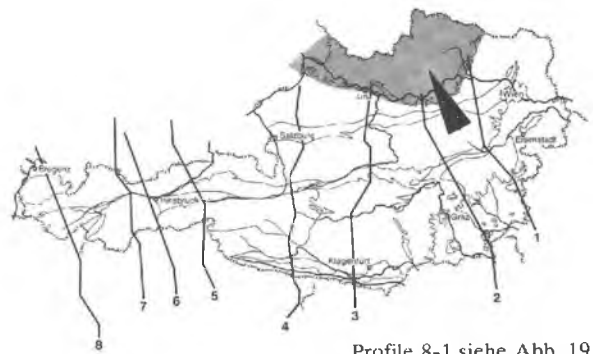


3.1. Die Böhmisches Masse in Österreich

Von GERHARD FUCHS und ALOIS MATURA

Mit den Abbildungen 20 bis 24



Profile 8-1 siehe Abb. 19

3.1.1. Einführung

Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Ober- und Niederösterreich gehört zur Böhmisches Masse. In nach-variszischer Zeit wurde es weitgehend eingeebnet und von terrigenen Sedimentdecken und z. T. marinen Schichten überlagert. Junge alpidische Hebung hat die Erosion neu belebt und ein ausgesprochenes Mittelgebirge geschaffen. Die Verebnungsfläche liegt heute 500–700 m hoch. Der Plöckenstein – die höchste Erhebung – erreicht 1378 m.

Nach ersten Pionieraufnahmen von J. CZIŽEK in der Mitte des vorigen Jahrhunderts wurde das Waldviertel um die Jahrhundertwende besonders durch die um F. E. SUESS und F. BECKE geschar-

ten Geologen- und Petrographengruppen gründlich erforscht. In den Zwanziger- und Dreißigerjahren folgten zahlreiche grundlegende Arbeiten über den österreichischen Anteil der Böhmisches Masse von H. V. GRABER, A. KÖHLER, L. KÖBL, A. MARCHET, K. PRECLIK und L. WALDMANN. Letzterer setzte nach dem 2. Weltkrieg seine Aufnahmestätigkeit fort und gab 1951 und 1958 zusammenfassende Überblicke über den Kenntnisstand.

Einen Überblick über den derzeitigen Stand der Erforschung geben G. FUCHS & A. MATURA (1976).

3.1.2. Regionale Übersicht

Die zentralen Teile des Kristallgebietes werden von dem variszisch aufgedrungenen Süd-Böhmischen Pluton gebildet. Östlich, im Waldviertel und in Mähren, sowie nordwestlich, in Süd-Böhmen, schließen NNE-SSW- bzw. NE-SW-streichende ältere Gneisgebiete an das Granit-areal an. Gemeinsam werden diese als *Moldanubikum* zusammengefaßt und seit F. E. SUESS

dem *Moravikum* im östlichsten Waldviertel gegenübergestellt. Mühlviertel und Sauwald werden aus einer NW-SE-streichenden, variszisch geprägten Mischgneiszone aufgebaut, die in den Bayerischen Wald fortsetzt. Sie grenzt diskordant an die Gneiszone Süd-Böhmens und überprägt diese. Sie wird deshalb als *Bavarikum* vom Moldanubikum abgetrennt (G. FUCHS, 1976).

3.1.3. Das Moldanubische Gneisgebirge

Von GERHARD FUCHS

3.1.3.1. Die Gesteine

Die Beschreibung der Serien erfolgt in großen Zügen vom Liegenden gegen das Hangende.

Die Monotone Serie

Der an den Süd-Böhmischen Pluton unmittelbar östlich anschließende Bereich besteht aus ein-

förmigen Paragneisfolgen, in denen gelegentlich Amphibolite, Kalksilikatgesteine oder Quarzite als seltene und unbedeutende Einschaltungen anzutreffen sind. Die Paragneise sind mittel- bis grobkörnig und unruhig gefaltet, schlierig, linsig oder flaserig struiert. Das Gefüge ist häufig perlgnaisartig. Granat und Sillimanit sind in diesen Biotit-Plagioklasgneisen häufig anzutreffen. Kalifeldspat und Muskowit sind in wechselnder Menge vorhanden. Cordierit ist häufiger Gemengteil.

Im Gegensatz zu den meist plattig-bankig absondernden Paragneisen der Bunten Serie verwittern die der Monotonen Serie infolge ihrer größeren Homogenität zu groben, rundlichen Blöcken („Wollsäcke“).

Mehrere kleinere Körper von *Granitgneis* stecken im Ostrong in der Monotonen Serie. Das lichte, glimmerarme, häufig sillimanitführende, klein- bis mittelkörnige Gestein ist teils ein homogener Granitgneis, teils liegt es als gefalteter, flaseriger, unruhiger Typ mit straffer Lineation vor. Quarz-Sillimanitlinsen, parallel zueinander angeordnet, durchsetzen das Gestein schräg zur Schieferung. Diese Granitgneise sind ihrer Stellung und ihrem Alter nach ungeklärt.

Die Bunte Serie

Wie der Name sagt, ist diese Gesteinsvergesellschaftung vielfältig zusammengesetzt. Die Hauptmasse bilden *Biotit-Plagioklasgneise*, die häufig Granat, Sillimanit oder Muskowit führen. Der Plagioklas liegt als Oligoklas-Andesin vor. Plattig-bankiger Wechsel von festen, quarz-feldspatreichen und stärker geschieferten, schuppigen, glimmerreichen Lagen sind verbreitet. Auch die Korngrößenverteilung entspricht dem lagigen Charakter.

Quarzitgneise vermitteln zu den *Quarziten*, plattig-bankigen Gesteinen, die besonders in der Nachbarschaft der Marmorzüge anzutreffen sind. Die fein- bis mittelkörnigen Quarzite sind weiß, grau, seltener auch gelblich, bräunlich und rötlich gebändert oder auch schlierig. Gebietsweise sind die Quarzite mit *Arkosegneisen* verbunden, die glimmerarmen Orthogneisen ähnlich sind. Die Arkosegneise führen Plagioklas und Kalifeldspat, letzterer bildet gelegentlich Zentimeter große Augen. In Quarziten und Arkosegneisen findet man außer Quarz und Feldspäten etwas Hüllglimmer, Biotit, Sillimanit, Granat, Graphit oder Kalksilikate. Die Quarzite und Arkosegneise sind vor allem in den tieferen Teilen der Bunten Serie verbreitet.

Die *Marmore*, Leitgesteine der Bunten Serie, sind meist mittel- bis grobkörnige, blaugrau-weiß gebänderte Kalkmarmore. Die Verteilung von Graphit, Quarz, Feldspat, Tremolit, Diopsid,

Phlogopit und Skapolith bedingt den bänderigen Charakter. Der Hartensteiner Marmor stellt eine graphitfreie, buntgebänderte, in Amphiboliten eingeschaltete Abart dar. Fein- bis grobkörnige *Kalksilikatgesteine* sind häufig durch Übergänge mit Marmor verbunden. Die Kalksilikatgesteine bestehen aus Quarz, Karbonat, Andesin, Diopsid und Granat, gelegentlich auch aus Hornblende, Alkalifeldspat und Skapolith. Bänderiger, gestreifter oder fleckiger Charakter ist typisch. Die sehr harten und zähen Gesteine treten in der Landschaft morphologisch deutlich hervor und verwittern zu grobem Blockwerk.

Graphitschiefer und *Graphitgneise* sind häufig in der Nachbarschaft der Marmore anzutreffen. Bauwürdig sind sie jedoch nur, wo sie primär oder durch tektonische Anschoppung größere Mächtigkeit aufweisen (Mühldorf, Hengstberg usw.).

Amphibolite treten teils als homogene dickbankige, teils als inhomogene gebänderte und schlierig-migmatische Gesteine auf. Neben den Hauptgemengteilen Hornblende und Plagioklas (Oligoklas-Andesin) finden sich örtlich Biotit und Granat. Die Amphibolite häufen sich in den Hangendteilen der Bunten Serie, in den übrigen Bereichen sind sie unregelmäßig verteilt. Die Amphibolite bilden teils klar abgegrenzte Gesteinszüge, teils sind sie mit den Paragneisen durch Wechsellagerung im Meterbereich verbunden.

Marmore, Quarzite, Amphibolite usw. bilden ungefähr 0.5 bis 200 m mächtige Bänder bzw. Gesteinszüge im Paragneis.

Mischgneisbildung ist nur gelegentlich zu beobachten. Schwärme geringmächtiger *Granitoide*, *Aplite* und *Pegmatite* treten jedoch zonenweise gehäuft im höheren Teil der Bunten Serie auf, besonders im Verband mit Marmor, Kalksilikatfels oder Quarzit. Sie dürften wenigstens zum Teil Ausschmelzungsprodukte sein.

Die Bunte Serie ist somit von einer epikontinentalen, sandigtonig-karbonatischen Sedimentfolge mit Einschaltungen basischer Vulkanite abzuleiten.

Der Dobra-Gneis

Der *Dobra-Gneis* (früher Spitzer Gneis) ist, zwischen der Monotonen und Bunten Serie eingeschaltet, über weite Strecken zu verfolgen. Der deutlich bankige Orthogneis bildet meist mit in regelmäßigen Abständen eingeschalteten, scharf begrenzten Lagen von Amphibolit bis Biotit-Hornblendeschiefer eine Einheit. In der Regel sind die Amphibolitzwischenlagen (Dezimeter bis einige Meter) konkordant, doch wurden örtlich auch quergreifende Kontakte beobachtet.

Biotitschiefer finden sich als seltenere Einschaltungen.

Die Gneise sind homogene, klein- bis grobkörnige, lichte Gesteine granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Augengneise mit Zentimeter-großen Kalifeldspat- und Plagioklasen sind verbreitet. Biotit ist vorherrschender Glimmer; örtlich ist der Muskowitgehalt aber nicht unbeträchtlich.

Der Kontakt zur Monotonen Serie im Liegenden ist eine tiefgreifende tektonische Linie. Die Bunte Serie scheint den Dobra-Gneis sedimentär zu überlagern. Hierfür sprechen die Quarzite und Arkosegneise im tieferen Teil dieser Serie sowie der meist scharfe Kontakt. CH. EXNER (1953) beschrieb auch unscharfe Grenzen, was von ihm als Stoffaustausch während der gemeinsam erlittenen Metamorphose gedeutet wird.

Der Granodioritgneis von Spitz

Dieser bildet eine bis einige hundert Meter mächtige Einschaltung in der Bunten Serie. Das recht homogene, klein- bis mittelkörnige Gestein besitzt granodioritische bis leukoquarzdioritische Zusammensetzung. Biotit und manchmal auch Hornblende sind dunkle Gemengteile. Auffällig ist die grusige Verwitterung, welche die rundlichen Verwitterungsformen des noch sehr massengesteinsähnlichen Gneises erzeugt. Fleckamphibolite bilden häufige Einschaltungen. Im Raume Spitz – Albrechtsberg fällt die enge Bindung an Quarzite auf.

Der Gföhler Gneis

Dieses für den moldanubischen Gneiskomplex charakteristische Gestein bildet ausgedehnte, einförmige Massen von granitischer Zusammensetzung. Durch sein zeiliges, unruhig gefaltetes, schlieriges Gefüge wirkt das fein- bis mittelkörnige, bereichsweise auch grobflaserige helle Gestein eher migmatitisch. Kalifeldspat mit Mikroperthit überwiegt gegenüber dem Oligoklas, der nicht selten als Antiperthit vorliegt. Biotit bildet feine, verstreute Schüppchen. Geringe Mengen von Granat, Sillimanit, seltener Disthen sind typisch. Muskowit tritt nur in sekundär veränderten Typen auf.

Der Gföhler Gneis von Gföhl zeigt eine charakteristische Ausbildung der Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). O. THIELE (1977) wendet diese Kennzeichnung sowie das Spektrum der Akzessorien auf die zahlreichen Gföhler Gneis-Vorkommen des Waldviertels an und trennt echte Gföhler Gneis-Vorkommen des Waldviertels (Gföhl, Waidhofen) von Gföhler Gneis-artigen Typen ab (Gneis von Kollmitz, Horner Gneis, Zweiglimmergranitgneis der Saß).

Die Grenze zum Nebengestein des Gföhler Gneises ist in der Regel scharf, doch wurden auch Wechsellagerungen mit den Paragneisen und Amphiboliten der Nachbarschaft beobachtet (Gföhl, südlich von Horn, Thaya-Gebiet, östlich von Drosendorf). Örtlich kann der Gföhler Gneis große Ähnlichkeit mit Granulit gewinnen (nordwestlich Melk, westlich und nordwestlich des Granulites von St. Leonhard).

Nach unpublizierten Berichten der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, über Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen liegt der Gföhler Gneis mit Granulit, Bittescher Gneis und Eggenburger Granit auf einer Isochrone von 455 ± 25 Mio. J. Neueste Untersuchungen von A. ARNOLD ergaben für Gföhler Gneis ein Bildungsalter von 474 ± 23 Mio. J. (unpubliziert).

Der Granulit

Dieses interessante Gestein baut ausgedehnte Massive, aber auch kleinere Körper auf. Am verbreitetsten sind lichte, auch grauviolett gebänderte, feinkörnige Typen. Sie setzen sich aus Quarz, häufig als Diskenquarz ausgebildet, perthitischem Orthoklas, antiperthitischem Oligoklas-Andesin, almandinreichem Granat sowie geringen Mengen an Biotit, Disthen und Sillimanit zusammen. Rutil und gerundete Zirkone sind typische Akzessorien (G. NIEDERMAYR, 1967). Dunkelgraue, zäh-harte Pyroxen-Granulite und Pyriklasite bilden kleinere Körper in den hellen Granulitmassiven. Sie bestehen aus Andesin-Labrador und wechselnden Anteilen von Ortho- und Klinopyroxen, brauner Hornblende, Granat und Quarz. Größere und kleinere Körper von Pyrop-Olivinfels oder Serpentin sind örtlich den Granuliten eingeschaltet.

Die Metamorphose erfolgte nach H. G. SCHARBERT & G. KURAT (1974) unter Drücken von etwa 11 kb, Temperaturen von 760°C und relativ geringem pH_2O . Diese Hochdruck-Hochtemperatur-Metamorphose spricht für Entstehung in tiefsten Krustenteilen. Das Alter dieser Metamorphose wird aufgrund von Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen als ordovizisch-silurisch angegeben (A. ARNOLD & H. G. SCHARBERT, 1973). Aber auch für die Ausgangsgesteine wird ordovizisches Alter als wahrscheinlicher angenommen als kambrisches oder präkambrisches.

