

Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum

VON HANS KLOB, Wien

Mit 18 Abbildungen, 13 Tabellen.

Schlüsselwörter

*Moldanubikum
Mühlviertel
Freistädter Granodiorit
magmatische Differentiation*

Inhalt

Zusammenfassung	98
Summary	99
Vorwort	99
Übersicht	100
Petrographie	103
Chemismus	108
Mineralogie	118
Alkalifeldspat	119
Plagioklas	121
Quarz	122
Biotit	122
Muskowit	130
Chlorit	130
Akzessorien	130
Hinweise auf die Genese	133
Geologie und Petrographie	133
Altersverhältnisse	134
Gesteinschemismus	134
Alkalifeldspat	136
Plagioklas	138
Coexisting feldspars	138
Quarz	139
Biotit	139
Akzessorien	140
Literatur	140

Zusammenfassung

Der „Freistädter Granodiorit“, ein Gesteinskörper des Moldanubikums des Südböhmischen Massivs im NE-Teil des oberösterreichischen Mühlviertels, wurde einer detaillierten geologischen und an Hand von 32 Proben einer genauen mineralogischen, petrographischen und chemischen Untersuchung unterzogen.

Drei verschiedene Typen — 1. der grobkörnige „Randtyp“ mit pseudohexagonalem Biotit, 2. der mittelkörnige „Kerntyp“ und 3. der in allen Ergebnissen dem Mauthausener Typ

Adresse des Verfassers: Min.-petr. Abteilung, Naturhistorisches Museum Wien, Burgring 7, A-1014 Wien.

gleichende, feinkörnige Granittyp — können innerhalb des „Freistädter“ Körpers unterschieden werden.

Der Altersunterschied des mit dem Mauthausener Granit altersgleichen, feinkörnigen Granittyps zum „Kerntyp“, sowie die Korngrößenunterschiede der drei Typen und die Idiomorphie der Biotite des „Randtyps“ sind auf verschiedene Abkühlungsgeschwindigkeiten, bedingt durch verschiedene Kristallisationsniveaus innerhalb des Plutons zurückzuführen.

Stoffwanderungen während und nach der Platznahme des Magmas und auch die Abnahme der Kristallisationstemperaturen vom „Randtyp“ zum feinkörnigen Granittyp bei zunehmender Abkühlungsgeschwindigkeit und gleichzeitig steigendem Gehalt an fluider Phase (steigender P_{H_2O}) führten zu Unterschieden im Gesteins- und Mineralchemismus, im quantitativen Mineralbestand und in der Ausbildung der einzelnen Mineralphasen.

Der „Freistädter“ Pluton kann als ein Modellbeispiel magmatischer Differentiation aufgefaßt werden, wie sie durch die thermodynamische Instabilität eines Magmas während und nach seiner Platznahme hervorgerufen wird. Der „Randtyp“ ist daher nicht als eine Randfazies, hervorgerufen durch Reaktion des Magmas mit dem Nebengestein, sondern als das tiefste aufgeschlossene Niveau des Plutons anzusehen.

Summary

The granodiorite of the „Freistadt“ type, a geological body in the Moldanubian Zone of the South-Bohemian Massif of the NE-part of the Upper Austrian „Mühlviertel“ has been closely investigated by detailed fieldwork and by mineralogical, petrographical and chemical analyses of 32 rock samples.

Three different rock types can be distinguished within the „Freistädter“ plutonic body: 1. The coarse grained „marginal type“ with its pseudo-hexagonal biotite, 2. the medium grained „central type“ and 3. the fine grained granite type, which is in all its analytical data similar to the granite of the „Mauthausen“ type.

The difference in age between the fine grained granite type — having the same age as the granite of the „Mauthausen“ type — as well as the difference in the grainsizes of the three types and the idiomorphic biotites of the „marginal type“ can be related to different cooling rates based on different crystallisation levels within the magma chamber.

Migrations during and after the emplacement of the magma and also the decrease of the crystallisation temperatures from the „marginal type“ to the fine grained granite type with increasing cooling rates and simultaneously increasing content of a fluid phase (increasing P_{H_2O}) led to differences in the chemical composition of the rock and its minerals, in the quantitative mineral content and in the development of each mineral phase.

The plutone of „Freistadt“ can be seen as a model case of magmatic differentiation caused by the thermodynamic instability of a magma during and after emplacement. The „marginal type“, therefore, cannot be referred to as a marginal facies, formed by reaction of the intruding magma with neighbour rock, but has to be seen as the deepest eroded level of the plutonic body.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien als Dissertation.

Vielen ergebenen Dank schulde ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. DDr. Dipl.-Ing. H. WIESENER, sowie dem Herrn Prof. Dr. H. G. SCHARBERT und Herrn Dr. W. RICHTER für ihren Rat und ihre Unterstützung bei der Arbeit, aber auch meinen verehrten Eltern für Geduld und Opfer, die sie während meiner Studienzeit aufbrachten.

Übersicht

Der Freistädter Granodioritkörper liegt im NE-Teil des oberösterreichischen Mühlviertels, im SW-Teil des Böhmisches Massivs — dem Moldanubikum (Abb. 1).

Das erste Mal wird er als besondere Granitart von LIPOLD (1852) und PETERS (1853) erkannt und beschrieben. WALDMANN (1937 und 1939) ordnet erstmals diese im Raum Sandl-Freistadt vorkommenden Granitoide den Granodioriten zu und faßt sie unter dem Namen „Freistädter Granodiorit“ zusammen (WALDMANN, 1951). Eine chemische Analyse von Freistädter Granodiorit aus Maria Schnee (heute ČSSR) und der daraus errechnete Modalbestand (KÖHLER & MARCHET, 1941) stimmen mit den im Zuge dieser Arbeiten ermittelten Werten gut überein. KÖHLER (1950) zählt die Granodiorite von Freistadt samt den Übergangstypen zu der Gruppe der Mauthausener Granite.

Geologische Aufnahmen in den Jahren 1956 bis 1960 zur Erstellung des geologischen Kartenblattes vom „Kristallin des westlichen Mühlviertels und Sauwaldes“ führten im Gebiet von Freistadt — dem W-Teil des Freistädter Plutonits zu einer Aufgliederung in einen mittelkörnigen „Randtyp“ mit pseudohexagonalen, einsprenglingartigen Biotiten und in einen feinkörnigen „Kerntyp“ (FRASL, 1957, 1958, 1959, 1960; KURZWEIL, 1960 und ZIRKL, 1960). Im N-Teil des Granodioritkörpers wurden neben dem Kerntyp auch Mauthausener Graniten ähnliche Gesteine in der geologischen Karte ausgeschieden.

Weitere dem Freistädter Granodiorittyp zugeordnete, aber geographisch abgetrennte Körper sind der Granodioritstock bei Hagenberg-Obervisnitz (WIESER, 1942) mit „Randtyp“-Ausbildung, ein kleiner Stock am SW-Rand des Gallneu-

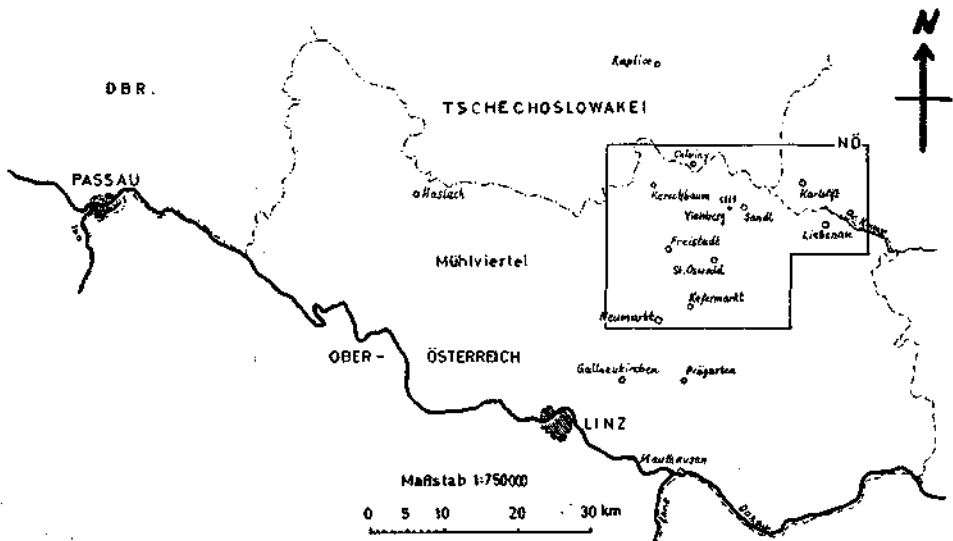


Abb. 1: Übersicht und geographische Lage des untersuchten Gebietes im oberösterreichischen Mühlviertel.

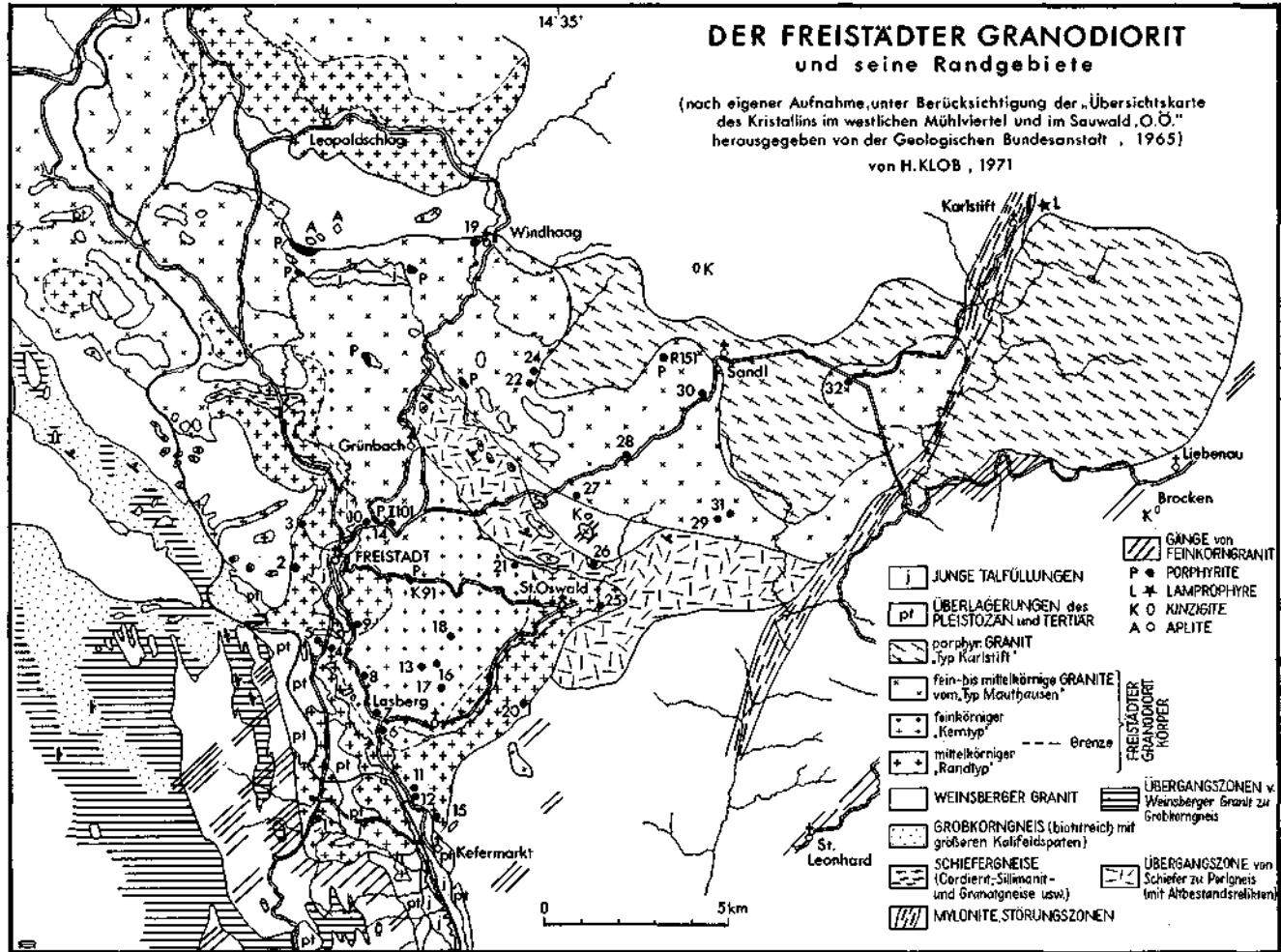


Abb. 2: Geologische Karte des Freistädter Granodiorites und seiner Umgebung.

kirchner Beckens und im Gebiet der ČSSR der Körper von Trhové Sviny (SVOBODA et al., 1966, S. 84), der ebenfalls in zwei Fazies ausgebildet ist.

Bei der Untersuchung des unkartierten E-Teiles des Freistädter Granodiorits, konnten die von WALDMANN (1937 und 1939) beschriebenen und dem Freistädter Körper zugeordneten porphyrischen Granite, als ein selbständiger und relativ jüngerer Granitstock abgetrennt werden. Er wurde als porphyrischer „Granit vom Typ Karlstift“ bezeichnet (KLOB, 1970) (Abb. 2).

Der grobkörnige Randtyp ist im N auf ČSSR-Gebiet bis S Leopoldschlag, bei Zulissen und von Rainbach fortlaufend über Freistadt, Lest, Kefermarkt und Lasberg bis N St. Oswald mit wechselnder Mächtigkeit ausgebildet. Er geht allmählich unter Abnahme der Korngröße und Verlust der typischen pseudo-hexagonalen Biotitbildung in den Kerntyp über, der sich im Gegensatz zu den Angaben im geologischen Kartenblatt vom „Kristallin des westlichen Mühlviertels...“ nicht weiter als 0,5 bis 1 km N der Linie Freistadt—St. Oswald erstreckt. Das Gestein wird dort noch feinkörniger und den Graniten vom Typ Mauthausen (RICHTER, 1965) vergleichbar. Im Gebiet dieses feinkörnigen Granittyps kommen oft Granitporphyrite vor, und zwar im aufgelassenen Steinbruch an der Kreuzung Güterweg Gunnersdorf und Straße Freistadt—Sandl NE Graben, N Lichtenau, W, NW und E Paßberg, NW Heinrichschlag und am Gipfel des Viehberges bei Sandl.

Aplit- und Pegmatitgänge treten im Randtyp nicht, im Kerntyp selten und im Mauthausener Granittyp recht häufig auf, aber auch nur in geringer Ausdehnung und Mächtigkeit.

Bei den drei verschiedenen typischen Ausbildungen konnte weder makroskopisch noch mikroskopisch eine Art der Lineation beobachtet werden.

Quartäre Bedeckungen findet man im Raum Kefermarkt, im Becken von Freistadt und bei Paßberg und größere tertiäre Bedeckungszonen S und SW Freistadt und S Kefermarkt. Mit diesen verknüpft trifft man hauptsächlich im Bereich des Randtyps auf eine oft über 10 m Tiefe reichende tertiäre Verwitterung. S Rainbach befindet sich eine größere Scholle aus plattigen Gneisen (KURZWEIL, 1960) mit scharfer Abgrenzung gegen den Freistädter Granodiorit. Im Bereich des Randtyps, besonders N Kefermarkt bei Siegeldorf treten abgerundete, aber auch eckige kleinere Schollen dunklen, feinkörnigen und biotitreichen Gesteines, das scharf gegen die Umgebung abgegrenzt ist, auf.

Der Freistädter Körper wird im SE südlich von St. Oswald, im S bei Kefermarkt, im Westen und im N von Weinsberger Granit (KURAT, 1965), der im feinkörnigen Granittyp auch in bis zu mehreren km² großen Schollen auftritt, und E Windhaag bis SE Sandl vom porphyrischen Granit vom Typ „Karlstift“ begrenzt (KLOB, 1970). Das E-Ende bildet eine NE-SW streichende Störungszone, in der der Weinsberger Granit teilweise bis zur Unkenntlichkeit und der Freistädter Granodiorit nur zum Teil mylonitisiert sind. Der porphyrische Granit weist nur Zerschierung und Vergrünung an Bewegungsflächen auf. Zwischen dem S- und dem E-Teil des Granodioritkörpers liegen Perlgneise mit reichlichen Altbestandsrelikten und einem durchschnittlichen Einfallen von 50 bis 60° gegen NE. Sie erstrecken sich NW von Grünbach nach SE bis W Harrachstal, und sie werden häufig von Stöcken des feinkörnigen Granittyps und des Weins-

berger Granits durchschlagen. Im Bereich des Weinsberger Granits wurden innerhalb des kartierten Gebiets im Wald E der Kreuzung der Straßen Langschlag- und Großpertholz-Karlstift am E Ortsrand von Karlstift ein Lamprophyrgang, bestehend aus einer grünlichen, feinkörnigen Grundmasse von Plagioklas, Quarz und vollständig chloritisierter Hornblende und aus Einsprenglingen von Plagioklas und idiomorpher, bräunlicher und stellenweise chloritisierter Hornblende, und weiters drei verschiedene Vorkommen von Kinzigiten, am SE-Hang des Hussensteins bei Fünfling bei St. Oswald, im NNW von Sandl und ein drittes im Gipfelbereich des Brocken bei Liebenau, gefunden. Diese Gesteine bilden kleine Körper innerhalb des Weinsberger Granits und bestehen zumeist aus Granat, zonar-gebautem Plagioklas, Quarz, Biotit, Cordierit und seltener Mikrolin und akzessorischem Zirkon, Apatit, Turmalin, Disthen und Erz.

Auf Grund der geologischen Beobachtungen kann der Freistädter Granodiorit relativ jünger als der Weinsberger Granit und mit dem Mauthausener Granit als altersgleich angesehen werden. Absolute Altersdaten liegen von zwei Probenpunkten vor (v. GAERTNER et al., 1967) (Tab. 1).

Auffällig ist bei allen Datierungsmethoden das höhere Alter für den feinkörnigen Granittyp, welches mit dem Alter von Mauthausener Graniten nach JÄGER et al. (1964) und v. GAERTNER gut übereinstimmt.

Tab. 1. Absolute Alterswerte in Millionen Jahren nach v. GAERTNER et al., 1967.

