

DER THAYABATHOLITH UND DER KRISTALLINE UNTERGRUND DES WEINVIERTELS

Fritz FINGER & Gudrun RIEGLER

1. Einleitung

Der Thayabatholith ist das am besten erhaltene Vorkommen von Präkambrium in Österreich. Er bildet die am Diendorfer/Boskowitz Störungssystem linksseitig versetzte Fortsetzung der sogenannten brunovistulischen Platte in Mähren (DUDEK, 1980, SCHERMANN, 1966). Neben dem nordarmorikanischen Massiv in Frankreich, der Lausitz in Sachsen und dem Tepla-Barrandium in Böhmen stellt das Brunovistulikum (Abb. 1) eine weitere große Insel von gut konserviertem kadomischem Kristallin im variszischen Gürtel Europas dar.

Man geht heute davon aus, daß der präkambrische „Sockel“ der Varisziden (und Alpen) ein sehr uneinheitliches Schollenmosaik ist mit Teilen, die ursprünglich an ganz verschiedenen Stellen am Nordrand von Gondwana angesiedelt und dort in ein langgestrecktes Küstengebirge eingebunden waren (NANCE & THOMPSON, 1996). Aus diesem andinotypen, an Batholithen reichen Orogen lösten sich dann im Altpaläozoikum Kontinentalfragmente ab, drifteten gegen Baltika und wurden in der Folge in der variszischen Kollisionszone zwischen Gondwana und Laurasia in neuer Anordnung eingeklemmt (TAIT et al., 1997).

Im ersten Teil des vorliegenden Artikels wird die Geologie des Thayabatholiths überblicksweise dargestellt. Vor allem aufgrund geochemischer Untersuchungen ergaben sich hier in den letzten Jahren wiederum einige neue Aspekte. Anschließend wird noch kurz auf die Geologie und tektonische Stellung des sedimentbedeckten kristallinen Untergrundes im Weinviertel östlich des Thayabatholiths eingegangen, eine Problematik die seinerzeit schon F.E. SUESS beschäftigte (z.B. 1926). Die mittlerweile erhebliche Zahl an kristallinen Bohrkernen, die im Rahmen der Erdölaufsuchungstätigkeit der ÖMV anfielen, gibt uns heute eine gewisse, wenn auch immer noch sehr mangelhafte, Information über die Beschaffenheit des Grundgebirges in diesem Raum.

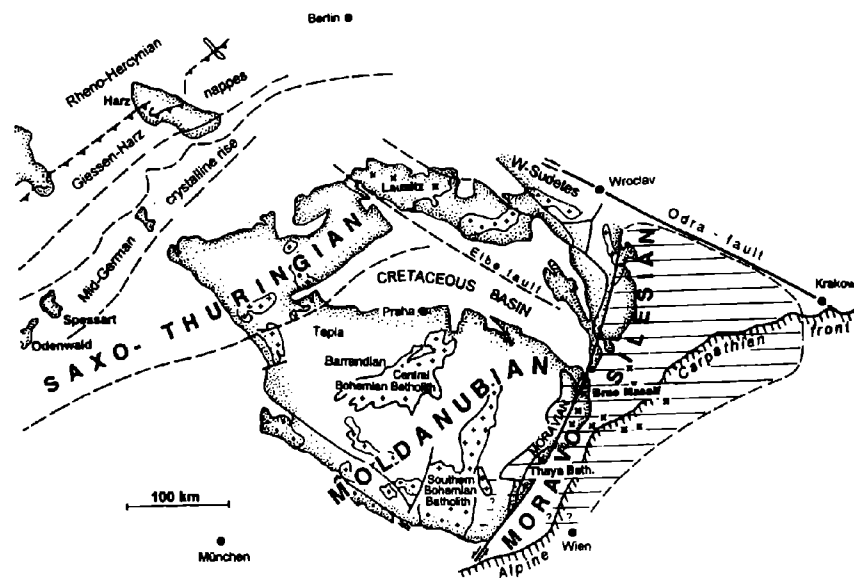


Abb. 1: Geologisch-tektonische Großgliederung der Böhmisches Masse im Rahmen der Varisziden (FRANKE, 1989). Die i.w. präkambrisch konsolidierte brunovistulische Platte (DUDEK, 1980), der auch der Thayabatholith angehört, ist horizontal schraffiert (aus FINGER & STEYRER, 1995).