Die Granulite ergaben somit ähnliche Bildungsalter wie die Gföhler Gneise, mit denen sie meist gemeinsam auftreten. Überdies sind nicht selten Gföhler Gneis-artige Partien im Granulit und granulitische Lagen im Gföhler Gneis zu beobachten, sodaß eine enge genetische Bindung angezeigt ist. Wahrscheinlich entstanden beide Gesteine gleichzeitig in eng benachbarten Räu-

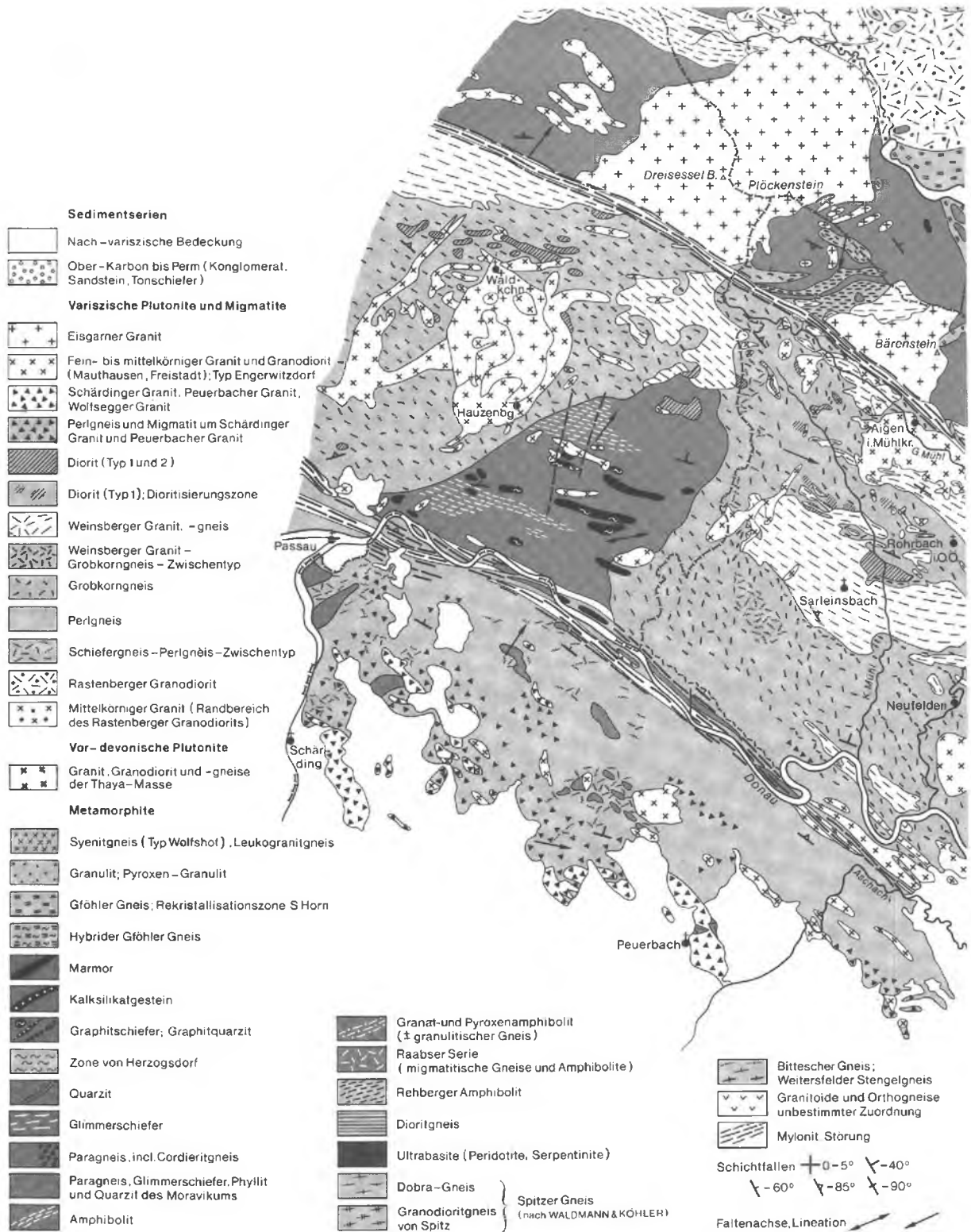
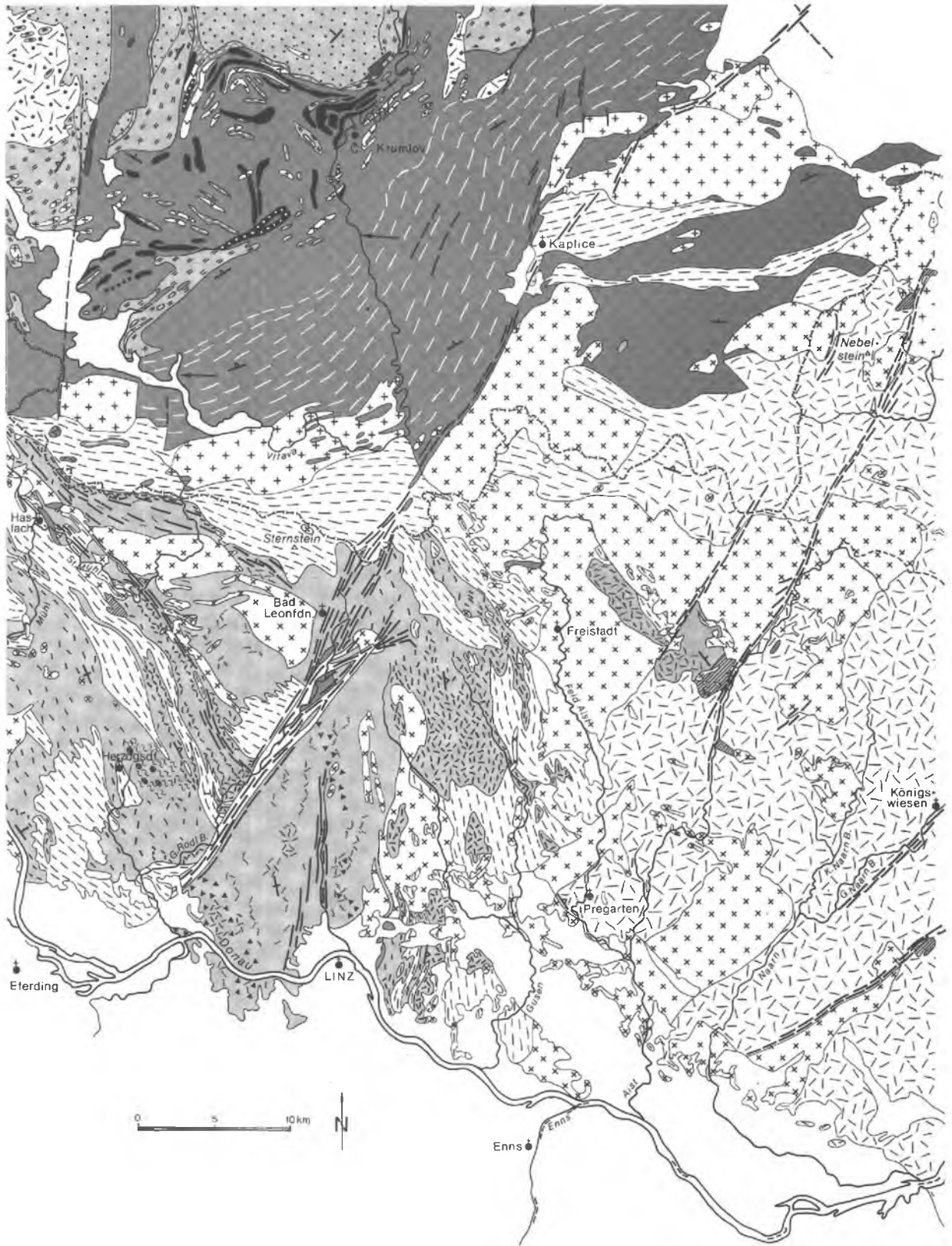


Abb. 20. Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmishe Masse, Westteil (Ostteil: S. 131)



men, aus ähnlichen Ausgangsgesteinen, aber unter etwas abweichenden Metamorphosebedingungen.

Schmale, Dezimeter- bis Meter-mächtige Granulitlagen an der Grenze von Monotoner und Bunter Serie, an der Basis des Gföhler Gneises oder in den Paragneisen zwischen Gföhler Gneis und dem Granulit von St. Leonhard/Hornerwald sind zwar mengenmäßig unbedeutend, für die Beurteilung der Beziehung der Granulite zum Nebengestein aber sehr wichtig. G. FUCHS sieht in ihnen den Hinweis, daß der die Granulitmasive umgebende Gesteinskomplex Bedingungen nahe der Granulitfazies ausgesetzt war. Geeignetes Ausgangsgestein, besonders niedriger pH_2O oder lokal gesteigerte Durchbewegung führten zur Ausbildung dieser Granulitbänder.

Die Begleitserien von Granulit und Gföhler Gneis

In diesem Kapitel sind vielfältige Gesteine zusammengefaßt, welche die Granulit- und Gföhler Gneis-Körper umgeben oder, wie die Ultrabasite, in diesen vorkommen.

Paragneise sind wesentlich am Aufbau der Folge beteiligt. Sie sind meist stärker migmatitisch als jene der Bunten Serie. Neben Granat und Sillimanit ist Disthen häufiger Übergemengteil. Charakteristisch sind die auffällig glimmerarmen, sillimanit- und granatreichen, auch disthenführenden *granulitischen Gneise*. Diese straff geregelten Gesteine sind in der Nachbarschaft der Granulite zu finden, kommen aber auch unabhängig von diesen vor (südlich von Altenburg). Die *Raabser Serie* (THIELE, 1972), eine lebhaftige Wechselfolge von Paragneisen, leukokraten Gneisen, und Amphiboliten, ist im Thaya-Gebiet verbreitet. *Graphitquarzite* sind den Paragneisen ohne Bindung an Marmor häufig eingeschaltet. Die blau-schwärzlichen, harten Gesteine führen nicht selten Sillimanit und Feldspat.

Neben normalen *Amphiboliten* sind *Granat-Pyroxenamphibolite* häufig. Letztere sind durch braune Hornblende, Diallag, Bronzit und reichliche Granatführung charakterisiert. *Migmatische Amphibolite* und *Anorthositamphibolite* treten in der unmittelbaren Nachbarschaft des Gföhler Gneises auf.

Ein Typusgestein der in diesem Kapitel behandelten Gesteinsserie ist der *Rehberger Amphibolit*. Er ist durch plattig-bankigen Wechsel von Amphibolit, auch Gabbroamphibolit und Orthogneis (Aplit-, Augengneis usw.) ausgezeichnet, wobei häufig das Mengenverhältnis stark schwankt. Einige *Marmorvorkommen* sind an diesen Amphibolitkomplex gebunden. Die Ausbildung des Buschhandwand-Amphibolits im

Westen des Gföhler Gneises entspricht dem Rehberger Amphibolit.

Ultrabasite, zusammen mit Rehberger Amphibolit, Granulit und Gföhler Gneis auftretend, sind klein- bis mittelkörnige *Olivingesteine*, die häufig Orthopyroxen oder Granat (Pyrop) führen oder *Serpentinite*, gelegentlich mit Pyrop, Hornblende, Talk und Chlorit. *Eklogite*, massige feinkörnige Granat-Omphazitgesteine, die fallweise auch braune Hornblende, Disthen und etwas Plagioklas enthalten, sind mengenmäßig unbedeutend. *Magnetit – Granat – Pyroxengesteine*, die von L. WALDMANN (1952) sowie H. HOLZER & K. NEUWIRTH (1962) als Skarne beschrieben wurden, bilden östlich von Drosendorf Schollen im hybriden Gföhler Gneis.

Mehr oder weniger verschieferte Intrusivkörper stecken ebenfalls in der beschriebenen Gesteinsvergesellschaftung. Dazu gehören *Dioritgneise*, homogene, feinkörnige Biotit-Hornblendegneise, die häufig mit massigeren, mittel- bis grobkörnigen *gabbroiden* Gesteinen verbunden sind (Nöhagen, Buchberg/Kamp). Im Kontaktbereich werden die angrenzenden Gesteine massiger, örtlich cordieritführend oder auffallend granatreich. Besondere Bedeutung haben die *Syenitgneise*. Am bekanntesten sind die Vorkommen von Wolfshof, Droß-Lengenfeld und Krems-Stein. Deren Zusammensetzung entspricht einem Alkali-Syenit bis Alkalifeldspat-Quarz-Syenit nach der Terminologie von S. STRECKEISEN (1974). Die homogenen, klein- bis mittelkörnigen Gneise sind meist noch relativ massig. Ihre Schieferung ist auffällig schwächer als die der umgebenden Gesteine, zu denen sie Intrusivkontakte zeigen. Dies und die andererseits konkordante Einregelung in den geologischen Bau sprechen nach G. FUCHS für syntektonische Intrusion.

Auch *Zweiglimmergranitgneise* und *Leukogranitgneise* treten mit den Syenitgneisen auf.

Die Begleitserie von Granulit und Gföhler Gneis unterscheidet sich somit von der Bunten Serie durch das häufige Auftreten von Orthogneisen und Migmatiten sowie von Gesteinen, die höhergradige Metamorphose anzeigen.

Die Glimmerschiefer

Es sind mittel- bis grobschuppige Zweiglimmerschiefer, die auch Oligoklas, Granat, Staurolith, Disthen, Graphit usw. enthalten. Häufig wechsellagern die Glimmerschiefer mit Paragneis oder Leitgesteinen jeweils angrenzender moldanubischer Zonen.

Die Hypothese von F. E. SUSS, wonach die „Glimmerschieferzone“ an der Grenze zur Moravischen Zone aus moldanubischen Paragneisen

durch retrograde Dynamometamorphose entlang der Moldanubischen Überschiebung hervorgegangen sei, hat neben Verfechtern (L. KÖLBL, 1922; zuletzt G. FUCHS, 1971) auch Kritiker (F. BECKE et al. 1913; zuletzt A. MATURA, 1976) gefunden. Die Einwände beziehen sich vor allem auf das unterschiedliche NaCa : K-Verhältnis und den ungleichen Tonerdeanteil in Paragneisen und Glimmerschiefern, was eher auf primär-sedimentären Ursachen als auf dynamometamorphen Vorgängen beruhe.

