

Die synorogenen Granitoide und Gneise des Moldanubikums im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich)

Von FRIEDRICH FINGER*)

Mit 6 Abbildungen und 4 Tabellen

*Oberösterreich
Moldanubikum
Migmatite
Granitoide
Granite
Petrogenese*

*Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 13, 14, 31, 32*

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	383
1. Einleitung	384
2. Die regionalgeologische Situation entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand	384
3. Die Ergebnisse der Neukartierung des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl und die neue Gliederung der Gesteine im Vergleich zu früheren Darstellungen	386
4. Zur Petrographie der Gesteine	388
4.1. Die Perlgneise	388
4.2. Die Perldiatexite	391
4.3. Die Weinsberger Granite	393
4.4. Die Schlierengranite	395
5. Zur Petrogenese der Gesteine	398
5.1. Perlgneise und Perldiatexite	398
5.2. Weinsberger Granite und Schlierengranite	399
Dank	400
Literatur	400

Zusammenfassung

Das moldanubische Kristallin (Böhmische Masse) im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich) wurde im Maßstab 1 : 25.000 geologisch neu kartiert und einer detaillierten petrographischen Bearbeitung unterzogen. Der kristalline Gesteinsbestand kann in drei Gruppen zusammengefaßt werden:

1. Die Perlgneise und Perldiatexite
2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite
3. Die jüngeren Magmatite (Haibacher Weißgranit und diverse Ganggesteine)

Die vorliegende Studie beschäftigt sich schwerpunktmäßig mit den Gruppen 1 und 2. Diese Gesteine sind synorogene Bildungen, die durch ein herzynisches Streichen bei generellem NE Einfallen charakterisiert sind, was ihre Grenzflächen und damit ihre Körperformen und zum Großteil auch ihre Internegefüge bestimmt.

Die Perlgneise und Perldiatexite gehören zu jenen hochmetamorphen bis anatektischen, mittelkörnigen und in der Hauptsache aus Plagioklas, Quarz und Biotit, sowie z. T. auch Kalifeldspat oder Cordierit bestehenden Gesteinen, die im westlichen österreichischen Moldanubikum und auch im angrenzenden bayerischen Raum weite Verbreitung besitzen und bisher insgesamt meist mit dem Sammelbegriff „Perlgneise“ belegt wurden.

Vor allem durch das Studium von Wachstumserscheinungen an verschiedenen Mineralen (z. B. Plagioklas, Zirkon) konnte nun eine genetisch begründete Gliederung dieser bisherigen Perlgneise (im weiteren Sinn) einerseits in die „Perlgneise im

engeren Sinn“ und andererseits in die „Perldiatexite“ erfolgen. Während nämlich die Perldiatexite S-Typ Granitoide sind, die unter weitergehender Aufschmelzung aus Paragneisen entstanden sind und nun ungefähr in ihrem Aufschmelzungsstockwerk aufgeschlossen vorliegen, sind die Perlgneise Paragneise, die vermutlich unter ganz ähnlichen Druck- und Temperaturbedingungen wie die Perldiatexite, jedoch im überwiegend festen Zustand kristallisierten.

Die Schlierengranite und Weinsberger Granite gehören demgegenüber zu jener im oberösterreichischen Mühlviertel und ebenso in NE-Bayern weit verbreiteten grobkörnigen Gesteinsgesellschaft, welche sich durch das Auftreten von porphyrischem Kalifeldspat auszeichnet.

Der Name „Schlierengranite“ wurde für jene Gesteine des Untersuchungsgebietes neu eingeführt, die bisher als „Grobkornigneise“ bezeichnet wurden. Diese Neubenennung wurde notwendig, da die Gesteine, wie vor allem aus dem Studium von Wachstumserscheinungen an den verschiedenen Mineralen hervorgeht, trotz einer verbreiteten schwachen herzynisch gerichteten Regelung (Schlierigkeit) keine Gneise sind, sondern wie auch die Weinsberger Granite ihre Entstehung im wesentlichen der Kristallisation aus einem granitischen Magma verdanken.

Der Weinsberger Granit ist gegenüber den Schlierengraniten vor allem kalifeldspatreicher, grobkörniger und er zeigt auch eine homogenere Mineralverteilung mit einer besseren Idiomorphie der Großkalifeldspate.

Schlierengranite und Weinsberger Granite sind im Gebiet der Donauschlingen wahrscheinlich als ein gemeinsamer, großer, jedoch heterogen zusammengesetzter magmatischer Körper anzusehen, der gegenüber dem Perlgneis/Perldiatexit Komplex vermutlich eine einigermaßen andere und eigenständige Entwicklung aufweist.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRIEDRICH FINGER, Institut für Geowissenschaften der Universität Salzburg, Akademiestraße 26, A-5020 Salzburg.

Insgesamt ergab sich jedenfalls, daß im kartierten Gebiet nicht wie bisher angenommen bloß ca. $\frac{1}{4}$, sondern über $\frac{3}{4}$ des Gesteinsbestandes magmatogener Herkunft sind.

Summary

The crystalline rocks of the Bohemian Massif in the area of Obermühl (Danube-Valley, Upper Austria) were newly mapped (1 : 25.000) and petrographically investigated. They may be summarized into three main groups:

1. The "Perlgneise" and the "Perldiatexite"
2. The "Schlierengranite" and the "Weinsberger Granite"
3. The younger Magmatites (The granite of Haibach and different dike rocks)

This paper deals mainly with the first two groups. These synorogenic rocks are characterized by a general Herzynian striking (NW-SE) with NE dipping, which determines their boundaries, shape and in the most cases also their internal textures.

The "Perlgneise" and the "Perldiatexite" belong to the high grade metamorphic to anatectic rocks consisting mainly of plagioclase, biotite and quartz (+/- K-feldspar and cordierite), which are widespread especially in the western part of the Upper Austrian Moldanubicum and in the adjoining Bavaria. These rocks have been often summarized in a very wide sense as "Perlgneise" (pearlgnesses).

Based especially on studies of growth-phenomena of plagioclases and zircons a petrogenetic division of these "Perlgneise sensu lato" into the "Perlgneise sensu stricto" and the "Perldiatexite" is introduced:

The "Perldiatexite" can be interpreted as autochthonous s-type granitoids, which developed by melting of preexisting paramaterial. The "Perlgneise sensu stricto" are paragneisses, which have been formed by annealing crystallisation under substantially metamorphic (solid) conditions.

On the other hand the "Schlierengranite" and the "Weinsberger Granite" belong to those coarse grained rocks, which are widespread in the Upper Austrian "Mühlviertel" and in NE-Bavaria and which are characterized by porphyritic K-feldspars. The new term "Schlierengranite" is used for rocks, which show a very characteristic schlieren-structure and which have been named until now "Grobkorngneise" or "Porphyrgneise".

Several growth-phenomena of many important minerals (e. g. plagioclase, K-feldspars, zircons) point at a mainly magmatic origin of the "Schlierengranite", of course rather similar to the wellknown "Weinsberger Granite". Compared with it the "Schlierengranite" are a bit less coarse-grained, showing also a less homogeneous distribution of the rock forming minerals.

"Schlierengranite" and "Weinsberger Granite" seem to form a combined magmatic body, which developed in a rather separate way compared to the adjoining "Perldiatexite" and "Perlgneise".

However, much more rocks of magmatic origin are present in the area of Obermühl as presumed until now.

1. Einleitung

Über den Westteil der Böhmisches Masse in Oberösterreich (westliches Mühlviertel, Sauwald) gibt es derzeit noch kaum eingehendere geologische oder petrologische Arbeiten.

Gerade in diesem Granitisationsgroßraum mit seinen recht unterschiedlichen Graniten, Anatexiten und Gneisen offeriert sich jedoch eine gute Möglichkeit zur Bearbeitung eines Problemkreises, der weit über eine lokale Bedeutung hinausgeht. Eine Aufklärung der vielen offenen Fragen nach dem Zusammenhang und der Petrogenese der verschiedenen Granitoide und Gneise in diesem heute aufgeschlossenen Grenzbereich von „metamorphen“ und „magmatischen“ Bildungsbedingungen könnte nämlich durchaus auch neue prinzipielle Fortschritte in der Kenntnis jener geologischen Prozes-

se erbringen, die in der tieferen kontinentalen Kruste ablaufen.

In der vorliegenden Studie, die sich im wesentlichen auf eine geologische Kartierung des verhältnismäßig gut aufgeschlossenen Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl sowie auf eine genauere petrographische Bearbeitung der dort auftretenden Gesteine stützt, soll diese Thematik angerissen, und es sollen einige erste Teilergebnisse vorgestellt werden.

2. Die regionalgeologische Situation entsprechend dem bisherigen Kenntnisstand

Der derzeitige Stand der geologischen Kenntnisse über das moldanubische Kristallin Oberösterreichs ist in den neueren Gebietskarten (FRASL et al., 1965; FUCHS & MATURA, 1976) sowie in den dazugehörigen Erläuterungsheften (FUCHS & THIELE, 1968; FUCHS & MATURA, 1976) zusammenfassend dargestellt.

Zur Einführung soll das Wichtigste kurz wiedergegeben werden, soweit es das nunmehr hier neu bearbeitete Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl näher betrifft:

Nach der tektonischen Großgliederung des Raumes liegt das Untersuchungsgebiet ganz am Südrand der sogenannten Mühlzone (vgl. Abb. 1). Diese umfaßt im wesentlichen das westliche Mühlviertel und ist auf österreichischem Boden durch drei wichtige Störungen begrenzt: Im Norden durch die herzynisch streichende Pfahlstörung, im Osten durch die NNE-SSW verlaufende Rodelstörung und im Süden durch die wiederum herzynisch gerichtete Donauströrung.

Die Mühlzone (FUCHS, 1962; FUCHS & THIELE, 1968) ist vor allem durch die mengenmäßig bei weitem dominierende, grobporphyrische Gesteinsgesellschaft der Weinsberger Granite und Grobkorngneise gekennzeichnet. Erstere sind weitgehend homogene, kalifeldspatreiche Granite mit besonders großem Korn (Hauptgemengteile: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit), während die Grobkorngneise (Hauptgemengteile: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit, untergeordnet Amphibol), vor allem etwas kalifeldspatärmer sind und in der Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile sowie in der Korngröße viel unruhigeren Charakter zeigen und meist eine schwache herzynisch gerichtete Regelung erkennen lassen.

Beide Gesteine sind zusammen mit sogenannten Perlgneisen (Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit, teilweise Kalifeldspat und Cordierit), die ihren Namen den zahlreichen rundlichen Plagioklaskörnern verdanken, in den regionalen herzynischen Bauplan (NW-SE Streichen) einbezogen. Die Perlgneise sind etwas dunkler und relativ feinkörniger als die Grobkorngneise und Weinsberger Granite, nicht porphyrisch struiert und mit einem mehr oder weniger deutlichen Parallelgefüge ausgestattet.

Nach der Ansicht von FUCHS (1962) verdanken die Perlgneise ihre Entstehung in der Hauptsache der Umkristallisation und Homogenisierung älterer Paragneise während der variszischen Regionalmetamorphose. Die Grobkorngneise hält er hingegen für „Mischgesteine“ des am Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose synorogen intrudierten Weinsberger Granites,

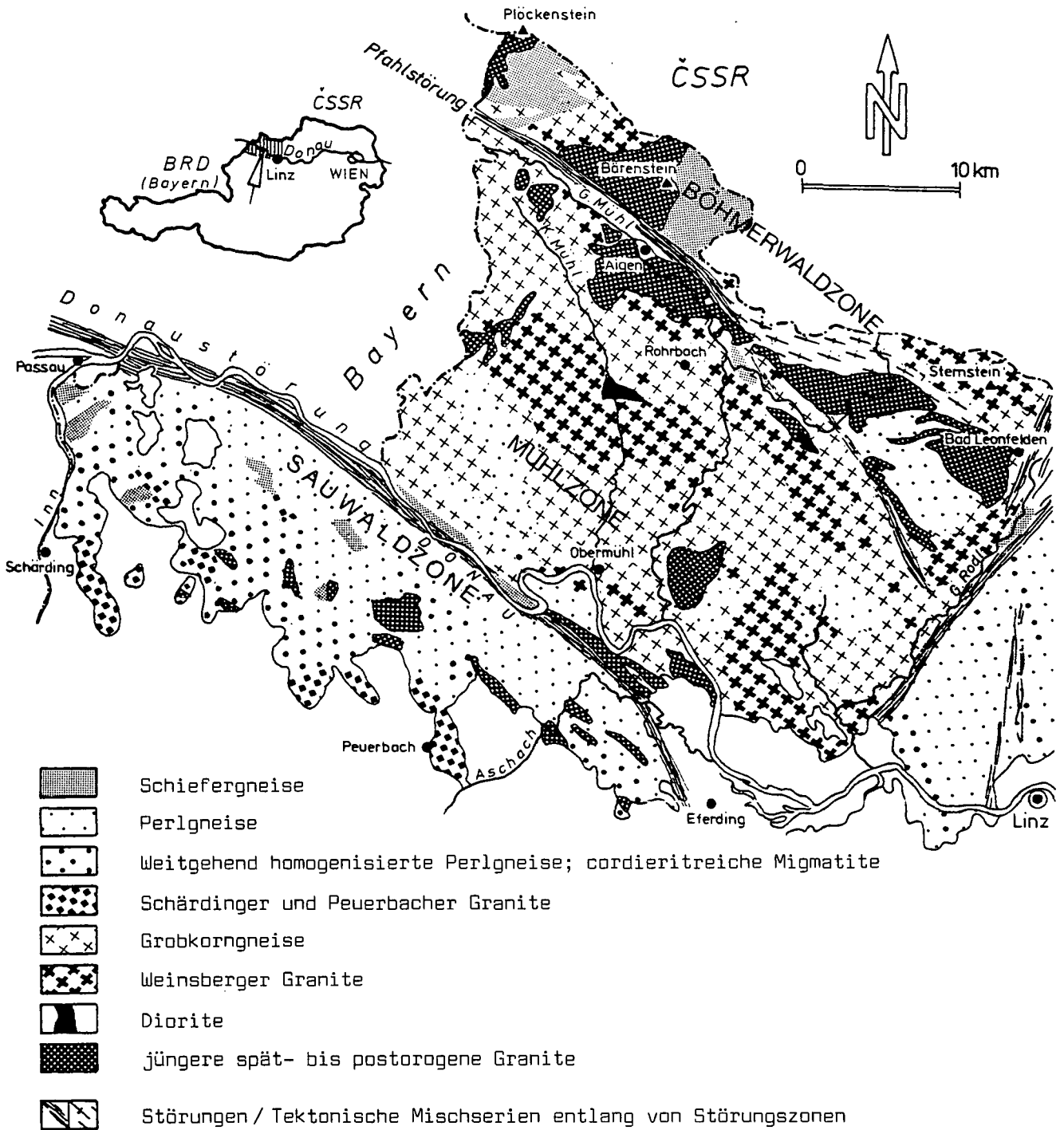


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Kristallins im westlichen oberösterreichischen Moldanubikum (nach der geologischen Karte von FRASL et al., 1965).

bei denen der Altbestand nicht bloß umkristallisiert und homogenisiert worden ist wie in den Perlgneisen, sondern bei denen zusätzlich eine Stoffzufuhr (vor allem Kaliumzufuhr) vom Granit aus erfolgt ist. Nach FUCHS hätten sowohl Perlgneise als auch Grobkorngneise ihren eigenartigen Charakter durch eine „weitreichende Feldspatmetablastese“ unter den Bedingungen der Amphibolitfazies erhalten.

Am Südrand der Mühlzone gegen die Donau Störung ist zwischen Jochenstein und Schlögen die bunt zusammengesetzte „Donauleitenserie“ eingefaltet, die aus verschiedensten hochmetamorphen Para- und Orthogesteinen besteht (DAURER, 1975; 1976).

Südlich der Donau Störung, und damit nur knapp außerhalb des Untersuchungsgebietes, schließen die Gesteine der Sauwaldzone an (THIELE, 1962, 1970; FUCHS & THIELE, 1968). Die prägenden Gesteine sind hier Perlgneise, die in verschiedenen Zwischenstufen (homogenisierte Perlgneise, cordieritreiche Migmatite) gegen Süden zu den Schärdinger- und Peuerbacher Graniten überleiten. THIELE (1962) vermutet, daß alle diese Gesteine im Zuge der variszischen Regionalmetamorphose durch anatektische Überprägung eines vorvariszischen kristallinen Altbestandes, wovon noch an einigen Stellen Relikte von Schiefergneisen vorhanden sind, und unter zunehmender Auf-

schmelzung mehr oder weniger in situ entstanden sind. Weinsberger Granite und Grobkorngneise fehlen in der Sauwaldzone auffälligerweise vollständig.

Sowohl in der Mühlzone als auch in der Sauwaldzone kam es Ende der variszischen Orogenese zur Intrusion verschiedener spät- bis postorogener Granite (FUCHS & THIELE, 1968). Mit diesen Intrusionen verbunden war auch eine intensive Gangdurchschwärmung des Grundgebirges, zunächst vor allem mit Apliten und Pegmatiten, dann jedoch auch mit einer Generation von granitischen bis quarzdioritischen Porphyriten und von Lamprophyren.

THIELE (1961) konnte zeigen, daß ein solcher Quarzdioritporphyritgang mylonitische Gesteine der Donaustörung durchschlagen hat, also jünger ist als diese. Der genannte Autor leitet daraus ab, daß die Mylonitisierungen an der Donaustörung im wesentlichen gleich im Anschluß an die variszische Orogenese erfolgten.

