

Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum

Von MANFRED BERNROIDER*)

Mit 12 Abbildungen und 10 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 7, 8, 9, 20, 21, 22

*Böhmische Masse
Moravikum
Metamorphose
T-XCO₂-Schnitte
Granitoidgenese
Klassifikationsdiagramme*

Inhalt

Zusammenfassung	349
Abstract	349
1. Einleitung	350
2. Zur Petrographie, Mineralchemie und Chemismus der Metasedimente	350
2.1. Kalksilikatgesteine	350
2.2. Metapelite	357
3. Zur Metamorphose der Metasedimente	360
3.1. Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore	361
3.2. Moravische Marmore	364
3.3. Metapelite	365
4. Zur Genese der Magmatite der Moravischen Zone	366
5. Bemerkungen über Metamorphose und Entstehungsgeschichte des Moravikums	369
Dank	370
Literatur	370

Zusammenfassung

Die am Ostrand der Böhmischen Masse gelegene Moravische Zone (Thayakuppel) ist bezüglich der Metamorphosegeschichte und Granitoidgenese Gegenstand der vorliegenden Arbeit. Zahlreiche aplitisch bis pegmatitisch injizierte Kalksilikatgesteine, reliktsch erhaltene hornfelsartige Texturen der ansonsten stark schiefrigen Kalksilikatgesteine, sowie ein Intrusionsverband zwischen Bittescher Gneis und Kalksilikatgesteinen weisen nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose auch in den hangenden Bereichen der Thayakuppel hin, sondern auch darauf, daß ein Großteil der durch Übergänge von Kalksilikatgesteinen zu Moravischen Marmoren und wiederum zu Metapeliten gekennzeichneten Metasedimentabfolge vorgranitischen Alters sein muß.

Paragenetische Studien, Geothermometrie- und Geobarometrieberechnungen sowie isobare T-XCO₂-Schnitte der durchwegs regionalmetamorph rekristallisierten Metasedimente zeigen, daß im Zentralteil der Moravischen Zone Temperaturen von ca. 520°C ($\pm 30^\circ\text{C}$) bei einem Druck von 4 Kbar (± 1 Kb) bei der Regionalmetamorphose erreicht wurden. Vom amphibolitfaziellen Zentralteil ausgehend, in dem sich durch die starke Metamorphose Paragenesen wie Diopsid - Grossular - Vesuvian erhalten konnten, zeigt sich bezüglich der Regionalmetamorphose eine Temperaturabnahme in Richtung Norden und Süden der Thayakuppel. So sind am Süd- und Nordende der Thayakuppel typische grünschieferfazielle Paragenesen realisiert. Die Zusammensetzung der fluiden Phase in den Kalksilikatgesteinen war extrem wasserreich (XCO₂ um 0,04); in den typischen Biotit-führenden Moravischen Marmoren sind durch die auftretenden Paragenesen höhere XCO₂-Werte (0,16 bis 0,30) angezeigt. Wie die isobaren T-XCO₂ Schnitte verdeutlichen, können bereits geringe Schwankungen der fluiden Phase sowie relativ geringe Änderungen des Metamorphosegrades in Abhängigkeit des Pauschalchemismus zur

Ausbildung ganz unterschiedlicher Paragenesen führen. Dies muß bei einer Abtrennung bzw. Gleichstellung benachbarter geologischer Einheiten (z.B. Podhradi-, Vranov-Olesnice-Serie oder Bunte Serie) berücksichtigt werden, nimmt man dafür die Metamorphose als Anhaltspunkt. So können innerhalb der Moravischen Zone im gleichen Gesteinshorizont in Abhängigkeit der oben genannten Faktoren unterschiedliche Paragenesen festgestellt werden.

Obwohl die Granitoide der Thayakuppel vor allem in Bezug auf die Hauptelemente differenziert vorliegen, kann aufgrund der Spurenelementuntersuchungen eine chemische Verwandtschaft der Granitoide festgestellt werden. Nicht zuletzt wegen dieser chemischen Verwandtschaft wird für die Magmabildung der Granitoide der Thayakuppel cadomisches Alter und für die vorgranitische Metasedimentabfolge algonkisches Alter angenommen. Die Spurenelementmuster sowie der I-Typ-Charakter der Granitoide legen überdies eine Platznahme der Granitoide im Sinne eines aktiven Kontinentalrandes nahe, wie es in letzter Zeit von einigen Autoren gefordert wird, obwohl beispielsweise sekundäre Veränderungen an Granitoiden eine eindeutige Klassifikation erschweren.

Abstract

The Moravian Zone (Thaya dome) is located in the eastern part of the Bohemian Massif. New investigations concerning the metasediment series between Bittesch gneiss nappe and Pleißing gneiss nappe demonstrate the conditions of the metamorphism in this polymetamorphic area.

Aplitic and pegmatitic injections in calc-silicate rocks, relictic (hornfelsic) textures indicate an injected body between Bittesch gneisses and calc silicate rocks as well as the existence of a contact metamorphism. This again shows that a part of the sediments belong to the original cover of the Bittesch gneiss and must therefore be pre-granitic.

Mineral assemblages give a strong indication that the main kind of metamorphism in the Thaya dome is a regional metamorphism. Most of the assemblages are strongly deformed and re-crystallised.

*) Anschrift des Verfassers: Ing. Dr. MANFRED BERNROIDER, Universität Salzburg, Institut für Geowissenschaften, Abt. Mineralogie, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

Paragenetic investigations combined with geothermometry- and geobarometry calculations and isobaric T-XCO₂ sections let us expect temperatures of about 520°C (±30°C) at 4 Kb (± 1Kb) pressure for the central part of the Thaya dome. The metamorphism decreases from the central part towards the north and south of the Thaya dome. In the Moravian Zone we can find different assemblages depending on the composition of the fluid phase and the bulk chemistry and of course of the grade of metamorphism. The fluid phase in the central part in the calc-silicate rocks was rich in H₂O (about 0,04) content while the typical biotite-bearing Moravian marble was enriched with CO₂ (XCO₂ between 0,16 and 0,30). Local changes in fluid phase could possibly generate different mineral assemblages. This fact should be taken care of if correlations are to be made with adjacent geological units such as Podhradi, Vranov-Olesnice or Variegated Series.

Major contents investigation of granitoids of the Thaya dome show somewhat different parameters but their similar trace element parameters indicate chemical affinities. Most of the granitoids can be assigned to I-type granitoids and they also show great affinities with VAG (volcanic-arc-granites). Concerning their setting they indicate great affinities to active continental margins. Features of secondary alteration make it difficult to use discrimination diagrams for tectonic interpretation of the granitic rocks. However, the results show similar patterns as published elsewhere.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist eine Zusammenfassung neuer Ergebnisse vom Ostteil der Böhmisches Masse, die im Rahmen einer Neukartierung des Moravikuman-teiles von Blatt 8 Geras erzielt wurden.

Den Schwerpunkt der vorliegenden Arbeit nehmen dabei aus mineralchemischen und chemischen Untersuchungen ableitbare Metamorphosestudien an den Metasedimenten der Glimmerschiefer-Marmorserie sowie übersichtsmäßige Chemiestudien an den Granitoiden der Moravischen Zone ein. Dadurch können detaillierte Angaben zu den Metamorphosen in diesem polymetamorphen Gebiet oder etwa zum Chemismus der Gesteinsserien gegeben werden. Die erzielten Ergebnisse lassen eine Reihe von petrogenetischen Schlüssen zu, die viele in der Literatur gestellte Fragen bezüglich der Entstehungsgeschichte des Moravikums beantworten, um andere Fragen jedoch wieder aufzuwerfen.

In den grundlegenden Arbeiten von F.E. SUSS (1903, 1908, 1912, 1926), L. WALDMANN (1922, 1924, 1925, 1927, 1928, 1931) und K. PRECLIK (1924, 1926, 1927, 1929, 1934) wird die Thayakuppel in 3 Haupteinheiten unterteilt:

- 1) Die Thayamasse mit authochthoner bis parauthochthoner Hülle im Liegenden.
- 2) Daran schließt im Hangenden die Pleißing-Decke an.
- 3) Die Bittescher Gneisdecke als tektonisch höchstes Element.

Zwischen den Orthogneisen der Pleißing-Decke und dem Bittescher Gneispaket liegt eine Serie von Metasedimenten, die im Zuge der vorliegenden Arbeit schwerpunktmäßig untersucht wurde.

Viele Erkenntnisse, wie beispielsweise die vom Südteil des Moravikums bis zum Zentralteil ansteigende Regionalmetamorphose (von Grünschiefer- bis in die Amphibolitfazies) und von hier nach Norden wieder fallende Regionalmetamorphose, sowie der deckenförmige Bau der Thayakuppel, haben sich bis zur zweiten

wichtigen Erforschungsperiode gehalten. In dieser Periode war es vor allem G. FRASL (1968, 1970, 1977, 1983), der zahlreiche wichtige Hinweise eingebracht hat, die zur Klärung vieler offener Fragen beigetragen haben.

2. Zur Petrographie, Mineralchemie und zum Chemismus der Metasedimente

In der Abb. 1 ist die Moravische Zone schematisch dargestellt. Wie man daraus ersehen kann, handelt es sich bei diesen Metasedimenten vorwiegend um eine Abfolge von Metapeliten und Metapsammiten sowie um Moravische Marmore und Kalksilikatgesteine, die nachfolgend näher beschrieben werden.

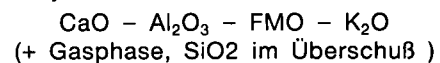
2.1. Kalksilikatgesteine

Wie aus Abb. 1 zu erkennen ist, sind die Kalksilikatgesteinszüge in mehreren Horizonten anzutreffen. Einerseits begleiten sie, abgesehen von einigen Unterbrechungen, ziemlich konstant die Liegendgrenze des Bittescher Gneispaketes; dies gilt nicht nur für das Bearbeitungsgebiet, sondern, wie ich mich anlässlich mehrerer Exkursionen überzeugen konnte, für den gesamten Anteil der Moravischen Zone. Andererseits können die Kalksilikatgesteine im Bittescher Gneis eingeschaltet sein. (vgl. auch M. BERNROIDER 1983, 1984, 1985).

Aufgrund textueller und paragenetischer Unterschiede kann man die Kalksilikatgesteine in verschiedene petrographische Gruppen einteilen (vgl. auch M. BERNROIDER 1986).

Wenn man von den akzessorischen Mineralen wie Biotit, Chlorit, Titanit und Erzmineralen absieht, sind am Aufbau der Kalksilikatgesteine Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Calcit, Diopsid/Salit, Grossular, Klinozoisit/Epidot, Ca-Amphibol und Vesuvian maßgeblich beteiligt. In den niedrigst regionalmetamorphen Anteilen (also am Süd- und am Nordende der Moravischen Zone) kann, wie später noch diskutiert wird, zusätzlich Dolomit, und in den höher temperierten Anteilen (Zentralteil) bei geeignetem XCO₂ auch Wollastonit auftreten.

Unter gewissen Vereinfachungen (siehe Kap. Metamorphose) kann der Chemismus der Kalksilikatgesteine durch das System



dargestellt werden (Abb. 2). Aus dieser Darstellung lassen sich nun charakteristische Paragenesen in Abhängigkeit vom Pauschalchemismus ermitteln. Der eingetragene Pfeil zeigt die Änderung des Chemismus und damit auch der charakteristischen Paragenesen vom Moravischen Marmor in Richtung Bittescher Gneis. Die durch den Pfeil schematisch dargestellte Zonierung kann im Gelände bzw. im Handstück gut beobachtet werden. So treten beispielsweise immer in der unmittelbaren Nähe zum Bittescher Gneis Amphibol-reiche Kalksilikatgesteine auf.

Die Chemismen, vergleicht man sie mit Sedimentanalysen aus dem Rhenohorzynikum von SCHULZ-DOBRIK (1975), zeigen beste Übereinstimmung mit tonigen,

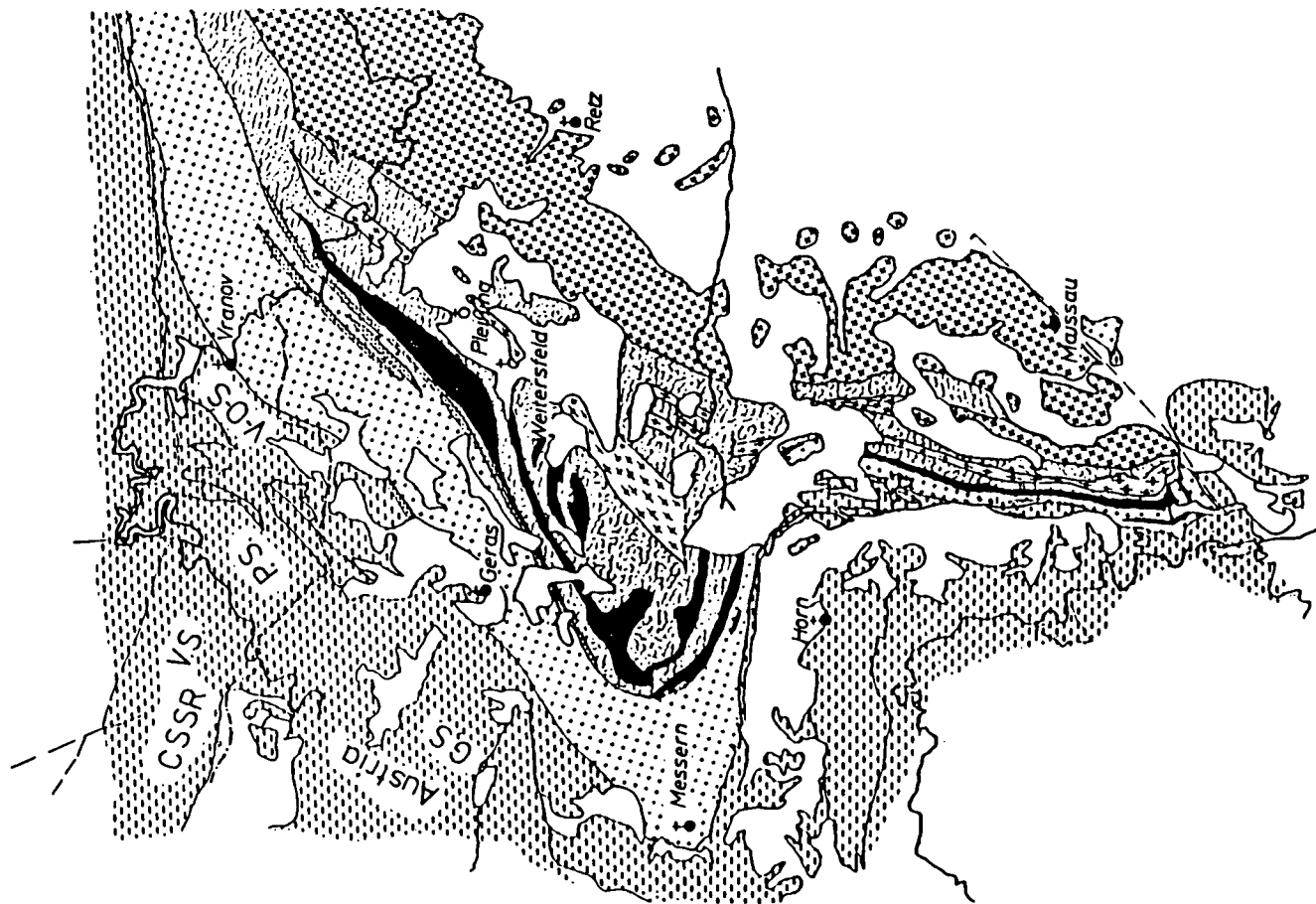
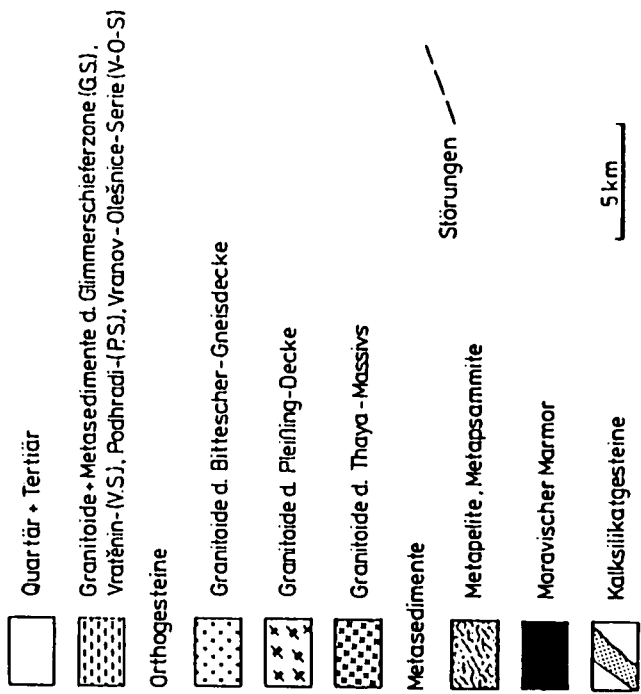


Abb. 1.
 Modifizierte geologische Übersicht der Thayakuppe nach FUCHS & MATURA (1976) sowie eigenen Kartierungsergebnissen. Zusätzlich sind entsprechend JENCEK & DUDEK (1971) die Vratěnin-(V.S.), Podhradi-(P.S.) und Vranov-Olešnice-Serie (V.O.S.) schematisch dargestellt, die von beiden Autoren dem Moravikum zugeordnet werden.

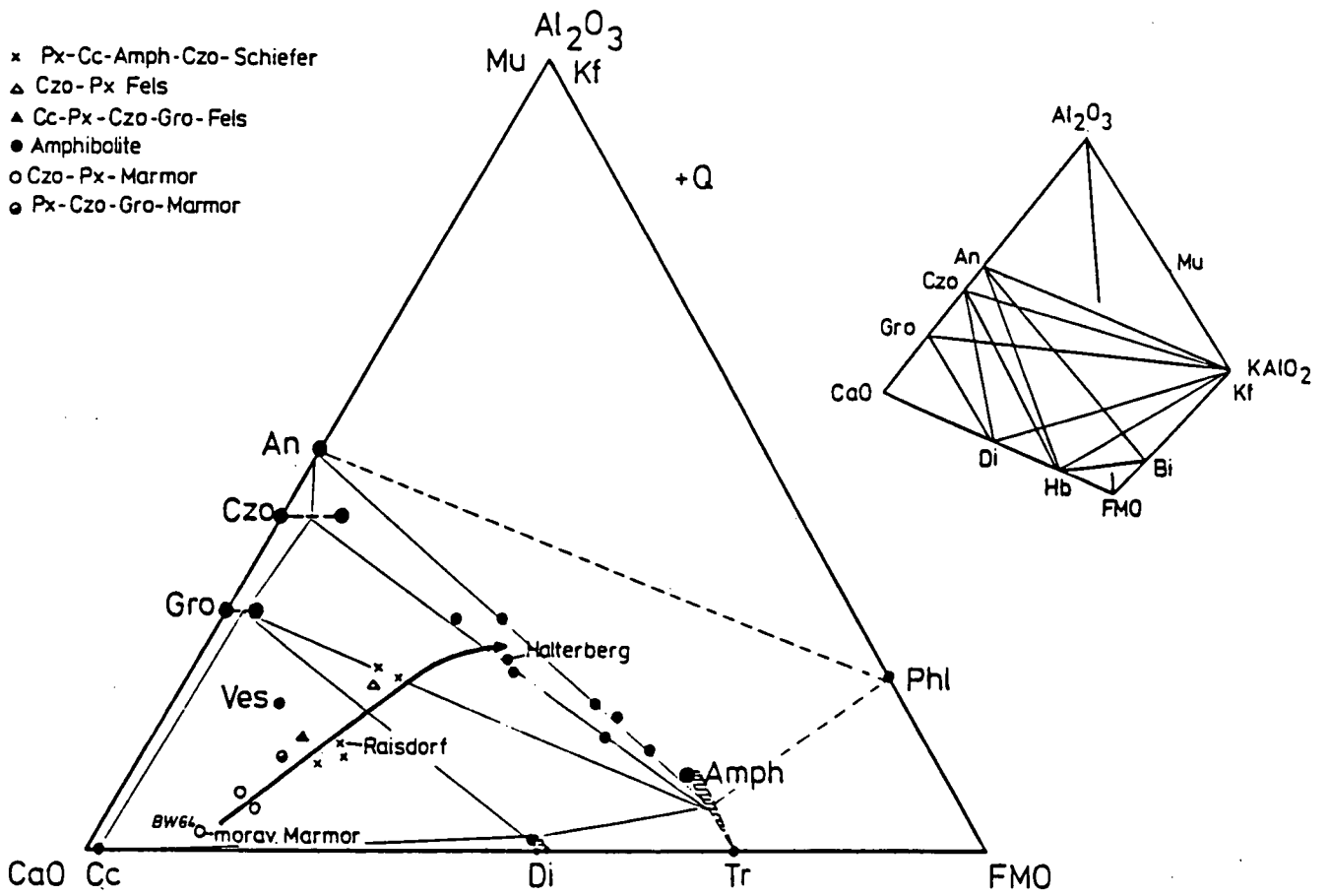


Abb. 2. Darstellung der Kalksilikatgesteinschemen sowie der wichtigsten Mineralphasen im Al_2O_3 -CaO-FMO-KAlO₂-Tetraeder.