3.1.3.2. Der geologische Bau

In der moldanubischen Gneiszone des Waldviertels herrscht regional NNE-SSW-Streichen, das im Süden an der Donau in die WSW-Richtung einschwenkt.

Die westlichsten, tiefsten Bereiche der behandelten Zone werden von der *Monotonen Serie* gebildet. Über ihr folgen stark gefaltete Dobra-Gneis-Körper, im Süden, wo diese fehlen, direkt die Bunte Serie. Die starke Durchbewegung und die Ausbildung granulitischer Bänder an der Hangendgrenze der Monotonen Serie belegen hier eine bedeutende Bewegungsfläche. Möglicherweise steht auch der von CH. EXNER (1969) entdeckte Eklogit von Gutenbrunn, am Südwestrand des Rastenberger Plutons, mit dieser Bewegungsbahn in Zusammenhang.

Dobra-Gneis und *Bunte Serie* sind primär verbunden und bilden eine tektonische Einheit. Durch die intensive W-vergente Verfaltung mit seinen Hangendgesteinen bildet der Dobra-Gneis mehrere antiklinale Lappen, die in Zonen achsialer Depression abtauchen und verschwinden. Die im Südwesten reduzierte Bunte Serie gewinnt im Raume Weitental-Jauerling sehr an Breite. Dies geht auf Schichtwiederholungen durch die NW-vergente Verfaltung dieses Gebietes zurück.

Die im Raume des Kamptales straff SSW-NNE- bis N-S-streichende Serie schwenkt im Bereiche westlich von Horn fast bis in die E-W-Richtung, biegt dann nach G. FUCHS (1971) scharf gegen NW um und setzt nach Norden fort. Das SE- bis S-Fallen schlägt dabei in SW- bis W-Fallen um. Es zeichnet sich darin eine E-vergente Verfaltung ab. Nördlich von Messern wird die Bunte Serie stark reduziert. Im Raume von Drosendorf baut sie ausgedehnte Flächen auf. L. WALDMANN (1958) sprach wegen der Umrahmung durch stärker metamorphe höhere Einheiten im Westen, Norden und Osten vom Drosendorfer Halbfenster. G. FUCHS fand den Rahmen auch im Süden.

Im Westen, im Raume von Waidhofen/Thaya, überlagert die Dobra-Gneise ein Zug Bunter Serie, der gegen die Waidhofener Gföhler Gneisschüssel abtaucht.

Zum besseren Verständnis ist vorwegzunehmen, daß Gföhler Gneis und Granulit mit ihren Begleitgesteinen eine höhere tektonische Einheit gegenüber der Bunten Serie darstellen.

Der *Gföhler Gneis* bildet einen Körper, der von Pöchlarn bis Horn reicht. Aus einer südfallenden Lamelle bei Pöchlarn entwickelt sich im Bereiche der Wachau ein ausgedehnter Körper, der von seinen Rahmengesteinen im Westen und Osten unterteuft wird. Der Mühldorfer Gneis ist ein an der Diendorfer Störung versetzter Ostteil dieses Zuges. Die Lagerungsverhältnisse ändern sich schlagartig im Raume von St. Leonhard/Hornerwald, wo der Gföhler Gneis nun gegen Norden unter die Gesteine abtaucht, welche von der Wachau bis in die Höhe von Gars sein Liegendes gebildet haben. Der Gföhler Gneis zieht als schmales Band westlich am Granulit von St. Leonhard/Hornerwald vorbei und verbreitert sich dann wieder gegen Horn zu. Stets taucht der Gföhler Gneis mittelsteil gegen die Gesteine ab, die ihn von der Granulitmulde trennen. Südlich von Horn ist die Lagerung saiger und die Hangendgrenze des Gföhler Gneises gefaltet. Südöstlich von Horn schließlich tauchen die Serien, die den Gföhler Gneis im Raume St. Leonhard/Hornerwald überlagert haben, gegen Westen unter ihn ab. Zwischen Rosenberg und Mold tritt ein Vorkommen von Gföhler Gneis in den regional W-fallenden Paragneisen auf. Die Kartierung dieses Bereiches spricht dafür, daß es sich um eine überkippte Aufdomung handelt. In unmittelbarer Nachbarschaft des Moravikums stecken schmale Bänder von Gföhler Gneis oder Granulit verfaltet in den Glimmerschiefern.

Im Norden des Pernegger Rückens setzt der Gföhler Gneis wieder in schmalen Zügen ein, die sich im südwestlichen Mähren zu ausgedehnten Massiven entwickeln. Die Bunte Serie des Drosendorfer Fensters wird allseitig von Gföhler Gneis-Körpern und deren Hüllserien umrahmt. Der die Bunte Serie von Drosendorf im Westen überlagernde Gföhler Gneis (Kollmitzer Gneis, O. THIELE, 1977) taucht infolge von Faltungen noch zweimal unter der flach gelagerten Raabser Serie empor. Diese unterteuft ihrerseits im Süden den Blumauer Granulit und im Westen den Granulitspan von Karlstein. Westlich desselben bildet Gföhler Gneis einen ausgedehnten schüsselförmigen Körper (Waidhofen/Thaya). Gföhler Gneis und Granulit formen somit im Raume Waidhofen – Blumau eine riesige Deckscholle im Hangenden der Bunten Serie.

Die *Granulite*, die, abgesehen von den spärlichen Eklogiten, höchstmetamorphen Gesteine des Waldviertels, haben die höchste Position inne. Die gesamte Schichtfolge im Norden der Granulitmassive von Wieselburg – Dunkelsteiner Wald taucht gegen Süden gegen diese zu ab. Als Abspaltung dieser Körper sind die saiger stehenden, N-S-streichenden Lamellen des Ispertales aufzufassen (H. G. SCHARBERT, 1962). Im Wieselburger Massiv hingegen herrscht NW-Streichen und Fächerbau. An der Diendorfer Störung ist der Granulit des Dunkelsteiner Waldes als ursprünglich östliche Fortsetzung des Wieselburger Massivs gegen Nordosten versetzt worden. Der Bau des Dunkelsteiner Granulits zeigt generelles Süd-Fallen der Schieferungsflächen. Die südfallende, der Bunten Serie lithologisch entsprechende Serie zwischen Melk und Dunkelstein grenzt an einer steilen Fläche gegen den Granulit. Das Problem, ob diese Bunte Serie mit jener von Artstetten im Liegenden des Granulits zu verbinden ist oder das Hangende desselben bildet, ist offen. Gegenüber den Paragneisen und Amphiboliten südlich Krems hat der Granulit jedenfalls Hangendposition.

Der isolierte Granulitspan nordöstlich von Langenlois wird im Nordwesten und Südosten von Störungen begrenzt. Im Süden wird er vom Zöbinger Perm überdeckt.

Der Granulit von St. Leonhard/Hornerwald bildet eine durch ESE-WNW-Verfaltung zweigeteilte Mulde.

Auch der Blumauer Granulit besitzt höchste tektonische Position. An seiner Basis sind häufig flache Mylonitonen festzustellen (L. WALDMANN, O. THIELE). An der Störung, die den Granulit im Süden begrenzt, ist er tektonisch recht tiefen Elementen benachbart, wie dem Dobragneis. Die Serien, die den Granulit im Norden unterteufen, fehlen hier. Die Tatsache, daß die Granulitlamelle von Karlstein gegen den Gföhler Gneis abtaucht, was eine Ausnahme darstellt, dürfte auch auf Bewegungen an solchen Mylonitonen zurückzuführen sein. Nach Ansicht von G. FUCHS (1976) ist die Westhälfte der Waidhofener Deckscholle ostvergent über die Osthälfte aufgefahren, sodaß der sonst hangende Granulit hier sekundär in Liegendposition gegenüber dem Waidhofener Gföhler Gneis kam.

Der Stallecker Granulit, das nördlichste Vorkommen auf österreichischem Boden, liegt in der

Glimmerschieferzone. Er taucht so wie die ihn begleitenden Gesteinsserien gegen Westen gegen das Drosendorfer Fenster ein, obwohl er eindeutig zur umrahmenden höheren Einheit gehört. Dies wird von G. FUCHS als Folge der entlang der Moldanubischen Überschiebung generell beobachteten E-vergenten Überkipungen angesehen.

Bei der Kartierung der Glimmerschieferzone zeigt sich, daß der moldanubische Bau beim Heranstreichen an die Moravikumsgrenze in einem einige Kilometer breiten Streifen deformiert wird. Im gleichen Bereich ist gegen diese Grenze zu rückschreitende Metamorphose festzustellen. Sie zeigt sich am deutlichsten in den Paragneisen, deren weniger kompakte Lagen zu Glimmerschiefer umgewandelt werden. F. E. SUESS hat dies als erster beobachtet und auf die Dynamometamorphose im Zusammenhang mit der Aufschiebung des Moldanubikums über das Moravikum zurückgeführt. Dieser Vorstellung folgten L. KÖBL (1922), K. PRECLIK (1930) und zuletzt G. FUCHS (1971). Gegen diese Ansicht wurden von F. BECKE chemisch-mineralogische Bedenken angemeldet. Die angenommene Muskowitbildung aus den Feldspäten der Paragneise sei nicht ohne größere Stoffverschiebungen zu verstehen.

Die Bewegungsbahn der Moldanubischen Überschiebung wurde in einer tektonischen Spätphase selbst noch gefaltet im Zusammenhang mit der Entstehung phyllitartiger Gesteine. So kam es zur Ausbildung einer Reihe von Moravikum-Fenstern in Antiklinalen der Glimmerschieferzone (Langenlois, Zöbing, östlich und südöstlich von Horn, nordwestlich Messern).

Es bleibt zu erwähnen, daß sich in Süd-Böhmen ein dem Waldviertel analoger Gebirgsstreifen in SW-NE-Richtung erstreckt. Wie im Waldviertel zeigt sich vom Liegenden ins Hangende die generelle Abfolge: Monotone Serie (Friedberger Glimmerschieferzone) – Bunte Serie – Gföhler Gneis und Amphibolite – Granulite und Ultrabasite. Bei regionalem NW-Fallen quert man diese Zonenfolge von Osten nach Westen, sie ist also spiegelbildlich zu der des Waldviertels. Auf österreichischem Gebiet sind jedoch nur spärlich Reste dieses Gebirgsstreifens im Mühlviertel anzutreffen und werden in Kapitel 3.1.6. besprochen.

3.1.4. Die Moravische Zone

Von ALOIS MATURA

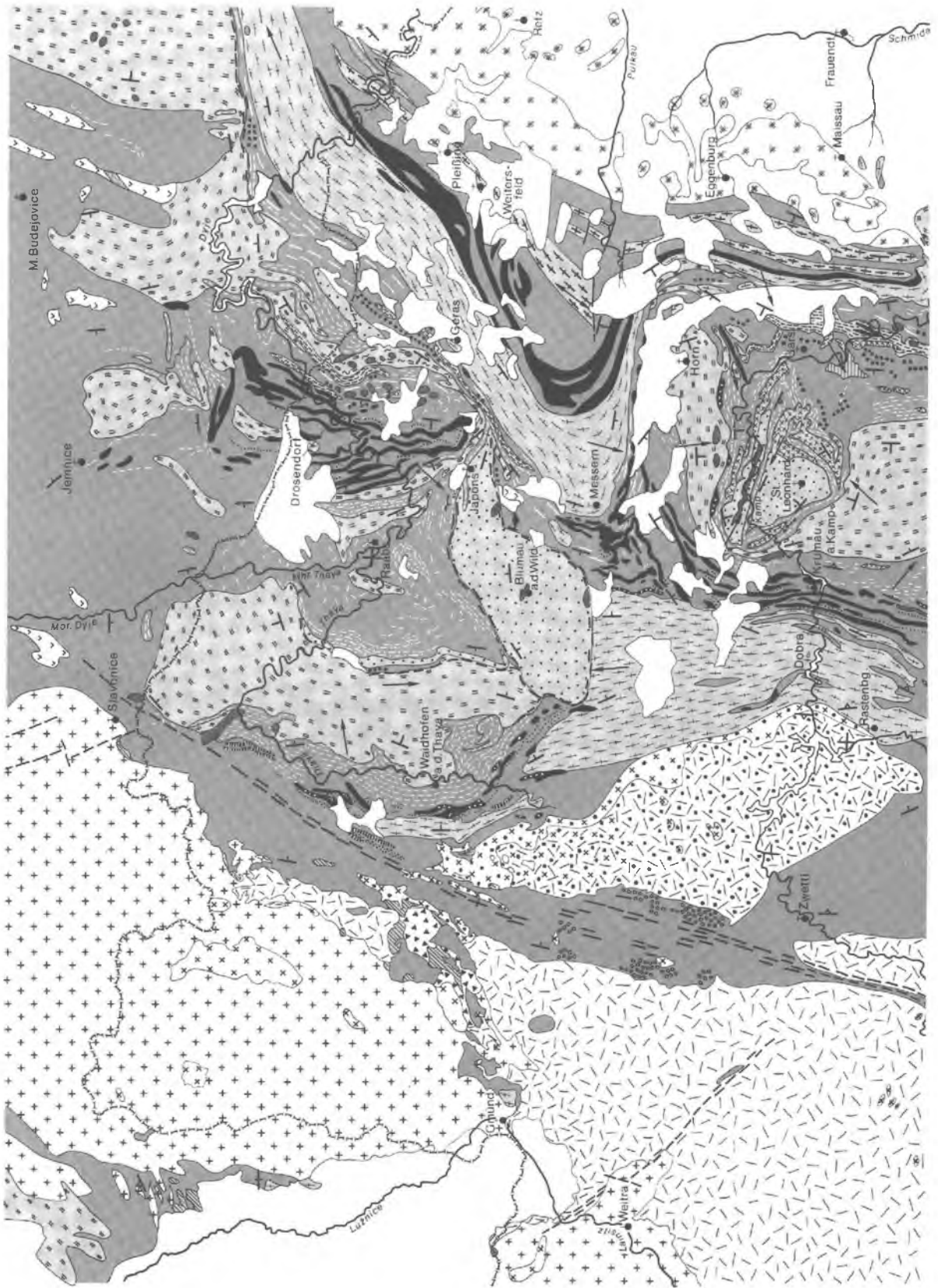
Die Moravische Zone im Sinne von F. E. SUSS (1903) umfaßt einen Kristallinkomplex von Magmatiten und veränderten Sedimentgesteinen in epi- bis mesozonaler Metamorphose. Sie erstreckt sich im Südostteil der Böhmisches Masse vom Manhartsberg nach Nordnordosten bis Svojanov in der ČSSR. Der nördliche Teil dieser Zone wird seit F. E. SUSS (1912) als Schwarzawakuppel, der südliche Teil als Thayakuppel bezeichnet. Die letztere reicht aus Niederösterreich nur mit den nördlichsten Ausläufern in die ČSSR. Westlich grenzt die Moravische Zone im Hangenden des Bittescher Gneises, dem Leitgestein der Moravischen Zone, an das Moldanubikum. Im Osten wird die Moravische Zone in Niederösterreich von den tertiären und quartären Deckschichten der außeralpinen Molassezone bedeckt. Schieferung und Stoffgrenzen fallen im allgemeinen mittelsteil nach Westen unter das Moldanubikum ein. Die Faltenachsen und B-Linien sind fast einheitlich NNE-SSW ausgerichtet. Nach F. E. SUSS (1912) unterscheidet sich die Moravische Zone im Aufbau und der Art ihrer Bestandteile grundsätzlich vom Moldanubikum. Die Moravische Zone sei im Zuge der variszischen Orogenese vom Moldanubikum ostvergent überschoben worden (Moldanubische Überschiebung).

