55
Ba	1795	630-670 (S),	900 (S) <sup>2)</sup>	3500	1257 (78)	895
Rb	515	830 (G),	455-910 (S)	200-2600	102 (46)	1500

Legende:

Kolonne 1: Durchschnittswerte für Granite des Aarmassivs.

Kolonne 2: Durchschnittswerte für Granite, nach GOLDSCHMIDT (G), HEVESEY-WÜRSTLIN (H), NOLL (N), RANKAMA-SAHAMA (R/S), SAHAMA (S) und STROCK (St).

Kolonne 3: Minimal- und Maximalwerte (in ganzen Zahlen) für Granite verschiedener Herkunft (gemäss Figuren 18-32 und Tabellen XI-XXIV).

Kolonne 4: Durchschnittswerte aller Granite (Tabellen XI-XXIV, Fig. 18-32) in Klammern: Anzahl der für Durchschnittswerte massgeblichen Analysen.

Kolonne 5: Werte für Standardmischung aus 54 Rapakiwigranitproben verschiedener Lokalitäten aus Ost-Fennoskandien umgerechnet nach SAHAMA (1945b, Tabelle VIII, S. 44).

Zahlenwerte = Gehalte in Teilen pro Million.

<sup>1)</sup> Pneumatolytisch beeinflusste Granite Sachsens.

<sup>2)</sup> Rapakiwi-Granite.

lium, das bei 20 T/M eine Häufung der Analysenwerte herzynischer und mesozoischer Proben zeigt. Zum bessern Vergleich mit bereits bekannten Werten sind aus den 19 Granitanalysen des Aarmassivs die Durchschnittsgehalte berechnet worden und in Kolonne 1 der Tabelle XLIII eingetragen worden <sup>1)</sup>. Die erhaltenen Werte stimmen für die Elemente Ga, Ni, Co, Zr und Pb gut mit den von verschiedenen Autoren an Graniten anderer Provenienz gefundenen Durchschnittszahlen überein (vgl. Kolonne 2 der Tabelle XLIII). Die Cr-, V-, Sc-, Y-, Sr-, La- und Ba-Zahlen für den Aarmassiv-Durchschnitt sind deutlich höher, diejenigen für Li und Rb dagegen z. T. merklich tiefer als die bisherigen Werte. Kolonne 3 enthält nun noch die Minimal- und Maximalwerte aller der in den Figuren 18 bis 32 verwerteten Daten. Die Aarmassivwerte kommen in allen Fällen zwischen die bisher an Graniten beobachteten Extremwerte zu liegen. Bei der Betrachtung der Durchschnittsgehalte ist zu beachten, dass in erster Linie den kontaminierten Lauterbrunner- und Innertkirchnergraniten hohe Cr- und V-Werte zukommen, was denn auch zur Hauptsache die höheren Mittelwerte bedingt. Daraus darf aber andererseits nicht auf einen höheren Cr- und V-Gehalt der ursprünglichen, unkontaminierten Magmen geschlossen werden, vielmehr können zusätzliche Mengen der erwähnten Elemente aus den aufgenommenen (assimilierten) Gesteinen der umgebenden Schieferhülle in den Granit gelangt sein. Vergleichsweise sei erwähnt, dass SAHAMA (1945b, Tab. XI) z. B. in einem kontaminierten Rapakiwi-Granit 41 T/M Chrom und 17 T/M Vanadium fand, im Normal-Rapakiwi-Granit dagegen 27 T/M Chrom und 1.7 T/M Vanadium. Nach SAHAMA (1945a) ist in Südlapland der

<sup>1)</sup> Nicht berücksichtigt wurden Be, Mo, Sn, Cu, Ag, deren Analysenzahlen  $\leq$  oder nur wenig über der Nachweisempfindlichkeit des betreffenden Elementes liegen. Mn wird meistens nur kolorimetrisch bestimmt.

ursprüngliche Gesteinscharakter der metamorphen Glimmergneise, die den Rapakiwi-Granit kontaminierten, in den Gehalten an Spurenelementen noch erkennbar. Hingegen wäre es denkbar, die erhöhten Sc- und Y-Gehalte für eine Eigentümlichkeit aarmassivischer Granite bzw. Magmen anzusehen. Die spektrographischen Analysen von Flußspat und «Bazzit» aus Kluftparagenesen oder von Gesteins-Biotiten (vgl. S. 67 und 59) zeigen eine gewisse Anreicherung von Yttrium und Scandium. Die gewonnenen Zahlen sowie das Auftreten gewisser Kluftminerale lassen sich zunächst im Sinne einer Arbeitshypothese so deuten, dass die Granite des Aarmassivs im Durchschnitt Sc- und Y-reicher sind als andere, bis jetzt untersuchte. Die Anreicherung von seltenen Elementen in Mineralien der alpinen Kristallklüfte kann ohne in früheren geologischen Epochen erfolgte Anreicherung im Nebengestein, wie Granit u. a., kaum richtig verstanden werden. Kolonne 4 der Tabelle XLIII enthält die aus den Daten der Tabellen XI, XIII, XV, XVII, XIX, XXI, XXIII und XXXVIII–XLI errechneten Durchschnittswerte. Die Zahl der dabei berücksichtigten Einzelanalysen schwankt je nach Element zwischen 34 und 88. Dort, wo diese Zahl niedrig ist, fällt naturgemäss der Aarmassivanteil mit 19 Analysen stärker ins Gewicht. Die Werte für Sc und Y sind aber deutlich kleiner als für das Aarmassiv. Kolonne 5 gibt vergleichsweise die Durchschnittswerte des Rapakiwi-Granites.

Im Anschluss an diese Datengegenüberstellung sei folgendes angeführt: In einer Publikation hat RANKAMA bereits 1946 eine Reihe für die geochemische Differentiation der Erdkruste wichtige Gesichtspunkte erwähnt. Durch die Spurengehalte, wie übrigens auch durch die chemischen Befunde, kommen die stofflichen Verschiedenheiten der Aarmassivgranite deutlich zum Ausdruck. Für den fennoskandischen Schild wird angenommen, dass die jüngeren präkambrischen Granite durch Umschmelzungsprozesse aus den älteren entstanden seien. Diese jüngeren Granite zeichnen sich u. a. durch eine deutliche Verarmung an Fe, Mg und Ca aus, bei leicht erhöhten Si- und K-Gehalten. Diese Merkmale gelten aber auch für die jüngsten Granite des herzynischen Zyklus im Aarmassiv (= Zentraler Aaregranit, Mittagfluhgranit). Wie weit überdies auch genetische Parallelen zu Graniten Fennoskandiens gezogen werden können, sei hier nicht näher untersucht. Immerhin scheint die festgestellte Analogie im Stofflichen auf eine gewisse Zielstrebigkeit in der chemischen Zusammensetzung jüngster Granite eines orogenetischen Zyklus hinzudeuten. Andererseits kann nach unsern Ergebnissen Y nicht zu den granitophoben Elementen im Sinne RANKAMAS (1946) gezählt werden.

