

Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese

Von GERHARD FUCHS und HEINZ G. SCHARBERT *)

Mit 1 Abbildung und 4 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 20, 21, 36, 54.

Schlüsselwörter

Waldviertel
Moldanubikum
Granulitvorkommen, kleinere
Beziehungen — Nebengestein
Genese

Zusammenfassung

Es wird eine Reihe kleinerer Granulitvorkommen geologisch und petrologisch beschrieben. Es handelt sich um granulitische Gesteine im Gföhler Gneis, in Paragneis-Amphibolitserien sowie an Überschiebungsbahnen. Aus der engen genetischen Verknüpfung mit den Nachbargesteinen kann abgeleitet werden, daß diese Granulite während oder im Anschluß an die Entstehung der großen Granulitmasse in deren amphibolitfaziellem Hof entstanden sind. Örtliche und zeitliche Schwankungen in den P-T-Bedingungen sowie des P_{H_2O} haben zur Bildung granulitischer Gesteine geführt. Weiters werden Granulite aus der Moldanubischen Glimmerschieferzone beschrieben, die wie ihre Umgebung von rückschreitender Metamorphose (mittlere bis niedere Amphibolitfazies) erfaßt wurden.

Summary

A series of small granulite occurrences are geologically and petrologically described. These are granulitic rocks in Gföhl Gneiss, in paragneiss-amphibolite series, and along thrust planes. The close connection with the surrounding rock series indicates that these granulites were formed during or immediately after the formation of the large granulite massifs in the rock series surrounding them being under conditions of the highest amphibolite facies. Local variation of the P-T conditions or P_{H_2O} led to the formation of granulites. Granulites are also described from the Moldanubian mica schist zone. Like their neighbouring series they were subducted to retrogressive metamorphism under conditions of middle to low grade amphibolite facies.

1. Einleitung

Die großen Granulitmasse des niederösterreichischen Moldanubikums (Abb. 1) erfuhren in den letzten zwei Jahrzehnten eine intensive petrologische Untersuchung, die in einer Reihe von Publikationen ihren Niederschlag fand (SCHARBERT, 1957, 1963a, 1964, 1967, 1971; KURAT & SCHARBERT, 1972; SCHARBERT & KURAT, 1974; ARNOLD & SCHARBERT, 1973; SCHARBERT & al., 1976). Es wurde darauf hingewiesen, daß unter Zuhilfenahme der Ergebnisse der experimentellen Petrologie für die Granulitbildung extreme Bedingungen geherrscht haben müssen. Mit anderen Worten, die

*) Anschriften der Verfasser: Dr. G. FUCHS, Geologische Bundesanstalt, 1031 Wien, Rasumofskygasse 23; Prof. Dr. H. G. SCHARBERT, Institut für Petrologie, Universität Wien, 1010 Wien, Dr. Karl Luegerring 1.

Granulitbildung erfolgte in sehr tiefem Krustenniveau unter Drucken von über 11 kb und Temperaturen von mehr als 760° C. Ferner muß der Wasserdampfdruck sehr gering gewesen sein, ist doch in dem quasigranitischen System der Granulite jedes Anzeichen von Schmelze oder Mobilisation gänzlich abwesend. Außerdem wurde auf das Vorkommen von Granatperidotiten aus dem Oberen Erdmantel innerhalb der

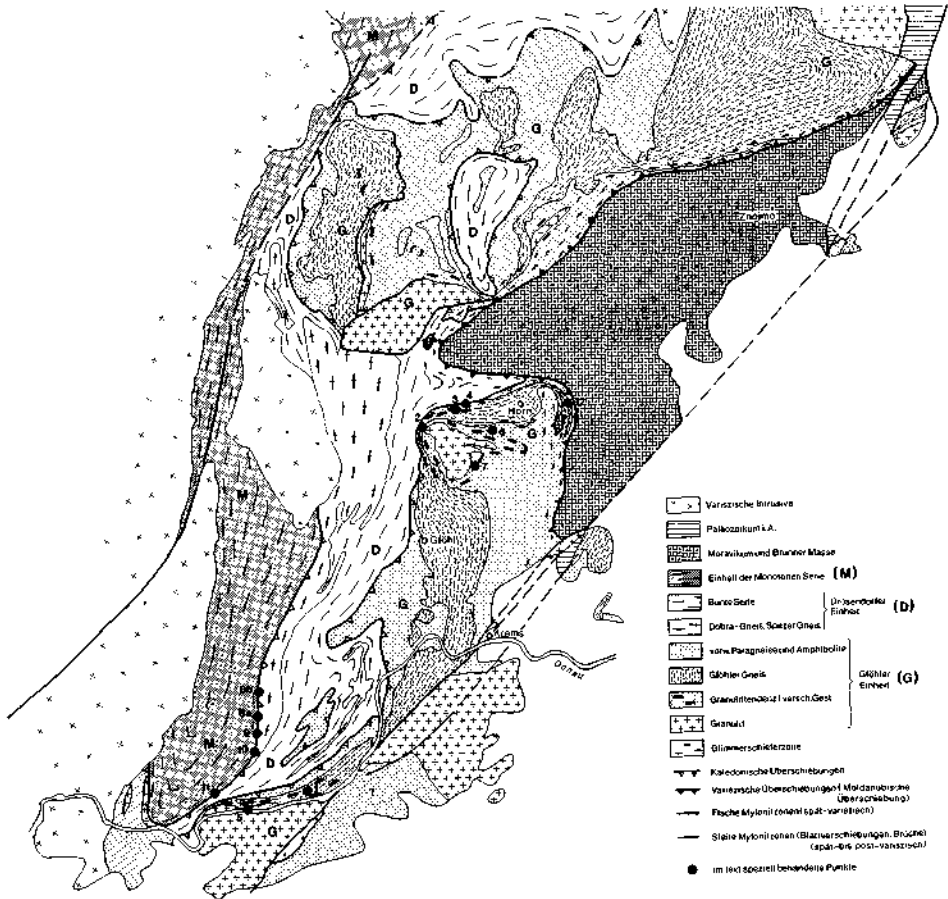


Abb. 1: Geologisch-tektonische Karte des östlichen Waldviertels, entworfen von G. FUCHS unter Benutzung vorhandener Literatur

Granulitmassive und auf die damit vergesellschafteten Granatpyroxenite wiederholt hingewiesen (KAPPEL, 1967; SCHARBERT, 1973, in Vorb.).

Im Zuge der laufenden Kartierungsarbeiten im niederösterreichischen Waldviertel wurde eine Reihe kleiner Vorkommen granulitischer Gesteine entdeckt. Diese Art von Granuliten sind mengenmäßig unbedeutend, da es sich meist nur um dm bis wenige m mächtige Lagen handelt. Dafür ist aber der genetische Aspekt um so bedeutender.

Die Ränder der großen Granulitmassive sind vielfach von jüngeren Störungen betroffen oder von Tertiär bedeckt, wodurch ihre Beziehungen zu den übrigen Metamorphiten des Moldanubikums nicht einfach festzustellen sind. Da sich eine retro-

grade Überprägung des primären Mineralbestandes vielfach beobachten ließ (SCHARBERT, 1964, 1967), schloß man, daß die Granulite als Fragmente der Tiefen Kruste tektonisch empor gebracht wurden und in „fremder“ Umgebung liegen.

Die Entwicklung der Tapeten- und Plattenquarze scheint in die Periode des Aufstiegs zu fallen, bedingt durch starke Streßkomponente in jenen Krustenteilen, die höher liegen, als jene, in denen die Bildung der Granulite selbst erfolgte (vgl. BEHR, 1964).

Bei den hier zu besprechenden kleinen Granulitvorkommen aber kann der primäre Gesteinsverband beobachtet werden. Granulitische Partien im Gföhler Gneis sind in Anbetracht der weitgehenden stofflichen Übereinstimmung nicht überraschend und wurden auch bereits früher beobachtet. Sie wurden meist als Relikte des granulitischen Ausgangsmaterials bei der Umwandlung in Gföhler Gneis, der als retrograd angesehen wurde, gedeutet (KÖHLER, 1925; KÖLBL, 1925; MATĚJOVSKÁ, 1967; F. E. SUSS, 1926; WALDMANN, 1951). Auch einer der Verfasser (SCHARBERT, 1967) hatte bislang diese Ansicht vertreten. Neuerdings werden beide Gesteine als mehr/weniger gleichzeitige Bildungen aufgefaßt (FUCHS, 1969).

Die granulitischen Gesteine in den Begleitserien der großen Granulitmassive (FUCHS, 1969) sind ebenfalls nicht überraschend, belegen aber eine genetische Bindung dieser Massive an ihre jetzige Umgebung.

Völlig unerwartet hingegen ist das regelmäßige Auftreten einer wenig mächtigen Lamelle von Granulit im Bereich der Grenze von Monotoner und Bunter Serie (bzw. Dobra-Gneis) des niederösterreichischen Moldanubikums (FUCHS, 1976a, 1977, 1978).

Auch in der Bunten Serie und in der Moldanubischen Glimmerschieferzone wurden Granulitlamellen gefunden (FUCHS, 1971).

In der vorliegenden Arbeit werden nun die Verbandsverhältnisse einzelner granulitischer Gesteine beschrieben und ihre Petrologie diskutiert. Es wird ferner auch zu prüfen sein, inwieweit manche der kleinen Körper durch von den Nebengesteinen abweichende Bedingungen entstanden sind, bzw. inwieweit es sich um Tiefenscherschizonte handelt (BEHR & al., 1965; SUTTON & WATSON, 1959).

Man sollte hier noch kurz beleuchten, welche petrographischen Kriterien für die Definition „Granulit“ gelten (vgl. auch BEHR & al., 1971). Für den Moldanubischen Raum Niederösterreichs ist die Koexistenz von Orthoklas(meso)perthit und Disthen in den pyroxenfreien Typen charakteristisch, sowie die Möglichkeit der Entwicklung von Ortho- und Klinopyroxen in quarzführendem Milieu (SCHARBERT & KURAT, 1974). Was die Zusammensetzung der Granate betrifft, sofern die Pyroxengranulite (SCHARBERT, 1963b) untersucht wurden, so liegt die Almandinkomponente im wesentlichen unter 70 Mol.-% und die Spessartinkomponente steigt nicht über 3 Mol.-%. Auffallend sind die z. T. hohen CaO-Gehalte, die die Grossularkomponente bis über 40 Mol.-% ansteigen lassen. Generell fällt sie jedoch kaum unter 10 Mol.-%, und Werte zwischen 15 und 25 Mol.-% sind keine Seltenheit. Die Pyropkomponente bleibt auch im wesentlichen über 10 Mol.-%. Sehr oft ist Zonarbau entwickelt. In diesen Fällen wird das Fallen von MnO und FeO und das Ansteigen von CaO gegen das Zentrum hin beobachtet. MgO ist in vielen Fällen indifferent (KURAT & SCHARBERT, 1972; SCHARBERT & KURAT, 1974).