2. Der Thayabatholith

2.1. Typologie der Granitoide

Basierend auf seinen Kartierungsarbeiten und umfangreichen petrographischen Begleitstudien sowie nach systematischer Auswertung älterer Literaturhinweise (z.B. WALDMANN, 1922, PRECLIK, 1937) definierte G. FRASL (in FINGER et al., 1989) die folgenden vier Typen von Granitoiden:

1.) Der sogenannte **Hauptgranit**: Er umfaßt mittelkörnige, helle Granite und Granodiorite. Derartige Granitoide bauen mehr als zwei Drittel des Batholiths auf. Eine rosafarbene Varietät im Süden, welche im Steinbruch bei Limberg in großem Maßstab abgebaut wird, hat als Maissauer Granit eine besondere Bekanntheit erreicht (siehe Exkursionspunkt B5 Limberg in diesem Heft).

2.) Der **Gumpinger Typus** beinhaltet grobkörnige biotitreiche Granodiorite bis Quarzmonzodiorite mit großen Kalifeldspaten. Dieser Typ kann aufgrund der Kontaktverhältnisse als älter als der Hauptgranit eingestuft werden. Er bildet im Südteil des Batholiths (siehe Typuslokalität in Abb. 2) einen etwa 12 km langen und 2 km breiten NNE-streichenden Körper (FRASL, 1991).

3.) Eine Gruppe von fein- bis mittelkörnigen Tonaliten (**Passendorfer Typus**) tritt in der Nordhälfte des Batholiths auf, insbesondere im Nordabschnitt des Pulkautals bis zum Thayatal (siehe Typuslokalität in Abb. 2). Auch diese z.T. ziemlich dunklen Tonalite sind gegenüber dem Hauptgranit (zumindestens etwas) älter. Biotit ist der vorherrschende mafische Gemengteil, seltener tritt Amphibol auf.

4.) Als **Gauderndorfer Typ** wird eine feinkörnige Granit- bis Granodioritvariante bezeichnet, welche im Vergleich zum Hauptgranit auch etwas höhere Biotitgehalte aufweist (6-10 %). Die wichtigsten Aufschlüsse dieses Typs liegen in der Gegend von Eggenburg (Abb. 2). Gänge des Gauderndorfer Granits durchschlagen stellenweise den Hauptgranit.

Eine erste geochemische Charakterisierung dieser vier Granitoidtypen geben FINGER et al. (1989). Demnach können alle Varianten des Thayabatholiths im weiteren Sinn als I-Typ-Granitoide (CHAPPELL & WHITE, 1974) bzw. „volcanic arc“-Granite (PEARCE et al., 1984) eingestuft werden. Die Magmen bildeten sich wohl im Zusammenhang mit den andinotypen Orogeneseprozessen, die damals am Gondwana-Nordrand stattfanden (siehe Einleitung), wobei im Fall des Thayabatholiths wesentlich älteres Krustenmaterial mit aufgeschmolzen wurde. Letzteres läßt sich vor allem aus der Sr- und Nd-Isotopie der Gesteine ablesen (SCHARBERT & BATIK, 1980, FINGER & PIN, 1997). Im Vergleich dazu sind die präkambrischen Granitoide in den östlicheren Anteilen der brunovistulischen Platte (z.B. östlich von Brünn) geochemisch wesentlich primitiver und entsprechen eher einem Inselbogen-Typus. Daraus läßt sich eine gegen Westen einfallende Subduktionsgeometrie ableiten. Vermutlich schloß die brunovistulische Mikroplatte also ursprünglich mit ihrer heutigen Westhälfte an das kratonische Gondwana an (FINGER et al., 1995).

Von regionalem Interesse ist, daß der sogenannte Hauptgranit des Thayabatholiths aufgrund neuer Daten noch in zwei weitere Subtypen unterteilt werden kann, welche sich insbesondere hinsichtlich ihrer Spurenelementgehalte sehr deutlich unterscheiden: Während die Hauptmasse der „Hauptgranite“ eine **kalkalkalische, Sr-reiche Granodiorit-Familie** bildet, finden sich vor allem zwischen Eggenburg und dem Pulkautal **subalkalische granitische Varianten** mit hohen Rb, Zr und niedrigen Sr-Gehalten. Derartige Eigenschaften wurden zunächst auch bei einer Probe aus dem Steinbruch in Limberg bei Maissau vorgefunden. Weitere Beprobungen haben aber dann ergeben, daß im selben Steinbruch auch Vertreter der kalkalkalischen, Sr-reichen Granodiorit-Granit-Familie vorkommen (vgl. auch die Daten in SCHARBERT & BATIK, 1980). Eine genaue Eingrenzung der Verbreitung der subalkalischen Hauptgranitvariante steht derzeit leider noch aus. Typuslokalitäten sind vorderhand die Steinbrüche am Feldberg bei

Roggendorf sowie in Stoizendorf östlich Eggenburg (Abb. 2). Eine chemische Verwandtschaft besteht zum Gumpinger Typ.