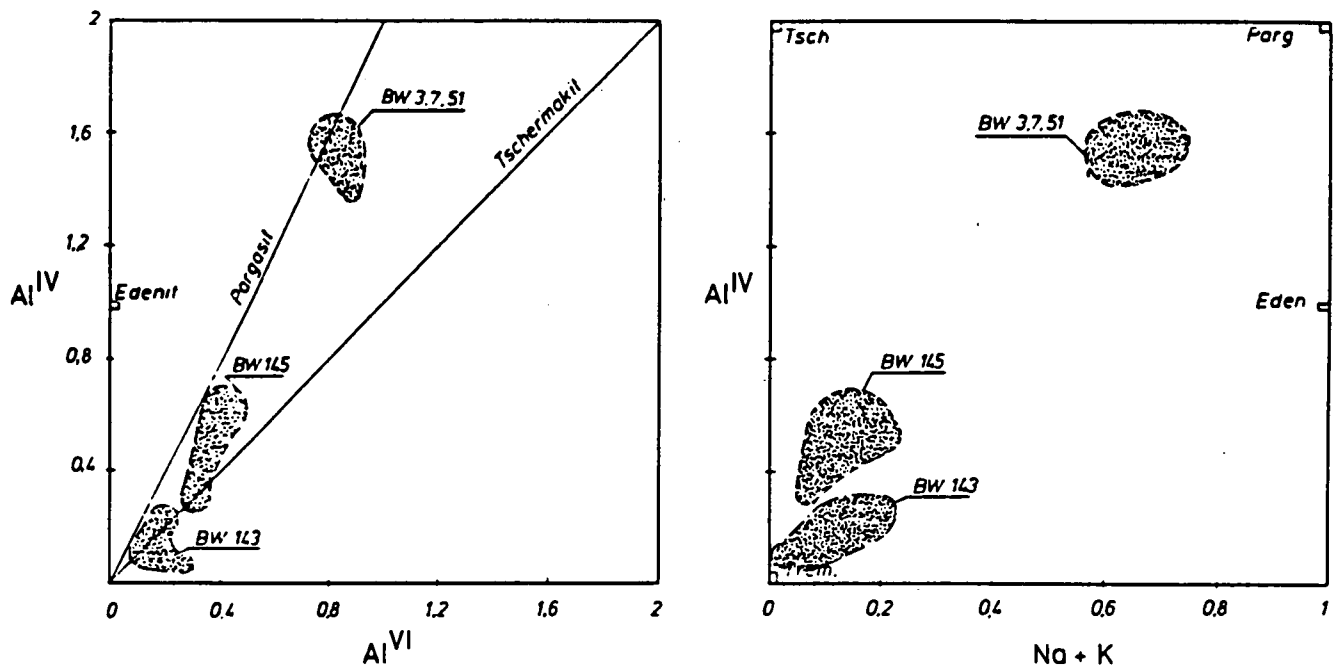


Abb. 3. Plot Al^{IV} gegen Al^{VI} bzw. Al^{IV} gegen (Na+K) zeigt den unterschiedlichen Al- bzw. Na+K-Einbau der analysierten Amphibole. Weitere Erklärungen im Text.

±sandigen Kalken bzw. mit ±sandigen, karbonatischen Tonen.

Plagioklas

Bei den mikrochemisch analysierten Plagioklasen (siehe Tab. 1) handelt es sich um Oligoklasen, Andesine wobei die höchsten An-Gehalte von ca. 48 Mol.-% An bereits an der Grenze zu Labrador liegen. Die Anorthitgehalte nehmen vom Zentralteil (Pernegg), wo nach G. FRASL (1970, 1977) die Kulmination mit der stärksten Aufwärmung stattfand, in Richtung Norden ab. Bei den durchwegs stark rekristallisierten Plagioklasen kann meist inverser Zonarbau als Zeichen der aufsteigenden Regionalmetamorphose beobachtet werden; fallweise sind sie normal zoniert, was auf retrogrades Metamorphosegeschehen deutet.

Mineralchemie

In diesem Abschnitt werden einige mineralchemische Besonderheiten der wichtigsten Mineralphasen erläutert. Für umfangreichere Beschreibung der mineralchemischen Analysen siehe M. BERNROIDER (1986). Einige ausgewählte mineralchemische Analysen finden sich in den Tabellen 1 bis 7).

Tabelle 1.
Ausgewählte mineralchemische Plagioklas-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
K = Meßpunkt im Kernbereich; R = Meßpunkt mehr randlich.

	Bw 143				Bw 7										
	K	R	R	R	K	R	K	K	R	K	R	R/K	K	K/R	R
SiO ₂	64.39	64.11	61.65	61.92	58.27	61.18	58.57	60.49	58.66	60.20	55.68	55.51	55.94	58.82	60.54
Al ₂ O ₃	22.93	23.11	24.17	24.10	26.61	24.98	25.83	25.10	25.86	25.41	28.64	29.00	28.66	26.47	25.41
CaO	4.50	4.72	5.96	5.90	8.34	6.23	9.86	7.98	6.84	7.96	8.85	9.56	10.80	9.05	5.95
Na ₂ O	8.77	8.39	8.01	8.40	6.34	7.59	5.76	6.98	7.34	6.72	6.24	6.10	5.29	6.12	8.16
K ₂ O	0.36	0.33	0.15	0.14	0.29	0.27	0.19	0.38	0.15	0.30	0.23	0.17	0.13	0.24	0.18
Summe	100.94	100.67	99.93	100.45	99.85	100.25	100.21	100.93	98.85	100.59	99.63	100.34	100.82	100.68	100.25
Anzahl der Ionen auf Basis 8															
Si } Z	2.817	2.810	2.736	2.737	2.605	2.708	2.617	2.675	2.643	2.667	2.507	2.487	2.496	2.611	2.685
Al } Z	1.182	1.194	1.264	1.255	1.403	1.303	1.360	1.308	1.373	1.327	1.520	1.532	1.507	1.385	1.328
Ca } X	0.211	0.222	0.283	0.279	0.400	0.296	0.472	0.378	0.330	0.378	0.427	0.459	0.458	0.431	0.283
Na } X	0.744	0.713	0.689	0.720	0.550	0.652	0.499	0.599	0.641	0.577	0.545	0.530	0.516	0.527	0.702
K } X	0.020	0.019	0.009	0.008	0.015	0.015	0.011	0.022	0.009	0.017	0.013	0.010	0.008	0.014	0.010
Z	3.999	4.004	4.000	3.992	4.008	4.011	3.977	3.983	4.016	3.994	4.027	4.019	4.003	3.996	4.013
X	0.975	0.954	0.981	1.007	0.965	0.963	0.982	0.999	0.980	0.972	0.985	0.999	0.982	0.972	0.995
An	21.6	23.3	28.8	27.7	41.5	30.7	48.1	37.9	33.7	38.9	43.4	46.0	46.7	44.4	28.5
Ab	76.3	74.7	70.2	71.5	56.9	67.7	50.8	59.9	65.4	59.4	55.3	53.1	52.7	54.3	70.5
Or	2.1	2.0	1.0	0.8	1.6	1.6	1.1	2.2	0.9	1.7	1.3	0.9	0.6	1.3	1.0
Bw 51															
	K	K	K	R	Bw 27										
					R	K	K/R	R	K	R	R	R/K	K		
SiO ₂	61.96	61.43	58.33	64.45	63.81	64.66	62.75	65.81	62.81	65.08	60.21	60.00	61.04		
Al ₂ O ₃	24.31	24.71	26.77	21.67	22.88	22.14	23.26	21.49	23.64	21.99	25.15	25.32	24.60		
CaO	5.81	5.69	9.03	3.65	4.18	3.59	4.89	4.73	5.64	3.24	7.02	7.25	5.72		
Na ₂ O	8.51	8.02	6.47	9.90	9.10	9.19	8.47	8.70	8.14	9.58	7.07	7.40	8.09		
K ₂ O	0.29	0.22	0.20	0.13	0.27	0.25	0.31	0.25	0.20	0.25	0.35	0.16	0.11		
Summe	100.88	100.07	100.80	99.80	100.24	99.83	99.68	100.99	100.43	100.13	99.80	100.14	99.56		
Anzahl der Ionen auf Basis 8															
Si } Z	2.730	2.722	2.592	2.852	2.812	2.809	2.852	2.785	2.873	2.769	2.861	2.684	2.670		
Al } Z	1.263	1.291	1.402	1.130	1.188	1.186	1.151	1.217	1.105	1.228	1.139	1.321	1.328		
Ca } X	0.274	0.270	0.430	0.173	0.197	0.218	0.170	0.232	0.221	0.266	0.153	0.335	0.345		
Na } X	0.727	0.689	0.557	0.849	0.778	0.757	0.786	0.729	0.736	0.695	0.817	0.611	0.639		
K } X	0.016	0.013	0.011	0.007	0.015	0.015	0.014	0.018	0.014	0.012	0.014	0.020	0.009		
Z	3.993	4.013	3.994	3.982	4.000	3.995	4.003	4.002	3.978	3.997	4.000	4.005	3.998		
X	1.017	0.972	0.998	1.029	0.990	0.990	0.970	0.979	0.971	0.973	0.984	0.966	0.993		
An	26.9	27.8	43.0	16.8	19.9	22.0	17.5	23.7	22.8	27.3	15.5	34.7	34.7		
Ab	71.5	70.9	55.8	82.5	78.6	76.5	81.0	74.5	75.8	71.4	83.0	63.3	64.4		
Or	1.6	1.3	1.2	0.7	1.5	1.5	1.5	1.8	1.4	1.3	1.5	2.0	0.9		

Tabelle 2.

Ausgewählte mineralchemische Kalifeldspat-Analysen von Kalksilikatgesteinen aus dem Zentralteil der Thayakuppel.

BW 51						BW 3							
SiO ₂	65.80	65.68	65.77	65.47	65.79	65.95	65.41	65.80	65.53	65.65	65.60	65.57	
Al ₂ O ₃	18.57	18.31	18.51	18.33	18.25	18.36	17.98	18.23	18.16	18.32	18.52	18.10	
CaO	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	
Na ₂ O	0.70	0.74	0.67	0.63	0.68	0.60	0.74	0.61	0.68	0.76	0.69	0.60	
K ₂ O	15.67	15.65	15.56	15.40	15.72	15.47	15.38	15.65	15.63	15.34	15.55	15.72	
Summe	100.77	100.38	100.51	99.86	100.45	100.37	99.52	100.28	100.00	100.08	100.36	99.99	
Anzahl der Ionen auf Basis 8													
Si } Z	3.006	3.012	3.009	3.013	3.015	3.018	3.020	3.018	3.015	3.013	3.005	3.018	
Al } Z	0.999	0.989	0.998	0.994	0.986	0.990	0.980	0.985	0.985	0.993	1.000	0.983	
Ca } Na } X } K }	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	--	--	--	--	--	--	--	
	0.062	0.066	0.060	0.056	0.060	0.053	0.068	0.055	0.060	0.068	0.063	0.053	
	0.913	0.916	0.908	0.904	0.919	0.903	0.908	0.915	0.918	0.898	0.910	0.923	
Z	4.005	4.001	4.007	4.007	4.001	4.008	4.000	4.003	4.000	4.006	4.005	4.001	
X	0.976	0.982	0.968	0.960	0.979	0.956	0.976	0.970	0.978	0.966	0.973	0.976	
Or	93.6	93.3	93.8	94.0	93.8	94.5	93.1	94.3	93.9	93.0	93.6	94.6	
Ab	6.3	6.7	6.2	5.9	6.1	5.5	6.9	5.7	6.1	7.0	6.4	5.4	
An	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	-	-	-	-	-	-	-	
BW 143						BW 7							
SiO ₂	66.10	65.06	65.55	64.97	65.03	64.98	65.70	64.82	65.54	64.84	65.24	65.02	65.12
Al ₂ O ₃	18.33	18.25	18.16	18.32	18.15	18.28	18.29	18.17	18.30	18.20	18.27	18.28	18.18
CaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.06	0.02	0.03	0.03	0.04
Na ₂ O	0.48	0.54	0.53	0.44	0.57	0.58	0.43	0.63	0.61	0.66	0.87	0.68	0.74
K ₂ O	15.97	15.95	15.76	15.68	16.03	15.98	15.91	15.83	15.03	15.39	15.48	15.33	15.26
Summe	100.88	99.80	100.02	99.43	99.80	99.84	100.33	99.46	99.54	99.11	99.88	99.36	99.33
Anzahl der Ionen auf Basis 8													
Si } Z	3.017	3.007	3.017	3.008	3.008	3.004	3.015	3.006	3.019	3.010	3.008	3.010	3.013
Al } Z	0.986	0.994	0.986	1.000	0.989	0.996	0.989	0.994	0.994	0.996	0.993	0.997	0.992
Ca } Na } X } K }	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002
	0.042	0.048	0.047	0.040	0.051	0.052	0.038	0.057	0.055	0.060	0.078	0.061	0.067
	0.930	0.940	0.926	0.926	0.946	0.942	0.932	0.937	0.883	0.911	0.911	0.905	0.901
Z	4.003	4.001	4.003	4.008	3.997	4.000	4.004	4.000	4.003	4.006	4.001	4.007	4.005
X	0.972	0.988	0.974	0.966	0.998	0.995	0.970	0.994	0.941	0.972	0.991	0.978	0.970
Or	95.7	95.1	95.1	95.9	94.8	94.7	96.1	94.3	93.9	93.7	92.0	93.5	92.9
Ab	4.3	4.9	4.8	4.1	5.1	5.2	3.9	5.7	5.8	6.1	7.8	6.3	6.9
An	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2

Kalifeldspat

Obwohl die gemessenen Kalifeldspäte (Tab. 2) unterschiedlichen Kalksilikatgesteinsgruppen angehören, ist ihre Zusammensetzung ziemlich homogen. – Die Or-Gehalte reichen von 92 % bis etwa 96 %. – Die Kalifeldspäte sind ebenfalls durchwegs regionalmetamorph rekristallisiert und zeigen kaum Entmischungerscheinungen. Bei Anwendung des Feldspatthermometers nach STORMER (1975) erhält man Temperaturen von 400 bis 500°C. Dieses Geothermometer liefert entsprechend BOHLEN & ESSENE (1977) nur „Minimaltemperaturwerte“ und eignet sich deshalb als Geothermometer nur sehr bedingt.

Karbonat

Bei den analysierten Karbonaten der Proben vom Zentralteil handelt es sich ausnahmslos um Calcit; Dolomit konnte mittels Färbemethode vereinzelt in dem schwächer metamorphen Nordteil (bereits in der ČSSR) nachgewiesen werden. Im Vergleich mit den Calciten des Moravischen Marmors zeigen sich

die Calcite der Kalksilikatgesteine wesentlich Mg- und Fe-reicher, was nach J.M. RICE (1977) auf geringeren Metamorphosegrad des Moravischen Marmors gegenüber den Kalksilikatgesteinen zurückgeführt werden kann.

Pyroxen

Entsprechend dem Nomenklaturvorschlag von POLDERVAART & HESS (1951) fallen die Pyroxenanalysen (Tab. 3) durchwegs in das Feld von Salit. Bei Pyroxen-Granat-Paragenesen wird häufig Pyroxen von Granat eingeschlossen, womit zumindest ein Großteil von Granat bezüglich seiner Kristallisation jünger als Pyroxen sein dürfte.

Klinozoisit/Epidot

Die analysierten Minerale der Epidotgruppe (Tab. 4) weisen Pistazitkomponenten (= theoretisches Fe³⁺-Endglied) von 3,6 % bis 16,5 % auf; es handelt sich also entsprechend M.J. HOLDAWAY (1972) um Al-Klinozoisite bis Al-Epidote. Der Zon-

Tabelle 3.

Ausgewählte mineralchemische Pyroxen- und Granat-Analysen von Kalksilikatgesteinen aus dem Gebiet um Heufurth. Symbole wie in Tab. 1.

