

Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten

Autor(en): **Stern, Willem B.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **46 (1966)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-36125>

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

Zur Mineralchemie von Glimmern aus Tessiner Pegmatiten

Von *Willem B. Stern* (Basel)*)

Mit 19 Textfiguren und 6 Tabellen

Summary

Pegmatite micas from the so called root zone in the Lepontine Alps (between V. Antigorio and the lake of Como) have been analyzed spectrographically. Data are given on main components and trace elements as well as optical and other physical properties of some 80 different micas.

The difference between the chemistry of pegmatite mica and neighbouring rock mica is discussed. It is pointed out that a close relationship exists between both with respect to main components as well as trace elements. The examined pegmatites seem to be a product of anatexis, and scarcely the result of magmatic differentiation.

Inhalt

1. Vorwort	138
2. Einleitung	139
3. Geologie	140
3.1. Einleitung	140
3.2. Diskordanz und Konkordanz	143
3.3. Alter der Pegmatite	144
4. Pegmatitgenese	145
4.1. Produkte der magmatischen Differenziation	146
4.2. Anatektisch-metamorphe Entstehung	146
5. Ausgangsmaterial	147
5.1. Auswahl der Fundpunkte	147
5.2. Probenentnahme	148
5.3. Pegmatitraumlagen	149
5.4. Verzeichnis der Proben	150

*) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Basel.

6. Mineralseparation	152
6.1. Vorbereitung des Trenngutes	152
6.2. Sieben	153
6.3. Schütteltisch	154
6.4. Waschen und Trocknen	156
6.5. Magnetische Trennung	156
6.6. Zusätzliche Trennmöglichkeiten	156
7. Analysen	158
7.1. Spektralanalysen	158
7.1.1. Hauptkomponenten (Quantometer)	158
7.1.2. Alkalien (Spektrometer)	163
7.1.3. Spurenelemente (Spektrometer)	164
7.2. Nasschemische Methoden	167
7.2.1. Titrimetrische FeO-Bestimmung	167
7.2.2. Bestimmung der Glühverluste	168
7.2.3. Kolorimetrische Fluorbestimmung	168
7.3. Physikalische Bestimmungen	168
7.3.1. Beta-Aktivitäten (radiometrisch)	168
7.3.2. Pyknometrische Bestimmungen	169
7.3.3. Lichtbrechung und Achsenwinkel	172
7.3.4. Farbenchiffrierung	173
7.3.5. Differential-Thermoanalysen	173
7.3.6. Röntgenmikroanalytische Daten	175
8. Schlussfolgerungen	178
Literaturverzeichnis	180

1. VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung meines verehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. E. Wenk; die geochemischen Arbeiten wurden unter Leitung von P.-D. Dr. H. Schwander ausgeführt. Ihnen, sowie Herrn Prof. Dr. P. Bearth, habe ich die Einführung in mineralogisch-petrographische und geochemische Arbeitsmethoden zu verdanken.

Im Sommer 1964 sammelte ich den Hauptteil der Pegmatit- und Nebengesteinsproben, im Winter 1964/65 wurden aus dem Rohmaterial die reinen Mineralproben gewonnen und im Frühling und Sommer 1965 dann deren spektralanalytische Untersuchung durchgeführt.

Zu Dank bin ich dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der Wissenschaften verpflichtet, mit dessen Hilfe ich mich seit dem Herbst 1960 mit Mineralseparations- und spektralanalytischen Methoden vertraut machen konnte.

Dank schulde ich sodann Frau Prof. Dr. E. Jäger vom mineralogischen Institut der Universität Bern; mit ihr fand ein reger Austausch von Glimmerproben statt.

Danken möchte ich allen meinen Kollegen, mit denen ich im Felde und im Labor in engem Kontakt gestanden bin, so den Herren J. Hansen und M. Joos, vor allem aber J. Hunziker, mit dem ein beträchtlicher Teil der Laborarbeiten durchgeführt wurde.

Danken möchte ich auch Herrn und Frau Biedermann, die ihre Casa Gioia in Orselina mir und meinen Kollegen als Standquartier in überaus freundlicher Weise überlassen haben.

2. EINLEITUNG

Die sauren Ganggesteine der sog. Tessiner Wurzelzone¹⁾ sind mehrfach beschrieben worden, zuletzt monographisch durch G. PARASKEVOPOULOS, 1953. Die Gänge weisen allesamt einen relativ einfachen Mineralbestand auf, sie stecken aber in verhältnismässig vielgestaltigen Nebengesteinen, den komplexen Verhältnissen der sogenannten Wurzelzone entsprechend. Die Konstanz der Mineralführung lässt eine petrographisch-geochemische Studie dieser Gesteinskörper, speziell im Vergleich zu ihrem Nebengestein, sinnvoll erscheinen; möglicherweise könnten gewisse genetische Fragen, wie sie H. SCHNEIDERHÖHN, 1959, in seiner Diskussion über differential-magmatische oder exsudative Entstehung der Pegmatite²⁾ formuliert hat, abgeklärt werden. Jedenfalls aber bieten neue Daten über physikalische und chemische Verhältnisse von Mineralien Grund genug, die an und für sich aufwendigen Arbeiten in Angriff zu nehmen.

Da die klassischen petrographischen Methoden der Dünnschliffdiagnose im Falle der äusserst grobkörnigen Pegmatite wenig spezifische Aussagen gestatten, richtete sich das Augenmerk von Anfang an auf geochemische Fragestellungen. Aber auch hier schränken die Gegebenheiten des Gesteines die Möglichkeiten ein: Gesamtgesteinsanalysen vermögen angesichts der Grobkörnigkeit keine brauchbaren Durchschnittswerte zu liefern. Es bleibt somit lediglich die Mineralanalyse als geochemische Methode mit einiger Aussagefähigkeit.

¹⁾ Zur Nomenklatur der geologischen Einheiten im mittleren Tessin vgl. WENK E., 1962b, S. 760ff.

²⁾ Zur Definition vgl. S. 145.

Von allen in Pegmatiten vorhandenen Mineralien kommen in vergleichenden Betrachtungen selbstverständlich nur solche in Frage, die sowohl in allen Gangkörpern, wie in allen Nebengesteinen vorhanden sind, die aber infolge ihrer Kristallstruktur eine gewisse Variationsfähigkeit besitzen. Diese Forderungen sind in vollem Umfange nur im Falle der Glimmer erfüllt.

Einen glücklichen Umstand bedeutet daher die Tatsache, dass das Studium der Glimmerchemismen sozusagen eine Spezialität des Hauses ist (E. WENK, H. SCHWANDER et al., 1963); wesentliche Vorarbeiten wurden schon geleistet und dies vermochte die vorliegende Arbeit erheblich zu beschleunigen.

Dass derartige vergleichende Untersuchungen sinnvoll sind, zeigen rezente Untersuchungen, so von E. D. BELJANKINA, 1957, und von B. HITCHON, 1960.

BELJANKINA untersuchte mit halbquantitativen spektralanalytischen Methoden gewisse Spurenelemente von Granaten aus Pegmatiten und Nebengesteinen und fand signifikante Unterschiede zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsgranaten. Exsudative Entstehung der Gänge konnte in diesem Falle ausgeschlossen werden.

3. GEOLOGIE

3.1. Einleitung

Im südlichen Teil der Lepontinischen Alpen zwischen V. Antigorio im Westen und Comersee im Osten treten in steilstehenden Formationen zahlreiche Pegmatite auf. Eine Abhängigkeit von der Art der umgebenden geologischen Einheiten ist zunächst nicht festzustellen. Die Pegmatite stecken gleicherweise in Gesteinen der Mte. Rosa-Zone, wie in solchen der Antigorio- und Mte. Leone-Decke, hingegen fällt eine räumlich-geometrische Orientierung der Pegmatite in bezug auf die Nebengesteine auf. In den saigeren Formationen — d. h. in einem etwa 3 bis 5 km breiten Gürtel nördlich der Insubrischen Linie — liegen nahezu alle Pegmatite konkordant. Im nördlich anschliessenden Gebiet nimmt die Anzahl der diskordanten zu, die Gesamtzahl indessen ab, dergestalt, dass nördlich der Linie Tosafall-Biasca so gut wie gar keine Pegmatite mehr auftreten (Fig. 1).

Diese Gegebenheiten verleiten zunächst vielleicht zur Schlussfolgerung, das Pegmatitmaterial entstamme der „ewigen Teufe“ und sei in jedem Fall — unabhängig von der Schichtlage der Kruste — mehr

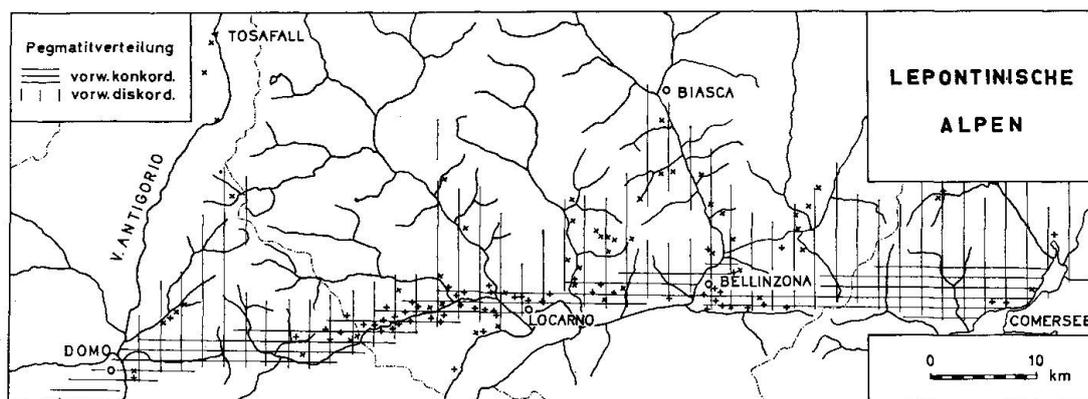


Fig. 1. Verbreitung der Pegmatite in den lepontinischen Alpen.

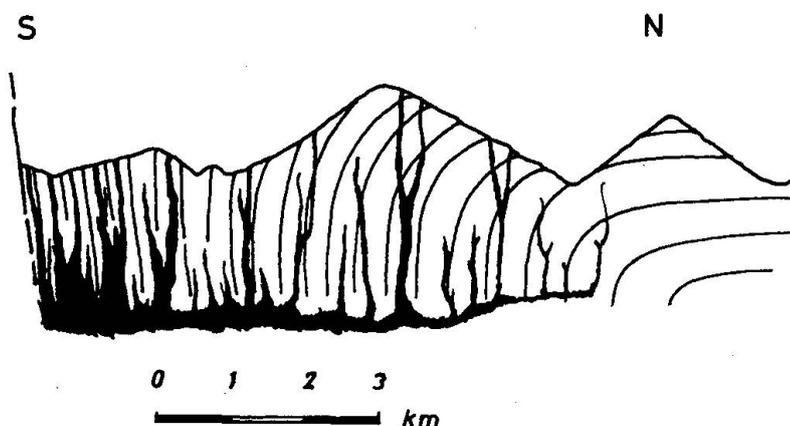


Fig. 2. Profilschnitt Centovalli–V. Onsernone. Hypothetischer Verlauf der Pegmatitkörper: Herleitung der Pegmatite aus der „ewigen Teufe“.

oder weniger senkrecht nach oben gestiegen (s. Skizze Fig. 2), den herrschenden s-Schwächezonen und Klüftungsebenen (s. Fig. 4) folgend, vgl. E. KÜNDIG, 1926, S. 65.

Geochemische Daten aber widersprechen dieser Hypothese. Im Mg/Fe²⁺/R³⁺-Dreieck (vgl. Fig. 3a) nämlich nehmen die üblichen (i. e. differential-magmatischen) Pegmatitbiotite eine bestimmte, charakteristische Lage ein (E. W. HEINRICH, 1946), Biotite aus Gneissen und kristallinen Schiefen eine andere. Die vorliegenden Untersuchungen (s. Fig. 3b) zeigen aber, dass die Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer aus der sog. Wurzelzone im Dreiecksdiagramm genau denselben Platz einnehmen. Da aber ein Teil der Glimmer aus einwandfrei spät- bis postalpinen, also mit Sicherheit unmetamorphen Pegmatiten stammt (vgl. Altersbestimmungen S. 144), kann der identische Chemismus nicht mit den egalisie-

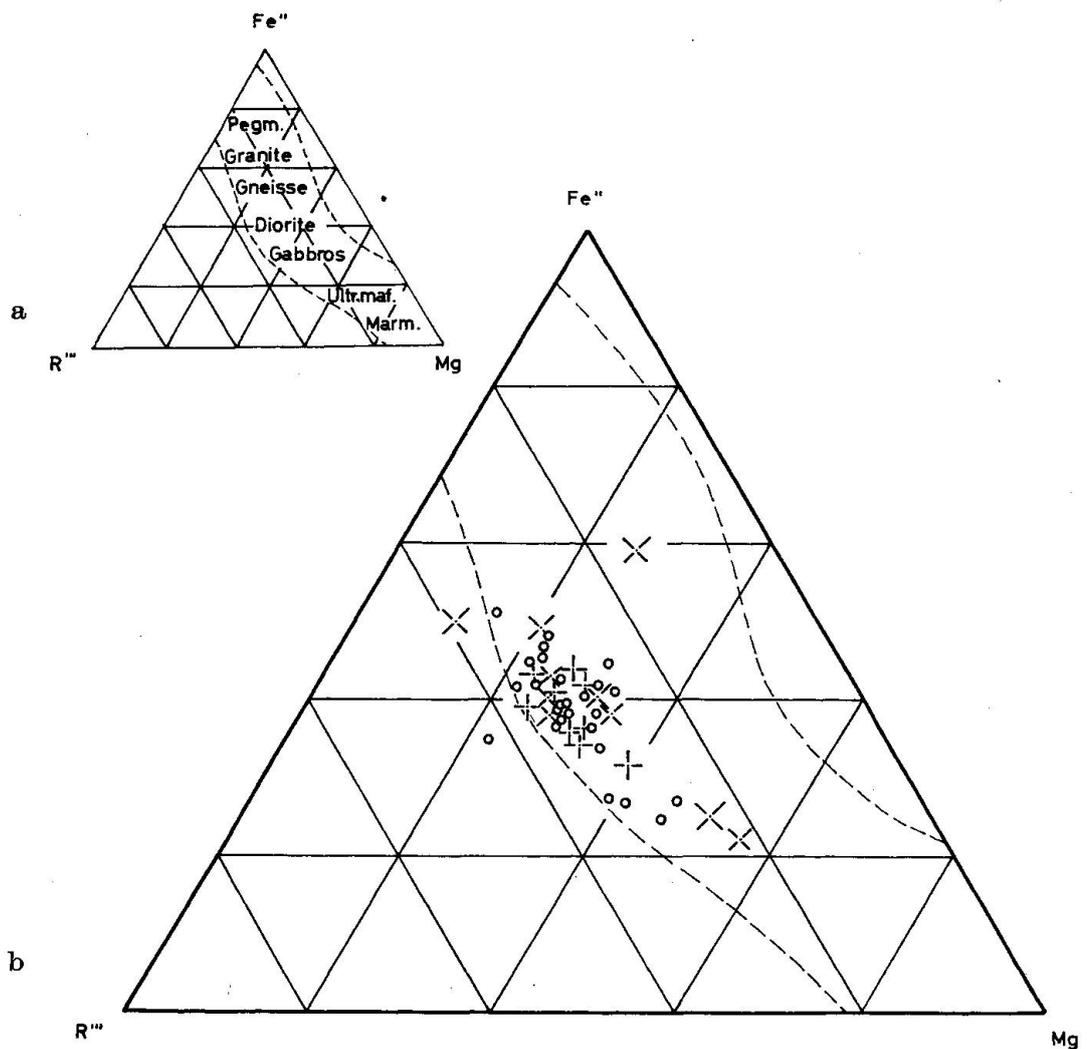


Fig. 3 a. Biotitchemismus in Abhängigkeit vom Nebengestein. S. ENGEL und ENGEL, 1960, nach HEINRICH, 1946.

Fig. 3 b. Chemismus von Pegmatit- (X +) und Nebengesteinsbiotiten (O) aus dem Tessin. Berechnung auf der Basis von 24 (O, OH).

renden Einflüssen der Metamorphose erklärt werden, so anfällig auch die Glimmer diesen Einflüssen gegenüber sind. Vielmehr scheint es, dass die meisten der untersuchten Pegmatitglimmer und damit auch die Gangkörper selbst, exsudativen Ursprungs sind, wobei freilich begrenzte Stoffwanderungen nicht ausgeschlossen werden können (vgl. S. CASASOPRA, 1939, S. 661, 670).

Schon H. PREISWERK, 1931, S. 49, hatte nachgewiesen, dass gewisse, junge Aplite des Verzascatales infolge ihrer chemischen Ähnlichkeit mit den umgebenden hellen Gneissen nicht juvenilen Ursprungs, sondern Produkte einer Palingenese sind.

E. WENK, 1948, zeigt in seinen Ausführungen über ostalpines und penninisches Kristallin, dass bei der alpinen Orogenese zunächst granitisches Material des kristallinen Sockels reaktiviert als palingener Schmelzfluss in die hangenden sedimentären Serien drang, dort einerseits Schlingenbildungen mit Kern- und Hüllkörpern, andererseits migmatitische Bildungen hervorrief, und dass schliesslich in einer spätalpinen Phase Reste granitischer Schmelzen an den tektonisch stark beanspruchten Stellen die alpinen Strukturen durchdrangen. Auch die bekannten postalpinen leukokraten Ganggesteine werden als nicht juvenilen Ursprungs erkannt, die Beobachtungen PREISWERKS bestätigt.

Dass die Exsudate sich längs vorhandenen Schwächezonen, d. h. s- und Kluftflächen sammelten, ist naheliegend; dass sie sich auf jene Ebenen, die s- und Kluftflächen gemeinsam sind, konzentriert haben, gleichfalls. Die geologischen Beobachtungen belegen diese Annahme.

3.2. Diskordanz und Konkordanz

Die Anwesenheit von diskordanten und konkordanten Gängen im selben Gebiet ist schon den früheren Erforschern aufgefallen und hat sie zu weitgehenden Schlussfolgerungen veranlasst. In jenen Fällen, wo ein Pegmatit ein als alpin bekanntes Nebengestein diskordant durchsetzt, kann dem Gang ein spät- oder postalpines Alter zugeschrieben werden; dies hat dann zur Annahme geführt, diskordante Pegmatite seien stets syn- oder postalpin, konkordante aber präalpin. Diese Annahme wird nicht immer *expressis verbis* festgehalten, steckt aber *implicite* in den meisten, v. a. älteren Betrachtungen.

E. KÜNDIG, 1926, beschreibt im Calancatal zwei Pegmatitgenerationen. Die jüngere, spätertertiäre ist stets diskordant, und meist an steil einfallende Schichtkomplexe gebunden; die ältere, konkordante ist prätriadisch und dislokationsmetamorph.

H. P. CORNELIUS, 1928, beschreibt gleichfalls zwei Gruppen. Eine junge, tertiäre ist scharf diskordant und weist einen relativen Mineralreichtum auf. Zu ihr gehören Pegmatite aus der Gegend von Locarno und Bellinzona, sowie von Novate. Die ältere ist präpaläozoisch und zeichnet sich durch Mineralarmut aus. Die Pegmatite aus der Tonaleserie gehören zu dieser Gruppe.

Auch A. E. MITTELHOLZER, 1936, kennt zwei Generationen; er glaubt, dass die konkordanten, präalpinen Pegmatite ihre eventuell früher vorhanden gewesene Diskordanz durch spätere Einflüsse verloren haben.

MITTELHOLZER beschreibt eingehend mehrere Pegmatite und ihre Mineralparagenesen, u. a. einen als jung diagnostizierten (S. 43) aus der Gegend von Ascona, der als konkordant beschrieben wird.

R. KERN, 1947, hält sämtliche Pegmatite seines Arbeitsgebietes im Centovalli für jung (postalpin), die konkordanten, wie die diskordanten. Metamorphose Beeinflussung ist nirgends feststellbar. Die Frage nach differential-magmatischer oder exsudativer Entstehung wird gestellt, aber nicht eindeutig beantwortet.

G. PARASKEVOPOULOS, 1953, beschreibt die jungen Pegmatite des Tessins unter besonderer Berücksichtigung der Feldspäte. Als Kriterien für alpines Alter der Gänge nennt PARASKEVOPOULOS relative Mineralarmut, sowie „textuelles Verhältnis und Gesteinsverband“, ohne sich exakter zu fassen. Auch die jungen Pegmatite sind meist kataklastisch deformiert. Sie sind diskordant, seltener konkordant. Alte Pegmatite „spielen eine untergeordnete Rolle“.

J. WEBER, 1957, beschreibt u. a. Pegmatite aus der Tonaleserie; alle Gänge des Tonalitzuges, konkordante und diskordante, rechnet WEBER zu den jungen, obwohl sie kataklastische Erscheinungen aufweisen.

3.3. Alter der Pegmatite

Eine kurze Literaturübersicht zeigt schon, dass die Alterseinordnung der Pegmatite auf Grund geologischer Kriterien keineswegs einfach ist. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass Konkordanz keine Rückschlüsse auf das Alter zulässt, dass Diskordanz in gewissen Fällen Schlussfolgerungen ermöglicht, dass Mineralparagenesen punkto Bildungsalter wenig aussagen (junge Pegmatite sind mineralarm nach PARASKEVOPOULOS, S. 192; mineralreich nach CORNELIUS, S. 285); und dass der Metamorphosegrad schliesslich für die Beurteilung wesentlich ist. Kataklastische Gänge können prä-, syn- bis postalpin, gänzlich unbeanspruchte Pegmatite dagegen postalpin sein, vgl. auch S. 143.

Eine Anzahl der hier diskutierten Glimmer wurde von E. JÄGER im mineralogischen Institut der Universität Bern mit Hilfe von radiometrischen Altersbestimmungen nach der Rb-Sr-Methode datiert; eine umfassende Darstellung der Ergebnisse wird von ihr publiziert werden³⁾. Bis zur Drucklegung der vorliegenden Arbeit wurden folgende Muskowit- und Biotitalterswerte bestimmt:

WS π 43 a, Muskowit	28 \pm 14 Mio. a.	WS π 71 a, Muskowit	19,9 \pm 4,1 Mio. a.
61 a	30 \pm 17	80 a	$\left\{ \begin{array}{l} 19,6 \pm 0,8 \\ 19,9 \pm 0,8 \end{array} \right.$
70 a	$\left\{ \begin{array}{l} 20,4 \pm 1,4 \\ 20,7 \pm 1,6 \end{array} \right.$	81 a	$\left\{ \begin{array}{l} 26,5 \pm 4,6 \\ 26,8 \pm 5,5 \end{array} \right.$
WS π 41 a, Biotit	162 \pm 8 Mio. a.	WS π 44 a, Biotit	18,2 \pm 0,9 Mio. a.

