

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 34 (1954)
Heft: 2

Artikel: Berechnung von Stoffaustauschvorgängen
Autor: Wenk, Eduard
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-27140>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 05.07.2025

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

Berechnung von Stoffaustauschvorgängen

Von *Eduard Wenk* (Basel)

Die Berechnungen, über die hier berichtet wird, stehen im Zusammenhang mit einem petrologischen Problem, das in der Geologie von Ostgrönland eine wichtige Rolle spielt. Es geht um den schrittweisen Übergang des flachgewellten sedimentären Oberbaues in den kristallinen Unterbau mit seinen fluidalstruierten Gneisdecken und schaligen Granitdomen. Einige chemische Fragen dieser Umwandlung von Sediment in Gneis sollen hier an einem Beispiel diskutiert werden.

Im Sommer 1951 ist im Rahmen der Dänischen Ostgrönland-Expeditionen unter der Leitung von Dr. Lauge Koch im Gebiet der Petermannspitze durch Dr. J. HALLER und den Verfasser eine präkambrische Sedimentserie untersucht worden, die in verschiedener metamorpher Fazies auftritt, teils metasomatisch verändert ist und schliesslich in einen stofflich und gefügemässig sehr inhomogenen Migmatitkomplex übergeht. Der geologische Aufbau der Region ist verhältnismässig einfach (Figur 1, siehe auch WENK und HALLER 1953). Die Schichtfolge der Sedimente kann vom wenig metamorphen westlichen Sektor aus in östlicher Richtung 20 km weit verfolgt werden. So war es möglich, eine 1000 m mächtige rein pelitische Serie dieses Schnittes mineralogisch-petrographisch und chemisch eingehend zu untersuchen. Eine ausführliche Darstellung folgt an anderer Stelle (Meddelelser om Grönland).

Sechs Gesteinsproben der gleichen stratigraphischen Position, aber ungleichen Metamorphosegrades, sind durch Dr. H. Schwander, Basel, chemisch analysiert worden (Tabelle I, Nr. 1—5 und 8). Es handelt sich um Derivate von karbonatfreien und Ca-armen Tongesteinen, wie sie charakteristisch sind für präkambrische Pelite. In die Tabelle sind auch zwei granitartige Gesteine aufgenommen worden (Nr. 6 und 7).

Die Gewichtsprozentage der Analyse ergaben bereits gewisse Anhaltspunkte über die chemischen Verhältnisse. Besseren Aufschluss als irgend-