Wie verhält es sich mit der ursprünglichen Verteilung der Elemente in der Erdkruste? War sie überall gleich oder verschieden? Aus den jeweils gemachten Angaben über den geologisch-petrographischen Verband der Aarmassivgranite geht hervor, dass die unterschiedlichen Spurengehalte mindestens zum Teil von Fremdmaterial (Kontaminierung!) herrühren. Erwähnt wurden aber auch die recht gleichmässigen Spurengehalte des normalen Gasterngranites. Inwieweit die erste für die verschiedenen Aarmassivgranite massgebliche Schmelzlösung (im wesentlichen magmatischen Ursprungs) gleiche oder ähnliche Spurengehalte aufwies, oder ob spätere Umschmelzungs- und Läuterungsprozesse Einheitlichkeit bewirkten, wagen wir nicht zu entscheiden. Die für manche Zwecke sehr geeigneten Ionenradien genügen zur Erklärung von Sinn und Ausmass der Anreicherung bestimmter Elemente während Differentiationsvorgängen nicht, worauf SHAW (1953) hinwies. Hier können beispielsweise noch vermehrt andere Gesichtspunkte in den Kreis der vergleichenden Betrachtung mit einbezogen werden, wie Ionenpotential, Ionenwichte und, worauf u. a. FYFE (1951) hinwies, Bindungstyp und Elektronegativität. Zum besseren Verständnis der geochemischen Differentiationsvorgänge ist es überdies nötig, weiteres Tatsachenmaterial zu beschaffen. Dabei muss vor allem auch, wie RANKAMA dies forderte, der präzisen, zeitlichen und geologischen Einordnung und Benennung der zu analysierenden granitischen Gesteine die gebührende Aufmerksamkeit geschenkt werden.

Legende zu den Figuren 18-32

Ba-, Be-, Co-, Cr-, Ga-, La-, Li-, Ni-, Pb-, Rb-, Sc-, Sr-, V-, Y- und Zr-Gehalte von verschiedenen Graniten

- △ = Granite aus Indonesien (vgl. Tabelle XLI und Fussnote 3), S. 76).
- = Herzynische Granite des Aarmassivs (vgl. Tabellen XI-XXIV).
- = Variszische Granite (vgl. Tabelle XXXVIII).
- ▲ = Kaledonische Granite (vgl. Tabelle XL).
- = Jung-präkambische Granite (vgl. Tabelle XXXVIII).
- = Präkambische Granite (vgl. Tabelle XXXVIII).
- M = Mittelwert.

