

## GRANAT-BIOTIT-GEOTHERMOMETRIE IN METAPELITEN DER MORAVISCHEN ZONE IN ÖSTERREICH

V.HÖCK, R.MARSCHALLINGER, D.TOPA

### Zusammenfassung

Metapelite treten in der Moravischen Zone Österreichs in zwei strukturellen Stockwerken auf: erstens zusammen mit Quarziten und Gneisen unmittelbar über dem Thaya-Batholith der tiefsten Einheit und zweitens vergesellschaftet mit Marmoren zwischen dem Weitersfelder Stengelgneis sensu strictu und dem Bittescher Gneis, als höchstem Element. Die erste Abfolge wird als Therasburger Formation, die zweite als Pernegger Formation bezeichnet.

Die älteste Metamorphose, die altmoravische, - sie ist vermutlich cadomischen Alters - steht im Zusammenhang mit dem Eindringen des Thaya-Batholithen in die Therasburger Formation. Ihr werden neben möglichen Pseudomorphosen nach Cordierit Almandin-reiche Granatkerne zugerechnet. Die jüngere Regionalmetamorphose nimmt vom Liegenden ins Hangende zu, wobei in der höchst temperierten Zone neben Biotit und Granat noch Staurolith hinzutritt. Die inverse Metamorphose bezieht sich auf die variszische (?) mittelmoravische Phase. Die Granaten zeigen eine charakteristische Elementverteilung mit Ca- und Mn-reichen Kernen sowie einer Fe- und Mg-Zunahme an den Rändern. Die aufgrund der Granat-Biotit-Thermometrie errechneten Temperaturen (Randzusammensetzung der Granaten) liegen für die Granat-Biotit-Zone bei 580°C, für die Granat-Biotit-Staurolith-Zone zwischen 580 und 600°C. Der Druck wird aufgrund erster Meßergebnisse der Phengit-Barometrie auf 5 bis 7 kbar geschätzt. Das letzte Ereignis, die jungmoravische Phase, äußert sich in retrograder Chloritisierung und Muscovitisierung. Die inverse Temperaturzonierung der mittelmoravischen Phase wird mit der Überschiebung heißen Krustenmaterials des Moldanubikums auf das Moravikum erklärt.

### Abstract

Metapelites in the Moravian Zone in Austria occur in two different structural units: (1) together with quartzites and gneisses immediately above the Thaya batholith and (2) associated with marbles between the so-called Stengelgneiss of Weitersfeld and the Bittesch gneiss in a structural higher level. The first sequence is called Therasburg formation, the second Pernegg formation.

The oldest metamorphism (old Moravian phase) of probably Cadomian age is connected with the intrusion of the Thaya batholith into the Therasburg formation. Apart from pseudomorphs after cordierite almandin-rich cores of garnet are ascribed to this event. The regional metamorphism increases from the lower to the higher units with garnet + biotite + staurolite in high grade metapelites. This inverse metamorphism is probably due to the Hercynian middle Moravian phase. The garnets show a characteristic element distribution with Ca and Mn rich cores and an increase of Fe and Mg towards the rims. Garnet-biotite geothermometry yields temperatures at 580°C for the biotite-garnet zone and 580° to 600°C for the garnet-biotite-staurolite zone. The pressure is estimated at 5 to 7 kbars based on phengite barometry on some gneis-

ses. The young Moravian phase is documented by chloritisation and muscovitisation processes. The inverse temperature zonation is explained by the overthrust of hot Moldanubian crustal material over the Moravian rocks.

## Geologische Karte des Moravikums

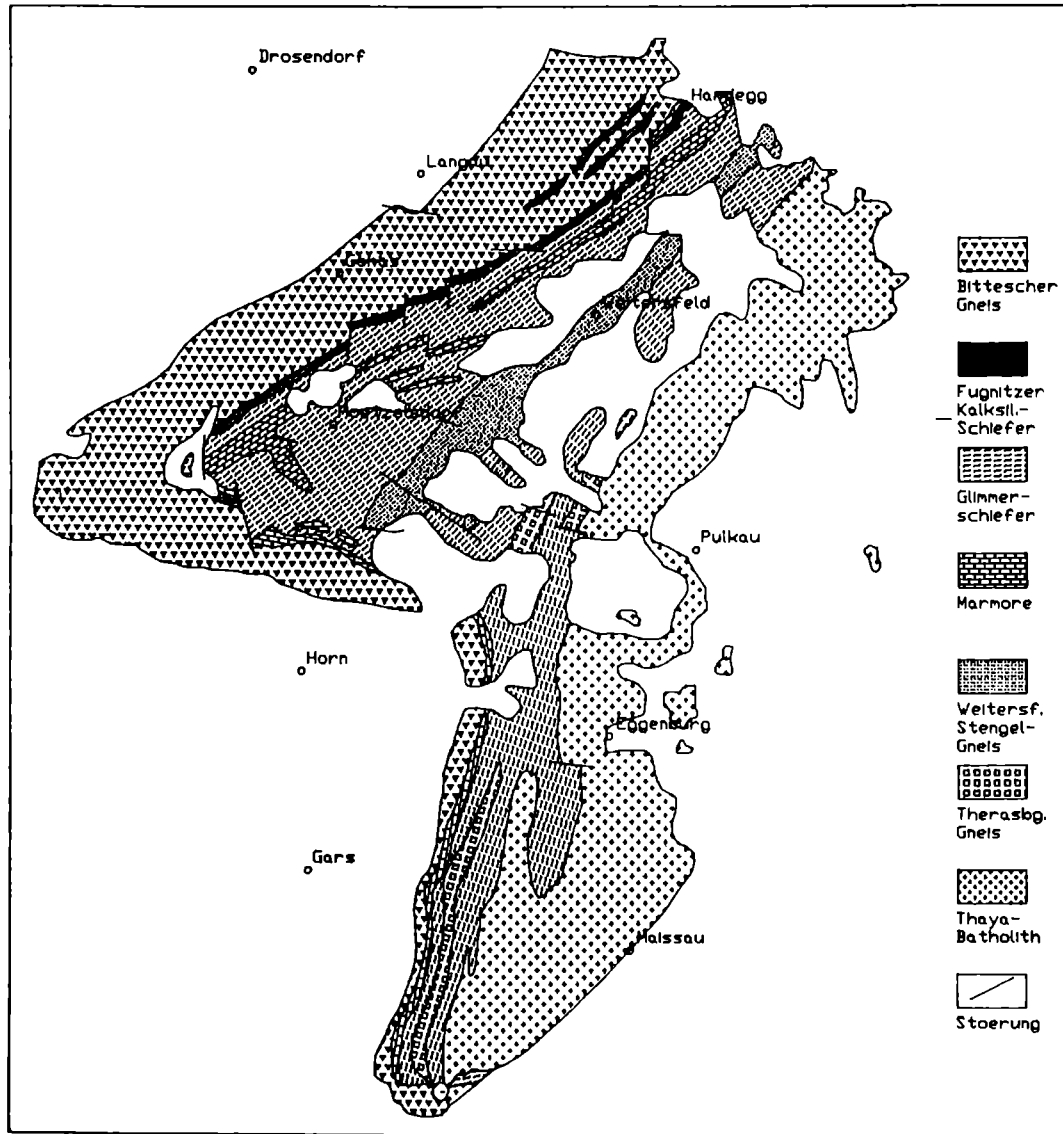


Fig.1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums in Österreich

## 1. EINLEITUNG

Als Kriterium für die Abgrenzung beider Groseinheiten in der Böhmisches Masse wurde bereits von F.E.Suess (1903) ihre Metamorphose herangezogen mit der Überschiebung des höher metamorphen Moldanubikums über das schwächer metamorphe Moravikum unter Ausbildung der retrograden Glimmerschieferzone im Grenzbereich beider Einheiten. Bereits 1912 weisen F.E.Suess und später Preclik (1927) auf die Abnahme der Metamorphose im Moravikum sowohl nach Osten als auch nach Süden bzw. Norden, das ist in Richtung der strukturell tieferen Einheiten, hin. Frasl arbeitet 1970 neuerlich die inverse Metamorphose heraus und ordnet den höchst metamorphen Teil im Bereich der Pernegger Kuppel der Amphibolitfazies zu. 1975 gelingt es dann Höck, die aufsteigende Metamorphose in vier Zonen zu gliedern, die erste, südlichste mit Phengit und Chlorit als typische Paragenese. In Zone 2 tritt Biotit zusätzlich hinzu. Zone 3 wird durch das erste Auftreten von Granat neben Biotit charakterisiert und Zone 4 schließlich durch Staurolith neben Granat und Biotit. Als erste Temperaturabschätzungen werden 540 bis 560°C, basierend auf experimentellen Untersuchungen zur Staurolithbildung von Hoschek (1969) angegeben. In allerjüngster Zeit präsentierte M.Bernroder (1989) erste Daten zur Geobarometrie und Geothermometrie mit Temperaturen von ungefähr 560 bis 590°C an Biotiten und Granatpaaren aus der Staurolith-führenden Zone.