Publizierte Granatanalysen von hellen Granuliten (MEHNERT & al., 1973; SCHNEIDER, 1975) sind selten und zeigen einen höheren Pyrop- und geringeren Grossulargehalt. Almandin und Spessartin bleiben in denselben Bereichen. Nicht publizierte Analysen von einem der Autoren (H.G.S.) zeigen ähnliche Eigenschaften.

Nach unseren Erfahrungen kann ein Granulitgranat wie folgt aussehen: Alm <70, Sp <3, Gr >7, Py >10 Mol.-%, wobei selbstverständlich der Chemismus des Gesteins

wesentliche Abweichungen hervorrufen kann. Findet man nun Gesteine mit Orthoklas-(meso)perthit und Disthen, in denen jedoch der Granat nicht den oben angegebenen Vorstellungen entspricht, so kann man ebenfalls von Granuliten oder Gesteinen mit Granulitendenz (BEHR & al., 1965) sprechen. Die Zusammensetzung der Granulitgranate, die TRÖGER (1959, S. 13) angibt, stimmt übrigens vorzüglich mit den von uns gemachten Erfahrungen überein.

Die Biotite der Granulite sind meist sehr reich an TiO_2 . Das Fe/Mg-Verhältnis schwankt recht stark, sollte aber 2—3 nicht wesentlich übersteigen.

Vom strukturellen Gesichtspunkt her sind die Platten-, oder Tapetenquarze, nicht an die Granulitfazies gebunden (BEHR, 1964), sodaß in einer eventuell lokal auftretenden Granulitfazies (etwa durch Tiefenscherung) nicht die Plattenquarze ausschlaggebend sind, sondern die petrographischen und mineralchemischen Eigenschaften, die ja mit den Hauptkörpern korrelierbar sein sollten.

Die Gehalte von FeO und MnO in den Alumosilikaten (STRENS, 1968; SCHARBERT, 1971) haben einen gewissen Einfluß auf die Stabilitätsverhältnisse. MgO und MnO in den Ilmeniten sind im Hinblick ihres Einflusses auf die Stabilitätsbedingungen noch nicht durchdiskutiert. Die eben erwähnten Gehalte an Nebenelementen für die beiden Mineralgruppen werden jedoch in der vorliegenden Arbeit fast immer angegeben.

2. Beschreibung einiger Granulitvorkommen

2.1. Kleine Granulitvorkommen im Gföhler Gneis

Stellenweise sind im Gföhler Gneis helle Granulitlagen zu bemerken (Abb. 1). Teils handelt es sich um cm bis dm dicke Schlieren und Bänder, teils finden sich bis m mächtige Bänke. Oft ist die typische Bandstreifigkeit SCHEUMANNS hervorragend entwickelt. Diese Granulitkörper sind nicht tektonische Schollen im Gföhler Gneis, sondern mit diesem genetisch verknüpft.

Pyroxengranulit im Gföhler Gneis ist von einer Lokalität bekannt geworden und zwar von der Johanneskapelle im untersten Weitental N Weiteneegg (MATURA, 1976; Abb. 1, Punkt 1 dieser Arbeit).

Das ausgedehnteste Gebiet mit granulitischen Partien im Gföhler Gneis ist der westliche Teil des Wachauer Gföhler Gneiszuges im Bereiche Maria Taferl bis Melk (FUCHS, 1975; MATURA, 1976a). Gegen N zu treten granulitische Partien dort wiederum auf, wo sich der Gföhler Gneiskörper gegen den Granulit von St. Leonhard am Horner Wald zu verengt und als dünne Lamelle westlich an diesem vorbeizieht (Abb. 1). Auch in der nordöstlichen Fortsetzung, dem Gföhler Gneis bei Horn, sind granulitische Lagen häufig. Die in Kapitel 2.4 zu besprechenden Granulite sind ebenfalls engstens an Gföhler Gneis gebunden und bauen gemeinsam mit diesem schmale Lamellen in der Moldanubischen Glimmerschieferzone auf (FUCHS, 1971). Im nördlichen Waldviertel zeigt der östlich an Japons vorbei in die Obere Saß ziehende Gföhler Gneiszug (FUCHS, 1972) granulitische Partien und wird dort von THIELE (1977) für einen Teil des Blumauer Granulituzuges gehalten. Auch nordwestlich von Geras sind Granulitlagen eng an sekundär veränderten Gföhler Gneis gebunden.

Aus den angeführten Vorkommen ist abzuleiten, daß granulitische Partien vorwiegend dort auftreten, wo die Gföhler Gneiskörper stark ausgedünnt werden und größeren Granulitmassen benachbart sind.

2.1.1. Johanneskapelle N Weiteneegg (Abb. 1, Punkt 1; Probe 1064):

Dieser Pyroxengranulit erscheint im Handstück schwarzgrün bis graugrün. Es sind kleine, rote Granate auszunehmen. Der Biotitgehalt ist höher, als man ihn von Pyroxengranuliten der großen Massive her kennt.

Die Granate sind z. T. rundlich, z. T. lappig und schwammig ausgebildet. In letzterem Falle führen sie Einschlüsse von Quarz und Plagioklas. In Tabelle 1 ist die chemische Zusammensetzung angegeben. Ein schwacher Zonarbau ist vorhanden. FeO, MnO und im vorliegenden Falle auch MgO sind an den Rändern angereichert, während CaO in den Zentren zu höheren Werten gelangt. Es sind Granulitgranate, die mit den bisher beschriebenen aus Pyroxengranuliten identisch sind (KURAT & SCHARBERT, 1972; SCHARBERT & KURAT, 1974).

Orthopyroxen steht, wie gewöhnlich, mengenmäßig über Klinopyroxen. Er tritt in einzelnen Körnern auf und ist manchmal größer als Granat. Die chemische Zusammensetzung ist in Tabelle 2 wiedergegeben. Die vorliegenden Orthopyroxene gehören zu den En-reicheren in niederösterreichischen Pyroxengranuliten (SCHARBERT & KURAT, 1974), Al_2O_3 rangiert mit 0,55 Gew.-% unter den geringsten Werten. Sie passen gut in den Zusammensetzungsrahmen granulitischer Orthopyroxene.

Klinopyroxen tritt in einzelnen größeren Körnern auf. Seine Zusammensetzung (Tab. 2) ist mit den schon untersuchten Klinopyroxenen vergleichbar. TiO_2 , Al_2O_3 und Na_2O sind höher, MnO deutlich niedriger als im Orthopyroxen. Im Pyroxen-trapez ist der Orthopyroxen-Klinopyroxen Konnodenverlauf mit den bisher untersuchten Pyroxenen der Zweipyroxengranulite durchaus vergleichbar (SCHARBERT & KURAT, 1974, Abb. 2, S. 117).

Eine interessante Erscheinung ist die Verwachsung von Ilmenit mit Klinopyroxen. Ansonsten sind Ilmenite im Gefüge wahllos eingestreut. Sie sind MnO reich (bis 0,84 Gew.-%).

Dunkelbraun-hellocker pleochroitische Biotite sind in diesem Gestein in großer Menge vorhanden. Sie sind reich an TiO_2 (Tab. 3). Fe/Mg fällt mit 0,85 in den für granulitische Biotite gefundenen Rahmen (SCHARBERT & KURAT, 1974).

Die (antiperthitischen) Plagioklase, verzwillingt nach dem Albit- und Periklin-gesetz, haben im Durchschnitt die Zusammensetzung $An_{42,5} Ab_{56,4} Or_{2,1}$.

2.1.2. Krug, westlich Horn (Abb. 1, Punkt 2; Proben 1077, 1079):

Diese Proben von hellem Granulit sind sehr stark tektonisiert und ausgelängt. Man findet Andeutungen von Plattenquarzen, jedoch mit stark suturierten Korngrenzen. Das Grundgewebe ist fein- bis mittelkörnig und hat gelegentlich Reihen von mörtelig zerriebenem Quarz.

Die auffallendste Erscheinung an den Kruger Proben jedoch sind poikilitische Großgranate bis zu 5 mm Durchmesser. Einschlüsse von ungestörtem Alkalifeldspat und Quarz sind die hauptsächlichsten Vertreter des Interngefüges. Gelegentlich findet man auch Einschlüsse von Disthen (vgl. SCHARBERT, 1971). Hier ist deutlich zu bemerken, daß die Einschlußminerale im Granat von den tektonischen Bewegungen, die das Gefüge außerhalb erfaßt haben, verschont geblieben sind.

Die untersuchten Granate (Tab. 1) sind homogen. Sie sind fast reine Almandine, mit einem etwas höheren MnO-Gehalt, als Granulitgranaten zukommt.

Aus Tab. 3 sind die Zusammensetzungen von Biotiten zu entnehmen. Jene, die die leicht akzentuierten dunklen Lagen repräsentieren sind 1077 und 1079a. Sie sind reich an Al_2O_3 und FeO und arm an MgO. TiO_2 liegt etwas über 2 Gew.-%. 1079b ist ein Biotit, der einen Granat umwächst, also offenbar ein Umwandlungsprodukt ist. Dieser Glimmer ist arm an TiO_2 , bei sonst etwa vergleichbarer Zusammensetzung mit den vorher besprochenen. Fe/Mg aller Biotite liegt weit über 5 und damit abseits von jenen Werten, die wir von „granulitischen“ Glimmern her kennen.

Sillimanit (FeO von 0,2 bis 0,35 Gew.-% und MnO um 0,1 Gew.-%) tritt in einzelnen

Tabelle 1: Mikrosondenmessungen an Granaten aus Granuliten in kleinen Körpern im niederösterreichisch

Gesteinstyp:	Pyroxen-		Granulit												
	granulit		1064	1152	1077	1079	69/11	1080		1082		69/12		1083	10
Probennummer:			1064	1152	1077	1079	69/11	1080		1082		69/12		1083	10
Anzahl der Analysen			4	8	19	6	4	4		4		2		10	
Zonarbau:			R	Z	—	—	—	R	Z	R	Z	R	Z	—	
SiO ₂	38,3	38,1	37,6	38,4	37,5	37,7	38,4	38,1	37,3	37,5	37,8	38,2	37,4	38	
TiO ₂	0,05	0,12	0,1	0,03	0,02	0,04	0,25	0,15	0,06	0,31	0,04	0,13	0,08	0	
Al ₂ O ₃	20,7	20,3	21,9	21,2	15,8	20,6	20,9	20,9	21,0	20,7	20,2	20,9	20,5	21	
FeO	26,4	23,6	26,2	38,1	40,0	38,2	28,7	25,2	30,4	26,9	28,5	27,2	35,4	29	
MnO	1,37	0,69	0,86	1,21	1,98	1,1	0,69	0,4	0,66	0,58	0,46	0,4	0,13	0	
MgO	6,4	5,5	4,72	0,62	0,52	1,23	3,24	3,85	5,7	5,83	5,17	5,22	3,07	7	
CaO	7,1	9,8	7,22	0,76	0,81	1,04	7,72	10,4	4,82	8,28	5,82	7,7	1,78	1	
Na ₂ O	0,11	0,18	0,04	<0,02	n. d.	<0,02	n. d.	n. d.	n. d.	0,02	n. d.	0,03	0,02	n.	
Summe	100,43	98,29	98,64	100,32	100,63	99,91	99,92	99,04	99,94	100,12	98,02	99,78	98,38	99	
Fe/Mg	2,32	2,41	3,11	34,4	43,4	17,5	4,97	3,72	2,99	2,59	3,1	2,93	6,48	2	
Py	23,6	21,0	18,8	2,7	2,1	5,1	12,8	14,8	21,4	21,3	20,2	19,9	12,6	29	
Alm	54,6	50,6	58,5	91,9	91,0	89,2	63,7	55,3	64,1	55,8	62,5	58,1	81,8	66	
Gr	18,9	26,9	20,7	2,4	2,3	3,1	22,0	29,0	13,1	21,7	16,3	21,2	5,2	3	
Sp	2,9	1,5	1,9	3,0	4,5	2,6	1,5	0,9	1,4	1,2	1,0	0,8	0,3	0	

Schnüren, manchmal auch als prismatische Kristalle auf. Disthen wurde als Einschluss im Granat schon beschrieben.