Mit Ausnahme des Punktes π 70 a bedürfen diese Alterswerte einer, wenn vielleicht auch geringfügigen Korrektur: falls das Sr von Gesteinsproben einen Überschuss an radiogenem Sr zeigt, ist es nötig, die einzelnen Mineralalter zu korrigieren; durch diese Korrektur ergeben sich jüngere Alterswerte.

³⁾ E. JÄGER et al., Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1966, im Druck.

Gesamtgesteinsbestimmungen wurden indessen (abgesehen von Punkt π 70a) nicht durchgeführt, überdies sind die Sr/Rb-Verhältnisse der gemessenen Muskowite zu hoch als dass sich eine *genaue Altersbestimmung* realisieren liesse. Auch der korrigierte Wert gäbe übrigens nicht das Bildungsalter des Mineralen wieder, sondern den Zeitpunkt, in dem das Mineral zum geschlossenen System in bezug auf Rb und Sr wurde.

Jedenfalls aber sagen uns die physikalischen Altersdaten, dass die gemessenen Glimmer in einer spätalpinen Phase jenen Zustand erreichten, in dem das Kristallsystem sich schloss. Eine Ausnahme bildet freilich der im Süden der Insubrischen Linie gelegene Punkt π 41a, dessen Biotit ein Mischalter liefert. Ob die relative Nähe der Insubrischen Linie und der nördlich anschliessenden alpin kristallisierten Gesteinselemente dafür verantwortlich ist, sei vorderhand dahingestellt. Interessant ist aber, dass Punkt π 41a auch im Vergleich zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer Besonderheiten zeigte, vgl. S. 167.

Frau Prof. Dr. E. JÄGER möchte ich auch an dieser Stelle herzlich für das Überlassen ihrer Alterswerte danken.

4. PEGMATITGENESE

Es ist dies nicht der Ort, die überaus zahlreichen und verschiedenartigen genetischen Hypothesen vorzuführen, und in epischer Breite alle Wandlungen in den Ansichten über Pegmatitgenese von W. C. BRÖGGER, 1890, J. J. SEDERHOLM, 1907, P. J. HOLMQUIST, 1920, über A. VON FERSMAN, 1931, bis R. H. JAHNS, 1953, zu referieren. Ich beschränke mich auf die Grundzüge, sofern sie für das Verständnis der Ausführungen in den folgenden Kapiteln notwendig sind. Alles Wissenswerte über Vorkommen, Genese und Systematik der Pegmatite hat H. SCHNEIDERHÖHN, 1959, zusammengetragen; sein Literaturregister enthält gegen 800 Hinweise.

Aus der Fülle der gängigen Pegmatitdefinitionen sei hier jene von O. ANDERSEN, 1931, S. 3, zitiert, die meines Erachtens besonders brauchbar ist, da sie keine genetische Note impliziert:

„Pegmatite sind in situ kristallisierte Mineralassoziationen entschieden gröberen Kornes als ähnliche Mineralassoziationen in Form gewöhnlicher kristalliner Gesteine; von diesen unterscheiden sie sich auch durch unregelmässige Textur der Mineralaggregate.“

Grundsätzlich sind mindestens zwei Entstehungsarten feststellbar: eine in den Verlauf der magmatischen Differentiation gehörige (auch

juvenil-magmatische oder differential-magmatische genannt) und eine metamorph-exsudative, resp. eine anatektische. Die in der Natur vorkommenden Pegmatite dürften wohl kaum alle entweder dieser, oder jener Art zuzuordnen sein, wie dies in der Literatur vielfach geschieht; vielmehr dürften beide nebeneinander, oder vielleicht sogar miteinander existieren.

4.1. Produkt der magmatischen Differentiation

Magmatische Pegmatite s. s., d. h. juvenil-magmatische Pegmatite, werden von einem granitischen Magma der Tiefe abgeleitet. Typisch ist ein feldgeologisch fassbarer Zusammenhang mit Graniten, typisch soll aber auch ein Reichtum an akzessorischen seltenen Mineralien, und das Vorhandensein seltener Elemente, wie Be, Zr, U, Li, Ce, Rb, Bi, Nb, Tl und Seltener Erden sein (vgl. A. I. GINZBOURG, 1960). Nach FERSMANN ist weiterhin zonarer Bau des Pegmatitkörpers typisch. So gut wie alle Pegmatite wurden seit BRÖGGER als magmatische Differentiate aufgefasst, und auch heute noch neigen die meisten Forscher dieser Auffassung zu; sogar dann, wenn die Hauptbedingung, nämlich der Zusammenhang mit einem Stammagma, nicht nachgewiesen werden kann (vgl. R. H. JAHNS, 1955). Eine treffende Beschreibung der Pegmatitgenese durch magmatische Differentiation gibt T. F. W. BARTH, 1962, S. 124:

„Magmatische Pegmatite entstehen in den letzten Phasen der normalen Massengesteinsdifferentiation aus alkali-alumosilikatreichen Restlösungen mit einem Überschuss an flüchtigen Bestandteilen. Diese erniedrigen die Kristallisationstemperatur und die Viskosität der Schmelze. Hiervon leitet sich die Grobkörnigkeit der Pegmatite ab. Der Gehalt an seltenen Mineralien rührt von der Anreicherung seltener Elemente, die infolge ihrer ‚aussergewöhnlichen‘ Ionenradien nicht in normale gesteinsbildende Minerale eingebaut werden konnten, her.“

Auf die Wichtigkeit der Ionenradien hat in erster Linie V. M. GOLDSCHMIDT, 1922/26 und 1954 (posthum erschienen), hingewiesen.

4.2. Anatektisch-metamorphe Entstehung

(Venite nach HOLMQUIST, palingenetische Pegmatite nach FERSMANN, Sekretionspegmatite nach RAMBERG und BARTH, Pegmatoide, oder Pseudopegmatite nach SCHNEIDERHÖHN)

Sekretionspegmatite sind wurzellose Pegmatitkörper, die durch Diffusion aus umgebendem Gestein entstanden sind. Mineralparagenesen und Struktur sind dieselben wie bei den juvenil-magmatischen Pegma-

titen. Bei den beiden Phänomenen handelt es sich demzufolge um konvergente Erscheinungen.

Widersprüche in der Pegmatitdefinition — bei Angabe der Paragenesen oder der Struktur etwa — ergeben sich leicht aus der Eigenart mancher Forscher, von lokalen bis regionalen Eigenheiten auf das Typische im weitesten Sinne zu schliessen.

Die Bildungsbedingungen dieser Pegmatite sind durch Temperatur- bzw. Druckerhöhungen (vgl. H. G. F. WINKLER, 1965) bestimmt, die zur Anatexis und Palingenese führen können (s. D. HOENES, K. R. MEHNERT und H. SCHNEIDERHÖHN, 1949).

5. AUSGANGSMATERIAL

5.1. Auswahl der Fundpunkte

Aus den obigen Ausführungen geht hervor, dass diskordante Pegmatite mit ihren sichereren Möglichkeiten der Alterseinstufung zur Behandlung der gestellten Fragen besonders geeignet sind.

Leider aber befinden sich diskordante Pegmatite in der sog. Wurzelzone in der Minderheit, und da die Aufschlussverhältnisse ohnehin nicht ideal sind, mussten auch Glimmer aus konkordanten Gängen herangezogen werden.

Seit einiger Zeit werden die Pegmatite im mittleren Tessin nicht mehr kommerziell ausgebeutet; noch E. GUTZWILLER, 1912, S. 15, I. SCHNEIDERFRANKER, 1943, S. 140 und P. KNUP, S. 108, berichten von regelrechtem Pegmatitabbau. Heute sind die Brüche indessen aufgelassen. Wie schnell dann die Verwitterung eingreift, zeigen Aufschlüsse an einer 1942 durch polnische Internierte von Golino nach Arcegno gebauten Strasse. Zahlreiche Pegmatite wurden dort angeschnitten, alle sind heute von einer beträchtlichen Verwitterungsschicht überzogen.

Wie penibel die Einwirkungen der Verwitterung gerade auf Glimmer sein können, zeigen Arbeiten von E. ZSCHIMMER, 1898, K. GLINKA, 1910 und L. V. DIMITRIYEV, 1962. Die Verwitterung greift selektiv an, indem zunächst K durch H_2O ersetzt wird, wobei Biotit heller wird und der optische Achsenwinkel sich ändert; mit fortschreitender Abnahme der Alkalien, des Magnesiums und des Eisens, geht eine *relative* Anreicherung von Silizium und Aluminium parallel, da Wasser nicht alle frei werdenden Plätze einnimmt (vgl. GLINKA, S. 185).

Den Kaliumverlust bei gleichzeitiger Wasserzunahme zeigen die Pro-

ben WS π 58a und 66a, die zugehörigen DTA-Diagramme weisen denn auch den typischen Chloritpeak auf (vgl. S. 175).

Bei der Auswahl der Fundpunkte war also auf Frische des Materials einerseits, und auf Zusammenstellung eines repräsentativen Querschnittes andererseits, zu achten. Kartenskizze Fig. 5 zeigt die Fundpunkte, ihre Lage innerhalb der geologischen Einheiten und den Chemismus der untersuchten Glimmer.

5.2. Probenentnahme

Die grosse Inhomogenität der Pegmatitkörper erforderte besondere Vorsicht bei der Probenentnahme. Zwar ist der klassische Zonarbau der Pegmatite im Untersuchungsgebiet durchaus nicht vorherrschend (vgl. KNUP, 1958, S. 134), doch bietet die typische Grobkörnigkeit und unregelmässige Verteilung der Mineralien noch Schwierigkeiten genug.

Von jedem Aufschluss wurden mehrere Handstücke je vom Pegmatit und vom Nebengestein geschlagen, um einen gewissen Durchschnitt zu erhalten (je 2 bis 10 kg ca.). Die spektralanalytischen Daten sollen Aussagen über durchschnittliche Mineralzusammensetzung liefern, und zwar über den Durchschnitt mindestens im Dezimeterbereich. Diese Notwendigkeit kann nicht genug hervorgehoben werden, denn nur von diesem Bereich an können geochemische Daten sinnvoll untereinander verglichen werden; es ist dies mit der Grund, weswegen die Glimmerplättchen nicht etwa aus dem Gesteinsverband herausgepickt werden, sondern grössere Gesteinsmengen zur Aufarbeitung gelangen. Wie Neutronenaktivationsanalysen von L. RYBACH, 1964, und eigene Erfahrungen mit der Elektronenstrahlmikroanalyse von Glimmern nämlich zeigten — was früher schon vermutet worden war (vgl. O. MÉTAIS, 1962) —, können auch Glimmer im Mikrobereich in ihrer chemischen Zusammensetzung ganz wesentlich variieren. Erst heute ist es dank neuen mikroanalytischen Methoden überhaupt möglich, derartige Inhomogenitäten in einfacher Weise quantitativ zu fassen.

Nimmt man an, dass Pegmatite aus aufsteigenden Schmelzlösungen tiefen Ursprungs entstanden sind, und konstatiert Zonarbau, dann darf für Mineralien von Frühausscheidungsfolgen verschiedener Chemismus je nach Lage des Minerals innerhalb des Gangkörpers erwartet werden. Glücklicherweise gehören aber die Glimmer in jedem Fall zu den späten Ausscheidungen, die mehr oder weniger simultan an verschiedenen Stellen zu sprossen beginnen und so eine gewisse Gewähr für verwandten Chemismus wenigstens im Dezimeter- bis Meterbereich bieten. Um aber

sicher zu gehen, wurden — wie oben erläutert — nur Durchschnittsmuster zur Analyse herangezogen.

5.3. Pegmatitumlagen

Feldgeologisch fällt eine Übereinstimmung zwischen dem Pegmatitstreichen und der Klüftungsrichtung auf.

Indessen ist es schwierig, diesen Zusammenhang quantitativ zu fassen, denn erstens liegt die für einen derartigen Vergleich notwendige grosse Anzahl an Messpunkten nicht vor, und zweitens ist das Einmessen von Pegmatiten — im Gegensatz etwa zur Aufnahme von s-Flächen, Klüftungen und Lineationen — mit grundsätzlichen Schwierigkeiten verbunden.

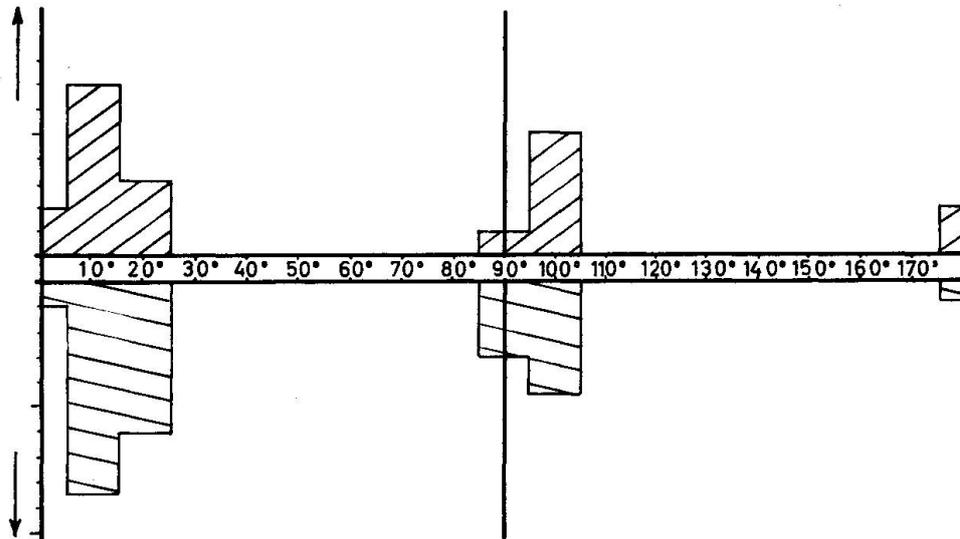


Fig. 4. x-Achse: Streichrichtung (bezogen auf $N=0$, $E=90^\circ$) koexistierender Klüfte (unterer Teil des Diagramms) und diskordanter Pegmatite (oberer Teil).
y-Achse: Häufigkeit der beobachteten Fälle.

Kollektion jener messbaren Pegmatitumlagen, die dem Diagramm Fig. 4 zu Grunde liegen.

0—150/90	V. di Cugnasco	15—195/90	Sassello
5—185/90	Palagnedra	20—200/80 E	S. Bernardo
5—185/90	Sassello	25—205/90	Palagnedra
10—190/60 W	S. Bernardo	25—205/90	V. della Porta
10—190/90	Sassello	80—260/90	Palagnedra
10—190/90	Pzo. Vogorno	95—275/70 W	Centovalli
10—190/90	V. di Cugnasco	100—280/75 E	V. di Coglio
15—195/90	V. della Porta	105—285/90	Intragna
15—195/90	Sassello	105—285/90	Sassello

Einen Versuch, diese Zusammenhänge trotzdem graphisch zu fassen, bringt Fig. 4. Auf der x-Achse sind die Streichrichtungen der koexistierenden Klüfte (untere Hälfte des Diagrammes) und Pegmatite (obere Hälfte), und auf der y-Achse die Häufigkeiten der beobachteten Fälle angegeben.

Kann das Alter dieser Klüftungen als postalpin gelten, dann dürfte sich auch für die Platznahme der gleich streichenden Pegmatite dieselbe Alterseinstufung ergeben.

Fällt nun einerseits ein Zusammenhang zwischen Pegmatittraumlage und Klüftungsrichtung auf, so ist doch andererseits nicht ausser acht zu lassen, dass die Pegmatite im Vergleich zum Auftreten der Klüftungen nur ein bescheidenes regionales Auftreten zeigen, vgl. Fig. 1. Dass sie vorwiegend in einer Zone höchsten Anorthitgehaltes koexistierender Plagioklase und Kalzite, und damit in einer „Zone höchster Bildungstemperatur“ auftreten (vgl. E. WENK, 1962), kann kein Zufall sein, s. auch Schlussbetrachtungen Kapitel 8.

5.4. Verzeichnis der Proben

Die folgende Liste bringt eine Übersicht über Art und Herkunft der Ausgangsmaterialien. Abgesehen von Probe WS π 73e bedeutet die a-Nummer Pegmatit, b- und c-Nummern bezeichnen das Nebengestein. Physikalische Daten, sowie Angaben über Paragenesen folgen später, vgl. Tab. 6, S. 170/171.

Bezeichnung	Fundort	Koordinaten	Geologische Einheit	Bezeichnung
WS π 31 a	Orselina	704.275/114.875	Zone von Orselina	konk. Biotit-Muskowitpegmatit
WS π 31 b	ibidem	idem	idem	feink. Biotitgneiss
WS π 33 a	Centovalli	686.650/110.075	Zone von Locarno	disk. Muskowitpegmatit
WS π 33 b	ibidem	idem	idem	Zweiglimmergneiss
WS π 34 a	Centovalli	686.850/110.200	Zone von Locarno	disk. Muskowitpegmatit
WS π 34 c	ibidem	idem	idem	Biotithaut um Pegmatit
WS π 34 d	ibidem	idem	idem	Granat-Biotitschiefer
WS π 35 a	V. Calanca	729.900/124.100	Simano	disk. Biotitpegmatit, zonar
WS π 35 b	ibidem	idem	idem	melanokr. Biotitgneiss
WS π 36 a	V. Giumaglio	696.575/126.500	Antigorio	disk. Biotitpegmatit
WS π 36 b	ibidem	idem	idem	biotitaplitische Schliere
WS π 36 c	ibidem	idem	idem	grobk. Biotitgneiss
WS π 37 a	Aurigeno	698.400/121.750	Maggiakomplex	biotitaplitische Schliere
WS π 37 b	ibidem	idem	idem	feink. Biotitgneiss

Bezeichnung	Fundort	Koordinaten	Geologische Einheit	Bezeichnung
WS π 38 a	Grisighorn	638.550/137.750	Aaregranit (Lit. 4))	„apl. Randfazies Eruptivkont.“
WS π 40 a	Ronco	700.550/111.900	Zone des Canavese	disk. Biotitpegmatit
WS π 40 b	ibidem	idem	idem	Biotit-Granatgneiss
WS π 41 a	Ronco	700.550/111.900	Zone des Canavese	konk. Biotit-Granatpegmatit
WS π 41 b	ibidem	idem	idem	Granat-Biotitgneiss
WS π 43 a	Auessio	698.500/115.550	Zone von P. Brolla	konk. Biotit-Muskowitpegmatit
WS π 43 b	ibidem	idem	idem	leukokr. Biotitgneiss
WS π 44 a	Ponte Brolla	701.600/116.375	Zone von P. Brolla	konk. Biotitpegmatit
WS π 44 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 46 a	S. Bernardo	703.450/114.775	Zone von Orselina	disk. Biotitpegmatit
WS π 46 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 48 a	Gorduno	722.675/120.100	Zone von Arbedo	konk. Biotit-Musk.-Gran. pegm.
WS π 48 ab	ibidem	idem	idem	biotitreiche Lage um Pegmatit
WS π 53 a	V. Vigezzo	682.725/109.400	Mte. Rosazone	disk. Biotit-Musk.-Gran. pegm.
WS π 53 b	ibidem	idem	idem	grobk. Biotitgneiss
WS π 56 a	Bellinzona	722.725/116.200	Zone von Bellinzona	konk. Muskowitpegmatit
WS π 56 b	ibidem	idem	idem	Hornblende-Biotitgneiss
WS π 58 a	V. Onsernone	695.625/117.750	Zone von Mergoscia	konk. Biotitpegmatit, chloritis.
WS π 58 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 60 a	V. Onsernone	697.025/116.425	Zone v. Vosa-Croppi	disk. Biotitpegmatit
WS π 60 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 61 a	V. Morobbia	723.700/114.500	Tonaleserie	konk. Muskowitpegmatit
WS π 61 b	ibidem	idem	idem	Muskowit-Biotitphylit
WS π 62 a	V. Morobbia	723.125/115.550	Zone von Bellinzona	konk. Biotit-Musk.-Gran. pegm.
WS π 62 b	ibidem	idem	idem	melanokrater Biotitgneiss
WS π 63 a	V. Morobbia	721.850/114.475	Zone von Bellinzona	konk. Muskowit-Granatpegmat.
WS π 63 b	ibidem	idem	idem	Biotitamphibolit
WS π 64 a	Sementina	717.850/115.100		konk. Muskowit-Biotitpegmatit
WS π 64 b	ibidem	idem		feink. Biotitgneiss
WS π 66 a	Mergoscia	708.600/118.500	Zone v. Mergoscia	disk. Biotitpegm., chloritisiert
WS π 66 b	ibidem	idem	idem	feink. Biotitgneiss
WS π 69 a	A. Mondei	660.950/103.750	Moncuccokomplex	disk. Biotit-Musk.-Gran. pegm.
WS π 69 b	ibidem	idem	idem	ultrabas. Linse/Biotitgneiss
WS π 70 a	V. Lodrino	715.150/124.250	Bündnerschiefer	disk. Muskowitpegmatit
WS π 70 b	ibidem	idem	idem	Biotitschiefer
WS π 71 a	Claro	721.925/125.175		disk. Muskowitpegmatit
WS π 71 b	ibidem	idem	idem	leukokrater 2 Glimmergneiss
WS π 72 a ₁	Novate	755.520/121.280	Novategranit	konk. Muskowitpegmatit
WS π 72 b ₁	ibidem	idem	idem	Zweiglimmergranitgneiss
WS π 72 b ₂	Montagnola	754.820/122.420	Novategranit	Biotitscholle im Novategranit

4) Vgl.: A. STECK, 1965.