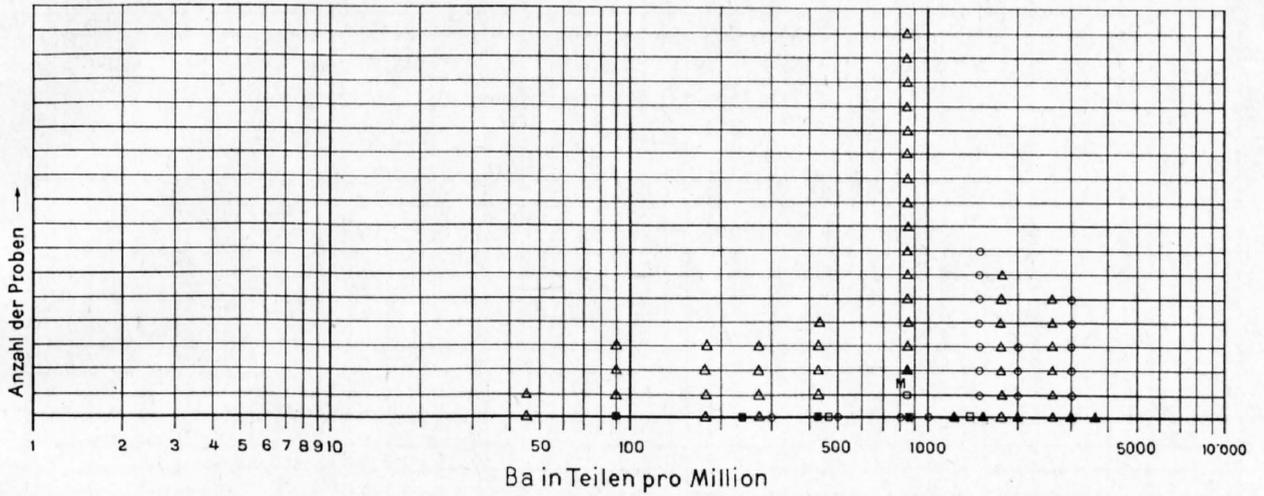


Fig. 18

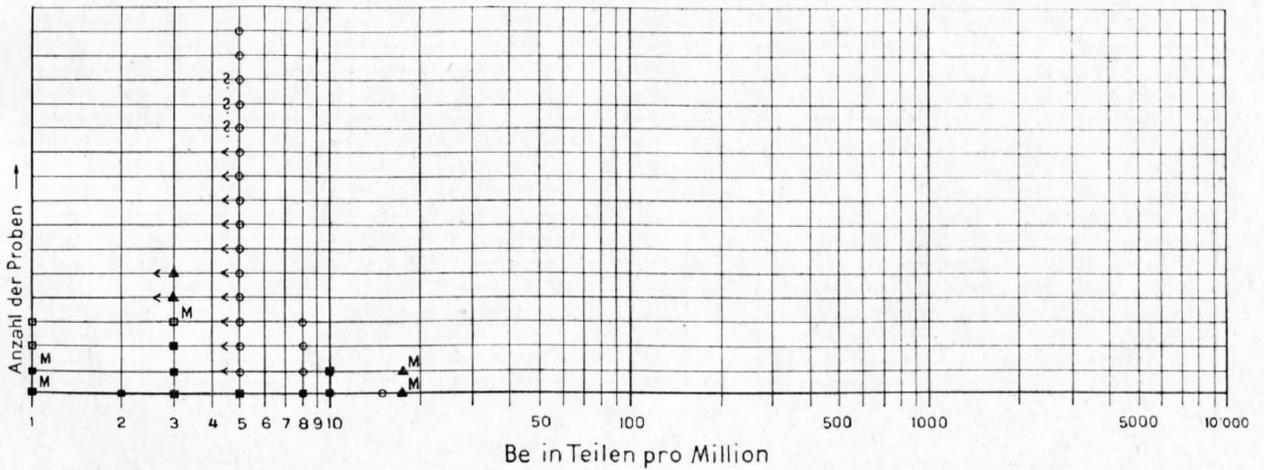


Fig. 19

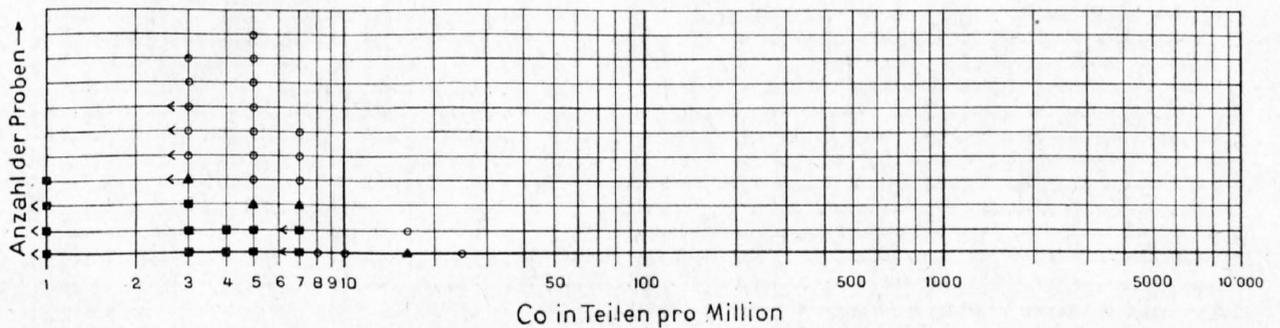


Fig. 20

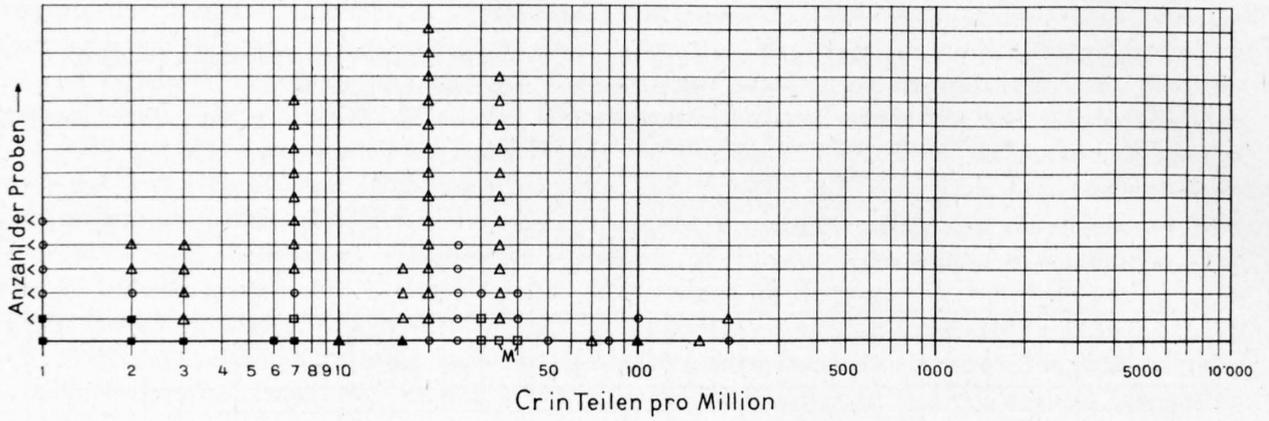


Fig. 21

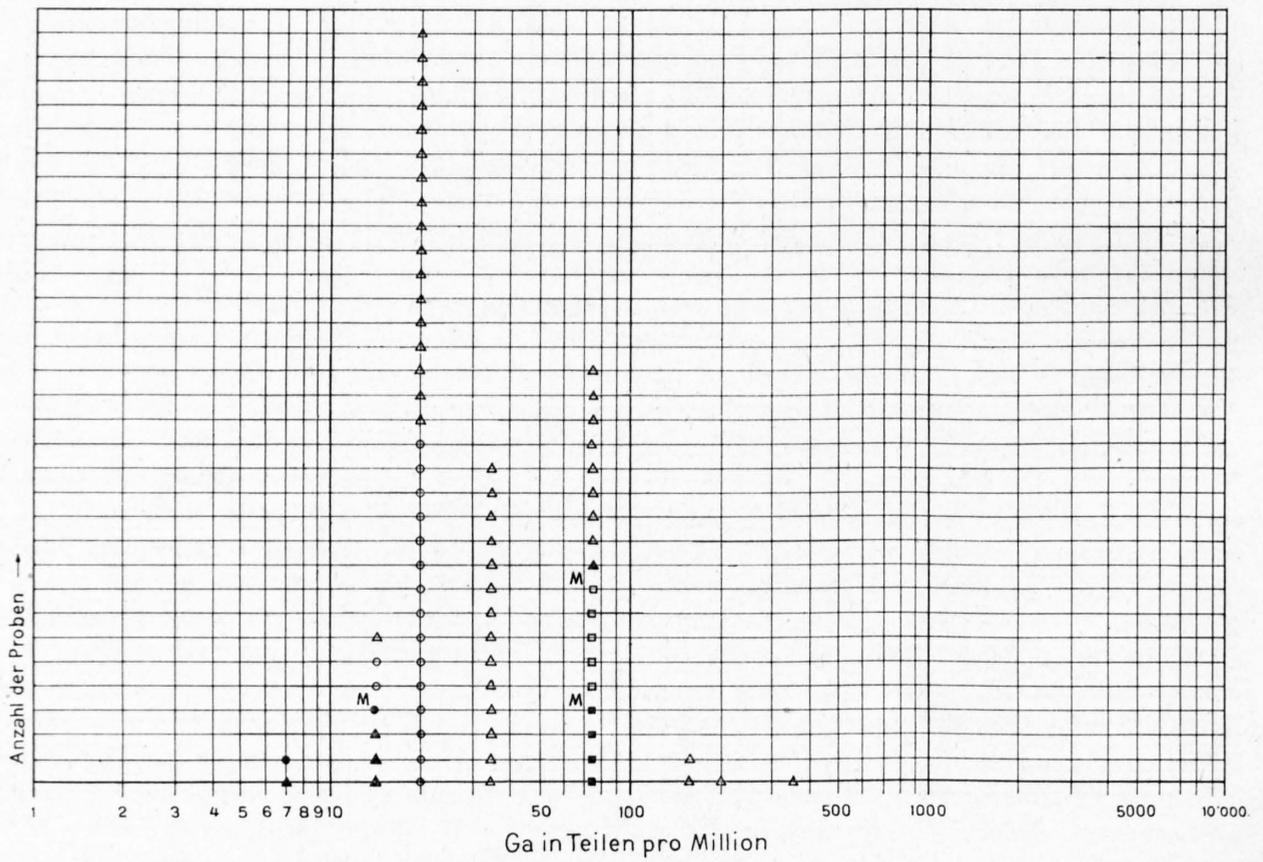


Fig. 22

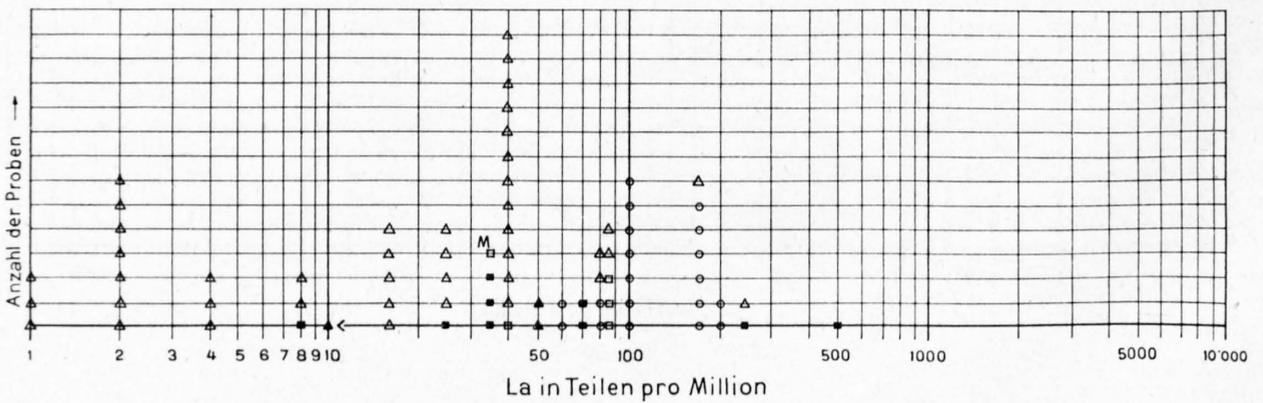