3. Die Ergebnisse der Neukartierung des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl und die neue Gliederung der Gesteine im Vergleich zu früheren Darstellungen

Das Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl wurde bereits von SCHADLER (1952) durchgehend kartiert (Geologische Spezialkarte Linz-Eferding; Maßstab 1 : 75.000). SCHADLER (1952) unterschied vor allem den Weinsberger Granit, eine Reihe von „Porphyrgneisen“ und „Perlgneisen“ (z. B. Porphyrgneis mit rötlichen Feldspäten, Hornblende-Porphyrgneis, Granit-Perlgneis, Cordierit-Permgneis) sowie den Weißgranit von Haibach.

Auf der neueren geologischen Übersichtskarte des westlichen Mühlviertels und des Sauwaldes im Maßstab 1 : 100.000 (FRASL et al., 1965) wurden dann die verschiedenen Porphyrgneistypen unter dem Begriff „Grobkorngneis“ zusammengefaßt und auch die Perlgneisvarietäten vereinheitlicht, wodurch sich eine größere Gliederung ergab: Perlgneis, weitgehend homogener Perlgneis, Grobkorngneis, Weinsberger Granit, Haibacher Granit.

Bei der jetzigen Kartierung des Gebietes im Maßstab 1 : 25.000 wurden im wesentlichen fünf Gesteinssorten mit folgenden zum Teil neu eingeführten Bezeichnungen auf der Karte unterschieden: Perlgneise, Perldiatexite, Schlierengranite, Weinsberger Granit, Haibacher Weißgranit. Dazu kommen noch die Mischgesteine des Haibacher Weißgranits und verschiedene Ganggesteine.

Diese Einteilung und Benennung der Gesteine, die vor allem auf Grund petrogenetischer Überlegungen gewählt wurde, beruht zum Großteil auf den Ergebnissen der Laborarbeiten, und hier vor allem auf der intensiven mikroskopischen Untersuchung der zahlreichen gesammelten Proben, und deckt sich nur mehr zum Teil mit der früheren, vorwiegend auf Feldbeobachtungen basierenden Gliederung des Gebietes.

Die genannten Gesteine können in drei Gruppen zusammengestellt werden:

1. Die Perlgneise und Perldiatexite
2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite
3. Die jüngeren Magmatite (Haibacher Weißgranit, Ganggesteine)

3.1. Die Perlgneise und Perldiatexite

Die Perlgneise und Perldiatexite umfassen im Bereich Obermühl ungefähr jenen Anteil des Kristallins, der auf den bisherigen Karten (SCHADLER, 1952; FRASL et al., 1965) in irgendeiner Form als Perlgneis bzw. als verschiedene Perlgneisvarietäten ausgeschieden wurde. Obwohl Perlgneise und Perldiatexite im Gelände nicht ganz einfach auseinanderzuhalten sind, haben die im Zusammenhang mit der vorliegenden Arbeit unternommen petrographischen Studien, vor allem das Studium von Wachstumserscheinungen an den einzelnen Mineralen (siehe Kap. 4), die Zweckmäßigkeit dieser neuen Gliederung und Abtrennung innerhalb des bisher den Perlgneisen (im weiteren Sinn) zugewiesenen Gebietes ergeben.

Es kann nämlich gezeigt werden, daß diejenigen Teile, die als Perldiatexite bezeichnet werden, bei ihrer Genese einen hochgradigen Aufschmelzungsprozeß durchlaufen haben, während für die Bildung jener Teile, für welche jetzt die Bezeichnung Perlgneise in einem stark eingegengten Sinn benutzt wird, vor allem die Umkristallisation im weitgehend festen Zustand ausschlaggebend war.

Die Perldiatexite sind also als magmatische (diatektische) Gesteine aufzufassen, die Perlgneise im nunmehr engeren Sinn im wesentlichen als Metamorphite (Metablastite).

Im kartierten Gebiet (Abb. 2) bedecken die beiden Gesteine vor allem die SW-Hälfte, jedoch treten speziell die Perldiatexite auch weiter im NE (Kirchberg ob der Donau) großflächig auf.

Ganz im SE bauen die Perlgneise einen etliche 100 m breiten Streifen auf, der von der Schlägener Donauschlinge in SE Richtung das Donautal verlassend, über den Aussichtspunkt Steinerfelsen und die Ortschaft Pamet verläuft, weiter im Osten, etwa bei Stromkilometer (Stkm) 2174 wieder ins Donautal zieht und die Donauschlinge bei Exlau an ihrer Südspitze schneidet.

Gegen ihr Hangendes gehen diese generell mittelsteil nach NE einfallenden Perlgneise in breiter Front und entlang der gesamten Längserstreckung des Kartierungsgebietes in die Perldiatexite über, in welchen wiederum nicht selten weitere konkordante lagige oder linsige Einschaltungen von Perlgneisen auftreten, die stets unscharf begrenzt sind. Größere derartige Einschaltungen konnten auf der Karte ausgeschieden werden und befinden sich zum Beispiel am orographisch linken Donauhang gegenüber von Innzell, im Bereich der Exlau oder auch ganz im NE des Untersuchungsgebietes bei Ebersdorf, wo die Perldiatexite wie erwähnt ebenfalls großflächig auftreten, allerdings hier im Vergleich zu den Vorkommen im SE flacher gegen NE einfallen.

In den im Arbeitsgebiet weit verbreiteten Schlierengraniten treten Einschaltungen von Perlgneisen oder Perldiatexiten nur ausnahmsweise auf, wie etwa am orographisch rechten Donauhang bei Stkm 2180,4. Auch im Haibacher Weißgranit sind einige schärfer begrenzte konkordante Lagen von Perlgneisen eingeschaltet und zum Beispiel an jenen Forstwegen abgeschlossen, die von der im äußersten SE-Eck des kartierten Gebietes gelegenen Kote 491 gegen N ins Donautal führen.

Kristallgeologische Karte des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich)

Aufnahmen in den Jahren 1981-1983 von Friedrich FINGER

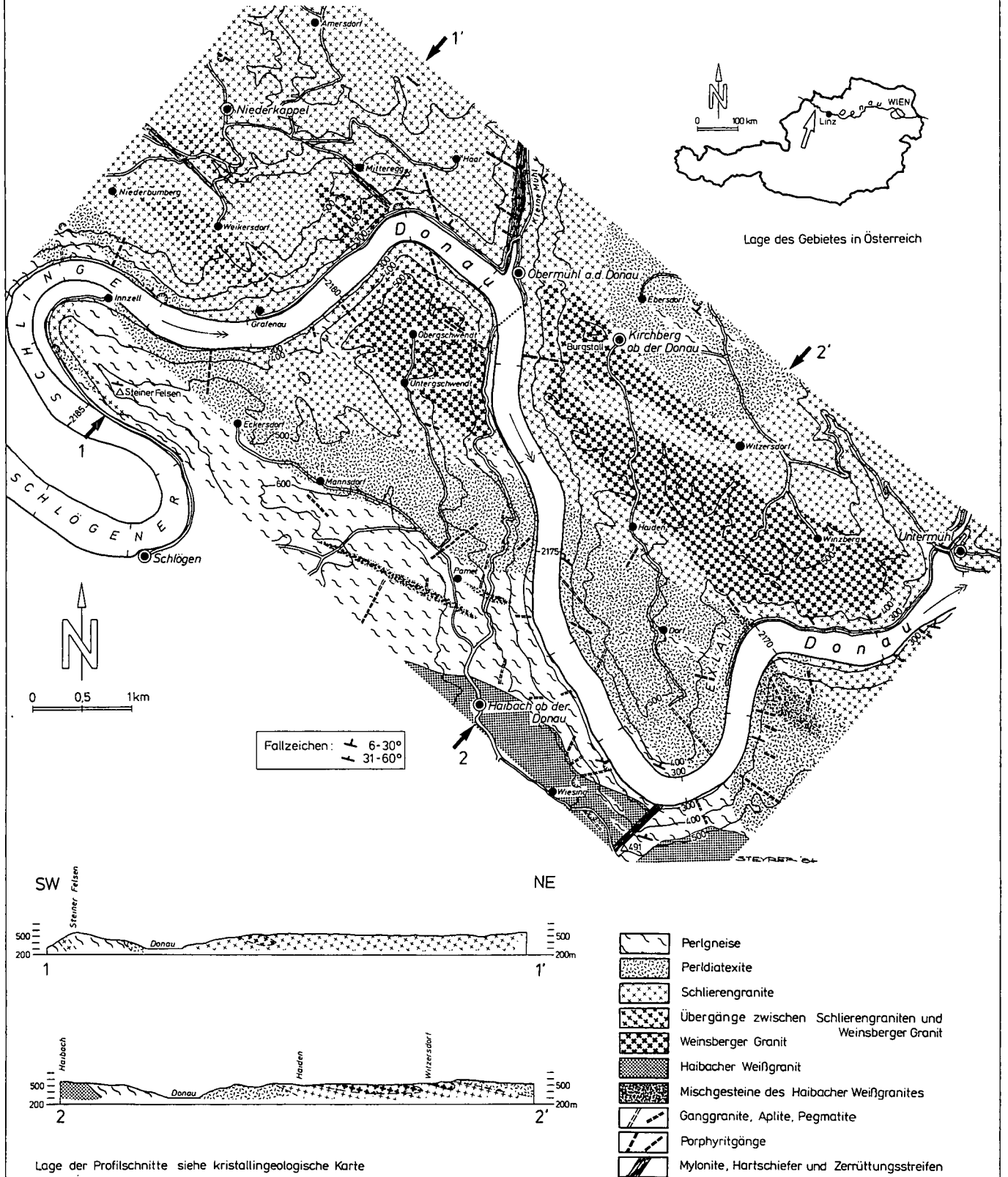


Abb. 2: Kristallgeologische Karte des Gebietes der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich).

3.2. Die Schlierengranite und Weinsberger Granite

Während der Begriff des Weinsberger Granits in der bisher üblichen Weise gebraucht wird, wird die nun neu eingeführte Bezeichnung „Schlierengranite“ in der vorliegenden Arbeit ungefähr für jene Gesteine des Untersuchungsgebietes verwendet, die bisher unter dem Begriff der Grobkorngneise sensu FUCHS (1962) bzw. der Porphyrgneise sensu SCHADLER (1952) einzureihen waren. Diese Neubenennung wurde notwendig, da die Schlierengranite, wie noch gezeigt wird, im wesentlichen als magmatogene Granitoide und nicht als Gneise aufzufassen sind. Andererseits beinhaltet der neue Name nunmehr auch einen Hinweis auf die weitverbreitete und sehr charakteristische schlierige bis streifige Regelung (vgl. Kap.4.4.).

Die Schlierengranite bauen zusammen mit dem Weinsberger Granit, an den sie auch im Gelände eine eindeutige räumliche Bindung zeigen, im wesentlichen die NE-Hälfte des Untersuchungsgebietes auf (Abb. 2). Beide Gesteine fallen ebenso wie die Perlgnese und Perldiatexite flach bis mittelsteil nach NE ein. Sowohl mit den Weinsberger Graniten, die interessanterweise als isolierte Körper in den Schlierengraniten vorliegen, als auch mit den Perldiatexiten und Perlgnese, die im wesentlichen den tektonisch tiefergelegenen SW-Teil des Gebietes aufbauen, sind die Schlierengranite ohne scharfe Grenzen im fließenden Übergang verbunden. Die Gesteine besitzen die größte Verbreitung im Raum von Niederkappel, sind jedoch, dem Weinsberger Granit folgend, bis Untermühl mächtig entwickelt. Lediglich in einem Fall, ca. 500 m W bzw. SW von Inzell, wurde ein kleines Schlierengranitvorkommen in Perlgnese und Perldiatexiten gefunden, welches nicht in sichtbarem Zusammenhang mit dem Weinsberger Granit steht.

Der Weinsberger Granit tritt besonders ausgedehnt im Gemeindegebiet von Kirchberg auf, wo zwei ziemlich flach gegen NE einfallende Vorkommen auskartiert werden konnten, die nur durch eine geringmächtige Lage von Schlierengraniten getrennt sind. An der orographisch rechten Donauseite bildet der Weinsberger Granit im Bereich von Obergschwendt einen im SE bis zur Donau hinunterreichenden Körper. Schließlich tritt er noch am orographisch linken Donauufer bei Stkm 2179,5 in Form eines nach NW auskeilenden Vorkommens auf.

Im Raum Grafenau/Weikersdorf/Niederkappel gibt es Übergangsformen von Schlierengraniten und Weinsberger Graniten, die als linsenförmige konkordante Großkörper unscharf begrenzt in den Schlierengraniten vorliegen, ohne daß sich ein Zusammenhang zum Weinsberger Granit selbst zeigen ließe. Mit der Verwendung einer eigenen Signatur für großflächig auftretende Übergangsformen zwischen Schlierengraniten und Weinsberger Graniten, wurde dem Vorgehen von FRASL et al. (1965) bzw. FUCHS & THIELE (1968) gefolgt, die bereits auf ähnliche Bildungen mit einer eigenen Signatur hinwiesen.

3.3. Die jüngeren Magmatite

Entsprechend den großräumigen Verhältnissen konnten auch im hiesigen Untersuchungsgebiet jüngere spät- bis postorogene Magmatite von den vorher genannten und synorogen entstandenen Gesteinen (Perl-

gnese/Perldiatexite, Grobkorngneise/Weinsberger Granite) unterschieden werden (vgl. FINGER, 1984). Diese jüngeren Magmatite drangen in ein schon abgekühltes Stockwerk ein und bildeten in der Regel einigermaßen scharfe Grenzen zu den Nebengesteinen aus. Die größte Verbreitung unter ihnen hat der Haibacher Weißgranit, ein relativ feinkörniger, heller und saurer Zweiglimmergranit. Stark aplitisch-pegmatitisch durchäderte Perlgnese und Perldiatexite sind unter der Bezeichnung „Mischgesteine des Haibacher Weißgranits“ ausgedehnt worden.

Bei den Ganggesteinen des Arbeitsgebietes, die ebenfalls der jüngeren Magmatitgruppe zuzurechnen sind, treten zwei zeitlich unterschiedliche Generationen auf. Eine erste umfaßt spätorogene saure Ganggranite, Aplite und Pegmatite, während eine zweite postorogene Generation von Gängen (Granit- bis Quarzdioritporphyrite) noch später intrudierte.

Da sich die vorliegende Arbeit schwerpunktmäßig mit den älteren Gneisen und Granitoiden befaßt und zudem über den Haibacher Weißgranit eine eigene Publikation vorbereitet wird, soll eine nähere Beschreibung dieser nur der Vollständigkeit halber erwähnten jüngeren Magmatitgruppe zunächst unterbleiben.

4. Zur Petrographie der Gesteine

4.1. Die Perlgnese

Trotzdem ihre Hauptgemengteile immer dieselben sind, zeigen die Perlgnese im Gebiet der Donauschlingen eine doch beachtliche Variabilität in ihrem Erscheinungsbild. Entsprechend einer mengenmäßig unterschiedlichen Beteiligung von Biotit, Quarz und Feldspat am Gesteinsaufbau könne sie nämlich ein sehr verschiedenes, helleres oder dunkleres, graues bis graubraunes Aussehen haben, und je nach Cordieritführung zum Teil auch etwas mehr grünlich oder grünbläulich wirken.

Von acht verschiedenen Perlgnese-Proben wurden die Modalbestände ermittelt, welche die große diesbezügliche Variationsbreite der Gesteine zeigen (vgl. Tab. 1 und Abb. 5).

Tabelle 1: Modalzusammensetzungen von Perlgnese. Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden; Methodik: Auszählung von 2000 Dünnschliffpunkten.

Nr. Fi-	Plagio- klas	K-Feld- spat	Quarz	Biotit	Hell- glimmer	Cor- dierit*)	andere
46	34	+	48	13	4	1	+
53	33	+	26	21	3	16	1
63	29	+	25	26	8	10	1
90	44	+	35	14	+	7	+
101	34	+	31	33	2	+	+
107	23	2	38	20	7	9	1
108	41	+	27	25	2	4	1
139	35	+	29	26	3	6	1

*) Zum Cordierit wurden auch alle eindeutigen Formrelikte nach Cordierit (Pinite) gerechnet. Hellglimmer oder Biotit, wenn sie in solchen Pseudomorphosen auftreten, wurden dementsprechend als Cordierit gezählt und sind bei den Mengenangaben für Hellglimmer bzw. Biotit nicht berücksichtigt.

An Akzessorien wurden Zirkon, Apatit, Monazit, Sillimanit, Ilmenit, Titanit, Rutil, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und opake Phasen nachgewiesen.

Die Perlgnese sind mittelkörnig, die Hauptgemengteile erscheinen im großen und ganzen ungefähr gleich

groß. Freilich können die durchschnittlichen Korngrößen bei den einzelnen Perlgneis-Varietäten auch etwas unterschiedlich sein (ca. 2–4 mm).

Der Plagioklas fällt am Handstück meist in Form rundlicher „Perlen“ auf. Die Biotite zeigen sich als mehr oder weniger geregelte, dunkel- bis schwarzbraune Blättchen, die in manchen Perlgneisen zu verschiedenen dicken Glimmerlagen zusammentreten, in anderen massigeren Perlgneis-Abarten wiederum nur zu kürzeren Zügen, Fasern oder kleinen Nestern. Der Cordierit liegt meist weitgehend pinitisiert vor und erscheint mit mehr oder weniger rundlichen Formen in schmutzgrünen bis bläulichgrünen Farbtönen. Der Quarz ist makroskopisch nur dann auffällig, wenn er in Lagen und Linsen stärker angereichert ist.

