

EXKURSION C: DAS MORAVIKUM DER THAYAKUPPEL

von

Volker Höck⁺ und Jaromir Leichmann⁺

1. Einleitung

Die generelle tektonische Situation am Ostrand der Böhmisches Masse ist nun beinahe ein Jahrhundert bekannt seit F.E. SUESS 1897 die Überschiebung des Moldanubikums im Westen auf das Moravikum im Osten erkannte. Dieses grundlegende Konzept wurde später (SUESS, 1903) weiter entwickelt und in einer größeren Monographie 1912 publiziert. In dieser Arbeit wurde das Moravikum in zwei Fenster unterteilt, die als Kuppeln unter den moldanubischen Decken auftauchen. Das nördliche Fenster wurde als Schwarzawa (Svratka)-Kuppel bezeichnet und liegt gänzlich in der Tschechischen Republik, während das südliche Fenster als Thayakuppel bezeichnet wurde und zum Großteil in Niederösterreich und zum kleineren Teil in Mähren liegt (Abb. 1).

Die Moravische Zone ist vermutlich eng mit ihrer östlichen Fortsetzung dem Brunovistulikum verknüpft. Dies wird von DUDEK (1980) als kontinentaler Block, der während der cadomischen Orogenese konsolidierte angesehen und die Moravische Zone als dessen westlicher Rand interpretiert, der der variszischen Orogenese unterworfen wurde. Der Thaya Batholith, die tiefste Einheit des Moravikums ist vom restlichen Brunovistulikum durch die Diendorfer Störung getrennt, ein sinistrales Störungssystem, das sich vermutlich in der Boskovice-Furche fortsetzt.

Entsprechend der Untersuchungen von DUDEK (1980) besteht das Brunovistulikum zu einem Teil aus granitischen Intrusionen, deren größte der Brünner Pluton ist. Die granitischen Intrusionen sind im Südwesten und Nordosten von einer Folge von Glimmerschiefern, Paragneisen, Metatuffen, seltener Kalksilikatgesteinen und ultramafischen Gesteinen umgeben. Deren Metamorphose reicht von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies im Südwesten, im Nordosten bilden sie teilweise Migmatite. Die Granite und Metamorphite werden durch paläozoische und mesozoische Sedimente überlagert, die wiederum von tertiären Molassesedimenten bedeckt sind und damit die Vortiefe des Karpatenorogens bilden. Während der variszischen Orogenese kollidierte das Moldanubikum mit dem Brunovistulikum in einem generellen transpressiven Regime. Die Überschiebung des heißen moldanubischen Blocks verursachte verbunden mit einer raschen Exhumierung entlang syn- bis spätmeta-

⁺ Prof.Dr. Volker Höck und Dr. Jaromir Leichmann
Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg
Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg

morpher Mylonitizationen an der jeweiligen Deckenbasis (ŠTÍPSKÁ et al., 1994) eine Inversion der Metamorphosezonierung im Moravikum. Die dextrale Transpression ist für die ausgeprägten von nord bis nordnordost gerichteten Lineationen verantwortlich. Die Überschiebung und die Metamorphose wurde von einer Aufdomung in der Schwarzawakuppel und in der Thayakuppel gefolgt, die speziell in der Thaya-kuppel Mineralzonierungen schräg zu den tektonischen und lithologischen Grenzen verursachte.

2. Lithologie

Im folgenden werden die wichtigsten lithologischen Einheiten des Moravikums vom Liegenden (Thaya Batholith) bis ins Hangende (Bittescher Gneis) kurz charakterisiert. Der Schwerpunkt liegt dabei wegen der Notwendigkeit einer gerafften Darstellung nicht auf den einzelnen petrographischen Gesteinstypen sondern vielmehr auf den zusammengehörigen Gesteinsassoziationen (= Formationen). Die Verbreitung der einzelnen lithologischen Einheiten im Moravikum ist der Abb. 1 zu entnehmen.

2.1. Der Thaya Batholith

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist ein schwach metamorpher und deformierter Granitkomplex cadomischen Alters (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von ca. 550 - 580 M.a.; SCHARBERT & BATÍK, 1980; DALLMEYER et al., 1994). Im Westen ist der Batholith von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorfer Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine nordöstliche Fortsetzung E der Diendorf-Boskovice-Störung stellt das Brüner Massiv dar (ŠTELCL & WEISS, 1986; LEICHMANN, 1993). Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Batholith schließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. An wenigen Stellen in der ČR z.B. östlich von Znaim beschreibt DUDEK (1960) devonische Klastika, weiters finden sich nordöstlich von Znaim den Batholithen überlagernde, vermutlich devonische Klastika und Karbonate mit Evaporiten (Bohrung Žerotice; BATÍK & SKOČEK, 1981). Lediglich in der Bohrung Znaim 1 sind fossilbelegte devonische Karbonate nachgewiesen (ZUKALOVÁ in ČTYROKÝ et al., 1978).

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Batholithen unterscheiden (FINGER et al. 1989):

- 1) Der Hauptgranit umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5%. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Batholithen (vgl. auch PRECLIK, 1937). Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine niedrig-Sr-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau Tales und südlich davon beschränkt ist, und eine nördliche eher granodioritische Variante mit hohen Sr-Gehalten (Typus Hofern nach FINGER & FRIEDL, 1993).

- 2) Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarzmonzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumping ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Batholithen beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
- 3) Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40%, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Batholithen und sind älter als der Hauptgranit.
- 4) Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein und enthält meist mehr Biotit als der Hauptgranit. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper, ungefähr 3 km N von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Ob die Abgrenzung eines eigenen Taßwitzer (Tasovice) Typs durch PRECLIK (1937) gerechtfertigt ist, müssen erst weitere Untersuchungen zeigen. Diorite treten als mehrere 100 m lange Einschlüsse in den Granodioriten auf. Sie sind auf den mährischen Anteil des Thaya Batholithes beschränkt. Die besten Aufschlüsse liegen im Thayatal zwischen Dobšice und Dyje. Die Diorite sind vorwiegend mittelkörnig, mit starken Korngrößenvariationen. Ebenso variabel ist der Modalbestand: der Quarzgehalt schwankt zwischen 0 - 28%, der Plagioklas zwischen 40 - 60%. Der Anteil der mafischen Minerale Amphibol und Biotit variiert zwischen 23 - 35%. Es handelt sich also bei den Dioriten um eine Reihe von Gesteinen, die vom Diorit über Quarzdiorit bis zu Tonalit reichen.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Batholithen im wesentlichen der Definition von I-Typ Granitoiden im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974), bzw. PITCHER (1982). FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Batholithen mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennosarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung, z.B. am Manhartsberg. Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten spätvariszische Lamprophyre.

2.2 Die Beziehungen zwischen dem Thaya Batholith und dem westlichen Teil des Brünner Massivs

Auf die Ähnlichkeiten zwischen dem Thaya Batholith und dem Brünner Massiv, vor allem mit dessen südlichem und westlichen Anteil haben schon vor langem mehrere Autoren hingewiesen (SUESS, 1912; PRECLIK, 1934; ZAPLETAL, 1932). Im südlichen bzw. westlichen Anteil des Brünner Massivs überwiegen eindeutig leukokrate, Biotit führende Granite und Granodiorite (LEICHMANN, 1993). Der Hauptgranit im Thaya Batholith, der etwa zwei Drittel des Massivs einnimmt (PRECLIK, 1937; FINGER et al., 1989) besteht ebenso aus Biotit führenden Leukograniten bis

Granodioriten. Rosafarbige Varianten des Hauptgranits sind als Maissauertyp bekannt, ähnliche Varianten treten auch im Brünner Massiv auf. In beiden zeigen sie leicht porphyrisches Gefüge mit größeren und jüngeren Kalifeldspäten. Die grauweißen Typen des Hauptgranits mit vorwiegend granodioritischer Zusammensetzung trifft man ebenso im Brünner Massiv zwischen dem Iglautal und dem Schwarzwatal wieder.

Andere Gemeinsamkeiten stellen die Dioriteinschlüsse dar, die in der Thayakuppel nur auf den nördlichen Teil beschränkt sind, sowie Aplitgänge mit feinkörnigem Granat, Muskovit und Biotit. Sowohl Diorit als auch Aplit treten im Brünner Massiv häufiger auf als im Thaya Batholith. Die Diorite sind in beiden Massiven inhomogen, ihr Modalbestand reicht von Diorit bis Tonalit, die primär magmatischen Amphibole sind biotitisiert, die Plagioklase serizitisiert, epidotisiert und albitisiert. Ilmenit zeigt häufig einen Saum von Titanit.