Im Nordteil des Batholiths scheint die subalkalische Hauptgranitvariante weitgehend zu fehlen, während der kalkalkalische Typ des Hauptgranits bis in den Raum Znaim weite Verbreitung besitzt (siehe dazu den Exkursionspunkt A7 Obernalb - Steinbruch Gollitsch in diesem Heft). Auch der nördlich des Pulkautales auftretende Passendorfer Tonalit besitzt kalkalkalischen Charakter und ist insofern mit den umgebenden Hauptgraniten verwandt. Eine eigenständige, feinkörnige rosa Granodioritvariante findet sich bei Tasovice in der tschechischen Republik. In dieser Gegend wurden auch größere Dioritkörper kartiert (BATIK, 1984), wie sie sonst im Thayabatholith nicht vorkommen (Abb. 2).

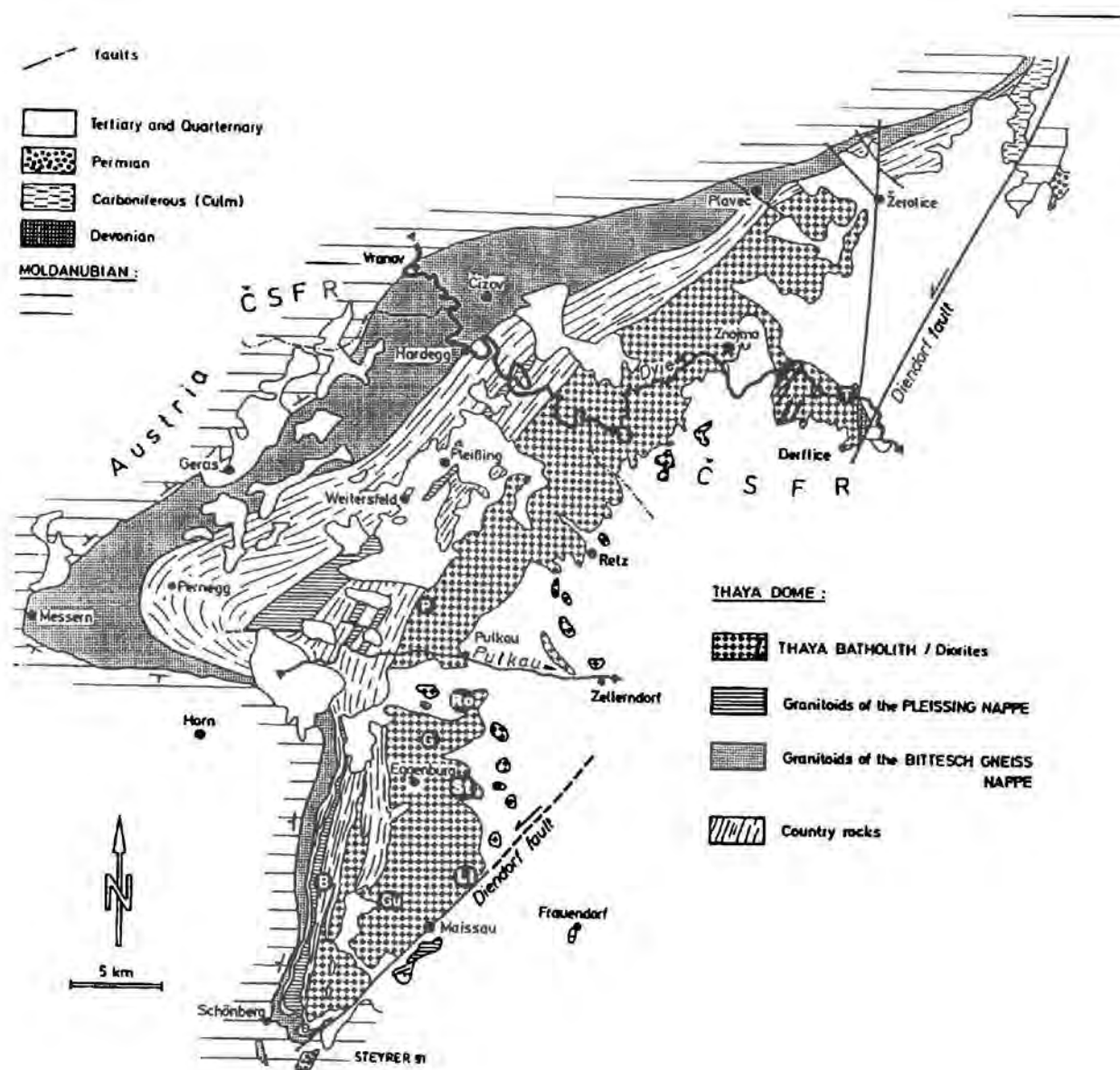


Abb. 2: Der geologische Aufbau des Moravikums mit besonderer Berücksichtigung der kadomischen Granitoide (aus FINGER et al., 1989). Eingetragen sind einige wichtige Typuslokalitäten im Thayabatholith (G = Gaudendorf, Gu = Gumping, Li = Limberg, P = Passendorf, Ro = Roggendorf, St = Stoizendorf, T=Tasovice).