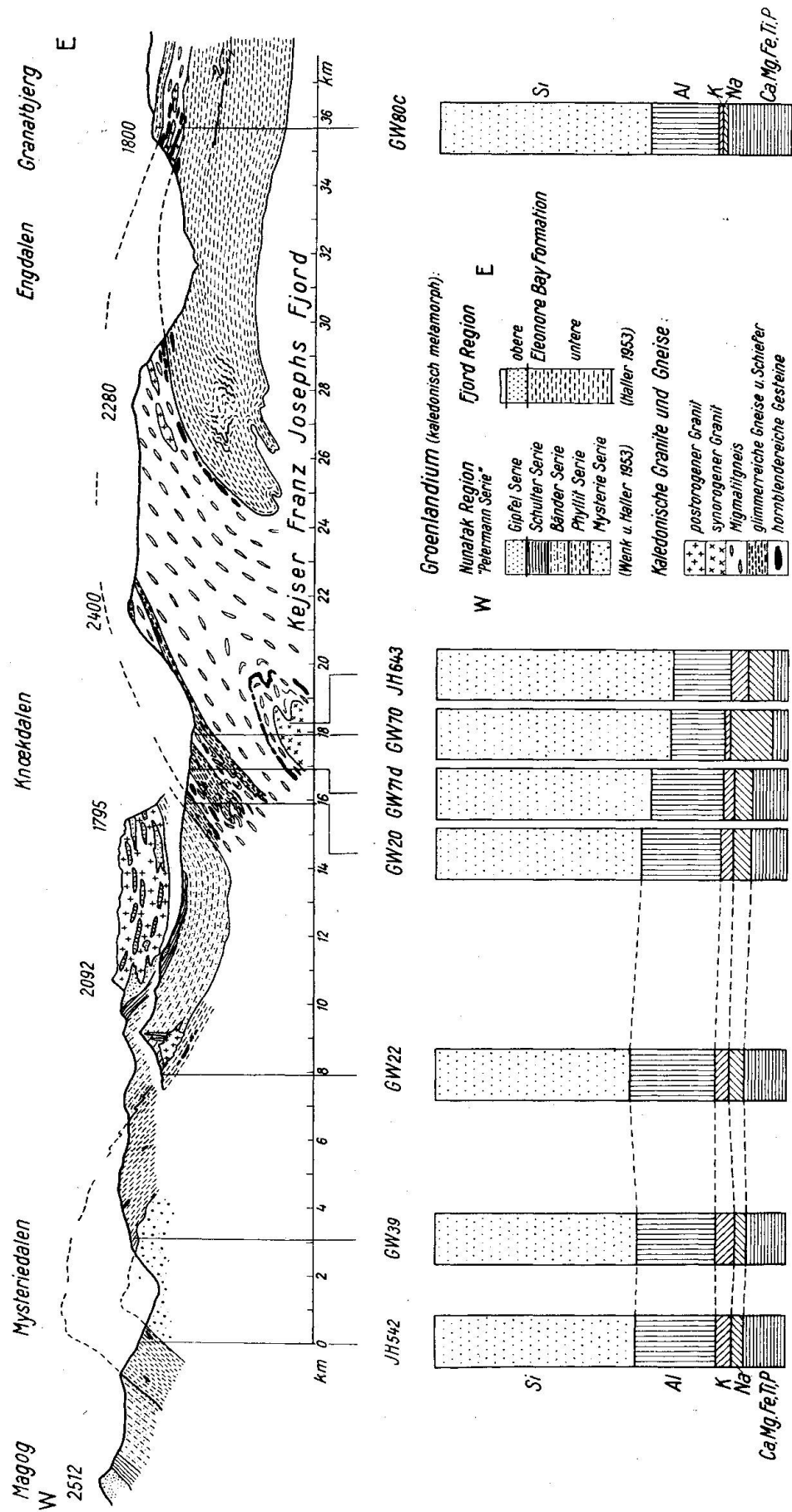


Fig. 1. Querprofil Magog-Knœkdalen-Granatbjerg, Fränkels Land Ostgrönland. Resultate von chemischen Analysen (Kationenproportionen) graphisch dargestellt.

Tabelle I. *Kationenproportionen von 6 metamorphen präkambrischen Peliten und 2 Graniten aus Knækdalen, Ostgrönland.*

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si	57,2	57,3	55,3	57,9	60,8	66,4	66,5	60,0
Al	22,9	22,2	23,7	22,4	20,1	15,2	16,3	19,5
Fe, Mn	5,9	6,7	7,2	6,1	4,1	1,1	1,3	9,4
Mg	3,3	3,1	4,2	2,2	3,0	1,7	1,7	5,8
Ca	1,5	1,2	1,0	1,8	2,8	2,5	1,3	2,8
Na	3,2	3,2	3,8	5,0	5,4	12,0	7,0	1,0
K	4,8	5,2	4,0	3,5	2,9	1,1	5,8	0,8
Ti	1,0	0,9	0,7	1,0	0,8	—	0,1	0,6
P	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	—	—	0,1
	100	100	100	100	100	100	100	100
O	166	166	164	166	168	168	169	172
H ⁺	17,1	7,8	7,4	8,0	6,0	0,1	2,3	0,8
Si + Al	80,1	79,5	79,0	80,3	80,9	81,6	82,8	79,5
Na + K	8,0	8,4	7,8	8,5	8,3	13,1	12,8	1,8