Fig. 23



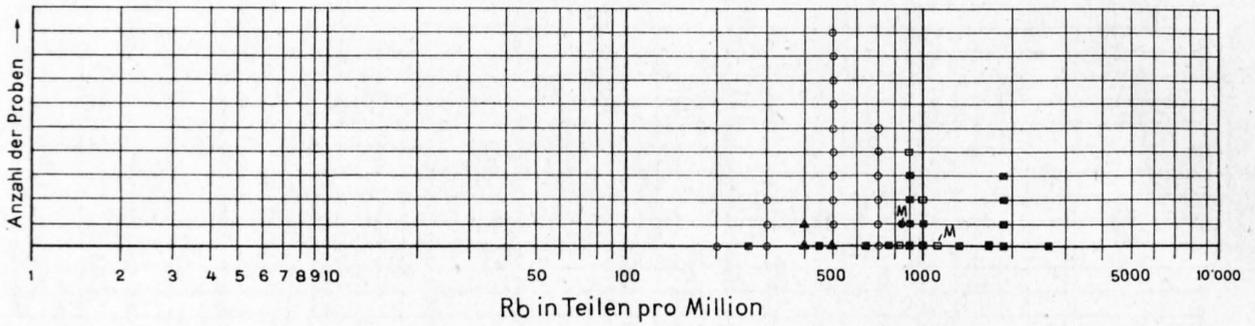


Fig. 27

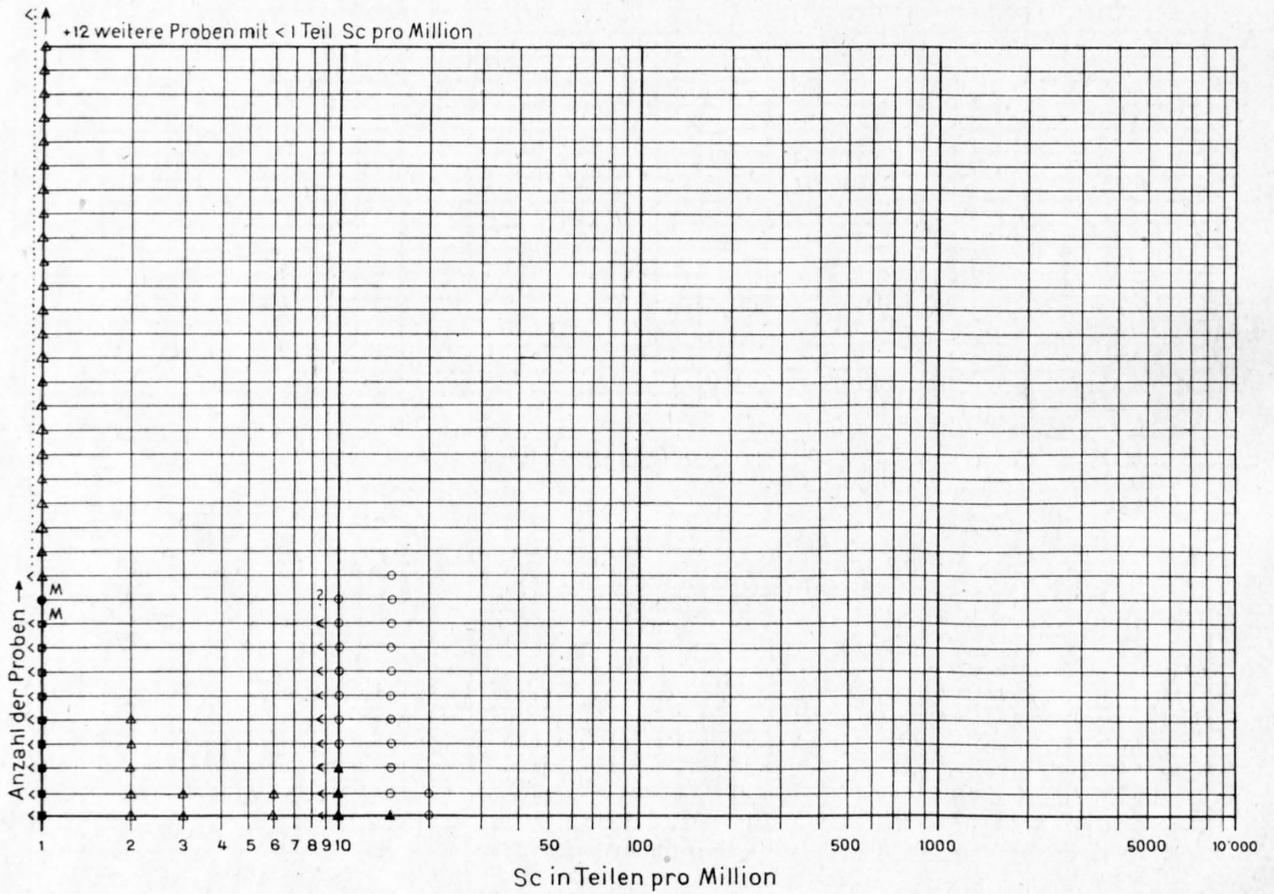


Fig. 28

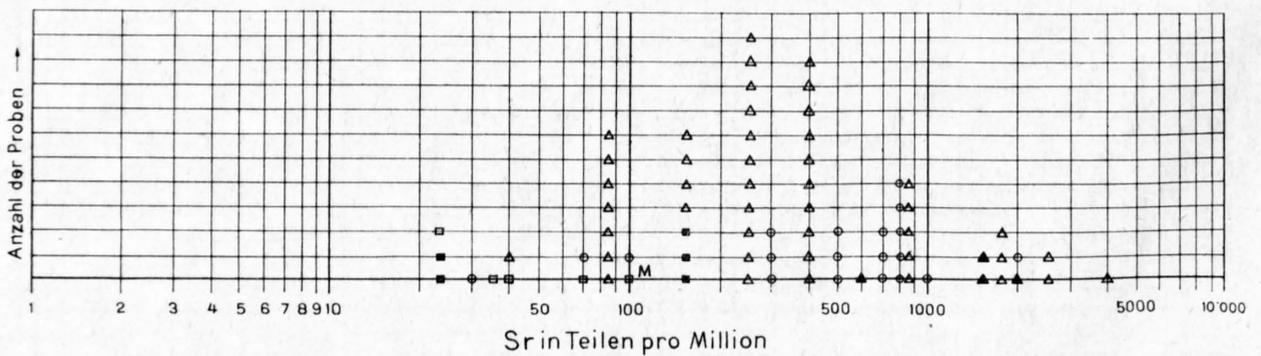


Fig. 29

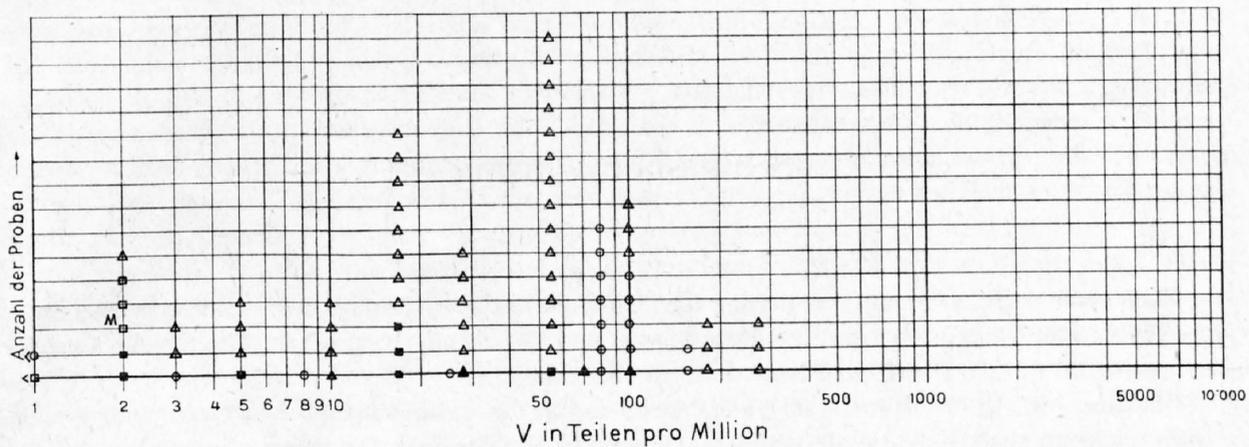


Fig. 30

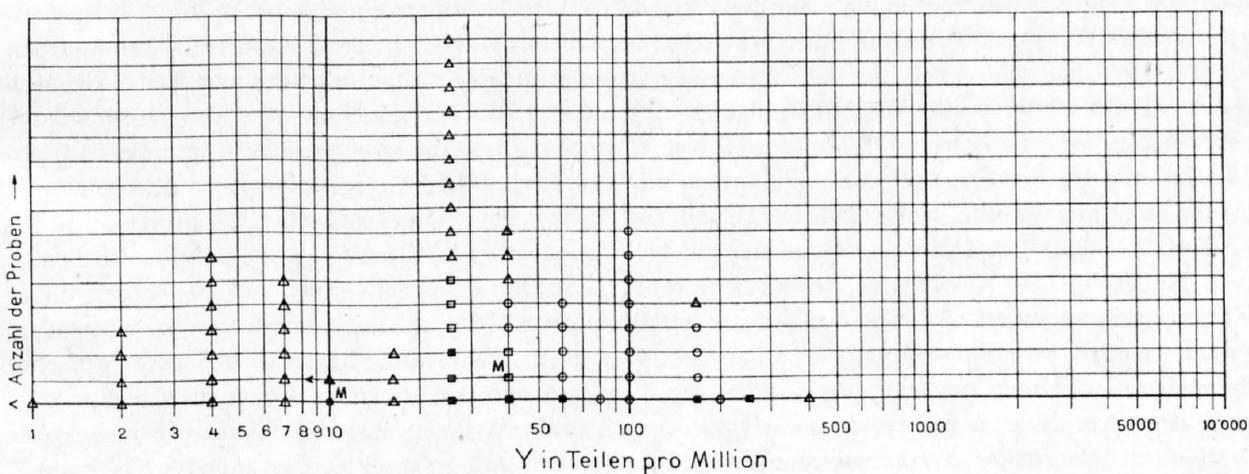


Fig. 31

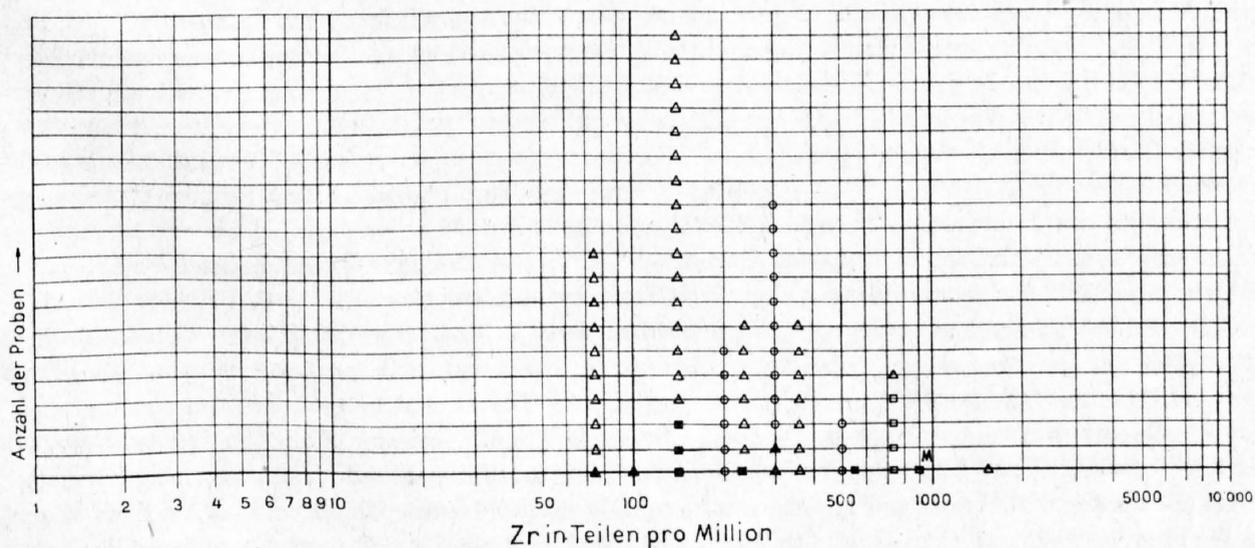


Fig. 32

## Schlussbetrachtung

Nach einer petrologischen Orientierung über die verschiedenen Granite des Aarmassivs und damit vergesellschafteter Gesteine wurde ihre Petrochemie und Geochemie besprochen. Granitische Gesteine beanspruchen 51 % der Oberfläche dieses herzynischen Massivs.