Der seltene Plagioklas ist nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Seine Zusammensetzung ist $An_{19,8} Ab_{79,4} Or_{0,8}$. Die Zusammensetzung des wesentlich häufiger auftretenden, rückgerechneten Orthoklasperthits ist $Or_{73,7} Ab_{25,8} An_{0,5}$.

2.1.3. Gobelsdorf bei Horn (Abb. 1, Punkt 3; Probe 69/11):

Es handelt sich um einen hellen Granulit. Das Gefüge ist mörtelig. Es sind selten Anzeichen von gelängtem Quarz vorhanden; die größeren Quarzkristalle sind durch Quarzmörtel zusammengepackt.

Die Granate haben wiederum Einschlüsse von Quarz und Alkalifeldspat, sind gerundet, lappig oder atollartig. In ihrer Zusammensetzung (Tab. 1) sind sie ähnlich jenen von Krug (Kap. 2.1.2.), obwohl ein leicht höherer Gehalt an Pyrop und Grossular zu vermerken ist.

Das Gestein ist praktisch frei von Biotit. Disthen tritt in langsäuligen und spießigen Formen auf, z. T. ist er auch feinkörnig. Er zeigt keinen Kontakt zu Sillimanit. Manchmal ist schwache Muskowitisierung festzustellen. Sillimanit bildet langgestreckte, büschelige, oder auch zopförmige Aggregate und befindet sich immer in Quarzbasis (vgl. SCHARBERT, 1971).

Leicht perthitischer Orthoklas ($Or_{93,9} Ab_{6,1}$) und wenig Plagioklas ($An_{20,2} Ab_{79,5} Or_{0,3}$) kommen zum Mineralbestand hinzu. Ein auffallendes Akzessorium ist Turmalin.

2.2. Granulitische Lagen in Paragneisserien

2.2.1. Mahersdorf im Taffatal bei Horn (Abb. 1, Punkt 4; Proben 1080, 1082, 69/12):

Von den verschiedenen Vorkommen, die in diesem Kapitel zu besprechen sind, seien an erster Stelle die dm dicken Bänder von hellem Granulit behandelt, die im Taffatal

Granulit

1170a		1170b		1070	1071	1073	75/19	1067	75/3a		75/3b		1090a		1090b		74/16a		74/16b
2		9		12	19	2	2	7	1		5		2		4		2		10
R	Z	—	—	—	—	—	—	—	R	Z	—	R	Z	—	—	R	Z	—	
37,6	37,7	37,8	38,3	38,1	36,9	36,7	38,5	35,9	36,2	36,8	37,2	37,6	36,9	37,8	37,9	37,7	37,7	37,7	37,7
0,03	n. d.	0,05	0,03	<0,02	n. d.	0,04	<0,01	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
20,3	19,4	20,3	21,1	21,4	20,2	18,5	20,9	20,5	20,6	19,9	21,0	21,4	18,0	20,2	20,2	20,7	20,7	20,7	20,7
35,9	32,8	36,2	32,6	35,4	37,7	39,2	33,2	36,4	34,4	34,8	36,1	35,0	39,8	38,1	36,0	37,9	37,9	37,9	37,9
1,24	0,88	1,42	0,56	0,46	1,19	0,94	0,79	2,59	1,07	3,96	1,27	1,22	1,24	1,21	1,04	1,12	1,12	1,12	1,12
2,33	3,18	2,28	5,43	3,77	2,34	3,61	4,26	3,73	7,2	3,16	2,14	2,28	2,28	0,84	0,75	0,82	0,82	0,82	0,82
2,17	4,34	1,46	1,59	0,9	0,95	1,15	1,13	0,75	0,72	1,07	1,64	2,66	1,70	1,05	2,97	1,07	1,07	1,07	1,07
n. d.	n. d.	n. d.	<0,02	<0,02	0,03	0,02	n. d.	0,08	n. d.	n. d.	n. d.	0,04	<0,02	0,04	n. d.	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
99,57	98,30	99,53	99,61	100,03	99,31	100,16	98,78	99,96	100,19	99,69	99,35	100,20	99,92	99,24	98,86	99,35	99,35	99,35	99,35
8,66	5,6	8,92	3,37	5,41	25,3	6,1	4,37	5,47	2,68	6,18	9,46	8,63	9,77	25,6	26,9	26,0	26,0	26,0	26,0
9,4	12,5	9,4	21,6	15,4	9,4	13,3	17,6	14,2	26,1	12,2	8,8	9,3	8,7	3,5	3,2	3,5	3,5	3,5	3,5
11,4	73,0	83,8	72,6	80,9	85,1	81,6	77,1	77,7	69,9	76,0	83,4	80,0	84,1	90,3	85,3	90,5	90,5	90,5	90,5
6,3	12,4	3,4	4,5	2,6	2,7	3,1	3,4	2,1	1,9	3,0	4,8	7,8	4,6	3,2	9,0	3,3	3,3	3,3	3,3
2,8	1,9	3,3	1,2	1,0	2,7	1,9	1,8	5,6	2,1	8,8	3,0	2,8	2,6	2,9	2,5	2,7	2,7	2,7	2,7

nordwestlich Mahrersdorf an der Basis des Gföhler Gneises auftreten (FUCHS, 1970). Sie sind mit Paragneisen und Amphiboliten im Liegenden des Gföhler Gneises vergesellschaftet. Diese Granulitvorkommen sind eindeutig an die Gföhler Gneisgrenze gebunden, liegen also nicht in diesem selbst.

Unmittelbar unter der Gföhler Gneisgrenze wechsellagern in bloß 1 m mächtigem Bereich straff gebänderter „Weißstein“, etwas biotitführender Granulit bis glimmerarmer Paragneis. Ohne scharfe Grenze klingt diese Bank granulitischer Gesteine durch Wechsellagerung mit den Liegendgesteinen aus. Die am Ufer der Kleinen Taffa gut aufgeschlossen gewesene Granulitbank ließ sich infolge schlechter Aufschlußverhältnisse im Streichen nicht weiter verfolgen. Östlich des Ortes Feinfeld fielen in ähnlichem Niveau Gneise reich an Granat, Sillimanit und Disthen auf.

Beim Vorkommen von Mahrersdorf handelt es sich um einen straff geregelten parallelgefügt Granulit mit scharfem Absetzen der hellen und dunklen Lagen, die im mm-bis dm-Bereich alternieren. Nadelstichgroße Granate findet man bevorzugt in den hellen Lagen. Sie treten in Form von gerundeten Kristallen auf. Größere Kristalle führen Einschlüsse von Quarz und Feldspat. Wiederum wirken die Granate als Panzer, denn der Mineralbestand außerhalb kann oft sehr starke Deformationserscheinungen aufweisen. Auch in den dunklen Lagen treten Granate auf, wenn auch weniger zahlreich.

Aus Tab. 1 ist ersichtlich, daß die Granate zonar gebaut sein können und zwar nach dem von KURAT & SCHARBERT (1972) beschriebenen Schema. Es kommen auch homogene Granate vor, deren Zusammensetzung ähnlich jener der Ränder der zonaren ist. In ringförmigen oder atollartigen Kristallen ist der Zonarbau den Kristallformen angepaßt.

Stark pleochroitischer Biotit ist massenhaft in den dunklen Lagen vorhanden. In Tab. 3 sind Biotitanalysen dreier Mahrersdorfer Proben zusammengestellt. Sie sind reich an TiO₂, führen etwas mehr Al₂O₃ als die Pyroxengranulitbiotite und sind etwas ärmer an FeO. Das Fe/Mg Verhältnis fällt in den Rahmen der Granulitbiotite. Auffallend ist der meist sehr geringe Gehalt an CaO, sowie das fast völlige Fehlen von MnO.

Tabelle 2: Mikrosondenmessungen an Ortho- und Klinopyroxenen aus Pyroxengranuliten in kleinen Körpern im niederösterreichischen Moldanubikum. FeO als Gesamteisen. Messung von 1064 durch Dr. KRACHER, N.H. Museum, Wien

Probennummer:	1064		1152
	Opx	Cpx	Cpx
Anzahl der Analysen:	3	4	5
SiO ₂	52,5	51,9	52,9
TiO ₂	0,08	0,22	0,31
Al ₂ O ₃	0,55	1,59	2,5
Cr ₂ O ₃	n. d.	n. d.	0,07
FeO	29,1	11,3	11,8
MnO	0,54	0,22	0,2
MgO	18,1	13,1	11,4
CaO	0,65	21,8	20,6
Na ₂ O	<0,03	0,36	0,32
K ₂ O	n. d.	<0,02	0,03
Summe	101,52	100,49	100,13
Fe/Mg	0,9	0,48	0,58
En	51,9	37,3	34,6
Fs	46,8	18,0	20,2
Wo	1,3	44,7	45,2

Disthen kommt relativ selten vor und führt durchschnittlich 0,12 Gew.-% MnO und 0,43 Gew.-% FeO. Ein schwacher Gehalt an Na₂O und Cr₂O₃ wurde bemerkt. Die Kristalle sind auf die hellen Lagen beschränkt. Ferner tritt sehr wenig Sillimanit in Form von kleinen Zöpfchen und Büscheln auf. Diese zeigen gelegentlich das Aufspalten von Chlorit und Muskowit.

Ilmenit ist in skelettartigen und schwammigen Kriställchen im Gefüge verstreut, z. T. auch mit Biotit verwachsen, z. T. auch von Quarz durchlöchert. Es kommen auch gelegentlich Verwachsungen mit Rutil vor. Der Ilmenit der Probe 1080 führt 0,21 Gew.-% MnO und 0,17 Gew.-% MgO.