Die *Thayamasse* bildet den östlichsten und tiefsten Teil der Thayakuppel. Die Hauptmasse dieses Batholithen besteht aus einem meist flasrigen und etwas porphyrischen, seltener massigen Granit. Der rötliche Maissauer Granit ist eine plagioklasreiche Varietät. Der Batholith führt Schollen älterer Diorite und wird selbst von einer jüngeren Generation von Leukograniten, Apliten und Pegmatiten durchschlagen. Eine gewöhnlich stark reduzierte, oft fehlende Hülle von Paragesteinen zeigt nach K. PRECLIK, L. WALDMANN und G. FRASL durch das Auftreten von Kontaktgesteinen (Kalksilikathornfelsen, feinkörnigen, gebänderten Biotithornfelsen etc.), von Migmatisierung und von Aplitdurchaderung den Einfluß der Intrusion der *Thayamasse*. Nicht nur die Brüner Masse, die in Aufbau und Gesteinsbestand weitgehend mit der *Thayamasse* übereinstimmt, wird transgressiv von Devon überlagert, sondern auch die *Thayamasse* an ihrem Ostrand bei Tasovice (A. DUDEK, 1960). Das vordevonische Alter des Batholithen wird durch radiometrische Altersbestimmungen gestützt. K/Ar-Mineralalter etwa 555 Mio. J. (A. DUDEK & J. ŠMEJKAL, 1968) und Rb/Sr-Gesamtgesteins-

alter von 455 ± 25 Mio. J. (Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, 1967) stehen zur Verfügung.

Eine Serie wenig veränderter Paragesteine ohne Kontaktmetamorphose und Durchaderung steht bei Olbersdorf (südlich Manhartsberg) in enger Nachbarschaft zur *Thayamasse* (L. WALDMANN, 1925). Diese „*Serie von Olbersdorf*“ (G. FRASL, 1974) umfaßt neben basalen Quarziten mit konglomeratischen Schiefen auch Phyllite, karbonatische Schiefer, Metavulkanite und schwach metamorphe Kalke und ist damit der devonischen Kvetnice Serie und dem Devon des Silcsikums ähnlich. Sie ist aber in ihrer Verbreitung auf den Ortsbereich von Olbersdorf beschränkt.

Im Westen der *Thayamasse* und ihrer Schieferhülle folgt eine mannigfaltige Serie. Sie läßt sich von Osten nach Westen, vom Liegenden ins Hangende, in die *Quarzit-Glimmerschieferserie*, die *Weitersfelder Stengelgneise* und die *Glimmerschiefer-Marmorserie* gliedern (V. HÖCK & W. VETTERS, 1974). Die *Quarzit-Glimmerschieferserie* besteht aus Paragneisen, Biotitglimmerschiefern bis Phylliten und Quarziten von unterschiedlicher Mächtigkeit, die untereinander durch Übergänge verbunden sind. Die tonalitischen bis granodioritischen *Weitersfelder Stengelgneise* sind nicht nur als schmaler, langanhaltender Zug im Hangenden der Quarzit-Glimmerschieferserie, sondern auch innerhalb derselben mehrfach eingeschaltet zu finden. Wegen der großen Ähnlichkeit mit Randgneistypen des *Thayabatholithen* haben schon L. WALDMANN und K. PRECLIK die *Weitersfelder Stengelgneise* als tektonisch abgetrennte Teile des *Thayabatholithen* und den Großteil der Quarzit-Glimmerschieferserie als alte Schieferhülle aufgefaßt. Andererseits bestätigen die Neuaufnahmen von V. HÖCK und W. VETTERS die SUSSsche Beobachtung, wonach Teile des *Weitersfelder Stengelgneises* den Bittescher Gneisen lithologisch entsprechen. Marmor und Kalkglimmerschiefer bilden im Hangendteil der *Glimmerschiefer-Marmorserie* einen langanhaltenden Zug. Mit den Glimmerschiefern sind sie durch fließende Übergänge verbunden. F. E. SUSS (1912) hat ein devonisches Alter dieser Marmore und ihrer Begleitgesteine erwogen. Auch K. PRECLIK und L. WALDMANN haben den Großteil der Glimmerschiefer-Marmorserie als stärker veränderte, „nachgranitische“, ?devonische Sedimentgesteine aufgefaßt.



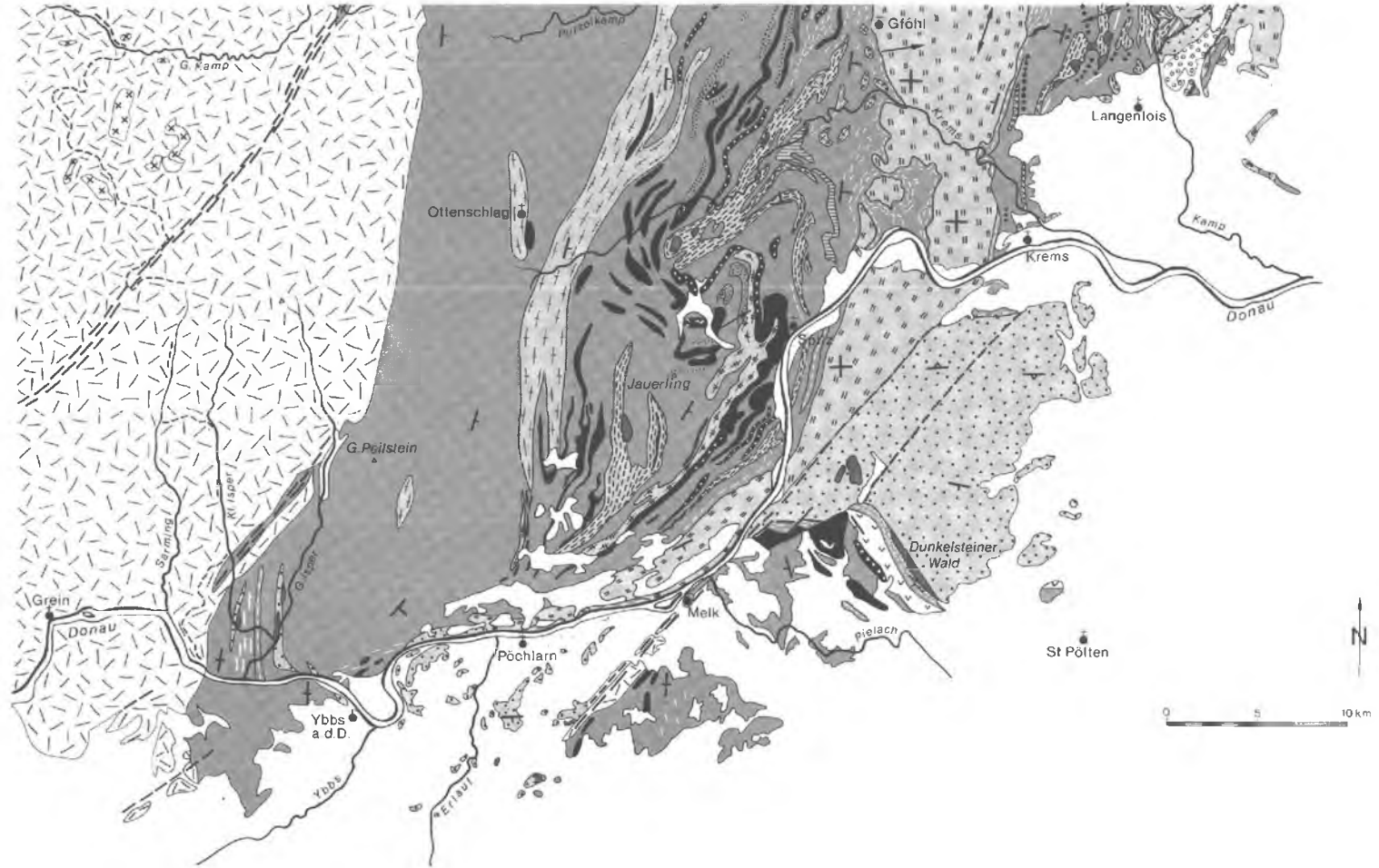


Abb. 21. Geologische Karte des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse, Ostteil (Legende vorne auf dem Westteil der Karte, S. 124)

Schließlich folgt im Westen als Abschluß der moravischen Gesteinsserie der *Bittescher Gneis*. Er besitzt granitische bis granodioritische Zusammensetzung mit ausgeprägtem linearem oder flächigem Parallelgefüge. Kalifeldspatlagen und größere Muskowitblätter sind häufig. Der relikthaltige, primäre Charakter der Augenspaten und die Form der Zirkone sind Hinweise für magmatische Entstehung. Das häufig porphyrische Gefüge, die konkordante Wechselagerung mit basischen Lagen sowie die große Erstreckung des Bittescher Gneises sprechen für ein vulkanisches Ausgangsmaterial (G. FRASL, 1970). Das radiometrisch bestimmte Alter des Bittescher Gneises ist nach S. SCHARBERT (1977) 796 ± 49 Mio. J. Die *Fugnitzer Kalksilikatschiefer* sind recht beständig an der Basis der Bittescher Gneise zu finden. F. E. SUESS (1912) und zuletzt G. FRASL (1974) haben auf die primären Verbandsverhältnisse zum Bittescher Gneis hingewiesen. Infolge einer Aufwölbung quer zum regionalen NNE-SSW-Streichen (G. FRASL, 1968) reicht der Bittescher Gneis weit nach Westen bis Messern vor. Daraus ergibt sich der charakteristische, gewundene Verlauf des Bittescher Gneiszuges in Niederösterreich (*Messerner Bogen*). Von dieser Besonderheit des geologischen Baues ist auch die Glimmerschiefer-Marmorserie und der hangende Zug der Weitersfelder Stengelgneise betroffen. Die Bittescher Gneise fallen generell nach Westen unter die moldanubischen Serien ein. Im östlichen Randbereich des moldanubischen Areals erreichen die Bittescher Gneise in Krems und Langenlois, bei Zöbing, Horn und Messern durch Auffaltungen die Oberfläche. Am Südeinde der Thayakuppel schwenken die Bittescher Gneise in West-Ost-Richtung um.

Die markante Steilstufe südwestlich von Maisau liegt in einer Linie mit der *Diendorfer Störung*, an der eine nach-unterpermische Blattverschiebung stattgefunden hat. Die südfallenden Bittescher Gneise östlich von Grubern (F. REINHOLD, 1913) samt den südlich aufliegenden Glimmerschiefern befinden sich östlich dieser

Störung und sind vermutlich ursprünglich um etwa 25 km südwestlich beheimatet gewesen. Ähnliches gilt für die südfallenden, phyllitisierten Granatglimmerschiefer mit Resten von Staurolith in Frauendorf/Schmieda, die von F. E. SUESS (1912) dem Moldanubikum zugerechnet wurden.

Die metamorphe Zonierung in der Moravischen Zone verläuft schräg zum regionalen Streichen. Der Metamorphosegrad nimmt von Süden (Olbersdorf) gegen Norden (Walkenstein) kontinuierlich von der Grünschieferfazies bis zur Amphibolitfazies zu (V. HÖCK, 1974). In Übereinstimmung mit den mikroskopischen Beobachtungen ist zu schließen, daß die Regionalmetamorphose den tektonischen Haupttakt überdauert hat.

Die Ähnlichkeit des Bittescher Gneises der Moravischen Zone mit den moldanubischen Dobra-Gneisen sowie die Übereinstimmung des mesozonalen Metamorphosegrades in weiten Teilen der Moravischen Zone mit jenem des angrenzenden moldanubischen Bereiches sind grundsätzliche Einwände gegen das SUESSsche Konzept einer scharfen Trennung von Moldanubikum und Moravischer Zone (G. FRASL, 1970).

Zum Abschluß, in Anlehnung an L. WALDMANN (1951), das Modell der geologischen Entwicklung der Moravischen Zone: In der „altmoravischen Phase“ drangen nach Verformungen mit begleitender Metamorphose in ?Amphibolitfazies granitische Gesteine unter kontaktmetamorpher Veränderung ihrer Umgebung ein (vordevonisch). Die „mittelmoravische Phase“ wurde durch die Bildung von Falten- und Deckenstrukturen und durch die gleichzeitigen bis nachtektonisch anhaltenden Wirkungen einer regionalen Metamorphose von Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (?bretonisch) beherrscht. In der „jungmoravischen Phase“ ereigneten sich Scherbewegungen mit retrograder Metamorphose in Grünschieferfazies. Abschließend wurde der moravische Bereich noch von Schollenverstellungen und der Bildung des Grabenbruches der Boskowitzter Furche erfaßt.

