

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der Böhmisches Masse.

Von **Karl Preclik** (Prag).

(Mit zwei Figuren im Text.)

Die grundlegenden Arbeiten F. E. SUESS' über das moravische und moldanubische Grundgebirge der Böhmisches Masse haben den Rahmen geschaffen für eine Reihe von neueren Detailuntersuchungen, an denen sich neben F. E. SUESS, L. KÖLBL, F. REINHOLD, L. WALDMANN und K. ZAPLETAL auch der Verfasser der vorliegenden Studie beteiligt hat. In dem vor kurzem erschienenen Buche „Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge“ hat SUESS einen Teil der Ergebnisse dieser Detailforschungen zusammenfassend bearbeitet. Eine Reihe jüngster Publikationen, welche sich auf seit Jahrzehnten unbearbeitete Gebiete bezieht, konnte von SUESS nicht mehr berücksichtigt werden, weshalb es nicht unangebracht erscheinen mag, durch eine mehr ins Detail gehende Darstellung das bisher gewonnene Bild zu ergänzen und zu vervollständigen.

Die tektonische Beziehung der moravischen Fenster zum Moldanubikum im großen kann auf Grund der Arbeiten F. E. SUESS' als bekannt vorausgesetzt werden und bedarf an dieser Stelle nur einer kurzen Rekapitulierung. Unter der en bloc gegen Osten bewegten moldanubischen Masse mit ihren granitdurchtränkten Katagesteinen, deren gewundene Züge die Umriss der großen, ästig verzweigten Batholithen umfließen, erscheinen, durch Denudation bloßgelegt, zwei Aufwölbungen wenigmetamorpher moravischer Schiefer als tektonische Fenster: die Thaya kuppel bei Znaim im Süden und die Schwarza kuppel westlich von Brünn im Norden. Durch gleitende Bewegung in großer Tiefe umgeprägt, schmiegen sich die moldanubischen Gesteinszüge bei zunehmender Annäherung an die moravische Grenze mit mechanisch erzwungener Konkordanz den Umrissen der überwältigten Kuppeln an. Lepidoblastisches Gefüge und reichliche Neubildung von grobschuppigem Muskowit auf Kosten mechanisch-chemisch deformierter Feldspate zeugt von differentiellen Gefügebewegungen an der Basis der aufgleitenden Schubmasse, deren Größe und Richtung dem tektonischen Vorgange der Überschiebung beigeordnet ist (Aus-

bildung einer moldanubischen „Glimmerschiefer“ zone am Außensaume der moravischen Fenster). L. KÖLBL hat in überzeugender Weise dargelegt, wie durch Steigerung des diaphthoritischen Vorganges (d. h. durch Gleiten in geringerer Rindentiefe) die unter Verhältnissen der zweiten Tiefenstufe geprägten Glimmerschiefer in stetiger Entwicklung in scheinbar wenig metamorphe Phyllonite übergehen („Äußere Phyllite“ nach SUESS).

Die Innentektonik der moravischen Fenster wird durch kuppelförmigen Deckenbau gekennzeichnet, indem sich weitausladende Deckfalten zwiebelschalig über autochthone Kerne legen. Der Zusammenschub dieser Decken, an deren Zusammensetzung sich abgeschürfte und dynamometamorph veränderte Bestandteile des Autochthons beteiligen, hängt innig mit der Ostwärtsbewegung der moldanubischen Gleitscholle zusammen. Das Anfangsstadium der moravischen Tektonik war zweifellos flachwelliger Deckenbau, der gegen die erwähnten autochthonen Kerne im Osten brandete. In späteren Stadien der Bewegung wurden die moravischen Decken zwischen dem Autochthon und dem herandrängenden moldanubischen traineau écraseur eingeklemmt und immer stärker ausgewalzt. Übergänge vom Deckenbau in Schuppen- und Linsenbau sind der kleintektonische Ausdruck für diesen Vorgang. Reste der ursprünglichen flachen Überschiebungstektonik werden im Moravischen nur mehr in der zentralen Verbreiterung der Thayakuppel nördlich von Horn beobachtet. Im silesischen Gebirge der Sudeten aber, das in stratigraphischer Hinsicht nahe Verwandtschaft mit dem Moravikum aufweist, ist der ursprüngliche Bauplan mangels intensiverer Zusammenpressung nahezu unverändert erhalten geblieben.

Stratigraphie der moravischen Gesteinsfolge.

Von ausschlaggebender Bedeutung für die Analyse der moravischen Innentektonik war die Erkenntnis, daß die Entstehung der moravischen Paragesteine zwei verschiedenen Zeitperioden angehört, die durch die Intrusion der nunmehr teilweise vergneisten Eruptiva und durch eine Zeit der Abtragung (Diskordanz) scharf voneinander getrennt werden (WALDMANN). Diese Zweiteilung der Schiefer ihrer Entstehung nach ermöglichte nicht nur eine Gliederung der moravischen Gesteinszone in ein System übereinandergeschobener Decken, sondern führte auch zum Verständnis des mannigfachen und abrupten Wechsels verschieden stark metamorphosierter Schiefer, der durch kinetische Metamorphose allein nicht zu erklären war (Polymetamorphismus).

Da die jüngeren, rein dynamometamorphen Paragesteine von F. E. SUESS und anderen Autoren ins Devon gestellt werden, wäre

für die älteren, kontaktmetamorphen Schiefer silurisches oder vor-silurisches Alter anzunehmen.

In petrographischer Hinsicht teilt sich das moravische Altkristallin in kontaktmetamorph veränderte Tonschiefer, Quarzite und Kalke, die heute im Gewande von Biotitschiefern (Mischgneisen), Hornfelsquarziten und Kalksilikatgesteinen vorliegen. Im geologischen Sinne gehören hierher auch gewisse ältere Eruptiva, die im Kontakte mit den großen moravischen Batholithen strukturelle und chemische Veränderungen erlitten haben, wie die Hornblendite von Schöllschitz (F. HOLETZ) und die Diabase im Gebiete des Mißlitzer Horstes.

Hinsichtlich der Mächtigkeit und Verbreitung dominieren unter den altkristallinen Paragesteinen bei weitem die Biotitschiefer, doch scheint in dieser Beziehung in der Richtung gegen Westen insofern eine Änderung einzutreten, als in den höheren Decken auch Kalksilikatgesteine zu größerer Bedeutung gelangen. Die ursprüngliche stratigraphische Aufeinanderfolge von Ton, Sandstein und Kalk in den kontaktmetamorphen Serien läßt sich nicht mehr erkennen, da die Eruptivkörper in ein bereits stark gestörtes Gebirge intrudierten, dessen Tektonik aus den lückenhaften und neuerlich umgearbeiteten Überresten nicht rekonstruiert werden kann. Immerhin spricht aber die große Einförmigkeit, mit der die gleichen Gesteinstypen in allen Kontakthöfen wiederkehren, für die große Einheitlichkeit des moravischen Gebirges. Nicht minder deutlich beleuchtet sie den Gegensatz des letzteren gegenüber dem ortsfremden Moldanubikum, dessen Gesteinsvergesellschaftung ganz anderen Sedimentationsbereichen angehört.

Nicht ganz so einheitlich erscheint die Serie der rein dynamometamorphen Gesteine in ihren verschiedenen Verbreitungsbezirken. Freilich ist es gerade hier die Dynamometamorphose, welche die Physiognomie der Sedimente weitgehend verändert und je nach dem Grade ihrer Einwirkung Unterschiede schafft, die ursprünglich keineswegs vorhanden waren. Die starke Durchbewegung, welche fast alle moravischen Gesteine erlitten haben, hat sedimentäre Strukturen nahezu restlos verwischt. Auch schwankt die Art und der Grad der kristallinen Mobilisation äquivalenter Gesteine nicht nur in den verschiedenen Decken, sogar innerhalb eines und desselben Gesteinszuges. Alle diese Umstände bringen es mit sich, daß die stratigraphische Gliederung auf größere Feinheiten von vornherein verzichten muß.

Zu den am wenigsten veränderten moravischen Sedimenten gehören die Gesteine der Kwietnitzserie in der Schwarzawakuppel. Gewisse blaugraue, dichte bis feinkristallinische Kalke und Dolomite an der Basis derselben werden wegen ihrer Überlagerung durch klastisches Unterdevon, in dem sie als Gerölle auftreten, von ZAPLETAL ins Silur gestellt. Darüber folgt das untere Devon, bestehend aus quarzigen Konglomeraten, welche in arkosige Sandsteine und serizitische Grauwacken übergehen. Das mittlere (und obere?) Devon liegt

wieder in kalkiger Fazies vor. Die Altersbestimmung erfolgt indirekt auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit mit dem z. T. fossilführenden Devon der Gegend von Brünn und der Sudeten.