In der vorliegenden Arbeit werden neben einer verbesserten Metamorphose-Zonierung neue Granat-Biotit-Analysen sowie PT-Daten zur metamorphen Entwicklung des höhertemperierten Teiles des Moravikums vorgestellt.

## 2. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Auch wenn die Granat-Biotit-Analysen ausschließlich aus den pelitischen bzw. psammitischen Gesteinsfolgen des Moravikums stammen, soll hier doch zur Wahrung des Zusammenhanges wenigstens skizzenhaft die gesamte Schichtfolge des Moravikums dargestellt werden (vgl. Fig.1):

Die tiefste strukturelle Einheit bildet der Thaya-Batholith, ein granitisch-granodioritisch bis tonalitischer Pluton cadomischen Alters (S.Scharbert and Batik, 1980). Er läßt sich in Österreich in mindestens vier Subtypen untergliedern, die alle zusammen I-Typ-Charakteristik aufweisen und von Finger et al. (1989) als Intrusion in einen aktiven Kontinentalrand interpretiert wurden.

Überlagert werden die metamorphen Granite und Tonalite von einer pelitisch-psammitischen Abfolge, die von Höck und Vettors (1975), als Quarzit-Glimmerschiefer-Serie bezeichnet wurde. Sie besteht aus Glimmerschiefern mit teilweise beträchtlicher Albit/Oligoklas-Führung. Als Edukt kommen Tonschiefer bis Grauwacken in Frage. Die Albit-reichen Gesteine leiten meist ohne scharfe Grenze zu recht feinkörnigen, straff geschieferten Gneisen über, die als Therasburger Gneise bezeichnet wurden (Höck 1983). Teilweise beträchtliche Amphibolgehalte könnten auf den Orthocharakter einiger Gesteine mit andesitischem bis dioriti-

schem Chemismus hinweisen. Reine Quarzite treten in bis zu mehreren Meter mächtigen Lagen auf. Die hohe Erzführung vieler dieser Gneise und Glimmerschiefer ist seit längerem bekannt. Libowitzky (1989) interpretiert diese Gesteine mit beträchtlicher Magnetit- bzw. Ilmenitführung als präkambrische black-sands. Um die Zusammengehörigkeit der gesamten Gesteinsfolge auch noch nomenklatorisch zu verdeutlichen, wird dafür der Name "Therasburger Formation" vorgeschlagen.

Die Weitersfelder Stengelgneise sensu strictu trennen die tiefere "Therasburger Formation" von der höheren "Pernegger Formation" (Glimmerschiefer-Marmorserie nach Höck und Vettors 1975). Letztere ist eine kalkig-tonige Abfolge, in der Marmore und Glimmerschiefer durch zahlreiche Übergänge miteinander verknüpft sind. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die ebenso eine enge Verbindung zu den Marmoren zeigen, werden wegen ihrer charakteristischen Minerale als eigenes Schichtglied beibehalten.

Der Unterschied zwischen beiden Formationen beschränkt sich nicht nur auf die verschiedene lithologische Entwicklung (tonig-sandig vs tonig-kalkig), Unterschiede sind auch immer wieder in den einzelnen Gesteinstypen festzustellen. Die Glimmerschiefer der "Therasburger Formation" sind im allgemeinen Quarz- und Feldspat-reicher, Glimmer-ärmer und insgesamt etwas feinkörniger. Die Glimmerschiefer der "Pernegger Formation" sind Glimmer-reicher, Quarz- und Feldspat-ärmer - auch wenn letzterer häufig vorhanden ist.

Der Bittescher Gneis wird im allgemeinen als höchstes Stockwerk des Moravikums betrachtet. Seine auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis (Frasl 1970) hat allerdings mehrere Autoren bereits veranlaßt, den Bittescher Gneis dem Moldanubikum zuzurechnen (Matura 1976, Matte et al. 1985). Auch wenn - abgesehen von den Metapeliten - die verschiedenen Gneise vereinzelt Granat führen, so beschränkt sich die folgende Diskussion auf die Glimmerschiefer der Therasburger und der Pernegger Formation.

Die Schichtglieder des Moravikums fallen südlich der Linie Horn-Eggenburg einheitlich nach Westen, nördlich des Pulkautales nach Nordwesten. Im Raum Pernegg ist die Moravische Zone durch eine großräumige S-förmige Verkrümmung gekennzeichnet, die sich insbesondere im Verlauf des Bittescher Gneises und der Pernegger Formation manifestiert (W-E Streichen nördlich von Horn: Fig.1). Das Zentrum dieser Umbiegung bildet eine kuppelförmige Aufwölbung (Pernegger Kuppel). Die Deckenbewegungen innerhalb des Moravikums (Pleissing-Decke und Bittescher Gneis-Decke) wurden immer als ostvergent erachtet. Jüngste Untersuchungen (Fritz, dieser Band) zeigen, daß NNW-gerichtete Deckenbewegungen zumindest für den Bittescher Gneis in Betracht zu ziehen sind.

### **3. PETROGRAPHIE**

Aufbauend auf Vorarbeiten von Suess, Waldmann, und Preclik gliedert Frasl (1968) die Entwicklung des Moravikums in drei Phasen:

Die altmoravische Phase ist in Zusammenhang mit vorvariszischen Entwicklun-

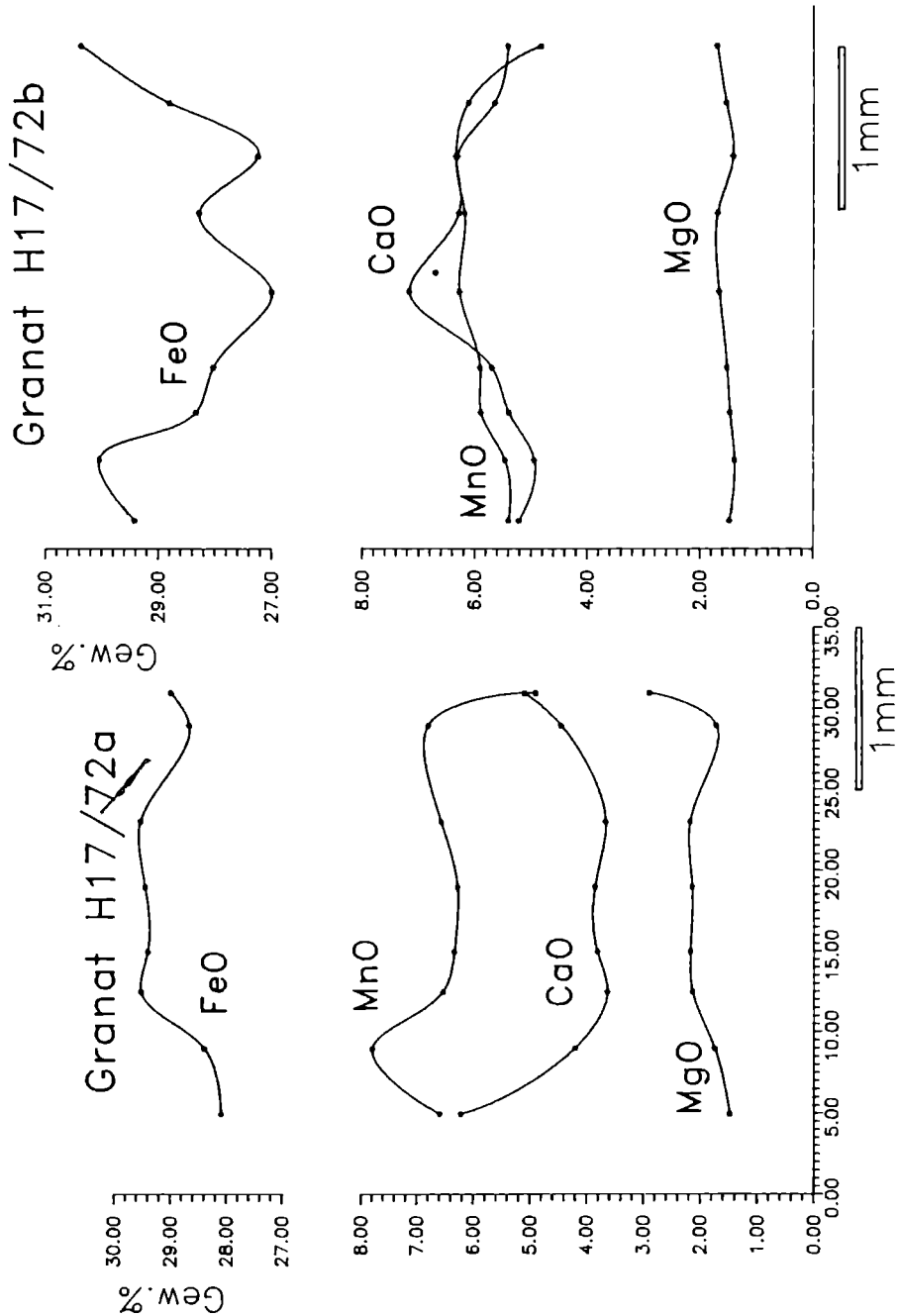


Fig.2: Granatzonierungen aus der Granat-Biotit-Zone der Therasburger Formation (H 17/72:•Schwarze Brücke, Pulkautal). a: Fe, Mg reicher Kern, Abnahme der Konzentrationen zum Rand. Der äußerste rechte Saum ist etwas Fe, Mg reicher(8 Meßpunkte). b: Fe armer Kern mit deutlicher Zunahme des Fe Gehaltes zum Rand. Ca und Mn nehmen vom Kern zum Rand hin ab. Mg bleibt weitgehend unzoniert (9 Meßpunkte).

gen, nämlich dem Eindringen des Thaya-Batholithen und der dazugehörigen Kontaktmetamorphose zu sehen. Die Migmatitzone östlich der Ruine Kaja ist das am besten erhaltene Relikt. Mineralogisch sind neben Pseudomorphosen nach Cordierit (?) noch alte Granatkerne in den Migmatit- und Kontaktbereichen als Reste der altmoravischen Phase zu erkennen.

Der vermutlich variszischen, mittelmoravischen Phase werden die Deckenbewegungen und die regionale Metamorphose zugeordnet. Die inverse Zonierung der Metamorphose mit ihren charakteristischen Mineralparagenesen ist ebenfalls der mittelmoravischen Phase zugehörig. Die Diskussion über die Paragenesen unter

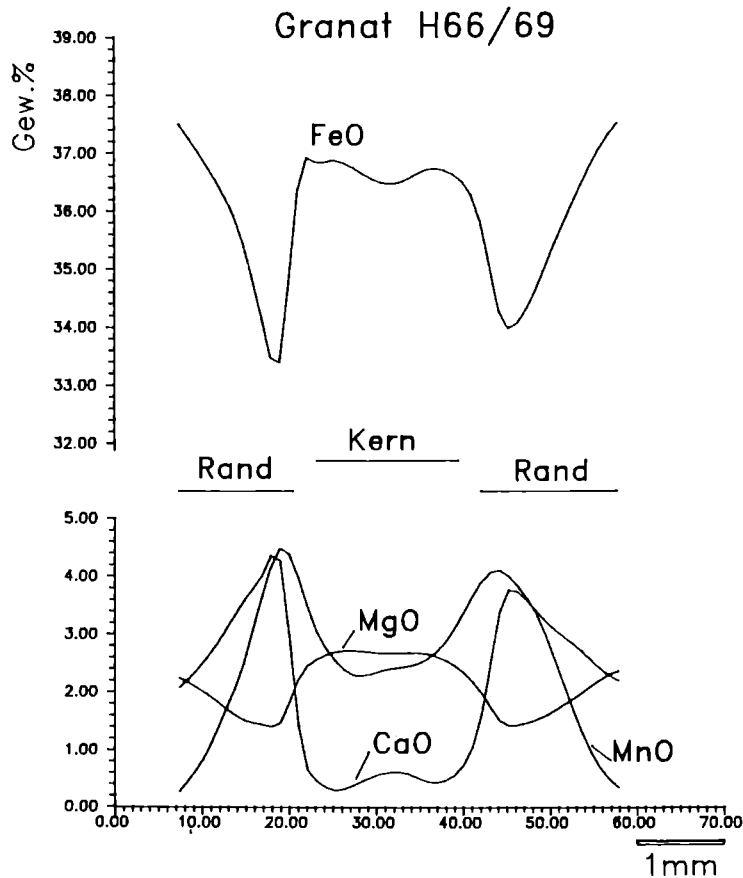


Fig.3: Granatzonierung aus der Granat-Biotit-Staurolith-Zone der Therasburger Formation in Migmatiten der altmoravischen Phase (H 66/69: E Ruine Kaja). Die dargestellten Profile wurden berechnet basierend auf 20 in unmittelbarer Nähe des Profils liegenden Meßpunkten. Der Kern der Granaten ist Fe und Mg reich, gleichzeitig arm an Mn und Ca. Deutlich abgesetzt vom Kern beginnt eine Fe, Mg arme, sowie Ca, Mn reiche Randzone. Diese ist wiederum deutlich zoniert mit einer Zunahme von Fe und Mg von innen nach außen bei gleichzeitiger Abnahme von Ca und Mn.

Einschluß von Granat und Biotit beschränkt sich naturgemäß auf die beiden höchstmetamorphen Zonen innerhalb des Moravikums, nämlich die Zonen 3 und 4 nach Höck (1975). Zu Granat und Biotit bzw. Staurolith in Zone 4 tritt noch in allen Gesteinen regelmäßig Quarz und Muscovit hinzu, vielfach auch noch Plagioklas. Chlorit hingegen ist im allgemeinen ein Anzeiger der jungmoravischen Phase. Der Verlauf der Zonen 3 und 4 entsprechend den bisherigen Unterlagen in Mineralparagenesen ist in Fig.5 dargestellt. Die Oligoklaszone (Frasl 1983) ist inkludiert. Die Therasburger und die Pernegger Formation erstrecken sich über beide Mineralzonen, wenn zum Teil auch nur über kurze Bereiche.

Beide Formationen werden von der jungmoravischen Phase in unterschiedlichem Maße erfaßt, wobei die älteren Minerale wie Granat, Staurolith und Biotit retrograd zu Chlorit bzw. Muscovit reagieren. Diese Umwandlung ist streifenweise sehr unterschiedlich, erfaßt aber die Therasburger Formation durchgreifender und führt an einigen Stellen zu einer totalen Neueinstellung der Mineralogie in Form von Quarz-Muscovit-Chlorit-Schiefern, ohne daß Relikte von Granat bzw. Staurolith erhalten bleiben. Vielfach ist aber lediglich der Biotit quantitativ verschwunden.