Abgesehen von den petrographischen Übereinstimmungen zeigen sich auch noch deutliche geochemische Ähnlichkeiten: Typisch für den Hauptgranit in beiden Massiven ist der relativ hohe SiO_2 -Gehalt, die relativ hohen Alkalien und das niedrige CaO. Im Gegensatz zu anderen Varianten enthält der Maissauer Typ mehr Kalium als Natrium, was vermutlich auf hydrothermale Zufuhr von Kalium zurückzuführen ist. Demgegenüber hat der granodioritische Typ des Hauptgranites im allgemeinen höhere Natriumgehalte. Die primären Plagioklase - soweit erkennbar - sind in allen Fällen wegen des niedrigen Calciumgehaltes der Schmelze sehr albitreich. Der generelle leukokrate Charakter der Granitoide steht im Einklang mit den niedrigen Eisen- und Magnesiumgehalten. Auch die wesentlichen Spurenelemente zeigen wie z.B. im Rock/ORG-Diagramm eine ausgezeichnete Übereinstimmung.

Die bisherigen petrographischen und geochemischen Daten weisen darauf hin, daß beide Massive nicht nur eine gemeinsame Entstehung sondern auch eine gemeinsame Weiterentwicklung wie z.B. eine hydrothermale Überprägung mit Kaliumzufuhr aufweisen: Das Wachstum der Kalifeldspäte ist sehr jung (auch beim Maissauertyp), die Amphibole in den Dioriten sind biotitisiert. Erst bei der variszischen Metamorphose trennt sich die Entwicklung beider Massive.

2.3. Die Therasburger Formation

Im Westen wird der Thaya Batholith von einer metamorphen pelitischen bis psammitischen Folge überlagert, die von HÖCK & VETTERS (1975) als "Quarzitglimmerschieferserie" bezeichnet wurde. Intrusivkontakte sind an wenigen Stellen, vor allem im nördlichen Teil, noch gut erhalten. HÖCK et al. (1991) führten für die gesamte Serie den Namen Therasburger Formation ein. Sie besteht im wesentlichen aus Glimmerschiefern, z.T. mit einer beträchtlichen Menge von Albit und/oder Oligoklas und leitet damit zu feinkörnigen Paragneisen über. Schiefer und Grauwacken dürften die Ausgangsgesteine gewesen sein. Feldspatreiche Varietäten und feinkörnige, stark geschieferte Gneise, wurden von HÖCK (1983) als Therasburger Gneise bezeichnet. An einigen Teilen finden sich reichlich blaugrüne Amphibole, sodaß sich für diese Gesteine ein Hinweis auf ihre Entstehung entweder aus Dioriten oder Andesiten ergibt. Zwischenlagen von Quarziten innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer mit Lagen von wenigen cm bis m sind häufig verbreitet. Der

hohe Erzgehalt dieser Gesteine, insbesondere Magnetit, ist seit längerem bekannt. LIBOWITZKY (1989, 1990) interpretiert die Glimmerschiefer und Gneise mit ihrem hohen Gehalt an Ilmenit als präkambrische "blacksands". Die stratigraphische Einstufung dieser Formation erfolgt aufgrund ihrer Kontaktverhältnisse zum Thaya Batholithen (siehe oben). Die erhaltenen migmatischen Zonen und die Intrusionsbeziehungen deuten deshalb auf ein Alter > 550 M.a.

2.4. Der Weitersfelder Stengelgneis

Ein ganz charakteristischer Gneiskörper, der Weitersfelder Stengelgneis, trennt die Therasburger Formation von der tektonisch höheren Folge der Pernegger Formation (HÖCK et al. 1991). Die Therasburger Gneise und die Weitersfelder Gneise wurden früher als zusammenhängender Gneiskörper unter dem Namen "Weitersfelder Stengelgneis" zusammengefaßt (WALDMANN, 1922, 1930, 1951). Tatsächlich müssen sie aber aufgrund der Geländeuntersuchungen und der petrographischen Unterschiede getrennt werden. Der Weitersfelder Stengelgneis im engeren Sinn ist auf den nördlichen Teil des Moravikums beschränkt und zeigt granitische Zusammensetzung mit einer z.T. deutlich entwickelten Augenstruktur.

2.5. Die Pernegger Formation

Die Pernegger Formation (die Marmor-Glimmerschiefer-Serie nach HÖCK & VETTERS, 1975) umfaßt, wie der Name sagt, Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer und reine Marmore, die ineinander übergehen. Die Marmore überwiegen in den höheren Teilen der Folge als zusammenhängende Lagen, zum Teil aber auch als ausgelängte Linsen. Im Vergleich zur Therasburger Formation sind die Glimmerschiefer hier alle reich an Biotit und Muskovit und weisen weniger Quarz und Feldspat auf. Die exakte Abgrenzung zwischen beiden Formationen bildet insbesondere im Südteil der Moravischen Zone einige Probleme, wo der charakteristische Weitersfelder Stengelgneis fehlt. Auch wenn innerhalb der Glimmerschieferprofile beider Formationen deutliche Unterschiede zu erkennen sind, kann im einzelnen die Abtrennung der Glimmerschiefer problematisch sein.

Die ursprünglichen Gesteine sind in einer Schiefer-Kalk-Abfolge zu sehen, Übergänge zu Gneisen fehlen. Der oberste Teil der Marmore wird von einem ganz charakteristischen Horizont von Kalksilikatschiefern gebildet, den sogenannten Fugnitzer Kalksilikatschiefern. Es handelt sich um einen nur wenige Meter mächtigen Horizont, der aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Amphibol, Klinopyroxen, Calcit und Klinozoisit besteht. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer finden sich manchmal auch als geringmächtige Lagen und Linsen im überlagernden Bittescher Gneis.

Das Alter der Pernegger Formation ist unbekannt. Ihre Stratigraphie hängt im wesentlichen von zwei entscheidenden Fragen ab, die noch nicht gelöst sind, nämlich erstens von der Frage wie alt der Bittescher Gneis (siehe unten) ist und zweitens, ob tatsächlich ein Intrusionskontakt zwischen den Bittescher Gneisen und den Fugnitzer besteht.

Diese Annahme wird von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert und zwar aufgrund von aplitischen Gängen, die sich in den Fugnitzer Kalksilikatschiefern finden. Unabhängig von geologischen Argumenten kann die Untersuchung der Sr-Isotopie an den Moravischen Marmoren einen Beitrag zur Alterseinstufung leisten.