3.1.5. Das Süd-Böhmische Granitmassiv

VON GERHARD FUCHS

Westlich der Gneisgebiete des Waldviertels erstreckt sich ein ausgedehntes Granitareal von der Donau gegen Nordnordosten bis weit in die ČSSR. Nach H. WIESENER et al. (1976) scheint das Granitmassiv zwischen der im Molas-

scuntergrund gegen Südosten fortsetzenden Sauwald-Zone und dem SSW-streichenden moldanubischen Gneisgebirge sehr an Verbreitung zu verlieren.

Diese variszische Tiefenmasse setzt sich aus

Teilkörpern zusammen, die in mehreren Schüben aufgedrungen sind und sich in ihrer Ausbildung unterscheiden. L. WALDMANN (1950, 1951) hat sich besonders um die Gliederung dieser Gesteine verdient gemacht.

3.1.5.1. Die Gesteine

Der Rastenberger Granodiorit

Dieses basischeste und wohl älteste granitoide Gestein der Süd-Böhmischen Tiefenmasse baut einen dem eigentlichen Pluton vorgelagerten Teilkörper auf. Durch die dicktafeligen, mehrere Zentimeter großen Kalifeldspäte ist das Gestein grobporphyrisch. Die mittel- bis grobkörnige Grundmasse, die gegenüber den Einsprenglingen oft sehr zurücktreten kann, besteht aus Oligoklas-Andesin, Quarz, Biotit, Hornblende und manchmal etwas Pyroxen. Typisch sind die gabbroiden bis dioritischen Schollen von Dezimeter- bis Kilometer-Dimensionen, die über die gesamte Gesteinsmasse verteilt sind. Auch diese Schollen enthalten vereinzelt und meist auch kleinere Mikroklin-Einsprenglinge. Nach CH. EXNER (1969) entspricht die Hauptmasse des Gesteins einem Granodiorit. Das Gestein ist massig oder zeigt durch zonenweisen Wechsel in der Zusammensetzung und durch Orientierung der Minerale und Schollen Parallelgefüge. Dieses ist den Rändern des muldenförmigen Gesteinskörpers angepaßt.

Entlang der Ränder sind häufig lichte, fein- bis mittelkörnige Biotit- und Zweiglimmergranite eingedrungen. Sie durchschlagen den Rastenberger Granodiorit wie sein Nebengestein.

Zu den Kontaktphänomenen zählen außer diesen Gängen des Randgranits Cordieritbildung, lokale Injektionen und Feldspatiationen (CH. EXNER, 1969). Nebengesteinseinschlüsse sind selten.

J. SVOBODA et al. (1966, S. 45) referierten ein K/Ar-Biotitalter von 376 Mio. J.; nach Angaben der Bundesanstalt f. Bodenforschung, Hannover (1967/68) ergaben sich mittelkarbone Abkühlungsalter (K/Ar, Biotit).

Der Weinsberger Granit

Der Weinsberger Granit ist meist noch reicher an grob- bis riesentafeligen Kalifeldspäten als der Rastenberger Granodiorit. G. FRASL (1954) hat deren Zonarbau und die orientierten Einschlüsse von Plagioklas und Biotit studiert. Die Hauptgemengteile des Granits sind nach G. KURAT (1965) Mikroklin (35–37 Vol. %), Oligoklas-Andesin (33–35 Vol. %), Quarz (19–22 Vol. %) und Biotit (9–13 Vol. %). Hervorzuheben ist der hohe K-Gehalt des an sich

verhältnismäßig basischen Granits, der sicher nicht dem Normaltyp eines Granits entspricht. Selten ist der Weinsberger Granit völlig richtungslos, da die Großfeldspäte meist durch ihre schlierige Anordnung ein flächiges Parallelgefüge erkennen lassen. Doch ist sein Charakter vorwiegend massig, was bei schlecht ausgebildeter Klüftung Verwitterung in riesiges Blockwerk bewirkt. Die Granitlandschaft ist durch ihren kleinräumig wechselhaften Typus besonders reizvoll.

Die Grenze gegen das Nebengestein ist im allgemeinen klar verfolgbar. Cordieritwachstum und örtliche Perlgneisbildung gehen auf den Kontakteinfluß zurück.

Die Diorite

Diorite treten als kleinere Stöcke im Bereich nordöstlich Gmünd auf. Die klein- bis grobkörnigen, z. T. etwas porphyritischen Gesteine sind gabbroide Diorite bis Quarzdiorite. Die basischen Typen finden sich z. T. als unscharf begrenzte Schollen in den saureren (L. WALDMANN, 1933). Von L. WALDMANN wurden die Diorite als Vorläufer der Granite aufgefaßt. G. FUCHS (in G. FUCHS & O. THIELE, 1968) fand im Mühlviertel, daß die Diorite altersmäßig zwischen Weinsberger Granit und die Feinkorngranite einzureihen sind.

Die Feinkorngranite

Die Gesteine dieser Gruppe unterscheiden sich durch ihr feineres Korn deutlich von den grobkörnigen Weinsberger und Eisgarner Graniten. Den fein- bis mittelkörnigen Granitoiden ist ihr massiger, ungeschieferter Charakter gemeinsam – auch in variszisch geprägten Zonen, wie dem Mühlviertel, wo die Weinsberger Granite straff eingeregelt sind. Dies belegt ihr spät- bis posttektonisches Aufdringen. So durchschlagen die Feinkorngranite die Gneise und Weinsberger Granite mit scharfen, diskordanten Kontakten. Nur selten ist diffuse Mischung zu beobachten. Die Durchschwärmung des Nebengesteins durch unzählige Gänge macht aber trotzdem oft eine klare Grenzziehung schwierig.

Der *Mauthausener Granit* setzt sich aus zonar gebautem Plagioklas (Andesin-Oligoklas), Mikroklin, Quarz und Biotit zusammen. Hornblende oder Muskowit wurden selten beobachtet. Nebengemengteile sind Titanit, Klinozoisit, Orthit, Rutil, Apatit, Hellglimmer, Zirkon und Erz.

Der recht feinkörnige Granit von Schrems gehört auch zu diesem Typ. Bezüglich der Genese des Mauthausener Granits kommt W. RICHTER (1965) zu dem Schluß, daß die Kristallisation aus einer hybriden Schmelze in großer Tiefe vor

sich ging. Die Intrusion erfolgte während der Plagioklaskristallisation in eine bereits relativ kühle Umgebung.

Zweiglimmergranite, wie der Altenberger Granit, sind durch reichlichen Mikroklin, sauren Plagioklas, oft beträchtlichen Muskowitgehalt sowie die Akzessorien Apatit, Zirkon, Monazit und Erz ausgezeichnet. G. FRASL (1959) betont die häufige Regelung des Granits von Altenberg. Pegmatitische Gänge und Schlieren sind häufig.

Der *Freistädter Granodiorit* läßt nach H. KLOB (1971) eine Unterscheidung in einen grobkörnigen Randtyp, mittelkörnigen Kerntyp und feinkörnigen Mauthausener Granit zu. Die randnahen, granodioritischen bis tonalitischen Typen zeigen idiomorphe und stark zonare Plagioklase sowie bis 1 Zentimeter große Biotittafeln.

Zwischen Feinkorngranit und Weinsberger Granit findet sich im östlichen Mühlviertel ein mittelkörniger Granit mit Kalifeldspateinsprenglingen. G. FRASL (1959) sieht in ihm einen altersmäßig zwischen Weinsberger und Mauthausener Granit stehenden Typ. H. KLOB (1970) betrachtet ihn ebenfalls als selbständig, aber als jünger als den Mauthausener Granit, während G. FUCHS (1966) diesen Typ wegen fließenden Übergangs als hybride Randfazies des Feinkorngranits auffaßt.

Der *Wolfsegger Granit* (L. WALDMANN, 1951, S. 45) dürfte mit dem Schärdinger Granit (siehe Kapitel 3.1.6.1.) verwandt sein.

Der Eisgarner Granit

Der jüngste Granit des Süd-Böhmischen Granitmassivs ist ein Zweiglimmergranit, der sich nach S. SCHARBERT (1966) im Typusgebiet aus Oligoklas (durchschn. An 13%, 20–28 Vol. %), Alkalifeldspat (25–38 Vol. %), Quarz (29–35 Vol. %), Biotit (4–7 Vol. %) und Muskowit (6,5–7,5 Vol. %) zusammensetzt. Die Akzessorien Spinell, Rutil, Granat und Andalusit deuten darauf hin, daß der Granit durch Anatexis hochmetamorpher Gesteine entstanden ist. Auf österreichischem Gebiet überwiegt der grobporphyrische Typ mit schlanken, idiomorphen Alkalifeldspäten, während in der ČSSR die fein- bis mittelkörnigen Zweiglimmer-Adamellite und -Granite verbreiteter sind. Leukogranite, Muskowitgranite, Pegmatite, Aplite und Gangquarz begleiten häufig den Eisgarner Granit. Turmalin, Flußspat, Apatit, Beryll, Zinnstein und Molybdän glanz belegen eine kräftige pneumatolytische Phase (L. WALDMANN, 1951, S. 47).

Die Kontakte sind in der Regel scharf und diskordant, die Eisgarner Granite durchsetzen sämtliche Gesteine ihrer Umgebung. Parallelgefüge, wie es sich in der Anordnung der Einsprenglinge zeigt, ist als Einströmungsgefüge zu

deuten. Verschieferung ist nur in der Nachbarschaft der jungen Störungen festzustellen. L. WALDMANN erkannte aus solchen Beobachtungen den Eisgarner als den jüngsten Granit und nahm seine Intrusion im Ober-Karbon an, was durch Altersdatierungen heute belegt ist (unveröffentl. Bericht 1967/68 d. Bundesanstalt f. Bodenf., Hannover).

Die Ganggesteine

Die Feinkorngranite und Eisgarner Granite durchschwärmen häufig ihre Umgebung mit *Granit-* und *Granitporphyrgängen*. Die *Aplite* und *Pegmatite* sind weit schwieriger einem bestimmten Muttergestein zuordenbar. Dies gilt auch für die *Dioritporphyrite* und *Lamprophyre*, die wohl die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus darstellen. Nach ihrer Zusammensetzung unterscheidet man Minette, Kersantite, Thuresite, Karlsteinite und Raabsite. Porphyrische Hornblende gab Anlaß zur Bezeichnung Nadelporphyrite. Einen ausführlicheren Überblick über diese Vorkommen gibt L. WALDMANN (1951).

Bezüglich ihrer Verbreitung zeigen die Dioritporphyrite oft keine räumliche Beziehung zum Granitpluton, denn die Vorkommen von Melk, dem Kleinen Kremstal, Gföhl, mittlerem Kampthal, dem Thaya-Gebiet und vom Moravikum sind von diesem weit entfernt.

3.1.5.2. Der geologische Bau

Die Längsachse der Tiefengesteinsmasse folgt der NNE-SSW-Richtung und damit dem regionalen Streichen der Gneise. Im einzelnen ist der Pluton aber unregelmäßig gelappt und umschließt Züge von Nebengestein. Örtlich feststellbares Parallelgefüge in den Magmatiten scheint eher von der äußeren Form des Intrusivkörpers abhängig zu sein als von der regionalen Schieferung. In Bezug auf die angrenzenden Gneise verhält sich der variszische Tiefengesteinskörper entschieden post-tektonisch. Er wird in der Nachbarschaft der jungen Störungen aber verschiefert und mylonitisiert.

Die Verteilung der verschiedenen, das Granitmassiv aufbauenden Tiefengesteine läßt eine gewisse Zonierung erkennen.

Der *Rastenberger Granodiorit* bildet eine selbständige, oberflächlich nicht mit der Hauptmasse des Tiefenkörpers verbundene Intrusion im moldanubischen Gneisgebirge. In der ČSSR haben die Plutone von Třebíč und südöstlich von Jihlava vergleichbare Position. Der Rastenberger Stock hat im Kartenbild die Form einer bauchigen Linse und zeigt nach CH. EXNER (1969) muldenförmigen Bau.

Der *Weinsberger Granit* baut die südöstlichen Teile der eigentlichen Tiefenmasse auf. Gegen den Westrand derselben, im östlichen Mühlviertel, wird er zunehmend von *Feinkorngranit* durchsetzt. Dieser bildet größere und kleinere unregelmäßig geformte Körper. Deren Längsachsen bevorzugen aber die NW-SE- bzw. NE-SW-Richtung. Größte Ausdehnung besitzt der Intrusivkörper von Freistadt, der weit nach Osten reicht und über einige kleinere Durchschläge zu den Vorkommen von Schrems vermittelt.

Der *Eisgarner Granit* baut die nördlichen und nordwestlichen Teile des Süd-Böhmischen Plu-

tons auf. Eine Reihe von Eisgarner Granitstöcken vermittelt von hier zu den Vorkommen des Böhmer Waldes (siehe Kapitel 3.1.6.).

Es zeigt sich somit im großen von Osten gegen Westen bzw. von Südosten gegen Nordwesten eine Abfolge von den basischen zu den sauren Granitoiden. Diese Reihe entspricht aber auch der Altersabfolge. Die Diorite bevorzugen mit ihren flächenmäßig unbedeutenden Durchschlägen den Grenzbereich von Weinsberger- und Feinkorngranit, was ihrer Altersstellung entspricht (G. FUCHS in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

3.1.6. Das Bavarikum

Von GERHARD FUCHS

Das Süd-Böhmische Granitmassiv verliert gegen Westen zunehmend an Geschlossenheit und löst sich in kleinere und größere Durchschläge auf. Diese treten in einem NW-SE ausgerichteten Gneisgebirge auf (siehe G. FRASL et al., 1965; G. FUCHS & O. THIELE, 1968). Die älteren variszischen Intrusiva sind in diesen Bau straff eingeregelt (Weinsberger Granite, Diorite Typ 1), während die jüngeren (Diorite Typ 2, Feinkorngranite, Eisgarner Granite) diskordant sind. Der moldanubische Bau Süd-Böhmens wird aus der NE-SW-Richtung in das variszische NW-SE-Streichen umgeschert und durch Migmatisation aufgelöst. Für dieses variszisch geprägte Kristallin, das aus dem Mühlviertel und Sauwald in den Bayerischen Wald fortsetzt, verwenden wir den Begriff Bavarikum und betrachten es als selbständige Einheit (G. FUCHS, 1976).

3.1.6.1. Die Gesteine

Einige der am Aufbau des Bavarikums beteiligten Gesteine wurden schon in vorherigen Kapiteln behandelt, sodaß in diesen Fällen nur auf spezielle Ausbildungen einzugehen ist.