Die sedimentäre Gesteinsfolge an der Basis der Thayakuppel weicht von obigem Schema ab. Hier bildet ein mannigfacher Wechsel von Serizitphylliten und z. T. gebänderten Quarziten mit Einlagerungen von \pm gleichalterigen Porphyroiden (im Nordteile) die Unterlage. Reste von klastischen Strukturen wurden durch WALDMANN bekannt (serizitische Arkosen SSW Manhartsberg, Konglomeratphyllite im Südaste der „Phyllitzone“). Das oberste Glied bilden wieder graue bituminöse Kalke mit eingelagerten Quarzgeröllen und Phyllitschmitzen.

Die Paragesteine der moravischen Schubdecken zeigen analoge Aufeinanderfolge und unterscheiden sich nur durch ihre höhere Kristallinität. Einlagerungen von Diabas und ähnlichen Gesteinen sind den Phylliten des Schwarzawafensters und der Sudeten gemeinsam; im Schieferzuge der Thayakuppel gehören sie zu den Ausnahmen.

Es wären nun noch die Eruptivgesteine zu besprechen, welche die vordevonischen Sedimente im Kontakte verändern, von rein dynamometamorphen Devongesteinen aber transgressiv überlagert werden. Sie gliedern sich nach Lage und Struktur in \pm autochthone Eruptiva mit mehr oder minder gut erhaltenem Erstarrungsgefüge und in vergneiste Orthogesteine der moravischen Deckenkerne. Zu ersteren zählen die Gesteine des Thayabatholithen und der Brünner Intrusivmasse, zu letzteren die Orthogneise der Thayakuppel, des Schwarzawabatholithen und schließlich der Bittescher Gneisdecke, die beiden Aufwölbungen gemeinsam ist. Die Entstehung dieser Gesteinskörper gehört z. T. verschiedenen Intrusionsphasen an, deren zeitliches Verhältnis keineswegs in wünschenswerter Weise klargestellt ist.

Als älteste Ausscheidung können gewisse biotitreiche, primär schieferige Gneise (Granodioritgneise) gelten, die am Westrande und innerhalb des Thayabatholithen in langgestreckten Zügen auftreten und die auch im Gebiete des Schwarzawabatholithen, des Bittescher Gneises und der Orthogneisdecken des Thayagewölbes nachgewiesen werden konnten. Als hybride Mischgesteine sind sie sowohl mit den Kontaktgesteinen, als auch mit den Flasergraniten durch allmähliche Übergänge verknüpft.

Die Granodioritgneise werden von flaserigen bis richtungslos körnigen Graniten durchbrochen, welche die Hauptmasse des Thayabatholithen (Typus Maissau nach MOCKER) und Teile des Schwarzawabatholithen zusammensetzen. Der Bittescher Gneis, die Gneise von Weitersfeld und Waschbach können als blastomylonitisch verändertes Produkt gewisser aplitischer Varietäten des Thayagranites aufgefaßt werden. Allerdings fehlen den Thayagraniten die zahlreichen Schlieren

und Gänge von Amphibolit, die für gewisse Teile des Bittescher Gneises so charakteristisch sind.

Der Ostteil des Thayabatholithen (östlich von Znaim) wird von einem stark differenzierten Granit-Dioritkomplexe eingenommen, der in petrographischer Hinsicht völlig identisch ist mit der Brünner Intrusivmasse. Er steht mit den gepreßten Graniten vom Typus Maissau im Intrusionsverbande, zeichnet sich durch relativ geringe Einwirkung des Gebirgsdruckes aus und ist das jüngste Glied in der Reihe der großen moravischen Intrusionen. Das genetische Verhältnis seiner Granite und Diorite ist noch nicht klargelegt. Bei Brünn unterscheidet man eine ältere Dioritgeneration, die von einer jüngeren Intrusion durchbrochen wird, die sich ihrerseits in Granite und jüngere Diorite differenziert (RZEHAČ, SUESS). Auch östlich von Znaim scheinen die Diorite teils ältere Ausscheidungen, teils Saigerungsprodukte des Granites zu sein¹⁾.

Als jüngste, nicht mehr zur Gauverwandtschaft der moravischen Intrusionen gehörige Eruption wären die Diabase zu erwähnen, die teils als Gänge im Granit aufsetzen, teils von Apliten kontaktmetamorph verändert werden; sie scheinen ihrer Entstehungszeit nach nicht einheitlich zu sein.

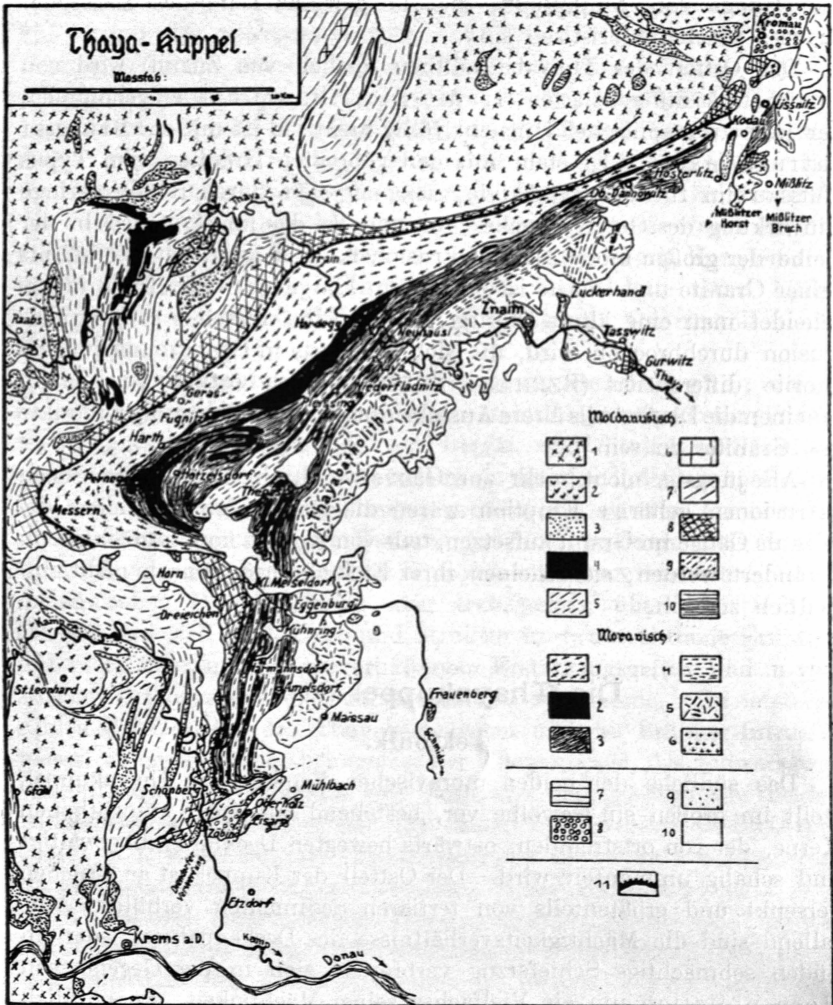
Die Thayakuppel (Fig. 1).

Tektonik.

Das südliche der beiden moravischen Fenster, die Thayakuppel, stellt im großen ein Gewölbe vor, bestehend aus einem autochthonen Kerne, der von ortsfremden, ostwärts bewegten Deckfalten überwältigt und schalig ummantelt wird. Der Ostteil der Kuppel ist an Brüchen versenkt und größtenteils von tertiären Sedimenten verhüllt. Auffallend sind die Mächtigkeitsverhältnisse des Deckenpaketes: der im Süden schwächere Schieferzug verbreitert sich in der Gegend von Horn plötzlich um ein Vielfaches seiner Mächtigkeit, um nördlich des Thayatales ganz allmählich auszuweichen.

Den Kern der Thayakuppel bildet der Thayabatholith mit seiner autochthonen Schieferhülle. Seine Westgrenze ist an der Verbreiterung bei Horn nicht beteiligt. Der Gesteinsinhalt des Batholithen setzt sich aus Graniten und Granitgneisen, untergeordnet aus Dioriten zusammen, deren Altersverhältnis im Kapitel Stratigraphie skizziert wurde. An der Grenze gegen die kontaktmetamorphen Hüllschiefer bilden sich granodioritische Mischgneise aus. Züge von hybriden und kontaktmetamorphen Schieferen ragen als Reste des

¹⁾ Ob die Dioritgneise der Orthogneisdecken der Thayakuppel mit den Hornblendedioriten von Brünn und Znaim zusammenhängen, ist unbekannt.