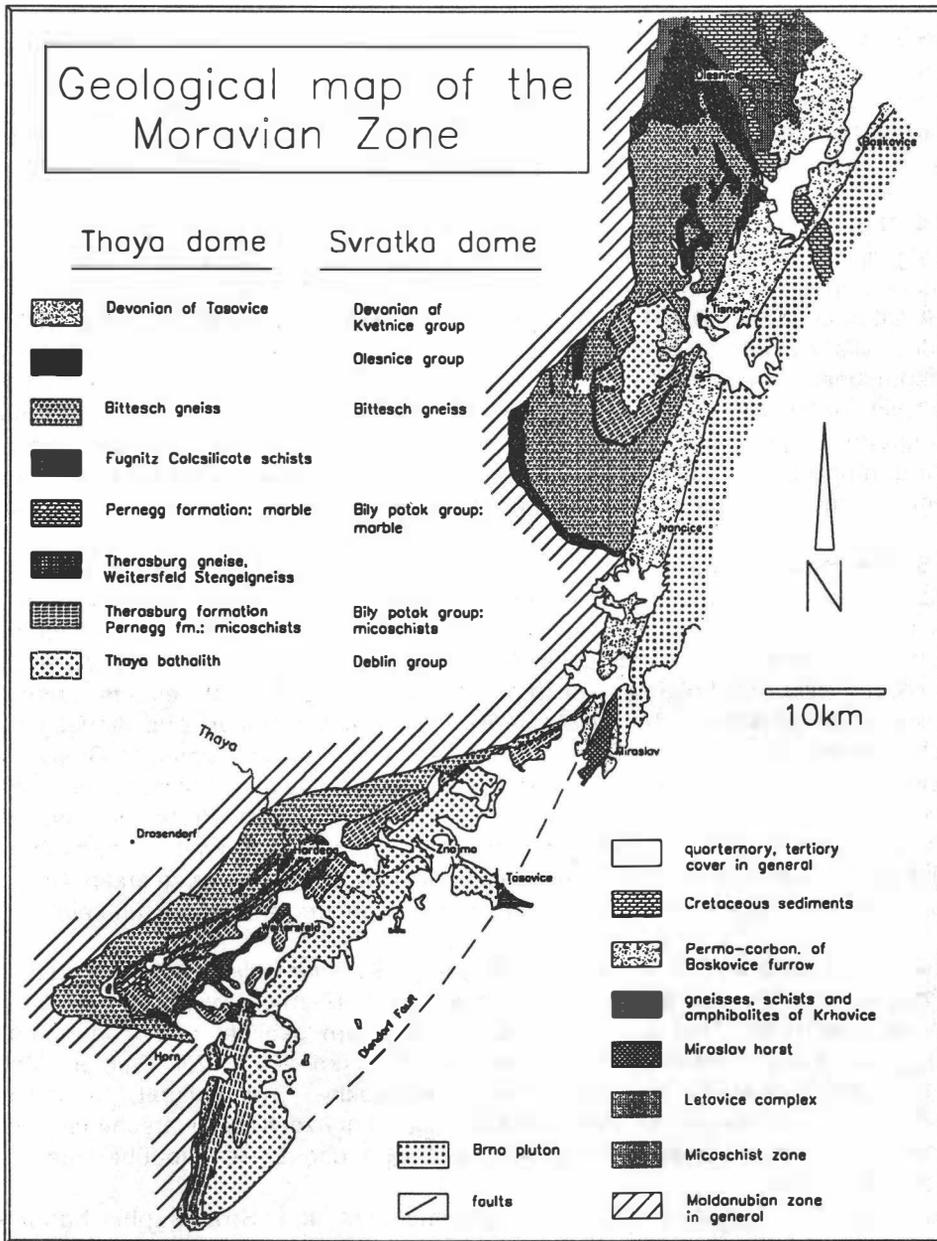


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums mit der Thayakuppel im Süden und der Schwarzawakuppel im Norden.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen bei etwa 0,707 (FRANK et al., 1992). Verglichen mit der Variation der Meerwasserkurve während des Phanerozoikums weisen diese Werte auf ein oberproterozoisches Alter der Moravischen Marmore.

2.6. Der Bittescher Gneis

Die oberste Einheit des Moravikums ist zugleich seine typischste. Es handelt sich um einen extrem deformierten Orthogneis mit einer exzellent entwickelten Augenstruktur. Dunkle Amphibolitlagen bis 50 cm Dicke sind auf die obersten 20 bis 30 Meter beschränkt. Diese Lagen - sie liegen parallel zu den regionalen s-Flächen und wiederholen sich viele Male in einem relativ dünnen Abschnitt. Sie wurden als Hinweis auf einen vulkanischen Ursprung für zumindest den obersten Teil der Bittescher Gneise gehalten. Als Wechsellagerung von rhyolithischen und basischen Laven (FRASL, 1970). In jüngster Zeit neigt FRASL (1989) eher dazu, die Amphibolite als extrem deformierte Gänge in einem ehemaligen Granit anzusehen. Der Bittescher Gneis zeigt auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis des Moldanubikums. Dies drückt sich sowohl in der Zusammensetzung und der Struktur aus, als auch in dem Vorkommen zahlreicher Amphibolitlagen (Gänge), die in beiden Gesteinen vorkommen. Diese Eigenschaften veranlaßten verschiedene Autoren (MATURA, 1976; MATTE et al., 1985), eine enge tektonische Beziehungen zwischen Bittescher Gneis und Dobragneis zu postulieren und ersteren dem Moldanubikum zuzurechnen.

Die Diskussion über das Alter des Bittescher Gneises basiert auf drei ganz unterschiedlichen Rb-Sr Gesamtgesteinsaltern:

790 M.a.	(SCHARBERT, 1977)	Rb/Sr Gesamtgestein
560 M.a.	(MORAUF & JÄGER, 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein
480 M.a.	(v. BREEMEN et al., 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein

3. Metamorphose

FRASL (1968, 1970) entwickelte die Ideen von F.E.SUESS, WALDMANN und PRECLIK zur Metamorphose im Moravikum weiter und präsentierte ein dreiphasiges Metamorphosekonzept. Er unterschied

- 1) die altmoravische Phase, die mit der Intrusion des Thaya Batholithen zusammenhängt,
- 2) die mittelmoravische Phase als regionale Hauptmetamorphose und
- 3) die jungmoravische Phase als retrograde Entwicklung.

Die altmoravische Phase ist dementsprechend auf die unmittelbare Umgebung des Thaya Batholithen beschränkt und vermutlich cadomischen Alters, entsprechend der engen Beziehung zwischen dem Thaya-Pluton und dessen Alterseinstufung. Der Bereich mit den besten Relikten dieser Metamorphose findet sich im nördlichsten Teil der Moravischen Zone in Österreich, östlich der Ruine Kaja, in dem migmatische Strukturen noch schön erhalten sind. Mineralogische Relikte dieser Metamorphose sind mögliche Pseudomorphosen nach Cordierit sowie almandinreiche Granatkerne mit einem ganz charakteristischen zweiphasigen Wachstumsmuster (HÖCK et al., 1991): Die alten Granatkerne sind reich an Fe sowie Mg (bis zu 10 Mol% Pyrop), aber arm an Grossular und Spessartin. Alle Elemente zeigen einen scharfen Anstieg (Ca, Mn) bzw. Abfall (Fe, Mg) ihrer Elementkonzentrationen zwischen Kern und Rand. Letzterer wurde während der mittelmoravischen Phase

gebildet und entspricht in seiner Detailzoning der Granatentwicklung aus den Glimmerschiefern der Pernegger Formation. Dementsprechend nehmen gegen den äußeren Rand hin Fe und Mg wiederum zu, Ca und Mn hingegen ab.

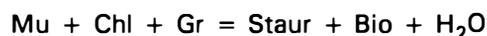
Die Frage, ob die Fugnitzer Kalksilikatschiefer ursprünglich als Kontaktmetamorphose als Höfe um die Intrusion des Bittescher Gneis-Magmas gebildet wurden - eine Vorstellung, die von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert wird - bleibt zunächst ein offenes Problem, ebenso die Frage nach dem Alter dieser möglichen Kontaktmetamorphose.

Die regionale Metamorphose der mittelmoravischen Phase fand während der variszischen Orogenese statt. Jüngste Untersuchungen an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Plateaualtern von Amphibolen aus Amphiboliten des Bittescher Gneises ergaben $332,6 \pm 2,3$ M.a., von Muskovit aus dem Bittescher Gneis $327,8 \pm 0,6$ M.a. und vom Weitersfelder Stengelgneis $328,3 \pm 0,6$ M.a. (DALLMEYER et al., 1992).

Bereits F.E. SUESS (1912) und später PRECLIK (1927) sowie FRASL (1970) zeigten, daß der Metamorphosegrad im westlichen Teil am höchsten ist und nach Süden, Norden und Osten hin abnimmt. Aus diesen Gründen muß die Metamorphose im Hinblick auf die Struktur des Moravikums als invers bezeichnet werden, insofern als die strukturell höchsten Einheiten auch die höchstgradigen Anteile der metamorphen Zonierung repräsentiert. HÖCK (1975) beschreibt vier Mineralzonen mit unterschiedlichen Mineralparagenesen in metapelitischen Gesteinen, die speziell im Südteil des Moravikums schräg zu den lithologischen Einheiten streichen. Die erste und südlichste Zone zeigt nur Paragenesen mit Phengit und Chlorit. In Zone 2 erscheint mit zunehmender Temperatur zusätzlich Biotit und in Zone 3 zusätzlich noch Granat. In der nordwestlichsten Zone 4 bilden Staurolith + Granat + Biotit die typische Mineralparagenese, während Chlorit als stabile Phase verschwindet. FRASL (1983) fügte noch eine Übergangszone zwischen Albit und Oligoklas hinzu, die hauptsächlich auf dem Erstauftreten von Oligoklas in Gneisen beruht (vergl. Abb. 2).

Innerhalb der Pernegger Formation zeigt sich in Zone 4 ein zweiphasiges Wachstum des Granats mit einschlußfreien oder einschlußarmen Kernen und einer deutlichen Randzone, die in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen ist. Die äußere Randzone wiederum ist arm an Einschlüssen (Quarz und wenig Ilmenit), verschiedentlich sind radiale Wachstumsmuster im Kern entwickelt (Sterngranat). Sie zeigen radial orientierte Quarzeinschlüsse. Die Granaten sind synkinematisch bezüglich der ersten Schieferung rotiert. Chemisch zeigen die Granaten die typische Glockenform mit Mn- und Ca-reichen Kernen und Fe- bzw. Mg-reichen Rändern. Die Granat-Biotit-Geothermometrie basierend auf dem Modell von HODGES and SPEAR (1982) ergibt Temperaturen zwischen 580 und 600° C für die Zone 4 (Granat + Staurolith + Biotit) und etwa 580° C für die Granat-Biotit-Zone.