Ein Wechsel von mehr schiefriigen biotitreichen Lagen mit helleren quarz- oder feldspatbetonten Lagen und Linsen, meist im cm-Bereich, ist in den Perlgneisen überhaupt weit verbreitet (Gneisbänderung sensu SPRY, 1969). Es gibt jedoch auch massigere Varietäten von Perlgneisen mit einer gleichmäßigeren Mineralverteilung, bei denen auch der Plagioklas eine mehr ausgeprägte Idiomorphie erreicht, sodaß sein typisches perlenartiges Aussehen in solchen Gesteinen weitgehend verloren gehen kann.

Häufig findet man in den Perlgneisen cm bis m mächtige, konkordante, lagige oder linsige Einschaltungen von feinerkörnigen und dabei mittel- bis dunkelgrauen Paragneisen (FINGER, 1984). Für eine weitere Abwechslung können bisweilen auch noch helle, nahezu mafitfreie und meist pegmatoide, vergleichsweise gröberkörnige Lagen und Schlieren mit Mächtigkeiten im cm- bis dm-Maß sorgen. Sie werden nach MEHNERT (1962, 1968), welcher ähnliche Bildungen aus dem Schwarzwald beschrieben hat, als Anzeichen einer lokal beginnenden Aufschmelzung (Metatexis) der Perlgneise interpretiert, also als Metatekte gedeutet.

Unter dem Mikroskop

Die Kornsorten sind überwiegend xenomorph. Die dunklen Glimmer sind im allgemeinen mehr oder weniger geregelt, manchmal sind auch Quarze, Plagioklase und Cordierite nach der Schieferungsrichtung gelangt.

Sprünge, Verbiegungen und Pressungserscheinungen an den größeren Mineralen zeigen, daß es nach der Hauptkristallisation der Perlgneise noch verbreitet zu jüngeren Deformationen kam. Mit solchen Vorgängen verbunden war wohl auch die Entstehung kleiner Quarze, Biotite und Hellglimmer (um 0,01 bis 0,05 mm), wie sie sich an Korngrenzen und Rissen der älteren Minerale aber auch entlang mikroskopisch kleiner Scherbahnen befinden können. Zum Teil dürfte es sich dabei einfach um zerscherzte ältere Minerale handeln (z. B. Friktionsquarze), zum anderen Teil aber auch um Neukristallite, wie diejenigen Fälle zeigen, wo sich Hellglimmer oder auch Biotit an den Rissen von Plagioklasen entwickelt.

In der Regel werden jedoch die älteren, mehr oder weniger äquigranularen metablastischen Wachstumsgefüge durch die jüngeren Deformationsvorgänge kaum verändert. Nur an Zonen stärkerer jüngerer Durchbewegung, wie zum Beispiel in der Nähe der Donaustörung, konnte es zur Ausbildung heteroklastischer Gefüge kommen, wo größere Plagioklase, Pinite, z. T. auch Quarze und Biotite in einer bedeutend feinerkörnigen Grundmasse aus vorwiegend Quarz und Biotit eingebettet sind.

Plagioklas

Es handelt sich stets um Oligoklas mit einem Anorthitgehalt von etwa 18 bis 28. Sehr häufig erkennt man zwei verschieden auslöschende Bereiche mit unterschiedlichem Anorthitgehalt (vgl. Abb. 3), nämlich einen Kernbereich mit An ca. 22 bis 28, und einen jüngeren Randbereich (An meist um 18), der in der Regel nicht mehr als $\frac{1}{3}$ des Kornhalbmessers ausmacht. Die Grenzlinie zwischen den beiden Bereichen ist im allgemeinen stark buchtig und unregelmäßig, wodurch sich diese Art des Zonarbaus doch sehr deutlich von idiomorph zonargebauten Plagioklasen aus Magmatiten unterscheidet (vgl. z. B. die Perldiatexite). Innerhalb des basischeren Kernbereiches ist nicht selten ein schwacher, kontinuierlich inverser Zonarbau angedeutet (vgl. Abb. 3).

Auffällig ist, daß es sich speziell im Bereich des Umsprunges zwischen Kern- und Randzone manchmal einige Einschlüsse von Sillimanit in Form feinsten Nadeln (0,01–0,1 mm Länge) befinden, wobei sich die Nadeln interessanterweise oft mit ihren Längsachsen entlang der Zonengrenze anordnen. Außerdem können sich solche Sillimanitnadeln häufiger noch als Einschlüsse in den jüngeren, saureren Randbereichen der Plagioklase befinden, wo sie vorzugsweise als in sich geregelte Schwärme auftreten. In den Kernbereichen der Plagioklase wurde Sillimanit nie gefunden.

Abgesehen von den Sillimaniten finden sich mitunter noch einige unregelmäßig angeordnete Einschlüsse von Quarzen, Biotiten oder kleineren Plagioklasen, jedoch sind die Plagioklase der Perlgneise im allgemeinen eher einschlußarm.

Sekundäre polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz wie auch nach dem Periklingesetz ist weit verbreitet,

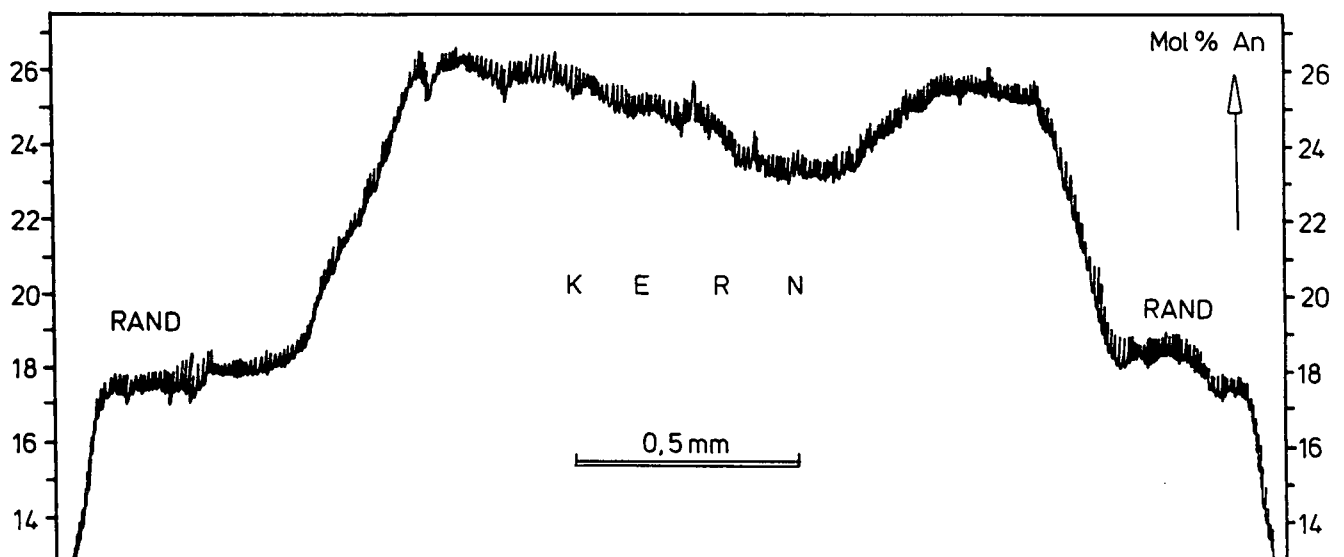


Abb. 3: Der Anorthitgehalt in einem typisch zonargebauten Perlgneis-Plagioklas mit kontinuierlich inversem Zonarbau im Kern und abgesetztem saurem Rand (Mikrosondenaufnahme der Kalziumverteilung, Linescan).

wobei das erstgenannte zahlenmäßig dominiert und letzteres meist nur in Komplexzwillingen mit dem Albitgesetz auftritt. Primäre Wachstumszwillingsgesetze, wie das Karlsbader Zwillingsgesetz, sind hingegen nur in den allerwenigsten Fällen anzutreffen.

Dieses Fehlen von primären Wachstumszwillingen weist ebenso wie die allgemein nur schlecht ausgeprägte Idiomorphie der Körner und das doch einigermaßen verbreitete Auftreten von Sillimaniteinschlüssen auf ein im wesentlichen metablastisches Plagioklaswachstum hin.

Biotit

Meist zeigen sich die Biotite als randlich ausgefranste und buchtige dicke Tafeln. Ihre Farbe ist hellgelbbraun (n_x) bis dunkelbraun ($n_{y,x}$). Einschlüsse von Apatit und Zirkon sind verbreitet, wobei um letzteren meist deutliche pleochroitische Höfe ausgebildet sind. Seltener finden sich auch Einschlüsse von Monaziten, die meist dunklere und größere Strahlungshöfe haben als die Zirkone.

Weitverbreitet sind sekundäre Umwandlungsercheinungen zu beobachten, wobei insbesondere die Muskovitisierung und Chloritisierung zu erwähnen ist, ebenso aber eine Abscheidung feinsten Erzpartikel, bevorzugt an den Spaltflächen und Korngrenzen der Biotite.

Quarz

Die Quarzkörner sind im allgemeinen buchtig und untereinander intensiv verzahnt. Meist lösen sie sich stark unzulässig und zeigen so die postkristalline Beanspruchung des Gesteins. Nicht selten sind sie sogar in mehrere ungefähr gleichgroße Subindividuen zerpreßt.

Kleinere Friktionsquarze (ca. 0,01–0,05 mm) säumen oft die Ränder der größeren Körner und sind mitunter sehr zahlreich.

Cordierit

Die Körner haben mehr oder weniger rundliche Formen und sind zumeist vollständig in ein Gemenge von Hellglimmer, Biotit oder Chlorit umgewandelt (Pinitisierung), wobei die so entstandenen Hellglimmer im allgemeinen ziemlich feinschuppig sind. Allerdings können mitunter auch größere Glimmertafeln ausgebildet sein, die durchgehend über ganze Cordierite gewachsen sind. Typisch ist eine bevorzugte Orientierung der Glimmer ungefähr nach den ehemaligen (110) Flächen der Cordierite, ebenso eine feinstlamellare Verwachsung der Hellglimmer mit zum Teil Chlorit, häufiger aber noch mit Biotit. Trotzdem ist der Biotit wie der Chlorit in den Pseudomorphosen nach Cordierit im Vergleich zu den Hellglimmeranteilen stark untergeordnet.

Garbenförmig angeordnete Einschlüsse von Sillimaniten, wie sie in cordieritführenden Gneisen sonst vielfach verbreitet sind, wurden auch in den Cordieriten der Perlgneise einige Male beobachtet, sind hier jedoch eher selten. Als weiterer Einschuß tritt mitunter der Monazit in Erscheinung. Er zeigt in den Piniten deutliche pleochroitische Höfe. Die Formentwicklung dieser Einschußmonazite ist idiomorph bis hypidiomorph gedungen, ihre Größe schwankt zwischen 0,05 und 0,2 mm. Manchmal finden sich auch eingeschlossene Zirkone oder Apatite.

Hellglimmer

Auf Grund ihres Auftretens kann man mehrere Varietäten unterscheiden: Die Hauptmasse der Hellglimmer liegt in den Cordieritpseudomorphosen vor (siehe dort). Zweitens treten ziemlich große Hellglimmer (0,5–1 mm) als Gemengteile der im folgenden noch erwähnten eigentümlichen „inselförmigen“ Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen auf. Drittens tritt noch feinschuppiger Hellglimmer an Spaltflächen und Sprüngen des Biotits aber auch tapetenartig an Korngrenzen und Rissen von Plagioklasen auf. Diese Hellglimmer sind offenbar späte Neukristallite, die im Zusammenhang mit der jüngeren tektonischen Beanspruchung der Perlgneise stehen.

Kalifeldspat

Die Kalifeldspate sind in den Perlgneisen eher unauffällig und treten makroskopisch überhaupt nur lokal in pegmatoiden Quarz-Feldspat-Schlieren (Metatekte) in Erscheinung, wo sie als lappige zentimetergroße Aggregate oder auch als Körner mit zunehmend ausgeprägter Idiomorphie bis zu cm-Größe vorkommen können.

Abgesehen von diesen bereits freijugig sichtbaren gröberkörnig pegmatoiden Bereichen finden sie sich vereinzelt auch in Form xenomorpher, bis 3 mm großer Körner, die fast immer zusammen mit Gemengen aus Quarz, Plagioklas und Hellglimmer vorkommen und überaus stark von Myrmekitplagioklasen angegriffen und verdrängt werden. Auch in diesem Fall könnten sie ihre Entstehung einer beginnenden Metatexis verdanken (Kap. Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen).

In beiden Fällen zeigt sich der Kalifeldspat jedenfalls mehr oder weniger stark perthitisiert und gegittert. Nicht selten ist er reich an kleinen Quarzeinschlüssen, die ganz verschiedene Orientierung zeigen (keine Myrmekitquarze!). Daß Kalifeldspate in Metatekten oft sehr einschlußreich sind, wurde schon von MEHNERT (1962) aus dem Schwarzwald beschrieben und gilt offenbar auch hier.

Zirkon

Die Korngrößen der Perlgneis-Zirkone liegen in der Regel zwischen 0,05 und 0,15 mm, schwanken jedoch in den verschiedenen Proben in stärkerem Maß. Im allgemeinen zeigen sie kurze Formen (Länge/Breite unter 2), meist rundlich bis oval und xenomorph. In einigen Fällen sind Kristallflächen zu erkennen. Dann besteht eine sehr charakteristische Tracht, nämlich eine Kombination aus (100) + (110) + (101) + (211) mit dominierender Entwicklung der steilen Pyramide (211) (Indices nach PUPIN, 1980).

Im Inneren sind die Körner teilweise klar, häufiger jedoch bräunlich und trüb. Manchmal ist über einem dunklen runden Kern eine eher klare Außenzone weitergewachsen. Letztere sowie vollständig klare Körner haben eher idiomorphe Umriss als trübe.

Zusätzlich sind in sehr vielen Fällen auch noch schmale Randsäume entwickelt, die eine vergleichsweise deutlich niedrigere Licht- und Doppelbrechung aufweisen. Diese jüngsten Bildungen neigen jedoch nicht zur Ausbildung von idiomorphen Kristallflächen.

Auf Grund des Vorherrschens kleiner und rundlicher Zirkonformen und auf Grund des weitgehenden Fehlens bzw. der nur mangelhaften Ausbildung von ebenen Kristallflächen ist anzunehmen, daß die Perlgneiszirkone im großen und ganzen übernommene Sedimentzirkone sind, die durch den sedimentären Transport zugerundet wurden (vgl. z. B. BADER, 1961; HOPPE, 1963; KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971).

Apatit

Meist bilden die Apatite relativ große, rundliche bis ovale Individuen (Korngrößen 0,25–0,75 mm). Nur in einigen Fällen ist dabei eine Annäherung an eine idiomorphe Form angedeutet. Während diese großen Körner für die Perlgneise recht typisch sind, kommen vereinzelt auch noch kleinere Apatite vor (0,02–0,1 mm), die eine viel ausgeprägtere Idiomorphie haben und zum Teil kurzsäulige, zum Teil stengelige Formen zeigen.

Sowohl die Apatite als auch die Zirkone treten bevorzugt als Einschlußminerale auf. Vielfach sind sie im Biotit eingeschlossen oder an ihn angelagert, jedoch finden sie sich sehr häufig auch als Einschlüsse in Plagioklas, Quarz und zum Teil auch in Cordierit.

Die Art, wie sich die beiden Akzessorien in den Perlgneisen ziemlich regellos auf ihre Wirtsminerale verteilen, scheint für Paragneise recht typisch zu sein (vgl. z. B. BADER, 1961). Hingegen sind in den magmatogenen Gesteinen des Untersuchungsgebietes beide Einschlußminerale regelmäßig stark bevorzugt im Biotit eingeschlossen (schätzungsweise zu 80–90 %).

Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen

Manchmal beobachtet man in Dünnschliffen von Perlgneisen ziemlich scharf abgegrenzte, oft rundlich, oft etwas oval umrissene Bereiche (ca. 0,5–3 mm groß), die aus einem engverzahnten Gemenge von vorwiegend myrmekitischen Plagioklasen und Quarzen bestehen (Korngrößen 0,05–0,2 mm), über welches größere Hellglimmer (bis 2 mm) kreuz und quer gesproßt sind. Unmittelbar angrenzend befinden sich nicht selten Kalifeldspate, die von solchen Myrmekitplagioklasen vom Rand her verdrängt werden.

Bei diesen Feldspat-Quarz-Hellglimmer-Verwachsungen könnte es sich um Stellen einer Erstaufschmelzung (Schmelzinseln) gehandelt haben, die von Schmelz-Festkörperreaktionen (vgl. THOMPSON & ALGOR, 1977; THOMPSON & TRACY, 1979) mitgeprägt wurden.

4.2. Die Perldiatexite

Im Gelände unterscheiden sich die Perldiatexite von den Perlgneisen im Durchschnitt vor allem durch eine hellere Färbung, durch ein Zurücktreten der Schieferigkeit und eine besser ausgeprägte Idiomorphie der Gemengteile (besonders der Plagioklase) sowie oft durch etwas größeres Korn (mittlere Korngrößen je nach Varietät 2–5 mm).

Die Modalzusammensetzungen der Perldiatexite (Tab. 2, Abb. 5) heben sich von jenen der Perlgneise im allgemeinen durch bedeutend höhere Kalifeldspatanteile, aber auch durch noch etwas größere Plagioklasgehalte ab, während dafür der Cordierit (Pinit) und der Biotit, wie auch der Quarz meist mengenmäßig zurücktreten.