Im Abschnitt Petrochemie sind alle bereits in der Literatur zugänglichen Granitanalysen zusammen mit neu angefertigten wiedergegeben und anhand verschiedener Diagramme besprochen worden. Die Variabilität einzelner Granite ist recht beträchtlich (z. B. Innertkirchnergranit), während andere eine grössere Konstanz im Chemismus zeigen (z. B. Zentraler Aaregranit, soweit es sich um den gut untersuchten und häufigeren Normaltyp handelt). Fig. 6 gibt die Existenzfelder der Aarmassivgranite im QLM-Dreieck. Aus den verfügbaren Analysen sind QLM-Mittelwerte errechnet worden. Fig. 7 enthält die gefundenen Werte und Tabelle IV die Typwerte. Der Gasterngranit ist mit 7, der Innertkirchnergranit mit 12, der Tödigranit mit 5, der Zentrale Aaregranit mit 21, der Mittagfluhgranit mit 2, der Grimselgranit mit 6 und der Puntegliasgranit mit 3 Analysen vertreten. Wie aus der Betrachtung von Tafel V hervorgeht, verteilen sich die 56 Granitanalysen, abgesehen vom Gasternkristallin, ungleichmässig auf das Gesamtareal der einzelnen Kristallinanteile des Aarmassivs. Die Magmentypen sind bestimmt und für die einzelnen Granite in der Tabelle III und Fig. 10 vergleichend gegenübergestellt worden. Ein besonderer Abschnitt handelt vom Chemismus der bei Stollenbauten in Graniten angetroffenen Quellen.

Zu Beginn des Abschnittes Geochemie wurde kurz an die Entwicklung und Bedeutung dieses Wissenszweiges erinnert. Dabei ist der Versuch unternommen worden, all die Arbeiten zusammenzustellen, welche Angaben über Spurengehalte in Mineralien, Gesteinen, Böden und Pflanzenaschen schweizerischer Provenienz enthalten. Im Anschluss wurden die Resultate semi-quantitativer spektrographischer Analysen einer Anzahl ausgesuchter Aarmassivgranittypen und mit ihnen vergesellschafteter metamorpher Gesteine sowie einzelner, daraus isolierter Mineralien mitgeteilt und besprochen. Zum grössten Teil handelt es sich dabei um die Handstücke, welche auch chemisch analysiert worden sind. Die vom Gasterngranit vorliegenden spektrographischen Analysen stammen von Proben, die sich über das ganze Gebiet und überdies auf verschiedene Höhen verteilen. Die Resultate zeigt Fig. 17. Die Abszisse gibt die Gehalte der Elemente in Teilen pro Million, während auf der Ordinate der Reihe nach die verschiedenen Gasterngranite eingetragen wurden. Für alle vier normalen Gasterngranittypen zeigen neun Elemente (Co, Ni, Pb, Se, Cu, V, Sr, Mn, Ba) jeweils gleiche Gehalte, Cr, Y, Rb nur unbedeutende Schwankungen, während die Elemente La, Li und Zr merklich variieren. In dem der Beobachtung zugänglichen Gasterngranitkörper konnten, soweit dies den Normaltypus betrifft, keine auffälligen Spurengehaltsunterschiede konstatiert werden. Die Resultate aller spektrographisch und chemisch untersuchten Gesteine und Mineralien finden sich in den Tabellen XI–XXIV und XXXII–XXXIV. Ein besonderes Kapitel ist dem Problem der alpinen Mineralklüfte gewidmet worden. Tabelle XXXVII orientiert über das Auftreten einiger charakteristischer Kluft- resp. Pegmatitmineralien in Aarmassivgraniten. Ein letzter Abschnitt enthält anhand der Literatur zusammengestellte spektrographische Daten der Granite aus andern Massiven (ausserhalb der Schweiz), die mit denjenigen des Aarmassivs verglichen wurden. Die Fig. 18–32 vermitteln einen Begriff von der Häufigkeit der spektrographisch gefundenen Elemente in bezug auf die verschiedenen ppm-Werte. Tabelle XLIII enthält die für die Aarmassivgranite errechneten Durchschnittswerte, zusammen mit solchen von verschiedenen Autoren früher für Granite gefundenen Daten. Nach den Zahlen in den Tabellen XI bis XXIV und XXXVII–XLII sind die Durchschnitts- sowie die Minimal- und Maximalwerte aller Granite errechnet worden. Die Durchschnittswerte von Aarmassivgraniten kommen in allen Fällen zwischen bisher an Graniten beobachtete Extremwerte zu liegen. Die kontaminierten Lauterbrunner- und Innertkirchnergranite fallen durch relativ hohe Cr- und V-Gehalte auf, was wohl auf das aus der «Schieferhülle» auf-

genommene, vorwiegend gneisige Material zurückzuführen sein dürfte. Die Sc- und Y-Werte können als Eigentümlichkeiten aarmassivischer Granite (bzw. zugeordneter Magmen) gelten. Durch die ermittelten Spurengehalte und die chemischen Befunde kommt die stoffliche Verschiedenheit der Aarmassivgranite deutlich zum Ausdruck. Ähnlich wie im femoskandischen Schild zeichnen sich die jüngeren Granite des Aarmassivs durch deutliche Verarmung an Fe, Mg und Ca aus, bei leicht erhöhten Si- und K-Gehalten (Zentraler Aaregranit, Mittagfluhgranit). Es ist eine gewisse Zielstrebigkeit in der chemischen Zusammensetzung jüngster Granite eines orogenetischen Zyklus erkennbar.

In der Einleitung zu dieser Arbeit ist auf die Bedeutung hingewiesen worden, die der Kenntnis der Spurengehalte von Graniten, Pegmatiten, Apliten usw. und der darin vorkommenden Mineralien zukommt, und zwar vor allem zur Klärung minerogenetischer, lagerstättenkundlicher und bodenkundlicher Fragen. Analoge Untersuchungen an den übrigen Gesteinsformationen des Aarmassivs und anderer Gebiete können die Basis geochemischer Daten erweitern helfen. Eine weitere Pflege und Vervollständigung geochemischer Forschungen wird zur Lösung geologischer Probleme im weitesten Sinne nötig sein. Die mineralogisch-petrologische Arbeitsmethodik muss dabei gebührend berücksichtigt und die Petrochemie weiter entwickelt werden, vor allem die neuen Schnellverfahren in der Gesteinsanalyse. Für den Landwirt und den Tierarzt dürften die auf solche Weise zu erhaltenden Grundlagen von Interesse sein. Zur weiteren Erforschung und wirksamen Bekämpfung gewisser Mangelkrankheiten im Tier- und Pflanzenreich ist eine Zusammenarbeit unerlässlich. Eine systematische geochemische und petrographische Untersuchung bestimmter Gebiete wäre fallweise festzulegen. Damit zeichnet sich auch ein volkswirtschaftlicher Nutzen geochemischer Forschung ab. Wir denken hier aber auch an den schweizerischen Bergbau. Es geht dabei um die Ermittlung der auf unsern Lagerstätten vorhandenen seltenen Elemente, die in der Technik bereits Bedeutung erlangt haben oder noch erlangen können.

## Summary

An outline is given of the various granites and some related rocks of the Aar-Massif in the Swiss Alps. Their petrochemistry and geochemistry are discussed. Granitic rocks make up 51% of the whole surface of this autochthonous mass.