Übersichtskärtchen der moravischen Fenster.

(Nach L. WALDMANN'S Übersichtskarte in F. E. SUSS, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge.)

Fig. 1. Thayakuppel.

Legende.

Moldanubisch: 1. Gföhlergneis, 2. Granulit, 3. Amphibolit und Serpentin, 4. Marmor und Augitgneis, 5. Schiefergneis, 6. Granit, 7. Gneis i. A., 8. Glimmerschieferzone, 9. Zweiglimmergneis, 10. Glimmerschiefer (9 und 10 in der Antikline von Swratka).

Moravisch: 1. Bittescher Gneis, 2. Kalke, 3. Phyllite und Biotitschiefer, 4. Orthogneise der Decken, Mischgneise des Autochthons, 5. Batholithen, 6. Diabas und Hornblendit.

Jüngere Bildungen: 7. Devon östlich von Brünn, 8. Oberkarbon und Rotliegendes der Boskowitz Furche, 9. Kulm, 10. Kreide, Tertiär, Quartär, 11. Moldanubische Überschiebungsfläche.

ehemaligen Daches auch ins Innere des Granitkörpers und vereinigen sich mit den Hüllgesteinen des Außensaumes. Gegen Norden überwiegen die hybriden Gneise immer mehr, so daß am Nordende des Batholithen bereits die ganze Breite des Autochthons von Mischgesteinen eingenommen wird. Es macht den Eindruck, daß die Intrusion des Batholithen, die mehr oder minder lagerartig in eine Serie

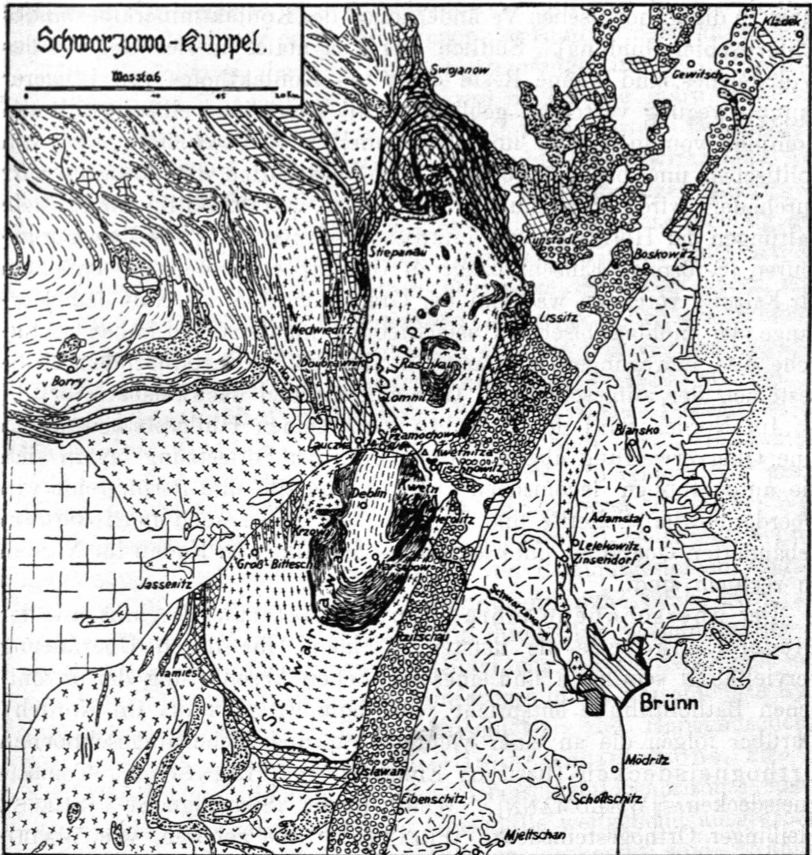


Fig. 2. Schwarzwakuppel.

steilgestellter Schiefer erfolgte, gegen Norden allmählich abklingt und auskeilt.

Die alte Tektonik der vom Batholithen verdrängten Hüllgesteine, deren Überreste in den erwähnten Schieferzügen erhalten geblieben sind, ist durch S—N- bis SSW—NNO-Streichen und westliches Verflächen gekennzeichnet. Diese alte Streichrichtung wird im Nordteile der Thayakuppel von der Streichrichtung der überschobenen Decken spitzwinkelig geschnitten und in der Nähe der Überschiebungsfläche

durch mechanisch erzwungene Umstellung den Leitlinien des Deckenbaues angepaßt.

Die kontaktmetamorphe Hülle des Batholithen samt den diskordant auflagernden devonischen Sedimenten ist unter dem Einflusse der gegen Osten drängenden höheren Schubmasse von ihrer Unterlage abgeschürft und in ein eigenes Falten-system gelegt. Die Durchbewegung der Kontaktgesteine infolge der Faltung und Auswalzung führt zu diaphthoritischen Veränderungen des Kontaktmineralbestandes (Chloritschieferbildung). Südlich des Thayatales in der Gegend des Wolfsteiches sind kleine Reste des alten Kontakthofes von jüngerer Durchbewegung verschont geblieben. Sie zeigen uns einen gefalteten Komplex von injizierten und imprägnierten Biotitschiefern, der von aplitischen und pegmatitischen Ganggefolgschaften des Granites wirt durchädert wird. Stauchungen der Gänge, parakristallin abgebildete Faltungen der Hornfelse und mikroskopisch nachweisbare Bewegungsspuren (S-förmige Einschlußzüge in Granatporphyroblasten) sprechen für Faltungsvorgänge während der Granitintrusion, die mit dem Vorgange der moldanubischen Überschiebung nichts zu tun haben. Ähnliche alte Bewegungen sind auch in den kontaktmetamorphen Hüllgesteinen der aufgeschobenen Orthogneisdecken nachweisbar.

Im Norden wird der Batholith samt seinen Hüllgesteinen durch eine Querverwerfung abgeschnitten; in seiner Fortsetzung lagern sich die autochthonen devonischen Phyllite, Quarzite und Porphyroide von Oberdannowitz, Selletitz und Moratitz, zu denen auch noch die von gebänderten Quarziten unterteuften Devonkalke von Kodau im Norden zu rechnen sind.

Der überschobene moravische Schieferzug beginnt mit der Liegendkalkdecke als tiefstem Element, die durch Überfaltung vervielfältigt sein kann und einer randlichen Abschürfung der devonischen Batholithhülle entspricht (Oberdannowitz, Skalitz im Norden). Darüber folgen die an einer wichtigen Störungsfläche aufgeschobenen Orthogneisdecken (Basische Einlagerungen [REINHOLD], Tonalitgneisdecken [WALDMANN], Weitersfelder Stengelgneise [SUESS], Pleißinger Orthogesteinsdecke [PRECLIK]). Sie gehören, wie WALDMANN gezeigt hat, einem Zuge an, der durch eine zusammengequetschte Paragesteinssynkline in zwei Schalen zerfällt. Dieser Doppelzug streicht von Süden her parallel zur Westgrenze der Thayakuppel, erleidet bei Theras eine scharf S-förmige Querverbiegung und keilt nördlich des Thayatales aus.

Die Hüllgesteine der Orthogneise, die aus glimmerschieferähnlichen Biotitschiefern, Hornfelsquarziten und Kalksilikatschiefern bestehen, über denen Biotitphyllite und Biotitmarmore als Vertreter des Devons lagern, sind von ihrer Unterlage losgelöst und in ein eigenes Falten-system gelegt. Die Unabhängigkeit ihrer Tektonik von der der Orthogneise zeigt sich besonders deutlich in der Verbreite-

zung der moravischen Zone nördlich von Horn. Die zahlreichen sichelförmig gekrümmten Kalkzüge, die in den Biotitschiefern der Gegend von Dallein und Pernegg liegen, lassen einen wirren Knäuel übereinandergeschobener und verknetzter Teildecken erkennen, der mangels auswalzender Einflüsse noch die ursprünglichen Züge einer in größerer Tiefe ausgebildeten Tektonik trägt. Nördlich des Thaya-tales streichen die Hüllgesteine weiter gegen Norden als die auskeilenden Orthogneise, ihre Kristallinität nimmt teils durch Diaphthorose, teils auch primär durch Aueklingen der Kontaktmetamorphose ab.