Der Übergang von der Granat + Biotit + Chlorit-Zone in die Granat + Biotit + Staurolith-Zone wird am besten durch die diskontinuierliche Reaktion:



beschrieben. Das Gleichgewicht dieser Reaktion sollte nach THOMPSON (1976) bei 5 Kbar PH_2O und 580° C liegen, eine Temperatur, die mit der aus der Granat-Biotit-

Geothermometrie abgeleiteten gut übereinstimmt (Abb. 3). Al_2SiO_5 Phasen sind sehr selten und wurden nur wenige Male beschrieben (BATÍK, 1984; PRECLIK, 1937 aus dem nördlichen Teil des Moravikums; FRASL, 1977, 1991 aus dem südlichen Gebiet). In allen Fällen ist die tatsächliche Beziehung zwischen Disthen und dem Rest der Paragenese unklar, eine Verwendung des Disthens als Geobarometer ist daher problematisch. Allerdings weisen die vereinzelt Disthenvorkommen darauf hin, daß die Metamorphose wahrscheinlich im Disthenfeld abgelaufen ist. Ergebnisse mit dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas Geobarometer nach HODGES & CROWLEY (1985) lassen mit dem Disthenfeld kompatible Drucke von 6 - 8 Kbar erwarten, bei Temperaturen, die sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie errechnen lassen.

Dies stimmt gut mit den Resultaten der Phengit-Geobarometrie überein (MASONNE & SCHREYER 1987), die an Kalifeldspat und Biotit führenden Gneisen der Moravischen Zone durchgeführt wurden. Si-Gehalte in den Phengiten von 3,25 bis 3,30 pro Formeleinheit lassen bei einer gegebenen Temperatur von 580 bis 600° C (Granat-Biotit-Thermometrie) auf einen Druck von etwa 5 bis 7 Kbar schließen. Interessanterweise haben die Muskovitgneise aus dem östlichen und südlichen Anteil des Moravikums geringere Si-Überschüsse. Das entspricht im Osten Drucken von etwa 5 - 6 Kbar, von Temperaturen von 500° C und 4 - 5 Kbar (T ungefähr 450° C) am südlichen Teil des Moravikums (Abb. 4).

Die retrograde jungmoravische Phase ist noch nicht sehr gut dokumentiert. Sowohl die Therasburger als auch die Pernegger Formation wurden von diesem späten Ereignis überprägt. Die älteren Minerale wie z.B. Staurolith, Granat und Biotit wurden dabei teilweise oder gänzlich zu Chlorit bzw. Muskovit umgeformt. Öfters findet sich retrograder Chlorit als Reaktionssaum rund um Staurolith und Granat. Biotit ist zum Teil quantitativ verschwunden und läßt Granat und Staurolith als Relikte in einer Chlorit-Muskovit-Matrix zurück.

4. Tektonik

Das Moravikum besteht aus drei wesentlichen Einheiten:

- 1.) Der Thayabatholith bildet die tiefste Einheit im Osten einschließlich der Therasburger Formation, die das alte Dach des Thaya Batholiths ergibt. Beide fallen generell nach Westen bis Nordwesten ein.
- 2.) Die nächsthöhere Einheit ist die Pleissingdecke mit einem Weitersfelder Stengelgneis an der Basis und der Metasedimenthülle der Perneggformation. Der Weitersfelder Stengelgneis ist nur zum Teil der Thayakuppel auskartierbar und fehlt an deren nördlichem und südlichem Ende. Dort wird die Unterscheidung zwischen Therasburger- und Perneggerformation schwierig.
- 3.) Der Bittesche Gneis bildet die höchste Deckeneinheit im Moravikum. Seine vermutlich ursprüngliche Bedeckung sind die äußeren Phyllite (Vranov-Olešnice-Einheit), die nur in der tschechischen Republik ausgeschieden werden.

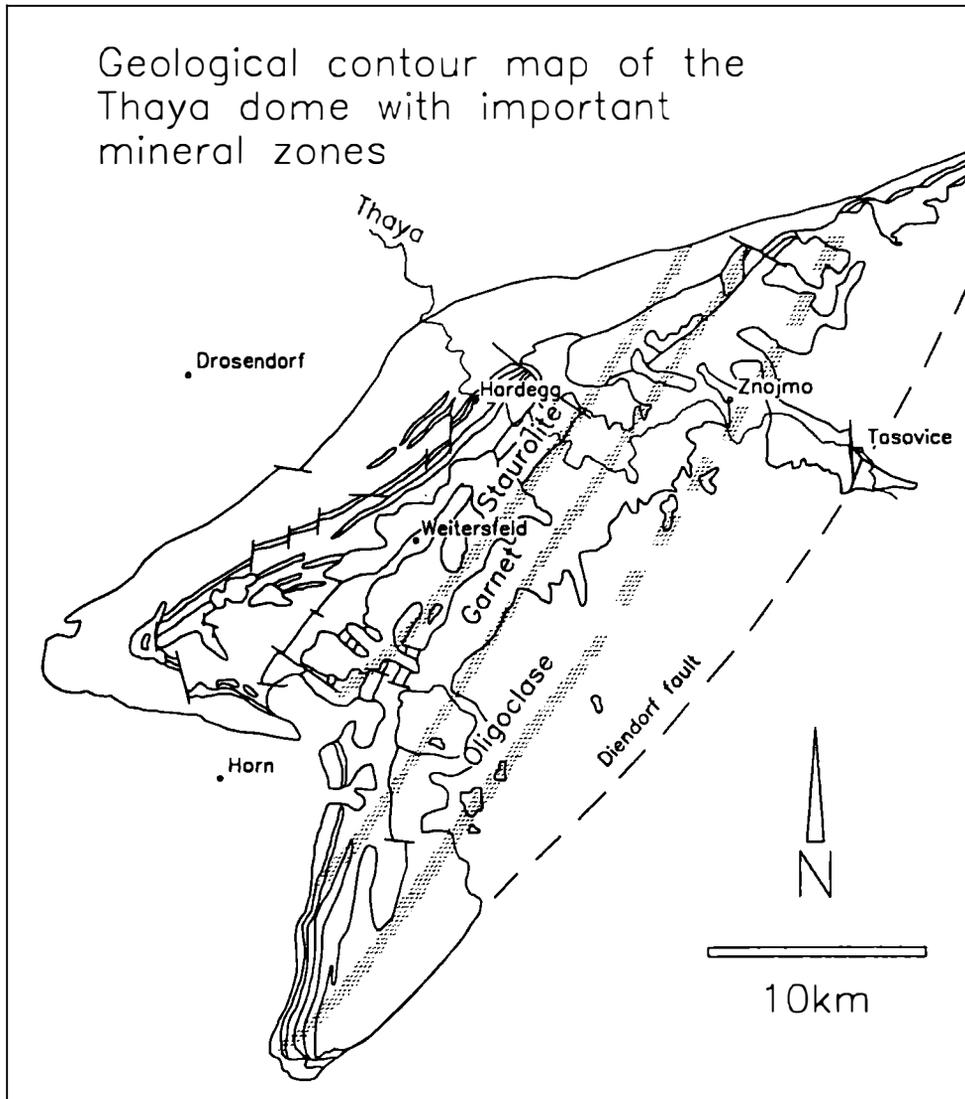


Abb. 2: Karte der Mineralzonierung im Moravikum der Thayakuppel, sowie Temperaturen der Granat-Biotit-Geothermometrie entsprechend dem Modell von HODGES & SPEAR (1982).

Jüngste strukturelle Untersuchungen (FRITZ, 1991; SCHULMANN et al., 1991) zeigen, daß die hauptsächliche Deformation eine dextrale Transpressionsbewegung ist, die nach Norden bzw. Nordnordosten gerichtet ist. Diese kann der aus Streckungslineation und diversen Schersinn-Indikatoren, die in weiteren Bereichen des Moravikums verbreitet sind, geschlossen werden.