Tabelle 2: Modalzusammensetzungen von Perldiatexiten.
Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden;
Methodik: Auszählung von 2000 Dünnschliffpunkten.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	Cordierit*)	andere
1	41	21	26	12	+	+
55	38	20	25	16	+	1
92	41	25	17	15	2	+
81	43	7	22	24	2	2
82	34	18	31	13	3	1
122	41	8	27	21	3	1

*) Zum Cordierit wurden auch alle eindeutigen Formrelikte nach Cordierit (Pinite) gerechnet. Hellglimmer oder Biotit, wenn sie in solchen Pseudomorphosen auftreten, wurden dementsprechend als Cordierit gezählt und sind bei den Mengenangaben für Hellglimmer bzw. Biotit nicht berücksichtigt.

Die Perldiatexite haben nach der Nomenklatur von STRECKEISEN (1973) zum Teil granitische, zum Teil granodioritische Zusammensetzung (Abb. 5).

An Akzessorien fanden sich Zirkon, Apatit, Monazit, Titanit, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Hellglimmer, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und opake Phasen.

In ihrem Aussehen und ihrer Beschaffenheit können die Perldiatexite einem mittelkörnigen Granit (wie etwa dem Mauthausener Granit) bereits sehr nahegekommen. Im Aufschlußbereich ist zwar praktisch in jedem Fall eine schwache herzynisch gerichtete Regelung zu konstatieren, allerdings oft nur als geringfügige Inhomogenität, als nebulitisches, zum Teil streifiges Abwechseln von helleren und etwas dunkleren Partien im dm-bis m-Bereich. Varietäten mit stärker ausgeprägter Paralleltexur sind selten.

Typisch für die Perldiatexite sind die verbreiteten und in ganz variablen Auflösungszuständen befindlichen Xenolith einschlüsse, nämlich meist etwa kopfgroße Schollen oder Fische von feinerkörnigen Paragneisen, die ungefähr gleichartig zu sein scheinen wie jene Paragneise, die als Zwischenlagen in den Perlgneisen vorkommen. Nicht selten finden sich auch Amphibolischollen. Die Xenolith einschlüsse sind dort, wo sie in Gruppen auftreten, mit ihren Längsachsen und ihrer internen Schieferungsrichtung manchmal gegeneinander verdreht und liefern somit ein Argument für die Annahme einer teilweisen Verflüssigung der Perldiatexite im Laufe ihrer Entstehung.

Unter dem Mikroskop

Während im Handstückbereich und Aufschlußbereich im allgemeinen eine schwache Regelung angedeutet ist, zeigt sich im Dünnschliffbereich meist ein richtungsloses, annähernd äquigranulares und durch die magmatische Ausscheidungsfol-

ge bestimmtes Wachstumsgefüge mit einigermaßen gut ausgeprägter Idiomorphie der Plagioklase, Biotite und zum Teil auch der Kalifeldspate. Freilich ist in manchen Fällen auch im Dünnschliff eine schwache Biotitregelung zu beobachten oder auch eine merkliche Parallelorientierung von länglichen, tafeligen Plagioklasen. Durch solche Mineralregelungen, sowie durch eine bisweilen beobachtbare Anhäufung des Biotits in Nestern oder kürzeren Zügen unterscheiden sich die Mikrogefüge der Perldiatexite von idealen plutonischen Erstarrungsgefügen.

Wie in den Perlgneisen sind auch in den Perldiatexiten bezüglich der Hauptkristallisation jüngere Deformations- und Neukristallisationserscheinungen nicht zu übersehen. So zeigen sich die Spuren einer postkristallinen Deformation an vielen größeren Feldspäten, die verbogen oder zerbrochen sind, aber auch an verbogenen Biotiten oder stark undulös auslöschenden Quarzen. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang, wie schon bei den Perlgneisen, neugebildete kleine Quarze und Schüppchen von Biotit und Hellglimmer, die sich an Korngrenzen und Sprüngen der älteren Minerale oder auch entlang mikroskopisch kleiner Scherbahnen befinden.

In der Regel sind die angesprochenen jüngeren Überprägungen allerdings bei weitem nicht so bedeutsam, daß sie die magmatischen Wachstumsgefüge verschleiern könnten. Nur ganz lokal konnte es an besonders stark durchbewegten Zonen zu einer weitgehenden Veränderung des gewohnten, ungefähr gleichkörnigen Gefügebildes und zur Ausbildung starker heteroklastischer Gefüge kommen.

Plagioklas

Der Plagioklas ist fast immer idiomorph bis subidiomorph mit gedrunen isometrischem oder dicktafeligem Habitus. Üblicherweise haben die Körner Anorthitgehalte zwischen 25 und 35. Sehr verbreitet ist ein kontinuierlicher normaler Zonarbau, wobei der Anorthitgehalt vom Kern gegen den Rand um etwa 5–10 abnimmt.

Aber auch sprunghafte Änderungen des Anorthitgehaltes können in ein und demselben Korn auftreten. Mitunter ist zum Beispiel ein relativ schmaler, abgesetzter Außensaum mit einem Anorthitgehalt um 20 anzutreffen, der zwar ebenmäßig am Plagioklashauptkörper angewachsen ist, sich nach außen hin jedoch oft amöboid in die Umgebung fortsetzt.

Manchmal finden sich Fälle, wo durch die unterschiedlichen Auslöschungsschiefen bei gekreuzten Polarisatoren bis zu fünf optisch deutlich voneinander abgesetzte, idiomorphe, die Kristallumrisse nachzeichnende Wachstumszonen mit unterschiedlichen Anorthitgehalten zu erkennen sind (Abb. 4).

Zwillingsbildungen sind sehr häufig anzutreffen. So ist an etwa einem Viertel der Plagioklaskörner eine Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten, und zwar bevorzugt an größeren, mehr dicktafeligen Plagioklasen. Nach statistischen Untersuchungen von GORAI (1951) kann geschlossen werden, daß allein das Vorhandensein einer derartig großen Anzahl von Plagioklasen mit Karlsbader Verzwilligungen als Anzeiger für eine Kristallisation dieser Feldspate aus einer Silikatschmelze zu werten ist.

Außerdem spricht auch die meist ungeradlinig verlaufende Zwillingsnaht der Karlsbader Zwillinge für ein magmatisches Plagioklaswachstum (KÖHLER & RAAZ, 1945).

Polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz ist an den meisten Plagioklasen zu sehen. Es treten daher auch dementsprechend viele Albit/Karlsbader Komplexzwillinge auf. Eher selten sind Periklinlamellen.

Einschlüsse fremder Minerale sind in den Plagioklasen der Perldiatexite allgemein nicht sehr häufig. Erwähnenswert sind lediglich hin und wieder auftretende Einschlüsse kleiner idiomorpher Biotite (um 0,2 mm), die vielfach nach den Kristallflächen des Wirtes geregelt sind und daher am ehesten als epitaktische Anlagerungen während der Kristallisation des Wirtsplagioklases in der Schmelze erklärbar sind (vgl. FRASL, 1954; KRAUS, 1962).

Von ähnlicher Erscheinung, jedoch wahrscheinlich ganz anderer Entstehung (nämlich einer sekundären) sind auch die mitunter zu beobachtenden antiperthitischen Kalifeldspateinwachsungen, die meist rechteckige, gut idiomorphe Körper (ca. 0,01–0,1 mm groß) bilden. Manchmal sind sie an bestimmten Wachstumsschalen des Plagioklaskornes deutlich angereichert.

Bevorzugt in den Kernpartien, aber auch entlang von Rupturen können die Plagioklase manchmal auch von einer sekundären Phyllosilikatbildung betroffen sein.

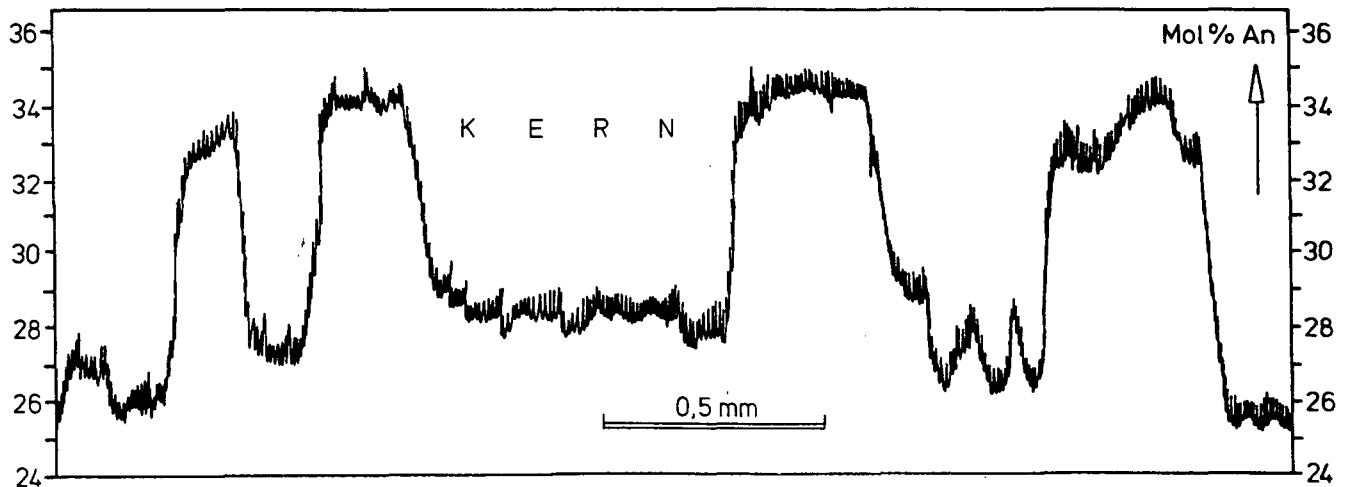


Abb. 4: Der Anorthitgehalt in einem oszillierend zonargebauten Perthitexit-Plagioklas (Mikrosondenaufnahme des Kalziumgehaltes, Linescan).

Aus den mikroskopischen Beobachtungen kann mit großer Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, daß die Plagioklase der Perthitexite in einer Schmelze gewachsen sind. Kurz zusammengefaßt kommen zur allgemein guten Idiomorphie der Körner als weitere Kriterien für magmatisches Kristallwachstum der bisweilen zu beobachtende idiomorphe Schalenbau (Abb. 4) (vgl. VANCE, 1962, 1965; SMITH & LOFGREN, 1983) und die beschriebene Art der Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz (KÖHLER & RAAZ, 1945; GORAI, 1951).

Der unterschiedliche Grad der Idiomorphie, sowie die Art des Zonarbaues und der auftretenden Zwillingsgesetze sind damit auch die wesentlichsten Unterschiede zu den Plagioklassen der Perlgneise, die alle diese Anzeichen für ein Wachstum in einer Schmelze nicht aufweisen.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat zeigt sich im allgemeinen weniger gut idiomorph als der Plagioklas. Zwar deutet er in etlichen Fällen eine gedrungene dicktafelige Eigengestalt an, doch ist er manchmal auch bloß zwickelfüllend. Nur ausnahmsweise tritt er porphyrisch auf und geht über 5 mm Größe hinaus.

Primäre Wachstumszwillinge sind beim Kalifeldspat seltener als beim Plagioklas. In geeigneten Schnittlagen ist sowohl eine scharfe Mikroklingitterung als auch eine fasrige bis adrige, jedoch meist nur schwache Perthitentmischung zu beobachten.

Mitunter beobachtet man eine sekundäre, vom Kornrand ausgehende Verdrängung des Kalifeldspates durch myrmekitische Oligoklas (An um 20)-Quarz-Verwachsungen.

Biotit

Die Biotite der Perthitexite sind in der Regel als Scheiterbiotite entwickelt. Ihr Pleochroismus geht von schwach gelbbraun (n_x) bis zu einem kräftigen braun, oft mit rötlichem Einschlag ($n_{y,z}$).

Einschlüsse von Apatit und Zirkon sind sehr zahlreich, zum Teil tritt auch der Monazit als Einschlusmineral auf. Um beide letztgenannten Minerale sind stets sehr deutliche Strahlungshöfe ausgebildet.

An sekundären Einschlüssen finden sich oft der Rutil (Sagenit), der Ilmenit und mitunter auch der Titanit. Weiters kann der Biotit zum Teil streifig in Muskovit, häufiger aber noch in Chlorit umgewandelt sein.

Quarz

Im Vergleich zu den Perlgneisen, wo er vielfach lagenweise oder in Linsen angereichert ist, ist der Quarz in den Perthitexiten wesentlich homogener verteilt und füllt hier vor allem die Zwickelräume zwischen den Feldspatkörnern. Neben diesen magmatischen Zwickelquarzen treten noch, allerdings volummäßig weit untergeordnet, kleinere Myrmekitquarze und Friktionsquarze in Erscheinung.

Cordierit

In einigen Perthitexit-Varietäten kommen Pseudomorphosen nach Cordierit (Pinite) vor. Sie bestehen aus groben Hellglimmern und untergeordnet Biotiten (0.2–0.5 mm), die zu einige mm großen „Nestern“ verwachsen sind.

Die Pinitisierung der Cordierite ist in den Perthitexiten augenscheinlich weiter fortgeschritten als in den Perlgneisen, wie aus den größeren Glimmern und den stärker verwischten Korngrenzen der Pseudomorphosen zu erkennen ist.

Zirkon

Im Streupräparat zeigen die Zirkone der Perthitexite eine große Vielfalt an Kornformen. So sind einerseits xenomorphe, rundliche Körner vorhanden (Länge/Breite unter 2), andererseits jedoch auch eine ganze Palette von verschiedenen langen prismatischen idiomorphen Formen bis hin zu extrem langen und dünnen Kristallen (l : b bis 7). Sehr häufig treten an den Zirkonen charakteristische Wachstumsbehinderungen auf, wie rundliche Einbuchtungen oder auch klöppelförmige Verdickungen an einem oder an beiden Enden (Szepterwachstum).

Die Kornlängen der Zirkone liegen im allgemeinen zwischen 0.05 und 0.2 mm. Die Zirkone der Perthitexite sind damit durchschnittlich deutlich größer (speziell länger) als die Perlgneiszirkone und daneben vergleichsweise auch viel häufiger idiomorph ausgebildet. In der Regel treten vier Kristallflächen in Kombination auf, nämlich die beiden Prismen (100) und (110) und die zwei verschieden steilen Pyramiden (101) und (211). Die steile Pyramide (211) ist im allgemeinen größer ausgebildet als die flache.

In ihrem Inneren sind die Zirkone meist farblos und klar, bisweilen kommen dunkle Kerne einer älteren Zirkongeneration vor. Andererseits sind viele, vor allem größere Kristalle, sehr reich an Fremdeinschlüssen, wobei es sich oft um Flüssigkeits- oder Gaseinschlüsse zu handeln scheint, vielfach jedoch auch um Apatite, die besonders häufig sehr lange, nadelige Formen bilden und parallel zur Zirkonlängsachse eingewachsen sind.

Diese epitaktischen Anlagerungen von Apatitkristalliten (FRASL, 1963) sowie die oftmals langprismatisch-idiomorphe Zirkonausbildung sind deutliche Anzeigen dafür, daß die Zirkone der Perthitexite zumindest zum Teil in der diatektischen Schmelze gewachsen sind. (vgl. z. B. HOPPE, 1963; KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; KÖPPEL & SOMMERAUER, 1974; SCHULZ & PROPACH, 1981).

Umgekehrt scheint die Xenomorphie mancher kleinerer runderlicher Zirkonkörner darauf hinzuweisen, daß zusätzlich neben den idiomorphen, verschieden lang prismatischen „magmatischen“ Formen in den Perthitexiten auch noch ältere, aus Paragneisen stammende „sedimentogene“ Zirkone vorhanden sind.

Die besondere Häufigkeit von „wachstumsbehinderten“ Zirkonformen könnte ein Hinweis darauf sein, daß während des Zirkonwachstums noch etliche „wachstumsstörende“ Reliktminerale vorhanden waren, daß also die Perthitexite nie restlos aufgeschmolzen waren.

Apatit

Die Apatite der Perthitexite unterscheiden sich in ihrer Ausbildung von jenen der Perlgneise. Während letztere meist keine nennenswerte Eigengestalt aufweisen, zeigen sich die Apatite in den Perthitexiten fast immer gut idiomorph. In der Regel sind sie kurzprismatisch dicksäulig ausgebildet, manchmal

kommen jedoch auch langprismatische Formen vor. Die Korngrößen liegen im allgemeinen zwischen 0.05 und 0.2 mm. Die Kristalle sind damit interessanterweise kleiner als die meisten Apatite der Perlgneise.

Jedenfalls weist die Idiomorphie des Apatits in den Perldiatexiten auf seine magmatische Kristallisation aus der Diatexiterschmelze hin.

Die typischen Einschlüßminerale Apatit und Zirkon zeigen in den Perldiatexiten einen auffällig konstanten Verteilungsmodus auf ihre verschiedenen Wirtminerale. So sind generell etwa 80–90 % dieser Akzessorien im Biotit eingeschlossen oder an dessen Kornrändern angelagert. Die wenigen anderen befinden sich zum größten Teil als Einschlüsse im Plagioklas. Die ausgesprochen starke zahlenmäßige Bindung beider Einschlüßminerale an den Biotit ist vermutlich in der magmatischen Kristallisationsfolge begründet (vgl. KRAUS, 1962). In den Perldiatexiten ist jedenfalls sowohl der Zirkon als auch der Apatit in weit stärkerem Maß an den Biotit gebunden als in den im überwiegend festen Aggregatzustand umkristallisierten Perlgneisen (siehe Kap. 4.2.).

4.3. Die Weinsberger Granite

Unter dem Begriff „Weinsberger Granit“ (KÖHLER & MARCHET, 1941) wird der großkörnige Granit mit porphyrischen Kalifeldspaten verstanden, der im östlichen Mühlviertel und westlichen Waldviertel weit verbreitet ist, aber auch im westlichen Mühlviertel auftritt. Im bayerischen Raum kommt ein mit dem Weinsberger Granit in vieler Hinsicht übereinstimmender Granittyp vor, der dort jedoch üblicherweise als Kristallgranit I bezeichnet wird. Bisher liegen genauere petrographische Studien von KRAUS (1962) aus dem bayerischen Gebiet und von KURAT (1962, 1965) aus dem österreichischen Hauptverbreitungsgebiet vor.