2.2. Das Alter des Batholiths

Den ersten wichtigen geochronologischen Beweis für ein kadamisches Alter des Thayabatholiths lieferten SCHARBERT & BATIK (1980) auf dem Weg einer Rb-Sr-WR-Datierung mit einem Ergebnis von 551 ± 6 Ma. Ein Ar-Ar-Muskovitalter aus dem Limberger Steinbruch liegt mit ~ 600 Ma etwas höher (FRITZ et al., 1996), ebenso wie ein Zirkonalter von 583 ± 11 Ma für den Hauptgranit der Lokalität Stoizendorf (FRIEDL, 1997). Ein Quarzdiorit aus der Brünner Masse, welcher mit der kalkalkalischen Suite im nördlichen Thayabatholith chemisch verwandt ist, wurde von VAN BREEMEN et al. (1982) mit 584 ± 5 Ma datiert.

Eine Reinterpretation und Neuberechnung der Daten von SCHARBERT & BATIK (1980) im Sinne des neuen Zwei-Suiten-Konzeptes für den Hauptgranit (siehe oben) ergibt 588 ± 61 Ma für den subalkalischen Typ (Proben aus dem Steinbruch Feldberg bei Roggendorf) und 610 ± 54 Ma für den kalkalkalischen Typ, also Alter, die mit den vorliegenden Ar-Ar- und Zirkonaltern gut im Einklang stehen.

Wir können somit heute mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß sich die Hauptmasse des Thayabatholiths vor ungefähr 570-600 Ma, also noch deutlich vor dem Kambrium, gebildet hat.

Übrigens zeigen neue SHRIMP-Zirkonalter (FRIEDL et al., 1998), daß zumindestens Teile des Bittescher Gneises genau zur selben Zeit gebildet wurden (586 ± 7 Ma). Dies unterstützt die Annahme, daß auch die moravischen Orthogneise noch zur brunovistulischen Platte zu rechnen sind (siehe z.B. FRASL, 1991). Ein genetischer Zusammenhang zwischen dem Bittescher Gneis und dem Thayabatholith im Sinne eines ursprünglich zusammenhängenden Granitareals wurde ja bereits von WALDMANN (1924) für sehr wahrscheinlich gehalten. Die Hypothese, daß selbst Teile des tieferen Moldanubikums (z.B. der Dobra-Gneis) als überschobene Fortsetzung des Moravikums bzw. Brunovistulikums zu deuten sind (vgl. MATURA, 1976), ist nach wie vor umstritten, wird aber in vielen großtektonischen Modellen angenommen (FRITZ & NEUBAUER, 1991, FINGER & STEYRER, 1995). Gegen eine reine Deckeninterpretation des höheren Moldanubikums (Gföhler Einheit) wendet sich vor allem FUCHS (1976,, 1998).

2.3. Zur Metamorphose des Thayabatholiths

Die variszische Reaktivierung des Moravikums und die Bildung der intramoravischen Decken (Bittescher-Gneis- und Pleißing-Decke, vgl. Abb. 2) wird heute allgemein mit einer transpressiven, NNE-gerichteten Aufschiebung des Moldanubikums in Verbindung gebracht (SCHULMANN, 1990, FRITZ & NEUBAUER, 1991).

Mit den Auswirkungen dieser variszischen Regionalmetamorphose auf die Gesteine des Thayabatholiths hat sich vor allem G. FRASL (z.B. 1970, 1983, 1991) auseinandergesetzt: Entsprechend dem allgemein im österreichischen Moravikumsanteil feststellbaren, gegen NW ansteigenden Grad der „mittelmoravischen“ Metamorphose (FRASL, 1970, HÖCK [1975]), liegen die am niedrigsten metamorphen Bereiche des Thayabatholiths an seiner Südostflanke, z.B. in der Gegend von Maissau oder bei Zellerndorf. Hier ist die Überprägung grünschiefer-faziell mit der Paragenese Albit - grünlicher Biotit - Klinozoisit/Epidot (FRASL, 1977). Die Gefüge sind i.a. wenig deformiert, also noch recht granitähnlich. Etwa ab der Linie Eggenburg – Retz erreicht die variszische Regionalmetamorphose den Bereich der Oligoklasstabilität, und die hangendsten Teile des Batholiths nördlich des Pulkautales unterlagen wohl bereits Bedingungen der Amphibolitfazies (FRASL, 1970, 1983; vgl. dazu auch die Metamorphosezonen in HÖCK, 1975). Auch die Deformation ist in den Hangendstbereichen des Batholiths am penetrativsten und führt dort z.T. sogar zur Bildung straff geschieferter Orthogneise (FRASL, 1983).