	BW 23						BW27					BW 137			
	K	K	R	R	K	R	K	K	R	K	R	R	K	R	
SiO ₂	52.82	53.44	52.96	52.65	52.95	52.70	53.14	52.82	52.79	52.69	52.36	52.51	53.08	53.36	
TiO ₂	0.06	0.07	0.00	0.09	0.12	0.07	0.08	0.07	0.11	0.08	0.07	0.00	0.00	0.01	
Al ₂ O ₃	1.69	0.69	0.42	1.62	1.81	0.58	0.43	0.31	0.39	0.38	0.43	0.43	0.23	0.45	
FeO	9.07	9.10	10.66	9.01	9.09	8.92	13.09	12.30	13.00	13.53	13.45	11.79	11.48	11.26	
MnO	0.16	0.09	0.20	0.04	0.04	0.05	0.57	0.46	0.53	0.61	0.53	0.25	0.17	0.17	
MgO	11.93	12.46	11.67	12.24	12.19	12.59	9.65	10.04	10.24	10.31	9.89	10.79	11.24	11.46	
CaO	23.82	24.81	24.58	24.24	24.25	24.61	23.25	23.02	22.78	22.94	22.86	24.28	24.14	24.25	
Na ₂ O	0.06	0.05	0.06	0.36	0.36	0.04	0.29	0.23	0.19	0.14	0.10	0.15	0.23	0.18	
K ₂ O	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Summe	99.71	100.73	100.55	100.25	100.81	99.56	100.56	99.25	100.04	100.71	99.69	100.19	100.59	101.14	
Anzahl der Ionen auf Basis 6															
Si	1.982	1.990	1.992	1.969	1.968	1.986	2.015	2.021	2.009	1.999	2.006	1.993	2.001	1.997	
Al IV	0.018	0.010	0.008	0.031	0.032	0.014	—	—	—	0.001	—	0.007	—	0.003	
Al VI	0.057	0.020	0.011	0.040	0.047	0.012	0.019	0.014	0.018	0.016	0.019	0.012	0.010	0.017	
Ti	0.002	0.002	0.000	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	
Fe	0.285	0.283	0.335	0.282	0.283	0.281	0.415	0.394	0.414	0.429	0.431	0.374	0.362	0.352	
Mn	0.005	0.003	0.006	0.001	0.001	0.002	0.018	0.015	0.017	0.020	0.016	0.008	0.006	0.005	
Mg	0.667	0.692	0.654	0.682	0.675	0.707	0.545	0.573	0.581	0.583	0.565	0.610	0.632	0.640	
Ca	0.958	0.990	0.990	0.971	0.966	0.994	0.945	0.944	0.929	0.933	0.938	0.987	0.975	0.972	
Na	0.004	0.004	0.004	0.026	0.026	0.003	0.021	0.017	0.014	0.010	0.007	0.011	0.017	0.013	
K	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
X	1.983	1.993	2.000	2.002	1.998	1.999	1.963	1.959	1.976	1.993	1.979	2.002	2.003	1.999	
Ca	50.0	50.3	50.0	50.1	50.2	50.1	49.6	49.4	48.3	48.0	48.5	50.0	49.5	49.5	
Mg	35.0	35.2	33.0	35.3	35.1	35.7	28.6	30.0	30.2	30.0	29.2	30.9	32.1	32.6	
Fe	15.0	14.5	17.0	14.6	14.7	14.2	21.8	20.6	21.5	22.0	22.3	19.1	18.4	17.9	
BW 137															
	R	R/K	K	R	R/K	K	K	R/K	R	K	K	K	K	R	R/K
SiO ₂	40.03	39.96	40.02	40.19	40.82	40.19	40.27	40.44	39.37	39.99	39.84	40.36	40.33	40.52	
TiO ₂	0.65	0.67	0.08	0.20	0.10	0.08	0.20	0.18	0.22	0.19	n.b.	n.b.	0.19	0.10	
Al ₂ O ₃	21.23	20.98	21.70	21.66	22.07	21.11	21.54	21.43	20.65	21.71	21.98	21.88	21.84	22.18	
FeO	2.72	2.12	1.78	1.40	1.31	1.31	1.33	1.56	3.26	0.98	2.82	2.41	1.61	0.98	
MnO	0.31	0.23	0.32	0.12	0.16	0.14	0.24	0.13	0.39	0.02	0.20	0.21	0.30	0.23	
MgO	0.08	0.04	0.04	0.02	0.01	0.01	0.08	0.04	0.28	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	
CaO	35.22	35.34	36.86	36.45	36.31	37.45	36.62	37.20	36.18	37.71	35.81	36.14	36.52	36.35	
Summe	100.23	99.34	100.80	100.05	100.80	100.28	100.29	100.98	100.35	100.61	100.65	101.00	100.84	100.38	
Anzahl der Ionen auf Basis 12															
Si	3.022	3.037	3.005	3.027	3.043	3.030	3.028	3.026	2.994	3.001	2.998	3.021	3.018	3.032	
Al IV	—	—	—	—	—	—	—	—	0.006	—	0.002	—	—	—	
Al VI	1.889	1.879	1.920	1.923	1.939	1.876	1.908	1.890	1.844	1.921	1.947	1.930	1.926	1.956	
Ti	0.037	0.038	0.004	0.012	0.006	0.004	0.011	0.010	0.012	0.011	—	—	0.011	0.006	
Fe	0.172	0.135	0.112	0.088	0.082	0.082	0.084	0.098	0.207	0.061	0.178	0.151	0.101	0.061	
Mn	0.020	0.015	0.020	0.007	0.010	0.009	0.015	0.008	0.025	0.001	0.013	0.013	0.019	0.014	
Mg	0.009	0.005	0.005	0.002	0.002	0.001	0.009	0.005	0.032	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003	
Ca	2.848	2.878	2.965	2.941	2.900	3.025	2.950	0.983	2.948	3.032	2.888	2.899	2.929	2.913	
Gros.	93.4	94.8	95.6	96.8	96.9	97.0	96.5	96.4	91.7	97.9	93.7	94.6	96.0	97.4	
Alm.	5.6	4.5	3.6	2.9	2.7	2.7	2.7	3.1	6.5	2.0	5.7	5.0	3.3	2.0	
Spes.	0.6	0.5	0.6	0.2	0.3	0.3	0.5	0.3	0.8	0.1	0.3	0.4	0.6	0.5	
Pyx.	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.0	0.3	0.2	1.0	0.0	0.3	0.0	0.1	0.1	

Tabelle 4.
Ausgewählte mineralchemische Klinozoisit/Epidot-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
Symbole wie in Tab. 1.

BW 191														
	R ----	R/K ----	K ----	R	R ----	K	K	R	R ----	K ----	R	K	K	K
SiO2	39.72	39.97	39.81	39.81	39.72	40.06	40.04	40.08	39.76	40.25	40.13	40.25	39.79	40.15
TiO2	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al2O3	31.15	31.71	31.76	31.40	31.14	31.97	31.39	31.22	31.19	31.58	31.12	32.06	31.91	31.69
Fe2O3	2.48	2.23	1.88	2.36	2.52	2.07	2.54	2.40	2.63	2.03	2.49	1.94	2.09	1.97
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00
MgO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	24.34	24.23	24.29	24.69	24.31	24.41	24.07	24.53	23.83	24.35	24.16	24.48	23.89	24.60
Summe	97.71	98.18	97.75	98.27	97.69	98.55	98.05	98.29	97.47	98.23	97.93	98.73	97.71	98.42
Anzahl der Ionen auf Basis 25														
Si	6.077	6.073	6.071	6.059	6.078	6.063	6.095	6.095	6.089	6.108	6.117	6.076	6.066	6.086
Al	5.617	5.679	5.709	5.632	5.616	5.703	5.631	5.595	5.630	5.649	5.591	5.704	5.734	5.662
Ti	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe 3+	0.286	0.255	0.216	0.270	0.290	0.236	0.291	0.275	0.303	0.232	0.286	0.220	0.240	0.225
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000
Mg	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.007	0.002	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	3.990	3.945	3.969	4.026	3.985	3.958	3.925	3.996	3.910	3.959	3.946	3.960	3.902	3.995
Pis.	4.8	4.3	3.6	4.6	4.9	4.0	4.9	4.7	5.1	3.9	4.8	3.7	4.0	3.8

BW 137						BW 160						
	R ----	R/K ----	K ----	K/R ----	R	K	K	R ----	R/K ----	K ----	R	K
SiO2	39.41	38.86	38.75	39.32	39.07	38.96	38.89	40.32	39.38	39.04	39.57	39.25
TiO2	0.08	0.12	0.06	0.03	0.04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al2O3	29.33	28.86	28.47	30.31	28.80	26.71	27.65	26.67	27.29	27.03	28.33	27.78
Fe2O3	5.06	4.67	3.79	2.71	4.96	7.64	6.80	6.29	7.22	7.92	6.44	7.03
MnO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.11	0.05	0.10	0.09	0.07	0.09	0.07
MgO	0.04	0.07	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06	0.24	0.04	0.03	0.06	0.04
CaO	24.64	24.12	24.21	24.56	24.22	23.72	23.61	24.02	24.31	24.26	24.25	24.28
Summe	98.56	96.71	95.35	96.98	97.13	97.17	97.06	97.64	98.33	98.35	98.74	98.45
Anzahl der Ionen auf Basis 25												
Si	6.046	6.066	6.122	6.078	6.077	6.114	6.085	6.258	6.102	6.066	6.082	6.069
Al	5.303	5.310	5.301	5.522	5.280	4.940	5.099	4.879	4.984	4.950	5.132	5.063
Ti	0.009	0.014	0.007	0.003	0.005	--	--	--	--	--	--	--
Fe 3+	0.584	0.549	0.451	0.315	0.581	0.902	0.801	0.735	0.842	0.926	0.745	0.818
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.015	0.007	0.013	0.012	0.009	0.012	0.009
Mg	0.009	0.016	0.014	0.012	0.009	0.007	0.014	0.056	0.009	0.007	0.014	0.009
Ca	4.050	4.034	4.098	4.068	4.036	3.988	3.958	3.995	4.036	4.039	3.994	4.022
Pis.	9.9	9.4	7.8	5.4	9.9	15.4	13.6	13.1	14.5	15.8	12.7	13.9

BW 27				BW 51				
	K ----	R	K ----	R	K	K	K	K
SiO2	39.79	38.80	38.63	39.16	38.91	38.54	38.93	39.19
TiO2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	0.19	0.12	0.23	0.22
Al2O3	30.52	29.87	27.59	30.41	26.44	24.41	26.88	27.39
Fe2O3	2.36	2.08	5.00	2.40	7.99	7.58	7.55	6.94
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.04	0.11
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03
CaO	24.54	24.83	24.40	24.48	24.06	24.17	24.06	24.23
Summe	97.21	95.58	95.62	96.45	97.66	94.87	97.71	98.10
Anzahl der Ionen auf Basis 25								
Si	6.122	6.087	6.119	6.080	6.092	6.219	6.079	6.083
Al	5.534	5.523	5.151	5.565	4.879	4.643	4.947	5.011
Ti	--	--	--	--	0.022	0.015	0.027	0.026
Fe 3+	0.273	0.246	0.596	0.280	0.941	0.920	0.887	0.811
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.004	0.005	0.014
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005	0.007
Ca	4.045	4.174	4.141	4.072	4.036	4.179	4.026	4.030
Pis.	4.7	4.3	10.4	4.8	16.2	16.5	15.2	13.9

Tabelle 5.
Ausgewählte mineralchemische Amphibol-Analysen von Kalksilikatgesteinen.
Symbole wie in Tab. 1. BW3 = aus dem Zentralteil; BW145 = aus Rosental.

	BW 3						BW 145						
	K	R	K	R	K	R/K	K	R	K	R	K	R/K	
SiO ₂	41.36	41.95	41.98	42.83	42.37	42.12	SiO ₂	51.08	53.21	50.61	51.98	50.34	50.86
TiO ₂	0.46	0.49	0.51	0.48	0.48	0.46	TiO ₂	0.20	0.33	0.33	0.49	0.32	0.43
Al ₂ O ₃	13.84	13.19	13.28	12.74	13.21	13.30	Al ₂ O ₃	6.14	3.49	5.76	4.65	5.43	5.17
FeO	19.62	19.45	19.27	18.08	18.37	18.76	FeO	12.11	12.05	12.52	12.07	12.14	13.24
MnO	0.28	0.33	0.30	0.24	0.22	0.33	MnO	0.18	0.23	0.25	0.25	0.25	0.22
MgO	6.57	6.67	6.51	7.57	7.18	6.89	MgO	14.09	14.16	13.96	13.97	13.71	12.74
CaO	12.90	12.07	11.92	12.08	12.10	12.03	CaO	12.66	12.65	13.07	12.99	12.67	12.91
Na ₂ O	0.90	1.12	1.24	1.21	1.12	1.24	Na ₂ O	0.45	0.53	0.43	0.48	0.52	0.55
K ₂ O	1.85	1.64	1.55	1.52	1.54	1.58	K ₂ O	0.38	0.22	0.35	0.33	0.40	0.43
Summe	97.38	96.91	96.56	96.75	96.59	96.71	Summe	97.29	96.87	97.28	97.21	95.78	96.55
	Anzahl der Ionen auf Basis 23						Anzahl der Ionen auf Basis 23						
Si	6.3539	6.4533	6.4695	6.5410	6.4922	6.4676	Si	7.3964	7.7129	7.3657	7.5360	7.4269	7.4795
Al IV	1.6461	1.5467	1.5305	1.4590	1.5078	1.5324	Al IV	0.6036	0.2871	0.6343	0.4640	0.5731	0.5205
Al VI	0.8236	0.8448	0.8818	0.8342	0.8778	0.8746	Al VI	0.4443	0.3091	0.3537	0.3306	0.3711	0.3756
Ti	0.0537	0.0573	0.0597	0.0557	0.0559	0.0537	Ti	0.0220	0.0363	0.0365	0.0540	0.0359	0.0480
Fe	2.5206	2.5022	2.4834	2.3091	2.3539	2.4090	Fe	1.4664	1.4607	1.5238	1.4634	1.4978	1.6283
Mn	0.0384	0.0430	0.0392	0.0310	0.0286	0.0429	Mn	0.0221	0.0282	0.0308	0.0307	0.0312	0.0274
Mg	1.5041	1.5291	1.4951	1.7229	1.6395	1.5766	Mg	3.0405	3.0588	3.0277	3.0183	3.0143	2.7921
Ca	2.1233	1.9894	1.9682	1.9767	1.9865	1.9792	Ca	1.9641	1.9646	2.0381	2.0178	2.0028	2.0342
Na	0.2681	0.3341	0.3705	0.3583	0.3327	0.3692	Na	0.1263	0.1490	0.1213	0.1349	0.1487	0.1568
K	0.3234	0.3218	0.3047	0.2961	0.3010	0.3095	K	0.0702	0.0407	0.0650	0.0610	0.0753	0.0807
	Berechnung auf Summe Ca=15, Minimum Fe 3+						Berechnung auf Summe Ca=15, Minimum Fe 3+						
(Ca+Na)B	2.1146	1.9940	1.9778	1.9860	1.9942	1.9877	(Ca+Na)B	1.9695	1.9834	2.0366	2.0294	2.0091	2.0471
	Berechnung auf Summe Fm=13, Maximum Fe 3+						Berechnung auf Summe Fm=13, Maximum Fe 3+						
Na B	0.1334	0.0070	0.0256	0.0162	0.0067	0.0142	Na B	0.0351	0.0191	0.0424	0.0339	0.0105	0.0545
Names:	Pa.Hb.	Pa.Hb.	Ed.Hb.	Ed.Hb.	Ed.Hb.	Pa.Hb.	Names:	A.Hb.	A.	A.Hb.	A.	A.Hb.	A.
	Ed.Hb. = Ferro-Edinitische Hornblende						A. = Aktinolit						
	Pa.Hb. = Ferroan Pargasitische Hornblende						A.Hb. = Aktinolitische Hornblende						

arbau ist häufig unregelmäßig fleckenhaft ausgebildet und es können sowohl Pistazit-reichere Kerne, die steigenden Metamorphosegrad anzeigen, als auch in einigen Proben Pistazit-reichere Ränder als Zeichen einer diaphthorischen Überprägung festgestellt werden.

Amphibol

Bei den analysierten Amphibolen handelt es sich ausnahmslos um rekristallisierte Ca-Amphibole, wobei wenig Al-führender schwach farblicher Aktinolit bzw. mehr Al-führende grünbläuliche edinitische bis pargasitische Hornblende festgestellt wurde (Tab. 5).

Die Amphibole geben nun bereits erste Anhaltspunkte über das Metamorphosegeschehen. So steigt beispielsweise entsprechend LEAKE (1965) und LIU et al. (1974) der Al₂O₃-Gehalt von Amphibol mit steigender Metamorphosetemperatur. Die Al-ärmeren Amphibole der Proben 143, 145 wurden nun weiter nördlich als jene Proben mit mehr Al₂O₃ (= BW3, 7, 51) entnommen. Da es sich überdies durchwegs um stark rekristallisierte Amphibole handelt, kann das festgestellte Absinken des Al₂O₃-Gehaltes der Amphibole mit der vom Zentralteil (Pernegger Dom) in Richtung Norden fallenden Regionalmetamorphose in Einklang gebracht werden.

Nach Arbeiten von BROWN (1977) und MOGESSI (1984) erlaubt die Crossit-Komponente bzw. der Ti-Gehalt von Amphibolen eine grobe Druckabschätzung für die Metamorphosebedingungen. Demzufolge können niedere bis mittlere Drucke erwartet werden.

Granat und Vesuvian

Die Granatanalysen von 3 Kalksilikatgesteinen zeigen ziemlich einheitliche Zusammensetzung. Wie im Anhang ersichtlich ist, handelt es sich dabei, obwohl die Andraditkomponente nicht bestimmt wurde, um ziemlich reine Grossulare, die durch ihr Auftreten einerseits auf sehr geringe XCO₂-Werte, andererseits durch die Paragenese mit Klinozoisit auf niedere bis mittlere Drucke hinweisen.

In einer Probe (= Czo-Px-Fels) wurde Vesuvian festgestellt und mikrochemisch bestimmt. So zeigt Vesuvian, der sowohl regional- als auch kontaktmetamorph auftreten kann, genauso wie Grossular niedere XCO₂-Werte an, und die beobachtete Paragenese mit Epidot ist nicht nur auf die Grünschieferfazies beschränkt, sondern kann entsprechend TROMMSDORF (1968) bis in die höchstgradige Amphibolitfazies auftreten.

2.2. Metapelite

Zu Beginn dieses Jahrhunderts untersuchten F. E. SUESS (1903, 1912), K. PRECLIK (1924, 1926) und L. WALDMANN (1928) die pelitischen Gesteine und bezeichneten sie als „Innere Phyllite“.

Die hier betrachteten, durchwegs dunkelgrauen Phyllite bis Glimmerschiefer, nehmen gemeinsam mit Marmoren und Kalksilikatgesteinen den gesamten Bereich zwischen Weitersfelder Stengelgneisen und Bittescher Gneispaket ein und sind somit der Glimmerschiefer-Marmorserie nach HÖCK & VETTERS (1974) zuzurechnen.

Im Zentralteil der Moravischen Zone sind die Metapelite durch das Auftreten von Granat- und Staurolithporphyroblasten gekennzeichnet. Im Süd- und Nordteil der Thayakuppel fehlen hingegen Granat und Staurolith und die Gesteine sind im Gegensatz zum amphibolitfaziellen Zentralteil nur mehr grünschieferfaziell überprägt.

Vereinzelt deuten auftretende Kalkglimmerschiefer die enge primäre Verbindung zwischen Marmor und der Metapelitabfolge an. Überdies können in untergeordnete

Tabelle 6.
Ausgewählte Plagioklas- und Granat-Analysen von Metapeliten aus dem Gebiet von Fronsburg – Oberhöflein.
K = Messung im Kern; R = Messung am Rand.

	BW 75				BW 126			
	R	K	R	R/K	K	R	K	R
SiO ₂	63.12	63.67	63.61	63.08	64.09	63.66	64.04	63.97
Al ₂ O ₃	23.21	23.10	23.08	22.93	22.91	23.23	23.19	23.29
CaO	4.74	4.54	4.41	4.29	4.23	4.60	4.58	4.57
Na ₂ O	9.10	9.02	9.38	9.34	9.05	8.97	8.79	9.01
K ₂ O	0.09	0.07	0.10	0.06	0.05	0.05	0.09	0.05
Summe	100.26	100.40	100.57	99.71	100.34	100.50	100.69	100.89
Anzahl der Ionen auf Basis 8								
Si	2.786	2.801	2.798	2.797	2.817	2.798	2.806	2.800
Al	1.208	1.198	1.186	1.199	1.187	1.203	1.198	1.202
Ca	0.224	0.214	0.208	0.204	0.199	0.217	0.215	0.214
Na	0.779	0.769	0.800	0.804	0.771	0.764	0.747	0.764
K	0.005	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005	0.003
Z	3.994	3.999	3.994	3.996	4.004	4.001	4.004	4.002
X	1.008	0.987	1.013	1.012	0.973	0.984	0.967	0.981
An	22.2	21.6	20.5	20.1	20.5	22.1	22.2	21.8
Ab	77.3	77.9	78.9	79.5	79.2	77.6	77.3	77.8
Or	0.5	0.5	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5	0.4
Anzahl der Ionen auf Basis 12								
SiO ₂	37.45	37.47	37.30	37.34	37.37	37.38	37.20	37.19
Al ₂ O ₃	21.08	21.08	21.35	21.16	21.28	21.19	21.04	20.95
FeO*	35.09	33.74	32.11	31.47	35.01	34.37	33.67	33.97
MnO	2.46	3.30	5.01	5.78	2.40	2.73	3.18	3.04
MgO	2.71	2.62	2.14	2.24	2.74	2.58	2.57	2.64
CaO	1.46	1.48	2.20	2.40	1.48	1.37	2.00	1.89
Summe	100.25	99.69	100.11	100.39	100.28	99.62	99.66	99.68
Anzahl der Ionen auf Basis 12								
Si	3.012	3.024	3.004	3.003	3.003	3.019	3.008	3.008
Al	1.998	2.005	2.027	2.006	2.015	2.017	2.005	1.997
Fe	2.360	2.277	2.163	2.117	2.353	2.321	2.277	2.298
Mn	0.168	0.226	0.342	0.394	0.163	0.187	0.218	0.208
Mg	0.325	0.315	0.257	0.269	0.328	0.311	0.310	0.318
Ca	0.126	0.128	0.190	0.207	0.127	0.119	0.173	0.164
Y	2.979	2.946	2.952	2.987	2.971	2.938	2.978	2.988
Alm	79.2	77.3	73.3	70.9	79.2	79.0	76.5	76.9
Spes.	5.6	7.7	11.6	13.2	5.5	6.4	7.3	7.0
Pyr.	10.9	10.7	8.7	9.0	11.0	10.6	10.4	10.6
Gros.	4.3	4.3	6.4	6.9	4.3	4.0	5.8	5.5

ter Rolle auch quarzitisches Glimmerschiefer in dieser Paragesteinsserie beobachtet werden.