An Feldspäten treten sowohl mesoperthitischer Orthoklas als auch antiperthitischer

Tabelle 3: Mikrosondenmessungen an Biotiten aus Granuliten in kleinen Körpern im niederösterreichischen

Gesteinstyp:	Pyroxengranulit		Granulit						
	1064	1152	1077	1079a	1079b	1080	1082	69/12	1083
Anzahl d. Analysen	4	3	5	2	4	6	2	4	4
SiO ₂	38,0	37,6	35,6	37,0	38,8	36,9	39,7	38,9	38,2
TiO ₂	6,3	5,63	2,02	2,64	0,88	4,94	4,63	4,53	3,58
Al ₂ O ₃	13,5	13,8	22,0	20,1	20,1	16,0	17,1	16,8	17,3
FeO	18,0	20,4	23,8	24,3	25,3	19,0	13,6	15,0	20,2
MnO	0,04	0,13	0,03	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
MgO	11,9	9,88	2,18	2,7	2,27	9,73	12,1	12,8	5,62
CaO	0,03	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	<0,02	0,04	n. d.	n. d.
Na ₂ O	0,25	0,2	0,22	0,15	0,18	<0,02	0,14	0,14	0,21
K ₂ O	8,4	9,33	9,44	10,13	9,56	9,49	9,31	10,04	9,16
Summe	96,42	97,04	95,29	97,02	97,15	96,06	96,68	98,24	94,27
Fe/Mg	0,85	1,15	6,13	5,06	6,26	1,1	0,63	0,66	2,02

Plagioklas auf. Wegen der Feinkörnigkeit der Matrix sind die gegenseitigen Mengenverhältnisse nicht gut feststellbar, jedoch überwiegt der Alkalifeldspat. Plagioklas ist nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt und schwankt in seiner Zusammensetzung von $An_{28,4} Ab_{69,5} Or_{2,1}$ bis $An_{32,5} Ab_{65,6} Or_{1,9}$ in der Probe 1080. In Probe 1082 ist er An-ärmer ($An_{17,8} Ab_{81,8} Or_{0,4}$). Der Alkalifeldspat ist reich an Ab-Komponente und arm an CaO.

Rutil ist in manchen Proben das herrschende Akzessorium. Er führt bis 0,12 Gew.-% FeO.

Quarz ist sowohl in der Matrix als auch als Einschluf im Granat vorhanden. Es bestehen auch Andeutungen von Quarzzeilen in der sehr quarzreichen Matrix.

2.2.2. Donauuferbahn, km 46 (Abb. 1, Punkt 5; Probe 1152):

Hier handelt es sich um einen 2—3 m verfolgbaren graugrünen, schlierenartigen Einschluf von Pyroxengranulit in der schmalen Zone von migmatischen Paragneisen und (Granat-Pyroxen)-Amphiboliten zwischen dem Granulitmassiv von Pöchlarn—Wieselburg im Hangenden und dem Westausläufer des Gföhler Gneises im Liegenden. Das Vorkommen wurde von H.G.S. entdeckt.

Die Granate (Tab. 1) sind stets schwammartig entwickelt mit Einschlüssen von Plagioklas und etwas Quarz. Sie sind homogen und vergleichbar den Rändern der Granate der Probe 1064 von der Johanneskapelle. Nur MgO ist hier etwas niedriger.

Klinopyroxen ist hier die einzige Pyroxenart. Die Kristalle neigen zu großen Formen und sind ebenfalls homogen zusammengesetzt (Tab. 2). Sie sind ähnlich jenen der Probe 1064, sind jedoch ebenfalls durch einen etwas geringeren MgO-Gehalt ausgezeichnet. Al_2O_3 ist etwas höher.

Biotit tritt in Form von Scheitern auf und ist manchmal zu mehreren Individuen aggregiert. Aus Tab. 3 kann entnommen werden, daß er in das pyroxengranulitische Schema der Biotite paßt, nur ist sein Fe/Mg mit 1,15 an der oberen Grenze der gefundenen Massierung (SCHARBERT & KURAT, 1974, S. 119).

Einschlufplagioklase im Granat sind Andesine mit $An_{42,9} Ab_{55,9} Or_{1,2}$. Im Gesteinsgewebe hingegen sind sie anorthitreicher: $An_{67,5} Ab_{30,3} Or_{2,2}$. Sie sind stets nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt.

Ilmenit führt in dieser Probe 1,44 Gew.-% MnO.

Moldanubikum. FeO als Gesamteisen. Messung von 1064 durch Dr. KRACHER, N. H. Museum, Wien

Granulit											
1073a	1073b	1071	1170a	1170b	1170c	1067a	1067b	75/3a	75/3b	1090	74/16
2	4	3	1	1	1	4	3	7	6	6	8
35,4	35,8	35,6	37,0	37,6	37,8	36,2	35,3	36,4	38,3	44,6	44,3
3,0	0,22	0,21	2,11	2,95	3,26	1,99	0,95	<0,02	1,39	0,6	0,62
15,7	18,8	17,4	18,3	17,6	17,9	20,0	20,7	17,0	20,7	38,0	38,2
24,9	25,9	26,4	24,2	19,3	20,1	26,0	24,5	26,3	20,8	1,87	2,47
n. d.	0,09	n. d.	0,48	n. d.	n. d.	0,09	0,11	0,16	0,14	0,07	n. d.
8,94	7,71	8,14	6,16	7,83	7,87	4,85	6,11	9,22	6,27	0,69	0,53
n. d.	<0,02	n. d.	0,36	<0,02	n. d.	0,02	<0,02	0,03	n. d.	n. d.	n. d.
0,05	0,11	0,12	0,11	0,19	0,16	0,05	0,12	0,11	0,08	0,47	0,37
10,01	9,89	9,66	6,7	9,51	9,99	8,92	9,53	9,46	9,82	10,28	10,66
98,07	98,46	97,53	95,42	94,98	97,08	98,15	96,32	98,69	97,5	96,58	97,15
1,56	1,88	1,82	2,21	1,38	1,43	3,01	2,25	1,6	1,86	1,52	2,62

2.2.3. Umlauf des Kamp, unweit Altenburg (Abb. 1, Punkt 6; Probe 1083):

Im Hangenden des Gföhler Gneises treten in den Paragneisen und Amphiboliten, die den Gföhler Gneis vom Granulitmassiv von St. Leonhard am Horner Wald trennen, plattige, glimmerarme Gneise mit Granat, Sillimanit und Disthen auf (FUCHS, 1969). Die von SCHUMANN (1930, S. 81—82) beschriebenen Sillimanitgneise von Fuglau dürften hierher zu rechnen sein. Während diese Gneise den erst höher folgenden granulitischen Gneisen in der unmittelbaren Nachbarschaft des Granulits ähneln, fand sich am Umlauf des Kamp bei der Einmündung des Försterbaches im Paragneis eine etwa 1 m mächtige Bank von hellem, glimmerarmen Gneis. Auffallend ist der reiche Gehalt an bis zu 3 mm großen Granaten und Sillimanit. Auch dieser Granulit bildet eine Lage in den umgebenden Gesteinen und ist als diesen zugehörig zu betrachten.

Die Granate sind rundlich, z. T. elliptisch mit vielen kleinen Einschlüssen von Quarz, Disthen, Rutil und Ilmenit. Sie sind kaum zonar gebaut (Tab. 1). Von den „echten“ Granulitgranaten unterscheiden sie sich durch einen etwas höheren Gehalt an Alm (81,8) und geringerem Gr (5,2).

Die wenigen Biotite treten teils in großen, pleochroitischen Scheitern auf. Manchmal nur bilden sie Zeilen. Fe/Mg liegt bei 2,02 (Tab. 3), obwohl TiO_2 mit 3,58 Gew.-% an die Granulitbiotite heranreicht.

Charakteristisch sind die Züge von Sillimanitbüscheln, die in Girlanden das Gestein durchziehen (FeO 0,22—0,34 Gew.-%). In diesen Sillimanitzügen eingestreut sind Ilmenitindividuen mit MgO-Gehalten zwischen 0,17 und 0,35 Gew.-%. Man gewinnt den Eindruck, daß der Sillimanit auf Kosten von Biotit unter Ausscheidung von Ilmenitkristallen entstanden ist.

Die Sillimanitzüge begleiten deformierte und z. T. ausgewalzte Quarz-Feldspat aggregate. Ansonsten ist sehr viel Quarz im Gestein vorhanden. Er bildet große, stark verzahnte Körner. Alkalifeldspat ist perthitischer Orthoklas ($\text{Or}_{34,6} \text{Ab}_{14,5} \text{An}_{0,9}$). Plagioklas scheint zu fehlen.

2.2.4. Wolfshoferamt (Abb. 1, Punkt 7; Probe 1088):

In den höheren Teilen der Paragneis-Amphiboliterie, die das schüsselförmige Granulitmassiv von St. Leonhard am Horner Wald unmittelbar unterlagern, treten granulitische Gneise und Granat-Pyroxen-Amphibolite auf. Diese Gesteine werden als „Begleitserie“ des Granulit bezeichnet.

Sie besteht neben den erwähnten Metabasiten aus hellen, glimmerarmen granat- und sillimanitführenden, straff geregelten Gneisen mit Granulitendenz. Daneben sind Ultramafite, normale Paragneise und Amphibolite, sowie einige Linsen von Kalksilikatmarmoren anzutreffen. Das Mengenverhältnis wechselt, doch überwiegen meist die amphibolitischen Gesteine in diesen Rahmenserien des Granulits. Im regionalen Auftreten zeigt sich eine deutliche Bindung an den Granulit, die Grenze zu diesem ist aber stets gut ausgeprägt. Gegen die Paragneise und Amphibolite im Liegenden der Granulitbegleitserie hingegen ist eine scharfe Abgrenzung meist nicht möglich. Eine Ausnahme bildet der Bereich nördlich und östlich Wolfshof, wo eine tektonische Diskordanz vorliegt (FUCHS, 1969). Der Wolfshofer Syenitgneis bildet konkordante, lagerartige Intrusionen, die vorwiegend im Grenzbereich der Begleitserie des Granulits und der normalen Paragneise und Amphibolite auftreten, was bei der Feldarbeit die Trennung etwas erleichterte.

Die granulitischen Gneise selbst sind sehr ähnlich jenen, die vom Umlauf des Kamp (Kap. 2.2.3.) beschrieben wurden. Granate sind in verschiedenen Größen vor-

handen und meist reich an Einschlüssen von Quarz und Rutil. Disthen kommt auch manchmal als Einschluß im Granat vor. Verglichen mit Probe 1083 ist der Granat mit Ausnahme des geringen Grossulargehaltes granulitisch zu nennen (Tab. 1). Dieser Umstand hat seine Erklärung in der offensichtlichen CaO-Armut des Gesteins, die sich ja auch im Fehlen von Plagioklas dokumentiert.

Disthen ist in größeren Kristallen vorhanden (0,36 Gew.-% FeO; 0,14 Gew.-% MnO), Sillimanit (0,7 Gew.-% FeO) in Zügen und Girlanden aus kleinen Säulchen, die oft den Granat und die großen Quarze umfließen. Quarz und Mesoperthit sind mittel- bis grobkörnig. Letzterer hat die Zusammensetzung (Or_{76,4} Ab_{23,4} An_{0,2}). An Akzessorien treten Rutil und Ilmenit (0,53 Gew.-% MgO; 0,14 Gew.-% MnO) auf.