Vor-variszisches Kristallin

In der Böhmer Wald Zone ist das ältere Kristallin noch relativ ausgedehnt, während in den südlicheren Zonen nur mehr spärliche Reste erhalten sind. Fein- bis mittelkörnige *Biotit-Plagioklasgneise* und schuppige *Zweiglimmergneise*, zeitig struiert, führen Sillimanit, Cordierit und etwas Granat. *Quarzitlagen* und Schollen von *Augitgneis* sind gelegentlich eingeschaltet. Die Schiefergneisreste im Sauwald sind reich an Granat, Sillimanit und Cordierit; unbedeutende

Vorkommen von hornblende- und pyroxenreichen *Basiten* sowie kontaktmetamorphem *Marmor* wurden in ihnen beobachtet (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Lichte, glimmerarme, sillimanit- und granatführende *Misch-* bis *Orthogneise* bilden im Böhmer Wald örtliche Einschaltungen in den Paragneisen. Die straff linearen, oft gefalteten Gesteine sind Ausläufer der Gföhler Gneise Süd-Böhmens.

Sicher ist auch die *Zone von Herzogsdorf* als Altbestand aufzufassen. In einer Perlgneisgrundmasse finden sich hier Einschaltungen von kalifeldspatreichen Pegmatoiden mit scholligen Pyroxen-Hornblende- und Hornblende-Titanitaggregaten, Flinzgraphit und sehr untergeordnet Granatamphibolit und Kalksilikatfels. Wie im Bayerischen Wald (Kropfmühl) scheint es sich um Reste von Bunter Serie zu handeln.

Die Bändergneise mit Amphibolitlagen und Einschaltungen von Orthogneis, Serpentin und Marmor, welche entlang der Donau-Störung zu finden sind, werden von O. THIELE als jüngere, variszisch erstmalig metamorph gewordene Serie aufgefaßt (in G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 11–13).

Der Weinsberger Granit und seine Mischgesteine

Die *Weinsberger Granite* zeigen hier ausgeprägtes Parallelgefüge und sind auch in ihrer äußeren Form in das regionale NW-SE-Streichen eingeregelt. Wir begegnen zwei Ausbildungen:

In der Mühl-Zone entsprechen die Weinsberger Granite – von der Schieferung abgesehen – denen des Süd-Böhmischen Granitmassivs; in der Böhmer Wald Zone hingegen sind die Alkalifeldspäte von schlanker, schmaltafeliger Form

und vereinzelter eingestreut. Dioritische Schollen mit sporadischen Plagioklas- und Mikroklineinsprenglingen sind in diesem Typ verhältnismäßig häufig. Diese Ausbildung scheint in einem höheren Intrusionsniveau entstanden zu sein als die restlichen Weinsberger Granite, für die G. FRASL (1954) und G. KURAT (1965) ein recht tiefes Intrusionsniveau annehmen.

Charakteristisch sind die unscharfe Begrenzung der Weinsberger Granite und ihr fließender Übergang in die Perlgneise, den schon H. V. GRABER beobachtet hat. Allmählich werden an den Graniträndern die Alkalifeldspateinsprenglinge etwas kleiner und die kristalloblastische Grundmasse aus Oligoklas-Andesin, Mikroklin, Quarz, Biotit, Hellglimmer und örtlich auch Hornblende tritt stärker in Erscheinung. Diese in der Mühl-Zone weit verbreiteten Gesteine wurden als *Grobkorngneise* beschrieben (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 24). Verschwinden die Alkalifeldspateinsprenglinge ganz und wird die Grundmasse mittelkörnig, spricht man von *Perlgneisen*. Sie bestehen aus einem kristalloblastischen Gemenge von basischem Oligoklas, Quarz, \pm Mikroklin und Biotit. Meist sind die Perlgneise homogen; schlierig-nebulitische Typen leiten zu den vor-variszischen Schiefergneisen über. In solchen Übergangsbereichen ist zu beobachten, wie sich das Lagengefüge der Paragneise auflöst und schließlich nur mehr resistenter Schollen von Schiefergneis oder Kalksilikatfels im nebulitischen Perlgneis schwimmen. Es ist bemerkenswert, daß Sillimanit, Granat und Cordierit im Migmatitbereich des Weinsberger Granits verschwinden.

Der Schärddinger Granit und sein Migmatithof

Die Hauptgemengteile des *Schärddinger Granits* sind Mikroklin, Quarz, Oligoklas-Andesin und Biotit sowie geringe Mengen von Cordierit und Muskowit (G. FUCHS & O. THIELE, 1968, S. 32–34). Sillimanit und Herzynit, die gelegentlich vorkommen, stammen aus den Paragneisen. Das Gefüge des fein- bis mittelkörnigen Granits ist perlgnaisartig.

Der *Peuerbacher Granit* ist eine etwas grobkörnigere Abart mit meist deutlichem Parallelgefüge. Cordierit und Muskowit fehlen ihm.

Die Schärddinger Granitgruppe zeigt unscharfe Begrenzung gegen die umgebenden homogenen, *granodioritischen Perlgneise* oder die nebulitischen, *cordieritführenden Migmatite* (Wernstein nördlich Schärdding). Diese Mischgesteine gehen ihrerseits fließend in die *Perlgneise* des Saualdes über. Diese führen häufig Cordierit, gelegentlich Sillimanit, Herzynit und Granat und leiten zu den älteren Schiefergneisen über. Es wird

angenommen, daß die Granite anatektisch oder palingen gebildet sind und nahe ihrem Entstehungsbereich erstarrt sind (O. THIELE in G. FUCHS & O. THIELE, 1968).

Die Diorite

Diorite Typ 1: Die häufig im Randbereich des Weinsberger Granits, aber auch unabhängig auftretenden Gesteine bilden teils geschlossene Körper, teils sind sie als dioritische Gneise innig mit den Grobkorngneisen lagig gemengt. Erstere sind meist massig, gabbroid und setzen sich aus Andesin, Biotit, Pyroxen und zurücktretender grüner Hornblende zusammen. Die dioritischen Gneise sind sehr varietätenreich: gabbroide Partien mit grobkörnigem Biotit-Pyroxen-Hornblendegemenge und Plagioklas (70–80% An) bis zu feinkörnigen Biotit-Hornblendegneisen mit zonaren (60% An im Kern, bis 27% An in der Hülle) Plagioklasleisten. Die kräftige Durchbewegung führte oft zur Zerreißung der Diorite und ihrer Verfaltung mit Grobkorngneis und Weinsberger Granit. Korrodierte Korngruppen aus diesen Gesteinen im Diorit belegen dessen jüngerer Alter.

Diorite Typ 2: Diese jüngeren Diorite sind deutlich saurer als die Diorite Typ 1. Sie sind massig, meist feinkörnig, seltener mittelkörnig und bestehen aus Oligoklas, Quarz, Biotit und gelegentlich Hornblende sowie größeren zonaren Plagioklasleisten (55% An im Kern, bis 24% An in der Hülle). Man findet alle Zwischentypen von diesen Dioriten zu den Feinkorngraniten, mit denen sie auch räumlich eng verknüpft sind. Granit und Diorit bilden meist einen Intrusionskörper. Der Diorit erweist sich stets als älter, da er sich meist schollig im Granit auflöst, seltener diffus mischt. Gegen den Weinsberger Granit und die Gneise sind die Kontakte des Diorits Typ 2 scharf und diskordant.

Dioritisierungszonen: Zwischen Haslach und dem Tal der Gr. Rodl begegnet man einer eigenartigen Gesteinsvergesellschaftung. Mittel- bis grobkörnige Biotit-Hornblendediorite sind durch Übergänge mit den benachbarten Grobkorngneisen verbunden. Diese zeigen undeutlich verschwommene Großfeldspäte und die Grundmasse wird partienweise dioritisch. Auch die Weinsberger Granite dieser Zone sind meist ähnlich verändert. Ihre Großfeldspäte verlieren ihre scharfen Begrenzungen und sind defomiert. In dieser innig gemengten Gruppe von Gesteinen sind Zentimeter- bis Meterlagen von Leukogranit und Pegmatoiden recht häufig. Sie enthalten reichlich Zentimeter-große Titanit-, Biotit-, Pyrit- und Hämatitkristalle. G. FUCHS deutet diese Vergesellschaftung als Produkt einer spät-

variszischen Aufwärmung. Nach der Ausschmelzung und teilweisen Abwanderung der Granitoide und Pegmatoide wurde der Grobkorngneis – Weinsberger Granitkomplex basischer, und es bildeten sich dioritische Gesteinspartien.

Die Feinkorngranite

In Kapitel 3.1.5.1. wurden bereits die Haupttypen dieser Gruppe beschrieben. Ergänzend seien die Titanitfleckengranite erwähnt. In ihnen treten um größere Titanitkristalle Höfe auf, die frei von femischen Mineralen sind. Diese Hofbildung um Titanit ist auch in Dioriten Typ 2 häufig zu beobachten.

Hervorzuheben ist, daß die Feinkorngranite so wie die Diorite Typ 2 das variszisch geprägte Parallelgefüge der Gneise und Weinsberger Granite diskordant durchsetzen und in der Regel frei von Schieferung sind.

Der Eisgarner Granit

Dieser bereits beschriebene Granit bildet im Böhmer Wald die Massive des Plöckenstein und Bärenstein. Letzterer Intrusionskörper besteht aus dem grobporphyrischen Normaltyp und einem fein- bis mittelkörnigen Nachschub, dem Sulzberg-Granit. Die massigen Gesteine sind nur an der Pfahl-Störung geschiefert.

Die Ganggesteine

Granitporphyre bis *Quarzdioritporphyrite* sind vor allem im Sauwald und der Linzer Gegend, weiters um den Plöckinger Granit und Freistädter Granodiorit verbreitet. *Lamprophyrgänge* sind vorwiegend nördlich der Donau, im südlichen Mühlviertel und nordöstlich Leonfelden anzutreffen. Die Gänge durchsetzen sämtliche Gesteine des Mühlviertels und sind wohl die jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus.

3.1.6.2. Der geologische Bau

Das Bavarikum ist von Nordosten gegen Südwesten in drei Zonen gliederbar: Die Böhmer Wald-, Mühl- und Sauwald-Zone.

In der *Böhmer Wald-Zone* wird der ältere moldanubische Gneiskomplex aus der NE-SW-Richtung dem herzynischen Streichen des varis-

zisch geprägten Bavarikums angegliedert. Die alten NE-SW-Achsen werden um junge E-W-Achsen in steile Lagen rotiert, die s-Flächen werden in die E-W-Richtung umgeschleift. Obwohl um die ebenfalls E-W-streichenden Weinsberger Granite die Perl- und Grobkorngneisbildung sehr kräftig ist, baut der Altbestand noch ausgedehnte Flächen auf. Der Eisgarner Granit bildet zwei größere Stöcke, während der Feinkorngranit nicht angetroffen wurde. Die NE-fallende Mylonitzone des *Pfahles* begrenzt die Böhmer Wald-Zone gegen Südwesten. Nordwestlich von Haslach teilt sich die Störung in einen älteren, durch tektonische Mischserien charakterisierten ESE-Ast und eine jüngere Mylonitzone, die in SE-Richtung die Mühl-Zone durchsetzt.

Die *Mühl-Zone* ist durch straffes NW-SE-Streichen der Perl- und Grobkorngneise, Weinsberger Granite sowie der Diorite Typ 1 ausgezeichnet. Relikte des prä-variszischen Gneisgebirges sind sehr selten. Die Feinkorngranite und Diorite Typ 2 treten in der Zone Aigen – Leonfelden gehäuft auf. Diese Zone folgt dem regionalen Streichen, die einzelnen Intrusivkörper aber sind deutlich diskordant. Im Südwesten begrenzt die *Donau-Störung* die Mühl-Zone. O. THIELE hat auf die an dieser Störung alpinotyp verfalteten Bändergneise hingewiesen und faßt sie als algonkische oder paläozoische Serie auf, die an einer variszisch angelegten Strukturlinie von Nordosten her überfahren wurde.

Die *Sauwald-Zone* ist durch die Schärddinger Granit-Gruppe und die mit ihr verbundenen Mischgesteine und Perlgneise charakterisiert. Verglichen mit der Mühl-Zone ist diese anatektische Gesteinsgesellschaft weit schwächer geschiefert. Feinkorngranite bilden einige diskordante, scharf begrenzte Durchschläge. Durch die linksinnige Versetzung an der Rodl-Störung reicht das Sauwald-Kristallin im Raume von Linz bis weit nördlich der Donau. In diesem Gebiet herrscht NNW-SSE- bis N-S-Streichen.

Zusammenfassend sei betont, daß in den Faltenbildern wie an den großen Störungszonen (Pfahl- und Donau-Störung) der Bewegungssinn im Bavarikum generell gegen Südwesten gerichtet ist.

3.1.7. Das Perm von Zöbing

Von ALOIS MATURA

Das Vorkommen nordöstlich von Zöbing stellt den eingesenkten, generell gegen Süden bis Süd-

osten abwärts gekippten Rest einer unterpermischen Sedimentdecke dar. Seine SW-NE-gerich-

tete Längserstreckung zwischen Zöbing und Diendorf beträgt fast sechs, die breiteste Querausdehnung am Südostende etwa zwei Kilometer. Die Folge liegt im Nordwesten dem Granulit von Zöbing-Diendorf mit sedimentärem, leicht tektonisch überformtem Kontakt und steil bis mittelsteil südfallender Schichtung auf. Die Diendorfer Störung bildet die Südostgrenze. Die stratigraphisch hangendsten Schichten stehen dort saiger bis leicht überkippt.

W. VASICEK (1977) entwarf folgende Gliederung: Graue Tonschiefer und Sandsteine mit kleinen Kohleflözen sowie Linsen und Knollen dunkler Kalke bilden die Basis (Graufazies, 200 m). Darüber folgen gebankte Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Fanglomerate (grobklastische Fazies, 1100 m). Den Abschluß bilden graue und rote Tonschiefer mit Kalklinsen und geringmächtigen, arkosigen Einschaltungen (Rotfazies, 300 m).