Bezeichnung	Fundort	Koordinaten	Geologische Einheit	Bezeichnung
WS π 73 a	Nalps	696.125/164.450	Gotthardmassiv	ultrabasische Scholle ^{*)}
WS π 73 b	ibidem	idem	idem	Biotithülle um Scholle
WS π 73 c	ibidem	idem	idem	Quarzdiorit
WS π 73 d	ibidem	idem	idem	Glimmergneiss
WS π 73 e	ibidem	idem	idem	konk. Muskowitpegmatit in 73 d
WS π 74 a	Fontanettas	702.150/160.800	Tavetscher Zw. Mass.	Muskowitpegmatit ^{*)}
WS π 75 a	V. Verzasca	708.600/122.950	Verzascagneiss	disk. Biotit-Muskowitpegmatit ^{*)}
WS π 75 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 80 a	V. Verzasca	708.450/122.900	Verzascagneiss	disk. Muskowitpegmatit ^{*)}
WS π 80 b	ibidem	idem	idem	Biotitgneiss
WS π 81 a	V. Verzasca	711.600/121.050		disk. Muskowit-Beryllpegmatit ^{*)}
WS π 81 b	ibidem	idem		Biotitgneiss

6. MINERALSEPARATION

Ist einmal das Aufarbeiten grösserer Gesteinsmengen notwendig geworden, so stellen sich auch schon Fragen der Rationalisierung. In unserer Tätigkeit im Rahmen von Nationalfondsprojekten habe ich zusammen mit meinem Kollegen J. Hunziker gut zwei Tonnen Gesteinsmaterial aufgearbeitet und in Mineralfraktionen zerlegt. Mit Mörser und Handsieb lassen sich derartige Mengen natürlich nicht bewältigen, und so richteten wir sukzessive ein Mineraltrennlabor ein, das heute versehen ist mit einer Scheibemühle (End Runner Mills Co., Ashbourne, England), zwei Flügelmühlen (J. Culatti, Zürich), einem mechanischen Sieb (Eigenkonstruktion), drei Schütteltischen (zwei Eigenkonstruktionen und einem auf dem Markte erhältlichen Nass-Schütteltisch der Firma Denver Equipment Co., Colorado, Mass., U.S.A.) und einer Entlüftungsanlage, um den nicht ungefährlichen silikatischen Staub zu entfernen. Ein Magnetscheider (Frantz Isodynamic Separator), sowie Utensilien zur Schwerentrennung, inkl. Zentrifuge vervollständigen die Ausrüstung. Fig. 6 zeigt in schematischer Darstellung den Einsatz dieser Apparaturen und den Werdegang der analysenreinen Glimmerprobe.

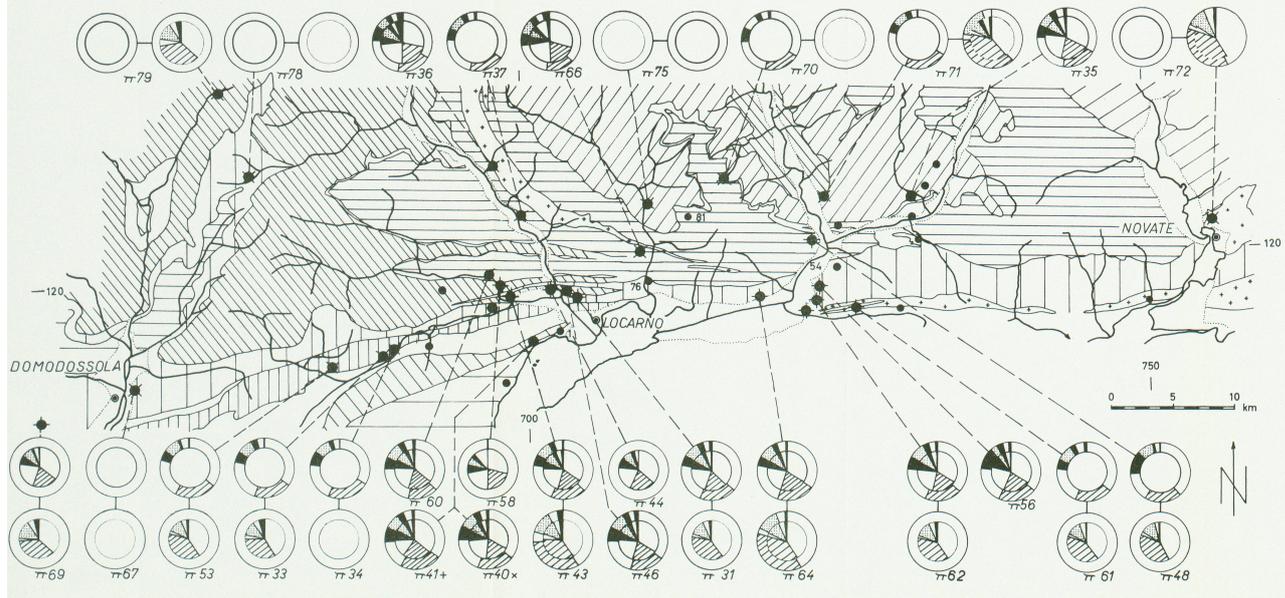
6.1. Vorbereitung des Trenngutes

Für die Handstücke aus dem Feld wird zunächst eine Karte angelegt, auf welcher die ausgeführten Arbeiten jeweils laufend eingetragen werden.

^{*)} Vgl.: A. ARNOLD, 1965.

^{*)} Vgl.: E. WENK, H. SCHWANDER et al., 1963.

Fig. 5. Topographisch-geologische Übersichtskarte mit Eintragung der Fund- und einzelner Literaturpunkte. Zur Geologie vgl. Geol. Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blätter 7 u. 8. Nummern mit kleinen Kreisen beziehen sich auf Spurenelementanalysen.

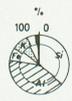


- ◆ diskordante Pegmatite
- ◆ konkordante Pegmatite
- Literaturpunkte



Hauptkomponenten des Pegmatitbioites: innerer Kreis. Im Uhrzeigersinn SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3+FeO , MgO , K_2O , TiO_2 , $H_2O + F$, Rest.

Hauptkomponenten des Nebengesteinsbioites: äusserer Ring. Gleiche Anordnung der Elemente wie oben.



Hauptkomponenten des Pegmatitmuskowites: innerer Kreis. Im Uhrzeigersinn SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3+FeO , K_2O , $H_2O + F$, Rest.

Hauptkomponenten des Nebengesteinsmuskowites: äusserer Ring. Gleiche Anordnung der Elemente wie oben.

Leere Seite
Blank page
Page vide

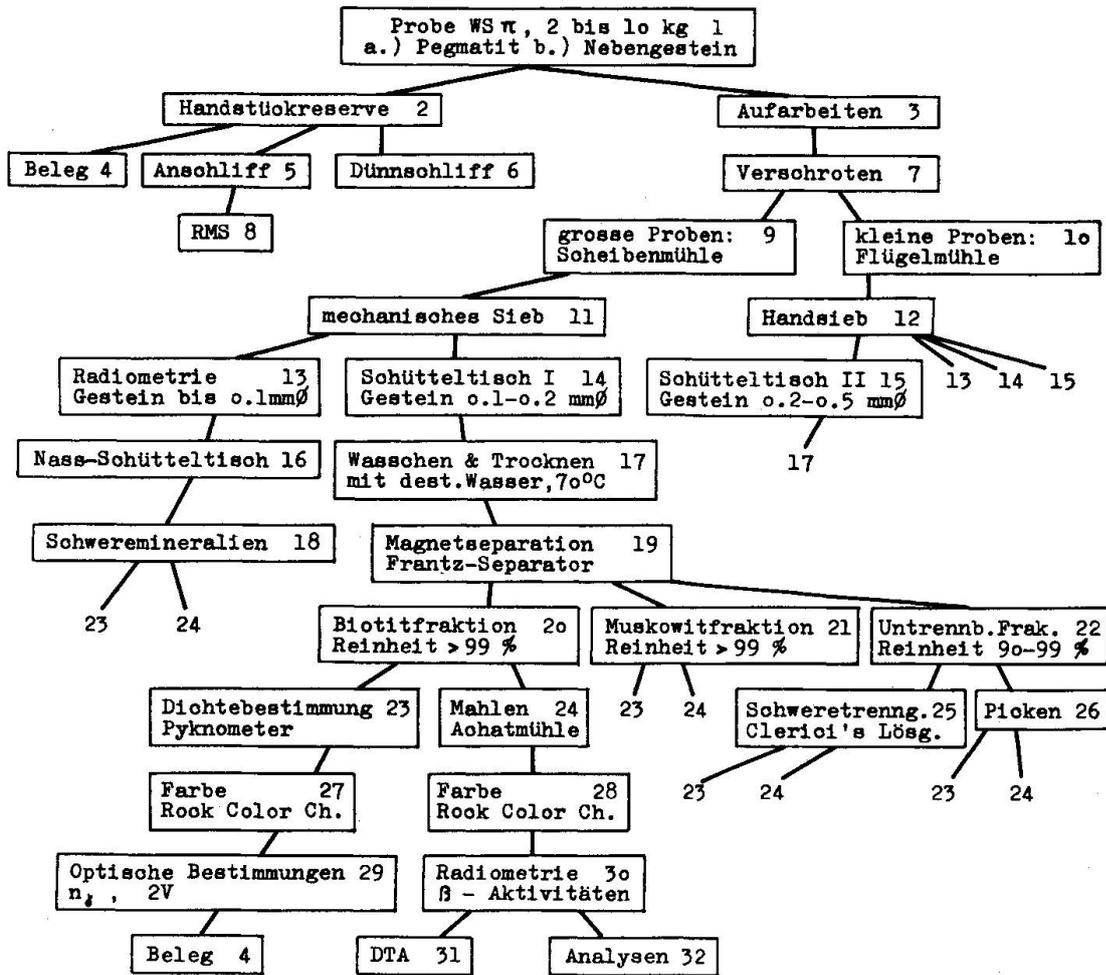


Fig. 6. Schematische Darstellung der Mineralseparation.

Ein derartiger Kennzettel ist notwendig, wenn aus Gründen der Zeitersparnis gleichzeitig eine grössere Anzahl von Proben aufgearbeitet wird. Die Handstücke werden in einem Backenbrecher verschrotet; das zerkleinerte Material gelangt hierauf in eine Scheibemühle. Erstrebenswert ist eine möglichst grosse Menge an Körnern mittlerer Grösse (0,2 bis 0,5 mm \varnothing), die sich für die weitere Aufarbeitung am besten eignen, mikroskopisch leicht geprüft werden können, und im Falle der Glimmer meist keine Verwachsungen mehr aufweisen. Je nach Fragilität und Härte des Gesteins muss der Scheibendruck der Mühle verschieden eingestellt werden.

6.2. Sieben

Ein Transportband bringt das Gesteinspulver auf ein mechanisches Sieb, das folgende Fraktionierung ermöglicht: $> 0,5$ mm \varnothing , 0,2 bis

0,5 mm \varnothing , 0,1 bis 0,2 mm \varnothing , 0,05 bis 0,1 mm \varnothing und $< 0,05$ mm \varnothing . Verwendung finden üblicherweise die mittleren Kornfraktionen, lediglich der Nass-Schütteltisch braucht feinstes Gesteinsmaterial. Die nichtverwendeten Fraktionen werden magaziniert.

Dank dem langen Siebweg — die Siebflächen betragen 25 auf 60 cm — ist der Siebeffekt gross bei geringer Abnutzung der Siebnetze. Die mechanische Siebanlage wurde zusammen mit dem Institutsmechaniker, Herrn Glauser, entworfen und gebaut.

6.3. Schütteltisch

Das gesiebte Gesteinspulver gelangt auf eine Anlage, die in ähnlicher Art erstmals von H. FAUL, 1959, gebaut und beschrieben wurde. Die Maschine, die wir „Schütteltisch“ taufte, trennt Mineralpulver nach Korngestalt in mehrere (10 bis 30) Fraktionen. Auf Fig. 7 ist eine der von uns verwendeten mechanischen Schütteltische zu sehen.

Eine schräge Glasplatte wird durch einen Exzenter in Schwingungen versetzt, und zwar so, dass flache Mineralien ihrer grösseren Reibung auf der Plattenoberfläche wegen sich in horizontaler Richtung verschieben, während runde Mineralkörner in vertikaler Richtung nach unten rollen. Plattenneigung, Exzentrizität (und damit Schwingungsamplitude) und Tourenzahl des Motors (und damit Schwingungsfrequenz) sind regulierbar. Dadurch können für viele Mineralbildungen gesondert die idealen Apparateverhältnisse geschaffen werden: kleine Körner lassen sich am besten bei kleiner Amplitude und hoher Frequenz, grosse Körner am besten bei grosser Amplitude und niedriger Frequenz trennen.

Die Plattenneigung ist verstellbar und beträgt meistens etwa 30° , die Exzentrizität ± 1 mm, die Tourenzahl im Mittel 1500 U/Minute.

Die Planung und Entwicklung des mechanischen Schütteltisches erfolgte in Zusammenarbeit mit J. Hunziker, die werkgerechte Ausführung unseres definitiven Modelles besorgte der Mechaniker des mineralogischen Institutes, Herr Glauser, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei.

Der Schütteltisch ist für die Anreicherung von Glimmermineralien aus Gesteinen unentbehrlich, speziell für eisenarmen Muskowit, der sich im Frantz-Magnetscheider nicht separieren lässt. Nützlich ist der Umstand, dass die Apparatur ohne Überwachung funktioniert und in etwa zwei Stunden eine gute Glimmeranreicherung aus ca. 5 kg Gestein liefern kann. Zur Trennung von Schwermineralien aus feinstem Gesteinsmehl dient ein Nass-Schütteltisch (Wilfley-table).

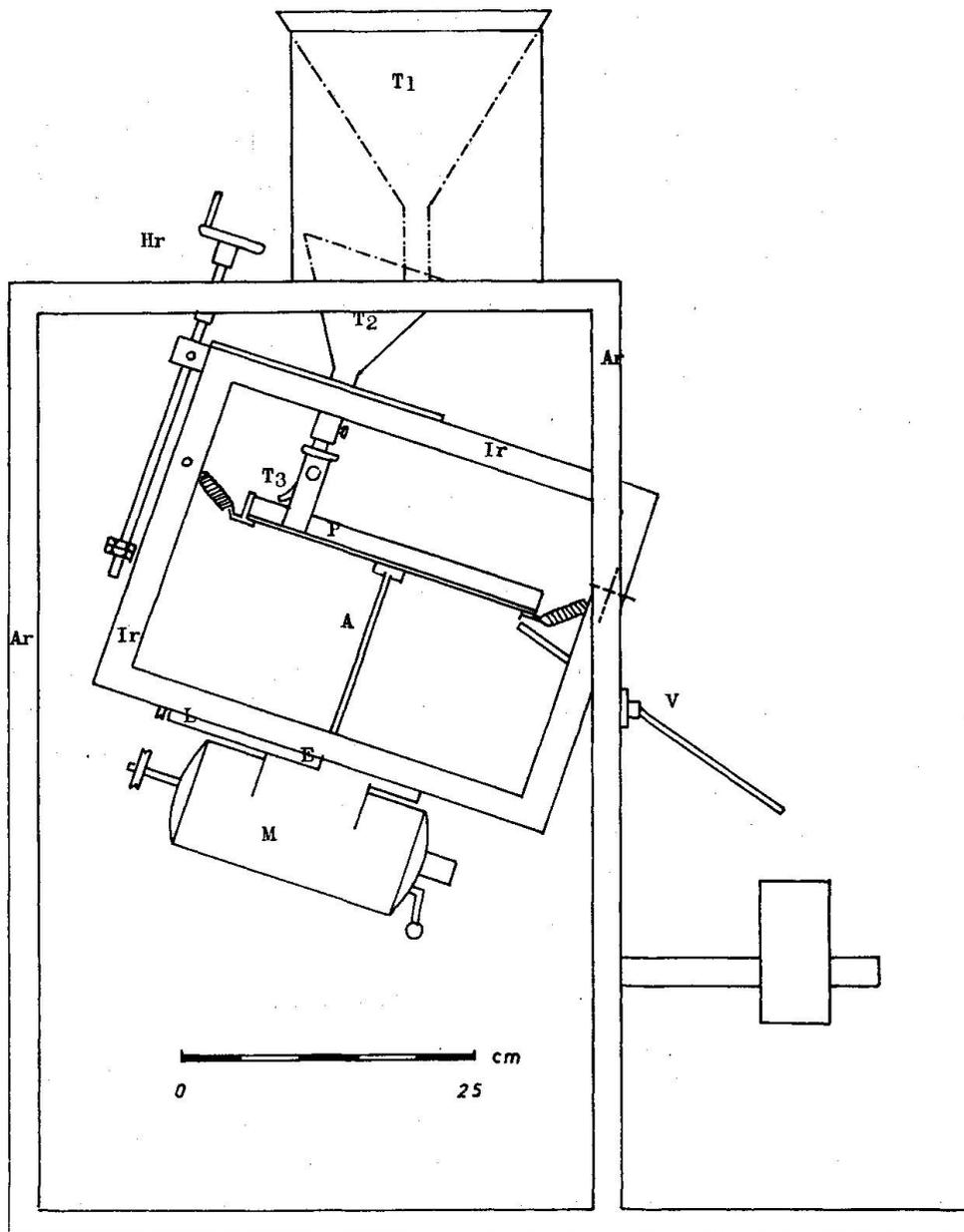


Fig. 7. Schütteltisch, Seitenansicht.

- Ar Äusserer Rahmen.
 Ir Innerer Rahmen, von 0° bis 40° neigbar.
 P Glasplatte, auf Holz montiert, mittels 4 Federn im inneren Rahmen Ir befestigt.
 M Elektromotor (Multifix-Repulsionsmotor), variable Tourenzahl 0 bis 2000 U/'.
 L Lager mit Exzenter, Exzentrizität stufenlos verstellbar von 0 bis 3 mm.
 A Verbindungsstange L—P, welche die Stösse des Exzenters E der Platte P mitteilt.
 Hr Handrad zur Verstellung der Neigung.
 T₁₋₃ Trichtersystem zur kontinuierlichen Materialeingabe.
 V Verteilersystem, bestehend aus Wellplastic und Auffangbechern (letztere auf Figur weggelassen).

6.4. Waschen und Trocknen

Je nach Gesteinsart weisen die aus dem Schütteltisch anfallenden Konzentrate schon eine höchste Reinheit (besser als 99%) auf. Die besten Fraktionen — ihre Güte wird mittels Körnerpräparaten (Einbettungsmittel Rhenohistol mit $n = 1,532$) unter dem Mikroskop geprüft — werden mit destilliertem Wasser gewaschen und unter einer Hühnerbrutlampe bei nur etwa 70°C getrocknet, da die Trocknungstemperatur unter Umständen kritisch ist. C. E. BURCKHARDT, 1943, wies darauf hin, dass der Achsenwinkel von Muskowit sich schon ab 100°C zu ändern beginnen kann.

6.5. Magnetische Trennung

Je nach Reinheit wird das Mineralkonzentrat ein oder mehrere Male im Frantz Isodynamic Separator (vgl. S. ROSENBLUM, 1958) getrennt. Die benötigte Stärke des magnetischen Feldes gibt einen nützlichen Hinweis auf die Menge des im Mineral vorhandenen Eisens, wie dies R. H. VERNON, 1961, beschrieben hat. Wie eigene Versuche indessen ergeben haben, ist eine quantitative Eisenbestimmung auf Grund der magnetischen Subzeptibilität nicht ohne weiteres möglich, auch wenn das $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ -Verhältnis bekannt ist.

6.6. Zusätzliche Trennmöglichkeiten

In den meisten Fällen ist mit dem oben beschriebenen Verfahren eine hinreichende Mineralreinheit erreicht. Genügt diese indessen noch immer nicht, so kann mit Schwereflüssigkeiten weiter getrennt werden, wie dies in den meisten Lehrbüchern der Mineralogie beschrieben wird. Am besten eignet sich Thalliumformiat (Clerici's Lösung), da es mit Wasser verdünnbar ist und sich damit alle Dichten von $D = 4,2$ bis $D = 1$ ohne grossen Zeitaufwand mischen lassen; das Regenerieren der Flüssigkeit ist gleichfalls sehr einfach. Leider ist die Lösung sehr giftig, und zudem sauer, so dass nicht alle Mineralien damit getrennt werden können. Da zu Thalliumformiat ohnehin nur in besonders heiklen Fällen gegriffen wird — etwa bei Trennung von Biotit von gewissen Granaten —, ist die Verwendung einer Zentrifuge zur Beschleunigung des Trennvorganges notwendig.

Werden kleinste Mengen besonderer Reinheit benötigt, wie etwa bei

der spektralanalytischen Spurenanalyse, so empfiehlt sich die Verwendung eines Mineralsaugers (wie ich ihn in ähnlicher Form erstmals 1960 verwendet habe), s. Fig. 8. Ein ähnliches Apparätchen beschrieben O. M. SAVOLANTI und M. H. TYNI 1960.

Eine Menge von 500 mg Granat beispielsweise lässt sich mit dem Mineralsauger unter dem Binokular bei durchfallendem Licht in etwa 20 bis 30 Minuten picken.

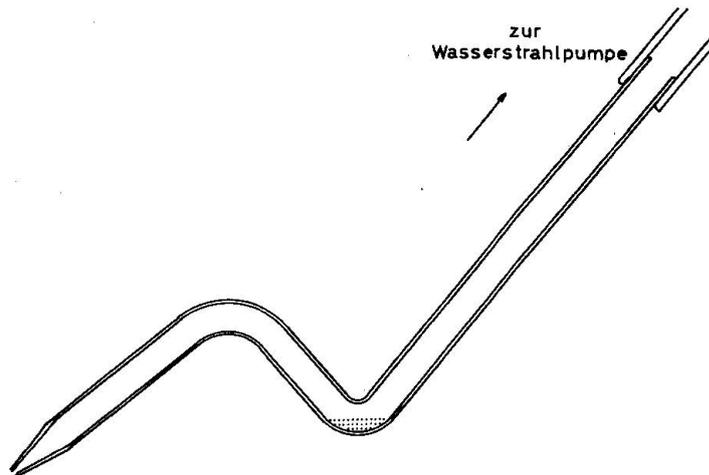


Fig. 8. Mineralsauger zum Picken und Sortieren von Mineralkörnern.

Die oben beschriebenen zusätzlichen Separationsmethoden sollten nur an Durchschnittsmustern angewendet werden, niemals aber zur Mineralauslese aus einem einzelnen Handstück, wenn eine spätere Mineralanalyse bezweckt ist. Auslesemuster aus zu kleinem Ausgangsmaterial können zu vollkommen falschen Analyseninterpretationen führen.

Liegt endlich ein reines Mineralkonzentrat vor, so wird ein Teil für gewisse physikalische Bestimmungen (s. Schema S. 153) reserviert, ein anderer Teil wird in Achatkugelmöhlen oder -mörsern analysenfein, d. h. feiner als 50μ Korndurchmesser, gemahlen.

Die gesamte Aufarbeitung vom Rohmaterial bis zur analysenfertigen Mineralprobe dauert — im Mittel, gutes Ausgangsmaterial und Serienbetrieb vorausgesetzt — etwa einen Tag.

Die Ausführlichkeit, mit der die an und für sich uninteressanten Mineralseparationsmethoden hier behandelt wurden, mag zunächst erstaunen. Ohne sorgfältige präparative Arbeit ist aber die darauf folgende analytische in Frage gestellt. Die Analyse ist nämlich im besten Falle gerade so gut wie die Ausgangssubstanz.