Das Granatwachstum selbst ist in beiden Formationen unterschiedlich. Abgesehen von der kleineren Korngröße in der Therasburger Formation ist das Wachstum der Granaten vorwiegend lichtoptisch einphasig mit nur wenigen Einschlüssen im Kern, die als ein schwach rotiertes Interngefüge eine ältere Deformation abbilden. Der äußerste Rand solcher Granaten ist meist einschlußärmer oder auch einschlußfrei.

Die Granaten (Tab.1, H 17/72) sind Al-reich mit 58 - 68 mol%, mit 10 - 17 mol% Spess., 6 - 9 mol% Pyr. und 9 - 17 mol% Gross. Zwei unterschiedliche Muster des Zonarbaues (Fig.2) sind erkennbar. Im ersten Fall nimmt Fe vom Kern zum Rand zu. Ca und Mn nehmen vom Kern zum Rand hin ab. Mg bleibt weitgehend unzoniert, abgesehen von einer randlich minimalen Zunahme. Der zweite Typ ist etwas signifikanter mit einem Fe-reichen Kern, einer Abnahme gegen den Rand hin und einer ganz schwachen Zunahme am äußeren Saum. Mg zeigt einen vergleichbaren Verlauf, während Ca und Mn eine niedrige Konzentration im Kern mit einer Zunahme gegen den Rand hin aufweisen. Das letzte Zonierungsmuster findet sich wesentlich ausgeprägter in Probe 66/69 (Fig.3 und Tab.2) wieder aus dem Migmatitof des Thaya-Batholithen E der Ruine Kaja. Hier ist bereits mikroskopisch eine Zweiphasigkeit im Granatbau deutlich erkennbar, die sich mineralchemisch in einem Fe- und relativ Mg-reichen Kern manifestiert (Tab.2: 25, 145), verbunden mit niedrigen Konzentrationen von Mn und Ca (Fig.3). Der Kern zeigt eine scharfe Grenze zum Rand mit einem drastischen Abfall von Fe und Mg, sowie im ebenso deutlichen Anstieg von Ca und Mn (Tab.2: 140, 147). Gegen die Außenzone des Granates steigt Fe und Mg wieder an, während Ca und Mn abfallen (Tab.2: 143, 148, 150). Der Kern des Granates wird als Bildung der altmoravischen Phase im Zuge der Migmatitbildung beim Eindringen des Thaya-Batholithen interpretiert, während der zorgebaute Anwachsraum der mittelmoravischen Metamorphose zugerechnet wird (Fig.3).

Granat	4	7	8	9	Probe H 17/72
SiO <sub>2</sub>	38.00	36.81	7.90	36.66	
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.21	0.10	0.03	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.99	21.05	20.76	20.18	
FeO	29.43	27.23	28.08	30.35	
MnO	6.26	6.31	6.58	5.40	
MgO	2.13	1.42	1.47	1.70	
CaO	3.84	6.33	6.21	4.82	
Summe	100.70	99.36	101.10	99.14	
Si	3.030	2.981	3.015	2.990	
Al <sup>IV</sup>	0.000	0.019	0.000	0.010	
Al <sup>VI</sup>	1.973	1.991	1.947	1.930	
Ti	0.003	0.013	0.006	0.002	
Fe <sup>3+</sup>	0.017	0.000	0.043	0.070	
Fe <sup>2+</sup>	1.945	1.844	1.825	2.000	
Mn	0.423	0.433	0.443	0.373	
Mg	0.253	0.171	0.174	0.207	
Ca	0.328	0.549	0.529	0.421	
alm	0.660	0.615	0.614	0.666	
sps	0.143	0.144	0.149	0.124	
pyr	0.086	0.057	0.059	0.069	
grs	0.101	0.177	0.153	0.104	
anr	0.010	0.006	0.025	0.036	
Biotit	12	14	10	12a	
SiO <sub>2</sub>	34.47	33.93	35.76	35.74	
TiO <sub>2</sub>	1.66	2.01	1.96	1.82	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.35	18.89	17.38	18.19	
FeO	21.36	20.92	21.43	21.28	
MnO	0.26	0.20	0.15	0.18	
MgO	7.11	7.07	7.39	7.28	
CaO	0.07	0.04	0.03	0.07	
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.06	0.04	0.03	
K <sub>2</sub> O	10.47	10.73	10.17	9.98	
Summe	94.82	93.85	94.31	94.57	
Si	5.373	5.354	5.587	5.551	
Al <sup>IV</sup>	2.627	2.646	2.413	2.449	
Al <sup>VI</sup>	0.927	0.867	0.787	0.881	
Ti	0.195	0.239	0.230	0.213	
Fe	2.784	2.761	2.800	2.764	
Mn	0.034	0.027	0.020	0.024	
Mg	1.652	1.663	1.721	1.686	
Ca	0.012	0.007	0.005	0.012	
Na	0.021	0.018	0.012	0.009	
K	2.082	2.160	2.027	1.977	

Tab.1: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen der Probe H 17/72: Granat-Biotit-Zone der Therasburger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petrakakis and Dietrich 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Die Pkte 4 und 8 der Granat-Analysen entsprechen Kern und Rand der Zonierung in H 17/72a, die Pkte 7 und 9 Kern- bzw. Randzusammensetzungen der Zonierung in H 17/72b (Fig.3)



Granat	143	140	25	145	147	148	150
SiO <sub>2</sub>	36.08	35.81	36.38	36.48	36.22	35.93	36.08
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.05	0.06	0.02	0.05	0.09	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.30	20.93	21.68	21.44	21.10	20.70	21.32
FeO	37.81	32.18	36.46	36.69	32.90	35.09	37.51
MnO	0.32	4.61	2.37	2.83	4.45	3.41	0.35
MgO	2.26	1.26	2.67	2.47	1.30	1.54	2.37
CaO	1.99	4.40	0.54	0.54	4.68	3.12	2.16
Summe	99.78	99.24	100.16	100.47	100.70	99.88	99.80
Si	2.936	2.934	2.945	2.951	2.926	2.934	2.933
Al <sup>IV</sup>	0.064	0.066	0.055	0.049	0.074	0.066	0.067
Al <sup>VI</sup>	1.979	1.955	2.014	1.996	1.935	1.925	1.975
Ti	0.001	0.003	0.004	0.001	0.003	0.006	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.034	0.056	0.000	0.014	0.079	0.083	0.040
Fe <sup>2+</sup>	2.539	2.149	2.468	2.468	2.144	2.312	2.510
Mn	0.022	0.320	0.163	0.194	0.304	0.236	0.024
Mg	0.274	0.154	0.322	0.298	0.157	0.187	0.287
Ca	0.174	0.386	0.047	0.047	0.405	0.273	0.188
alm	0.844	0.714	0.823	0.821	0.712	0.769	0.834
sps	0.007	0.106	0.054	0.064	0.101	0.078	0.008
pyr	0.091	0.051	0.107	0.099	0.052	0.062	0.095
grs	0.040	0.099	0.014	0.008	0.094	0.046	0.042
anr	0.018	0.030	0.002	0.008	0.041	0.044	0.020
Biotit	47	56	106	Probe H 66/69			
SiO <sub>2</sub>	36.27	35.69	35.38				
TiO <sub>2</sub>	1.52	1.55	1.02				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.56	19.67	19.22				
FeO	21.47	21.10	21.73				
MnO	0.00	0.00	0.02				
MgO	8.16	8.38	7.97				
CaO	0.01	0.00	0.02				
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.21	0.20				
K <sub>2</sub> O	8.22	8.31	8.49				
Summe	95.42	94.91	94.05				
Si	5.504	5.448	5.482				
Al <sup>IV</sup>	2.496	2.552	2.518				
Al <sup>VI</sup>	1.002	0.986	0.993				
Ti	0.173	0.178	0.119				
Fe	2.725	2.693	2.816				
Mn	0.000	0.000	0.003				
Mg	1.846	1.907	1.841				
Ca	0.002	0.000	0.003				
Na	0.062	0.062	0.060				
K	1.591	1.618	1.678				

Tab.2: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen der Probe H 66/69: Granat-Biotit-Staurolith-Zone der Therasburger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petraakis and Dietrich 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Die Pkte 25 und 145 der Granat-Analysen repräsentieren den alten Kern, die Pkte 140 und 147 den inneren Teil, die Pkte 143 und 150 den äußeren Teil der jüngeren Randzone. Pkt 148 liegt dazwischen.