2.3. Die Granulitlamelle an der Grenze zwischen Monotoner und Bunter Serie

Bei einer Übersichtsbegehung entlang des Schwarzaubaches zwischen Pöbring und Schwarzauf fand einer der Autoren (G. F.) zum ersten Male Lesesteine von Granulit an der Hangendgrenze der Monotonen Serie. Sie wurden als von Menschenhand verfrachtet aufgefaßt. Aber bei einer gemeinsamen Exkursion mit A. MATURA in der Steinbachklamm westlich Maria Taferl wurden in gleicher Position dm dicke granulitische Bänder im Anstehenden beobachtet. Nun setzte systematische Suche ein. Es zeigt sich, daß die Hangendgrenze der Monotonen Serie stark durchbewegt ist, und zwischen dieser und der überlagernden Bunten Serie, bzw. dem Dobra-Gneis ein nur wenige Meter mächtiges Band von Granulit auftritt (FUCHS, 1976a, 1977, 1978). Diese Lamelle ist streng niveaubeständig, kann gebietsweise aber auch fehlen, doch zeigen dann meist die Paragneise eine gewisse Granulitendenz, wie Granatreichtum, straff geregeltes Gefüge mit Zeilenquarzen etc. Der Granulithorizont wurde vom Krotenbachtal (SE Fritzensdorf) gegen N über das Weitaltal hinaus bis in den Bereich westlich Straßbreith verfolgt (FUCHS, 1978). Gegen SW zu hat MATURA (1978) diesen Horizont NW Auratsberg bei Marbach a. d. Donau und im Lojagraben feststellen können. Damit ist eine streichende Erstreckung von fast 20 km erschlossen.

Das bis zu 4 m mächtige Granulitband besteht aus scharf weiß-grauviolett gebändertem, biotitfreiem und biotitführendem Granulit mit feinen, aber auch bis 4 mm großen Granaten und selteneren Disthenen. Besonders bei ersterem Mineral können Einschlüsse bereits mit freiem Auge wahrgenommen werden. Das Wachstum von Porphyroblasten in stark durchbewegten und mylonitisierten Gesteinen ist vielfach beschrieben worden (SUTTON & WATSON, 1959; SPRY, 1969). Auch das Umbiegen der Gefüge um diese Porphyroblasten kann typisch für Mylonite sein. Vereinzelt sind auch Feldspatäugen von einigen mm Länge zu beobachten, die für solche Granulit-typen eine durchaus gewöhnliche Erscheinung sein können (WATZNAUER, 1958).

Die an den Granulit angrenzenden Paragneise, granodioritischen Dobra-Gneise und Amphibolite zeigen strukturell überraschende Übereinstimmung mit dem Granulit. Sie sind äußerst straff geregelt und fein gebändert. Sie verwittern plattelig mit glatten s-Flächen.

Feldgeologisch ist nun eindeutig festzustellen, daß der Granulit einen bedeutenden Bewegungshorizont markiert; die Intensität der Mylonitisierung nimmt gegen das Liegende und Hangende rasch ab. Im Bereich des Bewegungshorizontes selbst sind auch öfters dem Gföhler Gneis ähnliche Gesteine und recht selten Granat-Amphibolite zu beobachten.

2.3.1. Westflanke Mandlgupf und knapp südlich Kalter Berg (P. 892) bei Pöggstall (Abb. 1, Punkte 8a, b; Proben 1070, 1071, 1073, resp. 1170):

Im mikroskopischen Bild erkennt man in diesem Granulit die auffallend starke Lamination und z. T. das Herumschwingen der Zeilen- und Plattenquarze um die größeren Granate. In den hellen Partien wechseln Bereiche feiner Granulierung von Quarz, Alkalifeldspat und sehr untergeordnetem Plagioklas mit Zonen von Zeilen- und Plattenquarzen ab. In den glimmerreichen Partien hingegen sind die Plattenquarze seltener und weniger deutlich entwickelt.

Die bereits am Handstück sichtbaren Einschlüsse in den großen Granaten erweisen sich als ungestörte Quarze und Alkalifeldspate, die jedoch nie so zahlreich werden, wie in den Kruger Proben (Kap. 2.1.2.). Wiederum wirken hier die Granate als „Panzer“.

Die hellen oder biotitarmen Proben führen teils zonare (1070), meist jedoch mehr/weniger homogene (1070, 1071) Granate. Auffallend ist wiederum die Armut an CaO und MnO, sowie der meist beträchtliche Gehalt an molekularem Pyrop (Tab. 1), der in den Proben vom Mandlgupf (1070, 1071) etwas höher ist, als in jenen vom Kalter Berg (1170). Ferner ist aus Tab. 1 ersichtlich, daß die Kerne der zonaren Granate in das oben angegebene Schema für Granulitgranate passen (1170a). Die homogenen Granate dieser Probe (1170b) sind praktisch ident mit den Rändern der zonaren Kristalle. Man kann die Granate durchaus als „granulitisch“ bezeichnen. Der Granat der stark biotitführenden Varietät (1073) ist der almadinreichste des besprochenen Vorkommens (Tab. 1). Er ist oft nur in Resten vorhanden und fast gänzlich in grünen Biotit umgewandelt.

Disthen ist in den meisten biotitfreien Gesteinen vertreten (0,12 Gew.-% MnO; 0,34 Gew.-% FeO). Sillimanit fehlt. Alkalifeldspat ($Or_{67,8} Ab_{31,8} An_{0,4}$) tritt gegenüber Plagioklas stark hervor.

Die Analysen der Glimmer in Tab. 3 sind folgendermaßen zu interpretieren: 1073a ist eine braune, pleochroitische Abart im Gewebe. TiO_2 liegt bei 3 Gew.-%, Fe/Mg ist 1,56, also noch innerhalb des für Granulitbiotite zulässigen Rahmens. Die Analyse der Biotitprobe 1071 gibt die Zusammensetzung von entsprechenden Mineralen aus dem Gesteinsgewebe an. Sie sind arm an TiO_2 , was gelegentlich auch in anderen Granulitbiotiten zu beobachten ist (vgl. SCHARBERT & KURAT, 1974, S. 119, Tab. 4). Allerdings ist der Biotit der Probe 1071 reicher an Al_2O_3 . Außerdem sind die Biotite der Proben 1073a und 1071 frei von CaO und MnO. Fe/Mg des Biotits der Probe 1071 ist 1,82.

1073b ist ein grüner Biotit als Umwandlungsprodukt um Granat, dessen wesentlichster Unterschied gegenüber den Gewebsbiotiten im hohen Al_2O_3 und geringem MgO liegt. TiO_2 ist wiederum niedrig. MnO ist für unsere hier studierten Biotite relativ hoch. Fe/Mg liegt bei 1,88.

Daß der TiO_2 -Gehalt der Biotite nicht der wesentlichste Unterschied zwischen Gewebsbiotiten und sekundären Biotiten aus Granat sein kann, erhellt aus den eben besprochenen Analysen.

Um einen möglichen Unterschied in der Biotitzusammensetzung vom Primärgranat weg zu erkennen, wurde eine Traverse von der Granat-Biotitgrenze nach außen in die Ausschwängung gelegt (Proben 1170a, b, c). Möglicherweise handelt es sich bei 1170c bereits um einen Primärbiotit einer dunklen Lage. Jedenfalls ist ersichtlich, daß TiO_2 nach außen hin zunimmt, wenn auch der Grenzbiotit als sicheres Umwandlungsprodukt von Granat reich an TiO_2 ist. Andererseits ist im Grenzbereich der Einfluß des Granats auf die Biotitzusammensetzung noch recht deutlich zu merken. Al_2O_3 und bes. FeO fallen nach außen hin ab. MgO steigt; MnO zeigt mit 0,48 Gew.-% am

Tabelle 4: Verteilung von Fe, Mn und Ca zwischen koexistierenden ferromagnetischen Mineralen zweier Pyroxengranulite in kleinen Granulitkörpern des niederösterreichischen Moldanubikums

	1064	1152
$K_{D_{Fe}}^{Ga-Opx}$	1,4	—
$K_{D_{Mn}}^{Ga-Opx}$	5,7	—
$K_{D_{Ca}}^{Ga-Cpx}$	18,3	—
$K_{D_{Fe}}^{Opx-Cpx}$	3,9	—
$K_{D_{Mn}}^{Opx-Cpx}$	2,0	—
$K_{D_{Fe}}^{Ga-Cpx}$	5,4	5,6
$K_{D_{Mn}}^{Ga-Cpx}$	7,2	6,4
$K_{D_{Ca}}^{Ga-Cpx}$	0,29	0,31
$K_{D_{Fe}}^{Opx-Bi}$	1,02	—
$K_{D_{Mn}}^{Opx-Bi}$	8,9	—
$K_{D_{Fe}}^{Ga-Bi}$	1,4	1,2
$K_{D_{Mn}}^{Ga-Bi}$	32,0	6,4
$K_{D_{Fe}}^{Cpx-Bi}$	0,26	0,22
$K_{D_{Mn}}^{Cpx-Bi}$	4,4	1,0

Grenzbiotit deutlich den Einfluß des Primärgranats, um nach außen hin zu verschwinden. CaO bietet dasselbe Bild. Der Grenzbiotit ist arm an K_2O und gewinnt nach außen hin die „normalen“ Werte. Fe/Mg fällt von 2,21 am Grenzbiotit nach außen hin zu den gewohnten Werten.

Die Probe 1073 führt verzwilligten Plagioklas ($An_{11,9} Ab_{87,0} Or_{1,1}$ bis $An_{13,7} Ab_{85,8} Or_{0,5}$). Der mikroperthitische Orthoklas ergibt rückgerechnet eine Zusammensetzung von $Or_{39,4} Ab_{10,6}$. Ilmenit kann rein sein, aber auch MnO bis 0,67 Gew.-% und MgO bis 0,24 Gew.-% führen.

2.3.2. Hinterberg bei Jasenegg (Abb. 1, Punkt 9; Probe 75/19):

Es handelt sich um einen glimmerfreien Granulit mit nadelstichgroßen Granaten. Auffallend sind die auch schon m. f. A. sichtbaren seidigen Sillimanitzüge. Das Gefüge ist feinkörnig mit eingesprengten runden Granaten und Disthenen.

Die homogenen Granate (Tab. 1) sind zusammensetzungsmäßig ähnlich jenen schon beschriebenen CaO-armen. Der Disthen führt 0,16 Gew.-% FeO. Der Orthoklasperthit hat folgende Zusammensetzung: $Or_{68,3} Ab_{30,7} An_{1,0}$.

2.3.3. Krotenbachtal, östlich Nussendorf (Abb. 1, Punkt 10; Probe 1067):

Es dreht sich hier um einen stark ausgewalzten Granulit mit unterschiedlich mächtigen Abfolgen von hellen und dunklen Lagen. Die Granate erscheinen in verschiedenen Größen und z. T. auch umgewandelt. Manchmal trifft man auf bis 0,5 cm große Biotitaggregate, die aus Granaten entstanden sind. In den dunklen Lagen sind gelegentlich augenförmige Quarz-Feldspataggregationen vorhanden.

Unter den Granaten sind die kleineren einschlußfrei, die größeren führen Einschlüsse von Quarz und Feldspat. Alle Granate sind in unterschiedlichem Maße in Biotit umgewandelt. Ein schwammartiger Granat (Tab. 1) liegt mit seinem Pyropgehalt (17,6 Mo.-%) und seinem Spessartingehalt (1,8 Mol.-%) im Granulitgranatbereich, ist jedoch wiederum arm an CaO. Kleinere Granate sind etwas reicher an MnO und ärmer an MgO.