1. Plattiger Tüpfelschiefer (spotted slate) = schwach phyllitischer serizit- und chloritführender Tonschiefer mit feinen Biotitporphyroblasten, JH. 542.
2. Chlorit-Sericitphyllit mit 1—2 mm grossen Porphyroblasten von Biotit und Granat, GW. 39.
3. Chloritführender Granatglimmerschiefer bis Phyllit mit bis 5 mm grossen Porphyroblasten von Biotit und idiomorphem Granat, GW. 22.
4. Granat-Biotit-Muskowit-Oligoklasschiefergneis mit bis 1 cm grossen Granatporphyroblasten, GW. 20; in benachbarten Lagen tritt auch Staurolith auf.
5. Lentikularer disthenführender Granat-Muskowit-Biotit-Oligoklasgneis, GW. 71d; Übergang zu inhomogenen Gneisen mit Quarz-Feldspat-Augen, -knauern und -linsen.
6. Stark leukokrater epidotreicher pennin- und serizitführender Albit-Mikrogranit, GW. 70; Magmatyp trondhjemitisch.
7. Leukokrater Biotit-Monzonitgranit, JH. 643; Magmatyp engadinit-granitisch.
8. Lagiger, mittelkörniger, quarzreicher, anthophyllitführender Biotit-Disthen-Granatfels = Granulit, GW. 80c.

Die Fundorte der Proben gehen aus Figur 1 hervor.

eine andere Berechnungsart bieten aber die in Tabelle I und Figur 1 dargestellten Kationen-Proportionen. Diese Werte entsprechen den Atomzahlen, die P. NIGGLI (1936) der Berechnung der Basismoleküle zugrunde gelegt hat. Sie stimmen auch mit den „one-cation-oxydes“ überein, die P. ESKOLA (1954) im Anschluss an die Publikationen von P. NIGGLI und T. F. W. BARTH (1948, 1952) befürwortet.

Die Grönländerzahlen zeigen, dass in den ersten Stadien der Metamorphose noch keine systematischen Stoffverschiebungen zu erkennen sind, dass aber mit zunehmender Gesteinsumwandlung Si und Na — untergeordnet Ca — deutlich ansteigen auf Kosten von Al und K — untergeordnet von Mg und Fe. Die auf 100 Kationen berechnete Anzahl der Sauerstoffionen bleibt gleich und beträgt im Durchschnitt 166. Hingegen findet von den ersten Anfangsstadien der Metamorphose an eine stetige Entwässerung statt. Ein extremes Trocknungsprodukt im Sinne von MEHNERT (1953, 1954) stellt die alkaliarme Probe 8 dar; sie stammt aus einer granitreichen Zone, in der disthen- und granatreiche Felse als Sedimentrelikte auftreten.

In mineralogischer Hinsicht hat in der Reihe der Proben 1—5 eine Feldspatisierung stattgefunden, d. h. es ist fortschreitend mehr Plagioklas gebildet worden, hauptsächlich auf Kosten der Glimmerminerale. Die rechnerische Auswertung der Analysendaten, besonders die gleichbleibende Alkaliensumme, zeigt nun aber einwandfrei, dass nicht etwa Feldspatsubstanz zugeführt worden ist. Die Sedimentserie ist nicht von „alkali-alumosilikatischen“ Lösungen durchtränkt worden; denn diese hätten zu einem Anstieg der Gesamtalkalien führen müssen. Es ist lediglich festzustellen, dass der Zunahme von Si und Na in Richtung des Migmatites eine entsprechende Abnahme von Al und K entspricht. Die Summen $K + Na$ und $Si + Al$ bleiben beide nahezu konstant. Die Gneise vom Typus der Probe 5 sind also keine Gemische von Sediment und Trondhjemit (Probe 6) mit einfacher Additionsbeziehung. In dieser Übergangszone zwischen Oberbau und Unterbau haben sich nicht Injektionsprozesse abgespielt, sondern Stoffaustauschvorgänge ohne grosse Volumenänderung, worauf ja auch das Reliktgefüge (Kreuzschichtung) und die geologische Struktur schliessen lassen. Eine beträchtliche und für die Gebirgsbildung entscheidende Volumenzunahme hat hingegen im phlebitischen mittleren Teil und im k-reichen granitischen Kern des Migmatitkörpers stattgefunden.