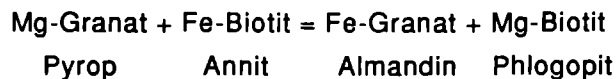
In der Pernegger Formation ist sehr häufig ein zweiphasiges Wachstum der Granaten, das aber von dem oben beschriebenen klar zu unterscheiden ist, zu beobachten mit einem weitgehend einschlußfreien bis einschlußarmen Kern, der mit scharfer Grenze von einer Randzone umgeben ist. Diese Randzone ist in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen (meist etwas gegen das Externgefüge verdreht), die wie in der Therasburger Formation eine alte Deformation abbilden. Die äußerste Zone wiederum ist einschlußarm bis einschlußfrei. Die Kernzone zeigt in einigen Fällen radialstrahliges Wachstum mit wenigen, ebenfalls radialstrahlig angeordneten Quarzeinschlüssen. Dieses Phänomen wurde aus dem Bereich des Pernegger Grabens erstmals von Frasl 1981, beschrieben. Die bei diesem Wachstumsprozess entstehenden Formen gleichen den aus dem ostalpinen Altkristallin beschriebenen Sterngranaten (Frank et al. 1982, Nowak 1986), wobei sich dort um die sternförmigen, meist einschlußfreien bis einschlußarmen Kerne ein einschlußreicher Rand ansetzt.

Die chemische Zusammensetzung der Granaten ist in den Metapeliten der Pernegger Formationen recht variabel mit Al (66 - 81 mol%) und 1 - 12 mol% Spess., 4 - 11 mol% Pyr und 8-13 mol% Gross. Sie sind zonar gebaut mit relativ Mn- und Ca-reichen Kernen (Tab.3: 160), sowie Fe- und Mg-reicheren Rändern (Tab.3: 101, 113, 186). In Fig.4 ist ein typisches Granat-Profil durch einen Sterngranat samt seiner Randzone dargestellt. Bemerkenswert ist, daß die chemische Zonierung der Granaten sich ohne Bruch über die Kernrandgrenze kontinuierlich verfolgen läßt. Auch dies ist eine Eigenschaft der Granaten, die sie mit denen aus Teilen des ostalpinen Altkristallins gemeinsam haben, nur daß bei letzteren noch eine chemisch scharf abgesetzte alpidische Randzone dazukommt, die naturgemäß im Moravikum fehlt.

Die Biotite aus den beiden Formationen sind recht einheitlich zusammengesetzt. Repräsentative Analysen von Biotiten aus der Therasburger Formation (Granat-Biotit-Zone: H 17/72, Granat-Biotit-Staurolith-Zone: H 66/69) und aus der Pernegger Formation (Granat-Biotit-Staurolith-Zone: H 34/85) sind in den Tabellen 1-3 aufgelistet. Die Variation im Fe/Mg-Verhältnis mit 55 - 60 mol% Annit-Siderophyllit ist gering. Die Al-Konzentrationen schwanken in etwas stärkerem Ausmaß (40 - 60 mol% Eastonit-Siderophyllit).

#### 4. GRANAT-BIOTIT-GEOTHERMOMETRIE

Die Fe/Mg Verteilung zwischen Granat und koexistierendem Biotit basierend auf der Kationenaustauschreaktion:



und einem 
$$KD = \frac{(X_{\text{pyr}})^3 (X_{\text{Ann}})^3}{(X_{\text{ph}})^3 (X_{\text{Alm}})^3}$$

wird seit etwas mehr als 10 Jahren als Geothermometer verwendet, zunächst auf empirischen Untersuchungen aufbauend, kombiniert mit thermodynamischen

Daten (Thompson 1976, Goldmann and Albee 1977). Ferry and Spear gelang 1978 eine experimentelle Kalibrierung der Fe/Mg Verteilung zwischen Biotit und Granat, die in der Folge die Grundlage für weitere Verbesserungen des Biotit-Granat-Geothermometers bildete. Pigage and Greenwood (1982), Hodges and Spear (1982), Hoinkes (1986) sowie Ganguly and Saxena (1987) fügten z.T. rein

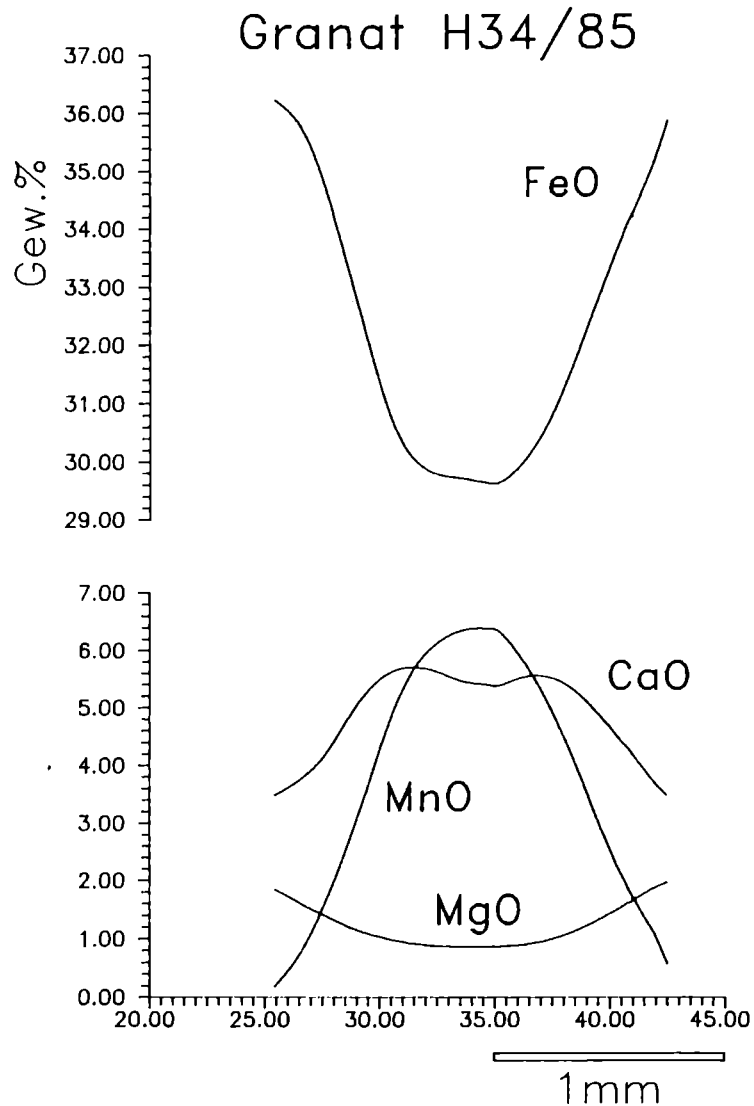


Fig.4: Typisches Granatprofil aus einem Sterngranat der Pernegger Formation (H 34/85: Pernegger Graben). Die dargestellten Profile wurden berechnet basierend auf 15 in unmittelbarer Nähe des Profils liegenden Meßpunkten. Der Fe und Mg Gehalt nimmt kontinuierlich vom Kern zum Rand hin zu, die Mn und Ca Konzentrationen in entsprechender Weise ab.