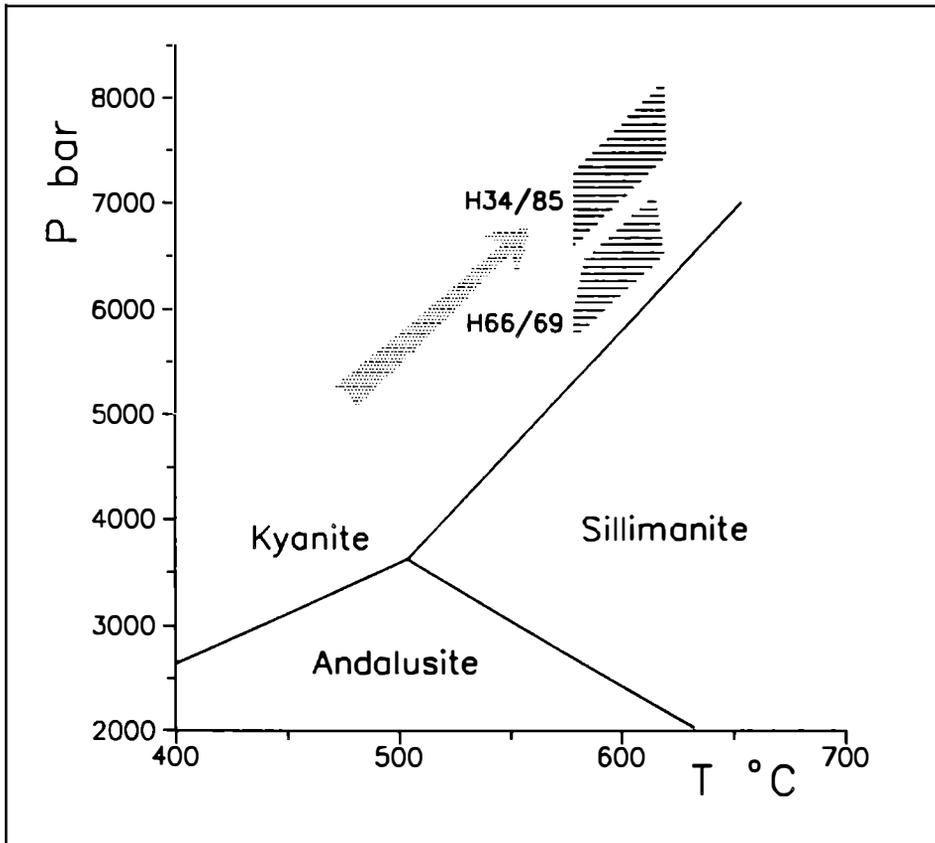


Abb. 3: PT Diagramm für Metapelite der Pernegger Formation im Bereich der Pernegger Kuppel. Die Temperaturangaben beruhen auf der Granat-Biotit-Geothermometrie, die Druckangaben auf dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas-Geobarometer.

Die Deformation fand unter amphibolitfaziellen Bedingungen statt in Übereinstimmung mit den Mineralgleichgewichten in Metapeliten und Metakarbonaten. Die Deckenstapelung sollte dementsprechend ebenso synmetamorph erfolgt sein unter dextral transpressiven Bedingungen zusammen mit der Überschiebung des heißen Moldanubikums über das Moravikum.

Ein derartiger Prozess sollte in Metamorphosezonen resultieren, die ungefähr parallel zu den tektonischen Einheiten ausgerichtet sind. Die Metamorphosekartierung zeigt jedoch, daß die Mineralzonen am nördlichen und südlichen Ende des Moravikums die strukturellen Einheiten schräg durchschneiden.

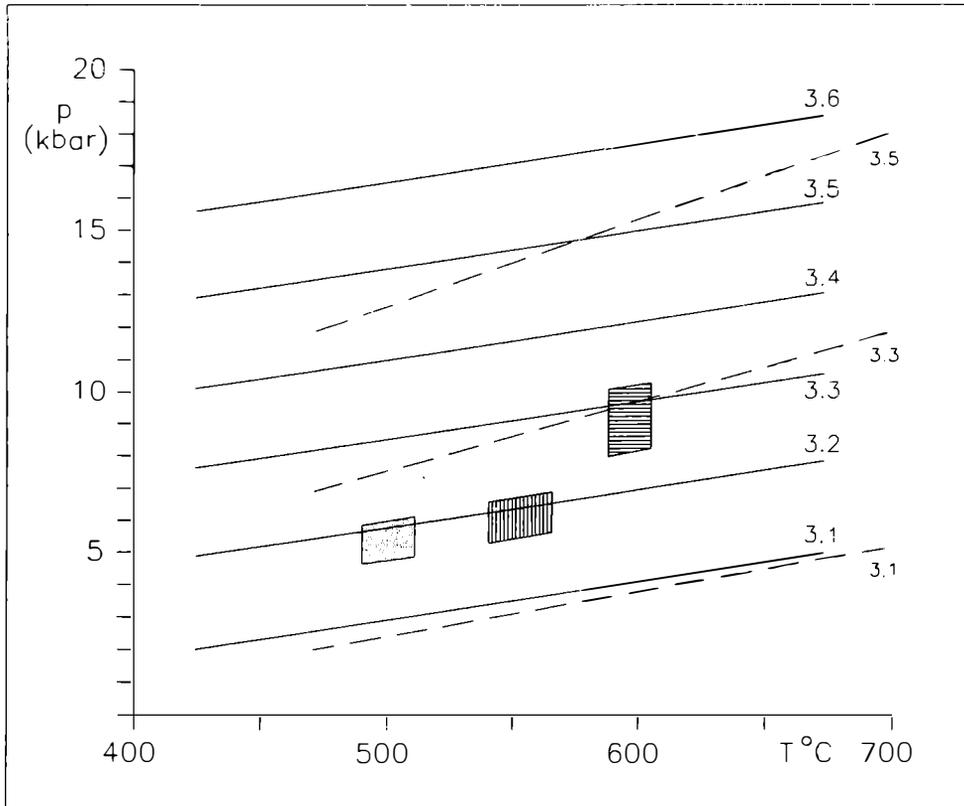


Abb. 4: PT-Diagramm des Phengit-Geobarometers nach MASSONNE & SCHREYER (1987): Phengit führende Orthogneise aus der Staurolithzone (horizontale Schraffur) zeigen Drücke von 6 - 8 Kbar bei Temperaturen von 580 - 600° C. Phengite aus Orthogneisen aus den östlichen Bereichen (vertikale Schraffur) und aus dem Süden (Punktsignatur) der Thayakuppel zeigen Drücke von ca. 4 - 6 Kbar bei Temperaturen von 500° C bzw. 450° C.

Diese Situation wird durch eine differenzielle Hebung entlang der Streichrichtung der moravischen Einheiten erklärt, wobei der zentrale Teil des Moravikums stärker gehoben wird als die nördlichen und südlichen Partien. Dies könnte in einer späteren Großfaltenstruktur, die sich im Messener Bogen ausdrückt, niederschlagen.

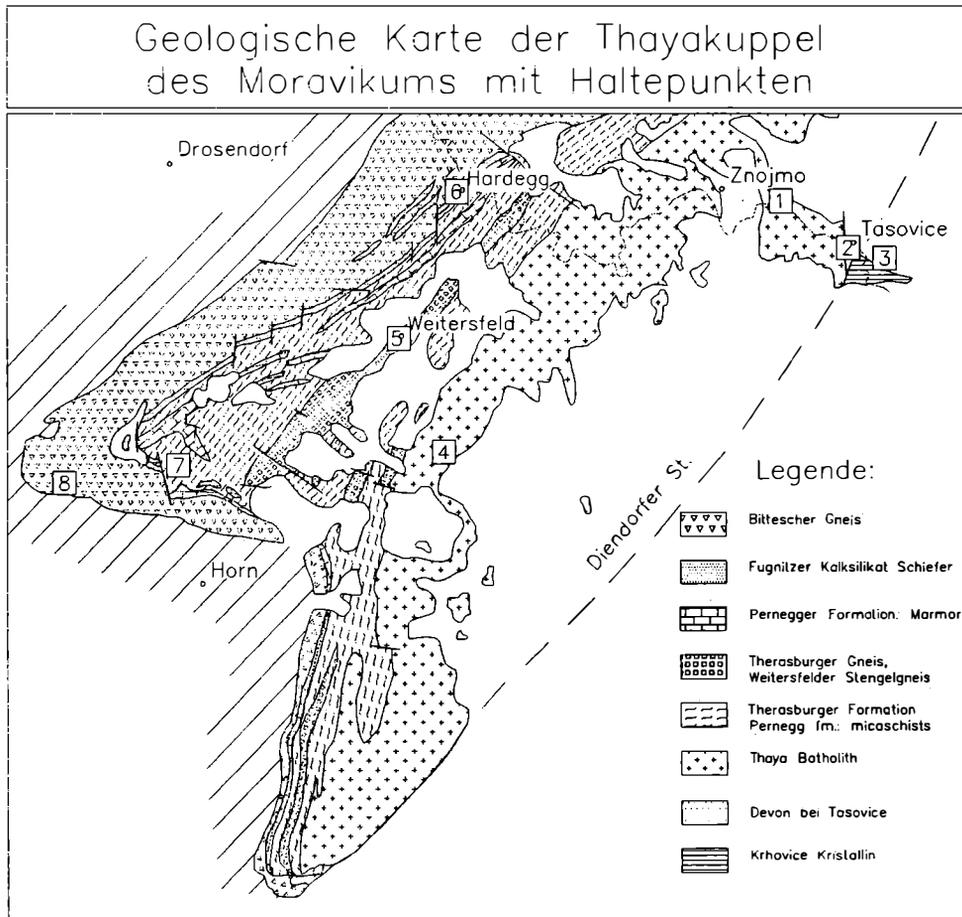


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte mit Exkursionshaltepunkten.