Der im Gebiet der Donauschlingen auftretende Weinsberger Granit ist ein betont quarzreicher Granit. Von zwei Proben wurde die Modalzusammensetzung ermittelt (vgl. Tab. 3).

Tabelle 3: Modalzusammensetzungen von Weinsberger Graniten. Angaben in Vol.-%; Methodik: 1. Ermittlung des Mengenverhältnisses Porphyrikalifeldspate/Grundmasse durch Auszählung von 1000 Rasterpunkten an Großhandstücken; 2. Ermittlung der Grundmassezusammensetzung in Dünnschliffen durch Auszählung von 2000 Punkten.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	andere
2	34	35	17	13	1
145	32	41	19	7	1

Beide Proben haben nach STRECKEISEN (1973) zwar noch granitische Zusammensetzung, liegen jedoch schon hart an der Grenze zum Quarzmonzonit (Abb. 5).

Neben den Hauptgemengteilen konnten noch folgende Akzessorien festgestellt werden: Zirkon, Apatit, Orthit, nicht näher bestimmte Erze, sekundär Titanit, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und Hellglimmer.

Die Modalzusammensetzung der beiden Proben stimmt relativ gut mit den von KURAT (1965) für einige Weinsberger Granite aus dem Hauptverbreitungsgebiet im östlichen Mühlviertel angegebenen Modalzusammensetzungen überein.

Im Großbereich vermittelt der Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen, hervorgerufen einerseits durch lokale Korngrößenschwankungen sowohl bei den Großkalifeldspaten als auch beim Korn der Grundmasse, andererseits durch eine stellenweise beobachtbare

postkristalline Verschieferung, nicht jenes typische, einheitliche und betont massige Erscheinungsbild, welches dem Granit in seinem Hauptverbreitungsgebiet im westlichen Waldviertel und östlichen Mühlviertel eigen ist.

Vielfach kann an den Weinsberger Graniten des Arbeitsgebietes eine Parallelregelung der Großkalifeldspate festgestellt werden, wie sie im westlichen Mühlviertel allgemein weit verbreitet ist (vgl. FUCHS & THIELE, 1968). Diese Erscheinung tritt jedoch keineswegs bevorzugt an den tektonisch stärker überprägten Weinsberger Granittypen auf, ganz im Gegenteil zeigen vielfach die massigsten, sauersten und der Tektonisierung am wenigsten ausgesetzten Varietäten diese Einregelung der Kalifeldspate am ausgeprägtesten. Das legt den Schluß nahe, daß diese Art der Kornregelung noch im schmelzflüssigen Zustand zustande gekommen ist.

In seiner durchschnittlichen Entwicklung führt der Weinsberger Granit 2–3 cm große, weißliche bis schwach graue Mikrokline. Diese sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt.

Bedeutend kleiner als der Kalifeldspat sind die Minerale der Grundmasse (3–6 mm). Der Plagioklas ist zu meist etwas weißlichtrüb und tritt idiomorph bis subidiomorph in dicktafeligen Formen in Erscheinung. Die Biotite sind sehr kräftig schwarzbraun gefärbt. Der Quarz ist am Handstück meist in Form einer grauen bis graubraunen, glasigen, zwickelfüllenden und körnig zerbrochenen Masse zu sehen. Gegenüber den meisten Vorkommen des Weinsberger Granits im östlichen Mühl- und im Waldviertel sind alle Kornsorten durchschnittlich etwas kleiner.

Im Gelände beobachtet man manchmal Einschlüsse von dunklen, rundlichen, bis halbmetergroßen Xenolithschollen von dioritischer, tonalitischer oder granodioritischer Zusammensetzung und magmatogener Herkunft. Diese Schollen dürften von der gleichen Qualität sein, wie sie auch in den Schlierengraniten auftreten und dort noch viel häufiger sind (Kap. 4.4.).

Unter dem Mikroskop

Die Minerale sind im Weinsberger Granit im allgemeinen weitgehend regellos und ziemlich gleichmäßig verteilt. Die porphyrisch entwickelten Kalifeldspate sowie die Matrixminerale Plagioklas und Biotit bilden entsprechend der magmatischen Ausscheidungsfolge in der Regel idiomorphe bis subidiomorphe Formen. Der Quarz hingegen füllt die Zwickel. Übrigens kann auch der Kalifeldspat manchmal zwickelfüllend auftreten.

Das magmatische Wachstumsgefüge ist in einigen Fällen von postkristalliner Deformation stärker überprägt. Vor allem an den Feldspaten, aber auch an Biotiten und Quarzen ist diese Deformation in Form von Verbiegungen, Sprüngen und wandernder bzw. undulöser Auslöschung unschwer ablesbar. Es kommt auch zur Entstehung von Friktionsquarzen und Glimmerschuppen (0,02–0,2 mm), die in stärker „vergneisten“ Partien zu einer feinkörnigen Grundmasse zusammentreten, in der dann vor allem Großfeldspate „schwimmen“.

Plagioklas

Die Plagioklase haben im allgemeinen Anorthitgehalte zwischen 25 und 40. Sehr verbreitet ist ein schwacher normaler Zonarbau, wobei der Anorthitgehalt in den Plagioklaskernen über 30 liegt und allmählich gegen die Kornränder bis auf etwa 25 zurückgeht, ohne daß es zu sprunghaften Änderungen oder Rekurrenzen kommt. Nur selten kann man mehrere voneinander abgegrenzte, idiomorphe Wachstumsschalen beobachten. Etwas öfter sind hingegen ganz schmale und optisch deutlich abgesetzte Randsäume mit Anorthitgehalten von etwa 18 bis 20 ausgebildet, die am Plagioklashauptkörper zwar einigermaßen idiomorph ansetzen, nach außen hin jedoch fast immer stark buchtig sind und sich mitunter in die Zwickelräume zwi-

schen anderen Mineralen fortsetzen können und diese ausföllen.

Erwähnenswert ist noch, daß die in den Großkalifeldspaten eingeschlossenen Plagioklase durchwegs höhere Anorthitgehalte (40 und mehr) aufweisen als die übrigen Plagioklase. Sie sind wohl bei relativ höheren Temperaturen kristallisiert als die spätere Hauptgeneration (vgl. KRAUS, 1962).

An etwa einem Viertel aller Plagioklase sind primäre magmatische Verwilligungen nach dem Karlsbader Gesetz zu erkennen, wobei vielfach die in Magmatiten weit verbreitete ungeradlinige Zwillingsutur auffällt (vgl. KÖHLER & RAAZ, 1945). Da nahezu alle Plagioklase polysynthetisch nach dem Albitgesetz verwilligt sind, können zudem immer wieder Albit-Karlsbader-Komplexzwillinge beobachtet werden. Auch Periklinlamellen können vorkommen, sind jedoch seltener.

In größerer Zahl treten in Plagioklas manchmal Einschlüsse von Biotiten in Erscheinung. Diese sind zum Großteil nach den idiomorphen Wachstumsflächen des Wirtskristalles orientiert und meist auffällig stark chloritisiert. Wie die idiomorphen Einschlußplagioklase in den Kalifeldspaten (FRASL, 1954) sind auch diese Biotite als epitaktische Anlagerungen während des Kristallwachstums des Plagioklases in der Granitschmelze zu deuten (FRASL, 1954; KRAUS, 1962).

Vielfach sind in den Plagioklasen der Weinsberger Granite auch sekundäre „antiperthitische“ Kalifeldspateinwachsungen (0,02–0,2 mm) zu erkennen, die meist schärfer abgegrenzte, nach dem Kristallgitter des Wirtes orientierte, annähernd rechteckige Körperchen bilden.

Eine gegenüber der magmatischen Plagioklaskristallisation jüngere Wachstumsphase liegt in Form von Myrmekitplagioklasen vor. Sie wuchern bevorzugt von den Korngrenzen ausgehend in den Kalifeldspat hinein und verdrängen ihn recht augenscheinlich. Die Anorthitgehalte solcher Myrmekitplagioklase liegen bei etwa 20.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat des Weinsberger Granits zeigt meist eine scharfe Mikroklingitterung sowie eine wechselnd starke Perthitierung (Aderperthite). Der Volumsanteil der dabei sichtbar entmischten Phase beträgt schätzungsweise bis zu 10 % des Gesamtkornes. An einigen Großkalifeldspaten wurden röntgenographisch die Triklinitätsindices (GOLDSMITH & LAVES, 1954 a,b) bestimmt. Sie erwiesen sich stets größer als 0,95 und zeigen so die nahezu vollständige Triklinisierung dieser Kalifeldspate an.

Der Habitus der Kristalle ist meist dicktafelig idiomorph bis subidiomorph. Häufig sind wie beim Plagioklas Karlsbader Zwillinge mit ungeradlinigen Zwillingsnähten zu erkennen.

Ein primärer Zonarbau kann mitunter durch eine wechselnde Stärke der Perthitierung sichtbar werden (Zonarperthit), wodurch ein vom Kern ausgehender Schalenbau abgebildet wird. Eine derartige Beobachtung ist nach FRASL (1954) ebenso als Argument für ein magmatisches Wachstum des Kalifeldspats zu werten wie die bereits makroskopisch oft sichtbare Einschlußorientierung von wenigen mm großen Plagioklasen. Letztere sind als relativ frühe magmatische Plagioklasengeneration aufzufassen und haben sich während der Kristallisation des Kalifeldspats an den Wachstumsendflächen epitaktisch angelagert (FRASL, 1954).

Biotit

Der Biotit ist wie üblich tafelig nach der Basis und bildet randlich etwas ausgefranste Scheiter. Er zeigt dunkle, kräftig rötlichbraune ($n_{y,z}$) bis hellgelbbraune (n_x) Farben. Häufig sind Einschlüsse von Apatit und Zirkon, wobei um letztere intensive pleochroitische Höfe ausgebildet sind.

Wie schon KURAT (1962) feststellt, haben die Biotite des Weinsberger Granits nicht mehr ihre ursprüngliche Zusammensetzung: Sagenitgitterung, Titanit- und Erzausscheidungen sind an nahezu jedem Biotit in irgendeiner Form zu beobachten. Mitunter können einzelne Biotite auch in schichtigen Teilbereichen in Muskovit oder häufiger noch in Chlorit umgewandelt sein, was stets mit einer ausgesprochen intensiven Ausscheidung von Titanmineralien verbunden ist.

Quarz

Zumeist füllt der Quarz die Zwickel zwischen Feldspaten und Biotiten und bildet in diesen Fällen größere Individuen (0,5 bis 3 mm). Diese Quarze zeigen üblicherweise undulöse Auslöschung und können mitunter auch in ein Hautwerk von kleineren Körnern zerpreßt sein.

An Korngrenzen kommt es nicht selten zur Bildung kleiner Friktionsquarze (0,01 bis 0,1 mm), die jedoch nur in stark tektonisierten Weinsberger Graniten mengenmäßig bedeutsam werden können. Der Vollständigkeit halber sind noch jene sehr kleinen, tropfen- oder wurmförmigen Quarzbildungen zu nennen, die in myrmekitischen Verwachsungen mit Plagioklasen auftreten (Myrmekitquarze).

Zirkon

Die Kornlängen der Kristalle liegen in der Regel zwischen 0,1 und 0,2 mm und damit etwa ein Viertel bis ein Drittel unter den Werten, die KURAT (1962) bei einigen anderen Weinsberger Granitvorkommen aus dem östlichen Mühlviertel gemessen hat, was auch mit der durchschnittlich größeren Ausbildung der Biotite und Feldspate im dortigen Gebiet in Einklang steht. Abgesehen von ihrer Größe sind die Zirkone aus dem Weinsberger Granit des hiesigen Arbeitsgebietes jedoch ungefähr gleich ausgebildet wie jene von KURAT beschriebenen, und es konnten hier prinzipiell auch wieder die zwei verschiedenen Zirkonhaupttypen des Weinsberger Granits (Typ A und B sensu KURAT, 1962) gefunden werden. Da in den untersuchten Proben stets weitaus der Großteil der Zirkone dem Typ B nahesteht, wird dieser als erstes behandelt:

○ Die Zirkone des Typs B:

Diese Zirkone sind für den Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen ganz charakteristisch. Vielfach sind die Kristalle sehr scharfkantig und streng idiomorph. Daneben können jedoch auch in verschiedener Häufigkeit Formen mit weniger ausgeprägter Idiomorphie auftreten.

In seinem Inneren ist der Typus B zum Teil klar, zum Teil jedoch auch etwas bräunlich, in selteneren Fällen mitunter sogar dunkelbraun und nahezu undurchsichtig. Auffällig ist stets eine besonders hohe Lichtbrechung. Oft sind die Kristalle von etlichen Rissen und Sprüngen durchsetzt.

Typisch für die Zirkone des Typs B ist die Tracht (100) + (110) + (101) + (211) mit Dominanz von (100) und (101).

Ein zonarer Schalenbau ist in den Zirkonen des Typs B weit verbreitet, wobei über den ganzen Kristall verteilt vom Kern bis zum Rand meist etliche idiomorphe Zonen unterschieden werden können. Sie weisen durch diese streng idiomorphe Formentwicklung auf das unbehinderte Wachstum in der Weinsberger Granitschmelze hin. Mitunter treten in den Zirkonen kleine, stengelige Einschlüsse in Erscheinung (wahrscheinlich überwiegend Apatite), die im allgemeinen nach den Wachstumsendflächen der Zirkone orientiert sind und die daher als epitaktisch an den wachsenden Zirkonkristall angelagerte, frühestmagmatische Kristallite zu deuten sind (vgl. FRASL, 1963). Nicht selten finden sich Kerne einer älteren Zirkongeneration, die meist rundlich, gänzlich trüb und zugleich bräunlich sind.

○ Die Zirkone des Typs A:

1) Die Kristallformen der Zirkone des Typs A sind in der Regel besonders lang und dünn (Länge/Breite meist über 3), während die Kristalle des Typs B vergleichsweise dicker und gedrungener sind und eher mittlere Elongationen zeigen (l/b um 2,5). Von der Tracht her bestehen keine augenfälligen Unterschiede, nur die steile Pyramide (211) ist beim A-Zirkon vielleicht durchschnittlich etwas besser ausgebildet.

2) Die Idiomorphie scheint vergleichsweise beim Typ A durchschnittlich etwas weniger gut ausgeprägt zu sein. Vor allem Wachstumsbehinderungen sind hier häufiger zu beobachten.

3) Die Kristalle sind fast immer farblos und klar. Zonarbaue und dunkle Kerne fehlen zumeist, dafür sind oft reichlich Einschlüsse vorhanden (Apatite, Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse). Die kristallinen Einschlüsse sind dabei sehr häufig nach den Wachstumsendflächen der Zirkone orientiert und daher als epitaktische Anlagerungen während der magmatischen Zirkonkristallisation zu verstehen.

4) Die Licht- und Doppelbrechung der Typ A Zirkone dürfte im allgemeinen geringfügig niedriger sein als die der Typ B Zirkone.

Apatit

Der Apatit kann bis zu 0,5 mm groß werden, meist liegen seine Korngrößen jedoch zwischen 0,05 und 0,2 mm. Er zeigt fast immer gedrungenen und kurzprismatischen Habitus und dabei häufig sechsseitige Querschnitte, also idiomorphe Formen. Eine abweichende Ausbildung, nämlich eine viel mehr

langstengelige, haben dagegen die in den Zirkonen eingeschlossenen Apatite, die offenbar für die früheste magmatische Bildungsphase bezeichnend sind.

Die Apatite und die Zirkone des Weinsberger Granits sind im wesentlichen an den Biotit gebunden und entweder darin eingeschlossen oder an seinen Kornrändern angesammelt. Der Grund für diese extreme Anhäufung der beiden Akzessorien im und beim Biotit liegt in der magmatischen Ausscheidungsfolge der Minerale aus der Granitschmelze (vgl. KRAUS, 1962).

4.4. Die Schlierengranite

Die Schlierengranite präsentieren sich schon im Gelände ausgesprochen massiv und zeigen in ihren geomorphologischen Erscheinungsformen große Ähnlichkeit zu den Weinsberger Graniten. Wie diese bauen sie eigentümliche Flachkuppen auf oder bilden die verschiedensten Blockgebilde aus (vgl. PIPPAN, 1955). Vor allem aber durch das grobkörnige und porphyrische Aussehen ist in den allermeisten Fällen eine mehr oder weniger ausgeprägte makroskopische Ähnlichkeit zu den Weinsberger Graniten zu konstatieren.

Der meist um 1 bis 2 Zentimeter große, porphyrische, entweder weißlich bis weißlichgrau oder zum Teil auch etwas rötlich gefärbte Kalifeldspat der Schlierengranite ist allerdings, ebenso wie die Minerale der Grundmasse (2–5 mm), in der Regel kleiner als im Weinsberger Granit und, obzwar er schon meist eine dicktafelige Eigengestalt andeutet, im allgemeinen auch nicht ganz so ausgeprägt idiomorph. Zudem ist er oft nicht so gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern häufig in cm bis einige dm dicken Lagen und Schlieren stärker angereichert.