Die Verfolgung der einzelnen Gesteinszüge im verschmälerten Nordflügel der Thayakuppel macht um so größere Schwierigkeiten, je weiter man in der Richtung gegen NO fortschreitet. Die intensive Zusammenpressung und Auswalzung dieses Teiles bewirkt eine Auflösung der Faltenzüge in ein System von linsenförmigen Elementen, die an Gleitflächen aneinandergereiht sind. Die Überschiebung geht nicht mehr, wie im zentralen und südlichen Teile, an einzelnen Bewegungsflächen vor sich, sondern der ganze Schieferkomplex gerät an zahllosen Gleitflächen in Bewegung, zwischen denen relativ unversehrte Elemente mit alten Strukturen erhalten bleiben, die nun ohne Rücksicht auf Stratigraphie bunt durcheinandergemischt werden.

Das höchste Glied in der Folge der moravischen Decken ist der Bittescher Gneis, ein im allgemeinen biotitarmer, blastomylonitisch veränderter Granitporphyr, der durch Übergänge mit granodioritischen Mischgneisen verknüpft ist. Er begleitet in gleicher Weise den Außenrand der Thaya-, wie auch der nördlich gelegenen Schwarzawakuppel. Schmale Einlagerungen von Kontaktgesteinen und devonischen Sedimenten legen die Vermutung nahe, daß er in zwei oder mehrere Teildecken zerfällt, die durch Ausquetschung der dazwischenliegenden Paragesteinssynklinen eng aneinandergedreht sind. Den Liegendschenkel des ganzen Gneiszuges bilden verschieferte Kalksilikatgesteine (Fugnitzer Kalksilikatschiefer); der Hangendschenkel fällt mit der moldanubischen Glimmerschieferzone, also mit dem eigentlichen diaphthoritisierten Überschiebungshorizonte zusammen, in dem die Paragesteine der Gneishülle weitgehend ausgearbeitet und mit moldanubischen Diaphthoriten verknüpft sind. Namentlich dort, wo die diaphthoritische Basis des Moldanubikums in der Fazies der „äußeren Phyllite“ auftritt (Nordende der Thayakuppel, Schwarzawakuppel), dürfte viel moravisches Material beigemischt sein.

Wo moldanubische Diaphthorite am Außensaume des Moravikums schwach entwickelt sind (Nordflügel), macht es stellenweise den Eindruck, daß die Vorwärtsbewegung der moldanubischen Scholle in späteren Stadien nicht mehr an der Grenze gegen den moravischen Bittescher Gneis vor sich ging, sondern daß der Gneis, am Moldanubischen haftend, mit diesem gemeinsam gegen Osten glitt, so daß

die Zone der tieferen moravischen Phyllite als eigentlicher Bewegungshorizont fungierte und demgemäß intensiv durchbewegt wurde.

Einen Begriff von der Reichweite der moldanubischen Überschiebung vermitteln uns die Reste eines Gegenflügels der kuppelförmigen Aufwölbung, die, vom Scheitel des moravischen Gewölbes abgleitend, ostwärts unter die tertiären Sedimente der Ebene sinken. Im Norden der Thayakuppel liegt, beiderseits von Brüchen begrenzt, ein keilförmiges, nach SO einfallendes Stück Grundgebirge, der Mißlitzer Horst. Die Spitze des Keiles bilden moravische Gesteine: an der Basis liegen Hornfelse, injizierte Biotitschiefer und Hornfelsquarzite mit Einlagerungen von Kalksilikathornfelsen und kontaktmetamorphen Diabasen als Kontaktgesteine der Brüner Intrusivmasse, die von wenig metamorphen devonischen Phylliten und einem Kalkbände überlagert werden (\pm autochthon). Darüber folgen mit tektonischer Konkordanz diaphthoritische Phyllite, die wohl größtenteils schon dem Moldanubischen angehören, dann Glimmerschiefer und schließlich unverändertes Moldanubikum, ohne daß höhere moravische Decken, namentlich Gneise des Bittescher Zuges vorhanden wären. Kleinere moldanubische Reste finden sich noch östlich von Znaim (Amphibolite und Glimmerschiefer) und weiter im Süden bei Frauendorf (Glimmerschieferdiaphthorite). Diese Spuren eines moldanubischen Gegenflügels stellen eine Überschiebungsweite von mindestens 40 km sicher.

Von größter Wichtigkeit für das Verständnis der Metamorphose ist die Quertektonik der Thayakuppel. Im Süden tauchen die moravischen Decken tunnelförmig gegen Südwesten unter die moldanubischen Glimmerschiefer, aus denen südlich Schönberg ein kleines Fenster von Bittescher Gneis auftaucht (BECKE, WALDMANN). Die moravisch-moldanubische Deckenfolge ist hier überkippt, so daß das Moldanubische an dieser Stelle nordwärts unter den Bittescher Gneis sinkt.

Nördlich von Horn erscheint an einer flexurartigen Querverbiegung ein breites Stück moravischen Deckenlandes mit wohlerhaltener Tiefentektonik staffelförmig emporgerückt (Verbreiterung der moravischen Zone [SUESS]). Nachgiebige Schiefergneise, welche das Moldanubikum bei Horn und Drosendorf hauptsächlich zusammensetzen, boten der Aufpressung des moravischen Grundgebirges Raum. Die Überkipfung im Süden, die Flexur von Horn und die S-förmige Verbiegung der Orthogneiszüge bei Theras spricht für eine starke Südkomponente des moldanubischen Schubes.

Nordwärts der Thaya sinkt die moravische Serie, von widerstandsfähigen Gföhlergneisen niedergepreßt, wieder in die Tiefe. Die Absenkung erfolgt z. T. an alten, aus Flexuren hervorgegangenen Querbrüchen. Das Untertauchen der Faltenachsen gegen Norden bewirkt, daß das Streichen der Gesteinszüge gegen ONO umschwenkt, und

daß die Terrainoberfläche aus den Gewölbeschalen Teile heraus-schneidet, die immer näher am Gewölbescheitel gelegen sind. Hier werden aber die einzelnen Decken immer stärker ausgewalzt (Verschmälerung des Nordflügels), so daß sie im östlichen Schenkel (Mißlitzer Horst) bereits vollständig ausgequetscht sind und die moldanubische Schubmasse unmittelbar auf das Autochthon zu liegen kommt.

Metamorphose.

Die Betrachtung der moravischen Gesteinsmetamorphose wird zweierlei Umwandlungsvorgänge scharf auseinanderzuhalten haben, eine ältere, mit Bewegungsvorgängen verknüpfte Kontaktmetamorphose und eine jüngere, der moldanubischen Überschiebung beigeordnete Dynamometamorphose. Demgemäß wird die ältere polymetamorphe Schiefergruppe getrennt zu behandeln sein von den Eruptiven und von den devonischen Sedimenten rein dynamometamorphen Charakters.

Bezüglich des allgemeinen Metamorphosierungsgrades wurde von SUSS als Regel erkannt, daß die moravischen Gesteine, abweichend von den in anderen kristallinen Schiefergebieten gemachten Erfahrungen, in ihren oberen Lagen höhere Kristallinität aufweisen als in den tieferen. Das hat seinen Grund darin, daß die äußeren Decken der Kuppel aus größerer Tiefe stammen, als die inneren, und demgemäß ein ausgesprochenes Tiefengepräge tragen, während der autochthone Kern durch Oberflächenmetamorphose (vorwiegend Kataklase) gekennzeichnet ist.

Auch in streichender Richtung klingt die Metamorphose von der zentralen Verbreiterung der moravischen Schieferserie gegen den verschmälernten Nord- und Südflügel ab. Diese Änderungen hängen mit dem Verhalten der intrusiven Körper und mit der Quertektonik, aber auch mit dem Grade der Auswalzung und Durchbewegung in geringer Tiefe zusammen. Mit dem Untertauchen des Thayabatholithen und der Orthogneiskeerne (mit Ausnahme des Bittescher Gneises) gegen Norden geht eine primäre Abnahme der Kontaktmetamorphose im Nordflügel Hand in Hand. Die Emporpressung des zentralen Teiles bringt ein Stück Deckenland mit Tiefentektonik und Tiefenmetamorphose an die Oberfläche; die geringen Anzeichen von Durchbewegung deuten an, daß die Aufwärtsbewegung mehr oder minder en bloc erfolgte. Nur an der Umbiegung bei Horn, wo der verbreiterte Teil plötzlich in den schmalen Südflügel übergeht, scheint nach WALDMANN stärkere Durchbewegung stattgefunden zu haben. Im absinkenden Nordflügel, wo Gesteine aus scheidelnahen Partien des Gewölbes ausbeißern, wird die Kristallinität der Devongesteine gering; die Kontaktgesteine der Decken aber haben einen langen, mit starker Auswalzung verbundenen Transport mitgemacht und zeigen weit-

gehende Diaphthorese, die sie in ihrem Mineralbestande dem rein dynamometamorphen Devon angleicht.