7. ANALYSEN

7.1. Spektralanalysen

Die analytischen Arbeiten wurden in der Hauptsache nach den von H. SCHWANDER am mineralogischen Institut eingeführten und von ihm 1960 sowie 1963 beschriebenen Verfahren durchgeführt. Die Vorteile spektrochemischer Methoden liegen auf der Hand.

Eine allgemeine Einführung in spektrochemische Analysenmethoden geben L. H. AHRENS und S. R. TAYLOR, 1961, und H. SCHELLER, 1960, um nur zwei zu nennen.

Im folgenden werde ich, um Wiederholungen zu vermeiden, auf analytische Verfahren und Probleme nur soweit eingehen, als sie sich von den Angaben der oben zitierten Autoren unterscheiden.

7.1.1. Hauptkomponenten

Die Hauptkomponenten der untersuchten Glimmer wurden mit einem Jarrell-Ash 1,5 m Atomcounter (direct reading spectrometer) analysiert (vgl. E. WENK, H. SCHWANDER et al., 1963, S. 443); Probenvorbereitung und enge Standardisierung mit natürlichen und teilweise synthetischen Eichproben geschah nach den üblichen Verfahren, mit der Ausnahme, dass anstelle des früher praktizierten Boraxaufschlusses am Platindraht die Boraxmischung jetzt in einem gestanzten Nickelblech höchster Reinheit („AT“ Nickelband, 0,1 mm dick) durch Anlegen von ± 6 V bei 200 A bei ca. 1200°C während 8 Minuten geglüht wurde.

Die Mischungen wurden nicht mehr von Hand in der Achatschale hergestellt, sondern in Mahlautomaten der Firma Retsch („Grindomat“) unter Verwendung von Achatbechern. Mahlzeit und Schwingungsfrequenz wurden konstant gehalten.

Auf den Tabellen 1a und 1b sind die chemischen Daten der Glimmerhauptkomponenten zusammengestellt. Die Analysensumme schwankt — der Analysenfehlerquote von einem Prozent relativ entsprechend — zwischen 99,0 und 101,0%. Aus den erhaltenen Gewichtsprozenten berechnen sich die ebenfalls auf Tab. 1a, b verzeichneten Strukturformeln, wobei zuerst nach den Methoden von M. D. FOSTER, 1960, mit 22 Kationen und dann nach den herkömmlichen Verfahren, wie sie auch DEER, HOWIE und ZUSSMAN, 1962 noch verwenden, mit 24 (O, OH) gerechnet wurde.

Beide Methoden haben ihre Vorzüge: die Berechnung mit 24 (O, OH) berücksichtigt das Wasser und die flüchtigen Bestandteile, die im Falle

der Pegmatitglimmer besonders wichtig sind; zudem ist diese Berechnungsart noch überaus weit verbreitet, und schon aus Gründen der Vergleichsmöglichkeit wurde sie auch hier angewendet.

Die Berechnungsart mit 22 Kationen nach FOSTER hat den grossen Vorteil, dass das damit möglich gewordene Kalkül der Ladungsbilanz eventuelle *Rechnungsfehler* zuverlässig anzeigt; *Analysenfehler* werden nur bedingt registriert.

Da die hier ausgeführten Analysen in grösserer Anzahl vorliegen, nach denselben Methoden und durch denselben Analytiker realisiert

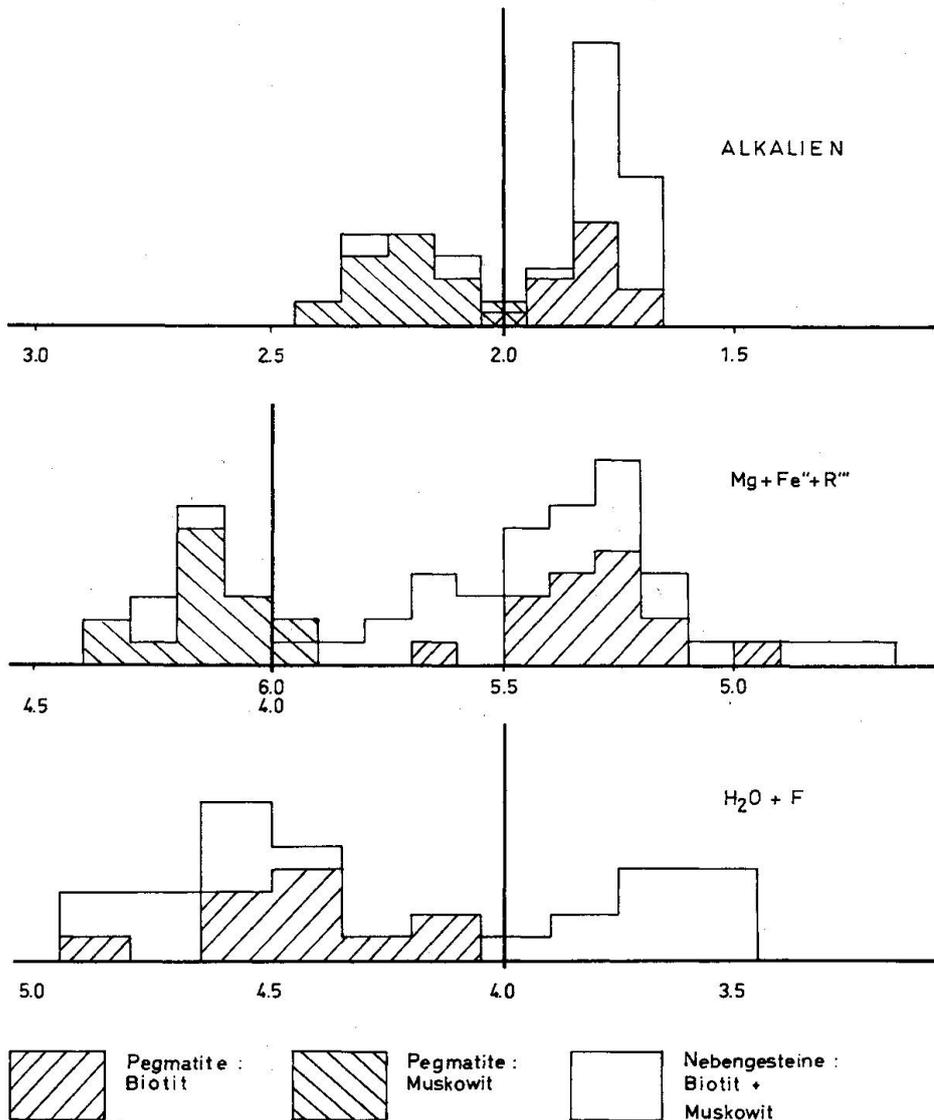


Fig. 9. Die Abweichungen vom idealen Biotit- und Muskowitstrukturformelwert. x-Achse: Formelwerte; idealer Wert durch dicken, vertikalen Strich gekennzeichnet. y-Achse: Häufigkeit der beobachteten Fälle.

wurden, drängt sich eine statistische Auswertung der Strukturformelwerte auf.

In Fig. 9 sind Strukturhäufigkeitsdiagramme zu sehen. Auf der x-Achse sind die Abweichungen vom idealen Strukturformelwert (unter Berücksichtigung von 24 (O, OH)) und auf der y-Achse die Häufigkeiten der beobachteten Werte eingetragen. Auch hier kommt deutlich zum Ausdruck, dass weder bei den Alkalien, noch bei der $R^{+3}/Fe^{+2}/Mg$ -Gruppe signifikante Unterschiede zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmern bestehen. Jedoch geht klar hervor, dass systematische Abweichungen von den idealen Strukturformeln existieren. Für diesen Befund sprechen übrigens auch die Formeln, welche DEER et al., 1962, geben. Eine gezielte röntgenoptische Studie muss diese Widersprüche abklären.

Die Zusammenstellung der Analysen im $R^{+3}/Fe^{+2}/Mg$ -Dreieck (Fig. 10 und 11) ergibt insofern das gewohnte Bild, als die Mehrzahl der Punkte in das umgrenzte Feld fällt, die Streuung im übrigen aber sehr gering ist.

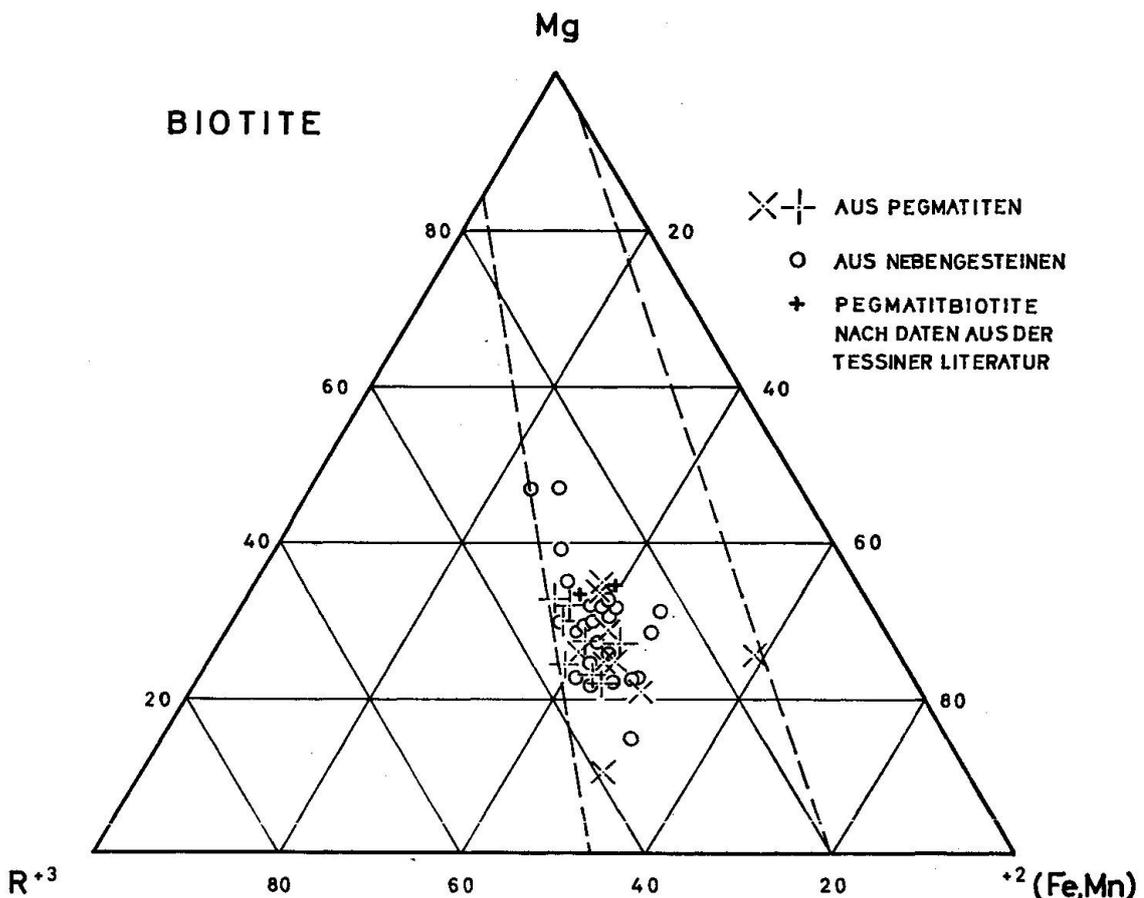


Fig. 10. Projektionspunkte der analysierten Biotite im $Mg/R^{+3}/Fe^{+2}$ -Dreieck. Berechnung auf der Basis von 22 O (nach FOSTER, 1960a).

Tabelle 1a. *Biotitananalysen. Hauptkomponenten*

Probe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	TiO ₂	H ₂ O Summe	
31a	36,0	19,2	3,0	18,1	0,4	6,4	0,3	8,8	0,1	2,8	4,7	100,7
31b	36,0	20,0	2,9	19,0	0,4	5,5	0,3	8,4	0,03	3,2	3,8	99,5
33b	34,9	20,2	3,3	19,7	0,4	5,4	0,4	8,6	0,06	3,4	3,7	100,1
34a	33,3	20,0	6,6	16,1	0,4	6,7	0,3	8,7	0,06	2,9	5,2	100,0
34c	33,5	22,6	3,2	17,9	0,4	7,5	0,4	8,9	0,03	3,3	3,7	100,2
35a	32,5	21,5	2,9	20,2	0,5	4,9	0,5	8,3	0,1	2,7	5,5	99,9
35b	32,8	18,3	3,7	19,5	0,7	6,8	0,5	8,3	0,1	3,7	4,5	99,9
36a	32,3	21,3	3,5	17,8	0,5	6,2	0,2	8,6	0,2	3,2	4,4	100,3
36b	32,9	20,5	3,3	17,8	0,6	6,0	0,3	8,6	0,1	3,7	5,5	100,4
36c	33,5	18,6	2,9	19,6	0,4	7,7	0,2	8,6	1,0	3,4	4,7	100,6
37b	34,5	18,7	5,0	17,2	0,6	6,1	0,4	8,7	0,03	3,3	4,7	99,4
38a	33,7	20,9	4,4	18,5	0,6	2,5	0,4	8,8	0,3	3,7	5,5	99,9
40a	32,3	19,1	5,8	16,4	0,2	8,3	0,6	8,8	0,7	3,3	4,1	99,6
40b	35,9	19,9	3,2	15,9	0,1	8,0	0,5	8,7	0,1	4,0	3,5	99,6
41a	35,8	18,9	5,9	13,9	0,2	7,9	0,6	8,3	0,2	3,6	4,1	99,6
41b	33,0	18,0	4,1	16,9	0,2	7,8	0,4	8,4	0,5	3,7	4,6	99,6
43a	34,2	20,2	6,0	15,3	1,0	5,7	0,3	9,0	0,2	3,1	4,4	99,4
43b	37,3	19,4	3,6	17,1	0,6	5,8	0,4	8,6	0,1	2,9	4,4	100,2
44a	36,1	20,5	4,7	15,3	0,5	8,0	0,3	8,6	0,0	3,5	3,4	100,9
45a	33,7	20,7	3,8	18,1	0,4	5,9	0,4	8,8	0,06	3,2	4,2	99,3
46b	35,5	17,8	4,5	16,8	0,4	7,3	0,4	8,7	1,4	3,3	3,5	99,6
48ab	38,3	20,4	3,4	12,0	0,4	12,2	0,3	9,1	0,03	1,4	3,2	100,5
53b	35,9	21,6	5,0	17,0	0,5	5,4	0,4	8,7	0,2	1,2	4,5	100,3
56a	33,7	22,4	4,2	18,3	0,3	5,6	0,3	8,7	0,03	2,9	4,5	100,9
56b	33,6	19,0	5,0	15,1	0,3	7,2	0,5	8,6	0,1	3,3	3,7	100,4
58a	35,6	18,9	7,8	13,9	1,2	6,9	0,6	6,2	0,5	3,5	11,4	99,6
58b	35,6	18,3	6,2	15,0	0,9	6,4	0,6	8,7	0,03	3,0	4,1	99,3
60b	36,9	16,7	6,2	16,2	0,7	6,5	0,6	9,0	0,2	3,5	4,0	100,1
61b	35,9	21,0	6,9	13,8	0,4	5,1	0,3	8,4	0,1	3,2	5,2	100,3
61c	35,7	21,3	4,0	18,7	0,3	5,4	0,5	8,7	0,05	2,9	4,3	99,6
62a	33,5	20,1	6,3	16,4	0,4	6,2	0,5	8,9	0,06	2,9	4,5	99,8
62b	33,9	20,4	5,1	15,0	0,2	6,6	0,6	8,9	0,06	3,2	3,7	99,4
64a	33,7	21,3	4,0	18,7	0,3	5,4	0,5	8,7	0,05	2,9	4,3	99,6
64b	33,9	21,0	3,3	20,7	0,4	7,0	0,3	8,9	0,06	1,4	4,5	100,2
66a	36,9	20,1	1,9	21,0	0,8	6,2	0,4	6,1	3,1	3,4	10,0	99,9
66b	34,0	17,3	3,3	15,8	0,4	6,8	0,6	8,7	2,2	3,6	4,8	99,5
69a	35,4	18,4	6,1	16,4	1,5	7,0	0,3	9,0	0,06	1,4	4,5	100,2
70b	33,7	19,4	5,5	15,6	0,7	7,8	0,3	9,1	0,03	3,0	4,8	99,9
71b	33,8	22,8	1,5	20,5	0,7	5,3	0,3	8,8	0,03	2,9	3,9	100,6
72b	34,4	21,7	2,8	18,4	1,5	3,5	0,4	8,9	0,1	2,8	3,8	99,3
73a	41,3	20,5	3,7	8,7	0,03	9,8	0,9	1,5	2,8	2,5	100,5	
73b	39,8	18,5	4,0	12,0	0,3	9,7	0,4	8,8	0,03	3,8	3,2	100,4
73c	38,6	19,4	2,9	14,8	0,3	8,7	0,3	8,8	0,03	3,7	3,6	100,9
73d	38,5	20,5	0,8	16,2	0,1	9,1	0,3	9,0	0,03	2,5	3,5	99,1
72h	39,9	20,6	1,8	10,6	0,03	11,7	0,3	8,9	0,03	2,8	2,9	99,7

Tabelle 1b. *Muskowitananalysen. Hauptkomponenten*

Probe	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	TiO ₂	H ₂ O Summe	
31b	40,0	38,2	1,2	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,0
33a	41,3	38,2	5,0	1,2	0,0	0,9	0,5	12,1	0,03	0,6	5,1	99,9
43a	40,2	35,3	4,2	0,9	0,03	1,1	0,3	12,1	0,03	0,9	4,8	99,9
43b	40,5	33,7	4,9	0,9	0,0	1,5	0,3	12,1	0,03	0,9	5,0	99,9
48a	42,8	38,3	1,3	1,2	0,0	1,2	0,5	12,0	0,03	0,8	4,8	99,9
53a	40,7	38,2	1,5	1,3	0,0	0,9	0,5	12,0	0,0	0,6	5,0	100,7
61a	39,6	40,8	1,1	0,7	0,0	0,3	0,6	12,2	0,0	0,2	4,1	100,7
62a	40,6	35,3	0,9	0,8	0,0	0,8	0,9	12,5	0,0	0,6	4,8	100,2
64a	41,0	38,5	1,2	1,2	0,0	1,0	0,5	11,3	0,03	0,6	4,9	100,2
64b	41,8	37,5	1,4	1,2	0,0	0,9	0,5	12,0	0,03	0,6	4,1	100,4
69a	39,6	37,0	1,0	1,1	0,0	1,6	1,0	14,7	0,0	0,7	5,6	99,3
71a	38,7	40,0	1,6	1,1	0,0	0,6	0,6	11,8	0,0	0,3	5,3	100,0
71b	38,0	32,0	1,4	1,5	0,0	1,2	0,6	18,0	0,06	0,8	4,8	100,4
72a	41,2	38,8	2,6	1,2	0,0	0,6	0,5	8,6	0,02	0,3	5,3	100,1
72b	43,2	36,8	1,6	1,2	0,03	0,7	0,4	10,7	0,06	0,5	5,2	100,4
73a	42,2	37,4	0,9	0,8	0,0	0,7	0,5	11,8	0,03	0,5	5,5	100,5
74a	39,2	39,5	1,7	0,8	0,0	0,6	0,4	12,4	0,0	0,3	4,8	100,5
76a	40,6	31,4	1,1	0,7	0,0	1,2	0,3	11,0	0,2	0,7	5,2	99,8
80a	43,2	34,5	1,2	0,9	0,0	0,8	0,7	10,9	0,2	0,3	5,8	100,6

Strukturformeln (nach M. D. FOSTER, 1960a)

Probe	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Summe Ca	Na	K	Summe Bll.	R ^{IV}	Fe ²⁺	Mg	
5,66	2,44	0,96	0,31	0,33	2,28	0,05	1,43	5,36	0,02	0,09	1,87	1,78	1,83	2,04	43	27
5,49	2,51	1,09	0,36	0,33	2,42	0,05	1,24	5,49	0,00	0,09	1,63	1,72	1,68	2,04	43	27
5,51	2,49	0,91	0,39	0,37	2,40	0,05	1,22	5,44	0,01	0,11	1,65	1,77	1,77	3,01	47	22
5,11	2,89	0,73	0,34	0,75	2,06	0,05	1,64	5,46	0,01	0,09	1,72	1,82	1,88	3,31	38	28
4,98	3,02	1,11	0,34	0,36	2,23	0,03	1,65	5,72	0,00	0,10	1,67	1,77	1,77	3,29	39	29
5,08	2,92	1,01	0,31	0,34	2,04	0,10	1,15	5,05	0,02	0,14	1,66	1,82	1,75	3,00	49	21
5,07	2,93	0,60	0,43	0,26	2,53	0,09	1,56	5,83	0,02	0,14	1,63	1,79	1,79	2,51	40	38
5,29	2,71	1,07	0,36	0,41	2,12	0,06	1,40	5,44	0,03	0,05	1,67	1,80	1,84	2,44	31	31
5,31	2,69	0,91	0,39	0,37	2,40	0,05	1,22	5,44	0,01	0,11	1,65	1,77	1,77	3,01	47	22
5,03	2,97	0,76	0,43	0,39	2,28	0,07	1,37	5,46	0,04	0,10	1,73	1,87	1,86	3,00	50	11
5,14	2,86	0,69	0,40	0,33	2,51	0,05	1,77	5,75	0,18	0,05	1,67	1,90	1,94	2,44	31	31
5,31	2,69	0,70	0,39	0,38	2,23	0,07	1,40	5,37	0,02	0,11	1,71	1,84	1,88	3,11	43	26
5,35	2,65	0,75	0,40	0,36	1,79	0,01	1,15	5,38	0,03	0,14	1,65	1,72	1,68	3,31	34	32
5,34	2,57	0,92	0,44	0,36	1,99	0,01	1,78	5,50	0,02	0,14	1,64	1,80	1,78	2,84	30	24
5,35	2,65	0,75	0,40	0,36	1,79	0,01	1,15	5,38	0,03	0,14	1,65	1,72	1,68	3,31	34	32
5,38	2,62	0,94	0,43	0,28	2,09	0,03	1,79	5,47	0,08	0,11	1,61	1,80	1,88	2,60	41	33
5,34	2,57	0,92	0,44	0,36	1,99	0,01	1,78	5,50	0,02	0,14	1,64	1,80	1,78	2,84	30	24
5,35	2,65	0,75	0,40	0,36	1,79	0,01	1,15	5,38	0,03	0,14	1,65	1,72	1,68	3,31	34	32
5,17	2,83	0,92	0,33	0,69	1,96	0,12	1,31	5,35	0,04	0,09	1,76	1,89	1,85	3,04	30	24
5,83	2,37	1,06	0,33	0,41	2,15	0,07	1,30	5,32	0,02	0,10	1,55	1,67	1,69	3,34	42	24
5,39	2,71	0,84	0,38	0,35	2,51	0,05	1,77	5,75	0,00	0,09	1,61	1,79	1,76	3,20	36	32
5,31	2,69	0,70	0,39	0,38	2,23	0,07	1,40	5,37	0,02	0,11	1,71	1,84	1,88	3,11	43	26
5,35	2,65	0,75	0,40	0,36	1,79	0,01	1,15	5,38	0,03	0,14	1,65	1,72	1,68	3,31	34	32
5,34	2,57	0,92	0,44	0,36	1,99	0,01	1,78	5,50	0,02	0,14	1,64	1,80	1,78	2,84	30	24
5,35	2,65	0,75	0,40	0,36	1,79	0,01	1,15	5,38	0,03	0,14	1,65	1,72	1,68	3,31	34	32
5,40	2,60	0,75	0,34	0,72	1,90	0,11	1,45	5,27	0,00	0,18	1,69	1,87	1,95	3,41	38	27
5,27	2,73	0,93	0,37	0,57	1,88	0,03	1,59	5,37	0,02	0,14	1,61	1,77	1,75	3,35	39	29
4,66	3,54	0,53	0,44	0,97	1,93	0,16	1,73	5,76	0,08	0,09	1,31	1,48	1,46	3,4	36	30

Leere Seite
Blank page
Page vide

Auch hier stimmen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer nahe überein. Der Punkt WS π 38a (Grisighorn/Wallis) fällt erwartungsgemäss *nicht* in das Feld der Tessiner Pegmatite, sondern kommt gegen die Basis des Dreiecks zu liegen, wo auch nach FOSTER die meisten Pegmatitbiotite hinfallen.