Schon von C. v. ETTINGSHAUSEN (1852) wurden in den basalen Tonschiefern zahlreiche Pflanzenreste beschrieben und von D. STUR (1870) als eine unterpermische Flora mit *Hymenophyllites semialatus* GEINITZ, *Walchia piniformis* (SCHLOTHEIM) FLORIN und *Walchia filiciformis* (SCHLOTHEIM) STERNBERG bestimmt. Diese unterpermische Einstufung wurde in den letzten Jahren durch die Bestimmung neuer Fossilfunde untermauert. W. BERGER (1951) fand die Samen *Samaropsis* sp., *Rhabdocarpus* sp. und cf. *Cordaicarpus cordai* GEINITZ. F. BACHMAYER & W. VASICEK (1967) beschrieben einen Insektenrest: *Sysciophlebia* sp. W. VASICEK (1974 und 1977) fand u. a. *Callipteris conferta* (STERNBERG) BRONGNIART, *Callipteris naumanni* (GUTBIER) STERZEL, *Callipteris nicklesi* ZEILLER, *Linopteris germari* (GEIBEL) H. POTONIÉ, *Neuropteris cordata* BRONGNIART, *Odontopteris* cf. *lingulata* GÖP-

PERT, *Calamites cisti* BRONGNIART, *Annularia mucronata* SCHENK, *Annularia stellata* SCHLOTHEIM, *Calamostachys tuberculata* STERNBERG, *Annularia spicata* GUTBIER und *Asterophyllites dumasi* ZEILLER. Der Fund von *Odontopteris subcrenulata* ROST (1939) var. *subcrenulata* DOUBINGER & REMY (1958) aus dem tiefsten Florenhorizont nahe der Basis des Permprofils von Zöbing läßt oberstes Karbon vermuten (W. VASICEK, 1977). Nichtmarine Muscheln, *Carbonicola carbonaria* (GOLDFUSS), *Anthracosia thuringensis* (GEINITZ) und *Anthracosia* cf. *bohémica* FRITSCH, beschrieb E. FLÜGEL (1960) aus grauen Tonschiefern nahe der Basis der Abfolge.

Auf die grobklastische Fazies beziehen sich die Hinweise von L. WALDMANN (1922) über die vorwiegend schlechte Sortierung und den unterschiedlichen Abrollungsgrad der Geröllkomponenten, unter welchen Granulit vorherrscht, neben Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Schiefergneis und rotem Hornstein. Gföhler Gneis fehlt(!). W. VASICEK (1977) meldet auch Quarzporphyrgerölle. Die Beobachtungen lassen nach L. WALDMANN (1922) auf eine Festlandbildung schließen. Nach langen, niederschlagsarmen Perioden wurde der Verwitterungsschutt durch heftige Niederschläge wenig weit und schlecht sortiert umgelagert.

Die Faziesfolge des Zöbinger Profiles sowie das Auftreten der *Callipteris*-Arten stimmt gut mit entsprechenden Vorkommen in der Boskowitzter und Blanitzer Furche überein sowie mit Rotliegend-Profilen in Thüringen, im Saar-Nahe-Gebiet und in den Südalpen (W. VASICEK, 1977).

Literatur: BACHMAYER, F. & VASICEK, W. 1967; BERGER, W. 1951; ETTINGSHAUSEN, C. v. 1852; FLÜGEL, E. 1960; SCIERMANN, O. 1971; STUR, D. 1870; VASICEK, W. 1974, 1975, 1977; WALDMANN, L. 1922.

3.1.8. Störungssysteme der Böhmisches Masse

Der Kristallinsockel der Böhmisches Masse wurde nach seiner Konsolidierung in zahlreiche Schollen zerlegt. Die Störungen folgen der NW-SE-bzw. NE-SW-Richtung.

Die *Pfahl-* und *Donau-Störungen* streichen NW-SE und liegen somit im Generalstreichen des Bavarikums. Sie folgen wahrscheinlich bereits variszisch angelegten Lineamenten, die in folgenden Zeiten wiederbelebt wurden. Der Bewegungssinn der Pfahl-Störung war rechtssinnig. Die *Rodl-Störung* schneidet mit NE-SW-Streichen als linkssinnige Blattverschiebung die genannten Störungen. Alpidisches Wiederaufleben

der weit in die ČSSR reichenden Störung ist dadurch belegt, daß die Kreideablagerungen des Budweiser Beckens noch betroffen werden (Geolog. Karte 1:200.000 der ČSSR).

Weitere NE-SW-streichende linkssinnige Blattverschiebungen versetzen die Gesteine des Süd-Böhmisches Granitplutons. Die bekannteste von ihnen ist die *Vitiser Störung*. Quer zu diesen, also NW-SE, verläuft die von B. SCHWAIGHOFER festgestellte Störung östlich Weitra.

Die *Diendorfer Störung* durchschneidet mit NE-SW-Streichen die Südostecke der Böhmisches Masse. Örtlich begleiten sie Parallelstö-

rungen. L. WALDMANN (1949) und H. G. SCHIARBERT (1962) erkannten die linkssinnige Blattverschiebung, O. SCHERMANN (1965) gibt einen Verschiebungsbetrag von 25 km an und A. MATURA (1976) nimmt, da das Perm von Zöbing verformt wird, ein nach-unterpermisches Bildungsalter an.

Entlang der verschiedenen Störungslinien kam es zur Verschieferung und Zerschering der angrenzenden Gesteine. Die Tektonisierung führte häufig bis zur vollständigen Mylonitisierung, zur Ausbildung von Hartschiefern und lokaler Verquarzung.

3.1.9. Zur Deutung des geologischen Baues

In den vorigen Kapiteln haben wir uns auf die Beschreibung des Gesteinsbestandes und der Lagerungsverhältnisse beschränkt. Nun sollen die verschiedenen Deutungen der geologischen Entwicklung skizziert werden.

Zu Beginn dieses Jahrhunderts entwarf F. E. SUESS das erste großzügige Konzept des Raumes Waldviertel-Mähren. Die Grundidee dieses 1912 ausführlich begründeten Konzeptes besteht in der Betonung lithologischer und tektonischer Unterschiede zwischen Moldanubikum und Moravischer Zone, sowie in der Annahme, daß das Moldanubikum während der variszischen Orogenese ostvergent die Moravische Zone überschoben hätte und dabei an der Überschiebungsbahn die moldanubische Glimmerschieferzone entstanden sei. Von der Kraft der SUESSschen Ideen zeugt, daß heute wie damals Gegner und Verfechter seiner Vorstellungen einander gegenüberstehen. In letzter Zeit hat sich eine Reihe österreichischer Geologen zu dem Problemkreis geäußert.

G. FRASL (1970) verweist auf die Gleichartigkeit des Dobra-Gneises mit dem moravischen Bittescher Gneis sowie auf den gleichen Metamorphosegrad beidseits der Moldanubischen Überschiebung und stellt damit das SUESSsche Konzept in Frage.

Nach G. FUCHS (1971, 1976) ist das assyntische Kristallin des Moldanubikums in *kaledonischer* Zeit zonenweise reaktiviert worden. Die Granulite entstanden in Bereichen hohen Druckes und hoher Temperatur – ihnen zunächst die Gföhler Gneise. Weitere Einengung führte dazu, daß diese Gesteine zusammen mit ihren Begleitserien sich deckenförmig als Gföhler Einheit über die etwas schwächer metamorphe Drosendorfer Einheit bewegten. Im Waldviertel war die Vergenz gegen Westen, in Süd-Böhmen gegen Osten gerichtet. Der Ostteil der von Pöchlarn bis weit nach Mähren zu verfolgenden Gföhler Gneis reichen Zone stellt deren Wurzelzone dar. Die Waidhofener Deckscholle belegt eine Mindestschubweite von 30 km gegen Westen. Auch die Bunte Serie ist damals über die Monotone Serie bewegt worden. Die Überschiebungen er-

folgten in beträchtlicher Tiefe unter Bedingungen der Amphibolit-Fazies.

Im Barrandium wirkte sich diese Orogenese nur in Fazieswechsel und Unruhe in der Sedimentation aus, im Moravikum transgredierte das Devon über das Kristallin, welches nach Datierungsbericht 1967/68 der Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, vermutlich ordovizisches Alter hat.

In *variszischer* Zeit verhielt sich das Moldanubikum als starres Zwischengebirge, das von mobilen Zonen (Moravikum, Bavarikum) umrahmt und randlich unterschoben wurde. Diese Zonen schneiden diskordant den Innenbau des Zwischengebirges und deformieren ihn in randnahen Teilen (Abb. 22). Das moldanubische Kristallin wurde dabei retrograd metamorph (Glimmerschiefer-Zone) oder migmatisch reaktiviert (Bavarikum). Die randlichen Unterschiebungen führten einerseits zur Anatexis der unterschobenen Einheiten und damit zur Bildung der variszischen Magmatite. Andererseits hatte die Krustenverdoppelung isostatische Ausgleichsbewegungen zur Folge, welche den Tiefbau des Moldanubikums emporbrachten. Deshalb sind die Granulite nur in dessen randnahen Teilen aufgeschlossen. Auch wurden sie erst jetzt der Erosion zugänglich und finden sich als Gerölle in höher-kulmischen Konglomeraten.

A. MATURA (1976) befaßte sich mit dem Kristallin des Waldviertels und Südwestmährens. Seine Ansichten über den Bau (Abb. 23) und die geologische Entwicklung dieses Raumes gründen sich auf die engen räumlichen und petrologischen Beziehungen von Granulit und Gföhler Gneis und ihre hohe tektonische Position, auf die Analogien von Bittescher Gneis und Dobra-Gneis, auf die ordovizisch-silurischen Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter für Gföhler Gneis und Granulit, auf die Ähnlichkeit des Gesteinsbestandes der Bunten Serie mit der silurischen Entwicklung in der Prager Mulde, auf die lückenlose, vom Unterdevon bis ins Unterkarbon reichende Sedimentation im unmittelbar benachbarten mährischen Becken und auf die zeitliche Übereinstimmung von grobklastischen Schüttun-

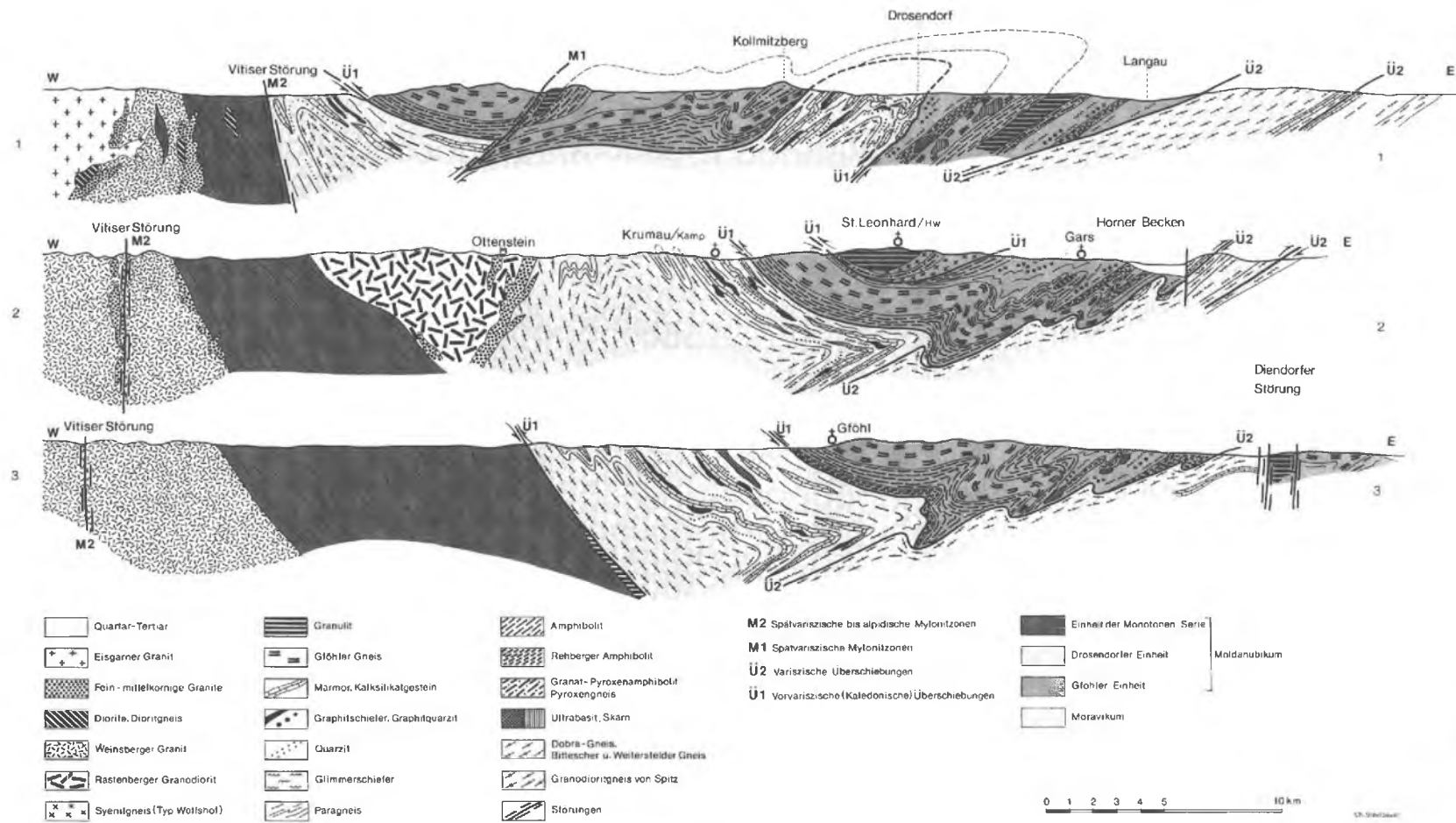


Abb. 22. Profile durch das Moldanubikum des Waldviertels, G. FUCHS (1977). Der westvergente kaledonische Deckenbau (Ü 1) des Moldanubikums wird durch die ostvergenten variszischen Überschiebungsbewegungen an Ü 2 randlich deformiert. Auf die faltende Verformung folgen Aufschuppungen (M 1)