3. Der kristalline Untergrund des Weinviertels

Der Frage nach der lithologischen Zusammensetzung des Kristallins unter der Sedimentbedeckung des Weinviertels kommt eine entscheidende Bedeutung für das Verständnis der tektonischen Vorgänge am Ostrand der Böhmisches Masse zu. Nach der klassischen Idee einer moldanubischen Fernüberschiebung (SUESS, 1926) sollten östlich des Thayabatholiths Reste der moldanubischen Decken zu finden sein. SUESS (1926) hat die Kristallinvorkommen bei Frauendorf an der Schmida und Gurwitz an der Thaya (CZ) als solche interpretiert (Abb. 3).

Hingegen rechnet DUDEK (1980) unter Bezugnahme auf Bohrkernuntersuchungen von WIESENEDER et al. (1976) mit einer Fortsetzung der präkambrisch konsolidierten brunovistulischen Platte bis an die Donau. DIRNHOFER et al. (1995) greifen diese Idee auf und kommen aufgrund eigener Studien an Bohrkernen der ÖMV zur Überzeugung, daß der kristalline Untergrund des Weinviertels i.w. nicht mit dem Moldanubikum oder Moravikum, sondern mit dem Kerngebiet des Brunovistulikums in Mähren korreliert werden sollte. Ihrer Ansicht nach reicht die brunovistulische Platte in breiter Front bis in die Gegend von St. Pölten (vgl. dazu Abb. 1). Der Nachweis einer höhergradigen variszischen Regionalmetamorphose in vielen der Weinviertler Kristallinbohrkerne (FINGER et al., 1996, FINGER & BÜTTNER, 1996) läßt diese Interpretation jedoch zweifelhaft erscheinen.

Bis dato haben im Weinviertel annähernd 30 Bohrungen das Grundgebirge erreicht. Aufgrund der entsprechenden Bohrkern der ÖMV, welche seit einigen Jahren u.a. auch von unserer Arbeitsgruppe ausgewertet werden, und unter Berücksichtigung der bereits publizierten Resultate von WIESENEDER et al. (1976) und DIRNHOFER (1996) ergibt sich folgendes lithologisches Bild:

In den Bohrungen östlich von Laa an der Thaya bis nach Süden ins Gebiet der Leiser Berge finden sich Granitoide mit nur geringer metamorpher Überprägung. In diesen Gesteinen weist z.B. der Monazit durchwegs kadomische Gesamtblei-Alter auf, wie im Rahmen einer laufenden Salzburger Diplomarbeit (G. RIEGLER) gezeigt wird. Wir schlagen für diese niedrigmetamorphe kadomische Granitmasse den Namen „Staatzer Granitmassiv“ vor. Hier handelt es sich ganz offenbar um das südliche Anschlußstück des Brünner Granitmassivs, welches auch im Untergrund nördlich unserer Landesgrenze noch mehrfach erbohrt ist (DUDEK, 1980).

Im Gegensatz dazu finden sich aber westlich und auch südlich dieses Staatzer Granitmassivs bis hin zur Diendorfer Störung vornehmlich Gneise, die von einer kräftigen variszischen (bis amphibolitfazialen) Regionalmetamorphose erfaßt wurden und zudem meist von retrograden, diaphthoritischen Prozessen stark überprägt sind. Wir haben für diese ungefähr 30-40 km breite, etwa N-S-verlaufende Gneiszone, welche einen Großteil des Weinviertels unterlagert, den Namen „Zone von Hollabrunn“ vorgeschlagen (FINGER & BÜTTNER, 1996). Der Gesteinsbestand dieser Zone umfaßt einerseits Glimmerschiefer bis Paragneise, andererseits granitoide Gneise (vor allem im Osten). Seltener finden sich auch Metabasite wie in den Bohrungen Niederrußbach und Porrau. DIRNHOFER (1996) erwähnt weiters das Vorkommen von devonischen Arkosen in den Bohrungen Füllersdorf 1 und Viendorf 1.

Erste noch unpublizierte Zirkon-Evaporationsalter von M. TICHOMIROWA (Freiberg) zeigen, daß die granitoiden Gneise im Ostteil der Zone von Hollabrunn zumindestens zum Teil kadomische Bildungsalter um 580-600 Ma haben und somit ursprünglich wohl der brunovistulischen Platte angehörten. Ähnlich wie die moravischen Granitoide erlitten sie dann allerdings eine variszische Regionalmetamorphose. DIRNHOFER (1996) schreibt übrigens völlig richtig, daß die deformierten Granitoide der Zone von Hollabrunn in chemischer Hinsicht den undeformierten Granitoiden des Staatzer Massivs, aber auch dem Bittescher Gneis einigermaßen ähnlich sind, und er erwägt deshalb sogar, daß sie eventuell den Gegenflügel der Bittescher-Gneis-Decke im Sinne des SUESS'schen Modells (Abb. 3) bilden könnten. In einigen der östlicher gelegenen Bohrlokalitäten konnten wir übrigens jüngst auch bei Paragneisproben kadomischen Monazit nachweisen, was unserer Einschätzung nach auf ein polymetamorphes altes Dach über dem Staatzer Granitmassiv hinweisen könnte.