Granat	101	113	160	178	186	Probe H 34/85
SiO <sub>2</sub>	37.62	38.04	37.30	37.04	36.87	
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.13	21.39	21.17	21.02	21.35	
FeO	35.22	35.35	29.83	32.90	36.10	
MnO	0.64	1.16	6.29	2.46	0.41	
MgO	2.00	1.43	0.86	1.18	2.39	
CaO	3.82	4.51	5.90	5.29	3.14	
Summe	100.43	101.88	101.35	99.89	100.26	
Si	3.016	3.015	2.983	2.998	2.969	
Al <sup>IV</sup>	0.000	0.000	0.017	0.002	0.031	
Al <sup>VI</sup>	1.997	1.998	1.978	2.003	1.995	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.026	0.000	0.012	
Fe <sup>2+</sup>	2.362	2.343	1.968	2.227	2.419	
Mn	0.043	0.078	0.426	0.169	0.028	
Mg	0.239	0.169	0.103	0.142	0.287	
Ca	0.328	0.383	0.505	0.459	0.271	
alm	0.795	0.788	0.656	0.743	0.805	
sps	0.015	0.026	0.142	0.056	0.009	
pyr	0.080	0.057	0.034	0.048	0.095	
grs	0.110	0.129	0.155	0.153	0.084	
anr	0.000	0.000	0.013	0.000	0.006	
Biotit	71	76	98			
SiO <sub>2</sub>	34.91	34.47	35.17			
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.71	1.53			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.53	19.32	20.40			
FeO	20.49	20.65	21.32			
MnO	0.04	0.01	0.01			
MgO	8.72	8.59	9.00			
CaO	0.01	0.00	0.00			
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.25	0.23			
K <sub>2</sub> O	8.15	8.68	7.88			
Summe	93.43	93.68	95.54			
Si	5.410	5.358	5.328			
Al <sup>IV</sup>	2.590	2.642	2.672			
Al <sup>VI</sup>	0.977	0.898	0.971			
Ti	0.155	0.200	0.174			
Fe	2.655	2.684	2.701			
Mn	0.005	0.001	0.001			
Mg	2.014	1.991	2.033			
Ca	0.002	0.000	0.000			
Na	0.075	0.075	0.068			
K	1.611	1.721	1.523			

Tab.3: Ausgewählte Granat- und Biotit-Analysen von H 34/85: Granat-Biotit-Stauroolith-Zone der Pernegger Formation. Die Berechnung der Strukturformel und der Endglieder der Granate und Biotite erfolgte mit dem Programm MINSORT (Petrakakis and Dietrich, 1985) und den zugrunde liegenden Berechnungsmodellen. Pkt 160 zeigt die Zusammensetzung des Kerns, die Pkte 113 und 178 die mittleren Bereiche. Die Pkte 101 und 186 repräsentieren Randzusammensetzungen.

empirisch, z.T. basierend auf thermodynamischen Überlegungen Korrekturen für die Aktivitäten der Spessartin- bzw. Grossular-Komponente hinzu. Indares and Martignole (1985) ergänzten für Granat-Biotit-Paare aus der Granulitfazies noch weitere Korrektur-Parameter, die dem Einbau von Al und Ti in Biotit und damit der Abweichung von dessen idealer Mischbarkeit Rechnung trugen. Die Eichung von Perchuk and Lavrent'eva (1983) wiederum basiert auf einem eigenen experimentellen Datensatz.

Modell	101/68	66/69	17/72	22/77	13/81	34/85	61	75	126
Thompson	589± 5	583±10	558±13	575± 8	585±13	582±12	608	595	577
Per.&Lav.	587± 4	588±11	567± 8	577± 6	584 ±9	584± 9	601	592	579
Ferry&Sp.	570± 7	564±13	532±15	552±10	564±16	561±16	594	578	555
Hodg.&Sp.	596± 8	590±11	580±23	578±11	593±15	600±13	610	594	593
Gan.&Sax.	556± 6	578±12	600±18	551±10	565±12	574±12	592	573	565
Hoinkes	630±10	623±11	625±33	611±12	631±16	647±15	636	616	638
Pig.&Gwd.	618± 8	608±11	672±37	602±12	613±14	629±14	650	655	625
In./Ma./A.	542± 7	540±18	517±18	521±10	540±14	545±12	546	531	542
	G+B+S	G+B+S	G+B	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S	G+B+S

Tab.4: Resultate der Granat-Biotit-Thermometrie: Vergleich verschiedener Korrekturmodelle: Thompson 1976, Perchuk and Lavrent'eva (1983), Ferry and Spear (1978), Hodges and Spear (1982), Ganguly and Saxena (1987), Hoinkes (1986), Pigage and Greenwood (1982), Indares and Martignole (1985); (Modell A). Unter jeder Spalte ist die entsprechende Mineralzone angegeben: G... Granat, B... Biotit, S... Staurolith, sowie die Anzahl der Meßpunkte, die für die Temperaturberechnung herangezogen wurden. Die Standardabweichung ist 1σ.

## 5. RESULTATE

In der Tab.4 sind die Ergebnisse der Temperaturbestimmungen für 5 kbar Gesamtdruck aufgelistet und zwar sind für alle Proben die verschiedenen Berechnungs- und Korrekturmodelle zum Vergleich angegeben. Die Druckabhängigkeit ist mit 3 bis 5°C pro kbar sehr gering und liegt für geologisch sinnvolle Druckabschätzungen von etwa 5 bis 7 kbar (siehe weiter unten) weit innerhalb der Fehlergrenzen der Analysen. Die angegebenen Werte entsprechen meist mehreren Granat-Biotit-Paaren (5-13, siehe Tab.4) einer einzigen Probe, wobei nur randnächste Granatpunkte zur Verrechnung kamen. Die Variation in der Analytik resultiert in einem Fehler von etwa ± 10 bis 25°C.

Vergleicht man nun die Mittelwertdaten identischer Probensets (Tab.4), die sich aufgrund verschiedener Verrechnungsmodelle ergeben, so zeigt sich ein Temperaturintervall von etwa 80-90°C. Die Aktivitätsmodelle für den Einbau von Ca und

Mn in Granat nach Pigage and Greenwood (1982) sowie Hoinkes (1986) führen zu systematisch hohen Temperaturen, insbesondere bei relativ Ca-reichen Granaten. Die Korrekturmodelle von Ganguly and Saxena (1987) hingegen führen zu relativ niedrigen Ergebnissen, die unmittelbar mit dem experimentellen Datensatz von Ferry and Spear (1978) vergleichbar sind. Die Werte von Indares and Martignole (1985) sind mit der Biotit-Korrektur systematisch niedrig, die Temperaturen entsprechen der hochtemperierten Grünschieferfazies und sind wohl auf alle Fälle zu niedrig. Abgesehen davon, daß diese Korrekturprozedur für Biotit an Gesteinen der Granulitfazies erfolgte, weisen bereits Ganguly and Saxena (1987) darauf hin, daß die Korrekturparameter von Indares and Martignole nur für sehr Ti-reiche Biotite erstellt wurden und damit nur eingeschränkte Gültigkeit besitzen.

Die restlichen Modelle resultieren in Temperaturen, die um etwa 40°C, bei geringen Ca- und Mn-Gehalten der Granate auch nur um 20°C schwanken. Häufig liegen dabei die Temperaturen des rein empirischen Geothermometers von Thompson (1976) ganz nahe neben den Temperaturen nach Hodges and Spear (1982) bzw. den experimentellen Ergebnissen von Perchuk and Lavrent'eva (1983). Um die Temperaturvariation auch kartenmäßig klar zum Ausdruck zu bringen, sind in der Temperaturverteilungskarte (Fig.5) sowohl die Werte nach Hodges and Spear (1982) (mittlere T-Werte), als auch die von Hoinkes (1986) als Beispiel höherer Temperaturen angegeben.