Granat

Die hypidiomorphen bis idiomorphen Granatkörner zeichnen sich durchwegs durch helizitisch angeordnetes Interngefüge aus, das syntektonisches Granatwachstum belegt. Dieses s_1 ist jedoch manchmal nur an Granaträndern feststellbar; an solchen Granatkörnern sind Kernbereiche einschlußärmer und weniger pigmentiert, und es könnte sich dabei um prätektonische Kernbereiche mit syntektonisch gesprossenen Anwachsäumen handeln.

Mineralchemisch (siehe Tab. 6 + 7) betrachtet handelt es sich um Almandin-reiche Granate (bis zu 79 Mol. % Almandin; Andradit-Komponente wurde nicht bestimmt). Die Granate zeigen eine schwache bis deutliche Zonierung, und zwar in der Weise, daß gemeinsam MnO und CaO in Richtung Kern ansteigen, während FeO und MgO zum Rand hin ansteigen. Die analysierten Granate zeigen also einen stetigen Abfall des MnO vom Kern zum Rand, sowie ein Ansteigen des XMg vom Kern zum Rand, was für progressives Wachstum üblich ist.

Staurolith

Die hypidiomorphen bis idiomorphen Staurolithe weisen meist zahlreiche Quarzeinschlüsse auf und zeigen gegenüber dem s_0 ein unverlegtes, manchmal leicht wellig verlaufendes s_1 . Andeutungsweise können typische Durchkreuzungswillinge beobachtet werden. Retrograde Einflüsse äußern sich manchmal durch Anlage eines Chlorit- und Serizitfilzes besonders schön.

Die mineralchemisch untersuchten Staurolithe zeigten keine Besonderheiten und sind im wesentlichen sehr homogen.

Plagioklas

Plagioklas tritt stets mengenmäßig gegenüber Quarz deutlich zurück und kann in manchen Proben gänzlich fehlen. Bei den stichprobenartig analysierten Körnern (Tab. 6) handelte es sich ausnahmslos um Oligoklasen, die fallweise als Zeichen der progressiven Metamorphose invers zoniert sind.

An weiteren Hauptphasen treten in den Metapeliten Hellglimmer mit z. T. bedeutender Paragonit-Komponente, jedoch mit unbedeutender Phengit-Substitution,

Tabelle 7.
Weitere Granat-Analysen von Metapeliten.
Probenbezeichnung wie in Tab. 6. K = Messung im Kern; R = Messung am Rand.

	R	R/K	K	K	R	R	K	K/R	
SiO ₂	37.45	37.47	37.30	37.34	37.37	37.38	37.20	37.19	
Al ₂ O ₃	21.08	21.08	21.35	21.16	21.28	21.19	21.04	20.95	
FeO*	35.09	33.74	32.11	31.47	35.01	34.37	33.67	33.97	
MnO	2.46	3.30	5.01	5.78	2.40	2.73	3.18	3.04	
MgO	2.71	2.62	2.14	2.24	2.74	2.58	2.57	2.64	
CaO	1.46	1.48	2.20	2.40	1.48	1.37	2.00	1.89	
Summe	100.25	99.69	100.11	100.39	100.28	99.62	99.66	99.68	
Anzahl der Ionen auf Basis 12									
Si	3.012	3.024	3.004	3.003	3.003	3.019	3.008	3.008	
Al	1.998	2.005	2.027	2.006	2.015	2.017	2.005	1.997	
Fe	2.360	2.277	2.163	2.117	2.353	2.321	2.277	2.298	
Mn	0.168	0.226	0.342	0.394	0.163	0.187	0.218	0.208	
Mg	0.325	0.315	0.257	0.289	0.328	0.311	0.310	0.318	
Ca	0.126	0.128	0.190	0.207	0.127	0.119	0.173	0.164	
Y	2.979	2.946	2.952	2.987	2.971	2.938	2.978	2.988	
Alm	79.2	77.3	73.3	70.9	79.2	79.0	76.5	76.9	
Spes.	5.6	7.7	11.6	13.2	5.5	6.4	7.3	7.0	
Pyr.	10.9	10.7	8.7	9.0	11.0	10.6	10.4	10.6	
Gros.	4.3	4.3	6.4	6.9	4.3	4.0	5.8	5.5	

	BW 75							BW 126			
	R	R/K	K	K	K/R	R	R	R	K	K/R	R
SiO ₂	37.22	36.81	37.25	37.24	37.14	37.10	37.23	37.59	37.34	37.36	37.19
Al ₂ O ₃	21.02	20.95	21.16	21.02	21.04	21.14	21.01	21.16	21.05	21.09	21.04
FeO *	32.86	31.95	31.11	31.28	31.19	32.21	32.30	33.56	33.33	33.43	34.61
MnO	4.34	5.45	6.49	6.30	6.31	5.90	5.75	0.75	1.29	1.16	0.85
MgO	2.87	3.07	2.67	2.73	2.73	2.68	2.70	2.46	1.96	2.56	2.56
CaO	1.37	1.50	1.47	1.48	1.47	1.47	1.37	4.11	5.01	4.10	2.91
Summe	99.68	99.73	100.15	100.05	99.88	100.50	100.36	99.63	99.98	99.70	99.16
Anzahl der Ionen auf Basis 12											
Si	3.008	2.981	3.000	3.003	3.000	2.986	2.999	3.020	3.004	3.006	3.012
Al	2.002	2.000	2.009	1.998	2.003	2.006	1.995	2.004	1.996	2.000	2.008
Fe	2.221	2.164	2.096	2.110	2.107	2.168	2.176	2.255	2.243	2.249	2.344
Mn	0.297	0.374	0.443	0.430	0.432	0.402	0.392	0.051	0.088	0.079	0.058
Mg	0.346	0.374	0.321	0.328	0.329	0.322	0.324	0.295	0.235	0.307	0.309
Ca	0.119	0.130	0.127	0.128	0.127	0.127	0.118	0.354	0.432	0.353	0.253
Y	2.983	3.039	2.987	2.996	2.995	3.019	3.010	2.995	2.998	2.988	2.964
Alm.	74.5	71.2	70.2	70.4	70.4	71.8	72.3	76.4	74.8	75.3	79.1
Spes.	9.9	12.3	14.8	14.4	14.4	13.3	13.0	1.7	2.9	2.6	2.0
Pyr.	11.6	12.2	10.7	10.9	11.0	10.7	10.8	9.9	7.8	10.3	10.4
Gros.	4.0	4.3	4.3	4.3	4.2	4.2	3.9	12.0	14.5	11.8	8.5

sowie Biotit (Lepidomelan – Meroxen) und Chlorite (Ripidolithe) auf.

Akzessorisch findet man Turmalin, Ilmenit, Zirkon und Rutil.

Chemismus

Das in Abb. 4 angeführte A-F-M-Diagramm nach J.B. THOMPSON (1957) findet für die Darstellung pelitischer Gesteine häufig Verwendung. Neben den eingezeichneten chemischen Analysen und Phasen sind zusätzlich noch Quarz und Muscovit (= Projektionspunkt) vorhanden. In dieser Darstellung lassen sich nicht nur die

Pauschalchemismen, sondern auch die charakteristischen Paragenesen besonders deutlich erkennen.

Die Chemismen der Proben BW86, 61, 102 sind Al₂O₃-reicher und die zu beobachtende Paragenese Staurolith + Almandin + Biotit (±Musk, Q) ist für solche Chemismen charakteristisch. Der in BW86, 126 auftretende Chlorit kann somit als eine spätere sekundäre Bildung betrachtet werden und koexistiert nicht mit Staurolith.

Für Chemismen unterhalb der Konode Chlorit – Almandin kann hingegen die charakteristische Paragenese

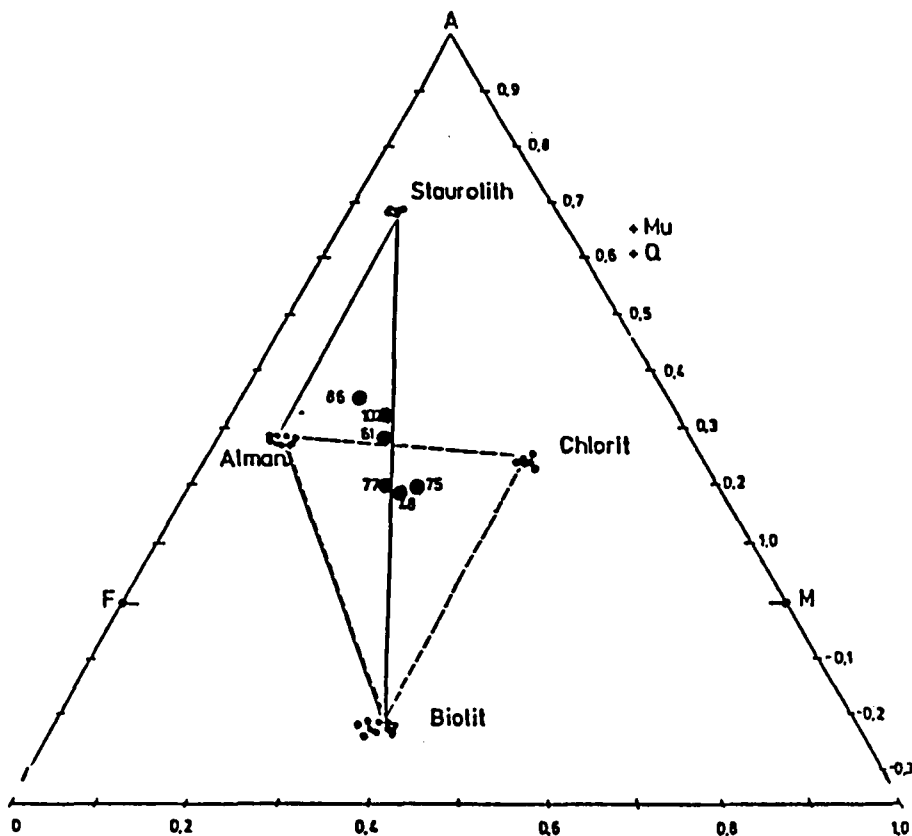


Abb. 4.
AFM Diagramm nach J.B. THOMPSON (1957)
mit korrigierten Pauschalchemismen der
Metapelite.

Almandin – Biotit – Chlorit lauten; tatsächlich fehlt diesen Proben Staurolith.

3. Zur Metamorphose der Metasedimente

Bereits seit den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts ist bekannt, daß in der Moravischen Zone nicht nur die alles überprägende aufsteigende Regionalmetamorphose gewirkt hat, sondern auch noch – wenn auch nicht immer deutlich zu erkennen – andere Metamorphosen die Gesteinsserien erfaßt haben. Die auf WALDMANN zurückgehende und von FRASL (1968) überarbeitete Gliederung in Alt-, Mittel- und Jungmoravische Phase mit den entsprechenden Metamorphosestufen kann man als Ausgangspunkt bei der Diskussion der einzelnen Metamorphosearten betrachten.

Kontaktmetamorphose

Die Existenz einer (altmoravischen) Kontaktmetamorphose ist für einen Teil der Moravischen Zone, etwa im Dach des Thayabatholithen seit langem bekannt (PRECLIK, 1926). Sie wurde jedoch für die restlichen Teile von manchen Autoren immer wieder in Zweifel gestellt. Nun konnten etliche Anzeichen für die Existenz einer Kontaktmetamorphose auch in den Hangendbereichen des Moravikums festgestellt werden. Die an den Bittescher Gneis gebundenen Kalksilikatgesteine liefern diesbezüglich zahlreiche wichtige Informationen, obwohl in diesem schlecht aufgeschlossenen Gebiet die Grenzverhältnisse zwischen Bittescher Gneis und den Metasedimenten schwer zu studieren sind. Wie eingangs kurz erwähnt sind die Kalksilikatgesteine nicht nur im unmittelbar Liegenden des Bittescher Gneises,

sondern auch im Bittescher Gneis eingeschaltet anzutreffen.

Der Grenzbereich von Bittescher Gneisen und/oder Aplitgneisen und den Kalksilikatgesteinen ist im „Fellinger Grund“ so gut aufgeschlossen, daß man über die Kontaktverhältnisse beider Gesteinsgruppen Aussagen treffen kann. So zeigt sich an dieser Lokalität ein ca. 1/2 m mächtiger Aplitgang, der die Kalksilikatgesteine quer durchschlägt. Weiters sind in diesem Bereich intensive aplitische Durchtränkungen von Kalksilikatgesteinen durch Aplite keine Seltenheit. Man kann hier also von einem Intrusionsverband zwischen Bittescher Gneis und Kalksilikatgesteinen sprechen. Dieser Intrusionsverband weist nun nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose hin, sondern auch darauf, daß zumindest einige Teile der Metasedimentabfolge vorgranitisches Alter haben. In diesem Rosentalzug (vgl. auch BERNROIDER, 1983) treten auch immer wieder Kalksilikatgesteine auf, die ihre hornfelsartige Textur trotz der späteren intensiven Auswalzung der gesamten Gesteinsabfolge noch sehr gut erhalten haben. Überdies wurden zahlreiche vom mm- bis cm-Bereich aplitisch injizierte Lesesteine gefunden. Die Aplitlagen sind dabei nicht nur s-parallel angeordnet, sondern durchschlagen sehr häufig auch das Kalksilikatgestein quer zur Schieferung. Die beobachteten Mineralparagenesen mit Diopsid/Salit, Grossular und auch Vesuvian sind bei einer Kontaktmetamorphose für mergelige Metasedimente typisch, auch wenn sie durch die starke Regionalmetamorphose überprägt wurden und es z.T. zur Rekristallisation einzelner Phasen kam (z.B. Amphibol). So würde beispielsweise, wenn die Staurolith-Bildung der Regionalmetamorphose zugeordnet wird (siehe unten), nach METZ (1970), eine regionalmetamorphe Bildung von Diopsid erst bei einem höheren Grad der Metamorphose ablaufen als die Staurolith-Bildung. Dies

spricht also ebenfalls für eine frühere kontaktmetamorphe Bildung des Diopsids gegenüber dem regionalmetamorph gebildeten Staurolith. Möglicherweise sind auch die oben beschriebenen prätektonischen einschlußarmen Granatkerne in den Metapeliten damit in Verbindung zu bringen. Die syntektonischen Granatränder müßten der aufsteigenden Regionalmetamorphose zugeordnet werden, die auch im Zentralteil dafür verantwortlich zeichnet, daß Diopsid stabil bleiben konnte.

Im Nordteil der Moravischen Zone, also in Bereichen geringerer regionalmetamorpher Überprägung, ist Diopsid, Grossular und Vesuvian, zumindest in meinen Handstücken, nicht mehr zu finden; dagegen tritt hier fallweise Dolomit auf. Auch im Süden stellt FRASL (1983) eigentümlich „getüpfelte Marmore“ fest, bei denen es sich durchwegs auch um ehemalige Pyroxenmarmore handeln könnte, wobei bei der neuerlichen, im Süden geringeren, Aufwärmung und ?Stoffverschiebung durch die Regionalmetamorphose Pyroxen instabil geworden ist. Pyroxen, der bei allen Grossular-führenden Kalksilikatgesteinen vorhanden ist, ist zweifellos älter als Grossular, da er von diesem häufig eingeschlossen ist.

Zusammenfassend scheint mir eine Kontaktmetamorphose in Verbindung mit einer hochplutonischen Intrusion in einen seichten Sedimentationskörper als wahrscheinlich.

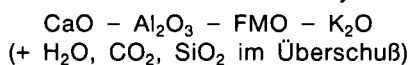
Regionalmetamorphose

Die Regionalmetamorphose kann als der dominierende Metamorphoseakt in der Moravischen Zone angesehen werden.

Mineralchemische sowie paragenetische Untersuchungen und daraus ableitbare Thermometrie- und Barometrieberechnungen, die hier zusammengefaßt dargestellt werden, lassen Aussagen über die Intensität der Regionalmetamorphose zu.

3.1. Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore

Um die in den Kalksilikatgesteinen auftretenden Mineralphasen umfassend darstellen zu können, muß zunächst ein geeignetes System ausgewählt werden, welches für die Diskussion der natürlichen Phasenbeziehungen mit experimentell bestimmten Phasendiagrammen in Frage kommt. Die Stabilität der Mineralphasen in Karbonatsystemen hängt dabei nicht nur von den herrschenden P-T-Bedingungen, sondern auch von Faktoren wie Pauschalchemismus oder der Zusammensetzung der fluiden Phase ab. Unter gewissen Vereinfachungen kann die Vielzahl der in Kapitel 2.1. beschriebenen Mineralphasen mit guter Näherung in dem überschaubaren vereinfachten System



dargestellt werden. Für die P-T-XCO₂ Abschätzungen der maßgeblich am Aufbau beteiligten Phasen der Kalksilikatgesteine bzw. Kalksilikatmarmore mit experimentell bestimmten Phasendiagrammen müssen jedoch weitere Vereinfachungen durchgeführt werden; so werden Amphibol und Pyroxen als Al-freie Endglieder (Tr, Di), Klinozoisit/Epidot als Fe₃₊ freies Äquivalent des Zoisits, Karbonat als reiner Calcit, Granat als reiner Grossular, Plagioklas als reiner Anorthit und Vesuvian als reines Ca-Mg-Al-Silikat betrachtet. Unter solchen

Vereinfachungen lassen sich nun isobare univariante Reaktionen ableiten und mit experimentellen isobaren T-XCO₂-Diagrammen vergleichen, sowie mit verschiedenen Datensätzen berechnen, die nicht nur eine Temperaturabschätzung, sondern auch eine Abschätzung der fluiden Phase während des Hauptaktes der Metamorphose erlauben (siehe dazu Abb. 5 bis Abb. 7).

Unter Berücksichtigung dieser Vereinfachungen wurden nun mit dem Programm GEO-CALC nach dem Datensatz von BERMAN et al. (1985, 1988) die für die Kalksilikatgesteine interessanten Mineralreaktionen berechnet und für den relevanten Druck (siehe später) in einem T-XCO₂-Schnitt dargestellt (Abb. 5). In diesem T-XCO₂-Phasendiagramm für das Teilsystem CaO - Al₂O₃ - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ sind die wichtigsten isobaren, divarianten, univarianten und invarianten Phasenbeziehungen dargestellt.

Nachdem nun Wollastonit bzw. die Paragenese Dolomit und Diopsid nicht beobachtet wurde, kann die Reaktion 1 bzw. 9 als obere Temperaturgrenze für die Regionalmetamorphose angesehen werden. Bei genügend kleinen XCO₂-Werten wäre allerdings auch bei den nachfolgend abgeschätzten Temperaturen eine Wollastonit- und Dolomitbildung entsprechend den Reaktionen 1 und 9, möglich. Für die Granat-führenden Kalksilikatgesteine sind die Reaktionen 2,4 und 7 sehr mar-

Tabelle 8.
Stöchiometrie im System CaO - Al₂O₃ - MgO - SiO₂ - H₂O - CO₂ (1-14) und im System CaO - MgO - SiO₂ - K₂O - Al₂O₃ - H₂O - CO₂ (15-30).
Cc = Calcit; Do = Dolomit; Q = Quarz; An = Anorthit; Gro = Grossular; Di = Diopsid; Zo = Zoisit; Phl = Phlogopit; Tr = Tremolit; Ms = Muskovit.