Wie kommen nun die variszischen Gneise wirklich in den östlichen Anschlußraum des gerade hier nur niedriggradig metamorphen und wenig deformierten Thayabatholiths? Unserer Ansicht nach liegt die Erklärung am ehesten in einem größeren sinistralen Blattverschiebungsvorgang am Diendorfer Störungssystem, wie ihn bereits SCHERMANN (1966) postuliert hat und wie er beispielsweise weiter im SW durch den Versatz der Granulite des Dunkelsteiner Waldes gegenüber jenen von Ybbs ziemlich offenkundig ist (vgl. z.B. THIELE, 1984). Auch FUCHS & MATURA (1976) weisen in den Erläuterungen zu ihrer geologischen Übersichtskarte der Böhmisches Masse ausdrücklich auf eine derartige Möglichkeit hin, und zwar im Zusammenhang mit dem Frauendorfer Kristallin (vgl. dazu BÜTTNER & FINGER, dieser Band).

Wir glauben in Anlehnung an SCHERMANN (1966), daß durch einen solchen Prozess sowohl moldanubische wie auch moravische Anteile der Böhmisches Masse weit gegen NE ins Weinviertel hinein verschoben worden sein könnten. Dabei wird man vermutlich nicht nur von einer einzigen Störung, sondern von einem ganzen System an Parallelstörungen ausgehen müssen (vgl. ROETZEL, 1996, 1998), wie auch die intensive Diaphthoritisierung der Zone von Hollabrunn zeigt.

Die ungefähre räumliche Verteilung von kadomischen Granitoiden und variszischen Gneisen im Weinviertler Untergrund hat übrigens schon SUESS (1926) trotz grundlegend anderer tektonischer Interpretation ziemlich richtig vorausgesagt (Abb. 3). In seiner Skizze endet die kadomische Brünner Intrusivmasse gegen Westen an einer etwa N-S verlaufenden Bruchlinie (Misslitzer Bruch). Anzeichen für eine oberkarbonisch-permische Senkungszone mit ungefähr dieser Richtung ergaben sich in der Tat in den späteren Bohrungen der ÖMV z.B. im Raum Mailberg, Altenmarkt und Stockerau (siehe BRIX et al., 1977). Wie es heute aussieht, liegt diese Bruchzone allerdings nicht genau an der Westgrenze des Staatzer Granitmassivs, sondern schon innerhalb des Gneisgebietes.