Im einzelnen ergeben sich folgende Verhältnisse:

1. Polymetamorphe Gesteine.

Wir unterscheiden Kontaktmetamorphose und nachfolgende Dynamometamorphose.

Kontaktmetamorphose. Ihr Einfluß kann am besten in postkristallin wenig durchbewegten Kontaktserien studiert werden (Zentraler Teil). Die Kontaktmetamorphose ist mit einer älteren Faltungsphase verknüpft (Paratektonische Abbildung von Falten, Rollung von Porphyroblasten während des Wachstums) und geht in der Nähe der Kontakte unter starker Stoffzufuhr vor sich (Injektions- bzw. Imprägnationsmetamorphose). Tonige Gesteine gehen je nach dem Grade der Granitisierung in Biotitschiefer, Imprägnationsgneise und Adergneise mit zunehmendem Kalifeldspatgehalt über. Seltener sind massige Biotithornfelse. Die Mineralneubildung bezieht sich auf Biotit in sparriger Verwachsung mit Muskovit, Cordierit, zweierlei Feldspat, Erz und Graphit, bei geringer Alkalizufuhr auch auf Granat und Staurolith. Pneumatolytischer Entstehung ist z. T. der Turmalin. Quarzige Gesteine ergeben je nach ihrer Reinheit Biotit- und Hornblendequarzite, die gleichfalls von aplitischem Material durchädert sein können. Kalke erscheinen in Kalksilikathornfelse mit Diopsid, Hornblende, Granat, Epidot, Klinozoisit, Titanit, Biotit und Vesuvian (selten!) umgewandelt.

Dynamometamorphose. Durch Gefügebewegungen im Gefolge der Überschiebungstektonik erleiden die Kontaktgesteine diaphthoritische Veränderungen, die namentlich in den tieferen Decken und im verschmälernten Nordflügel deutlich sind. Bei Gesteinen höherer Decken, namentlich im zentralen Teile, kann der Mineralbestand des Kontaktes während des Gleitens in größerer Tiefe teilweise erhalten bleiben und den dynamischen Bedingungen tektonoblastisch angepaßt werden (Biotit- und Muskovitsträhne in Gleitflächen). Im Autochthon tritt Kristalloblastese völlig zurück zugunsten der kataklastischen Umformung.

Von den Kontaktmineralien der Schiefer und Paragneise reagiert der Cordierit am empfindlichsten auf dynamische Einflüsse; er wird nur mehr in Chlorit-Muskovitpseudomorphosen gefunden. Empfindlich sind auch Biotit und Staurolith, die sich in Chlorit umwandeln, ferner die basischen Plagioklase, welche in Oligoklasalbit und Epidotmineralien zerfallen. Fortgeschrittenere Stadien der Diaphthorese sind durch Chloritisierung der Granaten und durch Ausbildung serizitischer Ströme auf Kosten der Feldspate gekennzeichnet. Körner von Ilmenit umkrusten sich mit Titaniträndern.

Bei Kalksilikatgesteinen äußert sich die dynamische Einwirkung durch kristalloblastische Umwandlung der Augite in Hornblende (WALDMANN) und Chlorit, die mit Ausscheidungen von Titanit- und Rutilinterpositionen verbunden ist. Die neugebildeten Hornblenden der tieferen Decken unterscheiden sich von jenen der höheren durch ihr strahlsteinähnliches Aussehen. Augitminerale fehlen hier bereits vollständig. Im Autochthon erfolgt die Gesteinsumformung ausschließlich im kataklastischen Sinne.

2. Rein dynamometamorphe Gesteine.

Bei den rein dynamometamorphen Gesteinen unterscheiden wir nach der Art des Ausgangsmaterials zwei Gruppen, Ortho- und Paragesteine. Letztere gehören dem Devon an.

Ortho- bzw. Erstarrungsgesteine. Bei den Orthogesteinen zeigt sich besonders deutlich die Regel, daß im Autochthon vorwiegend kataklastische, in den aus größerer Tiefe emporgetragenen Decken kristalloblastische Gesteinsumformung herrscht; dieser Unterschied in der metamorphen Fazies läßt die Bedeutung der Überschiebungsvorgänge innerhalb der moravischen Einheit klar erkennen.

Im Autochthon sind Mineralumbildungen spärlich (Entmischung basischer Plagioklase, Chloritisierung der Biotite, Ausbildung kurzer serizitischer Gleitflächen). Deutlicher wird die Durchbewegung und Kristalloblastese in den primär schieferigen Randgesteinen und in den basischen Ganggesteinen der Kontakthülle des Batholithen. Bei ersteren erfolgen die Differentialbewegungen entlang der durch Biotit-schuppen gekennzeichneten Schieferungsflächen unter Ausbildung chlorit- und serizitreicher Schnüre. Die gabbroiden Ganggesteine gehen durch Uralitisierung und Saussuritisierung in Grünschiefer über. Die Mineralbildung entspricht ausschließlich der Fazies oberster Rindenzonen.

Bei den Eruptiven der Orthogneisdecken ist die ehemalige Erstarrungsstruktur in weitestem Ausmaße der kristalloblastischen Umformung zum Opfer gefallen. Letztere geht unter Bedingungen der zweiten Tiefenstufe vor sich (Kristalloblastische Erneuerung von Biotit und Hornblende, Ausbildung von Muskovitporphyroblasten, Biotit- und Epidotbildung durch Wechselwirkung zwischen Hornblende und Kalifeldspat [WALDMANN]). Rekristallisierte Feldspateinsprenglinge als Relikte des Erstarrungsgefüges zeigen Interferenz zwischen Kataklastik und Kristalloblastese (Bittescher Gneis). Diaphthoritische Veränderungen infolge von Durchbewegung während des Transportes in geringerer Tiefe sind recht spärlich und eigentlich nur an biotitreichen Gneisen sowie im verschmälerten Süd- und Nordflügel des Bittescher Gneiszuges deutlich. Meist bilden die starren Orthogneise verschonte Relikte mit unversehrtem Tiefengepräge innerhalb der stark durchbewegten und diaphthoritierten Paraschiefer.

Devonische Paragesteine. Die devonischen Phyllite, Quarzite und Kalke des Autochthons und der untersten Decken sind äußerst wenig metamorph. Die Mineralneubildung beschränkt sich auf Chlorit, Serizit und feine Turmalinnädelchen, die Quarzite zeigen Kataklyse und Gefügeregelung.

Die entsprechenden Gesteine höherer Decken erlangten während des tektonischen Vertikaltransportes in größerer Tiefe eine bedeutend höhere Kristallinität. Namentlich in der zentralen Verbreiterung erscheinen relativ hochmetamorphe Gesteine, deren Unterscheidung von Kontaktgesteinen schwierig werden kann. Hier treten die tonigen Gesteine als feinschuppige Biotitphyllite (gelegentlich mit kleinen Granatporphyroblasten) auf, die Kalke sind in mittelkörnige, biotit- und muskovitführende Marmore umgewandelt, in denen bei Hardegg als Seltenheit Tremolit nachgewiesen werden konnte. Auch hier machen sich gelegentlich diaphthoritische Veränderungen geltend. Von der zentralen Aufwölbung weg nimmt die Kristallinität gegen Norden und Süden in dem Maße ab, als die Deckenachsen untertauchen. Die Mineralien der zweiten Tiefenstufe verschwinden allmählich und im äußersten Nordflügel werden die Unterschiede zwischen den Decken- und Autochthongesteinen kaum merklich (dichte Biotit- und Serizitphyllite, feinkristallinische Kalke).

Die Schwarzawakuppel (Fig. 2).

Der Deckendepression im Norden der Thayakuppel entsprechend dringt das Moldanubikum zwischen Kromau und Oslavan zungenförmig gegen Osten vor und scheidet dadurch das Thayagewölbe von der nördlich gelegenen Schwarzawakuppel. Moravikum und Moldanubikum werden gleichmäßig abgeschnitten vom Grabenbruche der Boskowitzter Furche, dessen permokarbonische Sedimentausfüllung sich gegen Süden allmählich heraushebt, so daß unter den Kohlenflözen grobe Basalkonglomerate und schließlich kristalline Gesteine der Unterlage zum Vorschein kommen. Im Osten wird die Boskowitzter Furche von den Graniten und Dioriten der Brünner Intrusivmasse begrenzt, welche nichts anderes ist als die nördliche Fortsetzung des Thayabatholithen.