Vor allem diese unregelmäßige Verteilung der Kalifeldspate erzeugt in den Schlierengraniten einen charakteristischen schlierigen Wechsel von helleren und dunkleren Gesteinsanteilen, der zu einer meist zwar schwachen, aber typischen, im großen und ganzen herzynisch gerichteten Regelung, einem unruhigen schlierig-streifigen Erscheinungsbild im Aufschluß führt. Vielfach sind auch die Großkalifeldspate selbst geregelt. Eine eigentliche Schieferung (Vergneisung) ist in den Schlierengraniten wie im Weinsberger Granit hingegen nur lokal vorhanden.

Im allgemeinen sind die großen Kalifeldspate in den Schlierengraniten nicht so häufig wie im Weinsberger Granit, sodaß die vor allem aus Plagioklas, Quarz und Biotit bestehende mittelkörnige Grundmasse mehr den farblichen Eindruck bestimmt und die Gesteine dunkler wirken. Die Biotite neigen vielfach etwas zur Aggregation.

Außerdem sind in den Schlierengraniten bis zu 1 cm große, dunkelgrüne Amphibole oder seltener auch ebensogroße und idiomorphe dunkelrotbraune Titanite zu beobachten. Beide genannten Minerale sind übrigens in den kalifeldspatreicheren hellen Schlieren der Granite am größten ausgebildet, wobei die Amphibole kurzprismatisch sind und die Titanite vielfach ihre typischen Briefkuvertformen zeigen.

In den Schlierengraniten sind Einschlüsse von meist halbmeter- bis metergroßen magmatogenen Schollen verbreitet, vorwiegend dioritisch oder granodioritisch bis tonalitisch zusammengesetzte Gesteine, die relativ dunkler und feinkörniger sind als ihre Umgebung und rundliche, mehr oder weniger ovale Formen zeigen. Zum Teil sind die Schollen scharf begrenzt, zum ande-

ren scheinen sie sich oft randlich in den Schlierengraniten aufzulösen. Die recht allgemeine Verbreitung dieser dunklen magmatogenen Schollen wie auch das Auftreten von Amphibolen und großen Titaniten unterscheidet die Schlierengranite ganz deutlich von den Perldiatexiten, wo solche Erscheinungen nicht gefunden werden konnten.

Andererseits fällt auf, daß Paragneisschollen, wie sie zum Beispiel in den Perldiatexiten häufig eingeschlossen sind, in den Schlierengraniten und Weinsberger Graniten nur viel seltener anzutreffen sind.

Die Schlierengranite können örtlich ziemlich unterschiedlich und variabel ausgebildet sein (manchmal sogar im Aufschlußbereich). So gibt es beispielsweise verschieden grobkörnige Varietäten, Typen mit vorwiegend rötlichen Kalifeldspaten, unterschiedlich stark amphibolführende Abarten und Schlierengranite mit mehr und mit weniger dunklen Xenolithschollen. Auch ist die Schlierentextur lokal ganz unterschiedlich ausgeprägt und manchmal überaus deutlich wahrnehmbar, während sie in anderen Fällen wieder nahezu verschwinden kann. Sehr oft ist mit einer stärkeren Amphibolführung eine Abnahme der Idiomorphie und Größe der prophyrischen Kalifeldspate und ein Hervortreten des schlierigen Gefügebildes verbunden.

Neun Proben von Schlierengraniten wurden auf ihren Modalbestand untersucht (Tab. 4).

Tabelle 4: Modalzusammensetzungen von Schlierengraniten.
Angaben in Vol.-%; + = akzessorisch vorhanden;
Methodik: Erläuterung siehe Tab. 3.

Nr. Fi-	Plagioklas	K-Feldspat	Quarz	Biotit	Amphibolit	Titanit	andere
17	32	37	22	8	+	+	1
19	33	30	29	8	+	+	+
31	35	33	20	12	+	+	+
34	36	24	21	18	-	+	1
73	34	28	26	11	-	+	1
74	38	25	30	7	+	+	+
78	50	14	18	17	-	+	1
79	44	16	34	6	-	+	1
86	42	16	19	18	3	2	+

Im Dreiecksdiagramm nach STRECKEISEN (1973) liegen die Schlierengranite zum Großteil im Granitfeld, zum Teil im Granodioritfeld und ungefähr zwischen den Weinsberger Graniten und den Perldiatexiten (vgl. Abb. 5). Gegenüber den Weinsberger Graniten sind sie durchschnittlich kalifeldspatärmer aber etwas quarz-, biotit- und plagioklasreicher, gegenüber den Perldiatexiten vor allem kalifeldspatreicher und biotitärmer.

Akzessorisch wurden noch folgende Minerale nachgewiesen: Zirkon, Apatit, Orthit, Pyroxen, Pyrit, Magnetit sowie Hämatit, Epidot, Rutil (Sagenit), Ilmenit, Muskovit und Chlorit.

Unter dem Mikroskop

Im großen und ganzen ist das Korngefüge der Schlierengranite im Dünnschliffbereich ähnlich wie beim Weinsberger Granit und entspricht der magmatischen Kristallisationsfolge und der anschließenden endomagmatischen Restkristallisation. Kaum einmal ist eine Regelung von Kornsorten sichtbar.

Wie die Perlgnese, Perldiatexite und Weinsberger Granite wurden aber auch die Schlierengranite von unterschiedlich starker späterer Deformation betroffen. Neben Verbiegungen, Sprüngen etc. an den Hauptkornsorten beobachtet man damit im Zusammenhang auch wieder die Bildung von kleinen Frikationsquarzen und Biotitschüppchen an den Kornrändern der älteren Minerale oder entlang mikroskopisch kleiner Scherzo-

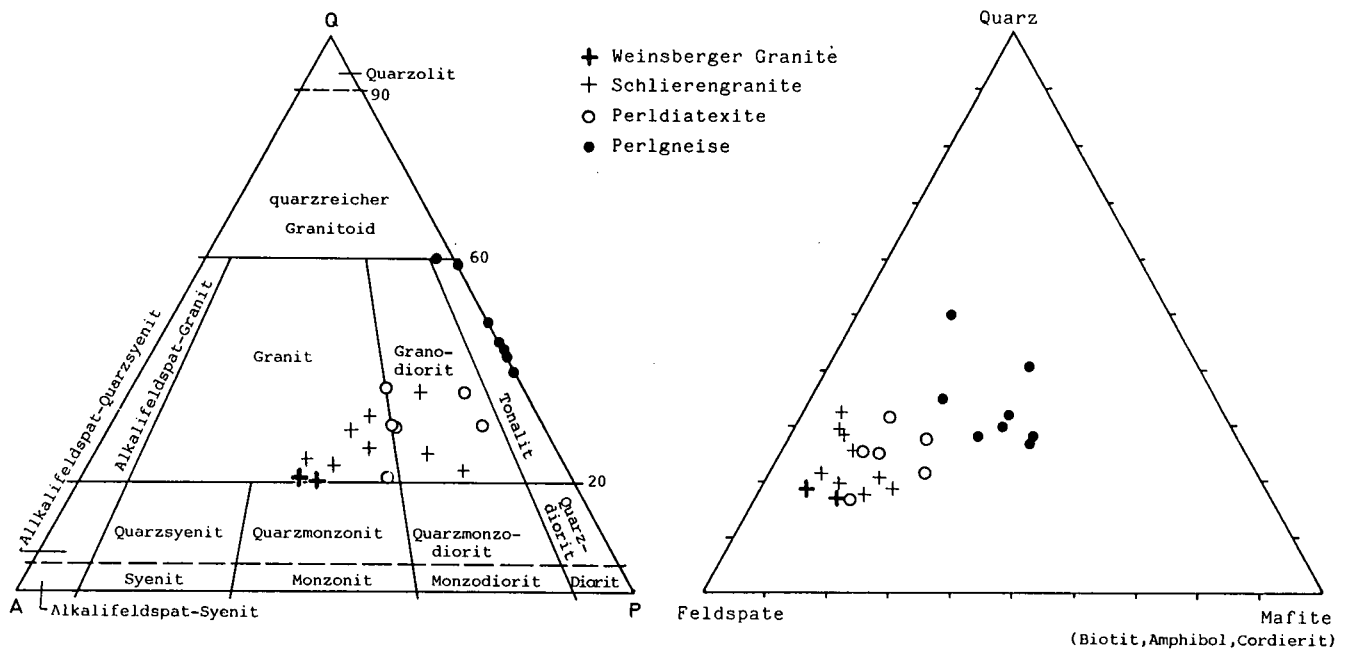


Abb. 5: Darstellung von Perlgneisen, Perldiatexiten, Schlierengraniten und Weinsberger Graniten aus dem Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl im Dreieck nach STRECKEISEN (1973) und im Dreieck Feldspate – Quarz – Mafite.

nen. Aber nur ganz lokal wurde das magmatische Wachstumsgefüge durch besonders starke Kataklyse in größerem Ausmaß überprägt.

Plagioklas

Die in der Regel hypidiomorphen bis idiomorphen Plagioklasen der Schlierengranite zeigen meist einen gedrungenen dicktafeligen Habitus. Wie im Weinsberger Granit liegen ihre Anorthitgehalte im allgemeinen zwischen 25 und 40, wobei in den meisten Fällen auch der für den Weinsberger Granit typische, normale kontinuierliche Zonarbau entwickelt ist, und die Anorthitgehalte, die in den Zentralbereichen regelmäßig über 30 liegen, gegen die Ränder um 5–10 abnehmen. An einigen Körnern ist auch wieder eine schmale, abgesetzte Randzone ausgebildet (An 18 bis 20), die sich amöboid in die Zwickelräume fortsetzen kann.

Daß die Plagioklasen der Schlierengranite ebenso wie jene der Weinsberger Granite im wesentlichen magmatischer Natur sind, zeigt das häufige Auftreten von Karlsbader-Zwillingen mit ungeradliniger Zwillingsstutur (KÖHLER & RAAZ, 1945; GORAI, 1951).

Ebenso verbreitet und augenscheinlich von der gleichen Art wie in den Weinsberger Graniten finden sich auch in den Schlierengraniten Antiperthit- und Myrmekitbildungen.

Die im ganzen Arbeitsgebiet nachweisbaren postkristallinen Scherbewegungen haben sich auf die Plagioklasen der Schlierengranite besonders deutlich ausgewirkt. Verbogene Zwillingslamellen, Risse, Rupturen oder wandernde Auslöschung sind an den meisten Kristallen zu erkennen. Mitunter sind einige Plagioklasen partienweise, und zwar besonders in den Kernbereichen und entlang von Rupturen, in feinschuppige Phyllosilikate umgewandelt.

Kalifeldspat

Der Kalifeldspat der Schlierengranite ist in der Regel hypidiomorph bis idiomorph mit dicktafeligem Habitus. In manchen Fällen zeigt er jedoch auch eine mehr flachtafelige Ausbildung. Meist ist eine scharfe Mikroklingitterung und eine adperthitische Entmischung zu beobachten. Der sichtbare Anteil der entmischten Phase am Gesamtkorn beträgt dabei jedoch schätzungsweise kaum einmal über 5 Vol.-%.

Die an einigen Großkalifeldspaten röntgenographisch bestimmten Triklinitätsindices (GOLDSMITH & LAVES, 1954 a,b) liegen zwischen 0,90 und 0,96. Es ist bemerkenswert, daß damit sowohl die Triklinität als auch der Grad der Perthitentmischung in den Schlierengraniten durchschnittlich etwas geringer zu sein scheint als in den Weinsberger Graniten (vgl. Kap. 4.3.).

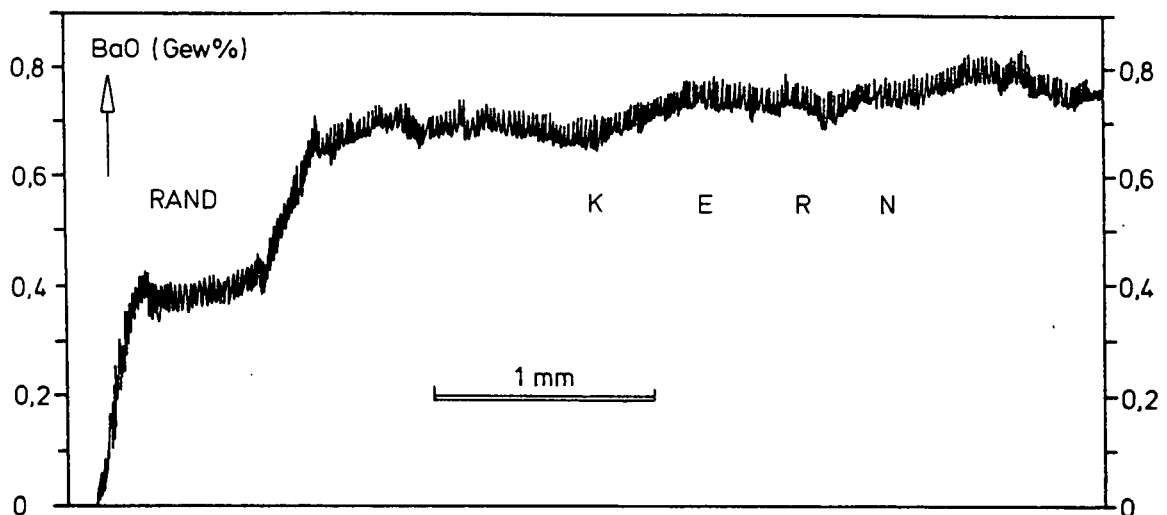


Abb. 6: Die Bariumverteilung in einem Schlierengranit-Großkalifeldspat (Mikrosonden-Linescan).

Viele der großen Mikroklone zeigen eine Karlsbader Wachstumsverzwilligung mit ungeradliniger Zwillingnaht, wie sie bei einem Wachstum in einer Granitschmelze üblich ist (KÖHLER & RAAZ, 1945).

Wie mit Hilfe der Elektronenmikrosonde an etlichen Körnern gezeigt werden konnte, weisen die Kalifeldspatgroßkristalle der Schlierengranite vielfach eine ganz charakteristische Bariumzonierung auf (Abb. 6). Auf eine Ba-reichere Kernzone, die auch geringfügige Oszillationen im Ba-Gehalt erkennen läßt, folgt eine relativ schmale Ba-ärmere Randzone.

Auch diese Art der Bariumverteilung läßt auf ein überwiegend magmatisches Wachstum der Kalifeldspate in den Schlierengraniten schließen (vgl. MEHNERT & BÜSCH, 1981, 1985).

Biotit

Der Biotit bildet im allgemeinen kurze, gedrungene Scheiter mit etwas zerfransten Enden. Schon durch seine Farbe unterscheidet er sich meist recht deutlich von den Biotiten der Perlgneise, Perldiatexite und Weinsberger Granite. Er ist nämlich fast immer mit einem charakteristischen Grünton ausgestattet (n_x schwach gelb, $n_{y,z}$ dunkelbraun mit grünlichem Einschlag), der wahrscheinlich auf einen für Granite ziemlich geringen Titangehalt (um 2 % TiO_2) bei relativ hohen Mg/Fe + Mg-Verhältnissen (um 0,95) zurückzuführen ist (Analysen FINGER, 1984).

Allgemein ist eine starke sekundäre Umwandlung der Biotite zu konstatieren. Vor allem sind an Kornrändern und Rissen meist in großer Zahl Titanminerale, wie Titanit, opake Phasen (Ilmenit?) sowie Rutil (Sagenit) zu beobachten. Neben einer streifigen Chloritisierung des Biotits vor allem entlang seiner Spaltbarkeit kann manchmal auch eine sekundäre Umwandlung in feinschuppigen Hellglimmer auftreten.

Apatit und Zirkon sind als primäre Einschlüsse verbreitet, anscheinend jedoch, wie übrigens im ganzen Gestein, nicht ganz so häufig wie vergleichsweise in den Weinsberger Graniten und auch den Perldiatexiten. Der Zirkon verursacht pleochroitische Strahlungshöfe.

Quarz

In der Hauptsache ist der Quarz als Zwickelquarz ausgebildet und sehr homogen im Gestein verteilt. Daneben gibt es jedoch wie auch beim Weinsberger Granit noch die kleineren Myrmekitquarze und ebenso wieder Friktionsquarze.

Amphibol

Die Amphibole treten als idiomorphe bis hypidiomorphe, kurze gedrungene Säulen auf und sind in der Regel zwischen 3 und 10 mm groß. Meist kann man an den Körnern zwei verschieden zusammengesetzte Teilbereiche unterscheiden.

- 1) Vor allem die Kernbereiche der Amphibole zeigen meist einen Pleochroismus von hellgelben oder hellgrünen Farben (n_x , n_y) nach dunkelbraungrün (n_z). Mikrosondenanalysen (FINGER, 1984) ergaben Zusammensetzungen von ednitischen Hornblenden (LEAKE, 1978).
- 2) Im wesentlichen an den Kornrändern sind häufig etwas blasser gefärbte Zonen zu beobachten, die einen Pleochroismus von schwach gelbgrün ($n_{x,y}$) nach grün (n_z) aufweisen und mikrochemisch teilweise als Magnesio-Hornblenden, teilweise als aktinolithische Hornblenden (LEAKE, 1978) klassifiziert werden konnten.

Die Amphibole der Schlierengranite sind zumeist sehr reich an Einschlüssen. Hier ist vor allem der Biotit zu nennen, aber auch Quarz und Kalifeldspat.

Bei den Einschlüßbiotiten lassen sich zwei Gruppen unterscheiden: Erstens treten Biotite als primäre Einschlüsse in Form von gut idiomorphen, meist um 0,1 bis 0,5 mm großen, kurzen und dicken Tafeln auf. Diese Gruppe muß schon deshalb älter sein als die Amphibole, weil die betreffenden Biotite selbst wieder wesentlich kleinere Apatiteinschlüsse führen als der umgebende Amphibol.