Die atomaren Austauschprozesse stellen naturgemäss einige schwerwiegende Probleme, die noch nicht gelöst sind. Es besteht offensichtlich eine Beziehung zwischen der Anreicherung von Si und Na in den Sedi-

menten der Disthenzone (Probe 5) und dem nahen Auftreten von Lagergängen von trondhjemitischem Albit-Mikrogranit (Probe 6) in den äusseren Schalen des Migmatitkörpers. Diese Lagergänge sind jedoch wurzellos; sie werden unterlagert von Amphiboliten und Paragneisen und unterteuft von einem ebenfalls konkordanten K-reichen Granit. Wir glauben nicht, dass vom Kernkörper aus Si und Na in die Sedimente weggeführt und dafür Al und K in grossem Ausmass vom Sedimentmantel aus dem Kern zugeführt worden sind. Die bisherigen Daten lassen eher darauf schliessen, dass der Stoffaustausch interner Natur war und sich zur Hauptsache innerhalb der ganzen 18 km breiten metamorphen Sedimentzone abgespielt hat, die äusseren Schalen des Migmatitkörpers inbegriffen. Beim genaueren Studium der Analysen fällt nämlich auf, dass die Paragesteine der Biotit-Granatzone aluminiumreicher sind als durchschnittliche Pelite. Wird noch berücksichtigt, dass in dieser Zone auch extrem almandin-reiche Biotitschiefer auftreten, die nicht analysiert worden sind — der Boden ist dort, wie schon ODELL (1939, 1944) erwähnt hat, stellenweise geradezu übersät von Almandin —, so erhält dieser Umstand noch mehr Gewicht: Al und K sind in der Biotit-Granatzone angereichert, Si und Na in der Oligoklas-Disthenzone. Leider treten in unserem Profil keine stratigraphisch äquivalenten unmetamorphen Sedimente auf, welche die lückenlose Beweisführung ermöglichen würden.

Beim Betrachten der Kationen-Prozentzahlen der Tabelle fällt auf, dass nicht nur die Gesamtalkalien der Proben 1—5 wenig variieren, sondern dass auch *die Summe Si + Al* der Analysen 1—5 und 8 *stets angenähert die Zahl 80 ergibt*, trotz der Variation der Einzelwerte. Erst in den hier nicht diskutierten granitartigen Gesteinen des Migmatitkörpers steigt der Wert wesentlich an; in den Amphiboliten ist er viel niedriger.

Die Zahl $Si + Al = 80$ unserer Pelitserie entspricht der für Feldspate geltenden Summe ($K, Na, Ca = 20\%$, $Si, Al = 80\%$). Für andere Mineralien lautet die Zahl: Quarz 100, Muskowit 78—85, Biotit 50, Hornblende 50—56, Pyroxen 50, Olivin 33. Je nach der mineralogischen Zusammensetzung kann im Gestein das Verhältnis von $Si + Al$ zur Summe der Kationen somit stark variieren. Um so mehr überrascht die Konstanz der Summe in der untersuchten metamorphen Pelitserie. Der Befund erschien uns — schon im Hinblick auf die Wichtigkeit der $(Si, Al) O_4$ Tetraederverbände für die Silikatchemie — bedeutungsvoll genug, um ihn an weiterem Zahlenmaterial zu überprüfen.