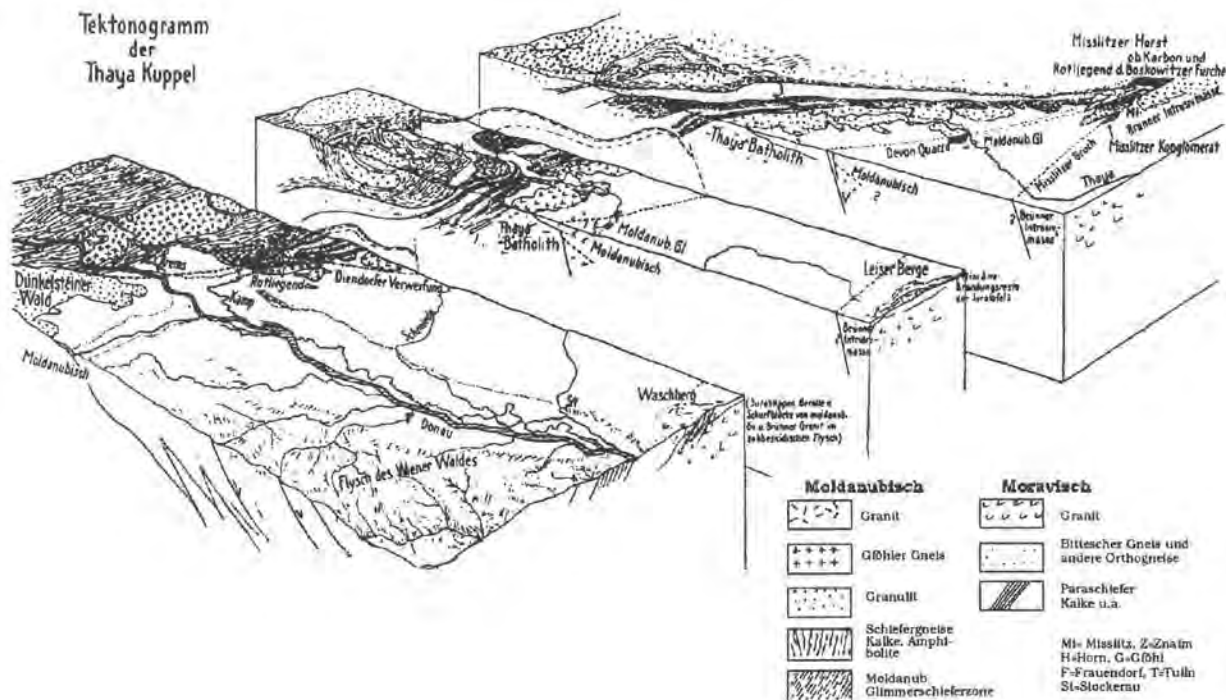


Abb. 3: „Tektonogramm“ der Thaya Kuppel aus SUESS (1926). Der hier als moldanubischer Gegenflügel interpretierte, i.w. weiß gelassene Zwickel zwischen der Diendorfer Störung und den Leiser Bergen entspricht ungefähr der Zone von Hollabrunn (siehe Text). Östlich und nordöstlich der Leiser Berge liegt in der Fortsetzung der Brünner Intrusivmasse das Staatzer Granitmassiv.

Würde man im Sinne von SCHERMANN (1966) die aufgeschlossene Brünner Masse um etwa 60 km entlang der Diendorfer Störung zurückziehen, würde diese am Ostrand des Thayabatholiths ankoppeln. Gleichzeitig würde das Staatzer Granitmassiv als direkte südliche Verlängerung der Brünner Masse ungefähr in die Gegend des Tullner Feldes zurückrücken, also in den südlichen bzw. südöstlichen Anschlußraum des heutigen Thayabatholiths. Alle drei Granitmassive würden sich so zu einem großen geschlossenen Granitareal vereinen.

Die Zone von Hollabrunn müßte dann konsequenterweise als ehemalige südliche Fortsetzung des heutigen Moravikums bzw. des auflagernden Moldanubikums gedeutet werden, wobei die primären Zusammenhänge infolge der Störungstektonik wohl nur mehr teilweise erhalten geblieben sind. Nichtsdestoweniger wären die moravischen Einheiten eher im Ostteil, die moldanubischen Einheiten eher im Westteil der Zone von Hollabrunn zu erwarten. Die bisherigen Befunde der Bohrkernauswertung wären in der Tat relativ zwanglos im Sinne eines solchen Schemas zu interpretieren.

Literatur

BATIK, P.: Geologická stavba moravika mezi bitešskou rulou a dyjským masivem.- Věstn. Ústřed. Ústavu Geol., **59**, 322-330, Praha 1984.

BRIX, F., KRÖLL, A. & WESSELY, G.: Die Molassezone und deren Untergrund in Niederösterreich.- Erdö-Erdgas-Zeitschrift **93**, 12-35, Hamburg 1977.

CHAPPEL, B.W. & WHITE, A.J.R.: Two contrasting Granite Types.- Pacific Geology, **8**, 173-174, Tokyo 1974.

DIRNHOFER, M., MAYER, R., HÖCK, V., MARSCHALLINGER, R. & LEICHMANN, J.: The Brunovistulian Basement of the Molasse Zone in Lower Austria.- Bh. Europ. Journ. Mineral., **7**, 54, Stuttgart 1995.

DIRNHOFER, M.: Zur Geologie und Petrographie des kristallinen Untergrundes der Molassezone in Niederösterreich.- Diplomarbeit Universität Salzburg, 115 S., Salzburg 1996.

DUDEK, A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpr.- Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. Věd, **90/ 8**, 3-85, Praha 1980.

FINGER, F., BENISEK, A., BROSKA, I., FRIEDL, G., HAUNSCHMID, B., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAYR, A., SCHITTER, F. & STEYRER, H.P.: Altersdatieren von Monaziten mit der Elektronenmikrosonde - eine wichtige neue Methode in den Geowissenschaften.- TSK 6 Abstractband, Facultas Universitätsverlag, 118-122, Wien 1996.

FINGER, F. & BÜTTNER, S.: Bericht 1995 über petrographische Untersuchungen im Kristallin der Bohrungen Goggendorf und Glaubendorf auf Blatt 22 Hollabrunn.- Jb. Geol. B.-A., **139/3**, 375-378, Wien 1996.

FINGER, F., FRASL, G., DUDEK, A., JELINEK, E. & THÖNI, M.: Cadomian plutonism in the Moravo-Silesian basement.- In: DALLMEYER, R.D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds): Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens.- Springer Verlag, 495-507, Berlin 1995.

FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P.: The granitoids of the Moravian Zone of north-east Austria - Products of a Cadomian active continental margin? - Precamb. Research, **45**, 235-245, Amsterdam 1989.