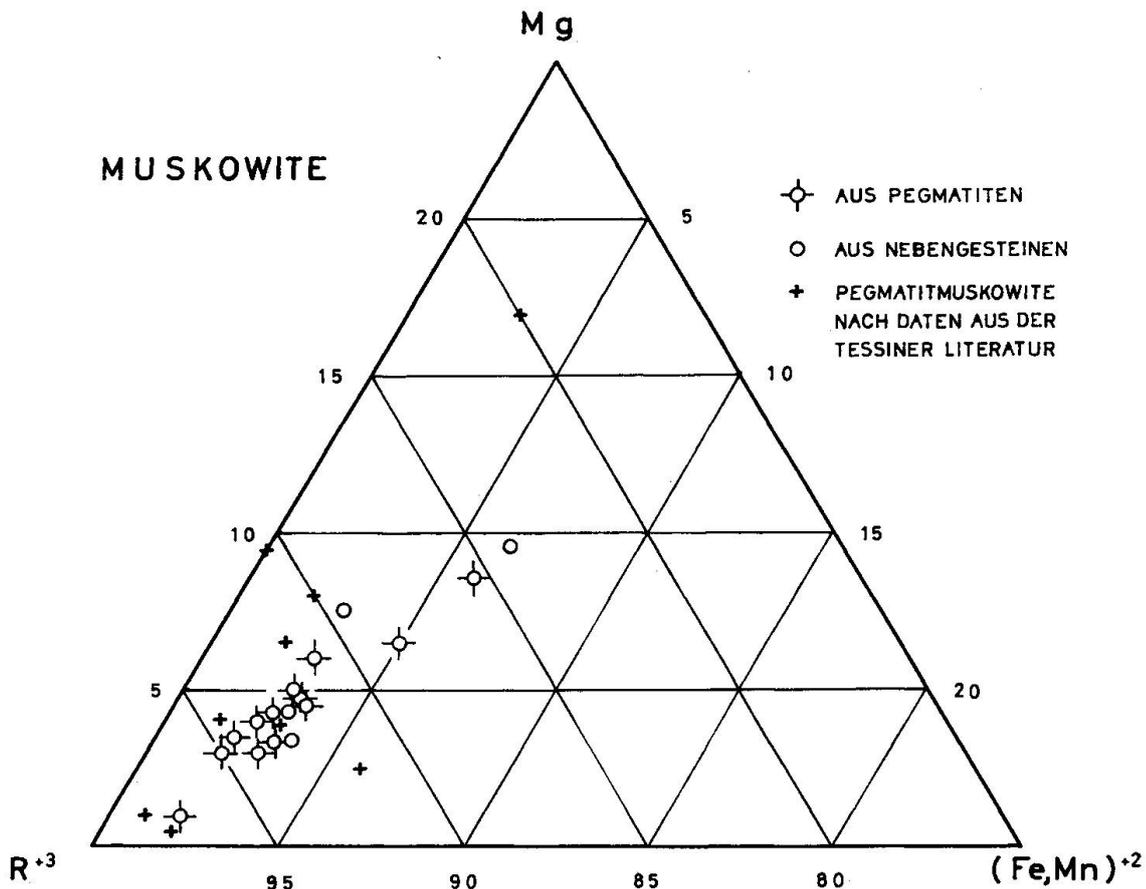


Fig. 11. Projektionspunkte der untersuchten Muskowite im Mg/R⁺³/Fe⁺²-Dreieck. Berechnung auf der Basis von 22 O (nach FOSTER, 1960a).

Es ist bedeutsam, dass auch die beiden einzigen Tessiner Pegmatitbiotite, die FOSTER in ihre Arbeit aufgenommen hat (Nr. 43 und 46, Analytiker J. JAKOB) wieder in die Mitte des Glimmerfeldes, und nicht an die Basis zu liegen kommen.

Selbstverständlich betrachte ich diesen Sachverhalt als einen Hinweis für die überaus enge Verwandtschaft zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer im Falle der Tessiner Pegmatite.

Die Beziehungen im Chemismus koexistierender Biotite und Muskowite — vgl. Diagramm Fig. 12 —, die erstmals B. C. M. BUTLER, 1965,

Tabelle 2. Spurengehalte der untersuchten Glimmer in ppm⁷⁾

	Biotite							Muskowite							hkl
	Cr	Sr	Ni	Zr	B	Be	Ba	Cr	Sr	Ni	Zr	B	Be	Ba	
π 31a	30	<5	2	100	25	<2	520	<10	5	5	100	20	<2	850	Konk.
π 31b	95	<5	75	180	40	<2	500	45	5	65	110	30	2	700	
π 33a	200	<5	2	220	40	6	300	\ll 10	<5	70	100	50	15	270	Dis/ konk.
π 33b	85	<5	3	180	35	<2	370								
π 34a								\ll 10	<5	55	120	15	7	1400	Disk.
π 34c	200	<5	5	150	30	4	730	180	100	50	160	20	7	1250	
π 34d	250	5	1	90	50	<2	1350	190	100	60	130	25	5	850	
π 35a	<10	<5	1	40	25	4	650								Disk.
π 35b	160	<5	5	70	40	<2	1300								
π 36a	60	10	1	150	25	<2	1050								Disk.
π 36b	50	<5	5	120	20	<2	950								
π 36c	65	<5	1	120	30	<2	1200								
π 37a	20	10	1	130	35	3	160								Disk.
π 37b	60	5	1	30	25	<2	750								
π 38	10	80	1	110	45	2	1200								Disk.
π 40a	>300	5	2	160	30	<2	1700	<10	200	50	10	20	<2	1450	Disk.
π 40b	>300	<5	1	110	20	<2	1350								
π 41a	>300	10	1	140	240	<2	1300								Konk.
π 41b	>300	15	1	110	25	<2	1700								
π 43a	45	<5	1	110	25	<2	420	\ll 10	<5	1	30	20	<2	430	Konk.
π 43b	35	<5	1	120	10	<2	470	\ll 10	<5	1	10	10	2	500	
π 44a	<10	<5	1	100	25	<2	470	\ll 10	<5	1	130	20	3	1100	Konk.
π 44c								\ll 10	<5	4	100	15	<2	950	
π 46a	60	5	50	130	70	<2	850								Disk.
π 46b	110	<5	1	110	15	<2	1200								
π 48a	20	<5	1	30	30	3	300	<10	<5	55	110	60	5	350	Konk.
π 48ab	>300	<5	1	120	15	<2	640								
π 53a								<10	25	1	10	35	7	250	Disk.
π 53b	100	>500	80	190	40	<2	490	45	15	50	150	40	2	600	
π 56a	45	<5	1	150	35	<2	1100	20	10	55	40	15	5	1650	Konk.
π 56b	300	10	2	120	25	<2	700								
π 58a	20	10	1	25	40	4	170								Konk.
π 60a	35	10	2	115	30	<2	<150								Disk.
π 60b	40	<10	1	140	35	\ll 2	1000								
π 61a								95	10	60	10	50	5	1600	Konk.
π 61b	200	10	1	125	30	3	480								
π 62a	<10	<10	1	25	25	3	400	\ll 10	<10	55	<10	45	2	700	Konk.
π 62b	140	<10	2	130	25	<2	990								
π 63a								\ll 10	10	50	<10	35	<2	1650	Konk.
π 63b	20	<10	2	70	30	<2	1450								
π 64a	250	<10	1	120	30	3	1550	10	<10	50	10	40	7	460	Konk.
π 64b	50	<10	1	95	30	2	230	20	<10	50	50	45	6	370	

7) Reihenfolge nach sinkender Wellenlänge der Analysenlinie.

	Biotite							Muskowite							hkl
	Cr	Sr	Ni	Zr	B	Be	Ba	Cr	Sr	Ni	Zr	B	Be	Ba	
π 66a	10	<10	1	35	40	5	230								Disk.
π 66b	110	<10	4	125	35	$\ll 2$	850								
π 69a	10	<10	1	10	45	<2	280	300	10	1	10	10	<2	250	Konk.
π 70a												110	9	230	Disk.
π 70b					30	<2	350								
π 71a								$\ll 10$	<10	35	<10	100	9	410	Disk.
π 71b	<10	<10	1	155	40	$\ll 2$	520								
π 73a	>300	70	1	130	15	$\ll 2$	1380								
π 73b	>300	<10	1	145	15	$\ll 2$	2000								
π 73c	>300	<10	2	155	20	$\ll 2$	2000								
π 73d	200	<10	2	105	30	$\ll 2$	2000								
π 73e								$\ll 10$	<10	50	10	210	4	1020	Konk.
π 74a								$\ll 10$	<10	50	15	20	4	1100	
π 80a								<10	<10	45	<10	80	10	250	Disk.
π 80b	45	<10	1	110	30	$\ll 2$	1030	10	25	20	200	35	2	1500	
π 81a								<10	25	5	<10	70	15	180	
π 81b	50	10	1	10	20	$\ll 2$	410								
	Granate														
π 56a	55	<10	1	150	35	$\ll 2$	190								
π 63a	25	<10	1	170	55	$\ll 2$	150								
π 45a	40	<10	3	160	35	$\ll 2$	170								
π 72a	45	<10	1	100	>300	$\ll 2$	150								

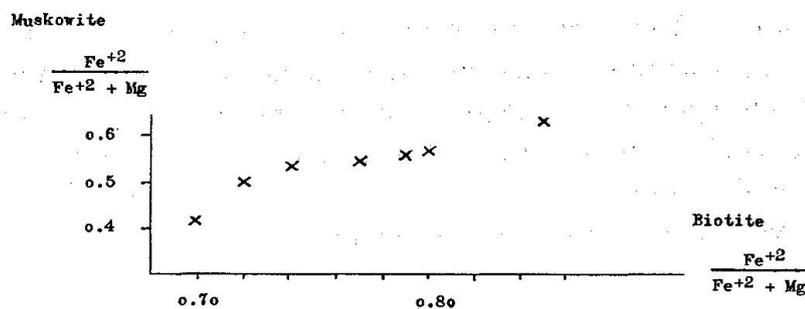


Fig. 12. Fe²⁺/Mg-Verhältnis der untersuchten koexistierenden Muskowite und Biotite.

aufgezeigt hat, deuten darauf hin, dass koexistierende Biotite und Muskowite charakteristische Fe²⁺/Mg-Quotienten aufweisen.

7.1.2. Alkalien

Auch die Bestimmung der Alkalien geschah in der von H. SCHWANDER, 1961, beschriebenen Weise; es stand ein 1,5 m Wadsworth Gitterspektrograph (Jarrell-Ash) mit stromstabilisiertem Abreissbogen (RSV) und Stallwood Air Jet Stabilisierung zur Verfügung. Die Messung der Schwär-

zungswerte geschah mit einem Zeiss-Schnellphotometer. Die Verwendung von Lithiumkarbonat als Internal Standard bedingte den Verlust dieses Elementes bei der Bestimmung der Hauptkomponenten.

7.1.3. Spurenelemente

Für die Beurteilung der genetischen Fragen ist die Kenntnis der Spurenelementgehalte wesentlich, variieren doch die Spurenelemente infolge ihrer relativen Ungebundenheit im Kristallgitter in weiten Grenzen.

Sieben Elemente, die nach den bisherigen Erfahrungen innerhalb der Glimmergruppe besonders variieren, wurden zur Untersuchung herausgegriffen: Cr (4252,35 Å), Sr (4077,71 Å), Ni (3414,77 Å), Zr (3391,98 Å), B (2497,7 Å), Be (2348,61 Å) und Ba (4554,04 Å). Als Analysengerät wurde wiederum der 1,5 m Wadsworth Gitterspektrograph verwendet; CuO diene als Internal Standard. Die Schwärzungsmessung geschah auf einem Zeiss-Schnellphotometer.

Ein Blick auf die, an sich etwas unübersichtliche Liste der Spurengehalte (vgl. Tab. 2), lässt erkennen, dass Unterschiede im Spurengehalt zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer zwar vorhanden sind, zunächst aber nicht besonders auffallen.

Stellt man die Unterschiede graphisch dar (Fig. 13), so wird das Bild etwas klarer. Es wurde jeweils für jedes Element gesondert die Differenz aus dem Spurengehalt des Pegmatitglimmers (P) und demjenigen des Nebengesteins (N) gebildet. Das Resultat kann positiv (horizontale Spalten I, IV), gleich null (II, V), oder negativ (III, VI) sein. Jeder einzelne Fall ist als vertikaler Strich gekennzeichnet.

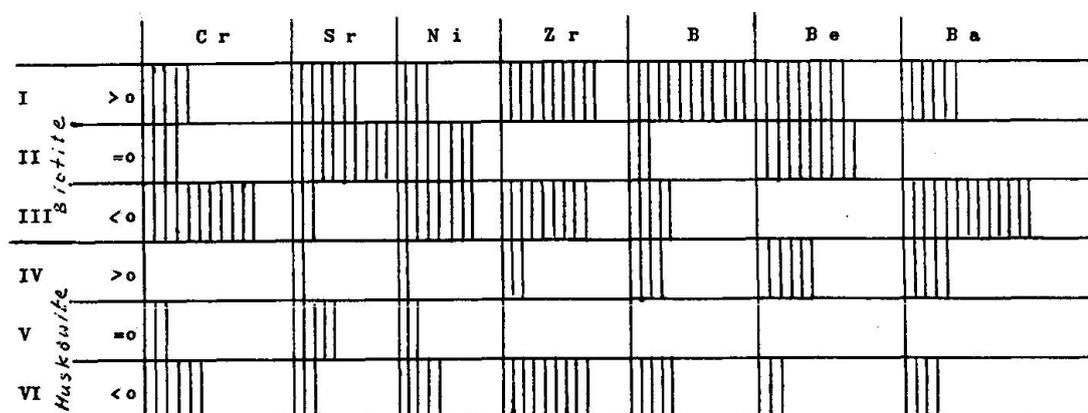


Fig. 13. (P—N) und Häufigkeit.

Chrom ist im Pegmatit- weniger häufig als im Nebengesteinsglimmer; *Bor* ist im Falle des Biotites häufiger im Pegmatitglimmer vertreten, dasselbe gilt für *Beryllium* im Falle des Muskowites; *Barium* ist im Nebengesteinsbiotit häufiger anzutreffen, *Zirkon* im Nebengesteinsmuskowit.

Diese Angaben liefern indessen nur eine qualitative Aussage; über die Grösse der einzelnen Unterschiede wird nicht das Mindeste ausgesagt.

Betrachten wir die Spurenmittelwerte der einzelnen Fundpunkte und ordnen sie nach Mineralart und geologischem Auftreten, so ergibt sich die Aufstellung von Tab. 3. Wieder sind Unterschiede feststellbar, und zwar ähnliche wie im Häufigkeitsdiagramm (Fig. 13): Pegmatitglimmer sind chromärmer, aber reicher an Bor und Beryllium; Barium und Zirkon sind im Nebengesteinsglimmer in höherer Konzentration vertreten.

Tabelle 3. Mittlerer Spurengehalt (in ppm)

	Biotit				Muskowit			
	Diskordanz		Konkordanz		Diskordanz		Konkordanz	
	Pegma- tit	Neben- gestein	Pegma- tit	Neben- gestein	Pegma- tit	Neben- gestein	Pegma- tit	Neben- gestein
Cr	80	115	75	165	5	405	40	20
Sr	5	5	5	5	10	50	7	5
Ni	6	9	1	9	37	45	35	30
Zr	110	120	80	115	38	160	40	80
B	36	32	52	25	60	30	48	25
Be	3	1	2	1	9	4	3	3
Ba	680	855	650	915	550	1050	920	630

Noch immer ist indessen die Zuverlässigkeit der einzelnen Analyse nicht mit in den Vergleich einbezogen. Ob ein Unterschied als signifikant zu bezeichnen ist, kann erst beurteilt werden, wenn die Streuung der Einzelwerte in geeigneter Weise mitberücksichtigt wird. Für Gehalte von 0 bis 10 ppm muss mit einem relativen Analysenfehler von $\pm 90\%$, für den Bereich von 10 bis 100 ppm mit $\pm 50\%$, und für Gehalte grösser als 100 ppm mit einem Fehler von $\pm 20\%$ relativ gerechnet werden. Diese Angaben sind selbstverständlich nur Näherungen.

Bildet man nun den Koeffizienten $\frac{X}{Y}$ für jedes Element und für jeden Fundpunkt, wobei im Vergleich zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer X der höhere Gehalt und Y der tiefere sei, so kann unter Berücksichtigung des relativen Fehlers folgendermassen ein Verteilungs-

koeffizient gewonnen werden: z. B. für Spurengehalte im Bereich von 10 bis 100 ppm ($\pm 50\%$ relativer Fehler)

$$\left(\frac{X \pm 0,5 X}{Y \pm 0,5 Y}\right) - 1 \quad \text{oder} \quad \left(\frac{X (1 \pm 0,5)}{Y (1 \pm 0,5)}\right) - 1.$$

Grundsätzlich interessiert uns bei der Berechnung eines wesentlichen Unterschiedes der ungünstigste Fall, nämlich $\left(\frac{X (1 - 0,5)}{Y (1 + 0,5)}\right) - 1$, d. h. $0,33 \frac{X}{Y} - 1$ stellt den gesuchten Koeffizienten dar. Für die einzelnen Konzentrationsbereiche erhalten wir analog

$$0,05 \frac{X}{Y} - 1 \quad \text{für den Bereich von 0 bis 10 ppm.}$$

$$0,75 \frac{X}{Y} - 1 \quad \text{für den Bereich von 100 und mehr ppm.}$$

Durch Addition der einzelnen Spurenverteilungskoeffizienten erhalten wir für jeden Fundpunkt eine Grösse, welche alle eventuell vorhandenen Unterschiede zusammenfasst, unbekümmert darum, ob nun der Pegmatit

Tabelle 4. Verteilungskoeffizienten der Spurenelemente

	Cr	Sr	Ni	Zr	B	Be	Ba	\Sigma	\Sigma	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
π 31 Biotit	- 0,1	—	- 11,5	—	—	—	—	11,6	- 11,6	K
Muskowit	- 0,5	—	- 3,3	—	—	—	—	3,8	- 3,8	
π 33 Biotit	+ 0,8	—	—	—	—	—	—	0,8	+ 0,8	D
π 34 Muskowit	- 13,3	- 5,7	—	—	—	—	+ 0,2	19,2	- 18,8	D
π 35 Biotit	- 11,0	—	- 0,5	—	—	—	- 0,5	12,0	- 12,0	D
π 36 Biotit	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	D
Biotit ⁸⁾	—	—	- 0,5	—	—	—	—	0,5	- 0,5	D
π 37 Biotit	—	—	—	+ 0,4	—	—	- 2,5	2,9	- 2,1	D
π 40 Biotit	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	D
π 41 Biotit	—	—	—	—	+ 6,2	—	—	6,2	+ 6,2	K
π 43 Biotit	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	K
Muskowit	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	
π 44 Muskowit	—	—	—	—	—	—	—	0,0	0,0	K
π 46 Biotit	- 0,4	—	+ 15,8	—	+ 0,6	—	- 0,1	16,9	+ 15,9	D
π 48 Biotit	- 10,3	—	—	- 2,0	—	—	- 0,6	12,9	- 12,9	K
π 53 Muskowit	- 0,5	—	- 15,8	- 10,3	—	—	- 0,8	27,4	- 27,4	D
π 56 Biotit	- 4,0	—	—	—	—	—	+ 0,2	0,6	- 0,2	K
π 60 Biotit	—	—	—	—	—	—	- 3,7	3,7	- 3,7	D
π 62 Biotit	- 9,5	—	—	- 2,9	—	—	- 0,9	13,3	- 13,3	K
π 64 Biotit	+ 2,75	—	—	—	—	—	+ 5,7	8,5	+ 8,5	K
Muskowit	—	—	—	0,7	—	—	—	0,7	- 0,7	
π 66 Biotit	- 7,4	—	—	- 1,7	—	—	- 1,8	10,9	- 10,9	D
π 80 Muskowit	—	—	—	- 14,0	+ 0,2	+ 0,7	- 3,5	18,4	- 16,6	D

⁸⁾ Aplit desselben Fundpunktes.

im einzelnen Fall spurenreicher sei oder das Nebengestein, vgl. Kolonne 9 auf Tab. 4.

Berücksichtigt man durch geeignete Wahl der Vorzeichen noch das jeweilige Vorherrschen eines Elementes entweder im Pegmatitglimmer (Vorzeichen positiv), oder im Nebengesteinsglimmer (Vorzeichen negativ), so ergeben sich die Werte, wie sie in den Kolonnen 2 bis 8 auf Tab. 4 dargestellt sind; die zugehörige Summe ist in Kolonne 10 zu finden. Unter Ziffer 11 endlich sind die jeweiligen Lagerungsverhältnisse der Pegmatite umschrieben (D = diskordant, K = konkordant).