The chapter on petrochemistry gives chemical analyses of all granites which could be found in the literature in addition to the new analyses. The results are plotted on various diagrams and are discussed. Some of the granites show remarkable variations in chemical composition, e. g., the so-called «Innertkirchnergranit», while others, e. g., the «Zentrale Aaregranit», do not differ much. Fig. 6 shows the typical field of each granite in the QLM diagram. Average values for QLM have been calculated from the available analytical data. These values can be seen in Fig. 7 and Table IV gives the norm values. The «Gasterngranit» is represented by 7 chemical analyses, the «Innertkirchnergranit» (including the «Lauterbrunnergranit») by 12, the «Tödigranit» by 5, the «Zentrale Aaregranit» by 21, the «Mittagfluhgranit» by 2, the «Grimselgranit» by 6 and the «Puntegliasgranit» by 3. The irregular areal distribution of the 56 chemically analysed granites can be seen clearly from Plate V. The magma-types have been determined for these granites and are tabulated in Table III and represented in Fig. 10.

Another chapter deals with the chemistry of springs occurring in jointed granites of the «Gasterntal» along the Lötschberg railway tunnel and in galleries for hydro-electric schemes in the Grimsel area.

The chapter on geochemistry has a short historical introduction. All available publications dealing with trace-element determinations in Swiss minerals, rocks, soils and plant ashes, are discussed and the references are given. New spectrographic analyses (semi-quantitative and qualitative) of some granitic and metamorphic rocks and also of some rock-forming minerals from the Aar-Massif have been carried

out by Dr. D. J. Swaine of the Macaulay Institute for Soil Research, Aberdeen, and the author. The results are given and discussed. In most cases the same sample was used for the chemical and for the spectrographic analysis. We ascertained the trace-element variations (see Fig. 17) of the so-called «Gasterngranit» from various outcrops, differing in horizontal and vertical positions (see Fig. 14). For normal «Gasterngranit» 9 elements, viz, Co, Ni, Pb, Sc, Cu, V, Sr, Mn and Ba, are invariable, Cr, Y and Rb differ very little and La, Li and Zr show variations in their contents. Results of the spectrographic analyses of the rocks and minerals investigated are given in Tables XI–XXIV and XXXII–XXXIV.

Minerals from crystal caves (Kluftmineralien) are dealt with in a special chapter, and Table XXXVII gives some useful information on these and on pegmatite minerals found in the granitic masses of the Aar-Massif.

Spectrographic data for the trace-element contents of granites from other countries have been collected from the available literature for comparison with data from the Aar-Massif. This may be regarded as the beginning of a compilation of spectrographic analyses for various rocks, e. g., for granites and other igneous rocks, for metamorphic and for sedimentary rocks. The content of each element is plotted on a diagram in order to show variations for the different granites (Figs. 18–32). Average values for the trace-element contents of the granites of the Aar-Massif have been calculated and collected together with values given by other authors (Table XLIII). Maximum and minimum values are also given, being based on the figures in Tables XI–XXIV and XXXVIII–XLII. Average values for the Aar-Massif granites always lie between the maximum and minimum values for other granites. The «Lauterbrunner-» and the «Innertkirchnergranit» are relatively high in Cr and V, since they have been contaminated by gneissic material from the surrounding rock, namely the «Schieferhülle», the northern schistous zone of the Aar-Massif (see Plate V). The Sc and Y values may be due to the special chemical character of the Aar-Massif granites, i. e., to the corresponding magma. Petrochemical and spectrographic data show clearly the differences between the various granites of the Aar-Massif. As with the younger granites of the Fennoscandian shield, those of the Aar-Massif (e. g. the «Zentrale Aaregranit» and the «Mittagfluhgranit») are lower in Fe, Mg and Ca, but slightly higher in Si and K than the older granites. These chemical characteristics are usually found in the younger granites of an orogenic cycle.

As mentioned in the introduction to this paper, information on the trace elements in granites, pegmatites, aplites, etc., and in their minerals, is very important in the discussion of certain problems of mineral- and rock-formation, and also in soil and agricultural problems. Similar research should be carried out on other rock formations of the Aar-Massif and other areas in Switzerland in order to obtain more geochemical data on rocks, minerals and ore-deposits. It would be desirable in some cases to collaborate with agricultural and veterinary departments. There are some animal diseases in Switzerland which may be caused by certain abnormal contents of trace elements in soils or plants. Investigations of these matters are of both scientific and economic interest. Also, determinations of trace elements in Swiss mineral deposits may be of some technical importance.

NW



SE

Photo 1. Blick vom Gr. Hockenhorn gegen die Kontaktzone am Kanderfirn (Umgrenzung durch vertikale und horizontale Striche angedeutet). Gebirgsmassiv links = Südabsturz Blümlisalp (Helvetische Sedimente). Felshänge links (unterhalb Pfeil) und rechts = Gasterngranit. Helles Band bei Pfeil (links) stellt die den Gasterngranit diskordant überlagernde Permo-Triasschicht dar. Bach-Mitte unten = Kander.

Aufnahme der Eidg. Landestopographie



Photo 2. Gasterngranit (hell) durchsetzt gangartig altkristallinen Biotitgneis (dunkel).

Kontaktzone Kanderfirnabsturz.



Photo 3. Langgezogene, scharf begrenzte Biotitgneisschollen im Gasterngranit.

Kontaktzone Kanderfirnabsturz.

Photo 4. Unregelmässig verlaufende, aber scharfe Grenze zwischen gefältelem Altkristallin (Biotitgneis, links) und porphyrtartigem Gasterngranit (rechts) = analysierte Probe Nr. 6156. Kontaktzone Kanderfirnabsturz, Koord. 624 700/145 625.



Photo 5. Grössere und kleinere Schollen von Biotitgneis und Hornfels in porphyrtartigem Gasterngranit (weisse Punkte rechts = Feldspateinsprenglinge). Biotitgneis verfaltet, mit Aplit- und Pegmatitadern (z. T. turmalinführend). Kontaktzone Kanderfirnabsturz.



Photo 6. Muskovitpegmatitgänge (hell) in Muskovitchloritschiefer. Südlich unterhalb Spalisee.





Photo 7. Turmalinaplit (parallel Pickel) quert lagigen, altkristallinen Biotitgneis.  
Anengletscher, Koord. 637 000/145 400.



Photo 8. Muskovitpegmatitgang (3 m) in Muskovit-chloritschiefer aufsetzend.  
Blühenden, etwas N von P. 2334,8, Im Telli.



Photo 9. Intensive Schollendurchsetzung des Lauterbrunnergranits.  
Felsen des Tschingelgletschers, Koord. 633 001/150 600.



Photo 10.



Photo 11.

Intensive Schollendurchsetzung des Lauterbrunnergranits.  
Felsen des Tschingelgletschers, Koord. 633 100/150 600.



Photo 12. Kontaminierter Lauterbrunnergranit («Schlierengranit») mit relikthaften Gneisschollen (rechts granatführender Biotitgneis) und Pinit (dunkle Punkte).  
Felsen Tschingelgletscher bei Koord. 633 100/150 600.