FINGER, F. & PIN, Ch.: Arc-type crustal zoning in the Bruno-Vistulicum, Eastern Czech Republic: A trace of the late-Proterozoic Euro-Gondwana margin.- Journ. Czech Geol. Soc., **42/3**, 53, 1997.

- FINGER, F. & STEYRER, H.P.: A tectonic model for the eastern Variscides: indications from a chemical study of amphibolites in the south-eastern Bohemian Massif.- *Geologica Carpathica*, **46**, 137-150, Bratislava 1995.
- FRANKE, W.: Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions.- *Tectonophysics*, **169**, 221-228, Amsterdam 1989.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel.- *Nachr. Deutsch. Geol. Ges.*, **2**, 55-61, Tübingen 1970.
- FRASL, G.: Einführung und Exkursionsbeschreibung für die Moravische Zone im n.ö. Waldviertel.- *Arbeitstagung Geol. B.-A.*, 5-75, Wien 1977.
- FRASL, G.: Einführung in die Geologie der Moravischen Zone.- *Exk.Führer „Eggenburg“ der Österr. Geol. Ges.*, **1**, 4-19, Wien 1983.
- FRASL, G.: Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums - eine Einführung.- *Arbeitstagung Geol. B.-A.*, 49-62, Wien 1991.
- FRIEDL, G.: U/Pb-Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse.- *Dissertation Univ. Salzburg*, 242 S., Salzburg 1997.
- FRIEDL, G., McNOUGHTON, N., FLETCHER, I.R. & FINGER, F.: New SHRIMP-zircon ages for orthogneisses from the south-eastern part of the Bohemian Massif (Lower Austria).- *Acta Universitatis Carolinae*, **42/2**, 251-252, Prag 1998.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Kinematics of crustal stacking and dispersion in the southeastern Bohemian Massif.- *Geol. Rundschau*, **82**, 556-565, Berlin 1993.
- FRITZ, H., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F.: Thick-skinned versus thin-skinned thrusting: Rheology controlled thrust propagation in the Variscan collisional belt (The southeastern Bohemian Massif, Czech Republic – Austria).- *Tectonics*, **15**, 1389-1413, 1996.
- FUCHS, G. & MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 1-43, Wien 1976.
- FUCHS, G.: Kritische Gedanken zur neueren geodynamischen Forschung in der östlichen Böhmisches Masse.- *Jb. Geol. B.-A.*, **141/1**, 39-43, Wien 1998.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich.- *Mitt. Geol. Ges.*, **66-67**, 49-60, Wien 1975.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63-74, Wien 1976.
- NANCE, R.D. & THOMPSON, M.D.: Avalonian and related Peri-Gondwanan Terranes of the Circum-North Atlantic.- *GSA Spec. Papers*, **304**, Boulder 1996.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G.: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.*, **25/4**, 956-983, London 1984.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen.- *Vestn. Státniho Geol. Ústavu Csech. Repub.*, **12**, 34-61, Praha 1937.
- ROETZEL, R.: Bericht 1994/1995 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär mit Bemerkungen zur Tektonik am Diendorfer Störungssystem auf Blatt 22 (Hollabrunn).- *Jb. Geol. B.-A.*, **139**, 286-295, Wien 1996.
- ROETZEL, R. [Red.]: Geologische Karte der Republik Österreich, 1:50.000 - 22 Hollabrunn.- *Geol. B.-A.*, Wien 1998.

SCHARBERT, S. & BATIK, P.: The age of the Thaya (Dyje) Pluton.- Verh. Geol. B.-A., **1980**, 325-331, Wien 1980.

SCHERMANN, O.: Über Horizontalseitenverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **16**, 89-103, Wien 1966.

SCHULMANN, K.: Fabric and kinematic study of the Bites orthogneiss (southwestern Moravia): Result of large-scale northeastward shearing parallel to the Moldanubium/Moravian boundary.- Tectonophysics, **177**, 229-244, Amsterdam 1990.

SUESS, F.E.: Intrusions- und Wandertektonik im Variszischen Grundgebirge.- Bornträger, Berlin 1926.

TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C.: Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- Geol. Rundschau, **86**, 585-598, Berlin 1997.

THIELE, O.: Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol. B.-A., **126/4**, 513-523, Wien 1984.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci., **73**, 89-108, Edinburgh 1982.

WALDMANN, L.: Das Südende der Thaya-Kuppel.- Jb. Geol. B.-A., **72**, 183-204, Wien 1922.

WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über Aufnahmen des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg - Sigmundsherberg.- Anz. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss.Kl., **5**, Wien 1924.

WIESENER, H., FREILINGER, G., KITTLER, G. & TSAMBOURAKIS, G.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- Geol. Rundschau, **65**, 512-525, Berlin 1976.