Folgende Zahlen belegen zunächst einmal, dass Durchschnittsanalysen von unmetamorphen kalkarmen Peliten anderer Provenienz den gleichen Mittelwert ergeben:

Gestein, Quelle	Si + Al
	Summe der Kationen
Average of 78 shales F. W. CLARKE, Bull. U. S. Geol. Surv. No. 770 (1924) 631	79,9*) (83,0)
Unweighted average of 33 Pre-Cambrian lutites R. H. NANZ, Journ. Geol. Vol. 61 (1953) 57	79,2 (80,1)
Average of 12 graywacke-slates from Tampere schist belt A. SIMONEN, Bull. Com. Géol. Finlande No. 160 (1953) 44	80,0 (80,0)

*) Berechnet ohne Abzug von Ca und Mg für CO₂; in Klammer Wert mit Abzug von Karbonat.

Arkosen und Sandsteine zeigen wesentlich höhere Summen Si + Al.

Es bleibt ausserdem noch zu prüfen, ob andere Serien von progressiv metamorphen Peliten die gleichen Gesetzmässigkeiten erkennen lassen wie die Grönländerreihe. Die klassische Analysenreihe von V. M. GOLDSCHMIDT (1921) aus dem Stavanger-Gebiet deckt in der Tat ähnliche Verhältnisse auf (Tabelle II): Vom Phyllit bis zum Augengneis (I bis VIII) ergibt die Summe Si + Al im Durchschnitt 80,7, steigt dann aber in den granitischen Gesteinen stark an.

Angenäherte Summenkonstanz von Si + Al (80,7) ergeben auch die Dutchess County-Serie von T. F. W. BARTH (1936) und die von G. A. JOPLIN (1942), p. 181, beschriebene australische Phyllit-Gneis-Reihe (81,1).

Als schweizerisches Beispiel sei eine von M. REINHARD (1934, 1953), R. BÄCHLIN (1937) und P. GRAETER (1951) beschriebene Gesteinsreihe des Ceneri-Passes und Malcantone herangezogen. Es treten in jenem Gebiet des Sottoceneri als Paragneise auf schiefrige und hornfelsartige Biotit-Plagioklasgneise und die als Ceneri-Gneise bezeichneten, granulierten, bald schieferig-stengeligen, bald kleinkörnig-flaserigen und stellenweise geradezu richtungslos-körnigen Biotit-Plagioklasgneise mit Einschlüssen von Hornfelsgneis und Kalksilikatfels. Als Mischgesteine sind kalifeldspatführende Andesingneise verbreitet; sie zeigen ebenfalls teils körnig-flaseriges, teils granitisch-körniges Gefüge. Alle diese Gesteine werden als Umwandlungsprodukte eines flyschartigen tonig-sandigen Sedimentkomplexes mit spärlichen Mergel- und Kalk-Linsen gedeutet (M. REINHARD 1953). Angesichts der unterschiedlichen Zusammensetzung des sedimentären Ausgangsmateriales und des wechselnden Charakters der

Gesteinsumwandlung könnte hier eine starke Streuung der Summen Si + Al und K + Na vermutet werden. Obgleich die chemischen Daten von fünf verschiedenen Analytikern stammen, und somit auch durch persönliche Faktoren bedingte Streuung zu erwarten ist, erreicht aber auch in dieser Reihe die Summe Si + Al den Wert 80 (Durchschnitt der 12 Analysen von Tabelle III: Si + Al = 80,3).

Es sei nur beiläufig erwähnt, dass in den als „gneiss chiari nodulosi“ und als „Bernardo-Gneis“ bekannten hellen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen, die im SE angrenzenden Gebiet auftreten, jedoch genetisch mit der ersterwähnten Reihe nicht zusammenhängen, die Summe Si + Al durchwegs grösser ist: 85,2, 85,7, 86,5, 88,8, 89,8. Diese Zahlen entsprechen den oben erwähnten nordischen Graniten.