Probe Vorkommen	K/Ar		Rb/Sr	
	Biotit	Muskowit	Biotit	Muskowit
Freistädter Granodiorit „Kerntyp“ Stbr. Fa. Steller Steinböckhof	279 ± 5	294 ± 2	288 ± 6	331 ± 36
Freistädter Granodiorit Mauthausener Granit Stbr. Fa. Kapsreither Steinwald	298 ± 4	307 ± 10	297 ± 4	318 ± 7

Petrographie

Bei der Probennahme für petrographische und chemische Untersuchungen wurde getrachtet, ein statistisch repräsentatives Probennetz über den ganzen Körper zu legen. Es wurden dabei an ca. 70 Punkten Proben entnommen, wobei auf Grund der teilweise schlechten Aufschlußverhältnisse und der zum Teil tiefgreifenden Tertiärverwitterung nur an 31 Punkten Probenmaterial für mineralogische und chemische Untersuchungen genommen werden konnte. Im folgenden sollen im wesentlichen nur diese 31 angeführt werden (Tab. 2). Die drei verschiedenen Typen des Freistädter Plutons, die richtungslos körnige Struktur gemeinsam haben, sich aber in Korngröße, Mineralausbildung und -menge unterscheiden, zeigen fließende Übergänge; zur besseren Übersicht wurden solche Proben aber entsprechend den Merkmalen einer der drei Gruppen zugeordnet.

Die Proben 1, 2, 3, 5, 9, 11, 12, 15, 20, 25 und Obervisnitz (Randtyp): Das Gestein hat hellgraue Farbe bei mittlerer Korngröße und erinnert wegen der

Tab. 2. Probenfundpunkte.

Nr.	Ort Besondere Bemerkungen	Gesteinstyp	Art der Bearbeitung
1	Aufschluß an Straße Freistadt—Linz ca. 100 m S der Lestbrücke	„Randtyp“	SCH, GA, MA
2	Steinbruch W Freistadt nahe des Fleischhofes (St. Peter Nr. 31)	„Randtyp“	SCH, GA, MA
3	Steinbruch bei großer Kapelle in der Bockau NW Freistadt	„Randtyp“	SCH, GA, MA
4	Steinbruch S Jaunitzsiedlung bei Freistadt Auftreten feiner Aplit- und Pegmatitadern	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
5	Aufschluß am SW-Ende der Jaunitzsiedlung (Brunnenbau)	„Randtyp“	SCH, GA, MA
I 101	Aufschluß an Straße Freistadt—Sandl ca. 300 m SW von (10) Auftreten von größeren Pegmatitgängen	Porphyrit	SCH
6	Aufschluß Stauteich an Siegeldorf— Dornach—Güterweg	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
7	Aufschluß an Straße Freistadt—Lasberg bei Abzweigung nach Pregarten	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
8	Steinbruch Grub an Straße Freistadt— Lasberg	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
9	Steinbruch N der Straße Freistadt—Lasberg am E Ortsende von Freistadt	„Randtyp“	SCH, GA, MA
10	Steinbruch Graben N Freistadt Auftreten von Pegmatitgängen	mittel- feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
11	Steinbruch Siegeldorf N Kefermarkt im Gestein häufig dunkle, biotitreiche Einschlüsse	„Randtyp“	SCH, GA, MA
12	Steinbruch S Siegeldorf an Straße Freistadt-Kefermarkt im Gestein häufig dunkle, biotitreiche Einschlüsse	„Randtyp“	SCH, GA, MA
12 b	Probenpunkt 12	dunkler, biotitr. Einschl.	SCH, GA
13	Steinbruch im Wald W Haugenöd	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
K 91	Steinbruch bei Abzweigung des Güterweges Gunnorsdorf von Straße Freistadt— St. Oswald	Porphyrit	SCH
14	Aufschluß an Straße Freistadt—Sandl ca. 1 km E von Graben (10)	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
15	Steinbruch N Schloß Weinsberg	„Randtyp“	SCH, GA, MA
16	Steinbruch E von Seirling, ca. 200 m W des Gipfels des Haugenödberges	„Kerntyp“	SCH, GA, MA

Fortsetzung umseitig

Tab. 2. Probenfundpunkte (Fortsetzung).

Nr.	Ort Besondere Bemerkungen	Gesteinstyp	Art der Bearbeitung
17	Steinbruch S Haugenödt, SW Steinböckhof Auftreten kleiner Aplit- und Pegmatitgänge	„Kerntyp“	SCH, GA
18	Steinbruch Fa. Steller, Gunnersdorf selten wenig mächtige Aplit- und Pegmatitgänge, an Klüften und von solchen ausstrahlend Chloritbildung	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
19	Aufschluß an Straße Windhaag— Pieberschlag W Windhaag	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
20	Aufschluß E des Hauses Pilgersdorf Nr. 2 am Abhang des Braunsberges vereinzelt dunkle, biotitreiche Einschlüsse	„Randtyp“	SCH, GA, MA
21	Aufschluß bei Brücke in Hinterbreitenberg NW St. Oswald	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
22	Steinbruch Fa. Pinzinger, an Straße Prendt—Posthöfer Berg Auftreten von Pegmatitgang mit Granat	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
24	Steinbruch Fa. Fribess bei Prendt ca. 500 m NE von Punkt 22	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
25	Steinbruch E St. Oswald an Straße nach Amesreith bei Feistritzbrücke	„Randtyp“	SCH, GA, MA
26	Steinbruch S Fünfling	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
27	Aufschluß am Güterweg Fünfling N des Hussensteines	„Kerntyp“	SCH, GA, MA
28	Aufschluß an Straße Freistadt—Sandl vor Abzweigung der Straße nach Steinwald	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
R 151	Aufschluß im Gipfelbereich des Vichberges bei Sandl	Porphyrit	SCH
29	Steinbruch Fa. Kapsreither, Steinwald Auftreten von bis 10 cm mächtigen Pegmatit- und Aplitgängen	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
30	Aufschluß an Straße Sandl—Freistadt ca. 1 km S Sandl Gestein besonders muskowitzreich	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
31	Steinbruch Steinwald 500 m SW 29	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
32	Bauaufschluß in neuer Siedlung ca. 1 km SE Schloß Rosenhof bei Sandl	feinkörn. Granit	SCH, GA, MA
	Steinbruch S Obervisnitz S der Brücke über den Visnitzbach Aufschluß des Hagenberger, Anitzberger Granodioritstockes Probe Obervisnitz	„Randtyp“	SCH

Probenfundpunkte Art der Bearbeitung: SCH = Schliffuntersuchungen (Modalbestand)
GA = chemische Gesteinsanalyse
MA = chem. und röntgenogr. Mineralanalyse

pseudohexagonalen Ausbildung der grünschwarzen bis zu 1 cm großen Biotite sehr stark an hornblendefreie Tonalite. Von den hellen Gemengteilen ist der Plagioklas teilweise gut in idiomorphen bis zu 1 cm großen Körnern erkennbar. Quarz ist meist regelmäßig im Gestein verteilt. Alkalifeldspate lassen sich nur sehr selten als blaßrosafarbene winzige Flecken im Mineralverband erkennen. Besonders in 11, 12 und 20 findet man die biotitreichen, dunklen Einschlüsse (z. B. 12 b), die hauptsächlich aus hypidiomorphem Biotit, aus idiomorphem, zonar-gebautem Plagioklas mit Rekurrenzen, bisweilen mit xenomorphen Kernen, manchmal mit idiomorphen Quarzeinschlüssen und aus xenomorphem, undulös auslöschendem Quarz bestehen. Eine Alkalifeldspat-Komponente konnte nicht nachgewiesen werden. Der Akzessoriengehalt ist etwas größer als im umgebenden Gestein und besteht aus rötlichem Rutil, reichlich Magnetit, Apatit und wenig Zirkon. Der Biotit ist schwach chloritisiert bei oft gleichzeitigem randlichen Auftreten von gelbgrünlichem Epidot.

Vom Rand des Körpers gegen die Mitte zu nimmt die Korngröße — vor allem die des Biotit — ab und dieser verliert auch allmählich seine besondere Ausbildung. Man kann daher Rand- und Kerntyp nach der Form der Biotite leicht unterscheiden.

Die Proben 4, 6, 7, 8, 13, 16, 17, 18, 21 und 27 (Kerntyp): Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig und dunkelgrau. Vereinzelt (gegen den Randtyp) findet man noch pseudohexagonale Biotite; die meisten sind aber hypidiomorph und regelmäßig im Gestein verteilt mit einer Größe von 2—3 mm und rötlichbrauner Farbe. Plagioklas läßt sich recht gut in 2—3 mm langen, idiomorphen, grauen Leisten erkennen. Alkalifeldspat bildet manchmal größere weiße Flecken im Gestein und tritt durch seine glatten Spaltflächen hervor. Quarz ist meist nicht größer als 1—2 mm und nestförmig aggregiert.

Die Proben 10, 14, 19, 22, 24, 26, 28, 29, 31 und 32 (feinkörniger Granittyp): Das Gestein ist mit Ausnahme von 10 und 14, welche mittelkörnige Mineralausbildung (4—5 mm) aufweisen, mit einer durchschnittlichen Korngröße von 1 bis 2 mm feinkörniger als der Kerntyp und hell- bis dunkelgrau. Bisweilen treten sowohl Plagioklas als auch Alkalifeldspat einsprenglingsartig unregelmäßig im Gestein auf, besonders im Aufschluß 24, wo solche Plagioklase bis zu 2 cm lang sind. Man kann aber wegen der Seltenheit und des unregelmäßigen Auftretens der Einsprenglinge nicht von einer porphyrischen Textur sprechen. Biotit ist bräunlich, hypidiomorph und wird ebenso wie der zu Nestern aggregierte Quarz selten größer als 1 mm.

Die Proben I 101, K 91 und R 151 (Granitporphyrite): Dieses Gestein tritt gang- und schlierenförmig im Bereich des feinkörnigen Granittyps auf. Es zeigt eine aus Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz und Biotit bestehende, feinkörnige Grundmasse und mehr oder weniger regelmäßig verteilte idiomorphe bis hypidiomorphe Einsprenglinge von Quarz und Plagioklas bis zu 0,5 cm Größe und von bräunlichem Biotit in Gestalt idiomorpher, pseudohexagonaler Säulchen bis zu 4 mm Größe. Die Struktur ist richtungslos körnig mit porphyrischem Gefüge, welches aber in Probe R 151 weniger deutlich ausgebildet ist.

Der Probenpunkt 30 liegt nahe der Grenze mit dem porphyrischen Granit von „Karlstift“. Das Gestein ist äußerlich dem feinkörnigen Granittyp vergleichbar,

Mineral	prämagmat. Stadium	magmatisches Stadium	spät- bis postmagmat. Stadium
Rutil	—		<u>Sagenit in Biotit</u>
Magnetit		—	
Zirkon	—	—	
Apatit		—	
Biotit		—	
Plagioklas	—	—	
Alkalifeldspat		—	
Quarz		—	<u>Myrmekit</u>
Orthit			—
Epidot			—
Chlorit			<u>Umwandlung d.Biotit</u>
Serizit			<u>Umwandlung d.Plagioklas</u>

Abb. 3a: Kristallisationsabfolge-Schema für den Randtyp des Freistädter Granodiorits

Mineral	prämagmat. Stadium	magmatisches Stadium	spät- bis postmagmat. Stadium
Zirkon	—	—	
Apatit		—	
Biotit		—	
Plagioklas		—	
Alkalifeldspat		—	—
Muskowit		—	<u>Myrmekit</u>
Quarz		—	—
Klinozoisit-Epidot			—
Chlorit			<u>Umwandlung d.Biotit</u>
Serizit			<u>Umwandlung d.Plagioklas</u>

Abb. 3b: Kristallisationsabfolge-Schema für den Kern- und Mauthausener-Granittyp des Freistädter Granodiorits

aber wegen des geringen Gehaltes an Biotit heller. Plagioklas erscheint im Kern verfärbt, Biotit und der zu Nestern aggregierte Quarz sind unregelmäßig im Gestein verteilt und neben Biotit tritt Muskovit sehr stark hervor.

Alle drei Typen des Freistädter Granodiorits zeigen, wie schon makroskopisch, auch im Dünnschliff richtungslos körniges Gefüge und die für granitische Gesteine typische hypidiomorph körnige Struktur. Auf Grund der Beobachtungen an den Dünnschliffen lassen sich zwei Kristallisationsschemata für primär und sekundär gebildete Minerale (für den Randtyp und für Kern- und feinkörnigen Granittyp) (Abb. 3 a und 3 b) aufstellen. Das zweite wurde teilweise von RICHTER (1965) übernommen auf Grund der erwiesenen Identität von feinkörnigem Granittyp und dem Granit vom Mauthausener Typ.

Neben den etwas unterschiedlichen Ausbildungen und Häufigkeiten der Hauptgemengteile Plagioklas, Quarz, Alkalifeldspat und Biotit und der Akzessorien, welche im jeweiligen Abschnitt beschrieben werden, findet man primären Muskovit und wechselnd häufige sekundäre Erzausscheidung (Hämatit) am Rande der Biotite nur im Kern- und feinkörnigen Granittyp, Orthit und Rutil nur im Randtyp. Chloritisierung der Biotite, Umwandlung der Plagioklase, Myrmekitbildung und blaßgelblichen bis grünen Epidot haben die drei Typen gemeinsam. Die Minerale der Probe 30 unterscheiden sich sehr stark qualitativ als auch quantitativ von denen des feinkörnigen Granittyps. Der Biotit ist stark rotbraun, zeigt stellenweise völlige Entfärbung bei gleichzeitiger sekundärer Erzausscheidung und tritt neben Muskovit stark zurück. Plagioklas erscheint rundlich, trüb und stark korrodiert und hat den optischen Charakter von Albit. Alkalifeldspat ist unverändert mit vollständiger Mikroklingitterung und meist sehr starker Perthitentmischung, Quarz tritt auch sekundär als „Quarzschläuche“ randlich in Plagioklas auf. Als sekundäres Umwandlungsprodukt aus Biotit tritt der Chlorit zugunsten des Muskovit zurück, der durch sekundäre „Bleichungserscheinungen“ aus Biotit gebildet erscheint. Sehr häufig ist auch Klinozoisit.

Die Modalanalyse (Tab. 3) zeigt ein durchschnittliches Ansteigen des Quarzgehaltes vom Randtyp zu den beiden anderen Typen und eine noch wesentlich deutlichere Veränderung im Mengenverhältnis von Plagioklas und Alkalifeldspat, gegeben durch eine stete Abnahme des Plagioklasgehaltes bei gleichzeitiger Zunahme von Alkalifeldspat vom Randtyp über den Kerntyp zum feinkörnigen Granit. Der Biotitgehalt ist mit Ausnahme der Probe 30 gleichmäßig. Der Prozentsatz an Akzessorien ist im Randtyp durchschnittlich höher als sonst (höherer Apatit- und Erzgehalt). Die Modaldaten des feinkörnigen Granittyps, verglichen mit denen des Mauthausener Granits nach RICHTER (1965), zeigen eine gute Übereinstimmung. Auf Grund dessen und wegen der makroskopischen, mikroskopischen und den Altersdaten gemäßen guten Übereinstimmung kann man diesen Gesteinstyp dem Granittyp von Mauthausen zuordnen.

Chemismus

Vom Freistädter Granodiorit wurden bisher drei Analysen veröffentlicht, eine vom Randtyp mit dazugehöriger Modalanalyse (siehe Tab. 3) bei KÖHLER & MARCHET (1941) und je eine von Randtyp und Kerntyp bei FABICH & PRODINGER

Tab. 3. Modalbestand von Proben des Freistädter Granodiorits.

Rt = Randtyp, Kt = Kerntyp, MGt = Mauthausener Granittyp.

Nr. Probe	Gest.-typ	Minerale in Vol %		Qu	Biot	Mu	Acc.	Plag
		Alk. fsp.	Plag					Alk.
1	Rt	10,7	51,0	23,6	12,0	0,8	1,9	4,8
2	Rt	8,2	51,7	22,8	13,5	1,4	2,4	6,3
3	Rt	6,2	57,2	23,8	10,6	0,2	2,0	9,2
4	Kt	17,1	43,1	25,9	10,8	1,2	1,9	2,5
5	Rt	9,1	51,8	23,2	12,6	1,2	2,1	5,7
6	Kt	15,8	41,0	29,2	10,9	1,3	1,8	2,6
7	Kt	13,7	44,8	25,5	13,6	1,0	1,4	3,3
8	Kt	15,6	47,4	23,7	9,3	1,8	2,2	3,0
9	Rt	8,2	54,6	24,0	10,3	0,4	2,5	6,7
10	MGt	19,5	38,3	29,4	8,6	2,6	1,6	2,0
11	Rt	8,5	51,5	25,3	12,4	—	2,3	6,1
12	Rt	7,7	53,1	24,6	12,2	—	2,4	6,9
12 b	Einschl.	—	56,3	21,5	19,1	—	3,1	—
13	Kt	14,4	43,4	27,9	11,0	1,9	1,4	3,0
14	MGt	18,7	39,7	29,5	8,1	2,4	1,6	2,1
15	Rt	9,2	52,6	22,4	12,4	—	3,4	5,7
16	Kt	12,8	46,0	27,7	10,8	0,8	1,9	3,6
17	Kt	13,9	49,4	23,4	10,5	1,2	1,6	3,6
18	Kt	14,0	44,7	29,0	9,3	1,5	1,5	3,2
19	MGt	23,5	35,1	28,2	10,2	1,3	1,5	1,5
20	Rt	7,3	54,5	21,8	14,0	—	2,4	7,5
21	Kt	13,9	45,2	29,1	10,2	—	1,6	3,3
22	MGt	19,8	39,9	26,7	9,8	1,2	2,6	2,0
24	MGt	21,1	35,2	27,8	12,8	1,4	1,7	1,7
25	Rt	7,0	54,6	24,4	11,8	—	2,2	7,8
26	MGt	24,6	34,9	27,4	10,2	1,5	1,4	1,4
27	Kt	21,9	40,2	26,2	10,7	—	1,0	1,8
28	MGt	23,0	32,6	28,6	11,6	2,0	2,2	1,4
29	MGt	22,3	36,1	28,1	10,8	1,0	1,7	1,6
30	MGt	25,3	33,2	29,4	4,9	5,7	1,5	1,3
31	MGt	23,7	36,3	27,5	9,7	0,9	1,9	1,5
32	MGt	20,1	38,9	27,3	9,7	2,0	2,0	1,9
Obervisnitz	Rt	6,1	54,1	23,5	13,1	0,3	2,9	8,9
<hr/>								
Maria Schnee (MARCHET, 1941, S. 317)	Rt	8,0	50,0 (Andesin)	25,0	17,0	—	—	6,3
<hr/>								
Freistädter Quarzdiorit Hrádek Steinbruch „Randtyp“ nach SVOBODA et al. (1966)		3,1	56,0	23,1	17,1	—	0,7	18
<hr/>								
Freistädter Granodiorit Rejta Steinbruch nahe Trhové Sviny „Kerntyp“ nach SVOBODA et al. (1966)		15,2	45,6	27,7	8,6	2,9	—	3

(1962). Die Analysen der Gesteinsproben 1 bis 32 und 12 b wurden für die Elemente Si, Ti, Al, Fe (als Gesamt-Fe), Mn, Mg, Ca und K mittels quantitativer Röntgenfluoreszenzanalyse durchgeführt. Dazu wurde 1,5 g der feingepulverten, getrockneten Probensubstanz mit 3,0 g einer Li-Tetraborat-Li-Karbonat-Laoxyd-Aufschlußmasse (NORRISH & HUTTON, 1969) in einem Graphittiegel bei 1100° homogenisiert, die Schmelzperle nach dem Erkalten zusammen mit B(OH)₃ im Verhältnis 2 : 1 zerrieben und aus diesem Gemisch eine Pille gepreßt. Als Bezugsproben wurden die Standards G-2, GSP-1, T-1 und AGV-1 verwendet, und es wurde für jedes Element eine Untergrundkorrektur gerechnet. Tabelle 4 gibt die Meßbedingungen für die einzelnen Elemente an. Die Bestimmung der Alkalien K und Na wurde nach SCHUHNECHT & SCHINKEL (1963) am Flammenphotometer durchgeführt, und der Fe-Oxydationsgrad nach Flußsäureaufschluß unter ständiger CO₂-Atmosphäre durch Titration bestimmt.