- 1) 1 Cc + 1 Q = 1 Wo + 1 CO₂
- 2) 1 An + 1 Cc + 1 Wo = 1 Gro + 1 CO₂
- 3) 1 Gro + 1 Q = 2 Wo + 1 An
- 4) 1 Gro + 2 CO₂ = 1 Q + 2 Cc + 1 An
- 5) 3 An + 1 Cc + 1 H₂O = 2 Zo + 1 CO₂
- 6) 5 An + 1 Gro + 2 H₂O = 4 Zo + 1 Q
- 7) 5 Cc + 3 Q + 2 Zo = 3 Gro + 1 H₂O + 5 CO₂
- 8) 3 Cc + 2 Q + 1 Tr = 5 Di + 1 H₂O + 3 CO₂
- 9) 3 Cc + 1 Tr = 1 Do + 4 Di + 1 H₂O + 1 CO₂
- 10) 5 Do + 8 Q + 1 H₂O = 1 Tr + 3 Cc + 7 CO₂
- 11) 9 An + 5 Do + 8 Q + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 10 CO₂
- 12) 2 Q + 1 Tr + 6 Zo = 5 Di + 9 An + 4 H₂O
- 13) 10 Cc + 3 Di + 4 Zo = 6 Gro + 3 Do + 2 H₂O + 4 CO₂
- 14) 9 An + 4 Di + 1 Do + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 2 CO₂
- 15) 3 An + 1 Do + 3 Phl + 10 Q + 2 H₂O = 2 Tr + 3 Ms + 2 CO₂
- 16) 3 Cc + 1 Phl + 3 CO₂ = 1 Kfs + 3 Do + 1 H₂O
- 17) 1 An + 2 Cc + 1 Phl + 4 CO₂ = 2 Q + 1 Ms + 3 DO
- 18) 5 An + 1 Cc + 5 Phl + 14 Q + 3 H₂O = 3 Tr + 5 Ms + 1 CO₂
- 19) 1 Cc + 1 Ms + 2 Q = 1 Kfs + 1 An + 1 H₂O + 1 CO₂
- 20) 6 Cc + 5 Phl + 24 Q = 3 Tr + 5 Kfs + 2 H₂O + 6 CO₂
- 21) 6 Ms + 3 Tr = 12 Q + 1 Kfs + 5 Phl + 6 An + 4 H₂O
- 22) 6 Cc + 12 Ms + 3 Tr = 7 Kfs + 5 Phl + 12 An + 10 H₂O + 6 CO₂
- 23) 4 An + 5 Cc + 4 Phl + 9 CO₂ + 1 H₂O = 1 Tr + 4 Ms + 7 Do
- 24) 18 An + 12 Di + 1 Phl + 8 H₂O = 12 Zo + 3 Tr + 1 Kfs
- 25) 9 An + 5 Di + 4 H₂O = 6 Zo + 1 Tr + 2 Q
- 26) 12 Di + 1 Phl + 6 CO₂ + 2 H₂O = 3 Tr + 1 Kfs + 6 Cc
- 27) 12 Ms + 3 Tr + 12 Zo = 7 Kfs + 5 Phl + 30 An + 16 H₂O
- 28) 1 Ms + 2 Q + 2 Zo = 1 Kfs + 4 An + 2 H₂O
- 29) 10 Cc + 12 Ms + 3 Tr = 8 Zo + 7 Kfs + 5 Phl + 6 H₂O + 10 CO₂
- 30) 4 Cc + 3 Ms + 6 Q = 2 Zo + 3 Kfs + 2 H₂O + 4 CO₂

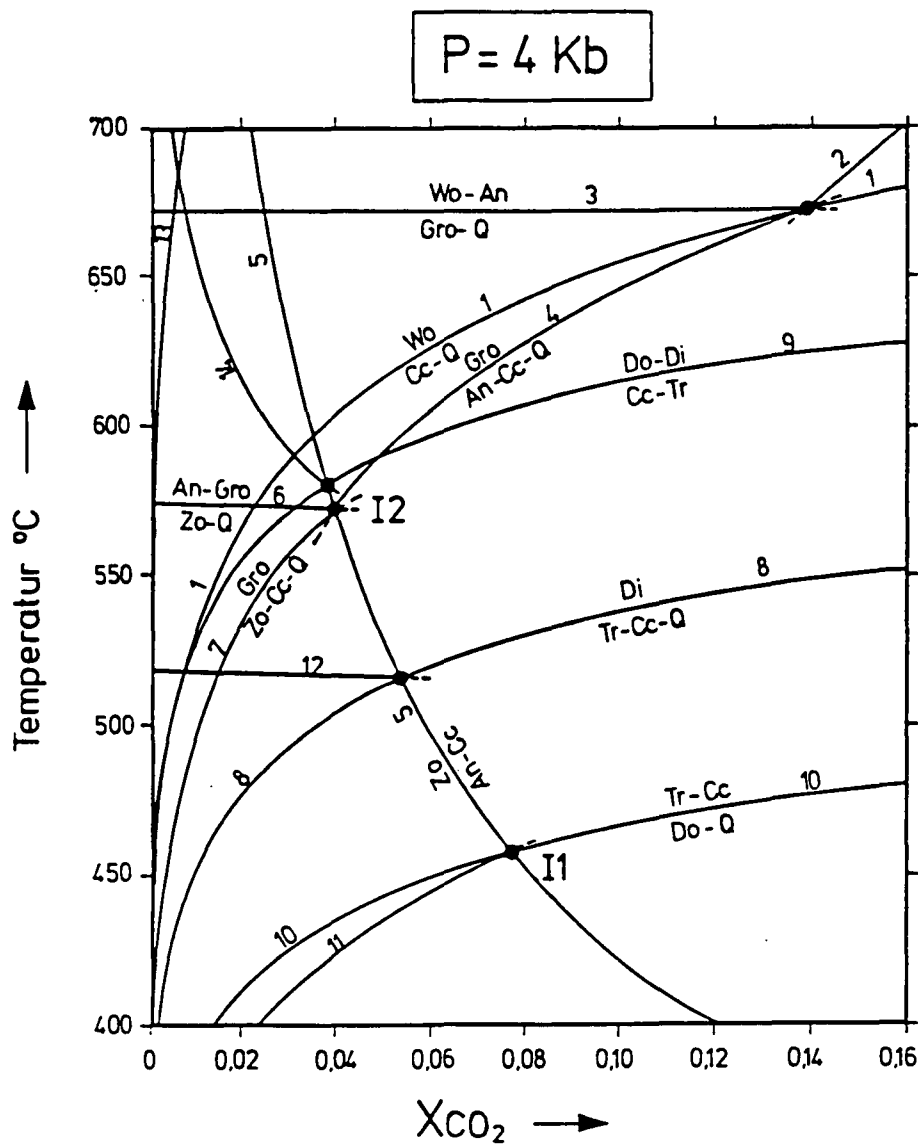


Abb. 5.
T-XCO₂-Schnitt im System CaO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - CO₂.
Die Stöchiometrie der Reaktionen ist aus Tab. 8 ersichtlich.

kant, da sie für dieses Teilsystem bei gleichzeitigem Fehlen von Wollastonit- bzw. Dolomitparagenesen, die Stabilitätsgrenzen von Grossular darstellen. Wie die Paragenesen zeigen, kommen für die Grossularbildung je nach Zusammensetzung der fluiden Phase und Pauschalchemismus die Reaktionen 7, 4 und möglicherweise 6 in Frage. Diese Grossular-, Diopsid/Salit- und Vesuvian-führenden Paragenesen wurden nur im Zentralteil der Moravischen Zone festgestellt. Hier konnte sich auch, abgesehen von Stoffverschiebungen, der primäre kontaktmetamorphe Mineralbestand erhalten; nur ist dieser durch die intensive regionalmetamorphe Überprägung von jüngeren Phasen kaum mehr zu trennen. Da im Zentralteil Wollastonit- und Dolomitparagenesen fehlen, kann das Stabilitätsfeld der Kalksilikatgesteine durch die Reaktionen 1, 9 bzw. 10 eingegrenzt werden. Der Bereich um den invarianten Punkt I2 scheint für die T-XCO₂-Abschätzung maßgeblich zu sein.

In den Kalksilikatgesteinen sind jedoch auch immer wieder Anzeichen einer weiteren schwächeren Überprägung, die sich beispielsweise durch die Neubildung von Klinozoisit auf Kosten von Plagioklas (+ Calcit) äußert, feststellbar.

Zum besseren Vergleich wurden einige Reaktionen um diesen invarianten Punkt I2 noch mit dem Daten-

satz nach GOTTSCHALK (1988) berechnet und in den Abb. 6 und 7 dargestellt. Wie man aus diesen Abbildungen erkennen kann, verschiebt sich I2 mit steigenden Drücken zu höheren T-XCO₂-Werten. Überdies befindet sich das Stabilitätsfeld der Kalksilikatgesteine auf der H₂O-reichen Seite, also bei niederen XCO₂-Werten. Im Vergleich zum Datensatz von BERMAN et al. (1985, 1988) zeigen sich bezüglich der Lage von I2 nur geringe Unterschiede.

Bevor man nun die Metamorphosebedingungen mittels dieser T-XCO₂-Phasendiagramme abschätzt, muß noch in Betracht gezogen werden, daß die vorliegenden Phasen meist keine reinen Phasen darstellen und man muß somit mit gewissen Abweichungen von den „idealen Reaktionskurven“ rechnen. – Die größten Abweichungen sind dabei bei Plagioklas und Zoisit zu erwarten; so liegt tatsächlich nicht reiner Anorthit, sondern An-Gehalte bis maximal 50 Mol.-% vor, und bei den Epidotmineralen handelt es sich auch nicht um reinen Zoisit. Grossular und Diopsid kommen hingegen den reinen Phasen ziemlich nahe. Fallende An-Gehalte im Plagioklas würden so z.B. die Reaktionen 5 und 4 zu niederen T-XCO₂-Werten verschieben. Steigender Fe³⁺-Einbau und fallende Grossularkomponente verschieben die Reaktion 5 bzw. 4 hingegen zu höheren XCO₂-Werten.

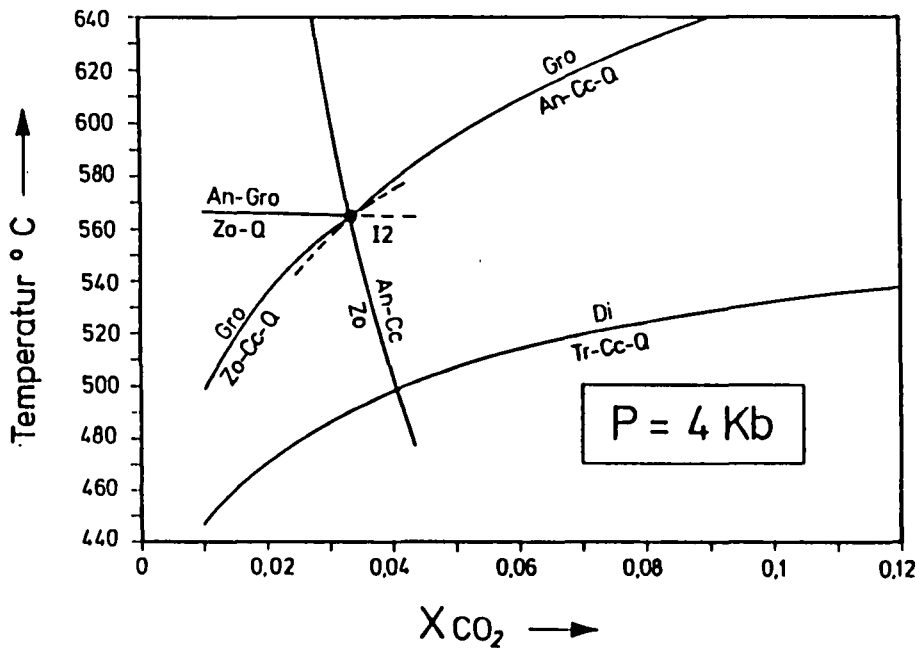
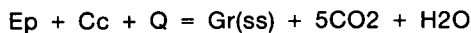


Abb. 6.
T-XCO₂-Schnitt um I2 bei P = 4 Kb entsprechend dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988).

Zusätzlich werden für die Abschätzung der Metamorphosebedingungen einige nachfolgend angeführte experimentell bestimmte und dieses System betreffende Mineralreaktionen herangezogen. So gibt STORRE (1970) für die Grossular-bildende Reaktion 7 eine Umwandlungstemperatur bei Pf = 1 Kbar von 470–480°C (XCO₂ = 0,2) an. Für einen definierten Fe³⁺-Gehalt gibt CHATTERJEE (1967) für die Reaktion



für einen Gesamtdruck von 1 Kb, XCO₂ > 0,12, Temperaturen von 530 bis 540°C an.

Die in den Kalksilikatgesteinen häufig beobachtete Paragenese Zo + Cc + Q hat nach GORDON & GREENWOOD (1971) bei einem Gesamtdruck von 2 Kb eine obere Stabilität von ca. 520°C (XCO₂ = 0,08); ebenso geben beide Autoren an, daß Grossular bei Abwesen-

heit von Wollastonit bei einem Gesamtdruck von 2 Kb und einem XCO₂ < 0,15 nur bis maximal 590°C stabil sein kann. Diese experimentell bestimmten Angaben gelten, wie oben kurz angedeutet, jedoch für reine Systeme.

Stellt man nun zwei Phasendiagramme (KERRICK, 1976; RICE, 1983) und die Berechnungen nach dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988) bzw. die Ergebnisse, die mit dem Programm GEO-CALC (BERMAN et al., 1985, 1988) erzielt wurden, gegenüber und, zieht man die vorhergehenden Ausführungen in Betracht, so können die P-, T- und XCO₂-Bedingungen während der Regionalmetamorphose für den Bereich der stärksten Aufwärmung gut abgeschätzt werden.

Aus den Arbeiten von RICE (1983) und KERRICK (1974) können nachfolgende T-XCO₂-Werte gewonnen werden:

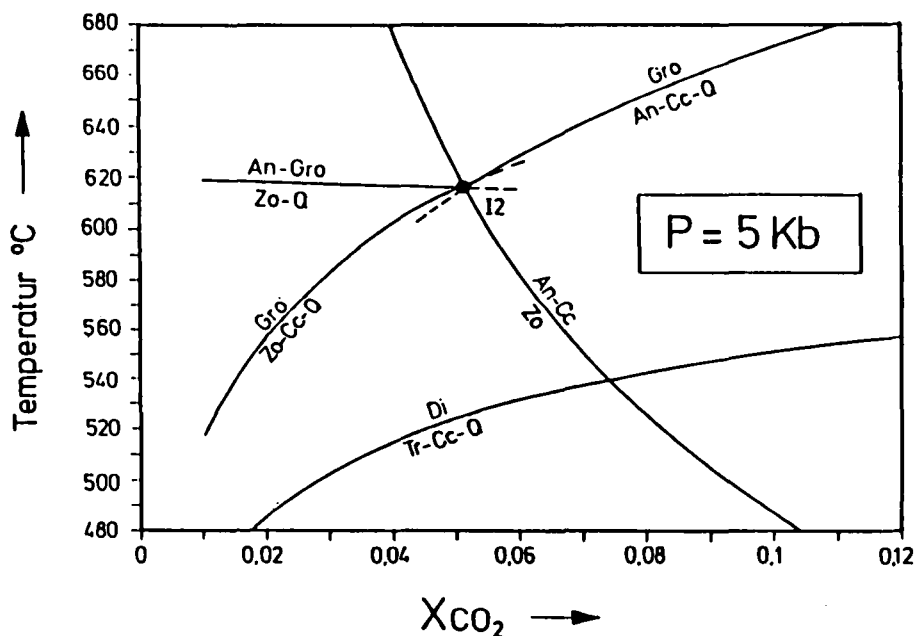


Abb. 7.
T-XCO₂-Schnitt um I2 bei P = 5 Kb entsprechend dem Datensatz von GOTTSCHALK (1988).

RICE (1983)	KERRICK (1974)
Pf = 2 Kb: I1 liegt bei 575°C, XCO ₂ = 0,14 I2 liegt bei 490°C, XCO ₂ = 0,065	2kb: und Gr(90) und Pistazit (15) I2: 470°C, XCO ₂ < 0,1
Pf = 5 Kb: I1 liegt bei 710°C, XCO ₂ = 0,18 I2 liegt bei 625°C, XCO ₂ = 0,11	

Im Vergleich zu den Daten von RICE (1983) für 5 Kb zeigen sich ebenfalls recht ähnliche T-Werte, jedoch noch bedeutend geringere Werte für XCO₂. Alle Ergebnisse verdeutlichen, daß die Zusammensetzung der fluiden Phase sehr wasserreich gewesen sein muß. XCO₂-Werte um 0,04 spiegeln dies recht deutlich wider. Überdies können lokale geringe Schwankungen der fluiden Phase bereits zur Realisierung anderer charakteristischer Paragenesen führen. Durch die Nähe zum Bittescher Gneis bzw. zu aplitischen bzw. pegmatitischen Injektionen muß mit solchen (geringen) Schwankungen der fluiden Phase und damit verbundener Ausbildung anderer Paragenesen gerechnet werden. Dies gilt vor allem für Kalksilikatgesteine, die etwas weiter vom Kontakt entfernt waren und nie Grosular-führende Paragenesen zeigten.

Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die „unreinen Phasen“ noch eine Verschiebung des Stabilitätsfeldes zu niederen T-XCO₂-Werten bewirken, kann mit Temperaturen von rund 520° (±40) und einem XCO₂ < 0,04 bei 4 Kb für den Zentralteil, also jenen Teil mit der stärksten Aufwärmung, gerechnet werden. In den schwächer metamorphen Anteilen des Moravikums könnte Pyroxen, der dort nicht beobachtet wurde, entsprechend der Reaktion 8 zugunsten einer Amphibol-Bildung verschwinden. Einige Proben aus dem schwach metamorphen Nordende der Thayakuppel führen hingegen bereits Dolomit, der entsprechend Reaktion 10 auftreten könnte. Dies bedeutet, daß hier, je nach Zusammensetzung der fluiden Phase, Temperaturen unter 450°C (bei 4 Kbar) realisiert waren.

Eine weitere Möglichkeit, die Metamorphosebedingungen abzuschätzen, bietet das „Plagioklas-Amphibol-Thermometer“ nach SPEAR (1980). Dieses empirisch kalibrierte Thermometer betrachtet die Austauschreaktion

2 Albit + Tschermakit = 2 Anorthit + Glaucophan, also den NaSi = CaAl-Austausch zwischen Plagioklas und Amphibol. Obwohl bei diesem Thermometer einige Unsicherheiten auftreten, die in erster Linie bei der Berechnung der Amphibol-Formel (Ca/Na in M4-Position) zu finden sind, zeigten die erzielten Ergebnisse relativ gute Übereinstimmung zu den vorhergehenden T-Abschätzungen. Dieses Thermometer wurde bei Amphibol-Plagioklas-Paragenesen von 3 Kalksilikatgesteinen angewandt, die aus unterschiedlichen Bereichen stammen. Vom Zentralteil (BW7) in Richtung Norden (BW143) wurden dabei abnehmende Temperaturbereiche errechnet, was mit den vom Zentralteil in Richtung Norden abnehmenden Metamorphosebedingungen korreliert werden kann:

BW7	490°C bis 540°C	Zentralteil (Raisdorf)
BW51	450°C bis 520°C	
BW143	430°C bis 480°C	Staatsgrenze zur ČSSR

Diese Metamorphoseabnahme zeigt sich auch in geringeren An-Werten im Plagioklas sowie durch geringeren Al₂O₃-Einbau in Amphibol.

Wie zusätzliche mineralchemische Aspekte andeuten, weisen die regionalmetamorph rekristallisierten Amphi-

bole weiters auf niedrige bis mittlere Druckverhältnisse während der Metamorphose hin (siehe Mineralchemie).