Tabelle II. *Kationenproportionen von 11 Gesteinen aus dem Stavanger-Gebiet, nach Goldschmidt (1921).*

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Si	58,5	57,1	58,9	61,3	62,2	62,4	63,0	64,9	67,0	70,6	72,4
Al	23,7	24,2	21,2	18,9	18,9	17,5	16,6	16,0	16,0	14,9	13,6
Fe, Mn	5,9	6,7	5,6	6,1	4,9	4,4	4,6	3,8	2,2	1,2	1,1
Mg	2,7	2,6	3,5	3,2	2,9	2,1	0,9	0,8	0,7	0,4	0,3
Ca	0,2	0,4	1,7	1,5	2,1	3,0	1,8	1,8	2,1	0,9	0,2
Na	2,5	2,7	3,4	4,3	3,7	5,8	6,0	6,5	6,2	5,3	6,5
K	5,7	5,5	5,0	4,0	4,7	4,2	6,6	5,7	5,5	6,5	5,8
Ti	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	0,1
P	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	—
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
H ⁺	13,6	13,3	9,5	7,4	5,6	5,8	3,0	3,0	1,6	1,6	1,4
Al + Si	82,2	81,3	80,1	80,2	81,1	79,9	79,6	80,9	83,0	85,5	86,0
Na + K	8,2	8,2	8,4	8,3	8,4	10,0	12,6	12,2	11,7	11,8	12,3

- I = Quarz-Muskowit-Chlorit-Phyllit.
- II = Quarz-Muskowit-Chlorit-Granat-Phyllit.
- III = Quarz-Muskowit-Biotit-Granat-Phyllit.
- IV = Quarz-Muskowit-Biotit-Granat-Schiefer.
- V = Quarz-Muskowit-Biotit-Granat-Glimmerschiefer.
- VI = Albitporphyroblastenschiefer.
- VII = Glimmerreicher Augengneis.
- VIII = Augengneis.
- IX = Gneis, dunkle Lage.
- X = Granit.
- XI = Granitaplit.

Tabelle III. Kationenproportionen von 12 Para- und Mischgneisen des Sottoceneri (Ceneri-Pass und Malcantone).

	Normale Biotit-Plagioklasgneise				Ceneri-Gneise				Kalifeldspatführende Biotit-Andesingneise			
	Gr. 1224	Gr. 578	Bä. 1	T. 676	T. 451	Gr. 1596	Ita. 41	Bä. 2	Gr. 159	Gr. 957	Gr. 1120	Gr. 1778
Si	56,4	58,2	65,2	66,2	61,2	62,5	61,2	63,8	62,6	60,6	62,0	62,6
Al	24,4	21,8	15,9	13,2	18,6	18,2	18,0	17,9	19,4	19,1	17,5	17,5
Fe, Mn	6,2	5,5	3,7	5,9	4,7	4,1	5,0	3,4	3,3	4,2	4,1	3,8
Mg	4,8	3,7	3,9	2,2	4,3	3,5	3,7	2,9	1,3	2,1	3,2	3,0
Ca	0,9	2,1	1,9	2,6	1,6	2,0	3,0	1,4	4,4	3,6	4,7	2,6
Na	1,3	4,2	4,4	7,4	3,6	4,5	4,2	4,6	5,2	6,0	4,6	5,0
K	5,0	3,6	3,5	1,6	4,7	4,1	3,8	4,4	3,2	3,5	3,2	4,4
Ti	1,0	0,8	1,3	0,9	1,3	0,9	0,9	1,4	0,4	0,7	0,6	0,9
P	—	0,1	0,2	—	—	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,2
Al + Si	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
	80,8	80,0	81,1	79,4	79,8	80,7	79,2	81,7	82,0	79,7	79,5	80,1
K + Na	6,3	7,8	7,9	9,0	8,3	8,6	8,0	9,0	8,4	9,5	7,8	9,4

Gr. 1224 Sillimanit-Hornfelsgneis, aus P. GRAETER S.M.P.M. 31 (1951) 452.