Tab. 4. Meßbedingungen für die einzelnen Elemente bei der RFA.

Elem.	Strahlung	kV	mA	Zähler	Spannung kV	Medium	Krist.	Zeit in sec.
Fe	W K α	36	14	Scint.	1,00	Luft	LiF	3 × 10
Mn	W K α	36	16	Flowc. *)	1,65	Luft	LiF	3 × 10
Ti	Cr K α	34	16	Flowc. *)	1,65	Luft	ADP	3 × 10
Ca	Cr K α	36	20	Flowc. *)	1,65	Luft	ADP	3 × 10
Si	Cr K α	44	20	Flowc. *)	1,65	Vakuum	ADP	3 × 100
Al	Cr K α	44	20	Flowc. *)	1,65	Vakuum	KAP	4 × 100
K	Cr K α	30	16	Flowc. *)	1,65	Vakuum	ADP	3 × 10
Mg	Cr K α	44	20	Flowc. *)	1,65	Vakuum	KAP	4 × 100

*) Der Flowcounter wurde mit 90% Argon-10% Methangemisch der Fa. PHILIPS als Zählgas betrieben.

Bei den Analysen (Tab. 5) läßt sich leicht ein Steigen des SiO₂-Gehaltes vom Rand- über den Kern- zum Mauthausener Granittyp feststellen. Am SiO₂-ärmsten ist dabei der dunkle Einschluf im Randtyp (12 b). Mit steigendem SiO₂ nehmen TiO₂ (Abb. 4), MgO und MnO gering ab. Bei den Alkalioxyden läßt sich ein mehr oder weniger linearer K₂O-Anstieg mit gleichzeitig schwachem Sinken der Na₂O-Werte vom Rand- zum Mauthausener Granittyp feststellen (Abb. 5). Die entsprechenden Projektionspunkte von Proben des Mauthausener Granits nach RICHTER (1965) fallen in das Feld des feinkörnigen Typs. Von der Linearen stärker abweichend liegen die Projektionspunkte von 12 b (biotitreicher Einschluf), von 11 und 12, welche beide häufig biotitreiche Einschlüsse enthalten. Das ist vielleicht ein Hinweis dafür, daß in diesem Bereich ein Teil des dunklen Materials — „Altbestand“ oder Nebengestein — verarbeitet und so die Zusammensetzung des Gesteins vom Durchschnitt abweichend verändert wurde. Die Projektion der Analysen im Stoffdreieck K₂O-Na₂O-CaO (Abb. 6) ergibt, wie auch schon Abbildung 5, eine Sonderung in drei eng aneinandergereihte Typenbereiche. Der steigende K₂O-Gehalt bei fallender CaO- und Na₂O-Menge drückt sich dabei mineralogisch in einer Abnahme des An-Gehaltes und der Menge der Plagioklase, in einer allmählichen Zunahme des Alkalifeldspates und in dem letztlichen Auftreten von Muskowit im feinkörnigen Granit aus. Die Lage des

Tab. 5. Gesteinsanalysen von Freistädter Granodiorit.
Rt = Randtyp, Kt = Kerntyp, Mt = Mauthausener Granittyp.

	1 Rt	2 Rt	3 Rt	4 Kt	5 Rt	6 Kt	7 Kt	8 Kt	9 Rt	10 Mt	11 Rt	12 Rt
SiO ₂	66,9	66,7	66,0	68,4	66,8	68,9	68,2	68,4	66,5	70,3	65,6	64,2
TiO ₂	0,6	0,6	0,6	0,3	0,6	0,5	0,4	0,3	0,5	0,3	0,6	0,7
Al ₂ O ₃	16,1	16,2	16,5	15,6	16,1	15,3	15,8	15,8	16,8	14,9	17,0	17,6
Fe ₂ O ₃	0,9	0,8	0,7	0,5	0,8	0,8	0,6	0,3	0,6	0,5	0,7	1,0
FeO	2,8	2,7	3,1	2,5	2,7	2,3	2,5	2,5	2,5	2,1	2,8	2,9
MnO	0,07	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,05	0,08	0,09
MgO	1,5	1,5	1,7	1,3	1,6	1,4	1,1	1,1	1,5	0,8	1,6	1,7
CaO	3,5	3,7	4,0	2,6	3,5	2,7	3,4	3,2	4,0	2,0	4,4	5,0
Na ₂ O	4,0	4,0	4,2	3,9	4,1	3,7	3,6	3,9	4,0	3,9	3,8	3,5
K ₂ O	2,8	2,7	2,2	3,6	2,7	3,5	3,4	3,3	2,4	4,0	2,5	2,4
H ₂ O ⁺	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,8	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8
H ₂ O ⁻	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3
	100,07	99,97	100,07	99,86	100,17	100,17	100,16	100,06	100,07	99,95	100,18	100,19

	12 b	13 Kt	14 Mt	15 Rt	16 Kt	17 Kt	18 Kt	19 Mt	20 Rt	21 Kt	22 Mt	24 Mt
SiO ₂	63,2	68,8	70,7	64,3	68,9	68,2	69,2	69,8	65,0	68,9	69,8	69,5
TiO ₂	1,0	0,4	0,3	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5	0,7	0,4	0,5	0,5
Al ₂ O ₃	18,0	15,6	14,8	17,6	15,7	16,0	15,1	15,0	16,9	15,7	14,8	15,2
Fe ₂ O ₃	1,4	0,3	0,4	0,8	0,4	0,4	0,4	0,7	0,9	0,4	0,2	0,2
FeO	3,0	2,6	2,0	2,9	2,6	2,7	2,7	2,2	3,2	2,5	2,9	2,7
MnO	0,08	0,06	0,05	0,08	0,05	0,06	0,06	0,05	0,08	0,07	0,06	0,05
MgO	1,6	1,1	0,8	1,6	1,0	0,9	1,2	0,8	1,6	1,2	0,7	0,7
CaO	5,4	2,6	1,8	4,4	2,8	3,0	2,7	1,9	4,2	2,9	2,2	2,2
Na ₂ O	3,6	3,8	4,0	4,0	3,9	4,1	3,9	3,4	4,1	3,9	3,5	3,3
K ₂ O	1,7	3,6	3,8	2,8	3,1	3,2	3,2	4,6	2,4	3,2	4,5	4,8
H ₂ O ⁺	0,8	0,7	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,8	0,9	0,7	0,8	0,9
H ₂ O ⁻	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,3	0,2
	100,18	99,96	99,75	100,18	99,85	100,06	99,96	100,15	100,18	100,17	100,26	100,25

	25 Rt	26 Mt	27 Kt	28 Mt	29 Mt	30 Mt	31 Mt	32 Mt	Rt ¹⁾	
SiO ₂	65,6	70,2	68,2	70,4	70,1	70,5	69,9	69,2	SiO ₂	66,44
TiO ₂	0,6	0,4	0,4	0,4	0,4	0,1	0,4	0,5	TiO ₂	0,54
Al ₂ O ₃	16,9	15,0	15,7	15,2	15,1	16,8	15,0	14,9	Al ₂ O ₃	16,39
Fe ₂ O ₃	0,8	0,3	0,6	0,4	0,3	0,4	0,3	0,4	Fe ₂ O ₃	1,58
FeO	2,7	2,3	2,2	2,2	2,5	1,3	2,4	2,4	FeO	1,78
MnO	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	MnO	0,03
MgO	1,7	0,6	1,1	0,6	0,8	0,3	0,9	1,0	MgO	1,21
CaO	4,2	2,0	2,9	1,8	1,8	0,8	2,1	2,1	CaO	3,28
Na ₂ O	4,1	3,3	3,4	3,2	3,4	3,8	3,4	3,7	BaO	0,06
K ₂ O	2,4	4,8	4,5	4,6	4,4	5,1	4,5	4,5	Na ₂ O	4,18
H ₂ O ⁺	0,7	0,9	0,8	0,9	0,8	0,7	0,8	0,8	K ₂ O	2,80
H ₂ O ⁻	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,4	H ₂ O ⁺	0,62
	100,07	100,15	100,05	100,05	99,95	100,24	100,05	99,95	H ₂ O ⁻	0,52
									P ₂ O ₅	0,16
									CO ₂	0,15
									ZrO ₂	0,02
										99,76

¹⁾ Maria Schnee (NW Zettwing, CSSR) nach MARCHET (KÖHLER & MARCHET, 1941, S. 317).

Punktes 30 weist, bei Annahme einer mit den feinkörnigen Graniten ursprünglich gleichen Zusammensetzung, eindeutig auf eine K-Zufuhr bei gleichzeitiger Fe-, Ca- und Mg-Abfuhr mit Al-Anreicherung hin, welche zu einem wesentlich höheren Muskowitgehalt und zur Veränderung des Biotit und Plagioklas bei ungefähr gleichbleibendem Verhältnis Plagioklas : Alkalifeldspat führten. Als Ursprung für diese lokalen metasomatischen Vorgänge kann man den Granit vom Typ „Karlstift“ anführen, der auf Grund geologischer Beobachtungen eindeutig jünger als der Freistädter Granodiorit ist.

Die drei Diagramme in Abb. 7, 8 und 9 veranschaulichen die mehr oder weniger starke Abhängigkeit der NIGGLI-Werte al (Abb. 7), c (Abb. 8) und alk (Abb. 9)

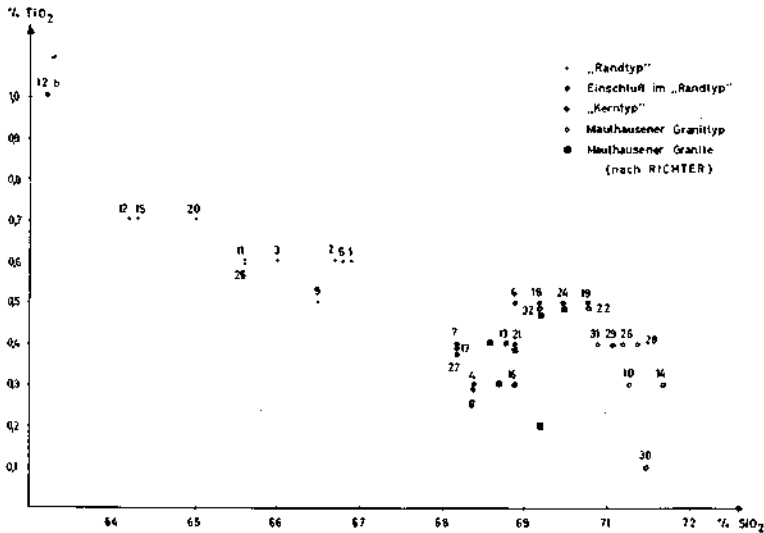


Abb. 4: Verteilung des SiO_2 - und TiO_2 -Gehaltes in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites und in Proben des Mauthausener Granites nach RICHTER.

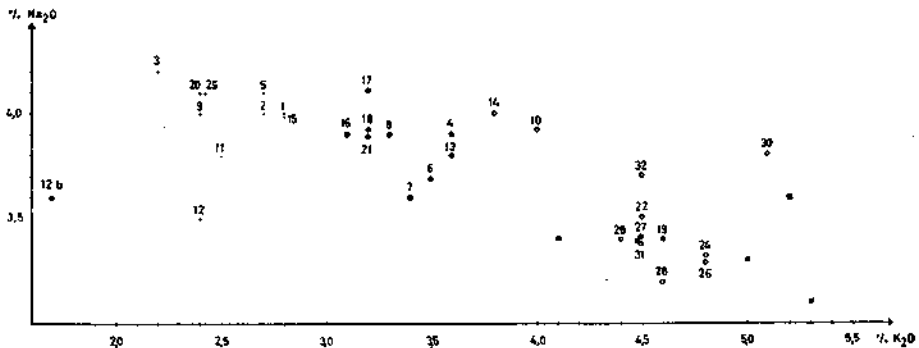


Abb. 5: Verteilung des K_2O - und des Na_2O -Gehaltes in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites und in Proben des Mauthausener Granites nach RICHTER (Signaturen siehe Abb. 4).

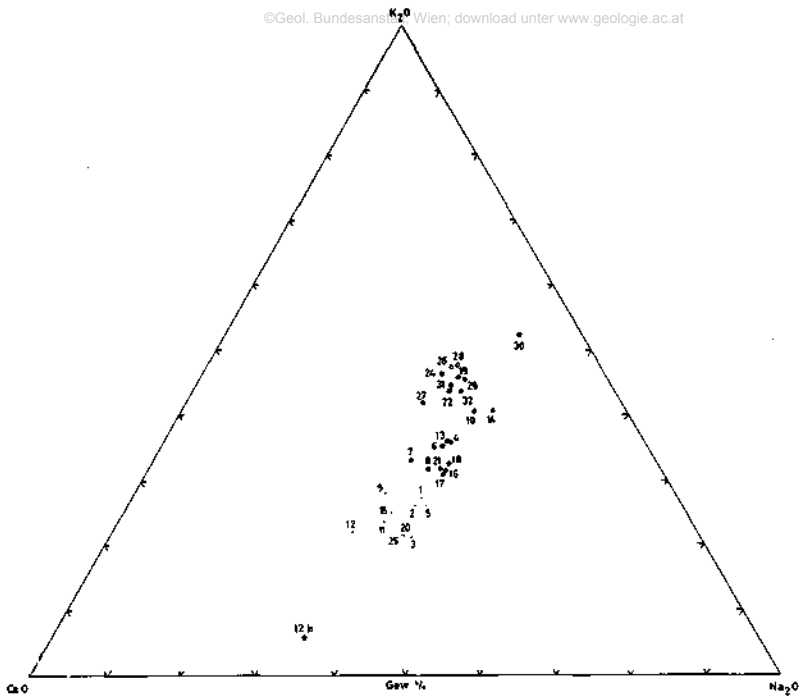


Abb. 6: Verteilung des K_2O -, des Na_2O - und des CaO -Gehaltes in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites (Signaturen siehe Abb. 4).

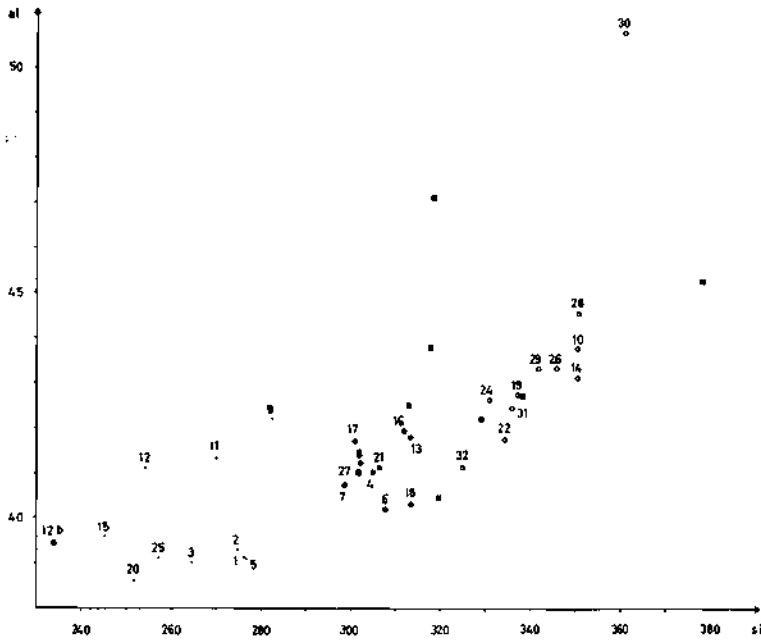


Abb. 7: Verhältnis der NIGGLI-Werte s_i und a_l in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites und in Proben des Mauthausener Granites nach RICHTER (Signaturen siehe Abb. 4).

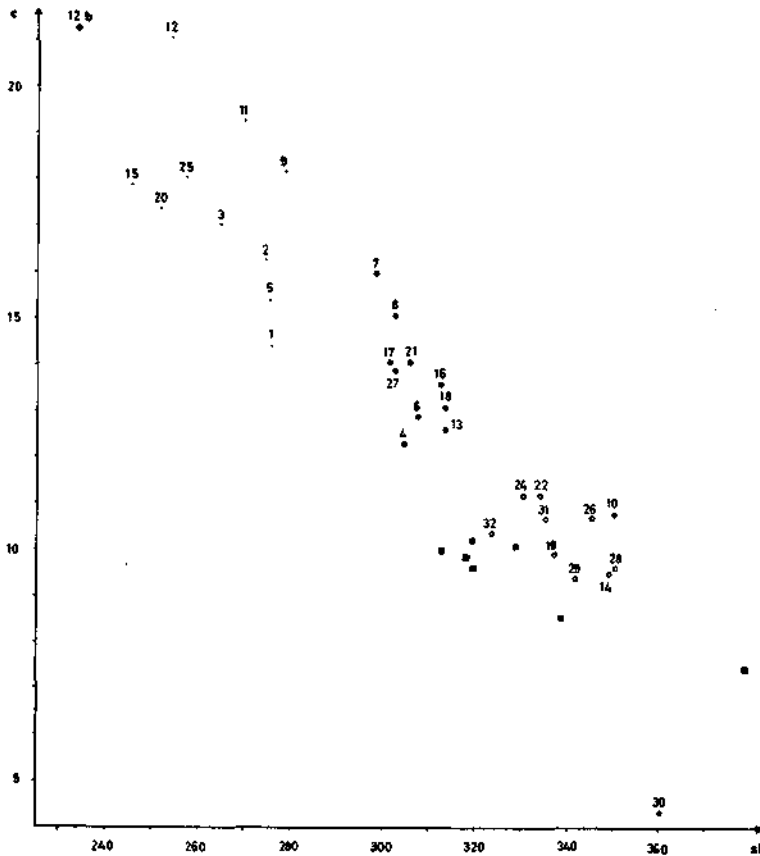


Abb. 8: Verhältnis der NIGGLI-Werte s_i und c in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites und in Proben des Mauthausener Granites nach RICHTER (Signaturen siehe Abb. 4).

von s_i , welches beim Randtyp 240—285, beim Kerntyp 285—315 und beim Granittyp 315—360 ausmacht. Die Abhängigkeit s_i - al ist relativ gering, doch kann man mit steigendem s_i auch einen steigenden al -Wert verzeichnen. Die Abhängigkeit der Werte für c und alk von s_i ist stark: Bei steigendem s_i fällt c , es steigt aber andererseits alk . Bei der CIPW-Norm kommt der etwas höhere Akzessoriengehalt ($il + mt$) des Randtyps gut zum Ausdruck. Die c -Werte für überschüssiges Al_2O_3 sind beim Randtyp unbedeutend, beim Kern- und Granittyp etwas höher. Die Probe 30 weist einen auf den hohen Muskowitgehalt zurückzuführenden überdurchschnittlich hohen c -Wert auf. Die unterschiedliche Mg-Fe-Verteilung bei den drei Typen kommt sehr gut im Verhältnis $en : fs$ zum Ausdruck (Tab. 6 a, 6 b, 6 c).