In Tabelle 3 sind zwei Biotitanalysen angegeben: 1067a repräsentiert eine Analyse von Gewebsbiotiten mit etwa 2 Gew.-% TiO_2 und Fe/Mg von 3. 1067b ist der Durchschnitt einer Traverse eines Umwandlungsproduktes aus Granat. TiO_2 steigt vom Restgranat weg nach außen hin von 0,65 bis 1,46 Gew.-%. MnO ist nur in Granatnähe vorhanden und fällt nach außen hin gegen Null ab. Fe/Mg liegt bei 2,25.

Disthen führt bis 0,29 Gew.-% FeO, die gemessenen Körner sind arm bis frei an MnO. Plagioklas: $\text{An}_{18,8}$ $\text{Ab}_{80,0}$ $\text{Or}_{1,2}$; perthitischer Orthoklas im Gewebe: $\text{Or}_{38,4}$ $\text{Ab}_{11,4}$ $\text{An}_{0,2}$. Die großen Augen: $\text{Or}_{93,0}$ $\text{Ab}_{6,8}$ $\text{An}_{0,2}$. Quarz tritt als Pflaster und in Zeilen auf.

2.3.4. Steinbachklamm bei Marbach a. d. Donau (Abb. 1, Punkt 11; Probe 75/3):

Die südwestlichste der hier beschriebenen Proben repräsentiert einen relativ grobkörnigen Granulit. Die Zeilenquarze sind hier wenig entwickelt, dafür gibt es massenhaft linsenförmige Quarzindividuen, die von Mörtelkränzen umgeben sind.

Die Granate sind auf wenige große Individuen beschränkt, die oft teilweise oder aber auch gänzlich in Biotit umgewandelt sind. 75/3a in Tab. 1 ist ein reliktitischer zonarer Großgranat. Er ist arm an CaO. MnO und FeO sind am Rande angereichert, MgO auffallenderweise im Zentrum. Ein kompakter Granat (75/3b) ist etwas reicher an CaO und führt den höchsten MnO-Gehalt dieser Studie. MgO entspricht dem Rande, FeO dem Zentrum des oben beschriebenen zonalen Granats.

Unter den Umwandlungsprodukten der Granate gibt es grüne und braune Biotite, deren Analysen in Tab. 3 angegeben sind (75/3a und 75/3b). Es fehlt bisher ein systematisches Studium der Ursachen dieser Farben. Im vorliegenden Falle ist der grüne Glimmer frei von TiO_2 , reich an FeO und MgO, sowie arm an Al_2O_3 . Fe/Mg liegt bei 1,6. Der braune Biotit hat die umgekehrte Verteilung und Fe/Mg mit 1,86.

Wenig perthitischer Alkalifeldspat und Sillimanitzüge sind im Gestein verteilt.

2.4. Granulite in der Moldanubischen Glimmerschieferzone (Abb. 1, Punkt 12; Proben 1090, 74/16):

Im Raume Breiteneich—Kl. Meiseldorf bei Horn wurden inmitten der Glimmerschiefer und diesen eingeschalteten Amphiboliten schmale Orthogneisbänder festgestellt. Sie bestehen aus weitgehend von Muskowitisierung betroffenen Gföhler Gneis. Dazu treten gering mächtige und absetzige Granulitshollen und -lagen (FUCHS, 1971, S. 431). Die Granulite führen zwar ebenfalls Muskowit, der schon makroskopisch feststellbar ist, doch haben sie, dank ihrer sonstigen Glimmerarmut, den primären Charakter als Granulite gut erhalten. Das plattig absondernde Gestein ist weiß-grauviolett gebändert. Die eingestreuten, bis mehrere mm großen Granate sind meist gut erhalten. Der Muskowit sproßt vorwiegend auf den s-Flächen.

Im Dünnschliff sind die Proben streng geregelt unter Ausbildung von Plattenquarzen und Zeilen von sekundärem Muskowit. Das granulitische Mosaik besteht aus Quarz und beiden Feldspatarten, in dem Granate eingestreut sind. Gelegentlich kommt es zur Anhäufung von mehr/weniger großen Disthenen, mit der Kristalllänge in den s-Flächen eingeregelt (SCHARBERT, 1957).

Die Granate beider Proben sind teils zonar gebaut (1090a, 74/16a), oder aber auch

homogen zusammengesetzt (1090b, 74/16b auf Tab. 1). Die Kristalle sind wiederum arm an CaO und an MgO. Dies gilt besonders für die Granate der Probe 74/16. Wiederum ist zu bemerken, daß die homogenen Granate die gleiche Zusammensetzung haben, wie die Ränder der zonaren. Die Zentren der zonaren erreichen Grossularwerte bis 9 Mol.-%. Spessartin bleibt immer unterhalb 3 Mol.-%. Allerdings rangieren die Almandinkonzentrationen unter den höchsten dieser Studie.

Bei den sekundären Hellglimmern (Tab. 3) ist der hohe TiO_3 -Gehalt ungewöhnlich. Es würde hier zu weit führen, die Problematik der „moldanubischen Glimmerschieferzone“ zu diskutieren. Damit verknüpft wäre sicherlich auch die Frage nach der Zusammensetzung der Hellglimmer in den verschiedenen Gesteinstypen, die von der Hellglimmersprossung erfaßt worden sind. Dies kann nur im Zuge einer regionalen Untersuchung erfolgen. Wir begnügen uns hier mit der Angabe zweier Analysen.

Aus dem Altbestand der Granulite seien noch die Zusammensetzungen der Feldspate erwähnt. Der Plagioklas ist ein Albit mit $\text{An}_{9,8} \text{Ab}_{89,3} \text{Or}_{0,9}$, der Alkalifeldspat ein typischer Orthoklasmusperthit mit $\text{Or}_{41,4} \text{Ab}_{55,8} \text{An}_{2,8}$.

Mit den eben beschriebenen Vorkommen vergleichbar treten kleine, oft nur m mächtige Granulitkörperchen auch in der Glimmerschieferzone des nördlichen Waldviertels auf, z. B. in der Saß, südöstlich Wenjapons, NW Geras. Letztgenanntes Vorkommen ist mit muskowitzisiertem Gföhler Gneis und Granat-Pyroxenamphiboliten engstens verknüpft. NE von diesem Vorkommen setzt schließlich der Stallecker Granulit ein, der größtenteils auf dem Staatsgebiet der CSSR (Štáľky) liegt. Auch dieser größere Granulitkomplex ist von Muskowitisierung betroffen.

3. Kriterien der Granulitnatur der beschriebenen Vorkommen

Werfen wir einen Blick auf die Frage nach der Granulitnatur der beschriebenen Proben. Außer Zweifel steht, daß die kleinen Pyroxengranulite (Kap. 2.1.1. und 2.2.2.) jenen der großen Massive gleichen. Petrographisch unterschiedlich ist lediglich der höhere Biotitgehalt. Zonarbau der Granate und Mineralbestand sprechen eindeutig für Pyroxengranulite (nomenklatorisch mit freiem Quarz, SCHARBERT, 1963b).

In Tab. 4 sind einige Werte für die Verteilungskoeffizienten von Fe, Mn und Ca in koexistierenden ferromagnesischen Mineralen angegeben. Sie sind mit jenen von SCHARBERT & KURAT (1974, Tab. 5, S. 121) ident. Lediglich $K_{D_{\text{Mn}}}^{\text{Ga-Bi}}$ und $K_{D_{\text{Mn}}}^{\text{Opx-Bi}}$ der Probe 1064 von der Johanneskapelle sind höher, was entweder im sehr geringen MnO-Gehalt des koexistierenden Biotits oder der etwas niedrigeren Equilibrierungstemperatur seinen Grund haben mag. $K_{D_{\text{Fe}}}^{\text{Ga-Cpx}}$ beider Pyroxengranulite ist etwas höher als gewöhnlich.

Ansonsten wurden in den beschriebenen Gesteinsassoziationen nur helle Granulite gefunden. Auch in diesen ist der granulitische Mineralbestand in den überwiegenden Fällen entwickelt: Orthoklas(meso)perthit und Disthen, der einige Zehntelprozent FeO und MnO führen kann.

Die Granate entsprechen allerdings meist nicht der oben angeführten Norm für Granulitgranate. In diesen Fällen spielt der Pauschalchemismus der entsprechenden Gesteine die entscheidende Rolle. Ausschlaggebend für die positive oder negative Entscheidung über die Granulitnatur eines Gesteinstyps liegt im Gesamtmineralbestand.

Wie aus Tab. 1 ersichtlich, kann Zonarbau in Granaten ganz entschieden auftreten. Im Falle Mahrersdorf (Kap. 2.2.1.) fallen die gesamten Granate in den Granulitgranatbereich, während anderwärtig wiederum (Lamelle, Kap. 2.3.1. und auch Glimmer-

schieferzone, Kap. 2.4.) die Granatzentren den geforderten Vorstellungen entsprechen, die Granatränder aber den gelegentlich in solchen Proben auftretenden homogenen Granaten entsprechen. Es sei dahingestellt, ob man in solchen Fällen von zwei Granatgenerationen reden kann.

Andere Granate wiederum sind zwar arm an Spessartin und führen auch Grossular unter 7 Mol.-%, haben dafür aber einen Pyropgehalt über 10 Mol.-% (Altenburg, Kap. 2.2.3.). Wieder andere sind fast reine Almandine (Krug, Kap. 2.1.2., Glimmerschieferzone, Kap. 2.4.).

Die assoziierten Biotite sind, sofern sie als Matrixbiotite dem Primärgefüge der Granulite angehören, stets reich an TiO_2 (2 bis 5 Gew.-%). Ausnahmen sind selten. Sekundärbiotite als Umwandlungsprodukte um Granate sind meist ärmer an TiO_2 (unter 1 Gew.-%). Diese Regel gilt jedoch nicht immer streng. Fe/Mg ist unter 3, also in jedem Falle „granulitisch“. Lediglich die Kruger Proben (Kap. 2.1.2.) haben Fe/Mg Verhältnisse über 5, was aber mit dem Fe-Reichtum der Probe zu tun hat, der sich auch in den Almandinen ausweist.

Disthen ist fast immer vorhanden. Fehlt er dem Gewebe, so kommt er doch manchmal als Einschluß im Granat vor. Sillimanit allein kann auch für Granulitnatur sprechen (SCHARBERT, 1971).

Die Verteilungskoeffizienten für Fe, Mn und Ca bei Granat und Biotit sind hier nicht angegeben, da noch keine zuverlässigen Vergleichswerte regionaler Art aus den großen Massiven vorhanden sind. Es könnte ja auch nur Fe in Betracht gezogen werden, da die Biotite meist sehr arm bis frei an CaO und bes. MnO sind. Aus unpublizierten Pauschalanalysen geht hervor, daß in den großen Massiven der MnO-Gehalt in den Pyroxengranuliten höher ist als in den hellen Granuliten. Daher zeigen auch die Biotite der ersteren einen höheren Gehalt an diesem Element, vorausgesetzt, die Pauschalchemismen sind vergleichbar zwischen Massiven und kleinen Körpern. Interessant hingegen ist die Beobachtung, daß die Sekundärbiotite in Granatnähe MnO führen, das nach außen hin abnimmt.