Die erhaltenen Summen können zwei Hauptgruppen zugeteilt werden: eine Gruppe, deren Werte sich zwischen null und fünf bewegen — zu ihr gehören 12 Fälle, und eine Gruppe, deren Werte grösser als 5 sind. In diese zweite Gruppe fallen 11 Punkte.

Die oben angegebenen Spurengehalte können im Vergleich von Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer folgendes aussagen:

1. Einzelne Pegmatite unterscheiden sich deutlich in ihrem Chemismus vom Nebengestein, wenigstens im Falle der Spurenelemente.
2. Eine grössere Anzahl Pegmatite (gut die Hälfte der untersuchten Fälle) unterscheidet sich in ihrem Spurengehalt aber nicht nachweisbar vom Nebengestein.
3. Der teilweise vorhandene Spurenreichtum ist durchaus *nicht* an Pegmatite gebunden, indem in der Mehrzahl der Fälle das Nebengestein spurenreicher ist (etwa $\frac{3}{4}$ der untersuchten Fälle).
4. In der Regel zeigen alle untersuchten Spurenelemente eine ähnliche Tendenz, indem sie entweder vorwiegend im Pegmatit auftreten, oder im Nebengestein — sofern überhaupt ein Unterschied nachweisbar ist.
5. Lediglich Bor weist (wie H_2O bei den Hauptkomponenten) eine Affinität zu den Pegmatiten auf.
6. Von allen untersuchten Fundpunkten sind lediglich drei (WS π 41, 46 und 64) den in der Literatur vertretenen Forderungen entsprechend reich an den typischen Pegmatitelementen; von diesen drei Fällen sind zwei konkordante Pegmatite, einer ist diskordant.

Eine Diskussion der Ergebnisse soll im achten Abschnitt folgen.

7.2. Nasschemische Methoden

7.2.1. Titrimetrische FeO-Bestimmung

Die Erfassung des FeO-Gehaltes erfolgte durch Titration mit $KMnO_4$. Frau M. Mathis führte in verdankenswerter Weise einen Grossteil der FeO-Bestimmungen durch.

7.2.2. Bestimmung der Glühverluste

Die Glühverluste wurden durch Glühen im Muffelofen bei 1200° C ermittelt. Nach Berücksichtigung der FeO-Oxydation (Glühzunahme) ergab sich der eigentliche Glühverlust, in den Tabellen der Kürze halber als H₂O-Gehalt angegeben, obwohl in dieser Grösse selbstverständlich auch andere flüchtige Bestandteile wie Fluor enthalten sind.

7.2.3. Kolorimetrische Fluorbestimmung

Die Bestimmung des Fluorgehaltes wäre nützlich gewesen, da hierdurch der auffällig hohe Glühverlust der Pegmatitglimmer vielleicht hätte erklärt werden können. Aus zeitlichen Gründen wurde indessen auf die Erfassung des Fluors verzichtet, auch zeigen die Literaturdaten, dass im Mittel mit einem Gehalt von weniger als 0,5% gerechnet werden muss.

Eine gute kolorimetrische Analysenmethode beschreibt H. HÜBNER, 1962.

7.3. Physikalische Bestimmungen

7.3.1. Beta-Aktivitäten (radiometrisch)

Über die von uns verwendeten radiometrischen Verfahren wurde schon 1963 (WENK, SCHWANDER et al.) berichtet, weitere Details gibt J. HUNZIKER, 1966.

Da die Anzahl der natürlichen radioaktiven Elemente klein ist und in erfassbaren Konzentrationen nur K⁴⁰ und U auftreten, können aus den β -Aktivitäten wertvolle Näherungswerte für K oder U abgeleitet werden. Da das natürliche Verhältnis K⁴⁰ : K mit 0,11 : 1000 angenommen werden kann (W. I. BARANOW, 1959), ist unter Berücksichtigung des im Verlaufe geologischer Epochen entstandenen K⁴⁰-Verlustes der Urangehalt erfassbar, vorausgesetzt, dass der Kaliumgehalt bekannt ist. Uran ist spektralanalytisch schwer und nur unempfindlich zu bestimmen, und so ist die radiometrische Untersuchung nützlich, zumal sie wenig Zeit in Anspruch nimmt und zerstörungsfrei arbeitet.

Die radiometrisch ermittelten Uranäquivalentgehalte sind auf Tab. 5 eingetragen. Eine Prüfung der Gesamtgesteinsaktivität wurde anhand von Nebengesteins- und Pegmatitpulver (Korndurchmesser kleiner als 100 μ) vorgenommen. Es traten, wie erwartet, grosse Unterschiede zwischen Pegmatit und zugehörigem Nebengestein auf; sie dürften mit der

Tabelle 5. Radiometrisch ermittelter Urangehalt in ppm
(U_3O_8 Äquivalente)

	Biotit	Muskowit		Biotit	Muskowit
31 a	0	0	53 a		0
31 b	25		53 b	75	
33 a		<10	56 a	20	
33 b	60		56 b	35	
34 a		50	60 a	50	
34 c	40		60 b	15	
34 d	0		61 a		0
35 a	85		61 b	<10	
35 b	20		62 a	0	
36 a	30		62 b	10	
36 b	25		63 a		0
36 c	15		64 a	10	0
37 b	0		64 b	20	0
40 a	>100		66 a	0	
40 b	< 10		66 b	0	
41 a	0		69 a	>100	
41 b	0		70 b	< 10	
43 a	70	0	71 b	100	
43 b	50	15	72 a		<10
44 a	55		72 b	30	20
46 a	10		73 a	0	
46 b	0		73 c	0	
48 a		<10	73 d	0	
48 ab	45		73 e		0

Menge der vorhandenen Kaliumminerale Kalifeldspat und Glimmer zusammenhängen.

Auf eine Deutung wurde verzichtet, obwohl der Kaliumgehalt der Pegmatite zur Frage der Klassifizierung und Genese nicht unwichtig ist (A. FERSMANN, 1931 b; A. J. GINSBURG, 1955). Fig. 14 gibt eine Übersicht über die Aktivitätsbilanz von Pegmatiten und ihrem Nebengestein; eingetragen ist die Differenz von Pegmatit P und Nebengestein N, ausgedrückt in Impulsen n pro Stunde, nach Abzug des Nulleffektes und unter Berücksichtigung einer Fehlerquote von $\pm \sqrt{n}$.

Die offensichtlich stark erhöhte Radioaktivität ausgerechnet der konkordanten Pegmatite ist vorderhand nicht deutbar.

7.3.2. Pyknometrische Bestimmung

Die Dichte der untersuchten Glimmer (Fraktion 0,2—0,5 mm \varnothing) wurde mittels Pyknometer nach den üblichen Methoden bestimmt, indessen wurde statt destilliertem Wasser ein Gemisch von Alkohol und destil-

Tabelle 6. *Physikalische Daten*

	Biotit				Muskowit				Granat			Paragenesen						
	D	n _γ	durchf. L.	auff. L.	D	n _γ	n _β	2V	auff. L.	n	Q	F	Bi	Mu	Gr	Be	Tu	Ho
π 31a		1,647	5 YR 4/3	10 YR 6/2		1,596		45°	N 0/9		x	x	x	xx				
π 31b		1,644	10 YR 5/4	5 YR 5/2	2,86	1,598	1,596	41°	N 0/9		x	x	xx	x				
π 33a	2,90				2,91	1,598		37°	N 0/9		x	x	x	xx				
π 33b	3,11	1,647	5 YR 4/4	5 YR 5/1							x	x	x	x				
π 34a					2,79	1,597		44°	N 0/9		x	x	x	xx				
π 34c	2,97	1,642	10 YR 4/2	5 Y 5/1	2,88	1,597		44°	N 0/9				xx	x				
π 34d		1,643	10 YR 5/2	10 YR 6/2	2,85	1,597		36°	N 0/9		x	x	x	x	x			
π 35a		1,653	10 YR 4/4	10 YR 6/2							x	x	x					
π 35b	3,13	1,643	5 YR 4/6	5 YR 5/1							x	x	xx					
π 36a	3,12	1,649	10 YR 5/2	5 Y 5/1							x	x	xx	x				
π 36b	3,10	1,641	5 Y 5/4	5 Y 5/1							x	x	x					
π 36c		1,641	5 GY 5/4	5 Y 4/1							x	x	xx					
π 37b	3,05	1,643	10 YR 4/2	5 Y 5/1							x	x	x					
π 38a		1,659	5 GY 4/2	5 GY 5/1							x	x	x			x		
π 40a		1,641	5 R 4/3	10 YR 6/2							x	x	x			x		
π 40b	3,05	1,642	5 YR 4/5	5 YR 5/2							x	x	x			x		
π 41a		1,644	5 YR 4/6	5 YR 6/3							x	x	x			x		
π 41b	3,03	1,634	5 YR 4/6	5 YR 6/2							x	x	x					
π 43a	3,01	1,645	5 GY 5/2	10 Y 5/2	2,86	1,606		38°	N 0/8		x	x	x	x				
π 43b	3,07	1,644	10 Y 5/2	5 GY 4/1		1,608	1,605	43°	5 YR9/1		x	x	x	x				
π 44a	3,05	1,646	10 Y 5/4	5 GY 5/1	2,87						x	x	xx	x				x
π 44c					2,86	1,610		50°	N 0/1		x	x	x	x				
π 46a	3,12	1,645	5 YR 5/4	10 YR 5/2						1,810	x	x	xx	x	x			
π 46b	3,07	1,644	5 YR 4/6	5 Y 5/3							x	x	x					
π 48a	3,10	1,646	5 YR 4/6	10 YR 5/2	2,88	1,606	1,594	43°	5 Y 9/1		x	x	x	x	x	x	x	
π 48ab	2,96	1,620	5 YR 4/6	10 YR 6/2									xx					
π 53a					2,88	1,595	1,593	44°	5 YR9/1		x	x	x	xx	x			
π 53b	3,10	1,653	5 YR 4/6	10 YR 5/2							x	x	xx					
π 56a	3,05	1,655	10 R 4/3	5 YR 6/2						1,810	x	x	xx	x	x			
π 56b		1,639	10 R 4/4	5 YR 6/2							x	x	x					
π 58a	2,91	1,644	5 GY 4/2	5 Y 6/2							x	x	Chl.	x				
π 60a		1,646	5 GY 5/2	5 Y 4/2							x	x	x					
π 60b	3,08	1,646	10 Y 5/2	5 GY 5/1							x	x	x					
π 61a					2,87	1,597	1,593	50°	N 0/9		x	x	x	xx				
π 61b	2,96	1,650	5 YR 4/4	10 YR 6/2							x	x	x					
π 62a	3,01	1,642	5 YR 4/4	10 YR 6/3	2,86	1,598	1,596	38°	N 0/9		x	x	x	x	x			
π 62b	3,02	1,647	5 YR 4/6	10 YR 6/3							x	x	x					
π 63a					2,84	1,597	1,593	44°	5 YR9/1	1,810	x	x		x	x			
π 63b		1,634	10 YR 6/2	5 Y 5/1							x	x	x					x
π 64a		1,646	5 YR 4/4	10 YR 6/2	2,85	1,597	1,593	44°	N 0/9		x	x	x	x				
π 64b	2,94	1,644	10 YR 5/2	10 YR 6/2	2,87	1,602	1,596	45°	5 YR9/1		x	x	x	x				
π 66a	3,02	1,638	5 GY 5/2	10 Y 7/2							x	x	Chl.					
π 66b	3,02	1,638	5 YR 6/2	5 Y 6/1							x	x	x					
π 69a	3,06	1,655	10 Y 5/4	5 Y 5/2		1,596		37°	N 0/9		x	x	x	x	x	x	x	x
π 70a									N 0/9		x	x	x					
π 70b			10 YR 5/2	5 Y 5/1							x	x	x					

	Biotit				Muskowit				Granat		Paragenesen							
	D	n _γ	durchf. L.	auff. L.	D	n _γ	n _β	2V	auff. L.	n	Q	F	Bi	Mu	Gr	Be	Tu	Ho
π 71a						1,598	1,593	37°	5 Y 9/1		x	x		x		x	x	
π 71b		1,652	10 YR 5/4	5 Y 6/2	2,88	1,599	1,597	37°	5 Y 9/1		x	x	x	xx				
π 72a ₁						1,598	1,596	38°	N 0/9	1,816	x	x	x	x	x			
π 72b ₁	3,17	1,648	5 Y 5/2	5 Y 5/1	2,87	1,598	1,594	38°	N 0/9		x	x	x	x				
π 72b ₂	2,99	1,623	10 R 4/5	5 YR 6/2							x	x	xx					
π 73a		1,625	5 YR 5/6	5 YR 7/2							x	x	x					
π 73b	2,97	1,625	10 YR 6/4	5 YR 6/2									xx			x		
π 73c	3,01	1,623	5 YR 6/6	10 YR 7/2							x	x	x					
π 73d		1,630	10 YR 6/4	5 Y 6/3							x	x	x				x	
π 73e					2,77	1,598	1,595	41°	5 Y 9/1		x	x			x			
π 74a					2,83	1,598	1,595	45°	N 0/9		x	x			x			
π 80a					2,86	1,598	1,592	45°	N 0/9		x	x			x		x	x
π 80b	3,08	1,642	5 YR 4/3	10 YR 5/2							x	x	x					
π 81a						1,601	1,592		N 0/9		x	x	x	xx	x	x		
π 81b		1,642	10 YR 5/2	10 YR 6/2							x	x	x					

Q Quarz
F Feldspäte
Bi Biotit
Mu Muskowit

Gr Granat
Be Beryll
Tu Turmalin
Ho Hornblende

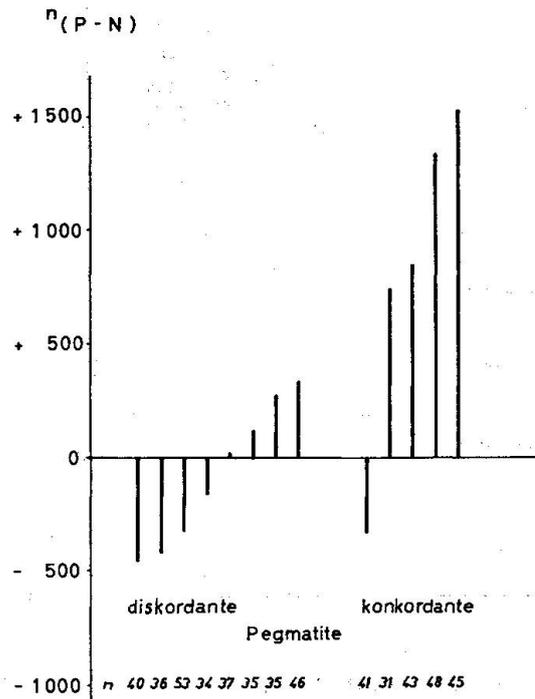


Fig. 14. Die Beta-Radioaktivität der Gesteinspulver.
P: Pegmatitpulver N: Nebengesteinspulver

liertem Wasser verwendet, um die Benetzung der Glimmerplättchen zu erhöhen⁹⁾.

Die spezifischen Gewichte sind auf Tab. 6 eingetragen.

7.3.3. Lichtbrechung und Achsenwinkel

Da die Brechungsindices von Glimmern rasch mit hinreichender Genauigkeit gemessen werden können, wurde versucht, Brechungsindex und Chemismus in Beziehung zu bringen. Diagramm Fig. 15 zeigt die

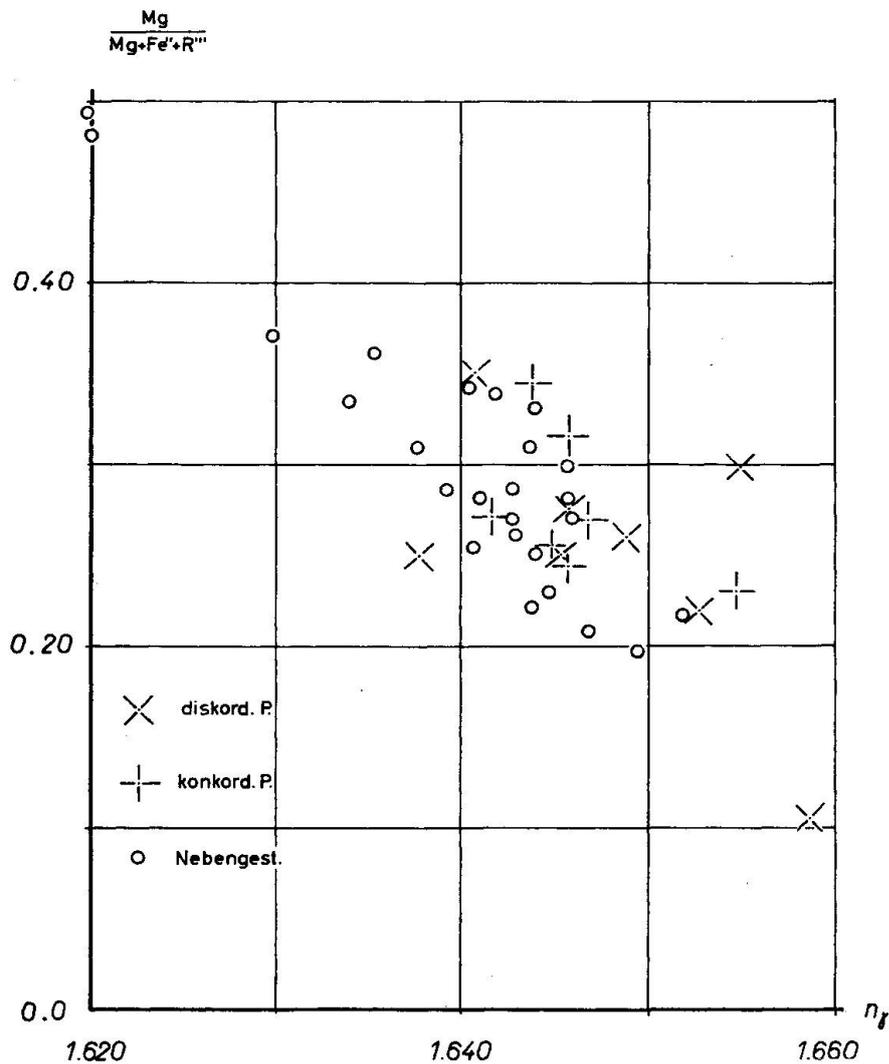


Fig. 15. Brechungsindex und Chemismus der untersuchten Biotite.

⁹⁾ Einen beträchtlichen Teil der Dichtebestimmungen verdanke ich E. Hasler.

Abhängigkeit der Lichtbrechung vom Quotienten $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}'' + \text{R}'''}$, für Biotit. Eine bedingte Abhängigkeit scheint vorhanden zu sein.

Die Indices wurden mit dem ausserordentlich handlichen Cargille-Flüssigkeitssatz (Gradation 0,002) bestimmt.

Auf die Messung des Biotitachsenwinkels wurde von vorneherein verzichtet, da für die Werte von $2V = 0$ bis 5° keine hinreichend genauen Messmethoden existieren. Auf die Schwierigkeiten bei der Erfassung der optischen Glimmerdaten wies D. F. BLOSS, 1965, hin.

Die Achsenwinkel der Muskowite wurden mit dem Messokular bei Na-Licht bestimmt, unter Verwendung des 2E/2V-Nomogrammes nach W. WINCHELL, 1946. Die Eichung des Nomogramms geschah mittels Aragonit und Anhydrit. Tab. 6 gibt die Brechungs- und Achsenwinkelwerte der untersuchten Glimmer.

7.3.4. Farbenchiffrierung

Da die Biotitfarbe nach verschiedenen Autoren (vgl. A. J. HALL, 1941; Y. HAYAMA, 1959) gewisse Schlussfolgerungen erlauben kann, wurden die Farben bei auffallendem und durchfallendem Licht nach der amerikanischen Rock Color Chart (1948) chiffriert, s. Tab. 6. Es ergibt sich aber kein klares Bild.

7.3.5. Differential-Thermoanalysen

Serienmässige DT-Analysen von Glimmern waren früher, soweit mir bekannt, nicht unternommen worden. Wohl lagen vereinzelt Biotituntersuchungen vor (K. DALMER, 1908; I. BARSHAD, 1948; V. I. GONSHAKOVA, 1956), doch sind die Daten höchst spärlich und wegen der wechselnden apparativen Bedingungen kaum untereinander vergleichbar. Besser bekannt sind Chlorit und Vermiculit (G. F. WALKER, 1951; CL. D'AMICO und F. EMILIANI, 1959; W. R. PHILLIPS, 1963). Muskowit wurde selten TG- oder DT-analytisch untersucht (J. P. EBERHART, 1963).

Da somit weitgehend Neuland vorliegt und eine grössere Serie reiner Glimmerfraktionen bereit stand, unternahm ich mehrere DT-Analysen dieser Mineralien, s. Fig. 16. Als DTA-Apparatur stand ein Gerät Typus Holderbank mit gesteuerter Aufheizung bis 1200°C , 6-Punktschreiber und 6-löchrigem Inconelblock zur Verfügung; die Apparatur entspricht der von W. SCHRÄMLI und F. BECKER 1960 beschriebenen. Die näheren Analysenbedingungen gibt J. HUNZIKER (1966).