Auf Grund des Modalbestandes lassen sich der Randtyp und der Kerntyp nach TRÖGER (1935) als Granodiorite einstufen. Einzelne Randtypproben müssen aber

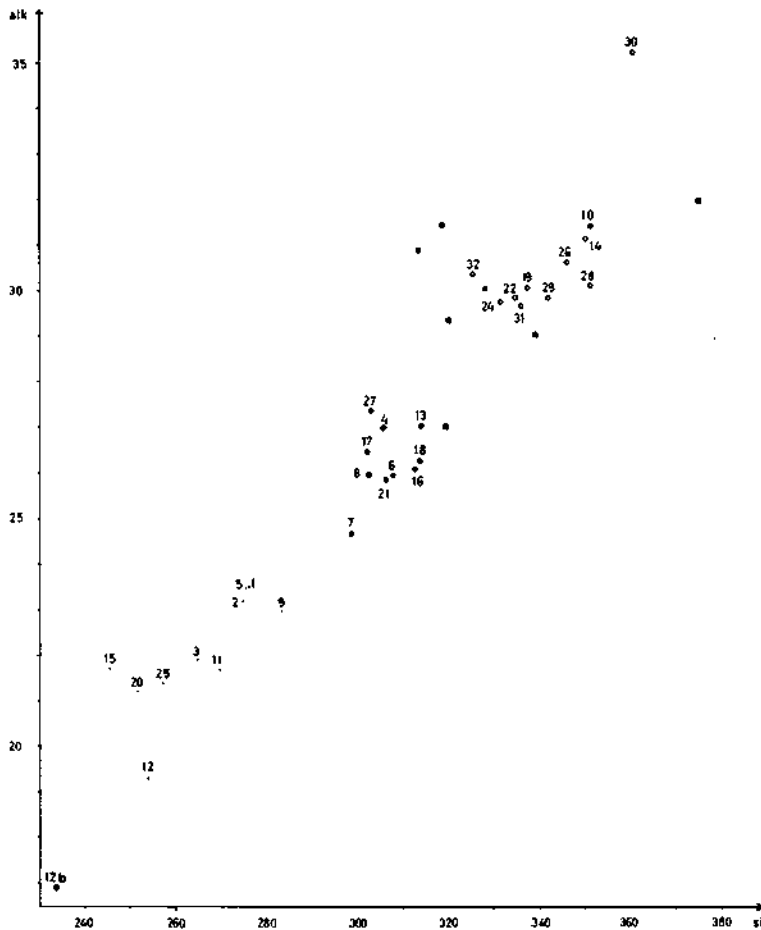


Abb. 9: Verhältnis der NIGLI-Werte si und alk in den Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites und in den Proben des Mauthausener Granites nach RICHTER (Signaturen siehe Abb. 4).

wegen des Plagioklasgehaltes ($> 52\%$) und des Alkalifeldspatgehaltes ($< 8\%$) als Quarzdiorite bezeichnet werden; so auch die Probe 12 b, die keinen Alkalifeldspat enthält. Für die feinkörnigen Mauthausener Granite gilt die Nomenklatur nach RICHTER (1965). Die Projektion der Modalwerte im Dreieck P-A-Q (Abb. 10) nach STRECKEISEN (1967) ergibt für 3 und 12 b quarzdioritische (tonalitische), für die übrigen Proben des Rand- und Kerntyps sowie für 10, 14, 22 und 32 vom Mauthausener Typ eine granodioritische Zusammensetzung mit zunehmendem Alkalifeldspat- und Quarzgehalt. Die restlichen Proben fallen in das Granitfeld (Monzogranit).

Tab. 6 a. NIGGLI-Werte und CIPW-Norm der analysierten Randtyp-Proben.

NIGGLI- Werte	„Randtyp“proben										Maria Schnee	
	1	2	3	5	9	11	12	12 b	15	20		25
al	39,1	39,3	39,0	39,1	42,2	41,3	41,1	39,4	39,6	38,6	39,1	41
fm	22,0	21,2	22,0	22,0	16,6	17,7	18,5	22,4	20,8	22,8	21,4	19
c	14,4	16,3	17,1	15,4	18,2	19,3	21,1	21,3	17,9	17,4	18,1	15
alk	23,5	23,2	21,9	23,5	23,0	21,7	19,3	16,9	21,7	21,2	21,4	25
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100
si	275,9	274,5	264,4	275,5	283,3	269,8	254,0	233,9	245,2	251,7	257,1	282
ti	2,0	2,0	1,9	2,0	1,5	2,0	2,1	2,9	2,1	2,1	1,9	—
k	0,32	0,31	0,25	0,31	0,28	0,31	0,31	0,24	0,32	0,27	0,27	0,31
mg	0,42	0,43	0,46	0,45	0,32	0,32	0,31	0,40	0,44	0,41	0,46	0,40
CIPW- Norm												
il	1,0	1,0	1,0	1,0	0,6	1,0	1,0	1,4	1,0	1,0	1,0	
or	16,5	16,0	12,5	16,0	14,5	15,0	14,5	10,0	16,5	14,5	14,5	
ab	36,5	36,5	38,0	37,0	36,5	35,0	32,0	33,0	36,0	37,0	37,0	
an	17,5	18,5	20,0	17,5	20,0	22,0	25,5	27,0	22,0	21,0	21,0	
c	0,2	—	0,1	0,2	0,6	0,2	0,2	0,6	0,1	—	—	
mt	0,9	0,9	0,8	0,9	0,8	0,8	1,1	1,5	0,8	0,9	0,9	
en	4,2	4,2	4,8	4,6	2,4	2,6	2,8	4,6	4,4	4,6	4,6	
fs	2,8	2,6	3,2	2,6	2,8	2,8	2,8	2,4	3,0	3,7	2,6	
qu	20,4	20,4	19,6	20,2	21,8	20,6	20,1	19,5	16,2	17,6	18,4	
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	

Tab. 6 b. NIGGLI-Werte und CIPW-Norm der analysierten Kerntyp-Proben.

NIGGLI- Werte	„Kerntyp“proben									
	4	6	7	8	13	16	17	18	21	27
al	41,0	40,2	40,7	41,2	41,8	41,9	41,7	40,3	41,1	41,0
fm	19,7	20,9	18,6	17,7	18,5	18,4	17,7	20,3	19,1	17,7
c	12,3	12,9	16,0	15,1	12,6	13,6	14,1	13,1	13,9	13,9
alk	27,0	26,0	24,7	26,0	27,1	26,1	26,5	26,3	25,9	27,4
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
si	304,9	307,8	298,5	302,4	313,5	312,1	301,6	313,4	306,1	302,5
ti	1,1	1,6	1,3	1,1	1,4	1,1	1,3	1,6	1,3	1,3
k	0,38	0,38	0,38	0,36	0,38	0,34	0,34	0,35	0,35	0,47
mg	0,43	0,45	0,38	0,41	0,40	0,37	0,33	0,40	0,42	0,41
CIPW- Norm										
il	0,4	0,6	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6
or	21,5	21,0	20,5	20,0	21,5	18,5	19,0	19,0	19,0	27,0
ab	35,5	33,5	33,0	35,5	35,0	35,5	37,0	35,5	35,5	31,0
an	13,0	13,5	17,0	16,0	13,0	14,0	15,0	13,5	14,5	14,5
c	0,7	0,6	—	—	0,8	1,0	0,5	0,4	0,6	—
mt	0,5	0,9	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,4	0,7
en	3,6	4,0	3,0	3,0	3,0	2,8	2,4	3,4	3,4	3,0
fs	3,2	2,4	2,8	3,4	3,0	3,4	3,4	3,6	3,2	2,4
qu	21,6	23,4	22,4	21,4	22,7	23,9	21,6	23,5	22,8	20,8
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab. 6 c. NIGGLI-Werte und CIPW-Norm der analysierten feinkörnigen Granite vom Typ Mauthausen des Freistädter Granodiorits.

NIGGLI-Werte	Mauthausener Granittyp-Proben.										
	10	14	19	22	24	26	28	29	30	31	32
al	43,8	43,1	42,7	41,7	42,6	43,4	44,5	43,3	50,7	42,4	41,1
fm	13,9	16,2	17,3	17,2	16,4	15,2	15,7	17,4	9,7	17,2	18,1
c	10,8	9,5	9,9	11,2	11,2	10,7	9,6	9,4	4,3	10,7	10,4
alk	31,5	31,2	30,1	29,9	29,8	30,7	30,2	29,9	35,3	29,7	30,4
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
si	350,8	349,8	337,3	334,3	331,0	345,3	350,4	341,7	360,8	335,9	324,1
ti	1,2	1,2	1,7	1,7	1,7	1,5	1,5	1,5	0,3	1,4	1,7
k	0,40	0,38	0,47	0,46	0,49	0,49	0,49	0,46	0,47	0,47	0,39
mg	0,24	0,37	0,21	0,29	0,30	0,29	0,29	0,34	0,22	0,37	0,41
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
il	0,4	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,4	0,2	0,6	0,6
or	24,0	23,0	28,0	27,0	29,0	29,0	28,0	26,5	30,5	27,0	27,0
ab	36,0	36,5	31,0	32,0	30,0	30,0	29,5	31,0	34,5	31,0	33,5
an	10,0	9,0	9,5	11,0	11,0	10,0	9,0	9,0	4,0	10,5	10,5
c	0,6	0,9	1,1	0,2	0,7	0,9	1,8	1,7	3,9	0,9	0,2
mt	0,5	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,5
en	1,2	2,2	2,2	2,0	2,0	1,8	1,8	2,4	0,8	2,4	2,8
fs	2,4	2,6	2,6	3,8	3,6	2,8	2,8	3,4	1,6	3,0	3,0
qu	24,9	24,9	24,3	23,1	22,8	24,6	26,0	25,3	24,1	24,3	21,9
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

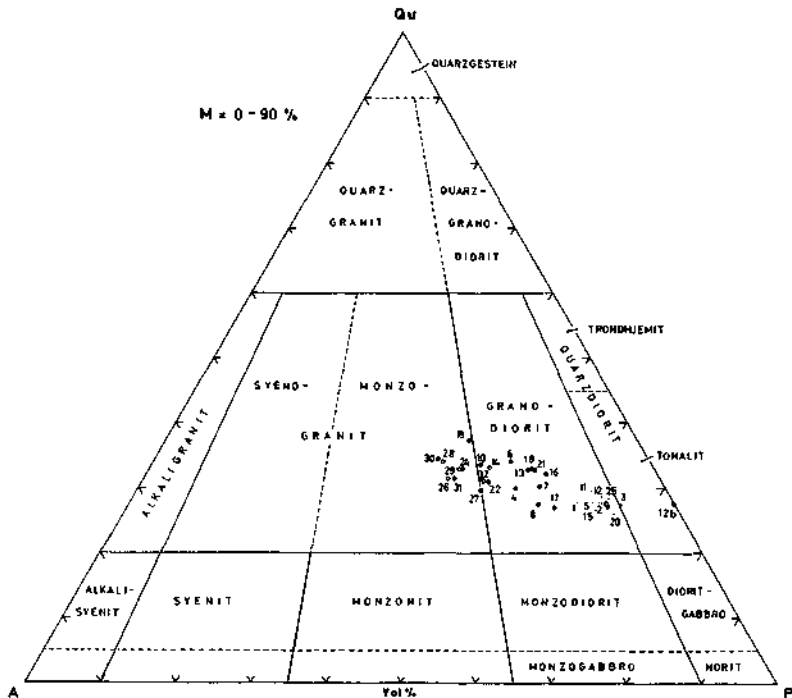


Abb. 10: Projektion der Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorits in das Dreieck Alkalifeldspat (A) — Plagioklas (P) — Quarz (Qu) nach STRECKEISEN (1967) (Signaturen siehe Abb. 4).

Mineralogie

Die reinen Mineralfraktionen des Alkalifeldspates, des Plagioklas und Quarz, des Biotit und der Akzessorien wurden aus der Korngrößenfraktion 0,2 bis 0,125 mm durch Trennung mittels Magnetscheider und Zentrifuge gewonnen. Die Teilanalysen für die Feldspate (K, Na, Ca, Fe) und die Analysen der Biotite (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca und K) wurden auf schon beschriebenem Weg mit Röntgenfluoreszenz durchgeführt; bei den Feldspatproben wurde jedoch auf eine Probenhomogenisierung nach NORRISH & HUTTON (1969) verzichtet. Die Bestimmung der Alkalien erfolgte außerdem nach SCHUHKNECHT & SCHINKEL (1963) auf flammenphotometrischem Weg, die der FeO-Gehalte der Biotite durch Titration. Als Vergleichsproben diente der K-Feldspat des NBS (Standard Reference Mat. 70 a), der Plagioklas des NBS (Stand. Ref. Mat. 99 a) und der Biotitstandard des Instituts für Min. und Petr., geochem. Labor, Bernoullianum, Universität Basel (Schweiz).

Tab. 7. Die Obliquität (Δ) der Alkalifeldspate (nach GOLDSMITH & LAVES, 1964) des Freistädter Granodiorits.

Rt = Randtyp, Kt = Kerntyp, Mt = Mauthausener Granittyp.

Probe Nr.	Typ	Δ -Wert	Peakausbildung
1	Rt	0,89	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
2	Rt	0,87	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
3	Rt	0,87	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
4	Kt	0,89	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
5	Rt	0,89	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
6	Kt	0,89	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
7	Kt	0,90	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
8	Kt	0,87	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
9	Rt	0,88	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
10	Mt	0,92	—
11	Rt	0,90	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
12	Rt	0,89	Untergrund zw. (131) und ($\bar{1}\bar{3}\bar{1}$) schwach angehoben
13	Kt	0,88	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
14	Mt	0,92	—
15	Rt	0,89	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
16	Kt	0,89	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
18	Kt	0,86	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
19	Mt	0,95	—
20	Rt	—	$\Delta \geq 0$
21	Kt	—	$\Delta \geq 0$
22	Mt	0,94	—
24	Mt	0,93	—
25	Rt	—	$\Delta \geq 0$
26	Mt	0,80	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
27	Kt	0,80	mit allen Übergängen nach $\Delta = 0$
28	Mt	0,95	—
29	Mt	0,94	—
30	Mt	0,90	—
31	Mt	0,94	—
32	Mt	0,94	—

Der Alkalifeldspat des Randtyps — ein schwach gegitterter Mikroklin mit größeren ungegitterten Bereichen und mit einer film- bis faserperthitischen Entmischung — tritt meist als xenomorphe Zwickelfüllung auf. Er zeigt selten Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz und in reiner Mineralfraktion blaßrosa bis rötliche Farbe. Die des Kerntyps — in reiner Fraktion blaßrosa bis weiß gefärbt — sind sehr ähnlich denen des Randtyps mit der Ausnahme, daß sie als größere Individuen andere Minerale wie Plagioklas, Quarz, Biotit und Akzessorien umwachsen. Die Alkalifeldspate im Granittyp sind Mikrokline mit meist scharfer Gitterung und xenomorpher Ausbildung. Sie weisen bisweilen als größere einsprenglingsartige Gebilde eigene Flächen wie (010) und (001) auf (vgl. RICHTER, 1965). Recht häufig ist neben der Verzwilligung nach dem Albit- und Periklingesetz auch Karlsbader-, seltener Bavenoer- und Manebacher-Gesetz ausgebildet. Perthit erscheint in Form feiner bis allerfeinster Spindeln, die immer unverzwilligt sind.