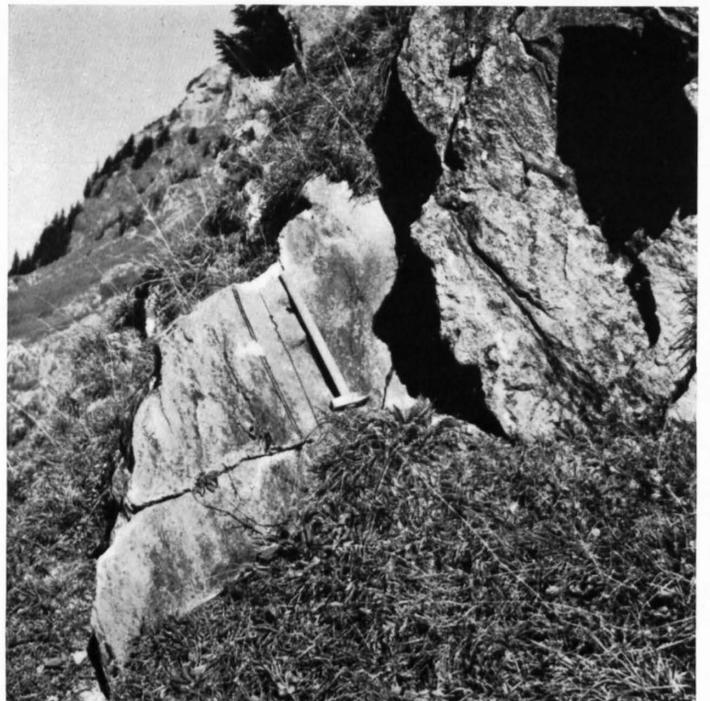
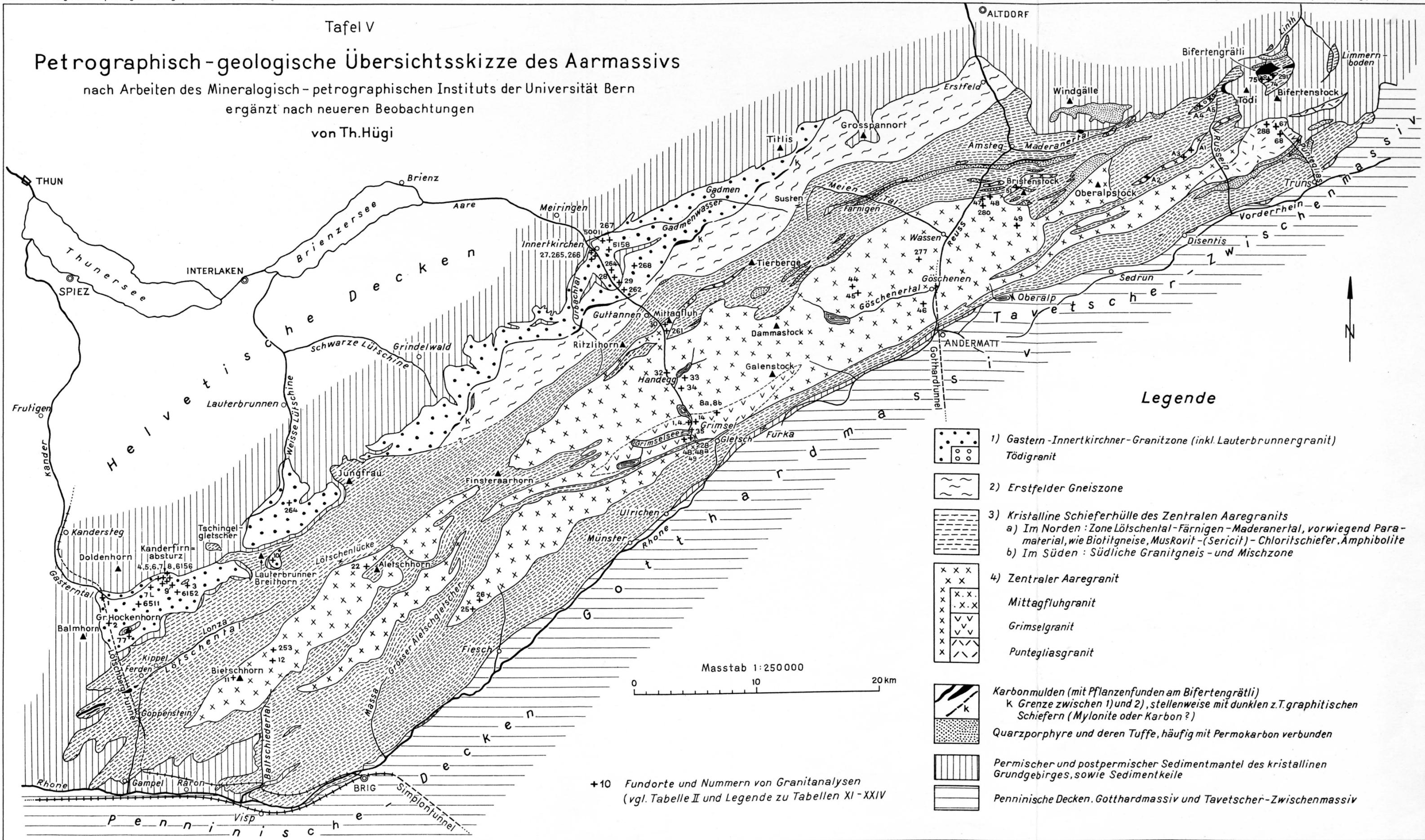


Photo 13. Linse eines gebänderten, grobkristallinen Kalkmarmors (links), die rechts gegen stark durch Gneis- und Hornfelsschollen kontaminierten Lauterbrunnergranit grenzt (stellenweise zeigt die Linse einen Biotitgneissaum). Stufensteinalp.

Tafel V

# Petrographisch-geologische Übersichtsskizze des Aarmassivs

nach Arbeiten des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Bern  
ergänzt nach neueren Beobachtungen  
von Th. Hügi



## Legende

- 1) Gastern-Innertkirchner-Granitzone (inkl. Lauterbrunnergranit)  
Tödigranit
- 2) Erstfelder Gneisszone
- 3) Kristalline Schieferhülle des Zentralen Aaregranits  
a) Im Norden: Zone Lötschental-Färnigen-Maderanertal, vorwiegend Paramaterial, wie Biotitgneise, Muskovit-(Sericit)-Chloritschiefer, Amphibolite  
b) Im Süden: Südliche Granitgneis- und Mischzone
- 4) Zentraler Aaregranit  
Mittagfluhgranit  
Grimselgranit  
Puntegliasgranit
- Karbonmulden (mit Pflanzenfunden am Bifertengrätli)  
k Grenze zwischen 1) und 2), stellenweise mit dunklen z.T. graphitischen Schiefen (Mylonite oder Karbon?)
- Quarzporphyre und deren Tuffe, häufig mit Permokarbon verbunden
- Permischer und postpermischer Sedimentmantel des kristallinen Grundgebirges, sowie Sedimentkeile
- Penninische Decken, Gotthardmassiv und Tavetscher-Zwischenmassiv

+10 Fundorte und Nummern von Granitanalysen  
(vgl. Tabelle II und Legende zu Tabellen XI-XXIV)