3.2. Moravische Marmore

Während WALDMANN (1928) die „moravischen Kalke“ und die damit stets in enger Verbindung stehenden Kalkglimmerschiefer von den hochmetamorphen moravischen Gruppen abtrennt, bezeichnet FRASL (1968) diese „moravischen Kalke“ als Marmor und weist darauf hin, daß die invers zionierte Plagioklas (Oligoklas-Andesin) der mittelgradigen Regionalmetamorphose der anschließenden Metasedimentserie zuzurechnen sind (vgl. FRASL, 1968, 1977).

Die im Moravischen Marmor beobachteten Mineralphasen wie Calcit, Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz, Tremolit-Aktinolit und Chlorit können im vereinfachten Mergelsystem K₂O – CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – H₂O – CO₂ beschrieben werden. (Auch Dolomit wurde in einigen Proben vom Nordende der Thayakuppel festgestellt).

Die Moravischen Marmore zeichnen sich im Vergleich zu den eben besprochenen Kalksilikatmarmoren durch das Fehlen von Pyroxen, Granat, Vesuvian und Zoisit aus.

Für die Moravischen Marmore des Zentralteiles scheinen nun als wesentlich die Paragenesen Bi + Cc + Q, Mu + Cc + Q sowie vereinzelt Tr + Cc + Q, wobei fallweise Kf und Plag hinzutreten können. Wie bereits angedeutet, tritt bei gegebenen Pauschalchemismen in den schwächer metamorphen Nord- und wahrscheinlich auch Südteilen des Moravikums zusätzlich Dolomit auf.

Im isobaren T-XCO₂-Schnitt in Abb. 8, ebenfalls mit GEO-CALC gerechnet, kann aufgrund der beobachteten Paragenesen wiederum ein Stabilitätsfeld der Moravischen Marmore abgegrenzt werden. Die Stöchiometrie der Reaktionen ist in Tab. 8 zusammengefaßt.

Dabei wurden hier wiederum nur „reine Phasen“ gerechnet, und man muß somit die oben erwähnten Abweichungen für natürliche Phasen bei der Abschätzung der Metamorphosebedingungen in Betracht ziehen.

Besonders interessant ist der Bereich um die invarianten Punkte I3 und I4. Die unvarianten Reaktionen 8 und 5 bzw. 10 und 23 sind für den Zentralteil, nachdem weder Diopsid noch Zoisit bzw. Dolomit auftritt, markante Grenzlinien des Stabilitätsfeldes. Für den schwächer metamorphen Nordteil der Thayakuppel dürften, je nach XCO₂, Temperaturen unter bzw. bei höheren XCO₂-Werten knapp über dem invarianten Punkt 4 realisiert sein.

Vergleicht man das Stabilitätsfeld des Moravischen Marmors mit jenem der Kalksilikatgesteine und Kalksilikatmarmore, so zeigt sich, daß ersteres bei etwas niederen Temperaturbereichen, jedoch bei etwas höheren XCO₂-Werten liegt. Für den relevanten Druck um 4 Kb können die invarianten Punkte I3 und I4 mit 510°C, XCO₂ bei 0,165 bzw. mit 500°C, XCO₂ bei 0,31 angegeben werden. Für 5 Kb liegen nach HOSCHEK (1980) die invarianten Punkte I3 bei ca. 540°C (XCO₂ ca. 0,27) und I4 bei etwa 530°C (XCO₂ ca. 0,33).

Das Stabilitätsfeld der Moravischen Marmore scheint also insgesamt bei etwas niederen T-Bereichen, jedoch bei einer CO₂-reicheren fluiden Phase als die Kalksilikatmarmore realisiert. Auch die mineralchemisch analysierten Calcite des Moravischen Marmors sind im Ver-

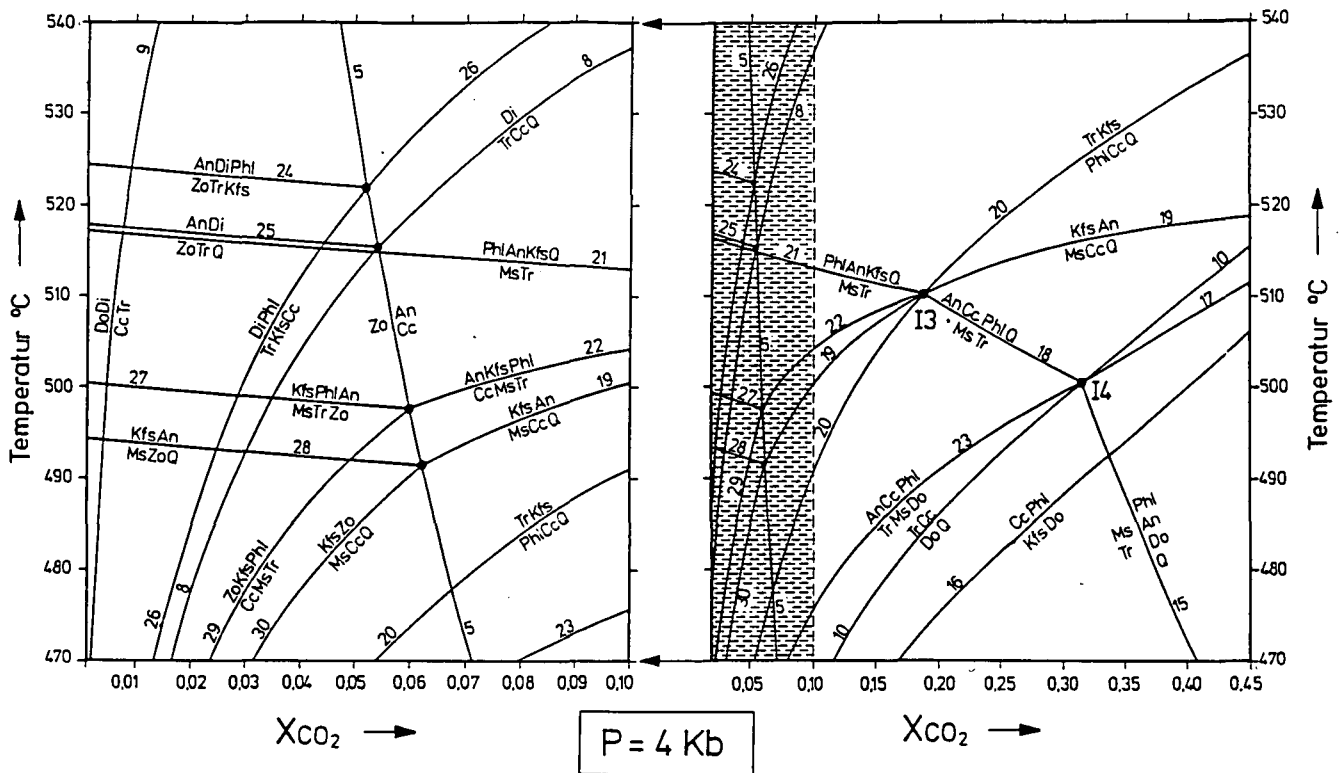


Abb. 8.
T-XCO₂-Schnitt für die Moravischen Marmore für 4 kb.
Die linke Darstellung ist ein Detail der extrem H₂O-reichen Seite. Weitere Erklärungen im Text.

gleich mit jenen der Kalksilikatmarmore MgCO₃-reicher, was entsprechend RICE (1977) ebenfalls auf etwas geringere Metamorphosebedingungen zurückgeführt werden kann.

Der Hauptteil der Moravischen Marmore im Zentralteil dürfte also bezüglich Metamorphose an der Grenze Grünschiefer- Amphibolitfazies vorliegen. Überdies kann eine Metamorphoseabnahme durch das Auftreten von Dolomitparagenesen bei gleichzeitigem Fehlen von Pyroxen in Richtung Norden festgestellt werden.

Im Vergleich mit Marmoren der anschließenden Bunten Serie des Moldanubikums zeigen sich bezüglich Metamorphose und Modalbestand recht deutliche Unterschiede; so ist entsprechend HÖGELSBERGER (1987) für die Marmore der Bunten Serie die Dominanz von Calcit gegenüber Dolomit, sowie das häufige Auftreten von Skapolith typisch. In der Bunten Serie, sind nach HÖGELSBERGER (1987) also, je nach Zusammensetzung der Gesteine und fluiden Phase eine Vielzahl von Paragenesen realisiert, die eine erste nachweisbare Metamorphose mit P-T-Bedingungen von ca. 700°C und 5,5–7.5 Kb aufweisen, und eine spätere Metamorphose, die am prägensten in der Glimmerschieferzone auftritt, mit ca. 500°C bei rund 4 Kb erkennen lassen.

Auffallend ist dabei, daß letzterer Metamorphoseakt (ca. 500°C, 4 Kb) der nach HÖGELSBERGER (1987) mit der Subduktion des Moravikums unter das Moldanubikum im Zusammenhang steht und variszisch ist, recht ähnliche P-T-Bedingungen aufweist, wie sie in den Moravischen Marmoren realisiert sind.

3.3. Metapelite

Die Paragenese Staurolith + Almandin + Biotit ist für die Metapelite des Zentralteiles der Moravischen Zone

charakteristisch und kennzeichnend für die amphibolit-fazielle Metamorphose. Staurolith und z.T. Granat verschwindet in den schwächer metamorphen Nord- und Südanteilen des Moravikums.

Die Staurolithbildung könnte wie eine vom Süden nach Norden zu beobachtende Biotitzunahme bei gleichzeitiger Verringerung des Hellglimmergehaltes andeutet auf die Reaktion



zurückgeführt werden.

Diese Reaktion wurde von HOSCHEK (1967) untersucht; er gibt dafür bei 4 Kb 540°C (±15°C) bzw. 565°C (±15°C) bei 7 Kb an. Obwohl die Staurolithstabilität dabei stark von der Sauerstoff-Fugazität abhängig ist, können die rund 540°C (4 Kb) als weiterer Anhaltspunkt für die Intensität der Regionalmetamorphose in Betracht gezogen werden.

Eine weitere Möglichkeit, die P-T-Bedingungen abzuschätzen, bieten verschiedene Geothermometer, deren Ergebnisse nachfolgend kurz diskutiert werden.

Dem Granat-Biotit-Geothermometer nach FERRY & SPEAR (1978) liegt die Kationenaustauschreaktion



zugrunde. Zu beachten ist dabei, daß einerseits der KD-Wert nur bei gleichem Chemismus und bei geringem Druckeinfluß eine Funktion der Temperatur ist, und daß aufgrund der Untersuchungen im binären Fe-Mg-System bei natürlichen Paragenesen mit größeren Mengen von Ti in Biotit und größeren Mengen von Ca und Mn in Granat Abweichungen zu erwarten sind. Größere Mengen von Ca und Mn in natürlichen Granaten würden den KD-Wert erniedrigen, was zu niedrigeren Temperaturen führen würde. Aus diesem Grund wurden 2 weitere Versionen dieses Thermometers und zwar

von PIGAGE & GREENWOOD (1982) sowie von HOINKES (1984) verwendet.

Überdies fand das Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Geobarometer und Geothermometer entsprechend GHENT & STOUT (1981) Anwendung. Dieses Geobarometer hängt dabei hauptsächlich von den abgeschätzten Temperaturen ab. Die Autoren geben an, daß eine Temperaturunsicherheit von $\pm 50^\circ\text{C}$ eine Druckabweichung von ca. ± 1 Kb erwarten läßt. Dennoch zeigt es trotz analytischer Unsicherheiten der einzelnen Mischkristalle gute Übereinstimmung zu anderen Geothermometern, etwa zum Granat-Plagioklas- Al_2SiO_5 -Quarz-Geobarometer. Die erzielten Ergebnisse sind in Tab. 9 zusammengefaßt.

Tabelle 9.
Geothermometrie- und Geobarometrieberechnungen von 3 Metapeliteproben des Zentralteiles der Moravischen Zone.

	BW126	BW61	BW75
FERRY & SPEAR			
P = 4 Kb	530–552°C	563–597°C	551–586°C
P = 3 Kb	526–548°C	559–593°C	547–582°C
PIGAGE & GREENWOOD			
P = 4 Kb	609–614°C	606–654°C	636–664°C
HOINKES			
P = 4 Kb	604–612°C	611–659°C	642–674°C
GHENT & STOUT	562°C 6,6 Kb	582°C 4,9 Kb	567°C 4,7 Kb

Wie man sieht, liegen die nach der Methode von GHENT & STOUT (1981) ermittelten Temperaturwerte ungefähr im Bereich von FERRY & SPEAR (1978) und den mittels Phasendiagrammen erzielten Ergebnissen. Erstere Autoren geben an, daß eine sinnvolle Anwendung des unkorrigierten Granat-Biotit-Thermometers von FERRY & SPEAR bei Werten von

$$0,2(\text{Ca}+\text{Mn})/(\text{Ca}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Mg}) \text{ für Granat}$$

und bis ca.

$$0,15(\text{Al(VI)}+\text{Ti})/(\text{Al(VI)}+\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Mg})$$

für Biotit gegeben ist. Die Granate zeigen diesbezüglich ein kleineres Verhältnis; Biotit weist hingegen ein leicht erhöhtes Verhältnis auf. Die korrigierten Werte von PIGAGE & GREENWOOD (1982) sowie von HOINKES (1984) scheinen etwas zu hoch und sind möglicherweise bei den geringen Mn-Ca-Gehalten der Granate überkorrigiert. Aufgrund der Temperaturabschätzungen bei den Kalksilikatgesteinen und den eben dargelegten Fakten würde ich die T-Werte von FERRY & SPEAR oder GHENT & STOUT für die Metapelite als relevant ansehen.

Auch die T-Abschätzungen bei den Kalksilikatgesteinen weisen auf Temperaturen von ca. 450°C bis etwa 550°C hin, und berücksichtigt man dort die Unsicherheiten bei der Amphibolformel-Berechnung und die Tatsache, daß nicht reine Phasen vorliegen, so dürften Temperaturen um 520°C , möglicherweise auch etwas darüber und vom Zentralteil ausgehend nach Norden bzw. nach Süden der Moravischen Zone abnehmende T-Werte während der Regionalmetamorphose geherrscht haben.

Die durch die Plagioklas-Biotit-Granat-Muskovit-Barometrieberechnungen erhaltene Druckabschätzung erscheint, zumindest was BW126 betrifft, etwas erhöht. Wahrscheinlich handelt es sich dabei eher um Druckobergrenzen, wenn man die eingangs erwähnten Fehlergrenzen betrachtet. Einen weiteren Hinweis zur P-Abschätzung liefert nach A.B. THOMPSON (1976) die be-

obachtete Paragenese Staurolith + Biotit + Quarz + Muskovit, welche nicht unter 3 Kb stabil ist. Diese 3 Kb könnten, nachdem Cordierit nicht festgestellt wurde, den Minimaldruck darstellen. Überdies hat PRECLIK (1926) Staurolith- und Disthen-führende Einlagerungen im Bittescher Gneis beschrieben. Auch ich konnte im Gebiet um Mellersbach Disthen als Kluftmineral im Bittescher Gneis finden. Geht man nun davon, aus daß Disthen das stabile wasserfreie Aluminium-Silikat darstellt, und zieht man die bereits angestellten Beobachtungen in Betracht, so kann man für die Regionalmetamorphose Drucke um 4 Kb erwarten.

Diaphthorese

Die Anzeichen einer weiteren retrograden Überprägung sind in den gesamten Serien unterschiedlich deutlich zu erkennen; dies bedeutet möglicherweise eine streifenweise unterschiedlich starke retrograde Metamorphose, wie dies von früheren Bearbeitern bereits postuliert wurde.

Am deutlichsten zeigt sich diese Überprägung an den Metapelite, wo es sehr häufig zur Neubildung von Chlorit, meist auf Kosten von Granat, aber auch Biotit kommt. Bei den Kalksilikatgesteinen dürfte ein Teil der Klinozoisit-Bildung, vor allem jene mit Pistazit-reichen Rändern, der neuerlichen schwach metamorphen Überprägung zuzuschreiben sein. Auch ein Teil der Amphibole und Plagioklase zeigt hier, wenn auch nicht immer deutlich, retrograde Überprägung. In den Moravischen Marmoren kann es dadurch ebenfalls zur Neubildung von Chlorit bzw. zur „Vergrünung“ der Biotite kommen; Entsprechendes wurde auch z.T. an Bittescher Gneisen festgestellt.

4. Zur Genese der Magmatite der Moravischen Zone

In der Moravischen Zone treten in den 3 Haupteinheiten (Thayabatholith – Pleißinger-Decke – Bittescher Gneisdecke) Granitoide auf die bislang unter den Sammelnamen Thayabatholith, Weitersfelder Stengelgneise und Bittescher Gneise in der Literatur Eingang fanden. Innerhalb dieser Granitoidkomplexe gibt es nun, wie schon SUESS (1896), PRECLIK (1926) und WALDMANN (1928) beschrieben haben, Variationsunterschiede bezüglich mineralogischer chemischer Zusammensetzung sowie Deformationsunterschiede.

Von Untersuchungen an Bittescher Gneisen und Weitersfelder Stengelgneisen ausgehend werden nachfolgend Vergleiche mit Gesteinen des Thayabatholithen angestellt, die über die Petrogenese der Granitoide Aufschluß geben.

Für die Anwendung der verschiedenen Klassifikationsdiagramme wurden eigene chemische Analysen (Tab. 10) sowie Daten von FINGER et al. (1989, in Druck), PRECLIK (1934), REISS (1953) und FRASL (1977) verwendet.

Als „Normaltypus des Bittescher Gneises“ kann ein leukokrater, stark deformierter, 2-glimmiger Augengneis mit durchwegs granodioritischer bis granitischer Zusammensetzung angesehen werden. Dieser Normaltypus zeigt auffallende Ähnlichkeit bezüglich Mineralbestand und Deformation zu Granitoidanteilen in der Pleißing Decke, nämlich zu den Weitersfelder Stengelgneisen s.s.

Im Zentralteil der Moravischen Zone treten überdies Bittescher Gneistypen auf (Bittescher Gneis Typ II, vgl. dazu BERNROIDER, 1986), die im Vergleich zum Normaltypus durch bedeutend geringere Deformation charakterisiert werden können und ihr ursprüngliches granitisches Gefüge noch gut erhalten haben. SUSS (1912), PRECLI (1926) und WALDMANN (1928) sprachen früher bereits von weniger zerdrückten Varietäten des Bittescher Gneises. Diese Bittescher Gneise mit vorwiegend granodioritischer Zusammensetzung zeigen gute Übereinstimmung zum Hauptgranittyp des Thayabatholithen.

In weiterer Folge treten sowohl im Thayabatholith als auch in der Pleißinger Decke Granitoide auf, die zu diesen Haupttypen deutliche Unterschiede zeigen (vgl. dazu FINGER et al., 1989, in Druck). Obwohl, wie in Abbildung 9a und 9b zu sehen ist, beispielsweise SiO_2 und K_2O oder das Mol-Verhältnis $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ deutlich variieren, kann man jedoch, wie dies schon WALDMANN (1924) vermutete, die drei Orthogneiskörper als ein ursprünglich geschlossenes, wenn auch in sich etwas differenziertes Granitareal betrachten. So eine Variation der Hauptelemente ist für differenzierte Granitoidkörper nicht untypisch. Die enge chemische Verwandtschaft der Granitoide im Moravikum zeigt sich, wie unten noch ausgeführt wird, besonders deutlich in den Spurenanalysen.

Die Mehrzahl der dargestellten Analysen weisen entsprechend PECCERILLO & TAYLOR (1976) „normal-K“- bzw. „high-K“-Werte auf; z.T. fallen manche Analysen mit extrem hohen K_2O -Werten gar ins „shoshonitische Feld“. Entsprechend diesen Autoren zeigen nun Granitoide an aktiven Kontinentalrändern (z.B. Anden) solchen „calc-alkaline“- „high K calc-alkaline“- oder „shoshonitic“ Trend.