Tab. 8. Analysenwerte der Alkalifeldspate auf reine Endglieder umgerechnet.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Or	81,1	81,3	83,5	83,8	84,4	84,8	86,6	83,0	84,8	84,6
Ab	16,9	16,8	14,8	14,6	14,0	13,8	12,1	15,5	13,6	14,0
An	2,0	1,9	1,7	1,6	1,6	1,4	1,3	1,5	1,6	1,4
	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21
Or	83,9	81,2	80,3	79,8	83,3	85,1	82,3	84,9	81,6	82,3
Ab	14,4	16,9	17,5	18,2	14,9	13,3	16,0	13,5	16,5	16,0
An	1,7	1,9	2,2	2,0	1,8	1,6	1,7	1,6	1,9	1,7
	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Or	86,7	84,1	83,0	84,8	86,2	86,0	85,5	83,3	85,4	85,4
Ab	11,8	14,5	15,2	13,6	12,3	12,5	12,9	15,4	13,0	13,1
An	1,5	1,4	1,8	1,6	1,5	1,5	1,6	1,3	1,6	1,5

Tab. 9. Fe₂O₃ in Gew.-% und Farbe der Alkalifeldspate.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe ₂ O ₃	0,054	0,057	0,073	0,060	0,056	0,060	0,045	0,037	0,064	0,028
Farbe	rosa	rosa	rosa	rosa	rosa	rosa	weiß-rosa	weiß	rosa	weiß
	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21
Fe ₂ O ₃	0,058	0,061	0,034	0,038	0,056	0,038	0,042	0,040	0,061	0,050
Farbe	rosa	rosa	weiß-rosa	weiß	rosa	weiß	weiß-rosa	weiß	rosa	rosa
	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Fe ₂ O ₃	0,033	0,038	0,056	0,048	0,060	0,043	0,037	0,048	0,041	0,045
Farbe	weiß	weiß	rosa	weiß	weiß-rosa	weiß	weiß	weiß	weiß	weiß

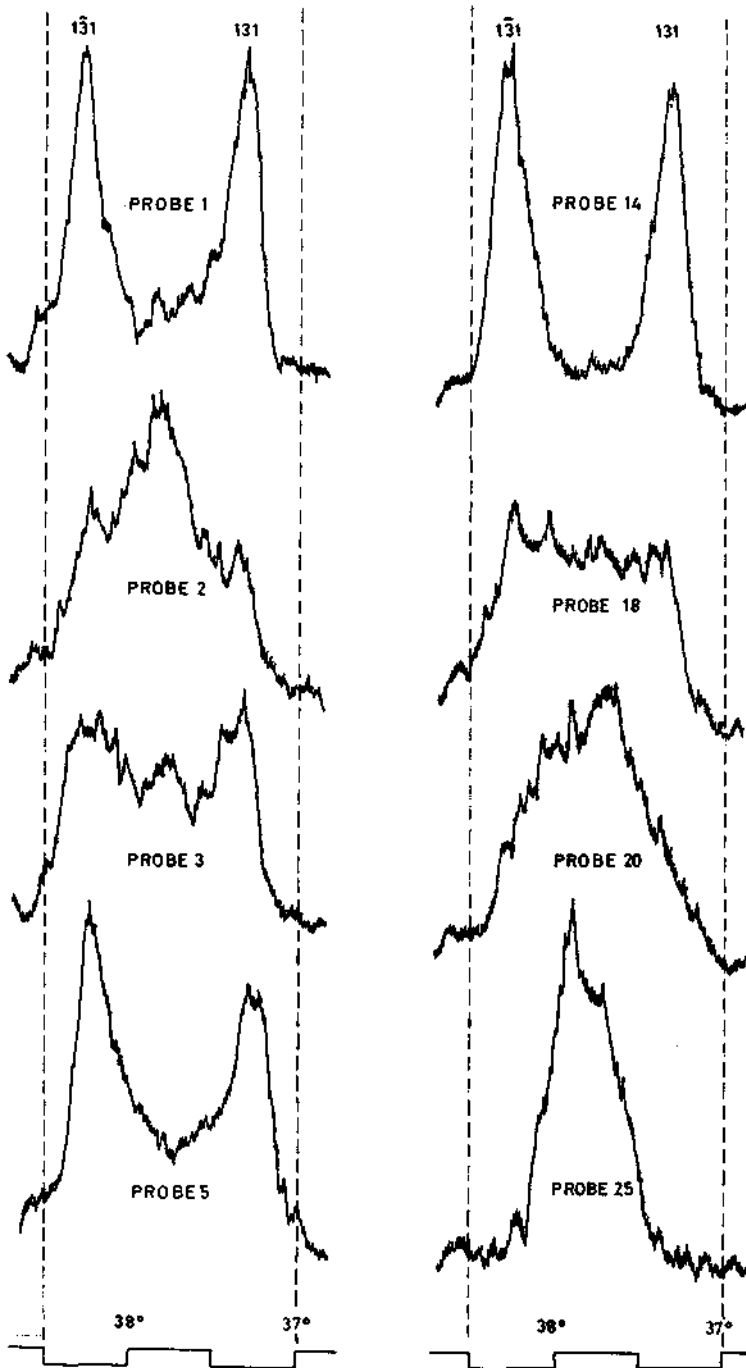


Abb. 11: Charakteristische Röntgendiffraktometer-Diagramme von einigen Alkalifeldspaten des Freistädter Granodiorits. Proben 1, 2, 3, 5, 20 und 25: Randtyp; Probe 18: Kerntyp und Probe 14: Mauthausener Granittyp. Verwendete Strahlung: Fe-K α .

Die röntgenographische Untersuchung (Tab. 7) ergibt für den Rand- als auch den Kerntyp durchschnittliche Obliquitätswerte von 0,86—0,88. Die (131)- und (131)-Reflexe (Abb. 11) zeigen mehr oder weniger stark — teils als geringe Erhöhung des dazwischenliegenden Untergrundes (z. B. Probe 1), teils mit unterschiedlicher Betonung einzelner Phasen (z. B. Probe 5, 3, 18 und 2 mit steigender Betonung des monoklinen Zustandes) — alle Zwischenstufen zu weitaus niedrigeren Ordnungsgraden. Die Proben 20, 21 und 25 weisen nur einen Einzelpeak auf, der von der Spitze nach beiden Seiten steiler (z. B. Probe 25) beziehungsweise flacher (z. B. Probe 20) abfällt. Es handelt sich bei diesen drei Proben um vorwiegend monokline Phasen mit gegen größere Δ -Werte mengenmäßig abnehmenden Übergangsphasen zur triklinen Symmetrie. Der durchschnittliche Δ -Wert der Alkalifeldspate des Mauthausener Granittyps beträgt 0,94, ohne Übergänge zu niedrigeren Ordnungszuständen zu zeigen (z. B. Probe 14).

Die auf die Feldspatendglieder Ab, Or und An umgerechneten Analysenwerte für Na, K und Ca (Tab. 8) zeigen für die einzelnen Typen geringe Unterschiede, wobei die Werte für den Granittyp mit denen von Mauthausener Graniten nach RICHTER (1965) sehr gut übereinstimmen. Der Fe-Gehalt zeigt eine deutliche Konzentrationsabnahme vom Rand- über den Kern- zum Granittyp bei gleichzeitiger Farbänderung von rötlich nach weiß (Tab. 9).

Der Plagioklas ist bei allen drei Gesteinstypen der häufigste Bestandteil und immer — mit Ausnahme der Probe 30 — idiomorph bis hypidiomorph mit je nach Schnittlage annähernd quadratischer bis rechteckiger Form und den Flächen (010), (110), (001) und (100), seltener (101) und (201). Die Korngröße ist vor allem im Rand-, weniger aber im Kern- und Granittyp (durchschnittliche Korngröße 1,2—1,6 mm) uneinheitlich. Alle Plagioklase zeigen Zonarbau mit beim Randtyp sehr deutlichen und oftmaligen, bei den zwei anderen Typen selteneren und weniger deutlichen Rekurrenzen. In den meisten Proben des Rand- und Kerntyp findet man im Plagioklas eingeschlossenen, idiomorphen Quarz, in allen Proben tritt stellenweise eine sekundäre Veränderung der Plagioklaskerne

Tab. 10. Teilanalysen der Plagioklasproben, angegeben in Gew.-% der aus den Metalloxyden errechneten reinen Endglieder.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ab	64,2	63,6	61,0	69,8	64,1	69,9	62,7	64,9	60,5	74,7
An	31,7	32,1	35,5	25,4	31,7	25,7	33,6	31,0	34,1	21,4
Or	4,1	4,3	3,5	4,8	4,2	4,4	3,7	4,1	5,4	3,9
	11	12	13	14	15	16	18	19	20	21
Ab	57,8	52,9	68,3	76,3	61,9	67,2	68,3	73,2	61,7	86,1
An	39,1	43,9	27,4	20,6	35,1	29,0	27,7	22,8	35,7	28,7
Or	3,1	3,2	4,3	3,1	3,0	3,8	4,0	4,0	2,6	3,2
	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Ab	67,7	67,6	59,9	67,1	64,4	70,1	71,3	82,6	67,4	70,9
An	27,4	28,7	37,5	27,3	32,2	24,6	23,6	6,6	27,7	24,4
Or	4,9	3,7	2,6	5,6	3,4	5,3	5,1	10,8	4,9	4,7

oder einzelner Zonen und auch ganzer Individuen — meist in feinschuppigen Muskowit und seltenen blaßgelblichen Epidot — auf. Als Einschlüsse enthält Plagioklas auch noch Rutil, Orthit (beide nur im Randtyp), Nadeln von Apatit, Zirkon, selten Magnetit und teilweise sekundär zu Chlorit umgewandelten Biotit. Myrmekit wurde in allen Proben mehr oder weniger häufig beobachtet. Größere zonargebaute Plagioklase mit xenomorphem Kern und idiomorphen äußeren Zonen und stark korrodierte, xenomorphe, polysynthetisch verzwilligte und oft stark deformierte Plagioklase treten vor allem im Rand- und Kerntyp auf und lassen sich wahrscheinlich als Altbestands- oder Nebengesteinsrelikte deuten. An Zwillingsgesetzen wurden im Randtyp, wo prozentuell die wenigsten Individuen verzwilligt sind, hauptsächlich das Albit-, das Karlsbader- und das Albit-Ala-Gesetz, in allen anderen Proben auch das Albit-Karlsbader-, das Manebacher- und selten das Periklin- und das Ala-Gesetz festgestellt. Es kommt in allen Proben häufig vor, daß die Verzwilligung nur einzelne Mineralzonen erfaßt und auch in ihrer Ausbildung durch starke Unregelmäßigkeiten ausgezeichnet ist. Fein ausgebildete, gleichmäßige, das ganze Mineralkorn erfassende und als sekundäre Bildung gedeutete Lamellierung ist hingegen recht selten. Die Plagioklase des Randtyps sind saure Andesine (An 34%), die des Kerntyps An-reiche Oligoklase (An 27%). Die des Granittyps enthalten 22—23% An (Tab. 10) (vgl. RICHTER, 1965). Der niedrige An- und hohe Or-Gehalt der Probe 30 dürfte durch metasomatische Vorgänge — hauptsächlich Ca-Abfuhr und K-Zufuhr bei entsprechenden Mineralreaktionen (z. B. Klinozoisitbildung) — entstanden sein.

Der Quarz zeigt in den drei Typen des Freistädter Plutons zum Teil auch verschiedene Ausbildungen, entstanden durch örtlich und zeitlich verschiedenen Beginn der Kristallisation. In allen Proben des Rand- und Kerntyps treten idiomorphe Quarze als Einschlüsse in Plagioklas auf und es wurden selten im Rand-, aber immer im Kern- und Granittyp idiomorphe bis hypidiomorphe Quarzindividuen in und am Rand von Alkalifeldspat beobachtet, mit meist nur schwacher oder ohne undulöse Auslöschung. Allen Proben ist ein xenomorpher, stark undulös auslöschender Quarz gemeinsam, dessen Korngröße vom Rand- zum Mauthausener Granittyp abnimmt. Er ist in ersterem Typ regelmäßig verteilt, in den beiden anderen Typen oft unregelmäßig und zu Nestern aggregiert.

Die idiomorphen Quarzeinschlüsse in Plagioklas lassen sich auf Grund ihrer hexagonalen Form und ihres frühzeitig gebildeten Wirtminerals als frühe Kristallisationsprodukte, als die sich über 573° C bildenden Hochquarze, deuten. Für die in und gegen Alkalifeldspat idiomorphen bis hypidiomorphen Individuen kann man entweder eine Bildung vor der Alkalifeldspat-Kristallisation als hexagonale Hochquarze oder/und ein mehr oder weniger idiomorphes Wachstum des xenomorphen Tiefquarzes vor allem gegenüber dem Alkalifeldspat gegen Ende seiner Kristallisationsperiode (MEHNERT, 1968, S. 192) annehmen. Da sich aber spätgebildeter idiomorpher Quarz von frühgebildetem nicht unterscheiden läßt, ist diese Frage nur schwer zu entscheiden.

In Form von Myrmekit tritt Quarz als sekundäre Bildung in allen Proben mehr oder weniger stark ausgebildet am Rand von Plagioklas gegen Alkalifeldspat auf.

Der Biotit des Randtyps ist idiomorph pseudohexagonal bis hypidiomorph und in reiner Fraktion grünschwarz mit einem optischen Achsenwinkel $2V_x$ um

Tab. 11 a. Analysenwerte der Biorite. Rt = Randtyp, Kt = Kerntyp, Mt = Mauthausener Granittyp.

	1 Rt	2 Rt	3 Rt	4 Kt	5 Rt	6 Kt
SiO ₂	37,8	38,3	38,3	36,0	37,3	37,7
TiO ₂	2,8	3,0	3,2	3,0	3,0	2,7
Al ₂ O ₃	17,2	16,8	16,0	18,3	17,6	19,9
Fe ₂ O ₃	0,7	0,5	0,4	2,8	0,8	0,4
FeO	18,1	18,0	18,3	18,7	18,4	18,9
MnO	0,4	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
MgO	10,1	10,4	11,3	8,6	10,1	8,6
CaO	1,5	1,5	1,0	1,8	1,1	1,1
Na ₂ O	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4
K ₂ O	8,7	8,9	8,7	7,3	8,2	8,2
H ₂ O ⁺	2,3	2,1	2,3	2,4	2,7	2,5
	100,0	100,3	100,3	99,7	100,0	99,9

Tab. 11 b. Analysenwerte des Biotit auf die Biotitformel auf der Basis von 24 O umgerechnet.

[4]	{ Si Al	{ 5,788 2,212	{ 8,000	{ 5,855 2,145	{ 8,000	{ 5,842 2,158	{ 8,000	{ 5,539 2,461	{ 8,000	{ 5,673 2,327	{ 8,000	{ 5,741 2,259	{ 8,000
[6]	{ Al Ti Fe ^{'''} Fe ^{''} Mn Mg	{ 0,898 0,322 0,165 2,319 0,055 2,300	{ 6,059	{ 0,883 0,348 0,055 2,303 0,055 2,367	{ 6,011	{ 0,717 0,366 0,054 2,334 0,054 2,563	{ 6,088	{ 0,868 0,351 0,332 2,404 0,055 1,969	{ 5,979	{ 0,834 0,347 0,091 2,338 0,063 2,283	{ 5,956	{ 1,142 0,310 0,054 2,404 0,054 1,947	{ 5,911
[12]	{ Ca Na K	{ 0,248 0,110 1,693	{ 2,051	{ 0,247 0,110 1,725	{ 2,082	{ 0,164 0,109 1,684	{ 1,957	{ 0,295 0,110 1,424	{ 1,829	{ 0,182 0,091 1,589	{ 1,862	{ 0,182 0,109 1,590	{ 1,881
	OH	2,355		2,157		2,344		2,460		2,740		2,541	

Tab. 11 a. Fortsetzung von S. 123

	7 Kt	8 Kt	9 Rt	10 Mt	11 Rt	12 Rt
SiO ₂	36,7	36,4	37,9	35,6	39,2	37,6
TiO ₂	3,0	2,9	3,0	2,8	3,0	3,1
Al ₂ O ₃	18,7	18,0	17,1	19,4	17,6	16,8
Fe ₂ O ₃	1,4	1,7	1,2	2,1	1,4	0,9
FeO	18,9	20,5	17,9	20,8	16,4	18,1
MnO	0,4	0,4	0,5	0,6	0,4	0,5
MgO	8,9	8,2	11,2	7,6	9,9	10,9
CaO	1,3	1,4	1,3	0,7	1,2	1,6
Na ₂ O	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
K ₂ O	8,2	7,7	7,7	7,7	8,2	7,8
H ₂ O ⁺	2,0	2,1	2,1	2,4	2,4	2,3
	99,9	99,7	100,2	100,1	100,1	99,9

Tab. 11 b. Fortsetzung von S. 123

[4]	{Si Al}	{5,659 2,341} 8,000	{5,654 2,346} 8,000	{5,764 2,236} 8,000	{5,507 2,493} 8,000	{5,902 2,098} 8,000	{5,740 2,260} 8,000
[6]	{Al Ti Fe ^{'''} Fe ^{''} Mn Mg}	{1,049 0,351 0,166 2,436 0,055 2,047} 6,104	{0,957 0,335 0,205 2,659 0,055 1,894} 6,105	{0,833 0,347 0,146 2,274 0,063 2,539} 6,202	{1,036 0,325 0,241 2,693 0,074 1,746} 6,115	{0,829 0,343 0,162 2,061 0,054 2,223} 5,672	{0,766 0,357 0,110 2,311 0,064 2,476} 6,084
[12]	{Ca Na K}	{0,213 0,111 0,611} 1,935	{0,233 0,111 1,530} 1,874	{0,210 0,091 1,498} 1,799	{0,111 0,111 1,523} 1,745	{0,189 0,108 1,572} 1,869	{0,265 0,091 1,522} 1,878
	OH	2,056	2,183	2,137	2,470	2,404	2,347

Tab. 11 a. Fortsetzung von S. 124

	13 Kt	14 Mt	15 Rt	16 Kt	18 Kt	19 Mt
SiO ₂	36,5	35,4	37,5	37,4	36,6	37,5
TiO ₂	2,8	2,8	3,2	3,0	2,8	2,6
Al ₂ O ₃	19,9	20,0	16,2	19,2	19,0	17,9
Fe ₂ O ₃	1,1	2,2	1,3	1,0	1,1	1,4
FeO	19,3	19,5	16,7	19,1	18,9	19,0
MnO	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,3
MgO	8,4	7,8	11,6	7,8	9,3	9,9
CaO	0,8	0,6	1,8	0,9	0,6	0,7
Na ₂ O	0,4	0,4	0,3	0,4	0,4	0,3
K ₂ O	8,3	8,4	8,6	8,4	8,4	8,1
H ₂ O ⁺	2,2	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1
	100,2	99,8	99,9	99,9	99,8	99,8

Tab. 11 b. Fortsetzung von S. 124

[4]	{Si Al}	{5,651 2,349}	8,000	{5,537 2,463}	8,000	{5,746 2,254}	8,000	{5,750 2,250}	8,000	{5,684 2,316}	8,000	{5,809 2,191}	8,000
[6]	{Al Ti Fe''' Fe'' Mn Mg}	{1,276 0,213 0,130 2,500 0,065 1,933}	6,117	{1,222 0,216 0,263 2,547 0,065 1,814}	6,127	{0,674 0,368 0,147 2,136 0,064 2,652}	6,041	{1,202 0,350 0,110 2,455 0,064 1,781}	5,962	{1,056 0,326 0,130 2,455 0,065 1,922}	5,954	{1,086 0,307 0,167 2,457 0,037 2,057}	6,111
[12]	{Ca Na K}	{0,130 0,111 1,635}	1,876	{0,103 0,112 1,673}	1,888	{0,294 0,092 1,676}	2,062	{0,147 0,110 1,643}	1,900	{0,102 0,112 1,661}	1,875	{0,111 0,093 1,601}	1,805
	OH	2,268		2,293		2,247		2,252		2,277		2,178	

Tab. 11 a. Fortsetzung von S. 125

	20 Rt	21 Kt	22 Mt	24 Mt	25 Rt	26 Mt
SiO ₂	37,2	37,1	38,4	37,6	38,1	38,5
TiO ₂	2,9	2,9	2,8	2,8	3,3	2,6
Al ₂ O ₃	15,7	19,1	18,0	18,6	17,2	18,4
Fe ₂ O ₃	1,8	2,9	1,6	1,5	0,7	1,7
FeO	16,4	16,8	18,9	19,3	16,8	18,0
MnO	0,5	0,5	0,4	0,3	0,6	0,4
MgO	13,3	8,9	8,0	7,8	10,9	8,8
CaO	1,6	0,9	0,8	1,0	1,6	0,9
Na ₂ O	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	0,2
K ₂ O	8,1	8,2	8,4	8,6	8,2	8,3
H ₂ O ⁺	2,3	2,2	2,5	2,3	2,3	2,2
	100,2	99,9	100,1	100,2	100,0	99,8