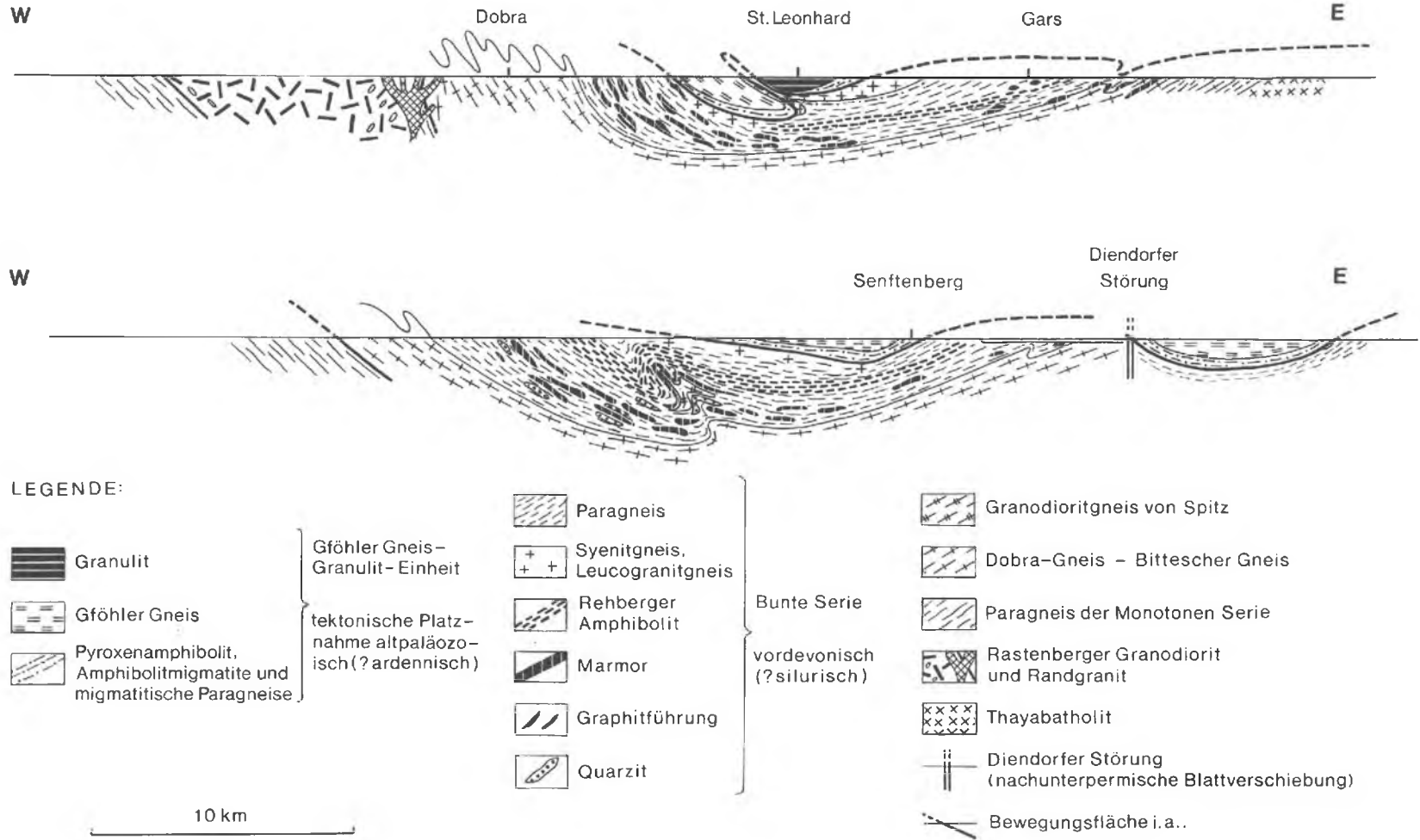


Abb. 23. Schematische Profile durch das mittlere Waldviertel, A. MATURA (1977)

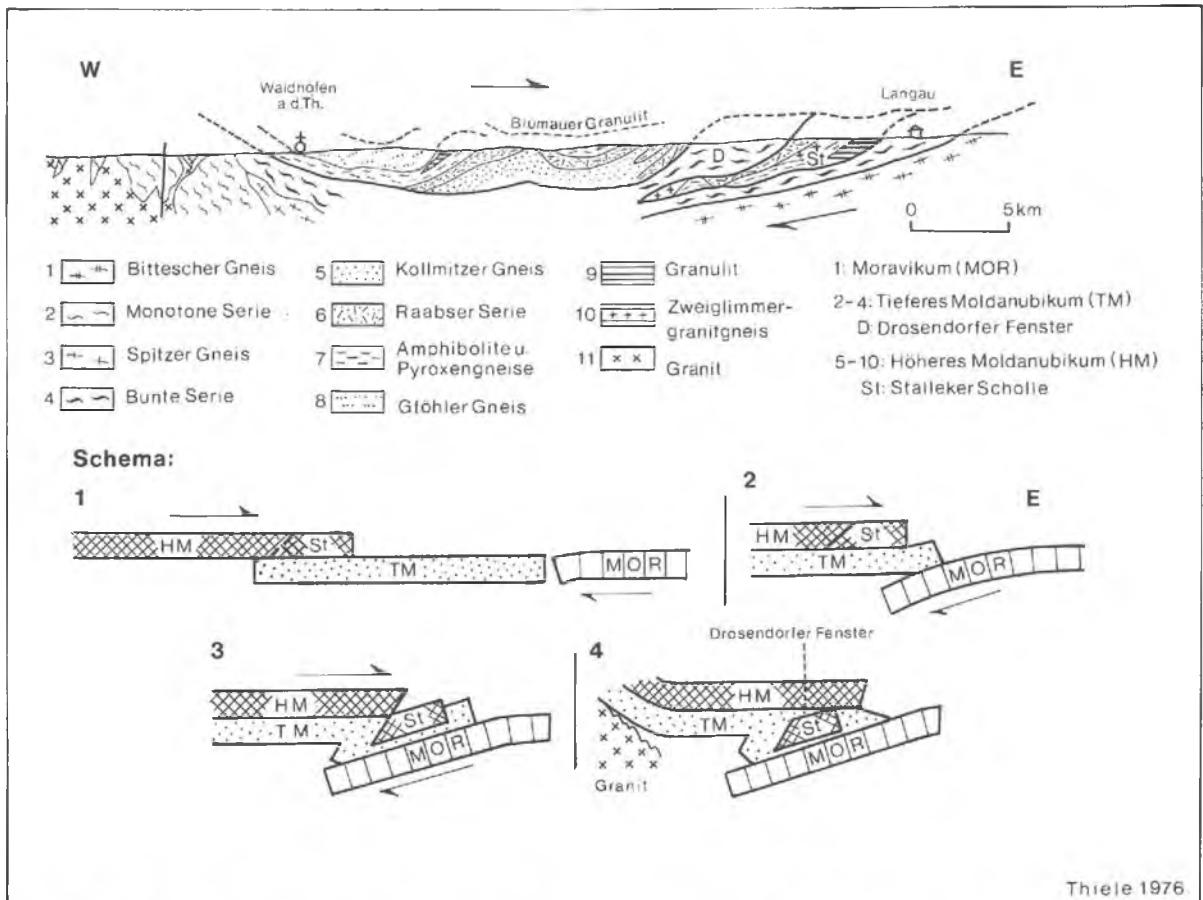


Abb. 24. Profil durch das nördliche Waldviertel und Entwicklungsschema des Drosendorfer Scherfensters, O. THIELE (1976)

gen in das mährische Becken im Oberrösel mit Abkühlungsaltern moldanubischer Plutonite. Demnach wurde die Bunte Serie im Silur auf Bittescher bzw. Dobra-Gneis abgelagert. Nach einer ersten Faltung am Ende des Silur erfolgte die Überschiebung der Gföhler Gneis-Granulit-einheit. Dieser Bau wurde in einer letzten Phase dieser Gebirgsbildung gefaltet und von einer regionalen Metamorphose überdauert. Gföhler Gneis und Granulit werden als Relikte einer früh- bis vorsilurischen Metamorphose aufgefaßt. Im benachbarten mährischen Becken entwickelte sich während des Devon eine Geosynklinale. Im Unterkarbon, vielleicht auch schon im späten Devon intrudierte der Weinsberger Granit, begleitet von mäßiger regionaler Aufheizung und Bruchtektonik. Mit der Hebung des moldanubischen Blocks im Oberrösel gehen Abkühlung und Abtragung einher. Stefan-unterpermische Grabenbruchtektonik und nachfolgende Blattverschiebungen bilden den Abschluß der wichtigsten geologischen Ereignisse.

O. THIELE (1976) folgt im Moravikum dem SUESSschen Konzept eines variszischen Deckenbaues und anerkennt die Moldanubisch/Moravische Überschiebung. Das Moldanubikum gliedert er in Anlehnung an G. FUCHS (1971) in zwei Deckensysteme, das Tiefere und das Höhere Moldanubikum. Letzteres umfaßt Granulit und Gföhler Gneis samt Begleitserien.

Im nördlichen Waldviertel kann O. THIELE das Höhere Moldanubikum in drei Teildecken untergliedern: Die Raabser Einheit (mit Gföhler Gneis-ähnlichen Gneisen, Mischserien, Pyroxengneisen und Amphiboliten), die Sieghartser Einheit (im wesentlichen Gföhler-Gneis) und die Blumauer Einheit (im wesentlichen Granulit und granulitische Gneise) (Abb. 24). In Ablehnung einer Gföhler Gneiswurzel im Osten sieht er auch den internen Deckenbau des Moldanubikums der E-vergenten variszischen Tektonik des Moravo-Silesikums zugeordnet.

Die Herkunft des Höheren Moldanubikums wird im Westen gesucht, etwa im Bereich des

Granitareas der Böhmisches/Mährischen Höhe und des westlichen Waldviertels, neuerdings (1976) auch jenseits der Bunten Serie von C. Krumlov. Eine Erklärungsmöglichkeit für den auffallenden Gegensatz zwischen der dem Waldviertel vergleichbaren Gneiszone Süd-Böhmens und der herzynisch streichenden Mühl- und Sauwald-Zone sieht er darin, daß erstere früh-variszisch („rußisch“, „bretonisch“), letztere spät-variszisch geprägt wurde.

Besonderen Wert mißt O. THIELE der Erscheinung bei, daß die aus dem Bayerischen Wald heranstreichende SSW-vergent verformte Mühl- und Sauwald-Zone im Raum von Linz in die SE-, SSE- und schließlich N-S Richtung umschwenken, sich damit zum Gegenflügel des ostvergenten Moravisch-Silesischen Stammes entwickeln, und mit diesem zusammen gegen Süden in den Untergrund der Alpen hineinstreichen.

Die anregende Vielfalt an Deutungen der geologischen Entwicklung hat mehrere Ursachen. Erstens haben wir es mit dem Rumpf eines Gebirges zu tun, von dem wichtige Teile unter jüngeren Ablagerungen begraben und damit der unmittelbaren Beobachtung nicht zugänglich sind. Zweitens bestehen, obwohl die geologische Kartierung in den letzten Jahren stark vorangetrieben wurde, noch mangelhaft bekannte Gebiete. Drittens fehlt, trotz wertvoller Einzeluntersuchungen, eine einheitliche petrologische Bearbeitung, untermauert mit einer größeren Anzahl radiometrischer Altersbestimmungen. Die Erforschung des überaus interessanten und problemreichen Gebietes ist somit noch voll im Fluß.

Literatur: ARNOLD A. & SCHARBERT H. G. 1973; BECKE F. 1882; BECKE F. et al. 1913; Bundesanstalt für Bodenforschung 1967; DA COSTA L. A. M. 1966; DAURER A. 1976; DAVIS G. L. & SCHREYER W. 1962; DUDEK A. 1960, 1962, 1963; DUDEK A., MATEJOVSKÁ O. & SUK M. 1974; DUDEK A. & ŠMEJKAL J. 1968; DUDEK A. & SUK M. 1965; DVORAK J. 1973; ERICH A. 1967–1969; EXNER CH. 1953, 1969; FISCHER G. 1959; FISCHER G. & TROLL G. 1973; FRASL G. 1954, 1957–1960, 1968, 1970, 1974; FRASL G. et al. 1965; FUCHS G. 1960–1977, 1962 a, 1971 b, 1976 a; FUCHS G. & MATURA A. 1976; FUCHS G. & THIELE O. 1968; GEBAUER D. & GRÜNENFELDER M. 1972; Geologische Bundesanstalt 1967, 1977; GRABER H. V. 1936; GRAUERT B., HÄNNY, R. & SOPTRAJANOVA G. 1971, 1973; GRILL R. & WALDMANN L. 1950; HÖCK V. 1969, 1970, 1974 b; HÖCK V. & VETTERS W. 1973–1975; HOLZER H. 1964; HOLZER H. & NEUWIRTH K. 1962; HORNINGER G. 1936; JÄGER E. et al. 1965; JAROS J. & MISAR Z. 1974; JENCEK V. & DUDEK A. 1971; KAPPEL F. 1967; KHAFFAGY M. 1971; KLOB H. 1970, 1971; KOBER L. 1938; KÖHLER A. 1926, 1941; KOLBL L. 1922, 1925; KOPEČNY V. 1971; KOSSMAT F. 1927; KUPKA J. E. 1970, 1974–1977; KÜPPER H. et al. 1971; KURAT G. 1965; KURAT G. & SCHARBERT H. G. 1972; MARCHET A. 1919, 1924, 1941; MATEJOVSKÁ O. 1967; MATURA A. 1967–1976, MATURA A. et al. 1977; MEISER P. & TEUSCHER E. O. 1965; NEMEC D. 1975; NIEDERMAYR G. 1967; PRECLIK K. 1924, 1926 a, 1926 b, 1927; RICHTER W. 1965; RIEDEL J. 1930; SCHADLER J. 1936–1939, 1952; SCHARBERT H. G. 1962, 1963–1964, 1966, 1967, 1971, 1973; SCHARBERT H. G. & KURAT G. 1974; SCHARBERT S. 1966, 1970–1971; SCHERMANN O. 1966, 1967; SCHREYER W. 1957; SCHUMANN H. 1930; SCHWAIGHOFER B. 1967, 1969–1973; STETTNER G. 1972, 1974; STILLE H. 1951; STRECKEISEN A. 1974; SUSS F. E. 1903, 1908, 1912, 1925; SUK M. 1974; SVOBODA J. et al. 1966; THIELE O. 1960–1963, 1966–1977, 1970 a, b, 1976 a, b, 1977 a, b; TROLL G. 1967; VETTERS W. 1976; VOHRZYKA K. & E. 1960–1962; WALDMANN L. 1922, 1925, 1927, 1928, 1948–1970, 1950, 1951, 1952, 1958; WIESENER H. et al. 1976; ZOUBEK V. et al. 1960.