Gr. 578 Schieferiger Zweiglimmer-Plagioklasgneis, *ibid.*

Bä. 1 Biotithornfelsgneis, aus R. BÄCHLIN S.M.P.M. 17 (1937) 59.

T. 676 Biotit-Plagioklashornfelsgneis, hornblendeführend, unpubliziertes Material M. REINHARD.

T. 451 Ceneri-Gneis, Typenlokalität Ceneri-Passhöhe, unpubliziertes Material M. REINHARD.

Gr. 1596 Massiger Ceneri-Gneis, aus P. GRAETER S.M.P.M. 31 (1951) 452.

Ita. 41 Feinlagige Randfazies des Ceneri-Gneises, *ibid.*

Bä. 2 Ceneri-Gneis, aus R. BÄCHLIN S.M.P.M. 17 (1937) 59.

Gr. 159 Körniger kalifeldspatführender Biotit-Andesingneis, aus P. GRAETER S.M.P.M. 31 (1951) 452.

Gr. 957 Flaseriger kalifeldspatführender Biotit-Andesingneis, *ibid.*Gr. 1120 Körniger hornblende- und kalifeldspatführender Biotit-Andesingneis, *ibid.* p. 453.Gr. 1178 Granitisch-körnige Varietät des kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneises, *ibid.* p. 453.

Die unpublizierten Analysenresultate T. 676 und T. 451 wurden freundlicherweise zur Verfügung gestellt von Prof. M.

REINHARD, Basel.

Die angeführten Daten gelten für kalkarme Pelite und ihre Umwandlungsprodukte im Orogen. Bei der Metamorphose von Tonen wird — auch bei beträchtlichen Stoffverschiebungen — das Verhältnis von Si + Al zur Kationensumme offensichtlich nicht verändert — bis zum Beginn der Granitisation.

Von einer ganz anderen Seite her hat POLDERVAART (1953) dieses Problem berührt, in einer Arbeit, die dem Verfasser erst kürzlich bekannt geworden ist. Dieser Autor hat am Beispiel von GOLDSCHMIDTS metamorpher Gesteinsserie von Stavanger verschiedene Berechnungsmethoden und Annahmen kritisch geprüft und ist zum Schlusse gekommen, dass bei metamorphen und metasomatischen Prozessen nicht das Volumen und nicht die Anzahl der Sauerstoffatome, wohl aber die Zahl der (Si, Al) O_4 Tetraeder generell konstant bleibe. Bei unseren Daten ist die Doppelrolle von Al nicht berücksichtigt, und es sind auch keine Abzüge für Karbonat und Sulfid vorgenommen worden. Um so mehr muss uns die Tatsache überraschen, dass *ungeachtet der verschiedenen Koordination von Al* in den teils glimmerreichen, teils granatreichen und teils plagioklasreichen Gesteinen die Summe Si + Al stets den Wert 80 ergibt. Würde nur das in Viererkoordination auftretende Al gezählt, so wäre die Zahl in den glimmer- und granatreichen Typen viel kleiner, und die Summe Si + Al^{IV} würde stark schwanken. Die Zusammenhänge können wohl erst erkannt werden, wenn auch Umwandlungsreihen von sandig-arkoseartigen und kalkig-mergeligen Sedimenten analog bearbeitet worden sind. In diesem Sinne sei das Problem einem weiteren Kreise vorgelegt.

Zu einer Zeit, da allenthalben über die Art der Repräsentation von Gesteinsanalysen diskutiert wird und da sich auch ein neuer Nachtrag zum „Chemismus schweizerischer Gesteine“ in Vorbereitung befindet, sei zum Schluss ein Wort eingelegt für die Atomzahlen, wie sie P. NIGGLI benutzte, resp. für die „one-cation-oxydes“ in der Formulierung von P. ESKOLA.