Tab. 11 b. Fortsetzung von S. 125

[4]	{Si Al}	{5,674 2,326}	8,000	{5,669 2,331}	8,000	{5,846 2,154}	8,000	{5,769 2,231}	8,000	{5,785 2,215}	8,000	{5,860 2,140}	8,000
[6]	{Al Ti Fe ^{'''} Fe ^{''} Mn Mg}	{0,497 0,330 0,201 2,090 0,064 3,025}	6,207	{1,100 0,330 0,330 2,146 0,064 2,027}	5,997	{1,085 0,320 0,182 2,406 0,054 1,811}	5,858	{1,123 0,322 0,165 2,479 0,036 1,778}	5,903	{0,869 0,374 0,073 2,135 0,073 2,463}	5,987	{1,151 0,301 0,201 2,294 0,054 1,993}	5,994
[12]	{Ca Na K}	{0,265 0,091 1,576}	1,932	{0,146 0,110 1,596}	1,852	{0,128 0,091 1,628}	1,847	{0,165 0,110 1,677}	1,952	{0,264 0,091 1,587}	1,942	{0,146 0,054 1,609}	1,809
	OH	2,346		2,238		2,543		2,359		2,336		2,230	

Tab. 11 a. Fortsetzung von S. 126

	27 Kr	28 Mt	29 Mt	30 Mt	31 Mt	32 Mt
SiO ₂	38,0	37,0	37,8	33,9	37,6	38,0
TiO ₂	3,0	2,8	2,5	2,9	2,5	2,5
Al ₂ O ₃	17,1	17,9	18,2	18,1	17,9	17,6
Fe ₂ O ₃	1,2	1,5	2,8	2,9	2,7	2,4
FeO	18,4	18,9	19,0	23,1	19,2	19,0
MnO	0,5	0,4	0,4	0,7	0,4	0,4
MgO	10,1	9,2	7,9	7,3	8,5	8,3
CaO	1,1	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9
Na ₂ O	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,7
K ₂ O	8,0	8,8	8,0	7,7	8,0	8,0
H ₂ O ⁺	2,2	2,2	2,3	2,5	2,3	2,2
	99,9	100,0	100,1	100,3	100,3	100,0

Tab. 11 b. Fortsetzung von S. 126

[4]	{ Si 5,809 } { Al 2,191 } 8,000	{ 5,703 } { 2,297 } 8,000	{ 5,781 } { 2,219 } 8,000	{ 5,320 } { 2,680 } 8,000	{ 5,754 } { 2,246 } 8,000	{ 5,847 } { 2,153 } 8,000
[6]	{ Al 0,892 } { Ti 0,348 } { Fe ^{'''} 0,146 } { Fe ^{''} 2,349 } 6,093 { Mn 0,064 } { Mg 2,294 }	{ 0,962 } { 0,324 } { 0,166 } { 2,435 } 6,053 { 0,055 } { 2,111 }	{ 1,071 } { 0,284 } { 0,330 } { 2,426 } 5,967 { 0,055 } { 1,801 }	{ 0,678 } { 0,339 } { 0,339 } { 3,037 } 6,194 { 0,094 } { 1,707 }	{ 0,989 } { 0,284 } { 0,312 } 6,033 { 2,454 } { 0,055 } { 1,939 }	{ 1,043 } { 0,286 } { 0,277 } 6,002 { 2,438 } { 0,055 } { 1,903 }
[12]	{ Ca 0,183 } { Na 0,091 } 1,834 { K 1,560 }	{ 0,166 } { 0,092 } 1,989 { 1,722 }	{ 0,147 } { 0,091 } 1,800 { 1,562 }	{ 0,150 } { 0,113 } 1,810 { 1,547 }	{ 0,147 } { 0,110 } 1,819 { 1,562 }	{ 0,110 } { 0,203 } 1,883 { 1,570 }
	OH 2,239	2,259	2,353	2,622	2,353	2,254

10°. Die Prismenlänge der Kristalle kann bis zu 3—4 mm, der Durchmesser auf (001) bis zu 10 mm betragen. Der Pleochroismus ist nach X hellbraungrün, nach Y dunkelbraungrün und nach Z dunkelbraun. Die hypidiomorphen Biotite des Kern- und Granittyps mit einer durchschnittlichen Größe von 2—3 mm weisen einen Pleochroismus gelbbraun (X) — dunkelbraun (Y) — dunkelrotbraun (Z) auf. In reiner Fraktion haben sie eine braune bis braunrote Farbe. Der optische Achsenwinkel ist im Durchschnitt etwas kleiner als beim Randtyp.

Als Einschlüsse enthalten die Biotite aller Typen Zirkon mit starken pleochroitischen Höfen, Apatit, selten rundliche Epidotkörner mit uneinheitlichen Farbtönen von farblos bis gelbgrün, nur die des Randtyps selten idiomorphen Magnetit, länglichen meist rundlichen, tiefroten Rutil und diesen auch in Form einer sekundären sagenitartigen Entmischung. Die Biotite des Kern- und Granittyps zeigen oft parallele Verwachsungen mit primärem Muskowit und randlich sekundäre Erzbildung von feinen, rundlichen opaken Körnern, blutroten Plättchen, wahrscheinlich von Hämatit, neben feinschuppigem sekundärem Muskowit. Häufig ist in allen Proben eine z. T. schichtweise, z. T. das ganze Individuum erfassende sekundäre Chloritbildung, die bisweilen mit einer Titanitneubildung verbunden ist, wie sie auch von RICHTER an Mauthausener Graniten beobachtet worden ist.

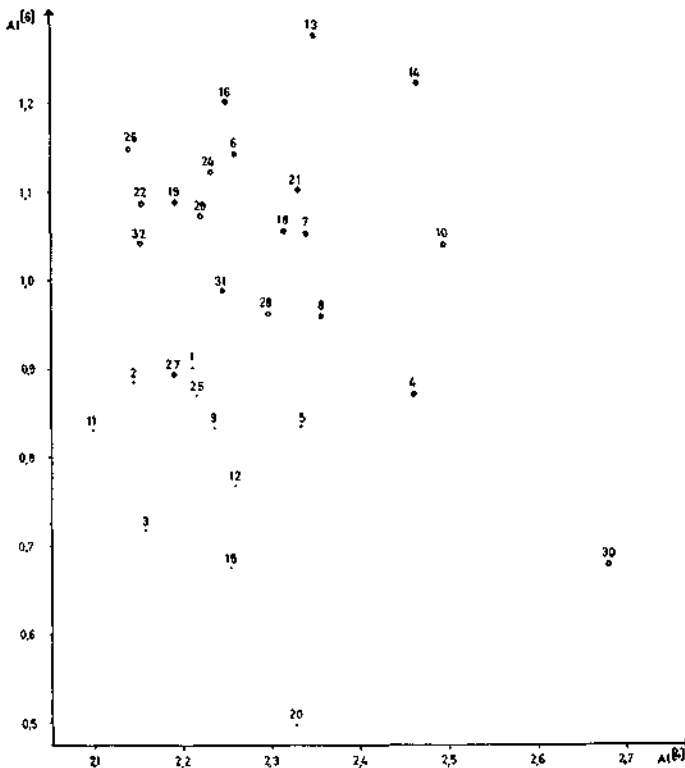


Abb. 12: Verteilung des Aluminium auf tetraedrische und oktaedrische Position in Biotiten der drei Typen des Freistädter Granodiorits (Signaturen siehe Abb. 4).

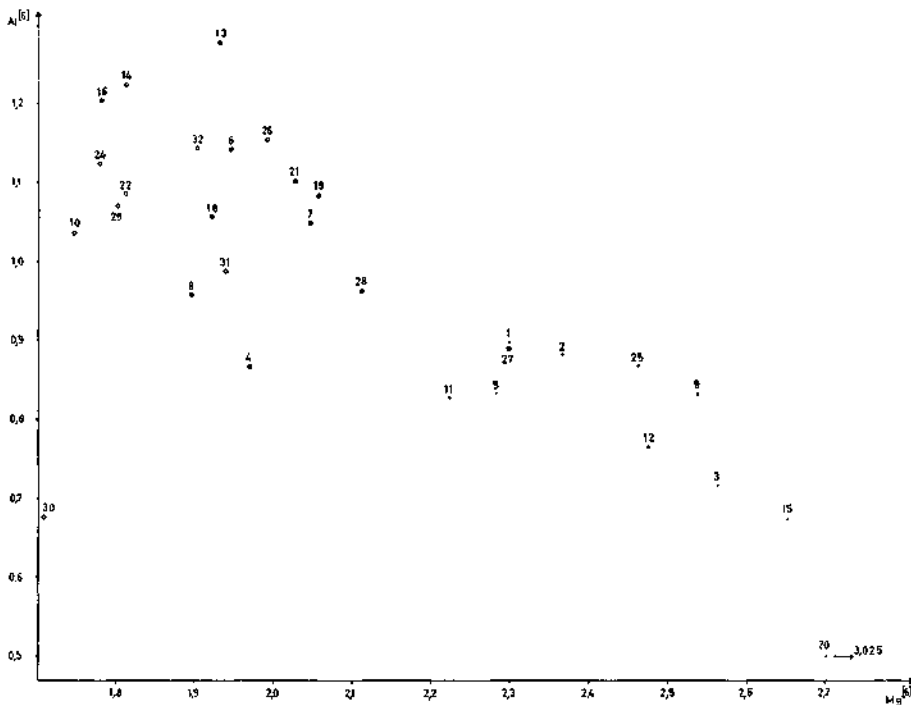


Abb. 13: Verteilung des Mg und des Al in oktaedrischer Position in Biotiten der drei Typen des Freistädter Granodiorits (Signaturen siehe Abb. 4).

Um auf Grund des Chemismus (Tab. 11 a) der Biotite Hinweise für Farbunterschiede, für verschiedene Ausbildungsformen und Entstehungsbedingungen zu erhalten, wurden die Analysenwerte auf der Basis von 24 Sauerstoffen aus Gitterpositionen umgerechnet (Tab. 11 b). In Abbildung 12 läßt sich deutlich die Zunahme von Al in oktaedrischer Position mit zunehmendem saurem Charakter des Muttergesteins feststellen. Abbildung 13 zeigt den schrittweisen Ersatz von Mg durch Al und Abbildung 14 den gleichzeitigen Ersatz von Mg durch Fe^{2+} . Das stimmt sehr gut mit den Beobachtungen von DEER (1937) überein, der festgestellt hat, daß Biotite in saureren Muttergesteinen höhere Fe^{2+}/Mg - und $\text{R}^{3+}/\text{R}^{2+}$ -Verhältnisse haben, daß später geformte Biotite im Vergleich zu früher gebildeten einen höheren Fe^{2+} -, aber niedrigeren Mg-Gehalt aufweisen. Das heißt aber auch, daß Mg-reicherer Biotit unter höheren PT-Bedingungen gebildet wurde. In der Dreiecksprojektion der Abbildung 15 wird die Tendenz des zunehmenden Al und $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ deutlich bei gleichzeitigem Abnehmen des Mg. Die gestrichelte Linie gibt die Grenze für Mg-Gehalte, bis zu der die Biotite des Freistädter Granodiorits noch eine grüne Farbe aufweisen (alle Proben des Rand- und Probe 27 des Kerntyps). Die Ti-Werte wurden wegen der geringen Schwankungen nicht berücksichtigt. Probe 30 fällt bei den Abbildungen 12—15 weiter außerhalb der durchschnittlichen Ergebnisse, wodurch die optische Beobachtung der Veränderungen in diesem Biotit auch auf chemischem Weg Bestätigung findet.

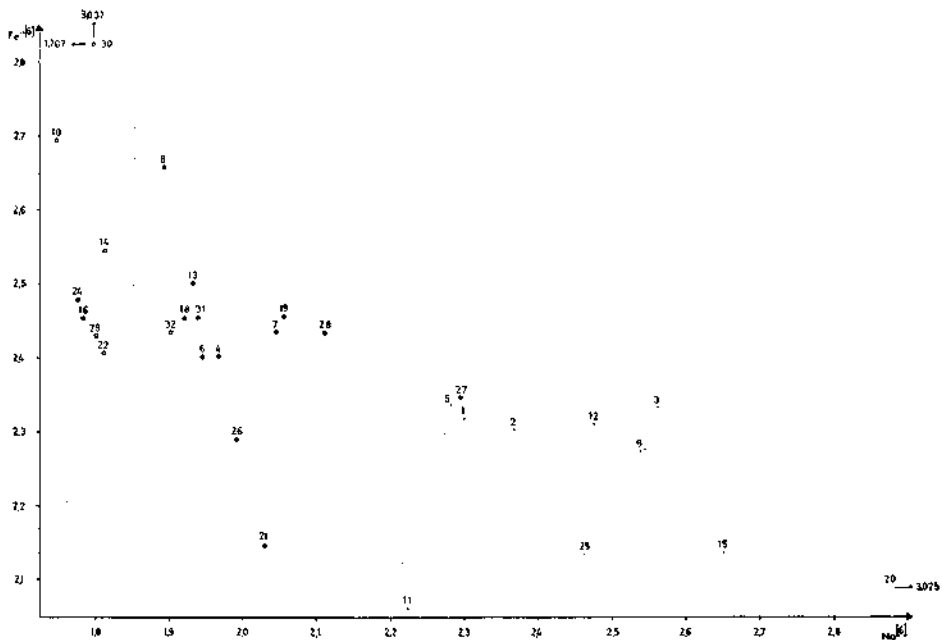


Abb. 14: Verteilung des Mg und des Fe^{II} in oktaedrischer Position in Biotiten der drei Typen des Freistädter Granodiorits (Signaturen siehe Abb. 4).

Muskowit tritt primär als eine der letzten Mineralausscheidungen und relativ häufig (1—1,6 Vol%) im Kern- und Granittyp auf, ist oft parallel (001) mit Biotit verwachsen und erreicht meist dessen Korngröße. Sekundär erscheint er feinschuppig als Füllung einzelner Plagioklase und in allen Proben des Kern- und Granittyps an Biotiträndern neben sekundären Erzausscheidungen. In Probe 30 übersteigt der Muskowitgehalt (5,7%) den des Biotit (4,9%) und es scheint ein Großteil davon bei gleichbleibender Summe des prozentuellen Gehaltes beider Glimmer durch Stoffumsetzungen aus Biotit neu gebildet zu sein. Der Muskowit ist in allen Fällen farblos.

Chlorit, sekundäres Umwandlungsprodukt des Biotit, hat blaßgrüne (Kern- und Granittyp) bis dunkelgrüne (Randtyp) Farbe. Meist ist der Biotit randlich, schichtweise nach (001) oder selten vollständig chloritisiert. Bei einzelnen Proben — vor allem solchen des Mauthausener Granittyps — kann man neben der Chloritbildung auch eine Ausscheidung kleinster Titanitkristalle beobachten (vgl. RICHTER, 1965; SCHARBERT, H. G., 1956) und stellenweise neben und in Chlorit auch gelbgrüne, rundliche Epidote. Der Pleochroismus ist schwach — fast farblos (X) und hell- bis dunkelgrün (Z). Der Achsenwinkel ist zumeist annähernd 0° bei negativem optischen Charakter.

Akzessorien: Apatit ist das bei weitem häufigste Akzessorium. Er kommt in allen Proben in größeren Kristallen hauptsächlich im Biotit und in feinen Nadeln auch im Feldspat vor. Die Kristalle, zumeist idiomorph, bisweilen auch hypidiomorph ausgebildet, zeigen vor allem die Flächen (1010), (1011) und

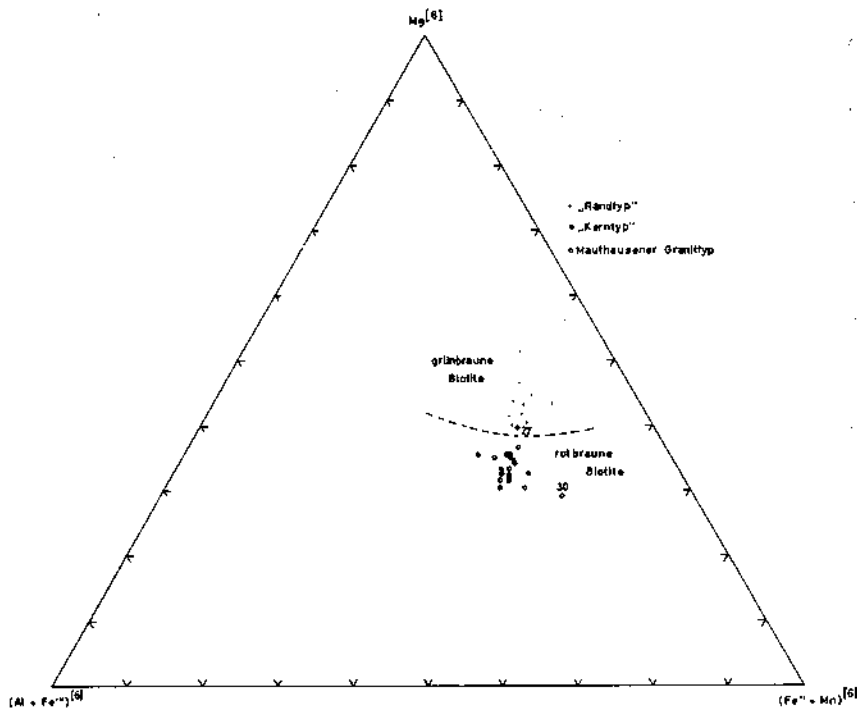


Abb. 15: Verteilung des $(Al+Fe^{III})$, des Mg und des $(Fe^{II}+Mn)$ in oktaedrischer Position in Biotiten der drei Typen des Freistädter Granodiorits.

seltener (0001). Die nadeligen und langprismatischen Kristalle sind farblos und vollkommen klar, bei kurzprismatischen, dicken Individuen tritt im Kern entlang von Spaltrissen $(10\bar{1}0)$ und (0001) eine braune Trübung des Kristalls auf. Solche Apatite finden sich im Randtyp etwas häufiger als in den beiden anderen Typen. Auch läßt sich eine Abnahme der Dimensionen nach X und Z bei diesen feststellen. Vor allem größere Apatite enthalten oft Einschlüsse von Zirkon, von Apatit und von anderen nicht identifizierbaren rundlichen Substanzen.

Die Zirkone — hauptsächlich in Biotit eingeschlossen — bilden beim Randtyp meist schwache, bei den anderen beiden Typen kräftige pleochroitische Höfe. Winzige, zum Teil orientierte Einschlüsse von Zirkon in Apatit lassen auf einen früheren Ausscheidungsbeginn des Zirkons vor Apatit schließen. Zwei Typen können unterschieden werden, die sich im Mengenverhältnis (Tab. 12) zueinander unterschiedlich verhalten: Typ A: Farblose, klare und allgemein gut idiomorph ausgebildete Kristalle mit meist glatten Flächen, ohne erkennbaren Zonarbau, mit zum Teil kurzprismatischer, breiter, z. T. langprismatischer bis nadeliger Ausbildung und oft mit Einschlüssen orientierter oder auch unorientierter Zirkone, Zirkonbruchstücke und selten nicht bestimmbarer, dunkler, rundlicher Substanzen. Flächen sind (110) und (111) , seltener (100) , (321) und (001) . Die Kristalle sind selten zerbrochen, die Größe und das Längen-Breiten-Verhältnis

schwanken stark. Typ B: Bräunliche, durchsichtige bis trübe, meist deutlich zonar-gebaute Kristalle von kurz- bis langprismatischer Gestalt. Sind Flächen ausgebildet, dann vor allem (110) und (111), selten auch (321). Beim Randtyp sind sie selten, bei den anderen Typen oft kanten- und eckengerundet, hypidiomorph oder xenomorph. Einschlüsse sind in derselben Form wie in Typ A vorhanden.