Im Variationsdiagramm (Abb. 10a) nach CHAPPEL & WHITE (1974) liegen viele dargestellte Analysen an der Grenze von S- und I-Typ Graniten. Das Mol-Verhältnis ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$) von ca. 0,9 bis etwa 1,2 zeigt „metaaluminous“- bis leicht „peraluminous“-Charakter der Granitoide an. Mit diesem Variationsdiagramm nach CHAPPEL & WHITE ist eine eindeutige Zuordnung zu S- oder I-Typ Graniten nicht möglich. Die eindeutige Zugehörigkeit zu I-Typ Graniten zeigt jedoch das

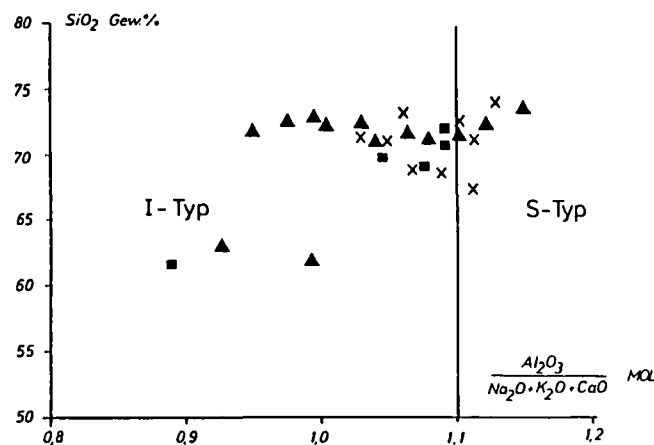


Abb. 9.

Variationsdiagramme einiger Hauptelemente bezogen auf den SiO_2 -Gehalt von Granitoiden der Thayakuppel.

Verwendet wurden eigene und aus der Literatur verfügbare Analysen (PRECLI, 1934; REISS, 1953; FRASL, 1977; FINGER et al., 1989) von Granitoiden des Moravikums.

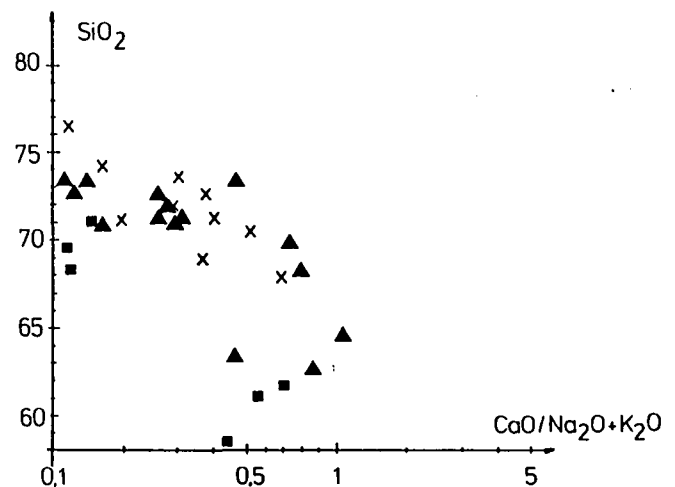
x = Granitoide der Bittescher Gneisdecke; ■ = Granitoide der Pleißinger Decke; ▲ = Granitoide des Thayabatholithen.

Tabelle 10.
Chemische Analysen einiger Granite der Thayakuppel.
Bittescher Gneise: BW36, BW130, BW210, BW211 (Raum Mallersbach).
Granitoide der Pleißinger-Decke: BW2, ST2 (Raum Weitersfeld).

Gew. %	BW130	BW131	BW36	BW210	BW211	BW2	ST2
SiO_2	70.96	70.59	68.45	72.60	71.77	71.06	70.14
TiO_2	0.10	0.22	0.80	0.08	0.07	0.35	0.40
Al_2O_3	15.41	14.87	14.86	14.63	14.77	14.20	14.50
Fe_2O_3	1.39	2.45	2.96	1.34	1.89	2.96	2.76
FeO	--	--	--	--	--	--	--
MnO	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06	0.06
MgO	1.21	1.46	2.36	1.64	1.47	1.14	0.90
CaO	2.91	3.07	2.44	2.44	1.91	1.16	1.20
Na_2O	4.44	3.97	4.14	3.78	4.12	3.90	4.15
K_2O	2.19	1.86	2.10	2.38	2.73	4.13	4.53
P_2O_5	0.07	0.02	0.03	0.09	0.10	0.28	0.24
$\text{H}_2\text{O} +$	0.82	0.95	0.99	1.20	0.90	0.78	0.81
$\text{H}_2\text{O} -$	0.09	0.24	0.23	0.16	0.14	0.11	0.09
Summe	99.64	99.76	99.40	100.39	99.90	100.13	99.78

ppm:

Rb	n.b.	n.b.	77	99	n.b.	201	183
Ba	n.b.	n.b.	599	490	n.b.	574	615
Sr	n.b.	n.b.	273	330	n.b.	123	125
Zr	n.b.	n.b.	150	120	n.b.	114	120
Y	n.b.	n.b.	10	12	n.b.	28	19
Nb	n.b.	n.b.	4	9	n.b.	21	15
Th	n.b.	n.b.	13	14	n.b.	20	16
Hf	n.b.	n.b.	6	7	n.b.	5	8
Ce	n.b.	n.b.	97	79	n.b.	99	106
Nd	n.b.	n.b.	43	30	n.b.	40	53
La	n.b.	n.b.	58	71	n.b.	55	38



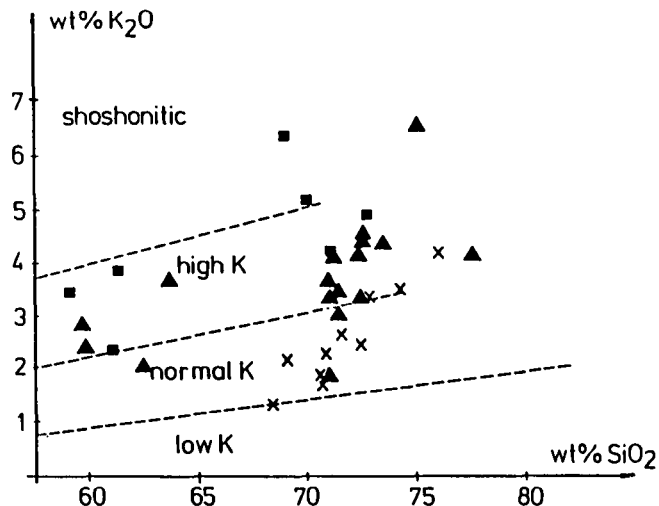
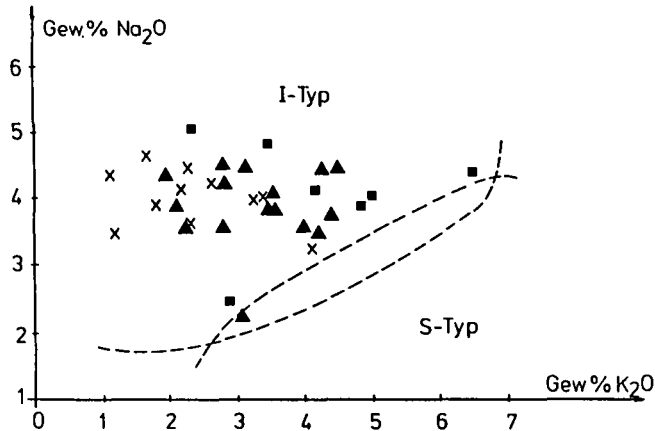


Abb. 10. I- und S-Typ-Klassifikationsdiagramme entsprechend CHAPPEL & WHITE (1974, 1983) zeigen vorwiegenden I-Typ Charakter der Granitoide des Moravikums. Symbole wie in Abbildung 9a+b.

Na₂O-K₂O-Diagramm (Abb. 10b), entsprechend CHAPPEL & WHITE (1983).

Besonders geeignet für die Klassifikation granitoider Gesteine sind viele Spurenelemente, wobei nachfolgend eine Auswahl an verschiedenen Klassifikationsdiagrammen diskutiert wird. Hier sind es, nach PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984), vor allem die Spurenelemente Rb, Y, Nb, Zr in verschiedensten Kombinationen, die eine Interpretation bezüglich Genese der Granitoide erlauben. Dabei kann eine Reihe von Faktoren, wie beispielsweise sekundäre Veränderung Kristall-Akumulation oder Krustenkontamination, die

Anwendung solcher Klassifikationsdiagramme erschweren und muß bei der Interpretation beachtet werden.

Im Klassifikationsdiagramm Rb gegen (Y+Nb) entsprechend PEARCE et al. (1984) fallen die Granitoide ins Feld von VAG (Volcanic Arc Granites) bzw. manche ins Feld von syn-COLG (syn-Collision Granites). Entsprechend den gerade genannten Autoren ist diese Verteilung typisch für „post-collision-granites“, welche meist an der Spitze des VAG-Feldes bzw. ins untere syn-COLG-Feld fallen (Abb. 11a).

Verwendet man hingegen das Rb/Zr-SiO₂-Variationsdiagramm zur Trennung von VAG und syn-COLG-Graniten, so fallen die dargestellten Analysen größtenteils ins VAG-Feld (Abb. 11b), jedoch gibt es auch hier eine Überlappung der Felder, wobei in den Bereich der Klassifikationsgrenze zwischen VAG und syn-COLG die „post-collision“-Granite fallen.

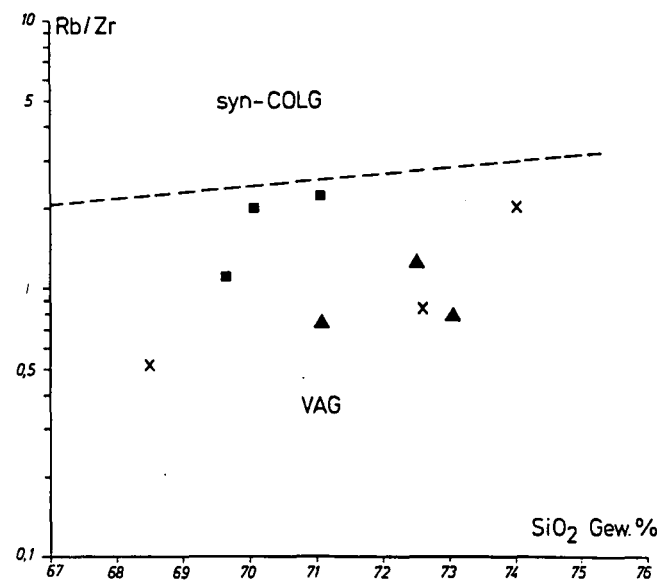
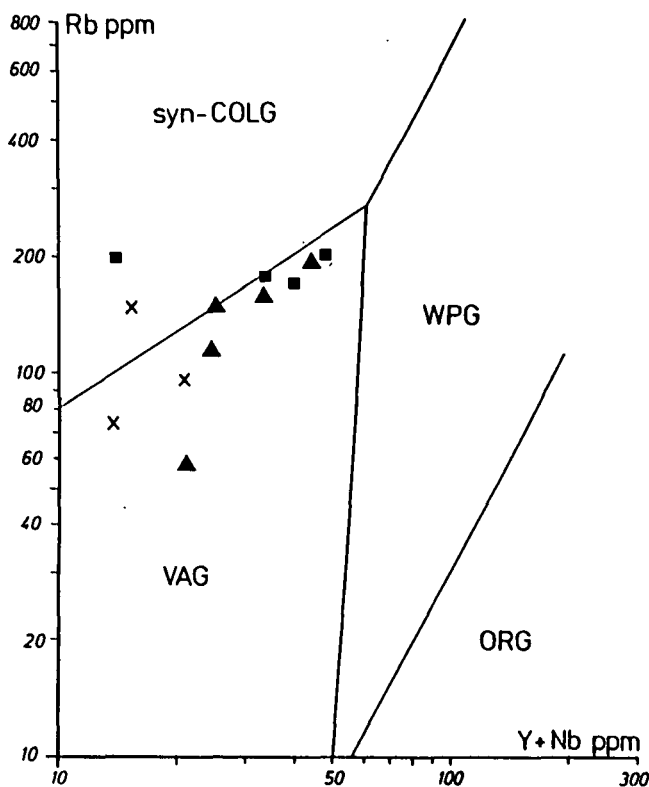


Abb. 11. Klassifikationsdiagramme Rb - (Y+Nb) bzw. Rb/Zr - SiO₂ entsprechend PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1984) zur Trennung von VAG-, syn-COLG-, WPG- und ORG-Graniten. Symbole wie in Abbildung 9a+b.

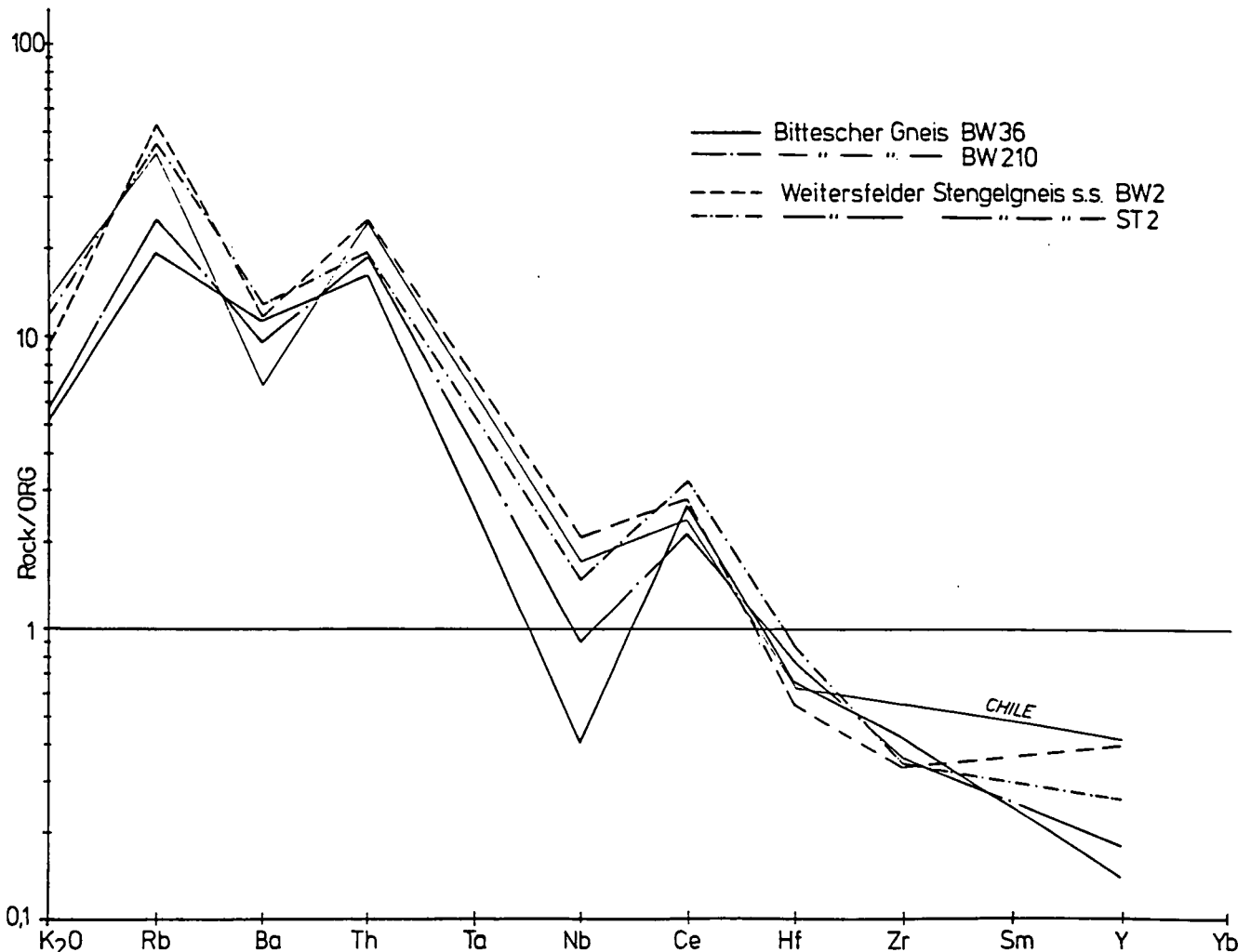


Abb. 12.
Auf HORG normalisierte Spurenelementmuster einiger Bittescher Gneise und Weitersfelder Stengelgneise nach PEARCE et al. (1984).

Die kombinierte Darstellung mehrerer Spurenelemente (Abb. 12), normalisiert auf HORG (hypothetical ocean ridge granite), von 2 Bittescher Gneisen und 2 Weitersfelder Stengelgneisen (s.s.) zeigt eine Anreicherung von Rb, Ba, Th, und Ce bzw. niedere Werte von Nb, Hf, Zr und Y bezogen auf HORG. Das so entstandene Spurenelementmuster ist nach PEARCE et al. (1984) wiederum typisch für VAG-Granite. Collision-Granite können nun einen ähnlichen Verlauf wie VAG-Granite vom Kalkalkali-Typ aufweisen; sehr hohe Rb-Werte bzw. sehr niedrige Werte von Ce, Zr, Hf, und Sm sind bei Collision-Graniten realisiert. Zum besseren Vergleich ist in dieser Abbildung eine Granitanalyse vom VAG-Typ aus dem Datensatz von PEARCE et al. (1984) eingezeichnet. Wie man sehen kann, zeigt diese einen ganz ähnlichen Verlauf zu den dargestellten Granitoidproben des Moravikums. Ebenso gute Übereinstimmung zeigt sich zu den Spurenelementmustern von Gesteinen des Thaya-batholithen, wie aus FINGER et al. (1989, in Druck) zu entnehmen ist.

Bei all diesen Variationsdiagrammen spielt nun vor allem Rb eine wichtige Rolle; so sind die Klassifikationsgrenzen von VAG, post-COLG und syn-COLG auf steigende Rb-Werte zurückzuführen. Nachdem nun der Großteil der Granitoide des Moravikums vor allem die Bittescher Gneise und die Gneise der Pleißing-Decke mehr oder weniger stark sekundär verändert vorliegen („Serizitisierung“), muß auch mit Stoffänderungen der

Spurenelemente gerechnet werden. So würde eine „Serizitisierung“ oder sekundäres Wachstum von Biotit zu einer Rb-Anreicherung führen und die Analysen vom VAG-Feld in Richtung syn-COLG-Feld schieben.

Der kalkalkalische bis shoshonitische Trend sowie der vorwiegende I-Typ Charakter und die mögliche Rb-Anreicherung durch sekundäre Veränderung der Granitoide spricht, obwohl mit dem vorhandenen Datenmaterial eine Abtrennung von post-COLG-Graniten problematisch ist, für VAG-Granite, die an einem aktiven Kontinentalrand, vergleichbar mit den Anden, intrudierten. FINGER et al. (1988, in Druck) sehen ebenfalls die I-Typ Granite der Thayakuppel als Teil des Bruno-Vistulikum als Ergebnis einer Subduktion einer ozeanischen Kruste unter den Südwestrand des Fennoscandischen Kontinents an.

5. Bemerkungen über Metamorphose und Entstehungsgeschichte des Moravikums

Aplitische bis pegmatitische Injektionen, hornfelsartige Texturen sowie der Intrusionsverband zwischen Kalksilikatgesteinen und Bittescher Gneisen weisen nicht nur auf die Existenz einer Kontaktmetamorphose, sondern auch zumindest auf Reste eines „alten Da-

ches" des Bittescher Gneispaketes hin. Nachdem Übergänge von Kalksilikatmarmoren zu Moravischen Marmoren und von diesen über Kalkglimmerschiefer zu den Metapeliten feststellbar sind, dürfte der Großteil der Metasedimentabfolge überdies vorgranitisch sein.