Der Verfasser hat sich zuerst redlich bemüht, die Stoffverschiebungen der Grönlandserie mit Hilfe von Niggli-Molekularwerten und Basiswerten zu erfassen; er kam aber erst zum Ziel, als er mit Kationenproportionen rechnete.

Die Molekularwerte si, al, fm, c, alk sind vor der Aufklärung der Kristallstruktur der Silikate entwickelt worden (P. NIGGLI 1923). Das äussert sich u. a. darin, dass die Substitution Si-Al nicht berücksichtigt wird. Die Molekularwerte eignen sich nicht für die Diskussion von Stoffaustauschvorgängen, ja sie verschleiern manche Zusammenhänge. Ihre Wiedergabe in einer Analysensammlung, die vorwiegend metamorphe

und sedimentäre Gesteine umfasst, ist kaum gerechtfertigt. Ob ihre Weiterverwendung für Eruptivgesteine berechtigt ist, hauptsächlich, weil eine gut ausgebaute chemische Systematik (Magmentypen) und ein riesiges und gut geordnetes Kartothekmaterial vorliegt, wird damit nicht entschieden.

Der Wert der Molekularnormen und der Verhältniszahlen k , mg , π und γ ist dagegen unbestritten. Nur geht die Zusammenfassung für manche Fragestellungen schon zu weit. Es ist ja bekannt, dass es viel leichter ist, den Mineralbestand von glimmer-, granat- und hornblende- oder epidotführenden Gesteinen aus den Atomzahlen anstatt der Basis zu berechnen (in den verschiedenen Mineralien des gleichen Gesteins treten teils Cs, teils Sp und Hz auf). Fasst man die Basiswerte zu QLM zusammen, so verschwinden viele Merkmale metamorpher Serien. Im QLM-Dreieck sind Pelite und ihre Umwandlungsprodukte in einen engen Bereich gedrängt; die Projektionspunkte von Gesteinen grundsätzlich verschiedener chemischer Zusammensetzung kommen zur Deckung. Die Atomzahlen, die „one-cation-oxydes“, geben aber unmittelbaren und vollständigen Aufschluss. Sie bilden die geeignetste Art der Repräsentation von chemischen Daten und die beste Grundlage für Berechnungen und Vergleiche.

Zitierte Literatur

- BÄCHLIN, R.: Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17 (1937) 1.
 BARTH, T. F. W.: Bull. Geol. Soc. Amer. 47 (1936) 775.
 — Journ. Geol. 56 (1948) 50.
 — Theoretical Petrology, New York 1952.
 ESKOLA, P.: Ann. Acad. Scient. Fenn. Ser. A. III, 38 (1954) 1.
 GOLDSCHMIDT, V. M.: Videnskapsselskap. Skrift. Mathem.-Naturw. Kl. 10 (1920) 1, publiziert 1921.
 GRAETER, P.: Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31 (1951) 361.
 JOPLIN, G. A.: Proc. Linnean Soc. New South Wales 62 (1942) 155.
 MEHNERT K. R.: N. Jahrb. Min. Abhandl. 85 (1953) 59.
 — Geol. Rundschau 42 (1953/54) 4.
 NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen I. Berlin 1923.
 — Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16 (1936) 295.
 ODELL, N. E.: Meddelelser om Grønland 119 (1939) Nr. 6.
 — Transactions Royal Soc. Edinburgh 61 (1944) 221.
 POLDERVAART, A.: Amer. Journ. Sci. 251 (1953) 481.
 REINHARD, M.: Geologischer Führer der Schweiz, Basel 1934, Fasc. III, 200.
 — Eclog. Geol. Helv. 46 (1953) 214.
 WENK, E. und HALLER, J.: Meddelelser om Grønland 111 (1953) Nr. 3.

Eingegangen: 6. November 1954.