## 6. DISKUSSION

In Abwesenheit unabhängiger Kriterien (wie z.B. anderer Geothermometer) die errechneten Temperaturwerte entsprechend zu werten, bleibt nur die interne Vergleichbarkeit. Dabei wird den Werten von Thompson, Hodges and Spear bzw. Perchuk and Lavrent'eva der Vorzug gegeben, da es sich bei diesen drei Thermometern um voneinander unabhängige Formulierungen handelt, die aufgrund unterschiedlicher Überlegungen und Datensets erarbeitet wurden und trotzdem in der Anwendung sehr ähnliche Resultate erzielen lassen.

Die Temperaturzonierung, die aus der Mineralzonierung ableitbar ist, kommt aufgrund der immer noch sehr beträchtlichen Fehlergrenzen nicht so deutlich zum Ausdruck, zumal auch nur die Probe 17/72 innerhalb der Granatzone liegt und alle anderen in der Granat-Biotit-Stauroolith-Zone, doch wird mit Werten von  $T = 580^{\circ}\text{C}$  eine etwas niedrigere Temperatur angezeigt, als in den meisten Proben aus der Stauroolithzone mit Temperaturen von 580 bis 600°C.

Der Druck ist aufgrund des Fehlens adäquater Alumosilikatminerale sehr schwer abschätzbar. Kein Bearbeiter konnte innerhalb der letzten 30 Jahre ein Alumosilikat als gesteinsbildendes Mineral nachweisen, lediglich in der Beschreibung von Preclik (1927) findet sich ein Hinweis auf das Vorkommen von Disthen in einem Glimmerschiefer, ohne nähere Beschreibung und Angabe der Paragenese. Allerdings konnte mehrfach Disthen als Kluffmineral entdeckt werden, sodaß eine gewisse Wahrscheinlichkeit besteht, daß sich die Metamorphose im Disthenfeld

## Biotit–Granat Geothermometrie im Moravikum

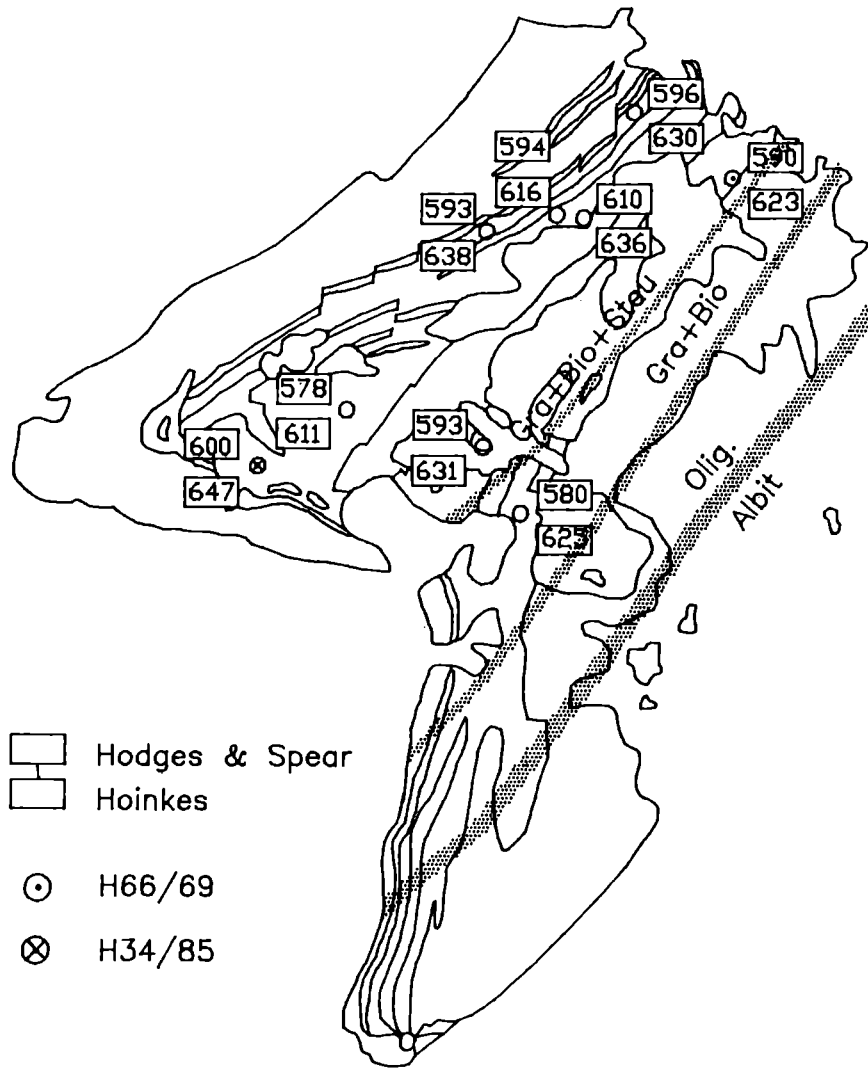


Fig.5: Temperaturverteilungskarte des Moravikums. Über die geologischen Umrissse (vgl. Geologische Karte Fig.1) sind Mineralzonen gezeichnet: die Albit/Oligoklasgrenze, die Granat-Biotit-Zone sowie die Granat-Biotit-Stauroolith-Zone. Die Kreise markieren die Lokalitäten der gemessenen Granat-Biotit-Paare. Jeweils zwei Werte sind angegeben, die oberen entsprechen den Temperaturen nach Hodges & Spear 1982, die unteren Werte geben die Temperaturen nach Hoinkes (1986) wieder.

abspielte. Unter Zugrundelegung des  $Al_2SiO_5$  Diagrammes von Holdaway (1971) würden daraus bei Temperaturen von 580° bis 600°C Mindestdrucke zwischen 5 und 7 kbar resultieren. Das steht im Einklang mit ersten Ergebnissen zur Phengit-Barometrie (Massonne and Schreyer 1987) an Gneisen der moravischen Zone. Diese lassen auf Drucke zwischen 5 und 7 kbar schließen, entsprechend einem Si-Überschuß in der Formeleinheit von 6.40 bis 6.50 (vergl. Tab.5) bei Temperaturen, die denen der Granat-Biotit-Thermometrie entspricht. Erste Versuche einer Barometrie mit Hilfe des Granat-Plagioklas-Muscovit Geobarometers (Bernroder 1989) ergaben vergleichbare Werte (4-6 kbar).

Der Übergang von der Granat-Biotit-Zone und der Granat-Biotit-Stauroolith-Zone dürfte der diskontinuierlichen Reaktion: Muscovit+Granat+Chlorit = Stauroolith+Biotit entsprechen (Thompson 1976). Diese Reaktion sollte bei einem  $P[H_2O]$  von 5 kbar bei 585°C ablaufen, was in guter Übereinstimmung mit den Granat-Biotit-Temperaturen nach Thompson 1976, Hodges and Spear (1982) sowie Perchuk and Lavrent'eva (1983) steht.