Die moldanubischen und moravischen Decken setzen sich östlich des Bruches nicht in das Gebiet der Brünner Intrusivmasse fort; dies hat seinen Grund darin, daß letztere in bezug auf das kristalline Schiefergebiet im Westen der Boskowitzter Furche bedeutend gehoben ist, so daß die Abtragung bis auf den granitischen Kern erfolgen konnte, auf dem nur kleine Reste der Kontakthülle ruhen (Mieltschan). Diese Hebung muß im obersten Karbon bereits beendet gewesen sein, was sich aus der Geröllführung der oberkarbonischen Basiskonglomerate am Ost- und Westrande der Furche ergibt (SUESS).

Die Schwarzawakuppel stellt ein regelmäßiges, allseits von Moldanubikum umgebenes Gewölbe moravischer Gesteine vor, von dem der Bittescher Bruch im Südwesten ein Segment abschneidet, ähnlich wie die Boskowitz Furche im Osten. Er findet seine Fortsetzung wahrscheinlich in dem zwischen Lauczka und Tischnowitz gelegenen Bruche, der die Schwarzawakuppel in zwei Hälften zerlegt, von denen die nördliche um ein bedeutendes Stück abgesunken ist. Der Nordteil, von dem die Denudation nur die obersten Decken bloßlegen konnte, bildet in sich ein kuppelförmiges Gebilde, das sich gegen Norden verschmälert und bei Oels tunnelförmig unter die aufgeschobenen moldanubischen Phyllite und Glimmerschiefer taucht.

Das Gebiet der Schwarzawakuppel wurde in jüngster Zeit von K. ZAPLETAL untersucht. Die Auffassung, welche diesen Arbeiten, von denen mir leider nur die in deutscher und französischer Sprache verfaßten ausführlichen Resumés zugänglich sind, zugrunde liegt, weicht, wie mir scheint, ohne zwingenden Grund von den von F. E. SUESS und seinen Schülern festgelegten Prinzipien des moravischen Baues ab. Es wird daher Aufgabe der folgenden Zeilen sein, die Beobachtungen ZAPLETALS in Einklang zu bringen mit den von F. E. SUESS und seiner Schule vertretenen Grundzügen moravischer Tektonik und Metamorphose, zugleich aber auch die abweichenden Anschauungen auf ihre Stichhaltigkeit zu prüfen.

Die tektonische Analyse der Schwarzawakuppel, die durch starke Zerstückelung infolge jüngerer Brüche außerordentlich erschwert ist, wird naturgemäß vom tiefer abgetragenen Südtelle ausgehen müssen. Der Bauplan weist neben Abweichungen auch bemerkenswerte Analogien mit der Thayakuppel auf. Ein parautochthones Gebirge (Kwietnitzaserie) wird von den Graniten des Schwarzawabatholithen überschoben, die ihrerseits die Serie der inneren Phyllite tragen. Darüber folgt die Decke des Bittescher Gneises, die nur z. T. moravische Zone der äußeren Phyllite und schließlich die Fazies der moldanubischen Glimmerschiefer.

Die Unterlage der ganzen Deckenserie bildet zweifellos die Brünner Intrusivmasse, die hier aber in größerer Tiefe liegt und unsichtbar ist. Nur im Odratale bei Tischnowitz treten im Liegenden der Kwietnitzaserie kataklastische Granite auf, die ich im Gegensatz zu ZAPLETAL zum Autochthon, nicht zum Schwarzawabatholithen stellen möchte. Die Kwietnitzakuppel selbst besteht aus wirt ineinandergeschachtelten Schuppen von Silurkalk(?), klastischem und kalkigem Devon, deren tektonische Fazies ähnlich wie im Autochthon der Thayakuppel rein kataklastisch ist.

Im Hangenden der Kwietnitzakuppel folgt die Schubmasse des Schwarzawabatholithen, die im ostwärtsfallenden Gegenflügel stark verjüngt und mylonitisiert ist. Da die kristalloblastische Umformung der Granite verhältnismäßig gering ist, kann es sich hier

nicht um ein Analogon der Orthogneisdecken der Thayakuppel, sondern nur um einen aus geringer Tiefe stammenden abgeschürften Teil des Autochthons handeln. Wo kristalloblastische Struktur an Stelle des Erstarrungsgefüges tritt, scheinen primär schieferige hybride Gneise vorzuliegen. Reste des kontaktmetamorphen Daches sind im Hangenden des Batholithen in Form von injizierten Biotitschiefern teilweise erhalten geblieben (ZAPLETAL). Infolge der Deckenbewegung erleiden Schiefer und Granite diaphthoritische Veränderungen (Chlorit, Serizit).

Den Ostflügel des Batholithen überlagern an einer Überschiebungsfläche die wenig metamorphen Devonkalke von Herotitz. Sie verhalten sich zum Batholithen ähnlich wie die Kwietnitzgesteine und die Devonkalke östlich von Brünn zur Brüner Intrusivmasse oder die Liegendkalkdecke (Seite 89) der Thayakuppel zum Thaya-batholithen. Im Westflügel des Schwarzawabatholithen bleiben Herotitzkalke auf das Gebiet zwischen Lauczkaabach und Schwarzawa beschränkt, wo sie mit den Graniten des Schwarzawabatholithen verschuppt sind.

Als regelmäßiges Band umgürtet die Zone der inneren Phyllite den Schwarzawabatholithen. Ihre petrographische Durchforschung läßt zu wünschen übrig. Nach der Beschreibung SUESS' und ZAPLETALS scheinen neben rein dynamometamorphen Phylliten zerwalzte Kontaktschiefer (mit alter Fältelung analog Thayakuppel) und bis zur Unkenntlichkeit veränderte Grünschiefer (Diabase?) vertreten zu sein. Gegen den Bittescher Gneis im Hangenden zu steigert sich der Grad der Kristallinität; den Außensaum der Phyllitzone bildet hier wie in der Thayakuppel ein Band von relativ hochkristallinem, z. T. Biotit und Muskovit führendem Kalk (Hangendkalkzug). Diaphthoritisierter Erlanfelse, die von ZAPLETAL als kontaktmetamorphe Hangendkalke gedeutet werden, gehören wohl bereits zum Liegend-schenkel des Bittescher Gneises und entsprechen den Fugnitzer Kalksilikatschiefern der Thayakuppel.

Die Zone der inneren Phyllite wird von der Decke des Bittescher Gneises ummantelt. Letztere schmiegt sich im Südteile der Schwarzawakuppel als breites Band an die Phyllitzone, während der abgesunkene Nordflügel fast ganz von Gneisen eingenommen wird, unter denen nur kleine Fenster von Kalk und Phyllit hervorblicken. Eingefaltete Streifen von Phylliten und Kontaktgesteinen (Erlanfelse z. T.) im Südwestteile des Gneisbogens lassen die Zone des Bittescher Gneises als Deckenpaket mit ausgewalzten Paragesteinsynklinen erkennen, dessen Hüllgesteine von ihrer Unterlage losgelöst, mit moldanubischen Diaphthoriten verknüpft und mit eigener Tektonik über die Gneise bewegt worden sind (Äußere Phyllite).

Auch die Zone der inneren Phyllite ist als Deckenpaket, bestehend aus kontaktmetamorphen und jüngeren Sedimenten, aufzu-

fassen, das hier in der Scheitelregion des Gewölbes intensivst durchknetet und diaphthoritisch verändert ist. Orthogneiskerne entsprechend jenen der Thayakuppel sind nicht mehr vorhanden oder bis zur Unkenntlichkeit zerwalzt. Die relativ hohe Kristallinität der Schiefer und Kalke in unmittelbarer Nähe des Bittescher Gneises spricht hier wie in der Thayakuppel für einen tektonischen Transport der Randphyllite aus größerer Tiefe.

Waren der bisherigen Darstellung vor allem SUESSsche, WALDMANNSche und eigene Anschauungen zugrunde gelegt worden, so sollen im folgenden auch die abweichenden Ansichten K. ZAPLETALS erörtert werden. Der grundlegende Unterschied zwischen beiden Auffassungen besteht darin, daß ZAPLETAL den Bittescher Gneis und den Schwarzawabatholithen am Ende des Devons zwischen die bereits übereinandergeschobenen Decken intrudieren läßt und damit einerseits auf eine Zweiteilung der Paragesteine in vor- und nachgranitische verzichtet, andererseits die Orthogneise in Gegensatz setzt zu der seiner Meinung nach präkambrischen Brünner Intrusivmasse.