Was die physikalischen Entstehungsbedingungen der Granulite in kleinen Körpern anlangt, so sind diese sicherlich nicht wesentlich unterschieden von jenen, die die großen Massive prägten und die von SCHARBERT & KURAT (1974) mit >11 kb und $>760^\circ$ C angegeben wurden. Die Paragenese Orthoklas(meso)perthit-Disthen und zwei Pyroxene in quarzführendem Milieu deutet auf HP-Granulite hin, für die BEHR (1978) ähnliche Entstehungsbedingungen gelten läßt (9–13 kb, 800–900° C). Selbstverständlich muß die Bedingung $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{tot}}$ erfüllt gewesen sein.

Da nun, wie besprochen, die kleinen Granulitkörper in verschiedenen Gesteinsassoziationen vorkommen, so wäre es durchaus plausibel, daß auch deren Entstehung sich in verschiedenen Krustenniveaus (jedenfalls tief und nicht allzu unterschiedlich) abgespielt hat. Darüber wird im Folgenden zu diskutieren sein.

4. Diskussion und Schlußfolgerungen

Die in dieser Arbeit beschriebenen kleineren Vorkommen von Granuliten und Gesteinen mit Granulitendenz (BEHR & al., 1965) sind als Teil der jeweils umgebenden Gesteinsserie nicht leicht von dieser zu trennen und etwa als fremde Scherlinge zu deuten.

Bei den großen Granulitmassiven ist ein Zusammenhang mit den Nachbargesteinen nicht immer klar nachzuweisen, vermutlich weil die großen Massive infolge ihrer Homogenität sich während der Tektonik selbständiger bewegt haben. Doch läßt sich manchmal auch bei diesen, so z. B. beim Granulit von St. Leonhard am Horner Wald

eine genetische Verbindung von Granulit und Begleitserie belegen. Das Nebeneinander und ineinanderfließen von Granulitfazies und höchster Amphibolitfazies spricht dafür, daß die Granulitbegleitserie in jenem Bereich entstand, wo die granulitfazielle Metamorphose in den sie umgebenden amphibolitfaziellen Hof ausklang.

Der einheitliche Charakter der großen Massive spricht aber andererseits auch dafür, daß in diesen Fällen die ursprüngliche Zusammensetzung des Ausgangsgesteines für die Bildung von Granulit schon günstig war. Die Existenz einer höchst amphibolitfaziellen Granulitbegleitserie ist ein Hinweis dafür, daß die Granulitmassive keine Fremdkörper darstellen, sondern in den umgebenden Gesteinskomplexen entstanden sind, wenn auch in sehr tiefen Krustenbereichen. Durch Überschiebungstektonik gelangten die Granulite und Teile ihres Rahmens in höhere Positionen gegenüber der amphibolitfaziellen Hauptmasse des Moldanubikums. Im genannten Fall spricht die engräumliche Verknüpfung von Granulit und Begleitserie auch für eine genetische. BEHR (1978) erkennt sog. „Granulitbelts“ als Großscherzonen, die bis in die Unterkruste hinabreichen und sieht, so wie wir, eine genetische Bindung der Granulitbildung an tektonische Linien.

Die stoffliche Bereitschaft mancher Lagen der Rahmenserien von Granulitmassiven kann zur Anpassung an Granulitfazies führen, während manche andere „metastabil“ amphibolitfaziell bleiben.

Dagegen ist der Granulit des Taffatales (Kap. 2.2.1.) an eine Bewegungsbahn gebunden, die relativ jung erscheint (vgl. FUCHS, 1970). Der Gföhler Gneis wird nämlich im Horner Raum von einer rückschreitenden Metamorphose betroffen, die zur Biotitisierung des Granats, dem Verschwinden des Sillimanits und zur Auflösung des charakteristischen Gefüges führt. Diese Veränderungen betreffen nur den Gföhler Gneis, nicht dessen Liegendserie. Dies scheint darauf hinzuweisen, daß die Bewegungsbahn, in der sich granulitische Gesteine entwickeln konnten, jünger ist als die regressiv Metamorphose des Gföhler Gneises in diesem Raume. Dies würde auch bedeuten, daß der an dieser Störung gebildete Granulit jünger ist als die Hauptmassive und der Gföhler Gneis.

Sind nun die wenige dm oder m mächtigen Granulitbänder, die an Störungszonen gebunden sind, als Scherlinge zu betrachten oder sind sie an der jeweiligen Bewegungsfläche entstanden? Hier ist es wichtig, auf die Tatsache hinzuweisen, daß die Granulitbänder eng mit den Nachbargesteinen verbunden sind, ja mit diesen sogar wechselagern können. Der Deformationsstil stimmt in Granulit und Nebengestein überein. Setzt die Granulitlamelle gelegentlich aus, so zeigen die äußerst stark durchbewegten Paragneise Granulitendenz. Der Granulit macht nicht den Eindruck linsiger Schollen, sondern ist eine zwar gering mächtige, aber über große Entfernung hin zu verfolgende Lamelle, wie wir sie z. B. in Kap. 2.3. näher erläutern haben.

Die Durchbewegung ging unter Bedingungen der höchsten Amphibolitfazies vor sich (Steinbachklamm, Kap. 2.3.4.) und erreichte in extrem tektonisierten Bereichen die Granulitfazies mit Orthoklasperthit und Disthen (Pöggstall, Kap. 2.3.1.).

Fälle von Entwicklung hochmetamorpher Paragenesen in wenig mächtigen Mylonithorizonten sind bekannt (SUTTON & WATSON, 1959; BEHR & al., 1965). Diese Mylonitizationen entstehen in großen Krustentiefen (Tiefenmylonite) entlang von Überschiebungen oder auch bewegten Lineamenten. Das Wachstum von Großmineralen (JOHNSON, 1961) ist in solchen Zonen möglich. Einschlüsse von nicht deformierten Mineralen in solchen Porphyroblasten sind nicht selten, wie sie in zahlreichen größeren Granaten dieser Studie beobachtet wurden.

Über den Zeitpunkt dieser Art Granulitentstehung an Störungen ist es schwer

Angaben zu machen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die fraglichen Bewegungsbahnen mit dem intramoldanubischen Überschiebungsbau in Zusammenhang stehen.

Es kann angenommen werden, daß im Anschluß an die Metamorphose, die zur Bildung der großen Granulitmasse führte, die Überschiebungstektonik einsetzte. Dabei stand das Moldanubikum unter Bedingungen der höchsten Amphibolitfazies. An diesen Überschiebungsbahnen konnte die örtlich gesteigerte Durchbewegung und Plättung in den Scherhorizonten granulitfazielle Verhältnisse schaffen. BEHR & al. (1965) haben dies auch für erzgebirgische Granulitlamellen überzeugend beschrieben.

Durch diese Überschiebungen wurden u. a. die großen Granulitmasse (vielleicht als Fragmente einer granulitischen Unterkruste) und ihre Rahmenserien auf etwas schwächer metamorphe Gesteinskomplexe bewegt. Der zeitliche Abstand zwischen der Bildung der großen Granulitmasse in tiefen Krustenbereichen und deren tektonischer Verfrachtung in höhere Niveaus wird demnach gering angenommen. Daß Granulitfazies im Moldanubikum wiederholt, z. B. in verschiedenen Orogenesen erreicht worden wäre, erscheint uns eher unwahrscheinlich. Wir haben allerdings am Beispiel Mahresdorf (Kap. 2.2.1.) deutlich gemacht, daß Granulitbildung in dünnen Lagen in den unmittelbaren Rahmenserien des dort retrograd überprägten Gföhler Gneises jünger ist. Der Hiatus ist unbekannt.

Es wurde bereits erwähnt, daß die granulitischen Partien im Gföhler Gneis bevorzugt dort auftreten, wo dieser in seiner Mächtigkeit stark reduziert ist (Abb. 1). Dies kann als Hinweis dafür angesehen werden, daß der Gföhler Gneis unter dem Einfluß überschiebender Granulitmassen örtlich ausdünnete, also gesteigerter tektonischer Beanspruchung ausgesetzt war. Dadurch traten hier Metamorphosebedingungen auf, die sich in Granulitendenz bemerkbar machten.

Das Verhältnis von Gföhler Gneis zu Granulit wurde vielfach diskutiert. Verschiedentlich ist angenommen worden, daß Teile des Gföhler Gneises metagranulitischen Ursprungs sind (KÖHLER, 1925; WALDMANN, 1951; SCHARBERT, 1967; MATĚJOVSKÁ, 1967; LASNIER, 1977; u. a.). FUCHS (1969) hat nun eine etwa gleichzeitige Bildung beider Gesteine angenommen, und der zweite Verfasser dieser Zeilen hat sich diesen Vorstellungen zunächst einmal angeschlossen. Im niederösterreichischen Moldanubikum sind ja die Rb-Sr-Alter von Granulit (ARNOLD & SCHARBERT, 1973) und Gföhler Gneis (metagranulitisch genannt, S. SCHARBERT, 1977) in derselben Größenordnung, nämlich ordovizisch und somit dem „kaledonischen Ereignis“ zuzuordnen (SCHMIDT, 1977). Ferner sind sehr weitgehende Übereinstimmungen im Metamorphosegrad zu beobachten, wie z. B. das fast durchgehende Auftreten von Orthoklasperthit als Feldspatphase im Gföhler Gneis. Zu seinem Mineralbestand gehören weiterhin Sillimanit, Granat und auch Disthen (BECKE, 1913; KÖLBL, 1925).

Wir halten somit die Hauptmasse von Granuliten und Gföhler Gneis für eine mehr oder weniger gleichzeitige metamorphe Prägung in tiefem Krustenniveau. Der Unterschied im Metamorphosegrad zwischen Gföhler Gneis und Granulit liegt im höheren H₂O-Gehalt des ersteren, sodaß es zu migmatischen und auch lokalen anatektischen Erscheinungen kommen kann. Weiters wird noch das Verhalten charakteristischer Spurenelemente in Gföhler Gneis und Granulit zu prüfen sein.

Flüssigkeitseinschlüsse in Quarz (TOURET, 1970), die im wesentlichen aus CO₂ bestehen, machen die Verhältnisse $P_{H_2O} \ll P_{tot}$ während der granulitischen Metamorphose (SCHARBERT & KURAT, 1974) verständlich. H₂O reiche Einschlüsse erscheinen erst in etwas höheren Niveaus (BEHR, 1978). Diese Frage wird in unserem Raume noch zu prüfen sein, aber man kann sich leicht vorstellen, daß der Gföhler Gneis zwischen dem tiefkrustalen Granulit und den moldanubischen amphibolitfazialen Gesteinen und

aus ähnlichem Ausgangsmaterial entstanden ist. Zu großräumigen Aufschmelzungen ist es dabei allerdings nicht gekommen.

Bei den Überschiebungsvorgängen kann der Gföhler Gneis eine granulitische Ausbildung erhalten, wie dies an den Stellen seiner geringen Mächtigkeit zu beobachten ist.