Der an der Probe 22 (feinkörniger Granit) ermittelte Wert für das Typ A/Typ B-Verhältnis zeigt gute Übereinstimmung mit den Werten für Mauthausener Granite nach RICHTER (1965). Gegenüber den Zirkonen des Weinsberger Granits unterscheiden sich die des Freistädter Plutons durch größeren Formenreichtum und durch ein unterschiedliches Verhältnis Typ A/Typ B.

Tab. 12.

Mengenverhältnis der Zirkone vom Typ A und Typ B ausgezählt an 100 Zirkonindividuen.

Probe	Typ A	Typ B
12 Rt	67	33
21 Kt	44	56
22 Mt	27	73

Magnetit primär-magmatischen Ursprungs tritt in größerer Menge und in größeren, gut ausgebildeten Kristallen im Randtyp, selten und nur in kleinen Körnern auch in den beiden anderen Typen auf, meist in und neben Biotit, aber auch in Plagioklas.

Rutil wurde nur in Randtyp-Proben und in solchen dunkler, biotitreicher Einschlüsse (12 b) gefunden. Es sind hauptsächlich rotbraune, kurzprismatische, kanten- und eckengerundete, kleine Kristalle, die meist in und neben Biotit vorkommen, wobei die im Randtyp vollkommen denen in den biotitreichen Einschlüssen gleichen. Da der Randtyp aber nur in jenen Probenpunkten Rutil enthält, wo auch diese Einschlüsse vorkommen, kann man den Rutilgehalt als übernommen ansehen. Sekundärer Rutil tritt manchmal in Biotiten des Randtyps in Form von Sagenit auf.

Orthit kommt nur im Randtyp, und zwar immer im Kern von Plagioklas vor. Er ist xenomorph mit einem Zonarbau mit vom Kern nach außen abnehmender Intensität der Braunfärbung und weist einen Pleochroismus von farblos-gelbgrün (X) — hellrotbraun (Y) — dunkelrotbraun (Z) auf, nach TRÖGER (1959) dem umgewandelter Orthite entsprechend. In wesentlich geringerer Menge und Größe findet man auch Orthite mit einem frischen Individuen entsprechenden Pleochroismus von farblos (X) — hellgelb (Y) — grünlichbraun (Z).

Klinozoisit-Epidot tritt in allen drei Typen in wechselnder Häufigkeit in immer xenomorphen, rundlichen Körnern auf. Je nach Wirtmaterial ist er farblos bis schwach gelblich und niedrig doppelbrechend (z. B. in Plagioklas) oder gelblich bis grünlich mit schwachem Pleochroismus und höher doppelbrechend (z. B. in und neben Biotit). Im Durchschnitt tritt er im Rand- und Kerntyp häufiger als in den feinkörnigen Graniten auf, mit Ausnahme der Probe 30, wo farbloser Klinozoisit sehr häufig vor allem in den veränderten Plagioklasen auftritt.

Titanit findet sich hauptsächlich in Kern- und Mauthausener Granittyp in kleinen, xenomorphen Individuen zusammen mit Chlorit als eine sekundäre Bildung am Rand von Biotit, manchmal auch zusammen mit Epidot.

Pyrit wurde nur im Kern- und Mauthausener Granittyp beobachtet, und zwar makroskopisch an Klüftflächen und im Gestein in der näheren Umgebung von solchen.

Hinweise auf die Genesis

Bei der geologischen Untersuchung des Freistädter Granodioritkörpers konnten neben Rand- und Kerntyp noch ein dritter feinkörniger, mit dem Mauthausener Granit identer Gesteinstyp ausgeschieden werden. Es sind aber keine drei selbständig nebeneinander vorkommenden Gesteinsarten, sondern durch Wechsel in Korngröße, Mineralausbildung und -menge findet ein allmählicher Übergang vom Rand- zum Kerntyp und vom Kern- zum Granittyp statt.

Für die Bildung granitoider Gesteine gibt es im wesentlichen zwei Auffassungen für eine „magmatische“ Entstehung: Granitbildung durch magmatische Differentiation und durch partielle in-situ-Aufschmelzung (Anatexis). Als dritter wichtiger Entstehungsvorgang kann auch die Metasomatose — Granitisation durch Zu- und Abfuhr verschiedener Stoffe — angesehen werden. Bis auf die stofflichen Veränderungen (Plagioklas, Biotit) in Probe 30, die aber nur lokaler Natur sind und ein bereits bestehendes granitisches Gestein verändert haben, konnten für metasomatische Vorgänge zur Bildung des Freistädter Plutons keine Anhaltspunkte gefunden werden. Für eine in-situ-Granitbildung durch Anatexis sprächen in fast allen Proben gefundene, meist xenomorphe, sekundär polysynthetisch verzwillingte und deformierte, sowie idiomorph zonar-gebaute Plagioklase mit xenomorphen Kernen. Diese lassen sich aber auch als Reste im Lauf der Magmenentwicklung aufgeschmolzenen Altbestands bzw. Nebengesteins deuten, und die Ergebnisse der geologischen, petrographischen, mineralogischen und chemischen Untersuchungen weisen auf eine Bildung durch magmatische Differentiation hin, wodurch auch die Ausbildung in die drei verschiedenen Gesteinstypen am besten erklärbar erscheint:

Geologie und Petrographie:

1. Der Freistädter Granodiorit tritt in einem großen und mehreren kleinen Körpern und Stöcken auf, die das Nebengestein — zumeist Weinsberger Granit — diskordant und mit scharfer Abgrenzung durchschlagen.

2 a. Der feinkörnige Mauthausener Granittyp durchschlägt auch in mehr oder weniger mächtigen Gängen das Nebengestein (vgl. RICHTER, 1965), z. B. Probenpunkt 26.

2 b. Der „Randtyp“ tritt auch in selbständigen Körpern als einziger Gesteinstyp auf (Anitzberger-Hagenberger Stock), weiters bei Trhové Sviny (ČSSR) nicht als Randfazies, sondern im Kerngebiet des Plutons: Der Randtyp kann also nicht als ein randlicher Reaktionssaum gegen das Nebengestein aufgefaßt werden und man muß für diesen Gesteinstyp ein eigenes Magmendifferentiat annehmen.

3. Man findet in allen drei Ausbildungstypen Reste von Nebengestein: Im Randtyp die dunklen, biotitreichen Einschlüsse (Probe 12 b); im Kerntyp nur selten fast vollständig aufgelöste kleine Brocken von Weinsberger Granit; Schollen desselben und von Schiefergneisen ausschließlich im feinkörnigen Granittyp, wo diese durch ihre Häufigkeit und Größe auf die Nähe des Plutondaches hindeuten.

4. Die in allen drei Typen entwickelte richtungslose, hypidiomorph-körnige Struktur und eine Gleichförmigkeit aller Vorkommen von Mauthausener Graniten und von Randtyp-Granodiorit.

5. Die einheitliche Ausbildung der einzelnen Mineralkomponenten innerhalb eines Gesteinstyps und auch der kontinuierliche Übergang von einem Typ zum anderen.

6. Der Zonarbau der Plagioklase mit zunehmendem Ab-Gehalt gegen den Mineralrand.

7. Das stellenweise Auftreten von Porphyriten im Bereich des Mauthausener Granittyps als oberflächen-nächste Erstarrungsform. Das heißt aber auch, daß der Granittyp die oberflächen-nächste Ausbildung im Freistädter Pluton ist.

Altersverhältnisse:

Auf Grund des innig verknüpften Auftretens von Graniten vom Typ Mauthausen und der vorliegenden absoluten Altersbestimmungen läßt sich der Freistädter Pluton zeitlich sehr gut mit den anderen Granitstöcken des Mauthausener Typs parallelisieren. Da die drei Typen des Freistädter Granodiorits als geologische und petrographische Einheit eine gemeinsame Entwicklung haben, kann das geringere absolute Alter des Kerntyps gegenüber dem Mauthausener Granittyp mit — verschiedene Abkühlungszeiten bewirkenden — unterschiedlichen Kristallisationsniveaus erklärt werden. Der Granittyp als das höchste, oberflächennahe Stockwerk ist schneller und daher früher erstarrt und feinkörniger als der später erstarrte und daher jüngere Kerntyp. Stellt der Randtyp das tiefste aufgeschlossene Niveau dar, in welchem sich die Abkühlung am langsamsten vollzog, dann müßte eine Altersbestimmung daran zu einem noch geringeren Mineralalter führen.

Gesteinschemismus:

Vom Rand- zum Mauthausener Granittyp nehmen Si und K stark zu, während Ti, Fe, Mn, Mg und Na schwach und Al, und Ca stark abnehmen. Nach BARTH (1962) und MIDDLEMOST et al. (1968) ist ein homogener Magmenkörper bei größerer Ausdehnung thermodynamisch nicht stabil, wodurch theoretisch Elemente und Verbindungen mit großem Volumen zu höheren Lagen wandern und solche mit kleinerem Volumen absinken. Leichtflüchtige und wässrige Phasen, die leicht Elemente wie Si und K in Lösung aufnehmen (MOREY & HESSELGESSER, 1951), wandern somit nach oben und verändern so den Chemismus der Schmelze. Dieses Modell paßt sehr gut zu den Analysenergebnissen der Proben des Freistädter Plutons: Der Randtyp ist die Ca-, Mg-reichste und Si-ärmste Gesteinsausbildung; die Ausgangsschmelze lag also im unteren Bereich der Magmenkammer. Der

Kerntyp nimmt chemisch eine Mittelstellung ein; seine Schmelze hat daher auch niveaumäßig eine Mittellage eingenommen. Der Granittyp ist die Si- und K-reichste Ausbildung; seine Schmelze nahm den oberen Magmenkammerbereich ein, wobei die DI-Werte nach THORNTON & TUTTLE (1960) (Tab. 13) und die nur im Bereich dieses Gesteinstyp vorkommenden Aplit- und Pegmatitgänge zeigen, daß hier der Anteil an leichtflüchtigen Phasen auch wirklich am höchsten war.

Tab. 13. Der Differentiationsindex errechnet aus Or + Ab + Qu nach THORNTON & TUTTLE (1960) für Proben des Freistädter Granodiorits.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
DI	73,4	72,8	70,1	78,6	73,2	77,9	75,9	76,9	72,8	84,9
	11	12	12 b	13	14	15	16	17	18	19
DI	70,6	66,6	62,5	79,2	84,4	68,7	77,9	77,6	78,0	83,3
	21	22	24	25	26	27	28	29	30	31
DI	77,3	82,1	81,8	69,9	83,6	78,8	83,5	82,8	89,1	82,3

Aus solchen Niveau-Unterschieden resultieren aber nicht nur stoffliche Unterschiede infolge Migration, sondern auch verschiedene PT-Bedingungen — beziehungsweise sind die stofflichen Unterschiede z. T. ein Ergebnis dieser Druck- und Temperaturunterschiede. Das zeigt sich am besten mittels der Systeme Qu-Ab-An-H₂O von YODER jr. (1966) bei einem Druck von 5 kbar (Abb. 16) und Qu-Ab-Or-H₂O von TUTTLE & BOWEN (1958) und LUTH et al. (1964) bei Drucken von 0,5—10 kbar (Abb. 17): Alle Projektionspunkte der Abbildung 16 liegen im Plagioklasfeld, die des Randtyps im Temperaturbereich zwischen 950—850° C, die des Kerntyps zwischen 850° und 800° C und die des Mauthausener Granittyps zwischen 800° und 750° C, wobei die Entwicklung mit abnehmendem An- und zunehmendem Qu-Gehalt bei gleichbleibendem Ab-Gehalt normal auf die isothermale Linien in Richtung zur kotektischen Linie zum Quarzfeld gegeben ist. Die Temperaturbereiche für die einzelnen Typen können als Maximaltemperaturen für den Beginn der Ausscheidung eines An-reichen Plagioklases angesehen werden. Daraus ergeben sich für den Randtyp höhere Temperaturen als für den Kerntyp und für diesen höhere als für den Granittyp. Weiters zeigt sich die Annahme einer Anreicherung von Si im kälteren (höheren) und des Ca im wärmeren (tieferen) Teil des Magmenkörpers bestätigt.

Die höheren Bildungstemperaturen für den Randtyp sind folgendermaßen erklärbar: 1. Das ursprünglich mehr oder weniger gleichmäßig temperierte Magma wird bei der Intrusion ins kältere Grundgebirge in seinen oberen Partien stärker als in seinen tieferen abgekühlt. 2. Durch die Migration des Ca nach unten und eine Anreicherung desselben durch Aufsteigen der fluiden Phase zusammen mit Si und K: Nach STEWART (1956) und YODER jr. (1966) bringt steigender Ca-Gehalt steigende (höhere) Temperaturen mit sich.

Die Projektionspunkte der analysierten Proben in BOWENS „Petrogeny's residual system“ (Abb. 17) liegen alle mit Ausnahme der Proben 3 und 12 b innerhalb

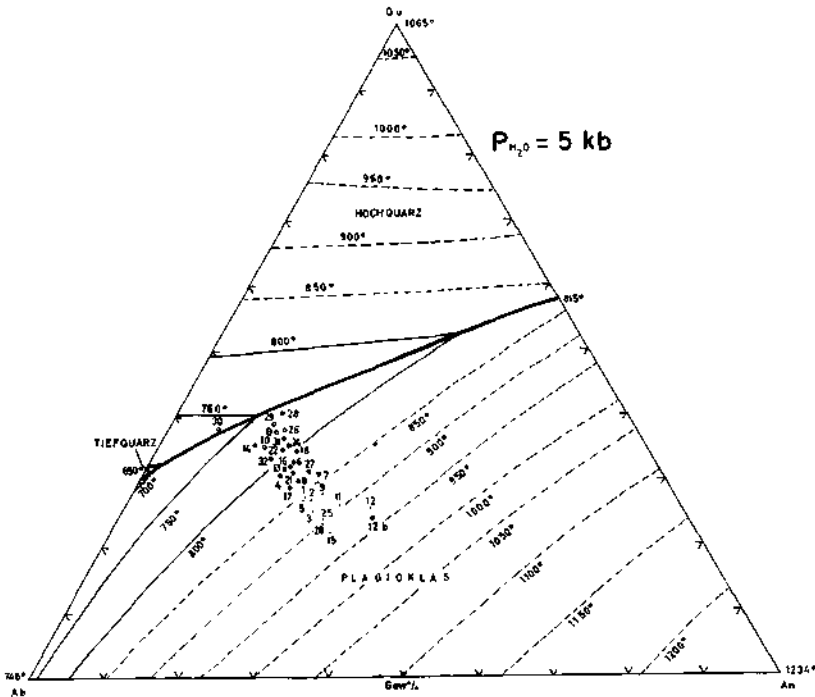


Abb. 16: Projektion der Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites im System Qu-Ab-An-H₂O nach YODER jr. (1966) (Signaturen siehe Abb. 15).

des Granitfeldes (Δ abc). Die des Granittyps fallen mit den Punkten von RICHTERS Analysen von Mauthausener Graniten zusammen. Nimmt man für den Rand- und den Kerntyp bei Beginn der Kristallisation P_{H_2O} größer als 4 kbar an, dann kommen deren Projektionspunkte teilweise im Quarzfeld zu liegen und Quarz würde als erstes als Hochquarz ausgeschieden werden, der dann von Plagioklas umwachsen in beiden Gesteinstypen seine Hochtemperaturform erhalten hat. Solche Quarze treten in diesen beiden Typen auch tatsächlich auf.

Alkalifeldspat:

Der niedrige Ordnungszustand der Alkalifeldspate des Rand- und Kerntyps, der bei einzelnen Proben auch dem monoklinen Ordnungszustand nahe kommt, und der relativ hohe Ordnungszustand ($\Delta = 0,94$) im Granittyp lassen sich im wesentlichen durch verschiedene Wachstumsverhältnisse erklären:

1. Erfolgt nach BARTH (1959), MCKENZIE & SMITH (1961) und DIETRICH (1962) u. a. bei Erstarrung eines Plutons mit fallender Temperatur eine zunehmend bessere Ordnung des Alkalifeldspatgitters. Nach GOLDSMITH & LAVES (1954) liegt die Umwandlungstemperatur vom monoklinen in den triklinen Zustand bei 525° C, nach BARTH (1959) beginnt die schrittweise Inversion bei ca 500° C und endet bei ca. 300° C im triklinen Bau. Daraus ergeben sich höhere Temperaturen für die Bildung der Alkalifeldspate im Rand- und Kerntyp.

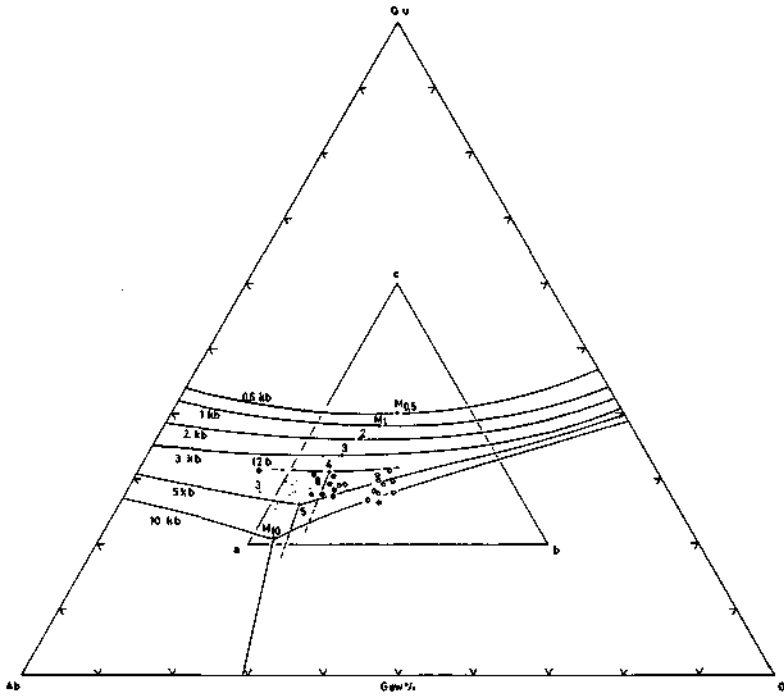


Abb. 17: Projektion der Proben der drei Typen des Freistädter Granodiorites im System Qu-Ab-Or-H₂O nach TUTTLE & BOWEN (1958) und nach LUTH et al. (1964) bei Drucken von 0,5—10 kilobar (Signaturen siehe Abb. 15).