Die Reproduzierbarkeit der Kurven wurde durch wiederholtes Auf-

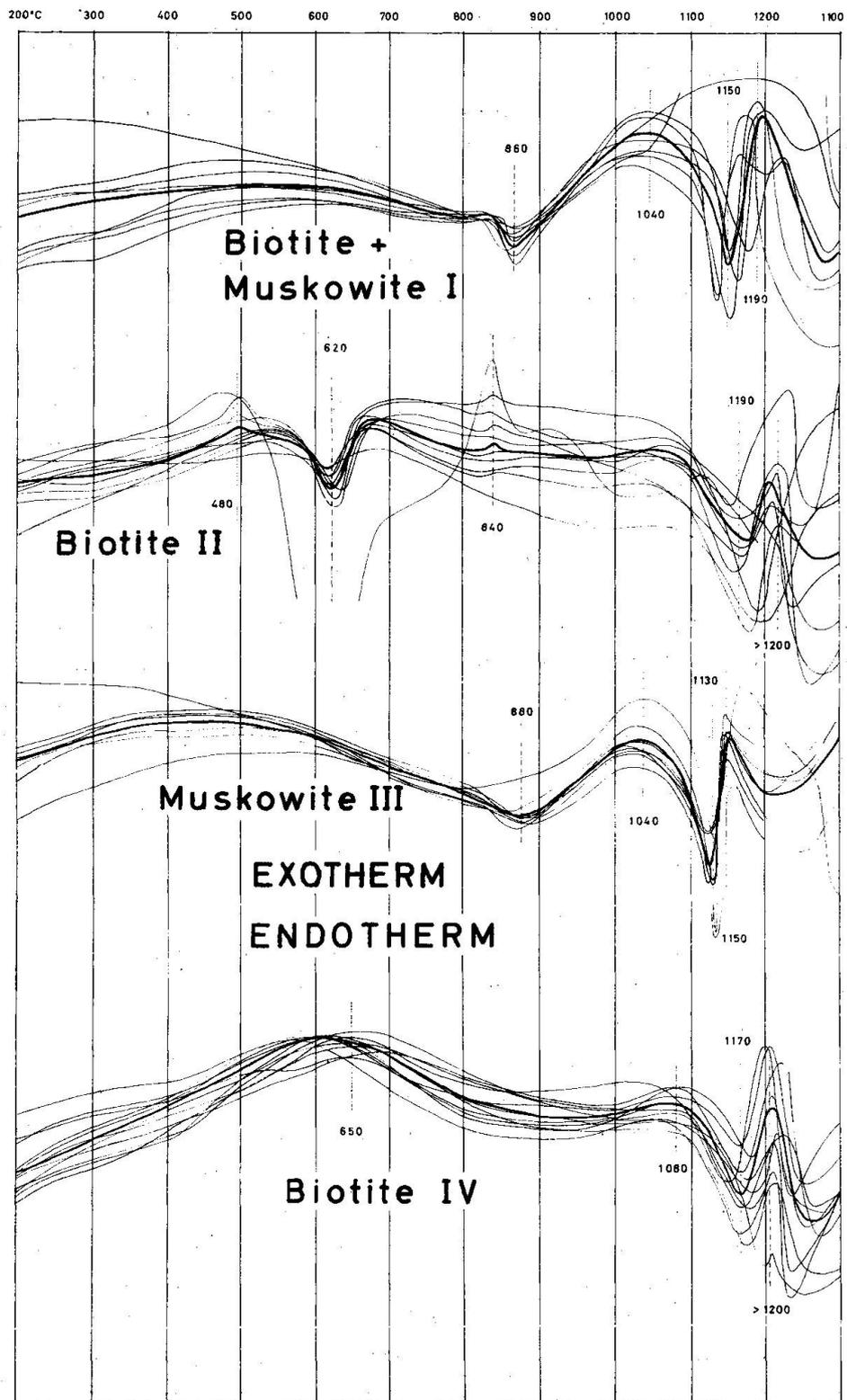


Fig. 16. DTA-Diagramme der untersuchten Glimmer. Ausgezogene Kurven bezeichnen die Mittel der einzelnen Gruppen.

heizen derselben Glimmerart unter verschiedenen geometrischen Bedingungen geprüft; Aufheizung 10°C pro Minute. Die Lage der Peaks lässt das Aufstellen von vier Gruppen zu:

Gruppe	Proben		Reaktionen (°C)	
			endotherm	exotherm
I	π 61 a, 63 a, 74 a	(Biotite)	860, 1150	1040, 1190
	π 61 a, 62 a	(Muskowite)		
II	π 37 b, 40 a, 41 a, 41 b	} (Biotite)	620, 1160	840, 1200
	π 66 a, 66 b, 70 b			
III	π 31 a, 71 b, 72 b	(Muskowite)	880, 1130	1040, 1150
IV	π 34 c, 43 a, 43 b, 60 b	} (Biotite)	1170	650, 1080, 1200
	π 62 b, 69 a, 72 b ₁			

Die Deutung der Reaktionen ist nicht einfach; der (seltene) endotherme Peak bei 620°C dürfte typisch für Chlorit sein. Die irreversiblen exo- und endothermen Reaktionen zwischen 1150 und 1200°C hängen wohl mit dem Zusammenbruch des Kristallgitters zusammen.

Eine zusammenfassende Darstellung und Deutung der von uns DT-analytisch untersuchten Glimmer ist einer späteren Arbeit vorbehalten; sie verlangt vergleichende thermogravimetrische und röntgenographische Untersuchungen.

7.3.6. Röntgenmikroanalytische Daten

Sämtliche bisherigen Analysenwerte und Daten sind als Mittelwerte, repräsentativ für eine grössere Anzahl Glimmerindividuen eines Vorkommens, aufzufassen. In einem und demselben Kristall können aber grundsätzlich beträchtliche Unterschiede und Inhomogenitäten erwartet werden, für die Glimmer haben dies O. MÉTAIS et al. 1962 postuliert.

Es lag nahe, zum mindesten stichprobenmässig nachzuprüfen, ob mit der Elektronenmikrosonde eventuell derartige Inhomogenitäten nachzuweisen wären.

Die Elektronenmikrosonde regt mittels eines im Hochvakuum durch elektromagnetische Linsen eng gebündelten Elektronenstrahles ($\varnothing \sim 1 \mu$) auf der Probenoberfläche ein charakteristisches Röntgenspektrum an; die Art und Quantität der Strahlung ist direkt abhängig von den im Präparat vorhandenen Elementen. Das Spektrum wird an Analysatorkristallen gebrochen und mit Gasdurchflussproportionalzählrohren abgetastet. Elektronische Registriereinrichtungen nehmen die eintreffenden Impulse auf und leiten sie gegebenenfalls einem Mehrkanalschreiber zu, vgl. L. S. BIRKS, 1959. Die — polierte und mittels Kohlenstoff als Bedampfungsschicht elektrisch leitfähig gemachte — Analysenprobe kann unter dem feststehenden Elektronenstrahl hindurchbewegt werden (mechanisches Line Scanning),

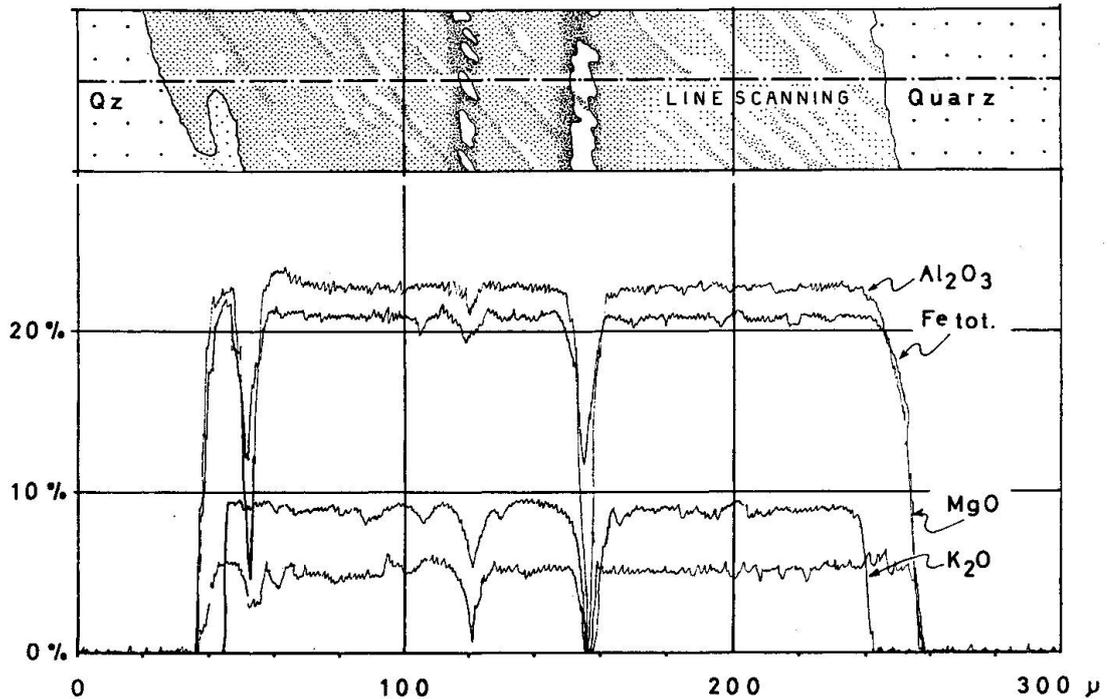


Fig. 17. Line Scanning mit der Elektronen-Mikrosonde über ein Biotitbuch der Probe WS π 35a. Oben: Scanningspur auf der Probenoberfläche. Unten: Verteilung der Elemente Al_2O_3 , $\text{Fe}_{\text{tot.}}$, MgO , K_2O .

wobei die Elementverteilung entlang einer Linie aufgenommen wird, s. Fig. 17. Indessen kann der Elektronenstrahl auch abgelenkt werden, und zwar dergestalt, dass er eine beispielsweise $300 \times 300 \mu^2$ grosse Fläche auf dem Präparat bestreicht. Parallel zu diesem Vorgang werden die von der Probe absorbierten Elektronen (= Gesamtzahl der eintreffenden Elektronen minus in Röntgenstrahlung umgesetzte plus zurückgestrahlte Elektronen) registriert und auf einem Bildschirm als Helligkeitswerte wiedergegeben (Absorbed Electron Image, Fig. 18).

Werden aber die durch den wandernden Elektronenstrahl angeregten Röntgenquanten registriert und auf dem Bildschirm wiedergegeben, so ergibt sich die Elementverteilung auf der Probenoberfläche, s. Fig. 19.

Pegmatit WS π 35a weist grüne und braune Biotitlamellen auf. Ein Biotitpaket im Quarz/Feldspatverband wurde quer zu (001) gesägt und poliert. Da die Farbe eines Biotites u. a. mit dem Mg/Fe Verhältnis zusammenhängt, wurde zunächst ein Mg/Fe Line Scanning quer über das Glimmerbuch aufgenommen; der schwarze Pfeil auf Fig. 18 gibt das Scanningprofil an.

Das Line Scanning der Elemente Fe, Mg und Al quer über ein 200 μ dickes Glimmerbuch zeigt bemerkenswerterweise keine Konzentrationsänderungen; die gemessenen Biotitindividuen müssen demnach im Rah-

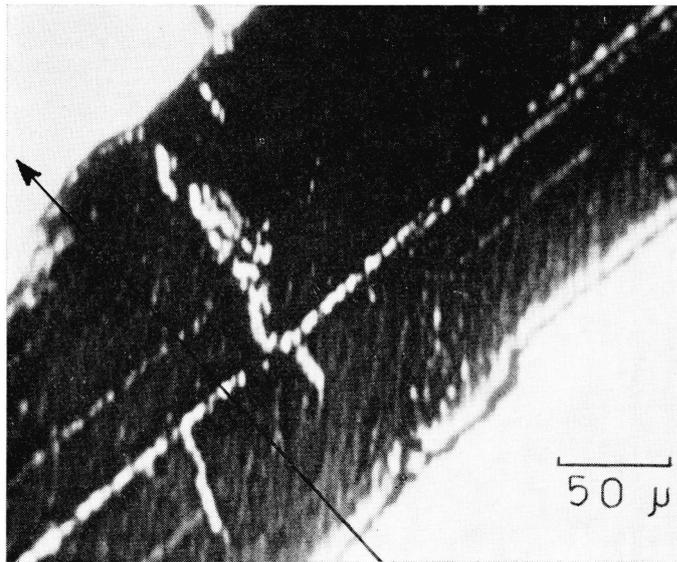


Fig. 18. Absorbed Electron Image. Länge des Massstabes. Abstand zweier Teilstriche 50μ .

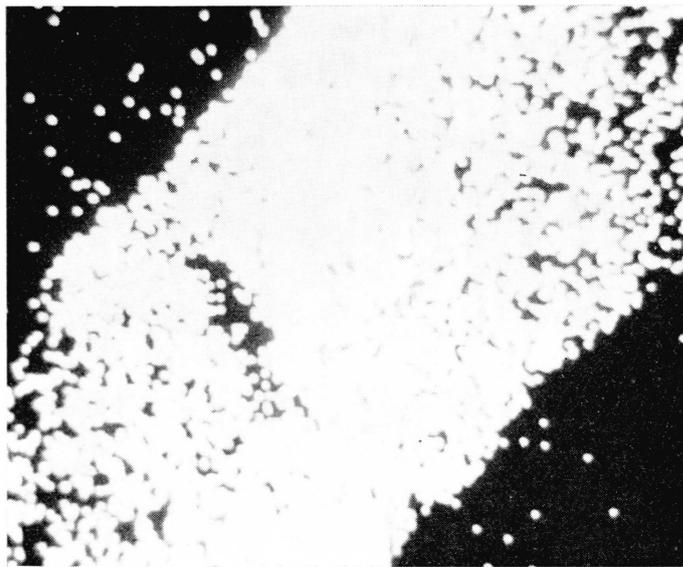


Fig. 19. Röntgenbild: Verteilung des Elementes Fe auf der Probenoberfläche. FeK_{α} -Strahlung.

men der Versuchsbedingungen (vgl. technische Daten) als homogen angesehen werden, die Beobachtungen von MÉTAIS et al., 1962, konnten nicht bestätigt werden.

Der K_2O -Gehalt aber zeigt im Line Scanning ein abweichendes Verhalten: an den Rändern des Glimmerpaketes besteht ein etwa 10 Mikron breiter, K_2O -freier Saum. Es wird sich hierbei wohl um eine Folge von

Intergranularreaktionen handeln, bei denen K^+ weggeführt worden ist (vgl. E. ZSCHIMMER, 1898). Der kaliumfreie Saum macht volumenmässig schätzungsweise 10% des gesamten hier betrachteten Biotites aus, das Ausmass der K^+ -Wanderung muss somit beträchtlich gewesen sein.

In diesem Zusammenhang mag interessieren, dass bei unseren früheren, unpublizierten Verwitterungsversuchen, bei denen Biotitpulver einige Wochen in dest. Wasser bei 60°C gehalten wurde, die wässrige Phase bei Versuchsende eine deutliche Alkalinität aufwies.

Es scheint demnach, dass Glimmer sehr leicht, auch in festem Gesteinsverband, Kalium abgibt und gleichzeitig wohl H_2O aufnimmt, vgl. auch S. 147.

Technische Daten

Apparatur:	Mikrosonde der Firma Jeol, Typ JXA-3A.
Spektrometer:	vollfokussiert, Johansenanordnung.
Zählrohre:	Gasdurchflussproportionalzählrohre.
Gasgemisch der Zählrohre:	90 % Argon, 10 % Methan.
Durchmesser des Elektronenstrahles:	~ 1 Mikron.
Beschleunigungsspannung:	25 KV.
Strahlstrom:	40 μ A.
Probenstrom:	0,2 μ A.
Analysatorkristalle:	KAP für MgO $2\theta = 43^\circ 28' K_\alpha$ Al_2O_3 $2\theta = 36^\circ 24' K_\alpha$ Quarz für $Fe_{tot.}$ $2\theta = 33^\circ 34' K_\alpha$ Glimmer für K_2O $2\theta = 44^\circ 02' K_\alpha$
Probengeschwindigkeit unter dem Elektronenstrahl:	20 μ /Minute.
Papiervorschub des Schreibers:	20 mm/Minute.
Präparat:	WS π 35a, Biotitbuch quer zu (001) geschnitten, mit Zinnoxid poliert. Bedampfung mit Kohlenstoff ca. 250 Å dick.

Die mikroanalytischen Daten verdanke ich Herrn P.-D. Dr. H. SCHWANDER.

8. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Der chemische Vergleich von Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer aus dem mittleren Tessin zeigt folgendes:

1. Mit Ausnahme des Wassers und der leichtflüchtigen Bestandteile unterscheiden sich Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer in den Hauptkomponenten nicht.

Dies steht im Widerspruch zur gängigen Auffassung (HEINRICH, 1946; DEER et al., 1962), dass Pegmatitbiotite generell reicher an zweiwertigem Eisen sind als Nebengesteinsbiotite (vgl. FOSTER, 1960a). Es besteht vielmehr eine *enge Verwandtschaft* (s. S. 142) zwischen beiden.

2. Mit Ausnahme des Bors unterscheiden sich Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer in den untersuchten Spurenelementen wenig, vor allem sind die untersuchten Pegmatitglimmer nicht reicher an Spurenelementen als die Glimmer aus den zugehörigen Nebengesteinen.

Dies steht in krassem Gegensatz zur allgemeinen Auffassung (SCHNEIDERHÖHN, 1959, s. S. 145), dass Pegmatite, bez. ihre Mineralien, besonders reich an sonst seltenen Elementen seien. Die Verwandtschaft zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer ist auch im Falle der Spurenelemente *eng*.

3. Eine enge chemische Verwandtschaft der Pegmatitglimmer *untereinander* besteht nicht; sie ist ganz wesentlich kleiner als die Verwandtschaft zwischen Pegmatit- und zugehörigem Nebengesteinsglimmer.

Dies spricht gegen die Herkunft der Tessiner Pegmatite von einem gemeinsamen Stamm-Magma der Tiefe.

Wenn vorausgesetzt werden darf, dass ein — das als alpin angesehene Nebengestein diskordant durchschlagender — Pegmatit höchstens spättertiären Alters sein kann, dann darf für das Gros der untersuchten Glimmer angenommen werden, dass sie nach ihrer Platznahme keine Metamorphose mehr erlitten haben. Diese Annahme steht im Einklang mit allen früher vertretenen Ansichten.

Wenn also die nachgewiesenermassen enge Verwandtschaft zwischen Pegmatit- und Nebengesteinsglimmer weder auf eine nachträgliche Metamorphose zurückgeführt werden darf, noch durch Deszendenz aus einem gemeinsamen Ursprungsmagma der Tiefe hergeleitet werden kann, dann muss als Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass die untersuchten Pegmatite sich infolge partiellen Schmelzens durch regionale Erhöhung der Temperatur (WENK, 1962a) aus den verschiedenen Gesteinen der sogenannten Wurzelzone gebildet haben. Es dürfte sich demzufolge um anatektische Bildungen handeln.

Bei den drei Fällen, in denen der Pegmatitglimmer wesentlich spurenreicher ist als derjenige des Nebengesteins, dürfte eine beträchtliche Wanderung der pegmatitischen Schmelze stattgefunden haben. Der Mangel an „typischen“ Pegmatitelementen macht auch in diesem Falle die Annahme einer differential-magmatischen Entstehung unwahrscheinlich.

Dass auch bei partiellen Aufschmelzungen die leichtflüchtigen Bestandteile des Gesteins als erste mobil werden, zunächst wohl H₂O, Fluor und

auch Bor (vgl. V. STUBICAN, 1962), erscheint selbstverständlich. Es ist auch anzunehmen, dass diese Komponenten im Mobilisat angereichert vorhanden sind. Tatsächlich zeigen die vorliegenden Untersuchungen, dass die Gruppe ($H_2O + F$) in den Pegmatitglimmern — als einzige — konsequent grösser ist als im Nebengesteinsglimmer.

Das Element Bor ist in Pegmatitglimmern normalerweise selten vertreten (I. OFTEDAL, 1964), wie es überhaupt in Gesteinen der magmatischen Folge in kleineren Konzentrationen aufzutreten scheint als in solchen des sedimentären Zyklus. Der relative Borreichtum gewisser Pegmatitglimmer aus dem Untersuchungsgebiet erscheint so in einem besonderen Lichte, kann doch kein Zweifel darüber bestehen, dass ein Teil jener Gesteinssuiten, die das Penninikum im mittleren Tessin aufbauen, sedimentären Ursprungs ist.

Die geochemischen Untersuchungen an Pegmatitglimmern und Glimmern der zugehörigen Nebengesteine deuten also darauf hin, dass die — in verschiedenen geologischen Einheiten der lepontinischen Alpen auftretenden — Pegmatite gewissen Eigen- und Besonderheiten besitzen, die sie von den aus der Literatur bekannten Pegmatiten unterscheiden. Die untersuchten Pegmatite sind untereinander zwar verschieden, im einzelnen aber ihrem Nebengestein ähnlich.

Ihre Genese scheint in den untersuchten Fällen exsudativ-anatektisch, ihr Bildungsmilieu ein durch thermische Einwirkungen aktiviertes Orogen gewesen zu sein.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- AHRENS, L. H. and TAYLOR, S. R. (1961): Spectrochemical Analysis. A treatise on the d-c arc analysis of geological and related materials. London.
- D'AMICO, CL. e EMILIANI, F. (1959): La chlorite di San Rubaria e la sua giacitura nel granito di Nuoro. *Acta geol. Alpina*, 7, p. 79.
- ANDERSEN, O. (1931): Discussion of certain phases of the genesis of pegmatites. *Norsk geol. Tidsskrift*. B XII, p. 1.
- ANDERSON, A. L. (1933): Genesis of mica pegmatite deposits of Latah County, Idaho. *Econ. Geol.*, 8, p. 46.
- ARNOLD, A. und JÄGER, E. (1965): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern im Grenzbereich zwischen voralpinen Alterswerten und alpiner Verjüngung der Biotite. *Eclogae geol. Helv.* 58, p. 369.
- BARANOW, W. I. (1959): Radiometrie. Leipzig.
- (1962): Geochemistry of uranium and thorium in the granite rocks of the Kyzyltau massif; modes of occurrence of radioactive elements in granitic rocks. *Geochemistry*, p. 469.

- BARSHAD, I. (1948): Vermiculite and its relations to biotite as revealed by base-exchange reactions, x-ray, differential thermal curves, and water content. *Amer. Mineralogist*, 33, p. 655.
- (1954): Cation exchange in micaceous minerals: Replaceability of ammonium and potassium from vermiculite, biotite, and montmorillonite. *Soil Sc.*, 78, p. 57.
- BARTH, T. F. W. (1962): *Theoretical Petrology*. New York/London.
- BASS, M. L. (1957): Effects of gamma irradiation on physical properties of minerals. *Amer. Mineralogist*, 42, p. 100.
- BEARTH, P. (1956a): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. *Eclogae geol. Helv.*, 49, p. 267.
- (1956b): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. *Eclogae geol. Helv.*, 49, p. 279.
- BEIJANKINA, E. D. (1957): Einige Angaben über spektroskopische Untersuchungen an Gesteinen und Mineralien der glimmerführenden Pegmatite. Referat in: *Zbl. Mineral.*, 1959, II, Nr. 1858.
- BIRKS, L. S. (1959): *X-Ray Spectrochemical Analysis*. New York.
- BLOSS, F. D. et al. (1959): Hardness of synthetic and natural micas. *Amer. Mineralogist*, 44, p. 33.
- (1965): Pitfall in determining 2V in micas. *Amer. Mineralogist*, 50, p. 789.
- BOLLIN, M. and KERR, P. F. (1961): Differential thermal pyrosynthesis. *Amer. Mineralogist*, 46, p. 823.
- BORISENCK, L. A. et al. (1962): Gallium in the minerals of mica pegmatites of the Tedino deposits. *Geochemistry*, p. 68.
- BRÖGGER, W. C. (1890): Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Z. Krist.*, 16, p. 16.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel.
- CALL, J. P. (1965): Analytical methods for the control of chemical purity. *Ann. New York Acad. Sc.*, 118, Art. 16, p. 611.
- CASASOPRA, S. (1939): Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina. *SMPM*, 19, p. 449.
- (1941): Sul metamorfismo delle rocce nelle Alpi Ticinesi. *Boll. Soc. tic. Sc. nat.*, p. 36.
- (1942): Appunti di geologia del Ticino. *Boll. Soc. tic. nat.*
- (1948): Note sulla petrochimica dello gneiss granitico Leventina. *SMPM*, 28, p. 717.
- Chemismus schweizerischer Gesteine. 1. Nachtrag (1942), zusammengestellt durch F. DE QUERVAIN und C. FRIEDLAENDER. *Beitr. Geol. Schweiz. geotechn. Serie*, Lfg. 20.
- 2. Nachtrag (1956), zusammengestellt durch F. DE QUERVAIN und V. JENNY. *Beitr. Geol. Schweiz. geotechn. Serie*, Lfg. 34.
- COLE, W. F. and ROWLAND, N. (1961): An abnormal effect in differential thermal analysis of clay minerals. *Amer. Mineralogist*, 46, p. 304.
- CORNELIUS, H. P. (1928): Über das Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern. *Cbl. Mineral.*, Abt. A, 8, p. 281.
- CORREIA NEVES, J. M. (1964): Genese des zonar gebauten Beryllpegmatites von Venturinha in geochemischer Sicht. *Beitr. Mineral. Petrogr.*, 10, p. 357.
- DALMER, K. (1908): Über die Temperaturen, bei welchen das Wasser der Chlorite und Biotite entweicht. *Cbl. Mineral.*, p. 518.

- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. *SMPM*, 33, p. 173.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming Minerals*. Vol. III: Sheet Silicates. London.
- DERRY, D. R. (1931): Genetic relations of pegmatites, aplites, and thin veins. *Geol. Mag.*, 68, p. 454.
- DIMITRIYEV, L. V. et al. (1962): Variations in the composition of biotite and the condition of its stability in granites of different petrochemical types as illustrated by the Kaib massif. *Geochemistry*, p. 258.
- DONNAY, G. et al. (1964): Trioctohedral one-layer micas. I. Crystal structure of a synthetic iron mica. II. Prediction of the structure from composition and cell dimensions. *Acta cryst.*, 17, p. 1369.
- EBERHART, J.-P. (1963): Etude des transformations du mica muscovite par chauffage entre 700 et 1200° C. *Bull. Soc. franç. Minéral. Crist.*, 86, p. 213.
- EMILIANI, F. (1956): Studi cristallografici sulle miche. I. Ricerche chimiche ed ottiche su alcune muscoviti di ortogneis pegmatitici di Val Venosta. *Acta geol. Alpina*, 6, p. 79.
- (1959): Studi cristallografici sulle miche. *Acta geol. Alpina*, 7, p. 61.
- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. G. (1960): Progressive Metamorphism and Granitization of the Major Paragneiss, Northwest Adirondale Mountains, New York. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, p. 1.
- FAUL, H. and DAVIS, G. L. (1959): Mineral separation with asymmetric vibrators. *Amer. Mineralogist*, 44, p. 1076.
- FERSMANN, A. VON (1931a): Geochemische Methoden. *N. Jb. Mineral. Beil. Bd. 64, Abt. A*, p. 663.
- (1931b): Über die geochemisch-genetische Klassifikation der Granitpegmatite. *Mineral. petrogr. Mitt. Tscherm.*, p. 64.
- (1952): Les pegmatites granitiques. Louvain.
- FLAWN, P. T. (1951): Pegmatites of the Van Horn Mountains, Texas. *Econ. Geol.*, 46, p. 175.
- FORSTER, R. (1947): Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. *SMPM*, 27, p. 249.
- FOSTER, M. D. (1960a): Interpretation of the composition of trioctohedral micas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B.
- (1960b): Layer charge relations in the dioctohedral and trioctohedral micas. *Amer. Mineralogist*, 45, p. 383.
- FOSTER et al. (1960): Iron-rich muscovitic mica from the Grandfather Mountain area. *Amer. Mineralogist*, 45, p. 839.
- FOSTER and HOWARD, T. E. (1962): New study of cryophyllite. *Amer. Mineralogist*, 47, p. 344.
- FREUDENBERG, W. (1919): Titanbiotit (Wodanit) vom Katzenbuckel. *Mitt. Bad. Landesanst.*, 8, S. 317.
- GANEV, I. G. et al. (1961): Geochemistry of Gallium, Tin, and Some Other Elements in the Process of Greisenization. *Geochemistry*, p. 830.
- GATINEAU, L. (1964): Structure réelle de la muscovite. Répartition des substitutions isomorphes. *Bull. Soc. franç. Minéral. Crist.*, 87, p. 321.
- GERLING, E. K. et al. (1961): Retention of radiogenic argon in powdered potassium-bearing minerals. *Geochemistry*, p. 45.

- GINZBOURG, A. I. (1955): *Caractéristique minéralo-géochimique des pegmatites lithiques*. Acad. Sc. URSS.
- (1960): Specific geochemical features of the pegmatitic process. Intern. geol. Congr., XXI, Norden, Part 17, p. 111.
- GLINKA, K. (1910): Untersuchungen im Gebiete der Verwitterungsprozesse. Referat in: N. Jb. Mineral., p. 183.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1922/26): Der Stoffwechsel der Erde. Geochemische Verteilungsgesetze der Erde I—VIII. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter. Oslo. Math.-Nat. Kl.
- (1954): *Geochemistry*. Oxford.
- GONSHAKOVA, V. I. (1956): Some thermal and x-ray structural data on palagonite in palagonitic amygdaloidal diabases of the western part of Vilyni depression. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., no. 4, p. 109.
- GORBUNOV, N. I. and SHURYGINA, E. A. (1950): Thermal curves of minerals encountered in soils and rocks. Pochvovedenie, 6, p. 367.
- GOSNER, B. (1925): Die chemische Zusammensetzung der Glimmerminerale. 1 u. 2. Cbl. Mineral., Abt. A, p. 39.
- GREGOR, B. C. (1965): Boron and oceanic evolution. Geochim. cosmochim. Acta, 29, p. 1007.
- GUTZWILLER, E. (1912): Injektionsgneisse aus dem Kanton Tessin. Eclogae geol. Helv., 12, p. 5.
- HALL, A. J. (1941): The relation between colour and chemical composition in the biotites. Amer. Mineralogist, 26, p. 29; The relation between chemical composition and refractive index in the biotites. Ibidem, p. 34.
- HAYAMA, Y. (1959): Some considerations on the colour of biotite and its relations to metamorphism. J. geol. Soc. Japan, 65, p. 21.
- HEINRICH, E. W. (1946): Studies in the mica group; the biotite-phlogopite series. Amer. J. Sc., 244, p. 836.
- HENDRICKS, S. B. (1939): Polymorphism of the micas. Amer. Mineralogist, 24, p. 729.
- HESS, F. L. (1933): Pegmatites. Econ. Geol., 28, p. 447.
- HIRSCHI, H. (1924): Ein Pechblendevorkommen in der Schweiz. SMPM, 4, p. 368.
- HITCHON, B. (1960): The geochemistry, mineralogy, and origin of pegmatites from three Scottish pre-cambrian metamorphic complexes. Intern. geol. Congr. Norden (XXI), Rep. Pt. 17, p. 36.
- HOENES, D., MEHNERT, K. R. und SCHNEIDERHÖHN, H. (1949): Führer zu petrographischen und geologischen Exkursionen im Schwarzwald und Kaiserstuhl. Stuttgart.
- HÖRMANN, P. K. (1963): Zur Geochemie des Germaniums. Geochim. cosmochim. Acta, 27, p. 861.
- HÖVERMANN, G. (1912): Über pleochroitische Höfe in Biotit, Hornblende und Cordierit. N. Jb. Mineral., Beil. Bd. 34, p. 321.
- HOLMQUIST, P. J. (1920): Om pegmatit palingenes och ptygmatisk reckning. Geol. Fören. Stockholm Förh., 42, p. 191.
- (1942): Typen und Nomenklatur der Adergesteine. Geol. Fören. Stockholm Förh., 43, p. 612.
- HORNUNG, G. (1962): Der Einfluss der Zusammensetzung des Nebengesteins auf die Pegmatitmineralisation. Econ. Geol., 57, p. 1127.

- HÜBNER, M. (1962): Beitrag zur Bestimmung geringer Fluorgehalte in Gesteinen und Mineralien. *Chemie d. Erde*, 22, p. 264.
- HUGI, E. und HIRSCHI, H. (1925): Dumortieritvorkommen der südlichen Schweizer Alpen. *SMPM*, 5, p. 251.
- HUNZIKER, J. C. (1965): Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen V. Antigorio (Novara) und V. di Campo (Tessin). *SMPM.*, 45. Diss. Basel.
- JÄGER, E. et al. (1962a): Rb-Sr and U-Pb Age Determinations on the Pegmatite of I Mondei. *Eclogae geol. Helv.*, 55, p. 443.
- (1962b): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps. *J. Geophys. Res.*, 67, p. 5293.
- JAHNS, R. H. (1953): The genesis of pegmatites. *Amer. Mineralogist*, 38, p. 563, p. 1078.
- (1955): The study of pegmatites. *Econ. Geol. Annivers. 1955*, p. 1025.
- JAKOB, J. (1925): Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. *Z. Krist.* 61, S. 443, und 62, S. 155.
- IYAMA, J. T. (1964): Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. *Bull. Soc. franc. Minéral. Crist.*, 87, p. 532.
- INGAMELLS, C. O. et al. (1963): Chemical and spectrochemical analysis of standard silicate samples. *Geochim. cosmochim. Acta*, 27, p. 897.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH, Zürich.
- KING, B. C. (1948): The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Oti area of the northern provinces of Nigeria. *J. Geol.*, 56, p. 459.
- KINGSBERG, C. et al. (1957): Synthesis, stability, and polytypism of nickel and gallium phlogopite. *Amer. Mineralogist*, 42, p. 629.
- KNOBLAUCH, P. (1939): Erläuterungen zu Blatt 516, Iorio. *Schweiz. geol. Komm.*, Bl. 11 geol. Atlas.
- KNORRING, O. VON and DEARNLEY, R. (1959): The Lewisian pegmatites of South Harris, Outer Hebrides. *Mineral. Mag.*, 32, p. 366.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigizzo und Onsernone. *SMPM*, 38, p. 83.
- KOBE, H. (1956): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Tessiner Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia. *SMPM*, 36, S. 244.
- KOPP, O. C. et al. (1961): The hydrothermal conversion of muscovite to kalsilite and an iron-rich mica. *Amer. Mineralogist*, 46, p. 719.
- KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *SMPM*, 6, S. 1.
- KÜNDIG, E. und QUERVAIN, F. DE (1941): Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Bern.
- KUNITZ, W. (1924): Die Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften innerhalb der Glimmergruppe. *N. Jb. Mineral., Beil. Bd. 50*, S. 365.
- LACROIX, A. (1923): *Minéralogie de Madagascar*. Paris.
- LANDES, K. K. (1933): Origin and classification of pegmatites. *Amer. Mineralogist*, 18, p. 33.

- LISITSYN, A. E. and KHITROV, V. G. (1962): A microspectrochemical study of the distribution of boron in minerals of some igneous and metamorphic rocks of the middle Urals. *Geochemistry*, p. 293.
- LODDING, W. et al. (1957): A new method of differential thermal analysis employing multiple thermocouples. *Amer. Mineralogist*, 42, p. 78.
- MACKENZIE, R. C. (1952): Standardisation of differential thermal analysis technique. *Congr. intern. géol. XIX. Alger*, 18.
- MARMO, V. (1955): On the Microcline of the Granitic Rocks of Central Sierra Leone. *SMPM*, 35, p. 155.
- MATROVSKY, O. I. et al. (1963): Biotites from rocks enriched by darkcoloured minerals of the Volhynian piezoquartz deposit. *Mineral Sbornik Lvov geol. Soc.* 17.
- MEHNERT, K. R. (1961): Neue Ergebnisse zur Geochemie der Metamorphose. *Geol. Rdsch.*, 51, S. 384.
- MERTIE, J. B. (1942): Nomograms of optic angle formulae. *Amer. Mineralogist*, 27, p. 538.
- MÉTAIS, D., RAVIER, J. et PHAN, K. D. (1962): Nature et composition chimique des micas de deux lamprophyres. *Bull. Soc. franc. Minéral. Crist.*, 85, p. 321.
- MEYROWITZ, R. (1963): A semimicroprocedure for the determination of ferrous iron in non refractory silicate minerals. *Amer. Mineralogist*, 48, p. 340.
- MILNE, A. A. and MACKENZIE, R. C. (1953): The effect of grinding on micas. *Clay Mineral. Bull.*, 2, p. 57.
- MITTELHOLZER, A. E. (1936): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berücksichtigung des Castionezuges. *SMPM*, 16, S. 19.
- MOENKE, H. (1963): Entwicklung, Stand und Möglichkeiten der Ultraspektralphotometrie von Mineralien. *Fortschr. Mineral.*, 40, S. 76.
- NIGGLI, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. *Preisschrift Leipzig*.
- (1937): Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. *Z. Krist.*, 96, S. 89.
- NOCKOLDS, S. R. (1947): The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sc.*, 245, p. 401.
- NORDENSKJÖLD, I. (1911): Der Pegmatit von Ytterby. *Referat in: N. Jb. Mineral.*, p. 33.
- OFTEDAL, I. (1964): On the occurrence and distribution of boron in pegmatite. *Norsk. geol. Tidsskrift*, 44, p. 217.
- OKI, Y. (1961a): Metamorphism in the Northern Kiso Range, Nagano Prefecture, Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 32, p. 479.
- (1961b): Biotites in metamorphic rocks. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 32, p. 497.
- PABST, A. (1953): Redescription of the single layer structure of the micas. *Amer. Mineralogist*, 40, p. 967.
- PAGLIANI, G. e MARTINENGI, M. (1941): Il filone pegmatitico di Montescheno in Val Antrona (Ossola). *Period. Mineral.*, 12, p. 49.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Tessiner Pegmatite. *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, 3. F., S. 191.
- PARRY, W. T. and NACKOWSKI, M. P. (1963): Copper, lead, and zinc in biotites from basin and range quartz monzonites. *Econ. Geol.*, 58, p. 1126.

- PAULING, L. (1930): The structure of some sodium and calcium aluminosilicates. *Proc. nat. Acad. Sc.*, 16, p. 123.
- PHILLIPS, W. R. (1963): A differential thermal study of the chlorites. *Mineral. Mag.*, 33, p. 404.
- PREISWERK, H. (1925): Tessinergneis. *Eclogae geol. Helv.*, 19, p. 177.
- (1931): Der Quarzdiorit des Coccomassives (Zentrale Tessiner Alpen) und seine Beziehungen zum Verzascagneis. *SMPM*, 11, S. 27.
- QUERVAIN, F. DE (1932): Pegmatitbildungen von Valle della Madonna bei Brissago. *Mitt. naturf. Ges. Thun*.
- RAMBERG, H. (1949): The facies classification of rocks: A clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. *J. Geol.*, 57, p. 18.
- RAMSAY, J. G. (1965): Déformation et métamorphismes alpins répétés dans les Alpes inférieures penniques du Tessin septentrional. *Vortrag Univ. Lausanne*.
- RANKAMA, K. and SAHAMA, TH. G. (1952): *Geochemistry*. Chicago.
- Rock Color Chart (1948). *Nat. Research Council*. Washington.
- ROGGIANI, A. G. (1940): La pegmatite dell'Alpe Mondei, Montescheno. *Domo-dossola*.
- RONNER, F. (1963): *Systematische Klassifikation der Massengesteine*. Wien.
- ROSENBLUM, S. (1958): Magnetic susceptibility of minerals in the Frantz isodynamic separator. *Amer. Mineralogist*, 43, p. 170.
- RUBIN, B. (1965): The need for ultrapurity. *Ann. New York Acad. Sc.*, 118, p. 633.
- RÜGER, L. (1934): Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. *Geol. Rdsch.*, 25, S. 1.
- RUSTUM, R. (1949): Decomposition and resynthesis of the micas. *J. Amer. ceram. Soc.*, 32, p. 202.
- RYABCHIKOV, I. D. (1961): Calculation of fractionation constants of rare alkalies in the potassium minerals of pegmatites. *Geochemistry*, p. 1027.
- RYABCHIKOV, I. D. and SOLOV'YEVA, B. A. (1961): Geochemistry of rubidium and lithium in micaceous pegmatites. *Geochemistry*, p. 356.
- RYBACH, L. and NISSEN, H. U. (1965): Neutron activation of Mn and Na traces in marbles worked by the ancient Greeks. *Radiochem. Meth. Anal.*, 1.
- SALOTTI, C. A. (1962): Anthophyllite within the albite-epidote hornfels facies. *Amer. Mineralogist*, 47, p. 1055.
- SARDANOV, S. S. (1961): Bond energy and retention of radiogenic argon in micas. *Geochemistry*, p. 33.
- SATA, T. and KIYOURA, R. (1954): Determination of quartz, tridymite, and cristobalite by differential thermal analysis. *J. ceram. Assoc. Japan*, 62, p. 449.
- SAVOLANTI, A. O. M. and TYNI, M. H. (1960): A new mineral-picking apparatus. *Amer. Mineralogist*, 45, p. 901.
- SCHALLER, W. T. (1927): Mineral replacements in pegmatites. *Amer. Mineralogist*, 22, p. 59.
- SCHEDLING, J. A. (1960): *Grundlagen der Differentialthermoanalyse*. Schweiz. Arb.gem. f. Steine u. Erden.
- SHELLER, H. (1960): *Einführung in die angewandte spektrochemische Analyse*. Berlin.
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): *Ricchezza del suolo Ticinese*. Bellinzona.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1959): *Die Erzlagerstätten der Erde, Band II. Die Pegmatite*. Stuttgart.

- SCHRÄMLI, W. und BECKER, F. (1960): Die Vakuumdifferentialthermoanalyse einiger Minerale und einiger Erden im Vergleich zu Differentialthermoanalyse in Luft. Ber. Dtsch. keram. Ges., 37, S. 227.
- SCHÜLLER, A. (1962): Zur Systematik der Glimmer- und Tonerdminerale. Chemie d. Erde, 22, S. 651.
- SCHWANDER, H. (1960a): Quantitative spektrochemische Bestimmung der Hauptkomponenten von Feldspäten und anderen Silikaten. SMPM, 40, S. 8.
- (1960b): Neue Anwendungen zur quantitativen spektrochemischen Bestimmung der Hauptkomponenten in Silikatgesteinen und -mineralien. SMPM, 40, S. 289.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om granit och gneis. Bull. Comm. geol. Finland, 23.
- (1916): On synantectic minerals and related phenomena. Bull. Comm. geol. Finland, 48, p. 138.
- (1923, 1926): On migmatites and associated pre-cambrian rocks of Southwestern Finland. I, II. Bull. Comm. geol. Finland, 58, 77.
- SLEPNEV, Y. S. (1962): Gallium content in the granite pegmatites of the Sayan Mountains. Geochemistry, p. 742.
- SMOTHERS, W. J. and YAO CHIANG, M. S. (1958): Differential thermal analysis. New York.
- SMYKATZ-KLOSS, W. (1964): Differential-Thermo-Analysen von einigen Karbonat-Mineralien. Beitr. Mineral. Petrogr., 9, Heft 5, S. 481.
- SOLODOV, N. A. (1962): Distribution of thallium among the minerals of a zoned pegmatite. Geochemistry, p. 738.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 46.
- STECK, H. A. (1965): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aar-massiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. Diss. Bern.
- STUBICAN, V. and ROY, R. (1962): Boron substitution in synthetic micas and clays. Amer. Mineral., 47, p. 1166.
- TADDEI, C. (1938): Notizie mineralogiche Ticinesi: berillo e prenite di Cresciano sul Sasso (Riviera). SMPM, 18, p. 437.
- (1940): Pegmatiti della Svizzera Italiana e minerali in esse contenuti. SMPM, 20, p. 247.
- TATEKAWA, M. (1959): Studies on granitic pegmatites. Mem. College Sc. Univ. Kyoto, Series B, 25, No. 4.
- TROEGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TUREKIAN, K. K. and PHINNEY, W. W. (1962): The distribution of Ni, Co, Cr, Cu, Ba and Sr between biotite-garnet pairs in a metamorphic sequence. Amer. Mineralogist, 47, p. 1434.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydroelectric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. SMPM, 36, p. 69.
- VERNON, R. H. (1961): Magnetic susceptibility as a measure of total iron plus manganese in some ferromagnesian silicate minerals. Amer. Mineralogist, 46, p. 1141.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbanò und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. SMPM, 30, S. 1.

- WARING, CL. L. and WORTHING, H. W. (1961): Microspectrochemical analysis of minerals. *Amer. Mineralogist*, 46, p. 1177.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchung des Tonalit-zuges von Meliolo-Sorico zwischen Tessental und Comersee. *SMPM*, 37, S. 269.
- WELIKOSLAWINSKIJ, D. A. und SOKOLOW, J. M. (1960): Über den Zusammenhang der Genese und der Mineralisation der Pegmatite des Mamsky-Gebietes mit der Regionalmetamorphose. Referat in: *Zbl. Mineral.*, II, No. 2677, 1961.
- WENK, E. (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. *SMPM*, 28, S. 761.
- (1954): Berechnung von Stoffaustauschvorgängen. *SMPM*, 34, S. 309.
- (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclogae geol. Helv.*, 49, S. 251.
- (1962a): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. *SMPM*, 42, S. 139.
- (1962b): Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. *Geol. Rdsch.*, 52, S. 754.
- WENK, E., SCHWANDER, H., HUNZIKER, J. und STERN, W. (1963): Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen. *SMPM*, 43, S. 435.
- WIELAND, H. P. O. (1965): Zur Geologie und Petrographie der V. Isorno (Novara). Diss. Basel. *SMPM*, im Druck.
- WINCHELL, A. N. (1935): The biotite system. *Amer. Mineralogist*, 20, p. 773.
- (1951): *Elements of optical Mineralogy*. New York.
- WINKLER, H. G. F. (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. Berlin.
- WINTERHALTER, R. U. (1957): Geologische Kartenskizze des linken Hanges des Tessintales zwischen Castione-Bellinzona-Valle Morobbia. *SMPM*, 37, S. 9.
- ZAWADYŃSKY, L. (1952): Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Valle Onsernone. *SMPM*, 32, S. 1.
- ZSCHIMMER, E. (1898): Die Verwitterungsprodukte des Magnesiaglimmers und der Zusammenhang zwischen chemischer Zusammensetzung und optischem Achsenwinkel der Glimmer. Diss. Jena.

Manuskript eingegangen am 31. Oktober 1965.