Im Zentralteil der Thayakuppel konnte die amphibolitfazielle Regionalmetamorphose im wesentlichen den kontaktmetamorphen Mineralbestand der Kalksilikatgesteine erhalten, während in den grünschieferfaziellen Nord- und Südanteilen des Moravikums Minerale wie Diopsid/Salit, Grossular und Vesuvian nicht mehr stabil bleiben konnten. Geothermometrieberechnungen sowie paragenetische Studien an der Metasedimentabfolge ergeben für den Zentralteil der Thayakuppel durchwegs Temperaturen von über 500°C ($52 \pm 30^\circ\text{C}$) und für die Kalksilikatgesteine eine extrem wasserreiche (XCO_2 um 0,04) fluide Phase. Die Druckabschätzung ergab dabei 4 Kb (± 1 Kb).

Die gegenüber den Kalksilikatgesteinen stets im Liegenden anzutreffenden Moravischen Marmore sind bei etwas niederen Temperaturen, jedoch bei höheren XCO_2 -Werten, realisiert und unterscheiden sich nicht nur durch ihre geringere Metamorphose vom Hauptteil der Marmore der Bunten Serie, sondern auch durch anderen Mineralbestand. Eine Gleichstellung der Moravischen Marmore mit den Marmoren der Vratenin-Serie aufgrund des Vorhandenseins von Tremolit in beiden Serien, wie es DUDEK & JENCEK (1971) beschreiben, ist ohne Angabe weiterer Paragenesen nicht zulässig, da, wie eine Vergleichsprobe zeigt, und wie HÖGELSBERGER (1986) von einer Probe aus der Vranov-Olesnice-Serie beschreibt, zusätzlich in den Marmoren der Vranov-Olesnice Serie zu Tremolit auch zusätzlich Dolomit, Calcit und Phlogopit auftreten. Es handelt sich dabei also um eine Paragenese, die bei geeigneter Zusammensetzung der fluiden Phase und des Pauschalchemismus bis zur Forsterit-Isograde auftreten kann. Bereits geringe Änderungen der fluiden Phase können zur Forsteritbildung führen. Die Moravischen Marmore im Zentralteil der Thayakuppel, in denen Tremolit (+Cc, +Q) auch nur sporadisch auftritt, zeichnen sich vielmehr durch das Fehlen von Dolomit und/oder Skapolit gegenüber typischen Moldanubischen Marmoren aus. Im schwächer metamorphen Nordteil der Thayakuppel konnte hingegen Dolomit nachgewiesen werden, wobei im typischen (Biotit-führenden) Moravischen Marmor Tremolit fehlt; dieser kann zwar auch dort festgestellt werden, allerdings dürfte er den Kalksilikatgesteinszügen im unmittelbar Liegenden des Bittescher Gneises bzw. im Bittescher Gneis eingelagert, zuzuordnen sein; also jenen Kalksilikatgesteinen(-Marmoren) entsprechen, die im Zentralteil durch Diopsid-Grossular- oder Vesuvian-Führung charakterisiert sind. Weitere Untersuchungen an Metasedimenten im Gebiet des Zentralteiles der Thayakuppel im Moravikum bzw. in der angrenzenden Glimmerschieferzone, die nach FUCHS (1970) durch rückschreitende Metamorphose aus moldanubischen Gesteinen entstanden ist, werden zeigen, wo und ob beide Serien abgrenzbar sind.

Eine Gleichstellung der Vratenin- oder Podhradi- oder Vranov-Olesnice- Serie mit dem Moravikum wie es Dudek und Jencek (1971) fordern wird vorläufig in Frage gestellt. Lithologische und stratigraphische Vergleiche der Serien die beide Autoren anstellten und neben der geringeren Metamorphose als Argument anführen um die oben genannten Serien zum Moravikum zu

rechnen wurden allerdings bei dieser Arbeit nicht ange stellt.

Um die Altersfrage der vorgranitischen Metasedimentabfolge zu diskutieren muß man von den vorhandenen Altersdatierungen des Bittescher Gneises ausgehen. Hier liegen zur Zeit drei zumindest teilweise sehr unterschiedliche Altersdaten vor. Nachdem gezeigt wurde, daß zwar die Granitoide der Thayakuppel differenziert vorliegen, aber trotzdem chemische Verwandtschaft besteht, wird der Rb-Sr Isotopendatierung nach MORAUF & JÄGER (1982), die für den Bittescher Gneis ein Intrusionsalter von 570 m.y. liefert, der Vorzug gegeben. Diese Altersdatierung zeigt nämlich, wie es eine enge chemische Verwandtschaft fordert, gute Übereinstimmung zu den Altersdatierungen am Thaya-batholith (550 m.y., SCHARBERT & BATIK, 1980) und zu der Brüner Eruptivmasse (etwa 585 m.y., vgl. dazu JENCEK & DUDEK, 1971; DUDEK & MELKOVA, 1975; v. BREEMEN et al., 1982). Demzufolge kann für die Magmabildung dieser Granitoide cadomisches Alter angenommen werden. Entsprechend DUDEK (1980) wird die Moravische Zone als Westrand des Bruno-Vistulicums oder als prä-variszischer Block mit Konsolidierung möglicherweise im Sinne eines aktiven Kontinentalrandes (FINGER et al., 1989, in Druck) während der cadomischen Orogenese betrachtet. Nimmt man nun cadomisches Eduktalter für die Granitoide an, so kann man für die vorgranitische Metasedimentabfolge algonkisches Alter erwarten.

Im Zuge der cadomischen Gebirgsbildung kam es dabei sicherlich schon zu einer intensiven Tektonisierung bzw. u.U. schon zu einer Regionalmetamorphose der vorgranitischen Serien. In weiterer Folge kam es zu Intrusionen in mehreren Phasen und mit etwas wechselndem Chemismus der Granitoide. Die Schieferhülle wurde anschließend aplitisch/pegmatitisch injiziert. Mit diesen Ereignissen ist auch die Ausbildung einer Kontaktmetamorphose in Verbindung zu bringen.

Nach Erosion und neuerlicher intensiver Tektonisierung im Zusammenhang mit der Anlage des deckenförmigen Baues, der die gesamten Moravischen Gesteine so durchgreifend erfaßt hat, daß sie bis heute mit diesen Merkmalen kaum verändert vorliegen, kam es zur Ausbildung einer Regionalmetamorphose sowie zur Rekristallisation der Mineralphasen. In Bereichen der stärksten Aufwärmung konnten sich Mineralparagenesen mit Diopsid, Grossular und Vesuvian erhalten. Wie die Gefügerelationen in Metapeliten zeigen, soll nach FRASL (1983) die grünschiefer- bis amphibolitfazielle Regionalmetamorphose jünger sein als der Deckenbau.

Postkristalline Deformation sowie Neubildung von Mineralphasen sind Zeugen von späteren, neuerlichen Bewegungen, sowie einer durchwegs schwachen Überprägung der Gesteinsserien.

Dank

Für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für zahlreiche Diskussionen danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. G. AMTHAUER sowie den Herren Dr. E. DACHS und Dr. F. FINGER. Für finanzielle Hilfeleistung sei der Geologischen Bundesanstalt (Wien) recht herzlich gedankt.

Literatur

BERNMAN, RG., BROWN, TH. & GREENWOOD, H.J. (1985): An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 -$

- Al₂O₃ – SiO₂ – TiO₂ – H₂O – CO₂. – Atomic Energy of Canada Ltd. Technical Report, **377**, 62p..
- BERNMAN, R.G. (1988): Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O – K₂O – CaO – MgO – FeO – Fe₂O₃ – Al₂O₃ – SiO₂ – TiO₂ – H₂O – CO₂. – *J. Petrol.*, **29**, 445–522, Oxford.
- BERNROIDER, M. (1983): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **126/2**, S. 297, Wien.
- BERNROIDER, M. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, 207–208, Wien.
- BERNROIDER, M. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, S. 247, Wien.
- BERNROIDER, M. (1986): Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. – Unveröff. Diss. Univ. Salzburg, 240 S.
- BERNROIDER, M. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Moravikum auf Blatt 8 Geras. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131/3**, S. 401, Wien.
- BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Science*, **73**, 89–108.
- BROWN, E.H. (1977): The crossite content of Ca-Amphibole as a guide to pressure of metamorphism. – *J. Petrol.*, **18**, 53–72, Oxford.
- BROWN, TH., BERMAN, R.G. & PERKINS, E.H. (1988): GEO-CALC: Software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. – *Computer & Geosciences*, **14**, no. 3, 279–289.
- BOHLEN, S.R. & ESSENE, E.J. (1977): Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 153–169.
- CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. – *Pacific Geology*, **8**, 173–174.
- CHATTERJEE, N.D., (1967): Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular - andradite (ss) + CO₂ + H₂O. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 114–122, Berlin/Heidelberg/New York.
- DUDEK, A. (1962): Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thayakuppel. – *Geologie*, **11**, 757–791, Berlin.
- DUDEK, A. & MELKOVA, J. (1975): Radiometric age determination in the crystalline basement of Carpathian Foredeep and the Moravian Flysch. – *Vest. Ust. ustav geol.*, **50**, Nr. 5, 257–264, Prag.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. – *Rozpravy CSAV, rada MPV Praha*, **90**, ses. 8, 1–85.
- FERRY, J.M. (1976): Metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area South-Central Maine: Mineral Reactions and graphical analysis. – *Am. J. Sci.*, **276**, 841–882, Connecticut.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978): Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113–117, Berlin – Heidelberg – New York.
- FERRY, J.M. (1983): On the control of temperature fluid composition and reaction progress during metamorphism. – *Am. J. Sci.*, **283-A**, 201–232, Connecticut.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P. (1989): The granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria – Products of a Cadomian active continental margin?. – *Jour. Precambrian Res.* (in press).
- FRASL, G. (1968): The Bohemian Massif in Austria Moravian Zone. – Guide to Exk. 32 C, Int. Geol. Congr. XXIII. Sess., 13–24, Prag.
- FRASL, G. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. – *Nachr. D. Geol. Ges.*, **2**, 55–60.
- FRASL, G. (1977): Einführung und Exkursionsbeschreibung für die Moravische Zone im N. Ö. Waldviertel. – Arbeitstagung der Geol. B. A. 1977 im Waldviertel, Wien.
- FRASL, G. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. – *Exk. d. Geol. B. A. im Waldviertel 1983*, 4–18, Wien.
- FUCHS, G. (1971): Zur Tektonik des östlichen Waldviertels (N. Ö.). – *Verh. Geol. B. A.*, **1971**, 424–440 Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Die Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1–43, Wien.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse 1 : 200. 000. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, Blg. 1, Wien.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 45–61, Wien.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 41–49, Wien.
- GANGULY, J. (1972): Staurolite stability and related paragenesis: Theory experiments and applications. – *J. Petrol.*, **13**, 335–365, Oxford.
- GHEENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981): Geobarometry and Geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**, 92–97 Berlin – Heidelberg – New York.
- GOLDSCHMIDT, V.M. (1911): Die Kontaktmetamorphose im Kristiania-Gebiete. – *Vid. Selsk. Skr. M.-N. Kl.*, **1**.
- GORDON, T.M. & GREENWOOD, H.J. (1971): The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures. – *Am. Min.*, **56**, 1674–1688, Washington.
- GOTTSCHALK, M. & METZ, P. (1988): Intern konsistente thermodynamische Daten im System SiO₂ – Al₂O₃ – CaO – MgO – K₂O – Na₂O – H₂O – CO₂. – *Fortschr. Mineral.*, **66**, Beih. 1, S. 43.
- GREENWOOD, H.J. (1975): Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. – *Am. J. Sci.*, **275**, 573–593, Connecticut.
- GREENWOOD, H.J. (1976): Wollastonite: stability in H₂O-CO₂ mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. – *Am. Min.*, **52**, 1669–1680, Washington.
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. (1984): Geochemical characteristics of collisions-zone magmatism. – In: RIES, A.C. & COWARD, M.P. (Eds.): *Collision Tectonics*, Geol. Soc. London Spec. Publ., **19**, 67–81.
- HEWITT, D.A. (1975): Stability of the assemblage phlogopite – calcite – quartz. – *Am. Min.*, **60**, 391–397, Washington.
- HÖCK, V. & VETTERS, W. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – *Verh. Geol. B. A.*, Heft 4, 61–62, Wien.
- HÖCK, V. (1975): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67** (1973–1974), 49–60, Wien.
- HÖGELSBERGER, H. (1987): Petrologie der Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie (Niederösterreichisches Moldanubikum). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 143 S.
- HOINKES, G. (1984): Eine empirische Korrektur der Mg/Fe-Verhältnisse zwischen Granat und Biotit für (Ca+Mn)-reiche Granate. – *Fortschr. Miner.*, **62**, Beih. 1, 103–105, Stuttgart.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. – *Am. J. Sci.*, **271**, 97–131, Connecticut.
- HOLDAWAY, M.J. (1972): Thermal stability of Al-Fe(III)-Epidotes. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **38**, 307–320, Berlin/Heidelberg/New York.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 123–162, Berlin/Heidelberg/New York.
- HOSCHEK, G. (1980): Phase relations of a simplified marly rocks system with application to the Western Hohe Tauern

- (Austria). – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 53–68, Berlin – Heidelberg – New York.
- HOSCHEK, G. (1984): Alpine metamorphism of calcareous metasediments in the Western Hohe Tauern, Tyrol: mineral equilibria in COHS fluids. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 129–137, Berlin – Heidelberg – New York.
- JENCEK, V. & DUDEK, A. (1971): Beziehungen zwischen Moravikum und Moldanubikum am Westrand der Thaya-Kuppel. – *Vest. Ustr. ust. geol.*, **46**, 331–338, Prag.
- KERRICK, D.M. (1974): Review of Metamorphic Mixed Volatile (H₂O-CO₂) Equilibria. – *Am. Min.*, **59**, 729–762, Washington.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. (1981): Pressure Temperature and Time Indicators in Mafic Schist: Their Application to Reconstructing the Polymetamorphic History of Vermont. – *Am. J. Sci.*, **281**, 127–175, Connecticut.
- LEAKE, B.E. (1965): The relationship between tetrahedral aluminium and minimum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. – *Am. Min.*, **50**, 843–851, Washington.
- LIU, J.G., KUNIYOSHI, S. & ITO, K. (1974): Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. – *Am. J. Sci.*, **274**, 613–632, Connecticut.
- MATL, H. (1984): Die Grenze Glimmerschieferzone – Moravische Zone im Bereich des Tales der großen Taffa zwischen Poigen und Messern (Waldviertel/Niederösterreich). – Unveröff. Vorarbeit, Inst. f. Geowiss. Univ. Salzburg, 45 S., Salzburg.
- METZ, P. (1970): Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von kiesligen dolomitischen Sedimenten. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **28**, 221–250, Berlin/Heidelberg/New York.
- MOCKER, F. (1911): Der Granit von Maissau. – *TMPM*, **29**, Wien/New York.
- MOGESSIE, A. & TESSADRI, R. (1982): A basic computer program to determine the name of an amphibole from an electron-microprobe analyses. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **11/7**, 259–289, Innsbruck.
- MOGESSIE, A. (1984): Petrology and geochemistry of the Oetztal-stubai amphibolites, Eastern Alps (Tyrol, Austria). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- MORAU, W. & JÄGER, E. (1982): Rb-Sr-whole rock ages for the Bites Gneiss Moravicum Austria. – *Terra Cognita*, **2**, 60–61.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *J. Petrol.*, **25**, part 4, 956–983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63–81.
- PIGAGE, L.C. & GREENWOOD, H.J. (1982): Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. – *Am. J. Sci.*, **282**, 943–969, Connecticut.
- PITCHER, W. (1982): Granite type and tectonic environment. – In: HSU, K. (Ed.): *Mountain Building Processes*, 263 S., London.
- PRECLI, K. (1924): Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. – *Verh. Geol. B. A.*, 180–191, Wien.
- PRECLI, K. (1926): Die moravische Phyllitzone im Thayatale. – *Sbornik statn. geol. ustav. csl. rep.*, **6**, 221–274, Wien.
- PRECLI, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. – *Geol. Rdsch.*, **18**, 81–103, Berlin.
- PRECLI, K. (1929): Erwiderung auf Kapitel V von K. Zapletals Aufsatz „Zur Geologie der Böhmisches Masse“. – *Geol. Rdsch.*, **20**, 108–119, Berlin.
- PRECLI, K. (1934): Zur Kenntnis der Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. – *TMPM*, **45**, 269–332, Wien.
- RICE, J.M. (1977): Progressive Metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville Aureole, Montana. – *Am. J. Sci.*, **277**, 1–24, Connecticut.
- RICE, J.M. (1983): Metamorphism of Rodingites: Part I. Phase Relations in a Portion of the system CaO – MgO – Al₂O₃ – SiO₂ – CO₂ – H₂O. – *Am. J. Sci.*, **283-A**, 121–150, Connecticut.
- REISS, R. (1953): I. Beiträge zur Kenntnis der Gesteine des niederösterreichischen Waldviertel. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien*, **1953**, 98–103, Wien.
- ROETZEL, R. (1979): Kriterien zur Erkennung der tektonischen Transportrichtung in Gesteinen mit ausgeprägter Lineation – ein Vergleich Bittescher Gneis (Moravikum) – Plattengneis (Koralpe und Siegggrabener Serie). – Unveröff. Vorarb. Geol. Inst. Wien, 137 S., Wien.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. – *Arbeitstagung der Geol. B. A.* 1977, Waldviertel, 11–15, Wien.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. – *Verh. Geol. B. A.*, 325–331 Wien.
- SCHULZ-DOBRIK, B. (1975): Chemischer Stoffbestand variskischer Geosynklinalablagerungen im Rhenoherynikum. – *Diss. Univ. Göttingen*.
- SPEAR, F.S. (1980): NaSi = CaAl Exchange Equilibrium Between Plagioclase and Amphibole. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 33–41, Berlin/Heidelberg/New York.
- STORMER, J.C. (1975): A practical two-feldspar Geothermometer. – *Am. Min.*, **60**, 667–674.
- STORRE, B. (1970): Stabilitätsbedingungen Grossular-führender Paragenesen im System CaO – Al₂O₃ – SiO₂ – CO₂ – H₂O. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **29**, 145–162, Berlin/Heidelberg/New York.
- SUCESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – *Wien*.
- SUCESS, F.E. (1908): Die Beziehungen zwischen dem Moldanubischen und dem Moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. – *Verh. Geol. B. A.*, **1908**, 395–412, Wien.
- SUCESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenkes. – *Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.*, **78**, Wien.
- SUCESS, F.E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. – *Berlin*.
- THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? – *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 75–81, Wien.
- TROMMSDORFF, V. (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). – *SMPM*, **48**, 655–665.
- VETTERS, V. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21 Horn. – *Verh. Geol. B. A.*, **1976**, Wien.
- WACHTEL, G. (1975): Zur Geologie des Pulkautales und seiner Umgebung (Moravikum, NÖ). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel, *Jb. Geol. B.-A.*, **72**, 183–204, Wien.
- WALDMANN, L. (1924): Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg – Sigmundsherberg. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien*, 53–56, Wien.
- WALDMANN, L. (1925): Bericht über geologische Aufnahmen des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg – Pernegg – Theras. – *Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien.*, 2–7, Wien.
- WALDMANN, L. (1927): Bericht über geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, V. Teil. – *Anz. d. Akad. d. Wiss.*, 155–157, Wien.
- WALDMANN, L. (1928): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. – *Mitt. Geol. Ges.*, **21**, 133–152, Wien.

WALDMANN, L. (1931): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Drosendorf. – 64 S., 1 Taf., Wien.

WALDMANN, L. (1958): Führer zu geologischen Exkursionen im Waldviertel. – Verh. Geol. B. A., Sonderh. E, 1–16, Wien.

WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. (1983): Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. – In: RODDICK, J. A. (Ed.): Circum Pacific Plutonic Terranes, Geol. Soc. Am. Mem., **159**, 21–34.

ZARRABI, A. (1972): Zur Geologie der moravischen Zone im Thayatal zwischen Schloß Karlslust und Hardegg (N. Ö.). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 20. März 1989.