5. Aufschlußbeschreibungen

Haltepunkt 1: Dobšice, alter Steinbruch im Thayatal am linken Thayaufser ca 1,5 km östlich von Dobšice: Dioritische Einschlüsse im Thaya Batholith

In dem Steinbruch sind die basischen Gesteine des Thaya Batholiths aufgeschlossen, nämlich Diorite, Quarzdiorite und Tonalite. Sie kommen als Einschlüsse im Biotit führenden Granodiorit vor und sind mit diesem zum Teil über migmatische Strukturen verbunden. Die magmatischen Texturen sind generell erhalten, Foliationen sind selten.

Der Modalbestand spiegelt die große Variationsbreite wider: Der Quarzgehalt schwankt von 0 - 28%, der Plagioklas überwiegt mit Anteilen von 40 - 60%.

Dementsprechend zeigen auch die mafischen Gemengteile, nämlich Amphibol und Biotit ebenfalls eine große Variationsbreite von 23 - 35%. Die geochemische Variabilität (siehe BATÍK, 1984) ist konsistent mit dem breiten petrographischen Spektrum. Die SiO_2 Gehalte liegen zwischen 56 und 60% und Al_2O_3 zwischen 15,5 und 19%. Na_2O (2,8 - 3,6%) überwiegt K_2O (1,8 - 2,8%). Typisch sind auch hohe Werte für TiO_2 (1,1 - 1,6%) und P_2O_5 (0,2 - 0,4%) verglichen mit den Dioriten aus der Metabasit-Zone des Brünner Massivs.

Die Mineralogie zeigt eine mehrphasige Entwicklungsgeschichte. Neben der magmatischen Paragenese: Plagioklas (Andesin/Labradorit) - Quarz - brauner Amphibol - Ilmenit - Apatit - Zirkon treten mehrere metamorphe Paragenesen auf. Während der älteren metamorphen Überprägung wird der Andesin/Labradorit in Albit mit Füllungsmikrolithen von Muskovit, Zoisit und Epidot umgewandelt und der braune Amphibol in grünen Amphibol und Biotit. Um Ilmenit wachsen Titanitsäume. Diese erste Umwandlung dürfte im Zuge der hydrothermalen Tätigkeit zu sehen sein, die weite Gebiete des Brünner Massivs aber auch des Thaya Batholiths erfaßt. Das Alter der hydrothermalen Umwandlung ist unklar, sollte aber älter als die variszische Metamorphose sein. Diese ist in der zweiten, nur schwach wirksamen Überprägung erkennbar und ist in der Neubildung von Chlorit auf Kosten von Biotit und allenfalls auch Amphibol dokumentiert.

Haltepunkt 2: Steinbruch ca. 1,5 km südlich der Kirche von Tasovice etwa 8,5 km ESE Znam: Arkosen und Konglomerate des Devon

Entsprechend den Untersuchungen von DUDEK (1960) läßt sich für das Devon östlich von Znam folgende Schichtfolge von unten nach oben aufstellen:

- 1) kaolinitisierte Sandsteine und grün-weiße Arkosen
- 2) rot-braune Arkosen
- 3) basale rötliche z. T. rosa Konglomerate

Die gesamte Mächtigkeit der Schichtfolge beträgt ca 250 m. DUDEK beschrieb 1960 einen transgressiven Kontakt der Devon Schichtfolge mit dem unterlagernden Thaya Batholith. Allerdings ist die Grenzfläche durch eine Störung überprägt und die Lokalität mit dem Transgressivkontakt heute nicht mehr aufgeschlossen. BATÍK & SKOČEK (1981) erwähnen aus Bohrkernen ebenfalls einen transgressiven Kontakt.

Paläontologische Hinweise auf ein Devonalter der Konglomerate und Arkosen fehlen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte im wesentlichen auf Grund lithologischer Vergleiche. In der Schwarzawakuppel liegt eine ähnliche Situation vor: Dort liegen bei Tišnov ebenfalls rötliche Konglomerate und Sandsteine auf einem cadomischen Kristallin (Deblín Gruppe), die wiederum von devonischen (Givetian - Frasnian) fossilbelegten Kalken überlagert werden (JAROŠ & MISAŘ, 1976). In der Bohrung Žerotice, ca. 11 km N von Tasovice konnten BATÍK & SKOČEK (1981) Sandsteine und Konglomerate als Liegendes von vermutlich devonischen Kalken

und Evaporiten nachweisen. Lediglich in der Bohrung Znaim 1 sind fossilbelegte devonische Karbonate nachgewiesen (ZUKALOVÁ in ČTYROKÝ et al., 1978).

Im Geröllspektrum der Konglomerate überwiegen, wie auch in der Schwarzawakuppel, Quarzgerölle, die bis zu 7 cm Durchmesser erreichen können. Daneben finden sich klastischer Plagioklas und Kalifeldspat sowie Muskovite und selten Biotit. Vulkanitgerölle von wenigen mm Durchmesser treten vereinzelt auf.

Die Deformation und Metamorphose der Devonkonglomerate ist augenscheinlich gering. Das feinkörnige Bindemittel besteht aus Quarz und bereits gut kristallisiertem Hellglimmer mit phengitischer Zusammensetzung. Die metamorphen Matrix-Hellglimmer unterscheiden sich vor allem durch den signifikant höheren Si und Mg Gehalt von den gröberen, klastischen Muskoviten. Weitere diagnostische Minerale fehlen allerdings.

Haltepunkt 3: Vraní vrch, kleiner aufgelassener Steinbruch ca 1,5 km NE Krhovice, ca 11 km E Znaim: Deformierter Augengneis des Krhovice Kristallins (Bitterscher Gneis?)

Östlich des Thaya Batholiths finden sich verschiedentlich metamorphe Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades. Sie treten im Nordosten der Thayakuppel auf (Mislitzer Horst), östlich von Znaim (Krhovice-Kristallin) und schließlich noch westlich von Hollabrunn (Glimmerschiefer von Frauendorf). Diese Kristallinorkommen wurden von SUESS (1912) und PRECLIK (1936) als Reste des Moldanubikums interpretiert, das den Ostflügel der moldanubischen Überschiebung über die Thayakuppel darstellen sollte. DUDEK (1960) hingegen hält das Krhovice Kristallin für autochthon und betrachtet es als südliche Fortsetzung des Letovice Kristallins. Sein Hauptargument gegen eine allochthone Position war das scheinbar unmetamorphe Devon bei Tasovice östlich von Znaim (vgl. Haltepunkt 2). DUDEK unterscheidet im Krhovice-Kristallin drei Gruppen:

- 1.) Hornfelsbiotitgneis, Zweiglimmergneis und Glimmerschiefer
- 2.) Amphibolite mit Lagen von Amphibolgneisen und Einlagen von Skarnen und Kalksteinen
- 3.) "Gneisblastomylonite"

Letztere Gruppe findet sich in einem kleinen Steinbruch am Vraní vrch. Es handelt sich um helle schiefrige Augengneise. Die Augen werden dabei vorwiegend von Kalifeldspat, in geringerem Maße von Plagioklas (Albit) gebildet. Quarz und feinkörniger Hellglimmer bilden dünne Lagen um die Feldspatporphyroklaste. An den s-Flächen finden sich immer wieder bis zu 1mm große Muskovitblättchen. Die Zusammensetzung und Erscheinungsform des Gesteins erinnert sehr stark an den Bitterscher Gneis. Sowohl die Mineralogie als auch die Mineralchemie stimmen mit den Bitterscher Gneisen am Westrand der Thayakuppel überein. Sollte es sich hier tatsächlich um Äquivalente des Bitterscher Gneises handeln, dann wäre hier der Nachweis einer Überschiebung im Ostflügel der Thayakuppel erbracht. Die restlichen Gesteine des Krhovice Kristallins und die Glimmerschiefer bei Frauendorf

könnten dann am ehesten mit den äußeren Phylliten bzw. der Glimmerschieferzone westlich der Thayakuppel verglichen werden. Der nur reliktsch vorhandene Ostflügel wäre gegenüber dem Westflügel der Thayakuppel abgesenkt. Die Untersuchungen an den wenigen Bohrkernen in der Molassezone nördlich der Donau sind mit einer derartigen Vorstellung jedenfalls kompatibel.