Die Granulite und Gföhler Gneise in der moldanubischen Glimmerschieferzone sind die unmittelbare Fortsetzung der randferneren Zonen dieser Gesteine. Sie belegen das Konzept von F. E. SUSS in zweifacher Weise:

a) Das Hineinstreichen von Granulit, Gföhler Gneis und anderen charakteristischen Gesteinen des Moldanubikums in die Glimmerschieferzone beweist deren Zugehörigkeit zum Moldanubikum (FUCHS, 1971, 1976b; FUCHS & MATURA, 1976, Tafel 1).

b) Das reichliche Auftreten von Muskowit belegt dessen sekundäre Natur. In einem Granulit sensu stricto kann nämlich kaum vermutet werden, daß der Muskowit primär ist (BEHR & al., 1971), wie dies für die Gföhler Gneise der Saß und des Raumes von Geras von THIELE (1977) angenommen wird, der demnach von Zweiglimmergranulit-gneisen spricht.

Der Nachweis von Muskowitisierung der Granulite in der moldanubischen Glimmerschieferzone ist Beleg für die Wirksamkeit rückschreitender Metamorphose, die alle Gesteine betroffen und dieser Zone erst ihr individuelles Gepräge gegeben hat.

Für die kleinen Körper von Pyroxengranuliten in Gföhler Gneis (Kap. 2.1.1.) und Paragneisserien (Kap. 2.2.2.) kann, wie in den großen Massiven, eine stoffliche Varianz angenommen werden, die zur Entwicklung der Pyroxenparagenesen führte. Zum anderen weist der hohe Biotitgehalt auf einen etwas höheren K_2O - und H_2O -Gehalt hin. Auch dürfte im Falle des Pyroxengranulitkörpers Johanneskapelle der Wasserdampfdruck geringer als der Gesamtdruck gewesen sein, jedoch höher als in den großen Granulitmassiven.

Eine weitere Möglichkeit von Granulitbildung in kleinen Körpern repräsentieren die Lagen in den Paragneisserien (Umlauf, Kap. 2.2.3. und Wolfshoferamt, Kap. 2.2.4.). Diese können als Partien innerhalb der amphibolitfaziellen Paragneise gelten, in denen die Pauschalzusammensetzung die Granulitbildung begünstigte und wo es aber auch nicht nachweislich zu Scherungen gekommen ist. Es entstehen Gesteine mit Granulit-tendenz, in denen die höchste Metamorphose (Disthen) als Einschluß im Granat erhalten sein kann. Charakteristisch sind die Sillimanitzüge und -girlanden bei gleichzeitiger Biotitarmut. Sillimanit ist ja auch für die umgebenden Paragneise ein typischer Bestandteil. Extreme Scherung, sowie Bindung an einen tektonischen Horizont, wie in der Lamelle Kap. 2.3., sind nicht feststellbar.

Die granulitische Metamorphose der großen Massive hat in sehr tiefem Krustenniveau stattgefunden, denn Material aus dem Oberen Erdmantel ist in Form von Granat-peridotiten und Granatpyroxeniten tektonisch in diesen Massiven eingeschichtet und hat sich z. T. den Metamorphosebedingungen der umgebenden Granulitfazies angepaßt (KAPPEL, 1967; SCHARBERT, 1973, in Vorb.). Dieses Mantelmaterial fehlt den Granuliten in kleinen Körpern, was offenbar ein Zeichen dafür ist, daß diese in etwas höherem Niveau gebildet wurden. Extreme Scherung an Tiefenmylonitzonen, Überschiebungsbahnen etc. und das Vorhandensein stofflich prädestinierter Lagen führten zur Bildung von Granuliten in kleinen Körpern.

5. Danksagung

Einer der Autoren (H.G.S.) dankt der Niederösterreichischen Landesregierung (Projekt III/2-4164/77) für die großzügige Unterstützung bei Geländeaufnahmen. Ferner sei dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt 1939)

für die Bereitstellung einer Elektronenstrahl-Mikrosonde Typ ARL-SEMQ gedankt. Prof. Dr. H. J. BEHR (Göttingen) danken wir für die kritische Durchsicht des ersten Manuskriptentwurfes. Weiters danken wir Dr. A. MATURA (Wien) für fruchtbringende Diskussionen. Dr. A. KRACHER (Wien) unternahm in dankenswerter Weise die Messungen an der Probe 1064 (Pyroxengranulit der Johanneskapelle).

Literaturverzeichnis

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — Schweizer. Min. Petr. Mitt., **53**, 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F., HIMMELBAUER, A., REINHOLD, F. & GÖRGEY, R.: Das niederösterreichische Waldviertel. — Tschermarks Miner. Petr. Mitt., **32**, 185—217, Wien 1913.
- BEHR, H. J.: Die Korngefügefazies der Zweigürteltektonite im kristallinen Grundgebirge Sachsens. — Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin; Kl. Bergbau, Hüttenwesen und Montangeologie **1**, 1—46, Berlin 1964.
- BEHR, H. J., Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas. — Z. dt. Geol. Ges., **129**, 283—318, Hannover 1978.
- BEHR, H. J., FRITSCH, E. & MANSFELD, L.: Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten. — Krystalinikum **3**, 7—29, Prag 1965.
- BEHR, H. J., den TEX, E., etc.: Granulites — results of a discussion. — N. Jb. Min. Mh., 97—123, Stuttgart 1971.
- FUCHS, G.: Zur Tektonik des östlichen Waldviertels. — Verh. Geol. B.-A., 424—440, Wien 1971.
- FUCHS, G.: Kartierungsberichte. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1969, 1970, 1972, 1975, 1976a, 1977, 1978.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., **119**, 45—61, Wien 1976b.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. — Jb. Geol. B.-A., **119**, 1—43, Wien 1976.
- JOHNSON, M. R. W.: Polymetamorphism in Movement Zones in the Caledonian Belt of Northwest Scotland. — J. Geol., **69**, 417—432, Chicago 1961.
- KAPPEL, F.: Die Eklogite Meidling im Tal und Mitterbachgraben im niederösterreichischen Moldanubikum südlich der Donau. — N. Jb. Min. Abh., **107**, 266—298, Stuttgart 1967.
- KÖHLER, A.: Das Granulit- und Granulitgneisproblem im südwestlichen Waldviertel. — Anz. Ak. Wiss., Wien, No. 4, 1—4, Wien 1925.
- KÖLBL, L.: Die Stellung des Gföhler Gneises im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels. — Tschermarks Miner. Petr. Mitt., **38**, 508—539, Wien 1925.
- KURAT, G. & SCHARBERT, H. G.: Compositional Zoning in Garnets from Granulite Facies Rocks of the Moldanubian Zone, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. — Earth Planet. Sci. Letters, **16**, 379—387, Amsterdam 1972.
- LASNIER, B.: Persistance d'une serie granulitique au coeur du Massif Central Français (Haute Allier) les termes basique, ultrabasique et carbonatés. — Thèse a L'U.E.R. des sciences de la nature de l'Université de Nantes. 351 S. 1977.
- MATĚJOVSKÁ, O.: Petrogenesis of the Moldanubian Granulites near Náměšt' nad Oslavou. — Krystalinikum **5**, 85—104, Prag 1967.
- MATURA, A.: Kartierungsberichte. — Verh. Geol. B.-A. Wien 1976a, 1978.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. — Jb. Geol. B.-A., **119**, 63—74, Wien 1976b.
- MEHNERT, K. R., BÜSCH, W. & SCHNEIDER, G.: Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. — N. Jb. Min. Mh., 165—183, Stuttgart 1973.
- SCHARBERT, H. G.: Zur Regelung des Disthens in einem niederösterreichischen Granulit. — N. Jb. Min. Mh., 40—47, Stuttgart 1957.
- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums I. — N. Jb. Min. Abh. **100**, 59—86, Stuttgart 1963a.
- SCHARBERT, H. G.: Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. — Tschermarks Miner. Petr. Mitt., **8**, 591—598, Wien 1963b.

- SCHARBERT, H. G.: Die Granulite des südlichen niederösterreichischen Moldanubikums II. und III. — N. Jb. Min. Abh., **101**, 27—66 und 210—231, Stuttgart 1964.
- SCHARBERT, H. G.: Beobachtungen am Granulitkörper von St. Leonhard am Horner Wald (Niederösterreichisches Waldviertel). — Anz. Ak. Wiss., Wien, No. 9, 201—205, Wien 1967.
- SCHARBERT, H. G.: Cyanit und Sillimanit in moldanubischen Granuliten. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **16**, 252—267, Wien 1971.
- SCHARBERT, H. G.: Garnets from Moldanubian Garnet Pyroxenites and associated Pyroclisites, Bohemian Massif of Lower Austria, Austria. — Earth Planet. Sci. Let., **20**, 415—418, Amsterdam 1973.
- SCHARBERT, H. G.: (in Vorb.): Upper Mantle Garnet Pyroxenites in a Granulite Facies Environment, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria.
- SCHARBERT, H. G. & KURAT, G.: Distribution of Some Elements Between Coexisting Ferromagnesian Minerals in Moldanubian Granulite Facies Rocks, Lower Austria, Austria. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **21**, 110—134, Wien 1974.
- SCHARBERT, H. G., KORKISCH, J. & STEFFAN I.: Uranium, Thorium and Potassium in Granulite Facies Rocks, Bohemian Massif, Lower Austria, Austria. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **23**, 223—232, Wien 1976.
- SCHARBERT, S.: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. — Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 11—13, Wien 1977.
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. — Z. dt. geol. Ges., **128**, 121—141, Hannover 1977.
- SCHNEIDER, G.: Experimental Replacement of Garnet by Biotite. — N. Jb. Min. (Mh.), 1—10, Stuttgart 1975.
- SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. — Tschermaks Miner. Petr. Mitt., **40**, 73—187, Wien 1930.
- STRENS, R. G. J.: Stability of Al_2SiO_5 solid solutions. — Min. Mag. **36**, 839—849, London 1968.
- SUËSS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Bornträger, Berlin 1926.
- SUTTON, J. & WATSON, J.: Metamorphism in Deep-seated Zones of Transcurrent Movement at Kungwe Bay, Tanganyika Territory. — J. Geol. **67**, 1—13, Chicago 1959.
- THIELE, O.: Studien an Akzessorien und Zirkontrachten von Gföhler Gneis und ähnlichen Gesteinen und ihr Bezug auf die Tektonik des Drosendorfer Fensters (Waldviertel, Niederösterreich). — Verh. Geol. B.-A., 53—67, Wien 1977.
- TOURET, J.: Le faciès granulite, métamorphisme en milieu carbonique. — C. R. Acad. Sc., Paris, **271D**, 2228—2231, 1970.
- TRÖGER, E.: Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. — N. Jb. Min. Abh. **93**, 1—14, Stuttgart 1960.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge. — In: F. X. Schaffer: Geologie von Österreich, 10—104, 2. Aufl. Deuticke, Wien 1951.
- WATZNAUER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Augengranulite des sächsischen Granulitgebirges. — Geologie, **7**, 576—585, Berlin 1958.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 10. 1. 1979.