Die zweite Gruppe der Einschlüßbiotite ist hingegen sekundärer Entstehung. Sie zeigen niemals eine besondere Eigenform, sondern bilden meist xenomorphe, unscharf begrenzte längliche Formen, die bevorzugt entlang der Amphibolspaltbarkeit angeordnet sind. Rund um solche sekundäre Biotite sind nicht selten jene heller gefärbten Amphibolpartien als Saum entwickelt, die sonst vor allem an den Rändern der Amphibole auftreten (siehe oben).

Titanit

Der Titanit tritt in zwei Ausbildungen in den Schlierengraniten auf. Erstens bildet er idiomorphe Briefkuvertformen, die im allgemeinen zwischen 1 und 10 mm groß sind. Zweitens findet man ihn wie in den anderen Gesteinen des Arbeitsgebietes in Form von kleineren (0,01–0,1 mm), rundlichen, ovalen oder schlauchartigen, stets jedoch xenomorphen Individuen mit vergleichsweise weniger intensiven Farbtönen.

Zirkon

Die Zirkone sind im allgemeinen zwischen 0,1 und 0,2 mm lang, die durchschnittlichen Korngrößen schwanken jedoch von Probe zu Probe etwas.

Die Zirkone der Schlierengranite zeigen eine sehr große Ähnlichkeit zu den Zirkonen der Weinsberger Granite. So läßt sich in gleicher Weise wie beim Weinsberger Granit (vgl. Kapitel 4.3.) auch wieder der Typ A und der Typ B Zirkon finden, wobei der Typ B ebenso zahlenmäßig deutlich über den Typ A dominiert.

Da die Zirkone der Weinsberger Granite bereits im Kap. 4.3. beschrieben wurden, kann hier nun auf eine nähere Beschreibung der Formen weitgehend verzichtet werden. Zu erwähnen ist lediglich, daß mit Hilfe von statistischen Untersuchungen, die an etwa 1000 Zirkonen aus Weinsberger Graniten und Schlierengraniten (je 5 Proben) durchgeführt wurden, betreffend der Häufigkeit des Auftretens bestimmter Zirkonmerkmale doch noch einige Unterschiede zwischen den Zirkonpopulationen der beiden Gesteine herauszufinden waren.

Hier ist vorerst das unterschiedlich häufige Vorhandensein von älteren trüben Kernen zu nennen: Während bei den Weinsberger Graniten nur an etwa 10 % aller Zirkone solche Kerne festzustellen waren, hatten bei den Schlierengraniten ungefähr 25 % derartige dunkle Kerne. Ein weiterer statistischer Unterschied zwischen den Zirkonpopulationen aus Schlierengraniten und Weinsberger Graniten zeigte sich in der verschiedenen Anzahl von Zirkonen mit idiomorphen Zonarbauen. So wurden in den Weinsberger Graniten an durchschnittlich 13 % der Zirkone solche Zonarbaue festgestellt, während sich in den Schlierengraniten bedeutend mehr zonar gebaute Zirkone fanden (28 %).

Aus der Ausbildung der Zirkone kann abgeleitet werden, daß die Schlierengranite wie die Weinsberger Granite ein magmatisches Bildungsstadium durchlaufen haben müssen, zeigen die Zirkone der Schlierengranite doch genau dieselben magmatischen Wachstumserscheinungen wie jene der Weinsberger Granite (häufig streng idiomorphe Formentwicklung, magmatische Schalenbaue und Einschlüßregelungen). Aus der ausgesprochenen Ähnlichkeit der Zirkonpopulationen in den beiden genannten Gesteinen sollte man jedoch zusätzlich schließen können, daß beide Gesteine zum Zeitpunkt der Zirkonkristallisation im großen und ganzen ähnlichen Bildungsbedingungen unterworfen waren, allerdings könnte aus dem häufigeren Auftreten von magmatischen Zonarbauen in den Schlierengranit-Zirkonen abgeleitet werden, daß die Kristalle hier trotzdem unter etwas mehr wechselhaften Kristallisationsbedingungen gewachsen sind als in den Weinsberger Graniten. Die größere Anzahl an älteren Kernen in den Schlierengranit-Zirkonen ließe sich am ehesten durch eine vergleichsweise stärkere „Verunreinigung“ des Schlierengranitmagmas mit präexistierenden Mineralen erklären (vgl. POLDERVAART & ECKELMANN, 1955).

Apatit

In der Regel bilden die meist 0,02 bis 0,2 mm großen Apatite wie im Weinsberger Granit kurze gedrungene Säulchen mit ebenmäßigen Flächen. Als Einschlüß im Zirkon, wo sie wohl als ganz frühmagmatische Bildungen vorliegen, sind die Apatite meist stengelig bis nadelig entwickelt.

Apatit und Zirkone kommen wieder wie in den übrigen magmatogenen Granitoiden des Arbeitsgebietes in der Mehrzahl der Fälle als Einschlüsse im Biotit oder als Anlagerungen an dessen Korngrenzen vor. Daneben finden sie sich entsprechend den Regeln der magmatischen Ausscheidungsfolge (vgl. KRAUS, 1962) nur untergeordnet in Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz. Diese Verteilung der beiden Akzessorien auf ihre Wirtsminerale weist wiederum auf die magmatische Genese der Schlierengranite hin. In amphibolführenden Schlierengraniten tritt vor allem der Apatit auch als Einschlüß in den Amphibolen in Erscheinung.

Orthit

Vielfach typisch für die Schlierengranite ist auch das Auftreten von Orthit, der sogar einige Male in bis zu 2 mm großen idiomorphen Körnern gefunden werden konnte. Er zeigt gedrungene Formen und ist im Kernbereich oft in eine farblose, niedrig licht- und doppelbrechende Substanz mit anormal blauen Interferenzfarben umgewandelt. Grenzt er an Biotit, bildet er in diesem stets sehr kräftige pleochroitische Höfe aus.

Auffälligerweise wurde Orthit in den Perlgneisen und Perldiatexiten nicht gefunden, während er im Weinsberger Granit mitunter vorkommt. Umgekehrt scheint dafür der in den Perlgneisen und Perldiatexiten verbreitete Monazit in den Schlierengraniten und Weinsberger Graniten seltener zu sein.

5. Zur Petrogenese der Gesteine

5.1. Perlgneise und Perldiatexite

Die Diskussion über die Entstehung jener im oberösterreichischen Sauwald und Mühlviertel aber auch im angrenzenden bayerischen Raum weit verbreiteten und für diesen Teil des moldanubischen Variszikums höchst typischen, mittelkörnigen, vor allem aus Biotit, Plagioklas und Quarz bestehenden Gesteinsvarietäten, die auf österreichischer Seite wegen ähnlichen Aussehens und ähnlicher Zusammensetzung im weiteren Sinn als Perlgneise subsummiert wurden* (z. B. Homogenisierte Perlgneise, Cordierit-Perlgneise etc.), zieht sich bereits seit einem guten Vierteljahrhundert durch die Fachliteratur.

Als Kernpunkt kristallisierte sich dabei vor allem die Frage heraus, ob und wo bei der Entstehung dieser „Perlgneise im weiteren Sinn“ eher an eine metamorphe Umkristallisation von Paragneisen im festen Aggregatzustand zu denken ist, oder ob zumindestens ein Teil der Gesteine durch eine in situ-Aufschmelzung eines präexistierenden Paramaterials, also durch Anatexis gebildet worden ist (vgl. z. B. SCHREYER, 1957; FISCHER, 1959; FUCHS, 1962; THIELE, 1962; LIST, 1969; FISCHER & TROLL, 1973; EL-GABY, 1973; DAURER, 1975, 1976; SCHULTZ & PROPACH, 1981; BLÜMEL, 1982).

In der vorliegenden Studie kann nun gezeigt werden, daß die „Perlgneisgruppe im weiteren Sinn“ schon auf diesem relativ engen Raum bereits in zwei Gruppen unterteilt werden kann, nämlich in die überwiegend „metamorph“ (metablastisch) kristallisierten Perlgneisvarietäten (Perlgneise im engeren Sinn) und die „anatektischen Perlgneise“ (Perldiatexite).

Auf Grund der Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchungen kann davon ausgegangen werden, daß die Perldiatexite bei ihrer Bildung einen sehr weitgehend schmelzflüssigen Zustand durchlaufen haben.

Vor allem ist es die Ausbildung der Minerale, welche die magmatische Herkunft der Perldiatexite in vielen Fällen durch charakteristische Wachstumserscheinungen gut erkennbar macht (vgl. Kap. 4.2.), und zwar sowohl bei den Plagioklasen (magmatische Zonarbaue, charakteristische Primärverwilligungen, magmatische Einschlußregelungen) als auch bei den Akzessorien Zirkon und Apatit (langprismatische Zirkone mit magmatischen Einschlußregelungen, idiomorphe Apatite etc.). Aber auch die mitunter beobachtbaren, mit ihren Längsachsen und ihrem Interngefüge gegeneinander verdreht

eingeschlossene Xenolithschollen sprechen schon sehr deutlich für eine magmatische Genese der Perldiatexite.

Bei den Perlgneisen (im engeren Sinn) sind jedoch Schmelzflußindizien, wie sie bei den Perldiatexiten gefunden werden konnten, kaum einmal zu beobachten. Vielmehr weist bei diesen die im großen und ganzen überwiegende Xenomorphie der verschiedenen Kornsorten auf ein Mineralwachstum im weitgehend festen Zustand hin bzw. spricht sie im Fall des Zirkons für eine Übernahme dieses Minerals ohne besondere Formveränderung aus präexistierenden Sedimenten.

Auch sind ja zumeist sehr deutliche Paragneistexturen zu beobachten wie zum Beispiel ein Lagen- oder Zeilenbau durch Wechsel von mehr biotitreichen, schiefriigen Lagen mit quarz- und feldspatreicheren Lagen (Gneisbänderung sensu SPRY, 1969) sowie konkordante Einschaltungen von geringmächtigen und feinerkörnigen Paragneislagen.

Die typischen Paragenesen des Perlgneishauptbildungsaktes sind sehr uniform (Oligoklas + Quarz + Biotit, Oligoklas + Quarz + Biotit + Cordierit) und lassen eine nähere Eingrenzung der Metamorphoseumstände kaum zu. Anzumerken ist lediglich, daß zur Cordieritbildung selbstverständlich Temperaturen der Amphibolitfazies notwendig waren (vgl. z. B. SEIFERT, 1970; WINKLER, 1979) und daß die Paragenese Biotit – Cordierit als Produkt einer Niedrigdruckmetamorphose angesehen wird (MIYASHIRO, 1973; WINKLER, 1979).

Bei anderen Mineralen (Kalifeldspat, Hellglimmer) kann man wiederum nicht ganz klar absehen, ob und wo sie mit dem üblichen Mineralbestand der Perlgneise im Gleichgewicht koexistieren.

Eine für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen möglicherweise größere Bedeutung kommt den oft vorhandenen und im Kap. 4.1. bereits beschriebenen saureren Anwachssäumen der Perlgneis-Plagioklasse (An um 18) zu, weil sie zum Teil augenscheinlich mit Sillimanit assoziiert sind und daher ein genetischer Zusammenhang zwischen beiden Mineralen naheliegt. Die Paragenese Plagioklas + Sillimanit könnte dabei ziemlich zwanglos auf die vollständig nach rechts abgelaufene Reaktion „Paragonit_{ss} + Quarz = Sillimant + Plagioklas + Wasser“ zurückgeführt werden.

Unter Zugrundelegung von experimentell ermittelten Gleichgewichtsdaten dieser Reaktion im allerdings Ca-freien System (CHATTERJEE, 1972) und der Angaben von HOLDAWAY (1971) über die Stabilitätsbeziehungen der Alumosilikate könnte man für diese Reaktion Minimaltemperaturen von 550°C und Minimaldrucke von 3 kb fordern.

Bei der Bildung der Perlgneise dürften jedenfalls Temperaturen von 550°C noch deutlich überschritten worden sein. Wie schon die zum Teil bereits makroskopisch diagnostizierbaren Metatekte nahelegen, hat nämlich punktuell bereits eine partielle Gesteinsaufschmelzung, eine Metatexis, eingesetzt. Für das partielle Schmelzen sind aber (je nach p_{tot} und $p_{\text{H}_2\text{O}}$) mindestens schon Temperaturen von einiges über 600°C notwendig (vgl. WINKLER, 1979).

Im Gegensatz zu den Perlgneisen haben nun also die Perldiatexite einen weitgehend schmelzflüssigen Zustand durchlaufen und es lassen sich mehrere Argumente dafür finden, daß diese Diatexite hier nicht intrusiv waren, sondern heute etwa im Stockwerk ihrer Aufschmelzung aufgeschlossen sind. Während nämlich nir-

*) In Bayern ist für etwa dieselbe Palette von Gesteinen eine zum Teil etwas andere Nomenklatur eingeführt (z. B. außer „Perlgneise“ auch „Paragranodiorite“, „Migmatische und nebulitische Diatexite“ etc.; vgl. z. B. TROLL, 1964; LIST, 1969).

gends typische Intrusionskontakte nachzuweisen waren (etwa Diskordanzen) und überhaupt schärfere Grenzen zwischen den Perlgneisen und Perldiatexiten fehlen, weisen die stellenweisen Perlgneiseinlagerungen in den Perldiatexiten (vgl. Abb. 2) auf einen sehr ursprünglichen Bildungszusammenhang zwischen beiden Gesteinen hin, der noch dadurch unterstrichen wird, daß auch gleichartige feinkörnige Paragneise als Zwischenlagen bzw. Einschlüsse in beiden Gesteinen zu finden sind.

Berücksichtigt man dazu noch, daß in den Perldiatexiten sehr viele Eigenschaften von S-Typ Granitoiden (S = sedimentogenes Ausgangsmaterial; vgl. z. B. CHAPPELL & WHITE, 1974) festzustellen sind, wie etwa häufige Einschlüsse von Paragneisschollen, eine typische Cordierit- und Monazitführung, aber auch die Albetonten Gesteinschemismen (FINGER & HÖCK, 1985), kann man mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß das Ausgangsmaterial der Perldiatexite ebenso wie jenes der Perlgneise im wesentlichen sedimentogener Herkunft war.

So kann man also nach den bisher getroffenen Beurteilungen den Schluß ziehen, daß der ganze Gesteinskomplex der Perlgneise und Perldiatexite im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl im Prinzip auf eine alte Sedimentfolge zurückgeht und heute eine Art Lagenbau von überwiegend festgebliebenen Paragneisen sowie von noch in ihrem Aufschmelzungsstockwerk befindlichen Diatexiten darstellt. Die aufsteigende variszische Regionalmetamorphose, die zur Bildung der Perlgneise führte, hat sich wohl bis zu einer Anatexis gesteigert, welcher die Perldiatexite ihre Entstehung verdanken.

Natürlich stellt sich hier gleich die Frage, warum gerade die Perldiatexite trotz ihres wahrscheinlich einigermaßen übereinstimmenden Bildungsraumes (ähnliche Druck- und Temperaturbedingungen) weitgehend aufgeschmolzen sind, während die Perlgneise überwiegend fest blieben. Zur Erklärung dieser Umstände bietet sich zum Beispiel die Annahme einer bereits sedimentär unterschiedlichen Zusammensetzung von Perlgneisen und Perldiatexiten und eine daraus resultierende und mit dem Chemismus zusammenhängende unterschiedliche Eignung der Ausgangsmaterialien für die Aufschmelzung an. So könnte etwa schon ein verschiedenartiger Wassergehalt zu den abweichenden Aufschmelzungsgraden geführt haben (TUTTLE & BOWEN, 1958; BROWN & FYFE, 1970; WINKLER, 1979).

Betrachtet man die Ergebnisse petrologischer Schmelzexperimente an Paragneisen (WINKLER, 1979), erscheint es von dieser Warte her gesehen immerhin denkbar, daß sich unter denselben Druck- und Temperaturbedingungen geeignet zusammengesetzte Paragneise bereits in einem weitgehend aufgeschmolzenen Zustand befinden, während andere noch überwiegend fest sein können. Temperaturen von rund 750°C, wie sie sich auch auf Grund der Zirkontrachten abschätzen lassen (vgl. PUPIN, 1980), fügen sich gut in derartige Überlegungen ein.

5.2. Weinsberger Granite und Schlierengranite

Neben den mittelkörnigen „Perlgneisen im weiteren Sinn“ spielt im westlichen oberösterreichischen und nordostbayerischen Moldanubikum eine zweite Gesteinsgruppe von vergleichsweise gröberkörnigen granitischen bis granitähnlichen Gesteinen eine große Rolle, die durch das Auftreten von porphyrischem Kalifeldspat

gekennzeichnet und auf österreichischer Seite unter dem Namen Weinsberger Granite und Grobkorngneise bekannt sind. Ungefähr äquivalente Bezeichnungen sind in Bayern „Kristallgranit I“ und „Körnelgneis“.

Die Grobkorngneise treten dabei unzweifelhaft bevorzugt in räumlichem Zusammenhang mit Vorkommen von Weinsberger Granit auf, und zwar meist in dessen Randbereich. Auf den ersten Blick scheinen sie sowohl von ihrem Auftreten im Gelände als auch von ihrer Ausbildung her (Korngröße, Textur etc.) zwischen den Gesteinen der Perlgneisgruppe (im weiteren Sinn) und den Weinsberger Graniten zu vermitteln.

Während in der letzten Zeit darüber Einigkeit herrscht, daß der Weinsberger Granit und der Kristallgranit I echte Schmelzflußgranite sind (FRASL, 1954; KRAUS, 1962; KURAT, 1962, 1965), gibt es zur Petrogenese der Grobkorngneise (Körnelgneise) nach wie vor ganz unterschiedliche Auffassungen. Am weitesten verbreitet ist die Ansicht, daß die Gesteine eine Art von „Mischgesteinen“ des Weinsberger Granits sind und unter Stoffzufuhr (vor allem Kaliumzufuhr) durch vorwiegend metablastische Umkristallisation aus älteren kristallinen Gesteinen entstanden sind (z. B. FUCHS, 1962; FUCHS in FUCHS & THIELE, 1968; PROPACH, 1977; BLÜMEL, 1982).