Haltepunkt 4: Straßenaufschluß ca. 2 km Nord von Pulkau an der Straße Pulkau - Weitersfeld: Granit des Thayabatholiths mit verschiedenen Gängen

Der Straßenaufschluß zeigt einen schwach deformierten mittelkörnigen Granit des Typus Hauptgranit mit granodioriter Zusammensetzung (45% Plagioklas, 14% Kalifeldspat, 36% Quarz, 4% Biotit). Dieser Typ gehört zu den hoch Sr niedrig Zr Typus des Hauptgranits, bezeichnend für die metamorphe Überprägung ist die Stabilität von grünbraunem metamorphen Biotit (mit Entmischungen von Sagenit, Leukoxen und Titanit) sowie die vorherrschende Rekristallisation von Plagioklas zu Oligoklas (22 - 27% An). Der Plagioklas ist teilweise mit Klinozoisit und Hellglimmermikrolithen gefüllt.

Der Metagranodiorit wird von zwei Ganggenerationen durchschlagen. Die ältere Gruppe ist aplitisch bis pegmatitisch und intrudiert in verschiedene Richtungen. Die jüngeren Gänge sind sehr feinkörniger Porphyrite, Diorite bis Granodiorite. Einer dieser Gänge ist an der Südflanke des Straßenaufschlusses ausgezeichnet aufgeschlossen. Er streicht Ost-West und taucht fast vertikal nach Norden.

Die variszische regionale Deformation beschränkt sich im wesentlichen auf enge mylonitische Scherzonen innerhalb der Metagranodiorite und auf die zweite Generation von Gängen durch eine gneisig bis mylonitische Foliation (260/70). Sie zeigt eine deutliche Streckungslineation, die Nord - Süd streicht und mit 30° nach Süden eintaucht. Die Streckungslineationen in den Gängen sind parallel zu denen im Weitersfelder Gneis und im mylonitischen Bittescher Gneis.

Haltepunkt 5: Weitersfeld, Kirchenbruch: Stengelgneis von Weitersfeld

Der Steinbruch ist die Typlokalität des sogenannten Weitersfelder Stengelgneises, eines kräftig deformierten Augengneises granitischer Zusammensetzung. Er ist auf den Nordteil der Moravischen Zone beschränkt und muß aufgrund petrographischer Befunde vom Therasburger Gneis mit granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung abgetrennt werden. Die Kalifeldspat-Augen sind das charakteristische Merkmal, sie sind öfters idiomorph, verzwilligt und enthalten orientierte Einschlüsse von Plagioklas. Die Kalifeldspäte liegen in einer Matrix von Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{25}), Kalifeldspat und Quarz. Klinozoisit und Amphibol fehlen. Geochemisch sind die Gneise relativ reich an SiO_2 , K_2O , Rb mit relativ geringen Gehalten an CaO und MgO. Sie zeigen aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung I-Typ Charakteristik. Aufgrund ihrer Spurenelementverteilung werden sie von BERNROIDER (1989) als Inselbogengranite interpretiert. Die

Foliation im Steinbruch ist beinahe horizontal, die Lineationen folgen dem allgemeinen Trend und fallen mit einem geringen Winkel nach NE ein.

Ganz generell gesprochen ähnelt der Weitersfelder Stengelgneis in seiner Textur, Struktur mineralogisch und geochemisch dem Bittescher Gneis. Jedenfalls weist er mit diesem wesentlich mehr Ähnlichkeiten auf als mit den Granodioriten und Tonalitgneisen des Thaya Batholithen bzw. der Therasburger Gneise. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Alter an Muskoviten ergaben variszische Abkühlalter von $328,3 \pm 0,6$ M.a. (DALLMEYER et al., 1992).

Haltepunkt 6: Hardegg: Bittescher Gneis, Pernegger Formation und Fugnitzer Kalksilikatschiefer

Verschiedene Lithologien des Moravikums und zwei Deformationstypen sind hier innerhalb eines kleinen Gebietes erkennbar. Glimmerschiefer sind an der Straße nach Hardegg am südlichen Ortseingang aufgeschlossen, entlang eines schmalen Weges von Hardegg zum Reginafelsen durchquert man die moravischen Marmore, die Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Paragneise mit Glimmerschiefern werden vom Bittescher Gneis überlagert.

Am südlichen Ortsausgang von Hardegg sind feinkörnige Granat- und Staurolithglimmerschiefer der Pernegger Formation aufgeschlossen. Die Glimmerschiefer zeigen Granat mit einem mehrphasigen Wachstum, sowie Quarze und Staurolith. Biotit und Chlorit ist retrograd im Hinblick auf das Wachstum von Granat und Staurolith. Eine penetrative Foliation im Meter Abstand wird durch kleine Abschiebungen mit "top to north-east" überprägt. Petrographische Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Metamorphose ursprünglich in Amphibolitfazies erfolgte unter Bildung von Granat und Staurolith und durch ein Grünschieferereignis überprägt wurde. Dies ist mit der Bildung der Abschiebungen verknüpft.

Entlang des Weges von Hardegg zum Reginafelsen wird die Deckengrenze zwischen der tieferen Pernegger Formation, (Marmore, Kalksilikatschiefer, Paragneis und Glimmerschiefer) und der Bittescher Gneisdecke durchquert. Die Kalksilikatschiefer sind kräftig deformiert und zeigen eine wechselnde Lineation. Die Hauptmineralphasen sind Quarz, Klinozoisit, Amphibol, Plagioklas und Calcit. Selten findet sich Klinopyroxen.

Die Orthogneise sind ebenfalls stark deformierte Augengneise mit wechselndem Gehalt an Kalifeldspat, etwas Plagioklas, Quarz und Hellglimmer. Zwei Typen von Hellglimmern kommen noch hier vor, große Hellglimmer im Millimeter Bereich und kleinere Hellglimmer parallel zur Foliation. Die feinkörnigen mylonitischen Paragneise sind reich an Biotit, Quarz und enthalten Hellglimmer und Feldspat. Die penetrative Verformung im Bittescher Gneis entspricht einem hochtemperierten Regime mit plastischem Verhalten von Feldspat und hochtemperierten Texturen von Quarz. Die Verformung verstärkt sich in Richtung Überschiebungsfläche. Die Richtung der Versetzung ist Höheres gegen Nordwesten.

Haltepunkt 7: Pernegger Graben, Straßenaufschluß an der Straße Mödring-Pernegg, ca. 1200 m S von Pernegg: Pernegger Formation, Granat-Staurolith-Glimmerschiefer

Im Nordteil des Pernegger Grabens sind die typischen Granat-Staurolith-Biotit-Glimmerschiefer der Pernegger Formation bestens aufgeschlossen mit Staurolithen, die bis zu 1 cm Länge erreichen. Quarz, Oligoklas, Muskovit und Ilmenit bilden die weiteren Mineralphasen. Die Granate sind von speziellem Interesse. Sie zeigen ein mehrphasiges Wachstum mit einem einschlußarmen Kern und einem deutlich abgesetzten, einschlußreichen Randsaum, dessen innerer Teil die meisten Einschlüsse aufweist. Radiales Wachstum der Kerne ist vielfach beobachtbar, abzulesen an den sternförmig angeordneten Quarzeinschlüssen. Mineralchemisch zeigen die Granate typische Glockenform-Verteilung der Elemente mit Anreicherung der Elemente Mn und Ca im Kern und Mg/Fe-reichen Rändern. Systematische Elementkartierungen der Granate zeigen, daß die Randstruktur sich auch in der Chemie widerspiegelt. Neben dem sternförmigen Wachstum sind häufig s-förmige Einschlußzüge in den Granaten vorhanden. Das Wachstum folgt vielfach dem vorgegebenen Gefüge und ist älter als die Hauptdeformation. Lediglich in wenigen Fällen sind die äußersten Randzonen noch in die Hauptdeformation eingebunden. Temperaturen von 580 bis 600° C für die Randzone der Granate lassen sich mit Hilfe der Granat-Biotit-Geothermometrie ableiten. Die Druckabschätzung ist wesentlich schwieriger, da entsprechende Al_2SiO_5 Phasen fehlen. Ergebnisse mit dem Granat-Muskovit-Biotit-Plagioklas-Geobarometer nach HODGES & CROWLEY (1985) zeigen mit dem Disthenfeld kompatible Drucke von 5 - 8 Kbar. Das Sedimentalter ist unbekannt, wahrscheinlich oberproterozoisch, die regionale Metamorphose ist variszisch.