Muscovit	1	2	4	9	10	Probe H 31/72
SiO <sub>2</sub>	48.29	48.30	48.78	48.56	48.59	
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.40	0.44	0.33	0.41	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.14	32.33	31.93	33.07	33.16	
FeO	2.29	2.32	2.33	2.29	2.41	
MnO	0.03	0.01	0.05	0.08	0.09	
MgO	0.87	0.94	0.89	0.82	0.89	
Na <sub>2</sub> O	0.35	0.31	0.38	0.36	0.42	
K <sub>2</sub> O	10.77	11.09	10.74	10.63	10.76	
Summe	95.17	95.70	95.54	96.14	96.73	
Si	6.459	6.437	6.496	6.420	6.397	
Al <sup>IV</sup>	1.541	1.563	1.504	1.580	1.603	
Al <sup>VI</sup>	3.525	3.515	3.507	3.572	3.542	
Ti	0.043	0.040	0.044	0.033	0.041	
Fe	0.256	0.259	0.259	0.253	0.265	
Mn	0.003	0.001	0.006	0.009	0.010	
Mg	0.173	0.187	0.177	0.162	0.175	
Na	0.091	0.080	0.098	0.092	0.107	
K	1.838	1.885	1.825	1.793	1.807	
mu	0.953	0.959	0.949	0.951	0.944	
pg	0.047	0.041	0.051	0.049	0.056	

Tab.5: Ausgewählte Muscovitanalysen der Probe 31/72, einem Weitersfelder Stengneis. Der Si-Gehalt liegt zwischen 6.4 bis 6.5 pro Formeleinheit. Muscovit koexistiert mit Biotit, Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz



## 7. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie konnte gezeigt werden, daß die Metamorphosezonierung im Moravikum Österreichs bis in die mittlere Amphibolitfazies hineinreicht und zu Temperaturen zwischen 580° und 600°C bei Drucken von 5-7 kbar führt. Diese hochtemperierte Zone ist mit Ausnahme der nördlichsten Gebiete östlich der Ruine Kaja auf die strukturell höchsten Teile, nämlich die Pernegger Formation, beschränkt. Die Temperaturen nehmen sowohl gegen E als auch vor allem gegen S hin quer zum Streichen ab (Höck 1975). Mangels geeigneter Geothermometer konnten die Temperaturen des tiefer temperierten Anteils vor allem im S noch nicht quantifiziert werden. Die Mineralparagenesen mit Albit, Chlorit und Biotit sprechen für Temperaturen der mittleren Grünschieferfazies mit 450°C. Während im S ein ziemlich klarer Metamorphosehiatus zwischen dem Moravikum und der moldanubischen Glimmerschieferzone zu bestehen scheint, sprechen erste Untersuchungen dafür, daß W und NW der Pernegger Kuppel die Metamorphose graduell vom Moravikum in die Glimmerschieferzone ansteigt. In diesem Abschnitt könnte zumindest ein Metamorphosezusammenhang zwischen beiden Einheiten gegeben sein.

Auch wenn die Geometrie der Mineralzonen und ihr Einfallen nicht ganz klar sind, so steht doch außer Zweifel, daß die strukturell tiefsten Teile weniger metamorph sind als die strukturell höheren Teile. Eine Interpretation dieser inversen Metamorphose als transportierte Metamorphose, etwa im Zuge eines großangelegten synmetamorphen Faltenbaues - wie das z.B. Thöni (1976) aus dem Himalaya beschrieben hat - dürfte wenig Wahrscheinlichkeit besitzen, da vor allem im Thaya-Batholithen die ursprünglichen Intrusionszusammenhänge noch recht gut erhalten sind und eine großräumige Allochthonie nicht begründet werden kann. Auch geophysikalische Daten, wie die negative Schwereanomalie im Bereich des Thaya-Batholithen (Meurers und Steinhauser, dieser Band), weisen auf eine eher autochthone Position des Thaya-Batholithen hin.

Am ehesten ist diese Metamorphoseinversion mit einer Überschiebung heißen Krustenmaterials des Moldanubikums zu erklären, wobei die Mächtigkeit und Temperatur des höheren überschiebenden moldanubischen Krustenabschnittes sowohl gegen E als auch gegen S und N an Mächtigkeit und Temperatur abnimmt, sodaß sowohl die Versenkung als auch die Aufheizung des überschobenen moravischen Blockes in seinem westlichsten Teil am höchsten ist, aber gegen E, S und N deutlich abnimmt. Diese relativ tiefe Versenkung könnte, verbunden mit einer N-S bzw. NNE-SSW-Einengung (vgl. auch Fritz, dieser Band), zum stärkeren Aufstieg der westlichen Moldanubikumsteile und zur Bildung der Pernegger Kuppel Anlaß gegeben haben.

## 8. LITERATUR

Bernroider, M., 1989: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. Jb. Geol. B.-A., 132, H.2, 349-373.

- Ferry, J.M. and F.S. Spear, 1978: Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Finger, F., G. Frasl, V. Höck and H.P. Steyrer, 1989: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin?. *Precamb. Res.*, **45**, 235-245.
- Frank, W., M. Esterlus, M. Frey, A. Krohe und J. Weber, 1983: Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralpenkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum, Teilproj. S15/02. *Jber. 1982*, Hochschulschwerpunkt S15, 263-293.
- Frasl, G., 1970: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. *Nachr. D. Geol. Ges.*, **2**, 55-60.
- Frasl, G., 1968: The Bohemian Massif in Austria, Moravian Zone. *Guide to Exc. 32 C*, Int. Geol. Congr. XXIII. Sess. Prag, 13-24.
- Frasl, G., 1983: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. In: Höck, V. et al.: *Exkf. der Österr. Geol. Ges.*, **1**, 1983, 4-18.
- Ganguly, J. and S.K. Saxena, 1987: *Mixture and Mineral Reactions*. Springer, Berlin, Heidelberg, 291 S.
- Goldmann, D.S. and A.L. Albee, 1977: Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Science*, **277**, 750-767.
- Hodges, K.V. and F.S. Spear, 1982: Geothermometry, geobarometry and the  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineralogist*, **67**, 1118-1134.
- Hoinkes, G., 1986: Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite zone samples from the Austroalpine Schneeberg complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 393-399.
- Holdaway, M.J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Science*, **271**, 97-131.
- Höck, V., 1975: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. *Mitt. geol. Ges.*, **66-67**, 49-60
- Höck, V., 1983: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. In: Höck, V. et al.: *Exkf. der Österr. Geol. Ges.*, **1**, 1983, 42-48.
- Höck, V. und W. Vettters, 1975: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). *Verh. Geol. B.-A.*, 1975.
- Indares, A. and J. Martignole, 1985: Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Am. Mineralogist*, **70**, 272-278.
- Libowitzky, E., 1989: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, Nat.wiss. Fak., 126 S.
- Massonne, H.-J. and W. Schreyer, 1987: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **96**, 212-224.
- Matte, P., H. Maluski and H. Echter, 1985: Cisaillements ductiles varisques vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est du Massif de Bohème, Autriche).

- Données microtectoniques et radiométric  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ . C.R. Acad. Sc. Paris, **301**, Serie II, N $^{\circ}$ 10, 721-726.
- Matura,A., 1976: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. Jb. Geol. B.-A., **119**, 63-74.
- Nowak,H.W., 1986: Kristallisations- und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen, Österreich). Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S.
- Perchuk,L.L. and I.V.Lavrent'eva, 1983: Experimental Investigation of Exchange Equilibria in the System Cordierite-Garnet-Biotite. In: Saxena,S.K. (Ed.): Kinetics and Equilibrium in Mineral Reaction, 199-239.
- Pigage,L.C. and H.J.Greenwood, 1982: Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. Am.J. Science, **282**, 943-969.
- Petrakakis,K. and H.Dietrich, 1985: MINSORT: A program for the processing and archivation of microprobe analyses of silicate and oxide minerals. N. Jb. Miner. Mh., Jg.1985, 379-384.
- Preclik,K., 1927: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. Geol. Rdsch., **18**, 81-103.
- Scharbert,S. and P.Batik, 1980: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. Verh. Geol. B.-A., **1980**, H.3, 325-331.
- Suess,F.E., 1903: Bau und Bild der Böhmisches Masse Wien, 1903
- Suess,F.E., 1908: Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. Verh. geol. RA., Jg.1908, 393-412.
- Suess,F.E., 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. Denkschr. k. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl., **83**, 541-631.
- Thompson,A.B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: I.Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. Am.J. Science, **276**, 401-424.
- Thöni,M., 1977: Geology, Structural Evolution and Metamorphic Zoning in the Kulu Valley (Himachal Himalayas, India) with Special References to the Reversed Metamorphism. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 125-187.

Anschrift der Verfasser:

Univ.Prof. Dr. Volker Höck

Dr. Robert Marschallinger

Mag. Dan Topa

Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg

Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

Manuskript eingegangen am 25.1.1990, in Endform am 12.4.1990