Die Unzulässigkeit einer Trennung der Orthogneise (Schwarzawa- und Thayabatholith) von der Brünner Intrusivmasse ergibt sich, abgesehen von der Übereinstimmung der Kontakthöfe, aus den Beobachtungen in der Gegend von Znaim, wo Gesteine vom Brünner Typus in die Granite und Gneise des Thayabatholithen intrudieren und mit diesen zu einem tektonischen Körper verschweißt sind. Weiter im Norden ist die Isolierung der Brünner Intrusivmasse von den Decken der Schwarzawakuppel ausschließlich eine Folge jüngerer Bruchtektonik.

Der Auffassung des Bittescher Gneises als Lagerintrusion widerspricht die Beharrlichkeit, mit der derselbe dem moravischen Gesteinszuge bei allen seinen Windungen und Verbiegungen folgt, ohne irgendwo Apophysen ins Liegende zu senden. Gesteine, welche jeglicher Kontaktmetamorphose entbehren, sind dem Gneise in längeren oder kürzeren Zügen eingeschaltet. Selbst die relativ hohe Kristallinität der Kalke im Liegenden der Gneisdecke hat mit Kontaktmetamorphose nichts zu tun; das zeigt sich am klarsten im Gebiete der Thayakuppel, wo die Biotitmarmore des Hangendkalkzuges gegen Norden ohne Rücksicht auf den begleitenden Gneis allmählich durch Ausklingen der Dynamometamorphose das Aussehen wenig veränderter Devonkalke annehmen. Wo aber im Liegenden des Gneises Kalksilikatgesteine auftreten, bleiben sie von den Kalken deutlich getrennt und erklären sich ungezwungen als reduzierte Reste eines Liegend-schenkels.

Die Ausbildung großer Muskovitporphyroblasten im Bittescher Gneise, die ZAPLETAL als Beweis für posttektonische Pneumatolyse ansieht, hat mit solcher nichts zu tun. Sie hängt, wie die

Untersuchung zahlreicher Dünnschliffe gezeigt hat, mit der Deformationsverglimmerung porphyrischer Kalifeldspate zusammen und fehlt den begleitenden Paragesteinen vollständig. Auch der Zusammenhang der Baryt- und Fluoritgänge auf Klüften von Paragesteinen mit der Intrusion des Schwarzawagranites ist bis jetzt nicht erwiesen.

Konnte die relativ hohe Kristallinität der Kalke im Liegenden des Bittescher Gneises in Anbetracht der starken Durchbewegung bei oberflächlicher Betrachtung noch Kontaktmetamorphose vortäuschen, so wird im Gebiete des Schwarzawabatholithen die Überlagerung rein dynamometamorpher Gesteine durch Granite auch von ZAPLETAL zugegeben. Gerade hier macht sich der Mangel einer Unterscheidung zwischen vor- und nachgranitischen Sedimenten besonders fühlbar. Er zwingt ZAPLETAL zur Annahme von tektonischen Komplikationen, die zum Teil recht unwahrscheinlich sind. Die Überwältigung der äußerst wenig metamorphen Kwietnitzaserie durch Gesteine des Schwarzawabatholithen fordert, daß dieser angeblich während der Deckenbewegung intrudierte Granitkörper noch nach seiner Erstarrung deckenförmig weiter bewegt wurde, wobei die Frage offen bleibt, wohin sein Liegendkontakthof so spurlos verschwunden sein mag. Besondere Schwierigkeiten bieten die devonischen Kalke von Herotitz, die zwischen Granit und kontaktmetamorphem Phyllit eingekilt sind, selbst aber keine Spur von Kontaktmetamorphose zeigen. Sie sind nach ZAPLETAL unter dem Einflusse der antagonistisch zurückstauenden Brünner Intrusivmasse nachträglich von Osten her zwischen den Granit und seinen Kontakthof, z. T. auch zwischen die Granitbänke gespießt und nach Überschreitung des Gewölbescheitels sogar bis in den Westteil der Kuppel bewegt worden. Diese Annahme widerspricht nicht nur dem allgemein zu beobachtenden, ostwärts gerichteten Bewegungsbilde, sondern sie ist auch schwer in Einklang zu bringen mit der rein passiven Rolle, welche die Gesteine der Brünner Intrusivmasse weiter im Süden den Überschiebungsvorgängen gegenüber spielen.

Bemerkungen über den Bau des silesischen Gebirges.

Östlich der Boskowitzter Furche tauchen bei Kladek und an anderen Stellen kleinere Partien von moravischen Gesteinen aus der zusammenhängenden Kulmdecke, welche Bittescher Gneis, überschoben auf wenig metamorphes Devon, zeigen. Sie vermitteln zwischen dem Moravikum der Schwarzawakuppel und dem Silesischen Gebirge. Dieser Zusammenhang veranlaßt mich, das Silesische, soweit es aus der Literatur bekannt ist, hinsichtlich seiner Beziehung zum Moravischen anhangsweise zu behandeln.

Das silesische Gebirge, dessen Kenntnis wir den grundlegenden Arbeiten F. BECKES und F. E. SUESS' verdanken, umfaßt das Hohe

Gesenke der Sudeten und wird im Südwesten durch die Störung von Buschin, im Nordwesten durch die Ramsaulinie begrenzt, welche der moldanubischen Überschiebungsfläche entspricht. Im Nordosten sinkt das Kristallin unter, während im Südosten nichtmetamorphes Devon an seine Stelle tritt.

Das silesische Gebirge weist in stratigraphischer Hinsicht nahe Verwandtschaft mit dem Moravikum auf. In tektonischer Hinsicht fehlt hier der starke Zusammenstau und die extreme Überfaltung, die wir im Moravischen zu sehen gewohnt sind. Der Bauplan wird durch flache Gewölbe gekennzeichnet, in denen eine ältere Kontaktmetamorphose mangels jüngerer Durchbewegung z. T. ausgezeichnet erhalten ist (Glimmerschiefer mit Staurolith und Andalusit). Die devonischen Gesteine sind von der Faltung noch ergriffen worden, weisen aber keinen besonderen Grad der Kristallinität auf, da sie nur gefaltet, nicht aber aus größerer Tiefe emporgeschoben wurden.

Der Südostteil des silesischen Gebirges wird vom Teßgneisgewölbe eingenommen, das, wie ich mich an BECKESchen Originalbelegstücken, die mir Herr Prof. STARK in dankenswerter Weise zur Verfügung stellte, überzeugen konnte, aus hybriden Biotitgneisen besteht, die von Pegmatiten und Graniten durchdrungen und durchädert werden. Biotitreiche Gneise mit starkem sedimentärem Einschlag herrschen namentlich an den Flanken des Gewölbes, während im Inneren der Orthogneischarakter dominiert. Die Gneise werden von Amphiboliten durchbrochen, die dem Moravikum in dieser Fülle fehlen; im allgemeinen zeigt aber die Gesteinsgesellschaft unverkennbare Ähnlichkeit mit dem Nordende des Thayabatholithen.

Die kuppelförmige Auffaltung des Teßgneisgewölbes dürfte mit jener älteren Gebirgsbildungsphase zusammenfallen, deren Spuren auch im Moravischen nachgewiesen wurden. An der Grenze gegen das Paläozoikum im Südosten sind die Teßgneise mit fossilführendem Devon varistisch verfaltet und diaphthoritisert (Chloritgneise); auch hierin zeigt sich die Analogie mit dem Autochthon der Thayakuppel.

Im Nordwesten des Teßgneisgewölbes erscheinen die Schieferzüge des Uhusteines und Seeberges. Sie entsprechen einer gegen Südosten bewegten Überfaltungszone, an deren Zusammensetzung neben diaphthorisierten Orthogneisen und Kontaktgesteinen auch devonische Quarzite und Phyllite beteiligt sind. Sie werden von einer flachen Mulde z. T. staurolithführender Glimmerschiefer überlagert, die im Kerne wenig veränderte Devonquarzite führt (Roter Berg). Die Nordwestflanke der Mulde lehnt sich an das von Staurolithglimmerschiefern ummantelte breite Gewölbe des Kepernikgneises an, der namentlich an den verschieferten Rändern große Ähnlichkeit mit dem Bittescher Gneise zeigt. Mehrere Keile von Kontaktgesteinen (Staurolithglimmerschiefer, aber auch Kalksilikatgesteine) greifen in den Gneiskörper ein; sie sind entweder als Syn-

klinalen der alten, mit Kontaktmetamorphose verbundenen Faltungsphase, oder als primär hereinragende Reste des Gneisdaches aufzufassen. An den nordwestlichen Gewölbeschenkel legen sich wenig metamorphe devonische Phyllite, Quarzite und Kalke in wiederholter Verfaltung. Sie werden entlang der Ramsaulinie von moldanubischen Glimmerschiefern überlagert, die an der Grenze intensiv durchbewegt, verruschelt und diaphthoritisert sind.