Haltepunkt 8: Taffatal nahe Messern, Steinbruch Hattey an der Straße Poigen - Messern, etwa 1 km S von Messern: Bittescher Gneis mit Amphibolitlagen

Der Steinbruch ist in den höchsten Partien des Bittescher Gneises angelegt und zeigt zahlreiche Zwischenlagen von Amphiboliten. Der Bittescher Gneis ist ein stark deformierter Augengneis mit vorwiegend granitischer, manchmal auch granodioritischer Zusammensetzung. Plagioklas (Oligoklas) überwiegt im allgemeinen über Kalifeldspat. Letzterer bildet Augen, die manchmal noch gut erhaltene, zonar orientierte Einschlüsse von Plagioklas enthalten. Quarz und Feldspat bauen bis zu 90% des Mineralbestandes auf. Der Rest besteht aus Biotit, Muskovit, Granat, Apatit, Fe-Oxiden und ein wenig retrogradem Chlorit. Die Amphibolitlagen schwanken von wenigen Zentrimetern bis zu maximal einem halben Meter Mächtigkeit. Sie bestehen aus grünen Amphibolen (Magnesio-Hornblende, chloritreicher Plagioklas, 40 - 50 % An) mit einer deutlichen inversen Zonierung. Zusätzlich tritt noch Biotit, Titanit, Ilmenit und Apatit auf mit wenig retrogradem Chlorit.

Die Amphibolite sind auf die obersten 30 m des Bittescher Gneises beschränkt und wurden häufig als Relikte eines vulkanischen Ereignisses gedeutet. Sie wurden auch vielfach als Argument für eine effusive Natur zumindest der obersten Teile des Bittescher Gneises herangezogen. In jüngster Zeit favorisiert FRASL (1989) eine Interpretation dieser Amphibolite als Gänge in einem Granitkörper. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Alter

von Amphibolen und Hellglimmern ergeben Alter von $332,6 \pm 2,3$ bzw. $327,8 \pm 0,3$. Die relativ gute Übereinstimmung von Amphibolaltern und Hellglimmeraltern spricht für eine rasche Hebung und Abkühlung im Anschluß an die variszische Metamorphose aufgrund der unterschiedlichen Schließungstemperaturen vom Amphibolen und Hellglimmern.

6. Literaturverzeichnis

- BATÍK, P. (1984): Geologická stavba moravika mezi bítešskou rulou a dyjským masivem. - Vešt. ÚÚG., 59/6, 321 - 330.
- BATÍK, P., SKOČEK, V., (1981): Lithologic development of the Paleozoic at the eastern margin of the Dyje massif. - Vešt. Ústř. Úst. Geol., 56/6, 337 - 347.
- BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. - Jb.Geol.B.-A., 132, 349 - 373.
- van BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P., VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 73, 89 - 108.
- ČTYROKÝ, P., et al., (1978): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1: 25000, list Znojmo. Ústř. úst. geol. Praha.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. - Pacific Geology, 8, 173 - 174.
- DALLMEYER, D. R., NEUBAUER, F., HÖCK, V. (1992): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls on the chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the Southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones). - Tectonophysics., 210, 135 - 153.
- DALLMEYER, D. R., FRITZ, H., NEUBAUER, F., URBAN, M. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls on the tectonic evolution of the southeastern Bohemian Massif. Exk. guide "Geology of the Moravian Zone". - Krems 1994, 14 - 22.
- DUDEK, A. (1960): Kristalline Schiefer und Devon östlich von Znojmo. - Sborník ÚÚG, 26, 1959, odd.geol 1, 101 - 141.
- DUDEK, A. (1980): The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozpr.Česk.Akad.Věd., Řada Mat.Přír.Věd., 90 (8), 1 - 85.
- 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? . - Precamb. Res., 45, 235 - 245.
- FINGER, F., FRIEDL, G., (1993): Bericht 1992 über petrographische Untersuchungen im Moravikum auf Blatt 9 Retz. - Jb. Geol. Bundesanst. 136, 637 - 638.
- FRANK, W., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1992): Rb/Sr-Untersuchungen an Karbonatgesteinen der Böhmisches Masse. FWF-Projekte S 4702 und S 4704. - In: HÖCK, V. (Ed.): Schwerpunktprogramm S47-GEO "Präalpidische Kruste in Österreich" Bericht 1991, 9 - 10.
- 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. (1970): Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. D. Geol. Ges., 2, 55 - 60.

- FRASL, G. (1977): Contributions on the Excursion-guide "Waldviertel" of the Geol. Bundesanst. Wien, 1977.
- FRASL, G. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. - In: HÖCK, V. et al.: Exk.d.Österr.Geol.Ges., 1983, 4, 18 - 50.
- FRASL, G. (1989): Zur Entstehung der Moravischen Zone. - Abstr. ÖGG-Meeting (working-group on metamorphism), Vienna, 2 p.
- FRASL, G. (1991): Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulicums - eine Einführung. - Arbeitstagung Geol. B.-A., September 1991, 49 - 62.
- FRITZ, H. (1991): Structures and kinematics along the Moravian - Moldanubian boundary: preliminary results. - Österr. Beitr. Meteor. Geophysik, 3, 77 - 96.
- HODGES, K. V., CROWLEY, P.D. (1985): Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. - Am. Mineral., 70, 702 - 709.
- HODGES, K.V., SPEAR, F.S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt.Moosilauke, New Hampshire. - Amer.Mineral., 67, 1118 - 1134.
- 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.: Exk. der Österr.Geol.Ges. 1983, 42 - 48.
- HÖCK, V., VETTERS, W. (1975): Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21) .- Verh.Geol.B.-A., 1975.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R., TOPA, D. (1991): Granat-Biotit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. - Österr. Beitr. Met.Geoph., H.3, 149 - 167.
- JAROŠ J., MÍSAŘ, Z., (1976): Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka dome. - Věst. Ústř. úst. geol. 51, 113 - 122.
- LEICHMANN, J., (1993): Geologie und Petrologie des Brünner Plutons, Erster Bericht. - unveröff. Ms. Univ. Salzburg 18p.
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. - Unveröffentl. Diss. Univ. Wien, Nat.wiss.Fak., 126 S.
- LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Black Sands as Precursors of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria. - Mineralogy and Petrology, 43, 147 - 160.
- MASSONNE, H.-J., SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212 - 224.
- MATTE, P., MALUSKI, H., ECHTLER, H. (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 ³⁹Ar/⁴⁰Ar. - C.R. Acad. Sc. Paris, 301, Serie II, No10, 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.

- MORAU, W., JÄGER, E. (1982): Rb-Sr Whole Rock Ages for the Bittesch-gneiss, Moravicum, Austria. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, 327 - 334.
- PITCHER, W. (1982): Granite type and tectonic environment. - In: HSU, K. (Ed): Mountain Building Processes, 263 S.
- PRECLIK, K. (1927): Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. - Geol.Rdsch., 18, 81 - 103.
- PRECLIK, K., (1934): Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. - Min. Petr. Mitt. 45.
- PRECLIK, K. (1937): Das Nordende des Thayabatholithen. - Věst.SGU, 12, 34 - 61.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstg.Geol.B.-A., 1977, Waldviertel, 11 - 15.
- SCHARBERT S., BATÍK, P. (1980): The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. B.-A., 1980, H.3, 325 - 331.
- SCHULMANN, K. et al., (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - Geol. Rdsch., 80, 73 - 91.
- ŠTELCL, J., WEISS, J. (1986): Brněnský Masív. - Universita J. E. Purkyně v Brně, 1986, 245 p.
- SUESS, F.E. (1897) : Der Bau des Gneisgebietes von Gr. Bittesch und Namiest in Mähren. - Jb. Geol. R.-A., 47, 505 - 532.
- ŠTÍPSKÁ, P., CHÁB, M., SCHULMANN, K., (1994): Metamorphism at the northern part of the moravian zone of the Thaya window: geotectonical implications.- Mitt. Österr. Min. Ges. 139, 116 - 117.
- SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien, 1903
- 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.
- WALDMANN, L. (1922): Das Südende der Thayakuppel. - Jb. Geol.B.-A., Wien, 72, 183 - 204.
- WALDMANN, L. (1930): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. - Mitt. geol. Ges., Wien, 21, 133 - 152.
- WALDMANN, L. (1951): Das außeralpine Grundgebirge Österreichs - In: F.X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, 2.Ed., 1 - 105.
- ZAPLETAL, K. (1932): Geologie a petrografie Země Moravskoslezské. - Od Horácka k Podyjí 280p., Brno.