In Arbeiten von ANDRITZKY (1963) und EL-GABY (1973) werden Körnelgneise des bayerischen Raumes hingegen als Paragneisanatexite interpretiert, und zwar als anatektische Vorstufen des Kristallgranites I. Eine ähnliche Vorstellung dürfte übrigens auch SCHADLER (1952) zur Genese der Porphyrgneise (= Grobkorngneise) gehabt haben. GRABER (z. B. 1930, 1933, 1936) und KÖHLER (1948) sahen in den oberösterreichischen Grobkorngneisen randlich hybride Anteile der Weinsberger Granitschmelze.

In der vorliegenden Arbeit kann nun gezeigt werden, daß die Grobkorngneise im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl mit großer Wahrscheinlichkeit ein weitgehend schmelzflüssiges Bildungsstadium durchlaufen haben. Da die Gesteine im allgemeinen auch keine besonders erwähnenswerte Schieferung (Vergneisung) zeigen, wurde statt der Bezeichnung „Grobkorngneise“ die neue Bezeichnung „Schlierengranite“ eingeführt, die nicht nur der magmatischen Entstehung, sondern auch dem Aussehen der Gesteine (vgl. Kap. 4.4.) am ehesten gerecht werden soll.

Selbstverständlich ist auch der Weinsberger Granit im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl als ein echter Schmelzflußgranit aufzufassen. Viele der von FRASL (1954), KRAUS (1962) sowie KURAT (1962, 1965) von anderen Vorkommen des Granits beschriebenen magmatischen Wachstumserscheinungen an Kalifeldspaten, Plagioklasen, Zirkonen etc. konnten auch hier in sehr eindrucksvoller Weise wiedergefunden werden (vgl. Kap. 4.3.).

Klar ist jedoch auch, daß der Weinsberger Granit im hiesigen Untersuchungsgebiet schon als Schmelze in den regionalen Gebirgsbau einbezogen wurde und auch nach seiner Erstarrung noch von penetrativer Tektonik betroffen wurde. Keinesfalls kann er also als postorogener diskordanter Granit aufgefaßt werden, sondern er muß bereits synorogen entstanden sein, wie auch FRASL (1959) anmerkt und ebenso FUCHS (1962) auf Grund seiner Kartierungseindrücke im westlichen Mühlviertel schreibt.

Diskutiert man die Petrogenese der Schlierengranite, dann muß auf Grund der Nachweisbarkeit der verschied-

densten magmatischen Kristallisationserscheinungen (vgl. Kap. 4.4.), die zum Teil gleich sind wie im Weinsberger Granit, erst einmal davon ausgegangen werden, daß der Großteil der Schlierengranitminerale ebenfalls in einer Schmelze gewachsen ist und daß die Bildung der Gesteine also unter Durchlaufen eines weitgehend schmelzflüssigen Zustandes vor sich ging.

Demgegenüber hat die Metablastese als gesteinsbildender Vorgang zumindest bei den Schlierengraniten in der Gegend von Obermühl – wahrscheinlich jedoch, wie erste Untersuchungen vermuten lassen, bei den Grobkorngneisen im ganzen westlichen Mühlviertel – nicht annähernd jene große Bedeutung, die ihr zum Beispiel FUCHS zumißt (FUCHS, 1962, FUCHS & THIELE, 1968).

Bedenkt man zusätzlich den engen räumlichen Zusammenhang und zugleich auch die sehr beträchtlichen petrographischen Übereinstimmungen zwischen Schlierengraniten und Weinsberger Granit, wie zum Beispiel die weitgehend übereinstimmende Ausbildung der petrogenetisch signifikanten Zirkone, muß sich zwangsläufig die Vermutung aufdrängen, daß beide Gesteine bloß Varietäten innerhalb eines gemeinsamen großen und komplexen synorogenen Magmenkörpers sind. Freilich müßte man sich einen derartigen Großmagmenkörper entsprechend heterogen vorstellen. Es zeigen sich ja auch in den geochemischen Daten von Schlierengraniten und Weinsberger Graniten (FINGER, 1984) und ebenso in der Petrographie der beiden Gesteine einige regelmäßig zu beobachtende Unterschiede (vgl. Kap. 4.3. und 4.4.).

Prinzipiell könnten recht verschiedenartige Ursachen oder Ursachenkombinationen für die Heterogenität eines solchen Großmagmenkörpers verantwortlich sein. Denkbar wären etwa primäre Unterschiede in den Ausgangsmaterialien oder verschiedene Aufschmelzungsgrade, Differentiationsmechanismen im Magmenkörper, unterschiedliche Aufnahme von Fremdmaterial (Hybridität), Verschiebungen von Teilmagmen (z. B. Magmenachschübe oder Abquetschungen von Magmentteilen auf Grund der herzynischen Einspannung), eine frühzeitige Abkühlungsgeschichte in verschiedenen Bereichen des Magmenkörpers und ähnliches mehr.

Die Beziehungen zwischen der Gesteinsgruppe von Weinsberger Graniten und Schlierengraniten einerseits gegenüber der Gruppe der Perlgneise und Perldiatexite andererseits sind derzeit noch schwierig zu deuten. Sicher ist, daß alle vier Gesteine synorogene Bildungen sind, da sowohl die Körperformen und die Gesteinsgrenzen als auch die jeweils vorhandenen Interngefüge insgesamt der herzynischen Richtung angepaßt sind, und auch sämtliche Gesteine in ungefähr gleichem Ausmaß noch von postkristallinen Deformationen betroffen wurden. Aber obwohl die Schlierengranite im Gelände zwischen Weinsberger Graniten und Perldiatexiten/Perlgneisen zu vermitteln schienen und zwischen allen Gesteinen zumindest nach dem optischen Eindruck Angleichungszonen von Zehnermetern entwickelt sind, so ist doch festzuhalten, daß sich die Schlierengranite von den Perldiatexiten (und Perlgneisen) durch mehrere mineralogisch-petrographische Kriterien (z. B. Zirkone, Biotite, Amphibole, eingeschlossene Gesteinsschollen) gut abgrenzen lassen, und zwar im allgemeinen viel deutlicher als vom Weinsberger Granit.

Interessant ist in diesem Zusammenhang jedenfalls auch, daß viele der typischen Merkmale von S-Typ Graniten, wie sie in den Perldiatexiten vorhanden sind (Mo-

nazit-, Cordieritführung, verbreitete Paragneiseinschlüsse) in den Weinsberger Graniten und Schlierengraniten fehlen oder stark zurücktreten, während hingegen umgekehrt vor allem bei letzteren einige Anzeiger auftreten, die Anklänge an I-Typ Granite verraten (I = „igneous source“; vgl. CHAPPEL & WHITE, 1974, PITCHER, 1982). Zu nennen sind hier zum Beispiel die oftmals eingeschlossenen dunklen magmatogenen Schollen von granodioritischer, tonalitischer oder dioritischer Zusammensetzung, oder auch die verbreitete Amphibolführung.

Etlliche Punkte weisen also auf eine mehr oder weniger ausgeprägte Eigenständigkeit der Schlierengranite und Weinsberger Granite gegenüber den Perlgneisen und Perldiatexiten hin, und das spricht gegen die Vorstellung einer simplen anatektischen in situ Fortentwicklung der Perlgneis/Perldiatexit-Gruppe zu Schlierengraniten und Weinsberger Graniten im heute aufgeschlossenen Niveau. Jedenfalls ist im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl eher an eine mehr unabhängige Nebeneinanderentwicklung der beiden Gesteinsgruppen zu denken.

Dank

Die Publikation ist im wesentlichen eine Zusammenfassung von Ergebnissen meiner Dissertation, die ich auf Vorschlag von Prof. Dr. G. FRASL im Winter 1981 am Institut für Geowissenschaften in Salzburg begonnen und im Frühjahr 1984 fertiggestellt habe. Meinen beiden Dissertationsbetreuern, Herrn Prof. Dr. G. FRASL und Herrn Prof. Dr. V. HÖCK möchte ich an dieser Stelle nochmals für ihre vielen förderlichen Ratschläge danken sowie auch für die kritische Durchsicht des Manuskriptes zur vorliegenden Arbeit.

Danken möchte ich ferner Herrn Dr. H. P. STEYRER für seine Hilfe bei den graphischen Darstellungen, sowie den Herren B. HOLUB, H. KRAIGER, R. MARSCHALLINGER, H. MATL und nicht zuletzt Frau Mag. Dr. J. MÜHLHAUSER für die Unterstützung bei den methodischen Arbeiten.

Dank schulde ich weiters dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung des Projektes „Beiträge zur Entwicklung der kontinentalen Kruste in Teilen der Böhmisches Masse ...“ (P 5600).

Literatur

- ANDRITZKY, G.: Die Anatexis im Regensburger Wald. – N. Jb. Min. Abh., **99**, 79–112, Stuttgart 1963.
- BADER, H.: Apatite und Zirkone als sedimentäre Relikte in Metablastitgneisen der Oberpfalz. – N. Jb. Min. Mh., **1961**, 169–216, Stuttgart 1961.
- BLÜMEL, P.: Aufbau, Metamorphose und geodynamische Deutung des Variszischen Grundgebirges im Bereich der Bundesrepublik. – Jb. Ruhr-Univ. Bochum, **1982**, 169–201, Bochum 1982.
- BROWN, E. H. & FYFE, W. S.: The Production of Granitic Melts during Ultrametamorphism. – Contrib. Min. Petr., **28**, 310–318, Heidelberg 1970.
- CHAPPELL, B. W. & WHITE, A. J. R.: Two Contrasting Granite Types. – Pacific Geol., **8**, 173–174, Tokyo 1974.
- CHATTERJEE, N. D.: The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonit + Quartz and Its Natural Occurrences. – Contrib. Min. Petr., **34**, 288–303, Heidelberg 1972.
- DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich). – Diss. Univ. Wien, 299 S., Wien 1975.
- DAURER, A.: Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen (Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 1–54, Wien 1976.
- EL-GABY, E. S.: Die Entwicklung der Anatexite von Roding, Regensburger Wald. – Geol. Bavarica, **68**, 64–86, München 1973.

- FINGER, F.: Die Anatexis im Gebiet der Donauschlingen bei Obermühl (Oberösterreich). – Diss. Univ. Salzburg, 217 S., Salzburg 1984.
- FINGER, F. & HÖCK, V. (1985): Zur Geochemie von S-Typ Granitoiden aus dem westlichen oberösterreichischen Moldanubikum. – Fortschr. Min. **63/1**, 280, Stuttgart 1985.
- FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., **41**, 1–22, Stuttgart 1959.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. – Geol. Bavarica, **68**, 7–44, München 1973.
- FRASL, G.: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierten Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrg Granite und Augengneise Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **97**, Wien 1954.
- FRASL, G.: Bericht 1958 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). – Verh. Geol. B.-A., **1959**, H. 3, Wien 1959.
- FRASL, G.: Die mikroskopische Untersuchung der akzessorischen Zirkone als eine Routinearbeit des Kristallingeologen. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 405–428, Wien 1963.
- FRASL, G., FUCHS, G., KURZWEIL, H., THIELE, O., VOHRZYKA, K. u. E. & ZIRKEL, E.: Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. Maßstab 1 : 100.000. – Geol. B.-A., Wien 1965.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 96–117, Wien 1962.
- FUCHS, G. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich. – Geol. B.-A., Wien 1968.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – Jb. Geol. B.-A., **119**, Wien 1976.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F.: The microcline-sanidine stability relations. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **5**, 1–19, New York 1954 a.
- GOLDSMITH, J. R. & LAVES, F.: Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. – Geochim. et Cosmochim. Acta, **6**, 100–118, New York 1954 b.
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. – Am. Min., **36**, 884–901, Washington 1951.
- GRABER, H. V.: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im oberösterreichisch-südböhmischen Grundgebirge, Nr. 4. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **67**, Wien 1930.
- GRABER, H. V.: Die Intrusionsfolge im südlichen Moldanubischen Grundgebirge. – Zentralbl. Min. Pal., Abt. B, Wien 1933.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, Wien 1936.
- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – Am. J. Sci., **271/3**, 97–132, New Haven 1971.
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. – Abh. Dtsch. Akad. Wiss. Berlin, Klasse für Bergbau usw., **1963/1**, Berlin 1963.
- KÖHLER, A.: Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. – T. M. P. M., **1**, 175–184, Wien 1948.
- KÖHLER, A. & MARCHET, A.: Die moldanubischen Gesteine des Waldviertels und seiner Randgebiete. – Fortschr. Min., **25**, 253–366, Stuttgart 1941.
- KÖHLER, A. & RAAZ, F.: Gedanken über die Bildung von Feldspatzwillingen in Gesteinen. – Verh. Geol. B.-A., **1945**, 163–171, Wien 1945.
- KÖPPEL, V. & GRÜNENFELDER, M.: A Study of Inherited and Newly Formed Zircons from Paragneisses and Granitized Sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps). – S. M. P. M., **51**, 385–532, Zürich 1971.
- KÖPPEL, V. & SOMMERAUER, J.: Trace Elements and the Behaviour of the U-Pb System in Inherited and Newly Formed Zircons. – Contr. Min. Petr., **43**, 71–82, Heidelberg 1974.
- KRAUS, G.: Gefüge, Kristallgrößen und Genese des Kristallgranits I im Vorderen Bayerischen Wald. – N. Jb. Min. Abh., **97**, 357–434, Stuttgart 1962.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – Diss. Univ. Wien, Wien 1962.
- KURAT, G.: Der Weinsberger Granit im südlichen österreichischen Moldanubikum. – T. M. P. M., **3 F 9**, Wien 1965.
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – Am. Min., **653**, 1023–1052, Washington D.C. 1978.
- LIST, F. K.: Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (südlicher Bayerischer Wald). – Geol. Bavarica, **60**, München 95–132.
- MEHNERT, K. R.: Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald III. – N. Jb. Min. Abh., **98**, 208–249, Stuttgart 1962.
- MEHNERT, K. R.: Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. – 393 S., New York (Elsevier) 1968.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The Ba-content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. – N. Jb. Min. Abh., **140**, 221–252, Stuttgart 1981.
- MEHNERT, K. R. & BÜSCH, W.: The formation of K-feldspar megacrysts in granites, migmatites and augengneisses. – N. Jb. Min. Abh., **151**, 229–259, Stuttgart 1985.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. – London (G. Allen & Unwin Ltd.) 1973.
- PIPPAN, Th.: Geologisch-morphologische Untersuchungen im westlichen oberösterreichischen Grundgebirge. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **164**, 335–366, Wien 1955.
- PITCHER, W. S.: Granite Type and Tectonic Environment. – In: Mountain building processes (ed. K. HSÜ). – 263 S., London (Akad. press) 1982.
- POLDERVAART, A. & ECKELMANN, F. D.: Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. – Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 947–948, New York 1955.
- PROPACH, G.: Variscan granitization in the Regensburger Wald, West Germany. – N. Jb. Min. Mh., **1977/3**, 97–111, Stuttgart 1977.
- PUPIN, J. P.: Zircon and Granite Petrology. – Contr. Min. Petr., **73**, 207–220, Heidelberg 1980.
- SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000, Blatt Linz – Eferding. – Wien (Geol. B.-A.) 1952.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen bayerischen Waldes. – Geol. Rundschau, **46/2**, 306–317, Stuttgart 1957.
- SCHULZ, M. & PROPACH, G.: Die Zirkonstatistik als Mittel für die petrogenetische Deutung eines granitoiden Gesteins. – Fortschr. Min., **59/1**, 179–180, Stuttgart 1981.
- SEIFERT, F.: Low-temperature Compatibility Relation of cordierite in Haplopelites of the System $K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. – J. Petrol., **11**, 73–99, Oxford 1970.
- SMITH, R. K. & LOFGREN, G. E.: An analytical and experimental study of zoning in plagioclase. – Lithos, **16**, 153–168, Oslo 1983.
- SPRY, A.: Metamorphic Textures. – 350 S., Oxford (Pergamon) 1969.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. – N. Jb. Min. Mh., **1973**, 149–164, Stuttgart 1973.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. – Verh. Geol. B.-A., **1961**, 131–133, Wien 1961.
- THIELE, O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 117–129, Wien 1962.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. – Geologie, **19**, 17–24, Ostberlin 1970.
- THOMPSON, A. B. & ALGOR, J. R.: Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2 - NaAlO_2 - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. – Contr. Min. Petr., **63**, 247–269, Heidelberg 1977.

- THOMPSON, A. B. & TRACY, R. J.: Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reaction in the system $\text{CaO} - \text{KAlO}_2 - \text{NaAlO}_2 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – *Contr. Min. Petr.*, **70**, 429–438, Heidelberg 1979.
- TROLL, G.: Geologische Übersichtskarte des Bayerischen Waldes 1 : 100.000. – *Geol. Bavarica*, **58**, Beilage, München 1964.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L.: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. – *Geol. Soc. Am. Mem.*, **74**, 1–153, 1958.
- VANCE, J. A.: Zoning in Igneous Plagioclase: Normal and Oscillatory Zoning. – *Am. J. Sci.*, **260**, 746–760, New Haven 1962.
- VANCE, J. A.: Zoning in Igneous Plagioclase: Patchy Zoning. – *J. Geol.*, **73**, 636–651, Chicago 1965
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (Fifth Edition). – New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1979.

Manuskript eingelangt am 30. Juni 1985.