2 a. Spielt für den Ordnungszustand nach DONNAY et al. (1960), McCONNEL & MCKIE (1960) und DIETRICH (1962) die leichtflüchtige Phase eine große Rolle, und zwar in der Weise, daß ein steigender Anteil daran einen ansteigenden Δ -Wert mit sich bringt. Denn Wasser, der Hauptbestandteil der leichtflüchtigen Phase, hat eine katalytische Wirkung auf die Feldspatinversion: Ein hoher Anteil bewirkt eine mehr oder weniger vollständige Ordnung des Alkalifeldspates als Maximum-Mikrolin.

2 b. Konnte die Beobachtung der Beziehung von Gesteinschemismus zur Obliquität — höhere Δ -Werte innerhalb eines Plutons in Gesteinen mit höherem Si- und K-Gehalt, niedrigere in solchen mit höherem Ca-, Fe- und Mg-Gehalt — von DIETRICH (1962) und NIELSEN & SMITHSON (1965) an dem Freistädter Pluton ebenfalls gemacht werden.

3. Wichtige weitere Faktoren sind Druck und Abkühlungsgeschwindigkeit: Da im Granittyp, der obersten Einheit des Plutons, ein hoher Ordnungsgrad der Alkalifeldspate auftritt, muß die Bildung bei rascher Abkühlung mit genügend hohem P_{H_2O} vor sich gegangen sein, so daß die Transformation zu einem geordneten Si/Al erfolgen konnte — ein weiterer Hinweis auch für den größeren Anteil an leichtflüchtiger Phase im Granittyp.

Nach RICHTER (1965) kann man für die Bildung der Alkalifeldspate des Mauthausener Granits, stabile Bedingungen vorausgesetzt, Temperaturen von etwa 400° C annehmen. Für Rand- und Kerntyp dürften sie dann zwischen 450° und 500° C liegen. Der im Randtyp relativ hohe und über den Kern- zum Granittyp abnehmende Fe-Gehalt, läßt sich auf Grund der bisherigen experimentellen Ergebnisse durch einen zunehmenden Ersatz des Al durch Fe³⁺ im Gitter bei steigender Temperatur erklären. Dafür sprechen auch die Experimente von FAUST (1936) zum Nachweis eines Fe-Orthoklasmoleküles in Feldspaten.

Plagioklas:

Die Rekurrenzen im Zonarbau der Plagioklase — im Randtyp häufiger als in den beiden anderen Typen —, periodische Konzentrationsschwankungen des An-Gehaltes in der unmittelbaren Umgebung des Kristalls, können durch die schon erwähnten Stoffwanderungen, aber auch durch ein Absinken einzelner frühzeitig gebildeter Individuen in andere Schmelzbereiche hervorgerufen worden sein. Der normale Zonarbau mit An-reichem Kern und Ab-reichem Rand ist durch Änderungen in der Zusammensetzung der Schmelze und deren Gasphase und der PT-Bedingungen während Platznahme und Erstarrung des Magmas entstanden. Die im Randtyp seltene, in den beiden anderen Typen zunehmend häufige, primäre Verzwilligung weist nach VANCE (1961) und SMITH (1962) ebenfalls auf schnelleres Wachstum, auf zunehmend raschere Abkühlung, vom Rand- über Kern- zum Granittyp hin.

Coexisting feldspars:

Die Lage der „Coexisting feldspars“ — nach YODER et al. (1958) zwei mit einer Schmelze und einer Gasphase im Gleichgewicht stehende Feldspate — im System Ab-Or-H₂O bei 2000 bar P_{H₂O} von BOWEN & TUTTLE (1950) gibt Hinweise auf die Bildungsbedingungen. Bei einer Erniedrigung des P_{H₂O} kommt es zu 1. einer Erhöhung der Kristallisationstemperatur, 2. zu einer Erhöhung des An-Gehaltes der Plagioklase und 3. zu einer Erhöhung des Ab-Gehaltes der Alkalifeldspate und somit zu einer größeren Neigung der Konoden gegen die Ab-Or-Seite des Projektionsdreiecks. Die Konoden (Abb. 18) für Feldspate des Randtyps sind steiler geneigt, die Plagioklase An-reicher, die Alkalifeldspate durchschnittlich Ab-reicher als bei den beiden anderen Typen. Das bedeutet, daß durch Aufsteigen der fluiden Phase der P_{H₂O} für den Randtyp erniedrigt ist, zum Kerntyp hin zunimmt und beim Granittyp am höchsten ist. Auf Grund der guten Übereinstimmung der Zusammensetzung der Feldspate des Freistädter Plutons und der von YODER et al. experimentell bestimmten „coexisting feldspars“ kann man annehmen, daß bei allen drei Typen zeitweise ein P_{H₂O} von ≥ 5000 bar erreicht wurde. Bei Annahme eines Anstieges des P_{H₂O} nach oben, aber mit zunehmender Tiefe eines zunehmenden Belastungsdruckes, erhält man für alle drei Gesteinstypen mehr oder weniger gleiche Gesamtdruckbedingungen. Nach TUTTLE & BOWEN (1958) hat Quarz in einer Lösung eine temperaturerniedrigende Wirkung um etwa 100° C. Man erhält also aus dem System Ab-Or-An-H₂O (YODER et al.) Bildungstemperaturen von 750° C für den Randtyp und

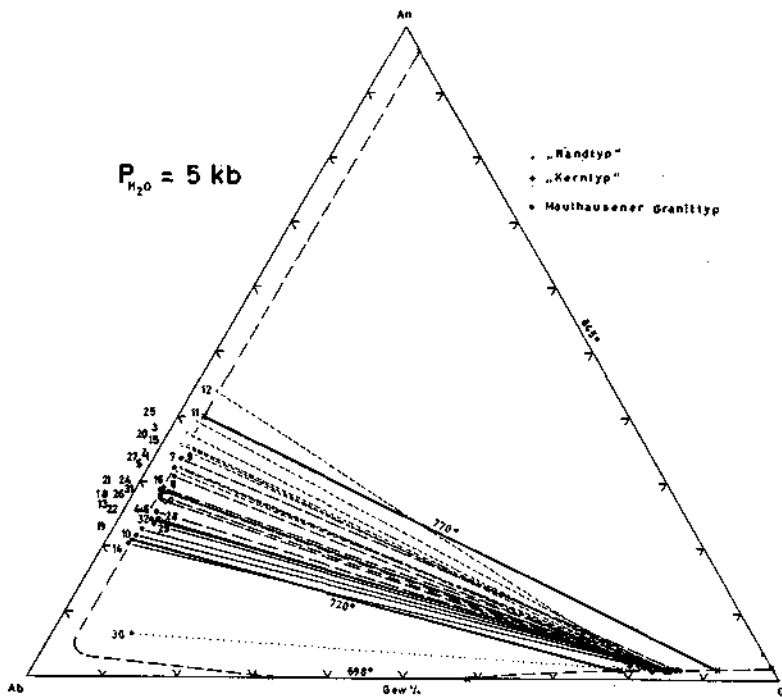


Abb. 18: Projektion der Plagioklase und Alkalifeldspate der drei Typen des Freistädter Granodiorits im System der „coexisting feldspars“ nach YODER et al. (1958).

kontinuierlich bis zum Granittyp auf 600°C abnehmende Temperaturen. Nach RICHTER (1965) kann man für den Mauthausener Granittyp Bildungstiefen von etwa 18 km annehmen.

Quarz:

Quarz ist im allgemeinen eine Restbildung, doch sprechen im Randtyp die Formen einzelner Individuen und in Rand- und Kerntyp die idiomorphen Quarzeinschlüsse in Plagioklas dafür, daß die Kristallisation z. T. schon bei über dem Umwandlungspunkt Hoch-Tief-Quarz liegenden Temperaturen eingesetzt hat (vgl. Erläuterungen zu Abb. 17, S. 137).

Biotit:

Die pseudo-hexagonale Biotitbildung im Randtyp läßt sich am einfachsten durch langsame, mehr oder weniger ungestörte Abkühlung erklären. Mit zunehmender Oberflächennähe und rascherer Abkühlung nimmt die Zahl idiomorpher Biotite ab und die Kristalle bleiben immer kleiner und nur hypidiomorph. Mit fallender Temperatur und steigendem Si-Gehalt der Schmelze von unten nach oben ändert sich auch der Chemismus: Al und Fe^{2+} in oktaedrischer Position nehmen zu und ersetzen dabei schrittweise vor allem das Mg. Höherer Mg-Gehalt der Biotite des Randtyps ist also auf höhere Bildungstemperaturen zurückzu-

führen und früher gebildete Biotite weisen nach DEER (1937) höheren Fe^{2+} - und Al-Gehalt in der oktaedrischen Koordination auf als später gebildete. Das heißt, daß die Biotite des Mauthausener Granittyps unter rascher Abkühlung und früher gebildet wurden und die des Kern- und Randtyps mit zunehmend langsamer Erstarrung — ein Ergebnis, das durch die absoluten Altersbestimmungen bestätigt ist.

Akzessorien:

Die qualitativen und quantitativen Unterschiede im Akzessoriengehalt, vor allem zwischen dem Randtyp und den beiden anderen Typen ist auf unterschiedliche PT-Bedingungen, auf verschiedene Abkühlungsgeschwindigkeiten und auf unterschiedlichen Chemismus auf Grund einer Differentiation zurückzuführen. Es können aber auch im Lauf der Platznahme des Magmas gebildete oder vom Ausgangs- oder Nebengestein übernommene Akzessorien wegen ihrer größeren Dichte abgesunken und im Randtyp relativ angereichert sein.

Bei den Zirkonen läßt sich das abnehmende Verhältnis Typ A/Typ B vom Randtyp zu den Mauthausener Graniten so erklären: Nach WYATT (1954), POLDERVAART et al. (1955) und POLDERVAART (1950) und (1956) stammt der Typ A aus Mischgesteinen. Er dürfte bei der Entstehung des Magmas gleichmäßig in der Schmelze verteilt gewesen sein und bei der Intrusion fand die Anreicherung in tieferen Magmentteilen durch Absinken statt. Eine solche Anreicherung könnte aber auch durch Aufnahme größerer Mengen zirkonhaltiger Nebengesteine in tieferen, heißeren Magmenbereichen bedingt sein.

Sekundäre Bildungen in sämtlichen Proben aller drei Typen und zwar die „Füllung“ der Plagioklase, die Chloritbildung mit gleichzeitiger Epidot-, Klinozoisit-, Titanit-, Orthit- und Muskowitausscheidung, die randliche „Bleichung“ der Biotite mit gleichzeitiger Erzausscheidung und die mehr oder weniger starke Myrmekitbildung treten erst im Laufe des magmatischen Spät- und Endstadiums auf und sind als autopneumatolytische bis hydrothermale Vorgänge aufzufassen.

Literatur

- BARTH, T. F. W.: The interrelations of the structural variants of K-feldspar. — *Zeits. Krist.* 112, 263—274, Frankfurt/M. 1959.
- BARTH, T. F. W.: Theoretical petrology. — 2. edit., John Wiley & Sons Inc. New York-London, 1962.
- BOWEN, N. L., & TUTTLE, O. F.: The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. — *Journ. Geol.* 58, 489—511, Chicago 1950.
- DEER, W. A.: The composition and paragenesis of Carsphairn igneous complex. — *Min. Mag.* 24, 495—502, London 1937.
- DIETRICH, R. V.: K-feldspar structural states as petrogenetic indicators. *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42/II, 294—414, Oslo 1962.
- DONNAY, G., WYART, J., & SABATIER, G.: The catalytic nature of high-low feldspar transformations. — *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab.*, 173—174, Washington 1960.
- FABICH, K., & PRODINGER, W.: Bericht über Arbeiten des chem. Labors im Jahre 1961. — *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 92-A, 103, 1962.
- FAUST, G. T.: The fusion relations of iron-orthoclase. — *Amer. Min.* 21, 735—763, Ann Arbor 1936.

- FRASL, G.: Berichte 1956, 1957, 1958, 1959 über Aufnahmen auf Blatt 33. Verh. Geol. B.-A. Wien, 1957, 1958, 1959 und 1960.
- GAERTNER, v. H. R., HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., & MÜLLER, P.: Zwischenbericht über K/Ar- und Rb/Sr-Datierung von Gesteinen aus dem ostbayr.-österreichischen Kristallin. — B.-A. f. Bodenforschung, Datierungsbericht 5/67, Hannover 1967.
- GOLDSMITH, J. R., & LAVES, F.: Microcline-sanidine stability relations. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* 5, 1—19, London 1954.
- GOLDSMITH, J. R., & LAVES, F.: Potassium-feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* 6, 100—118, London 1954.
- JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M., GRÖGLER, N., & SCHROLL, E.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem ö. Moldanubikum. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 10, 528—534, Wien 1964.
- KLOB, H.: Über das Vorkommen eines porphyrischen Granites im Raume Sandl-Karlstift-Liebenau bei Freistadt im ö. Mühlviertel (Granit vom Typ „Karlstift“). — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 14, 311—323, Wien 1970.
- KÖHLER, A., & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. — *Fortschr. Min.* 25, 253—366, Stuttgart 1941.
- KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 3/1, 175—184, Wien 1950.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 3/9, 202—226, Wien 1965.
- KURZWEIL, H.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16. — *Verh. Geol. B.-A.*, Wien 1960.
- LIPOLD, M. V.: Die krystallinen Schiefer und Massengesteine in Niederösterreich und Oberösterreich nördlich der Donau. — *Verh. Geol. Reichsanstalt*, Heft 3, S. 35, Wien 1852.
- LUTH, W. C., JAHNS, R. H., & TUTTLE, O. F.: The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — *Journ. Geoph. Res.* 69, 759—773, Richmond 1964.
- MCCONNEL, J. D. C., & MCKIE, D.: The kinetics of ordering processes in triclinic NaAlSi₃O₈. — *Min. Mag.* 32, 436—454, London 1960.
- MCKENZIE, W. S., & SMITH, J. V.: Experiments and geological evidence for the stability of alkalfeldspars. — *Instituto Lucas Mallada Cursos y Conferencias* 8, 53—64, 1961.
- MEHNERT, K. R.: Migmatites and the origin of granitic rocks. — Elsevier Publ. Co. Amsterdam-London-New York 1968.
- MIDDLEMOST, E. A. K., & ROMÉY, W. D.: A graphic story of magmatic differentiation. — *Lithos* 4, 242—263, Oslo 1968.
- MOREY, G. W., & HESSELGESSER, J. M.: The solubility of some minerals in superheated steam at high pressures. — *Econ. Geol.* 46, 821—835, New Haven 1951.
- NIELSSEN, B., & SMITHSON, S. B.: Studies of the precambrian Herefoss Granite. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 45, 367—396, Oslo 1965.
- NORRISH, K., & HUTTON, J. T.: An accurate x-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. — *Geochim. et Cosmochim. Acta* 33, 431—453, London 1969.
- PETERS, C.: Bericht über Arbeiten der Section V, Oberösterreich nördlich der Donau. — *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt*, Wien 1853.
- POLDERVAART, A.: Statistical studies of zircons as a criterion in granitisation. — *Nature* 165, 574—575, London 1950.
- POLDERVAART, A.: Zircons in rocks II: Igneous rocks. — *Amer. Journ. Sci.* 254, 521—554, New Haven 1956.
- POLDERVAART, A., & ECKELMANN, F. D.: Growth phenomena in zircons of autochthonous granites. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 66, 947—948, New Haven 1955.
- RICHTER, W.: Petrologische Untersuchungen am Mauthausener Granit im österreichischen Moldanubikum. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 3/10, 265—296, Wien 1965.
- SCHARBERT, H. G.: Der Granit von Plöcking (Typus Mauthausen) aus dem ö. Mühlviertel. — *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 3/5, 153—161, Wien 1956.
- SCHUHNECHT, W., & SCHINKEL, H.: Beitrag zur Beseitigung der Anregungsbeeinflussung bei flammenspektroanalytischen Untersuchungen. — *Zeitschr. Anal. Chemie* 194, 161—183, 1963.
- SMITH, J. V.: Genetic aspects of feldspar twinning. — *Norsk. Geol. Tidsskr.* 42/II, 244—263, Oslo 1962.

- STEWART, D. B.: The system Anorthite-Quarz-Water. — Year B. Carn. Inst. Washington, 214—216, 1956.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. — N. Jb. Min. Abhandl. 107, 144—240, Stuttgart 1967.
- SVOBODA, J., et al.: Regional Geology of Czechoslovakia, Part I: The Bohemian Massiv, Crystalline Complexes: Moldanubicum by KODYM O. jr. (p. 40—98). — Publ. by the Geol. Surv. of Czechosl., Prag 1966.
- THORNTON, C. P., & TUTTLE, O. F.: Chemistry of igneous rocks I: Differentiation Index. — Amer. Jour. Sci. 258, 664—684, New Haven 1960.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. — Verlag der DGM e. V., Berlin 1935.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil I, Bestimmungstabellen. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1959.
- TUTTLE, O. F., & BOWEN, N. L.: The origin of granite in the light of experimental studies in the system Albite-Orthoclase-Quarz-Water. — Geol. Soc. Amer. Mem. 74, Pennsylvania State University 1958.
- VANCE, J. A.: Polysynthetic twinning in plagioclase. — Amer. Min. 46, 1097—1119, Ann Arbor 1961.
- WALDMANN, L.: Bericht 1936 über Begehungen auf den Blättern ... Kaplitz—Freistadt. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1937.
- WALDMANN, L.: Bericht von 1938 über Begehungen auf den Blättern ... Kaplitz—Freistadt. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1939.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs, in F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich. — Verlag Deuticke Wien 1951.
- WIESER, F.: Die kristalline Umrahmung des Gallneukirchner Beckens. — Diss. phil. Fak., Univ. Graz 1942.
- WYATT, M.: Zircons as provenance indicators. — Amer. Min. 39, 933—990, Ann Arbor 1954.
- YODER, H. S., jr.: Ab-An-Qu-H₂O at 5 kilobar. — Ann. Rep. Geoph. Lab., 477—478, Washington 1966/1967.
- YODER, H. S., jr., STEWART, D. B., & SMITH, J. R.: Ternary feldspars. — Ann. Rep. geoph. Lab., 206—214, Washington 1958.
- ZIRKL, E.: Bericht 1959 und 1960 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt, Oberösterreich. — Verh. Geol. B.-A., Wien 1960 und 1961.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1971

Band/Volume: [1971](#)

Autor(en)/Author(s): Klob Hans

Artikel/Article: [Der Freistädter Granodiorit im österreichischen Moldanubikum 98-142](#)