Sieht man von der älteren Faltung ab, so haben im Gefolge der moldanubischen Überschiebung, die nach SUESS höchstens bis ins Gebiet des Roten Bergpasses gereicht hat, nur an drei Stellen größere Bewegungen stattgefunden: an der Grenze gegen das geschlossene Devongebiet im Südosten, wo Chloritgneise mit devonischen Gesteinen innig verfaltet und verschuppt sind, im Gebiete der Schieferzüge des Uhustein und Seeberg, wo das Kepernikgewölbe auf das Teßgneisgewölbe gepreßt ist, und schließlich im unmittelbaren Liegenden der moldanubischen Gleitscholle. Überall sind die Bewegungszonen durch Diaphthorose der Kontakt- und Orthogesteine gekennzeichnet. Die Devongesteine zeigen nirgends eine höhere Kristallinität, nicht einmal im unmittelbar Liegenden des Moldanubikums. Dieser Umstand beweist, daß die Kristallinität der Devongesteine weder hier, noch im Moravischen mit der größeren oder geringeren Entfernung der Überschiebungsfläche, sondern ausschließlich mit der Tiefenlage der betreffenden Gesteine während ihrer Umformung zusammenhängt. Diese hat sich aber im Silesischen während der Bewegungsvorgänge nicht stark geändert. Im allgemeinen ist uns im silesischen Gebirge das Jugendstadium der moravischen Tektonik erhalten geblieben, aus dem durch intensivere Zusammenpressung und deckenförmige Übereinanderschlebung der heutige tektonische und metamorphe Zustand der moravischen Kuppeln abgeleitet werden kann.

Literaturverzeichnis.

- BECKE, F. und SCHUSTER, M., Geologische Beobachtungen im Altvatergebirge. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1887.
- BECKE, F., Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinen Schiefer des Hohen Gesenkes. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., Wien 1892.
- , —, Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermaks min.-petr. Mitt., 1915.
- BUKOWSKI, G., Die Umgebung von Müglitz und Hohenstadt und das Gebiet von Schönberg. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1892.
- , —, Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes M.-Neustadt—Schönberg. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1905.
- CLOOS, H., Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Gebrüder Borntraeger, Berlin 1922.
- CZŹŹEK, J., Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und des Mannhardsberges. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., 1853.

- HINTERLECHNER, K., Über Schollenbewegungen am südöstlichen Rande der Böhmisches Masse. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1914.
- , —, Bemerkungen zur Geologie der moravischen Fenster. Ebenda, 1917.
- HOLETZ, F., Der Hornblendit und die ihn begleitenden Gesteine von Schöllschitz. Lotos 71, Prag 1923.
- JOHN und SUSS, Die Gaurverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1908.
- KÖLBL, L., Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone. Jahrb. d. Geol. Bundesanst., Wien 1922.
- KOSSMAT, F., Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues Sachsens und der Sudetenländer. Centralbl. f. Min. usw., Abt. B, 1925.
- KRETSCHMER, F., Die Graphitablagerungen bei M.-Altstadt—Goldenstein. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1897.
- , —, Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr. Schönberg. Ebenda, Wien 1908.
- , —, Das metamorphe Diorit- und Gabbromassiv in der Umgebung von Zóptau. Ebenda, Wien 1911.
- , —, Der metamorphe Dioritgabbrozug nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. Ebenda, Wien 1917.
- MOCKER, F., Der Granit von Maissau. Tschermaks mineral.-petrogr. Mitteil. 29, 1910.
- NEUWIETH, V., Die Kontaktminerale von Blanda. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, 1907.
- PRECLIK, K., Über eine im Gebiete des Thayabatholithen beobachtete Mylonitbildung. Centralbl. f. Min. usw., 1924.
- , —, Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. Verh. d. Geol. Bundesanst., Wien 1924.
- , —, Die moravische Phyllitzone im Thayatale. Sborník d. Geol. Staatsanst., Prag 1926.
- , —, Das Nordende der Thayaknuppel. Ebenda.
- REINHOLD, F., Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Mannhartsberges. Tschermaks min.-petr. Mitt. 29, 1910.
- , —, Das Gebiet östlich des Kamptales. Ebenda, 32, 1914.
- ROSIWAL, A., Schlussergebnisse der Aufnahme des kristallinen Gebietes im Kartenblatte Bräusau—Gewitsch. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1896.
- , —, Vorlage von Kontaktmineralien aus der Umgebung von Friedeberg in Schlesien. Ebenda, Wien 1906.
- RZEHA, A., Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens. Verh. d. naturforsch. Vereins Brünn, 1909.
- , —, Neue Aufschlüsse im Kalksilikathornfels der Brünner Intrusivmasse. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1910.
- , —, Fluorit und Baryt im Brünner Granitgebiete. Ebenda.
- , —, Zur Kenntnis der Kalksilikathornfels der Brünner Eruptivmasse. Ebenda, Wien 1911.
- , —, Mährische Barytvorkommnisse. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn 1912.
- , —, Das Alter der Brünner Eruptivmasse. Ebenda.
- SANDER, B., Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies usw. Verh. d. Geol. Reichsanst., Wien 1914.
- SCHMITZ, A., Der Kalksilikatfels von Reigersdorf bei Schönberg. Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1910.
- SCHIRMER, F., Geognostische Beobachtungen in den Sudetenausläufern zwischen Schönberg und Mähr. Neustadt. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn 1901.

- Suess, F. E., Der Bau des Gneisgebirges von Groß-Bittesch. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1897.
- , —, Kontakt zwischen Granit und Kalk in der Brünner Intrusivmasse. *Verh. Wien* 1900.
- , —, Bau und Bild der Böhmisches Masse. *Wien* 1903.
- , —, Vorläufiger Bericht über die Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1903.
- , —, Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse. *Ebenda*, Wien 1906.
- , —, Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des südböhmischen Grundgebirges. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1907.
- , —, Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge in dem Gebiete von Frain und Theras. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1908.
- , —, Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. *Denkschr. d. Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl.*, Wien 1912.
- , —, Bemerkungen zur neueren Literatur über das moravische Fenster. *Mitt. d. Geol. Ges.*, Wien 1918.
- , —, Der innere Bau des varistischen Gebirges. *Ebenda*, 1921.
- , —, Zum Vergleiche zwischen alpinem und varistischem Bau. *Geol. Rundschau* 1923.
- , —, Das Großgefüge der Böhmisches Masse. *Centralbl. f. Min., Abt. B.*, 1926.
- , —, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. *Gebrüder Borntraeger*, Berlin 1926.
- Tietze, E., Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1893.
- , —, Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. *Ebenda*, 1901.
- Tausch, L., Reisebericht von Tischnowitz. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1891.
- , —, Geologische Mitteilungen aus der weiteren Gegend von Tischnowitz. *Ebenda*, 1892.
- , —, Die Phyllitgruppe im Blatte Boskowitz—Blansko. *Ebenda*, 1894.
- , —, Schluß der geologischen Aufnahme im Blatte Boskowitz—Blansko. *Ebenda*, 1895.
- , —, Über die kristallinen Schiefer- und Massengesteine, sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1895.
- Till, A., Geologische Exkursionen im Gebiete des Kartenblattes Znaim. *Verh. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1906.
- Vetters, H., Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, Wien 1917.
- Verbka, A., Die Gneise der nächsten Umgebung Znaims. *Deutschmähr. Schulbl.*, 1915.
- Waldmann, L., Das Südende der Thayakuppel. *Jahrb. d. Geol. Bundesanst.*, Wien 1922.
- , —, Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebirges südlich der Bahnlinie Eggenburg—Sigmundsherberg. *Akad. Anzeiger*, Wien 1924.
- , —, Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebirges zwischen Eggenburg—Pernegg—Theras. *Ebenda*, 1925.
- , —, Geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich Sigmundsherberg. *Ebenda*.
- , —, Abschnitt Erdgeschichte in „Das Waldviertel“. *Deutsches Vaterland*, Wien 1925.

ZAPLETAL, K., Výsledky srovnávacích tektonických studií (Ergebnisse vergleichender tektonischer Studien. Deutsches Resumé). Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn 1925.

—, —, Petrochemické a tektonické vztahy variských intrusiv (Die Petrochemie und Tektonik der variszischen Intrusiva. Deutsches Resumé). Ebenda, 1926.

—, —, Geologie středu Svratské klenby (Geologie des zentralen Teiles der Schwarzawakuppel. Franz. Resumé). Sborník d. Geol. Staatsanst., Prag 1925.
