

# Der geologische Bau des Grundgebirges

Mit Abbildung 1 bis 5 und Tabelle 1

## Einleitung

Wie uns die Theorie der Plattentektonik lehrt, besteht die Erdkruste aus zahlreichen Segmenten, Platten genannt, die in ständiger Bewegung zueinander und miteinander sind. Diese Bewegungen können voneinander weggehen, die Platten driften auseinander, oder sie können aufeinander zugehen, die Platten kollidieren. Plattenkollisionen führen zur Bildung von Gebirgen, die sehr häufig zu Hochgebirgen aufsteigen. Zahlreiche Gebirgsbildungen haben sich während der über 4 Milliarden Jahre dauernden Erdgeschichte ereignet. Die Reste dieser Gebirge aus der Frühzeit (Proterozoikum) können wir heute noch in Rudimenten in den Kernen unserer Kontinente finden, z. B. in Kanada, Skandinavien, Sibirien, Afrika oder Australien. Das Proterozoikum ging mit einer großen Gebirgsbildungsphase oder Orogenese, der **cadomischen Gebirgsbildung**, zu Ende. Ihre Spuren sind vor allem an den Rändern Afrikas, aber auch verschiedentlich in Europa zu erkennen.

In der jüngeren Erdgeschichte, die sich über die letzten 500 Millionen Jahre erstreckte und das Paläozoikum, das Mesozoikum und das Känozoikum umfaßt, sind es drei große Gebirgsbildungen, in deren Verlauf große Teile Europas zum Kontinent geformt wurden. Die älteste dieser drei Gebirgsbildungen ist die **kaledonische Orogenese**, die verantwortlich war für das Gebirge in Norwegen, zum Teil in Schweden, Schottland und Grönland. In Mitteleuropa liegen, von den Ardennen abgesehen, ihre Spuren unter Norddeutschland und der polnischen Tiefebene. Sie umfaßte den Zeitraum von etwa 500 bis 400 Millionen Jahren vor heute. Das für Mitteleuropa und Westeuropa vielleicht bedeutendste Gebirgsbildungsereignis war die **variszische Orogenese**, die im Zeitraum von 400 bis 300 Millionen Jahren vor heute ablief und deren Auswirkungen in ganz Zentraleuropa, Frankreich, aber auch in Spanien und Italien zu bemerken sind. Auch im gesamten Karpaten-Balkan-Bogen sind heute noch die Auswirkungen dieses großräumigen Orogens zu erkennen. Sie sind aber von dem dritten Gebirgsbildungsereignis, das Europa in den letzten 150 Millionen Jahren geformt hat, überprägt, nämlich der **alpidischen Gebirgsbildung**, zu der neben den Alpen die Sierra Nevada in Spanien, die Pyrenäen, Teile von Korsika, der Apennin, der Karpaten-Balkanbogen, die Dinariden im ehemaligen Jugoslawien, in Albanien und Griechenland sowie große Teile des ägäischen Meeres zählen.

## Das Variszische Gebirge und das Waldviertel

Das Waldviertel ist ein Teil des in der variszischen Zeit vor 350 bis 310 Mio. Jahren geformten Europas und zeigt damit die Auswirkung der im Jungpaläozoikum abgelaufenen Orogenese. Es repräsentiert nur einen kleinen Rest dieses ehemaligen Gebirges, das sich von den Sudeten in Polen über Böhmen und Mähren sowie das Erzgebirge, den Bayerischen Wald, den Harz, den Taunus und den Schwarzwald bis zu den Vogesen, zum französischen Zentralmassiv und zur Bretagne erstreckt. Große Teile Nordwestspaniens, Kastiliens, Portugals gehören auch dieser Gebirgsbildungsphase an. Wie bereits erwähnt, finden sich neben diesen Gebieten, die nicht von der jungen alpidischen Gebirgsbildung erfaßt wurden, Reste des variszischen Orogens auch im alpidisch geprägten Europa. In Abbildung 1 ist die

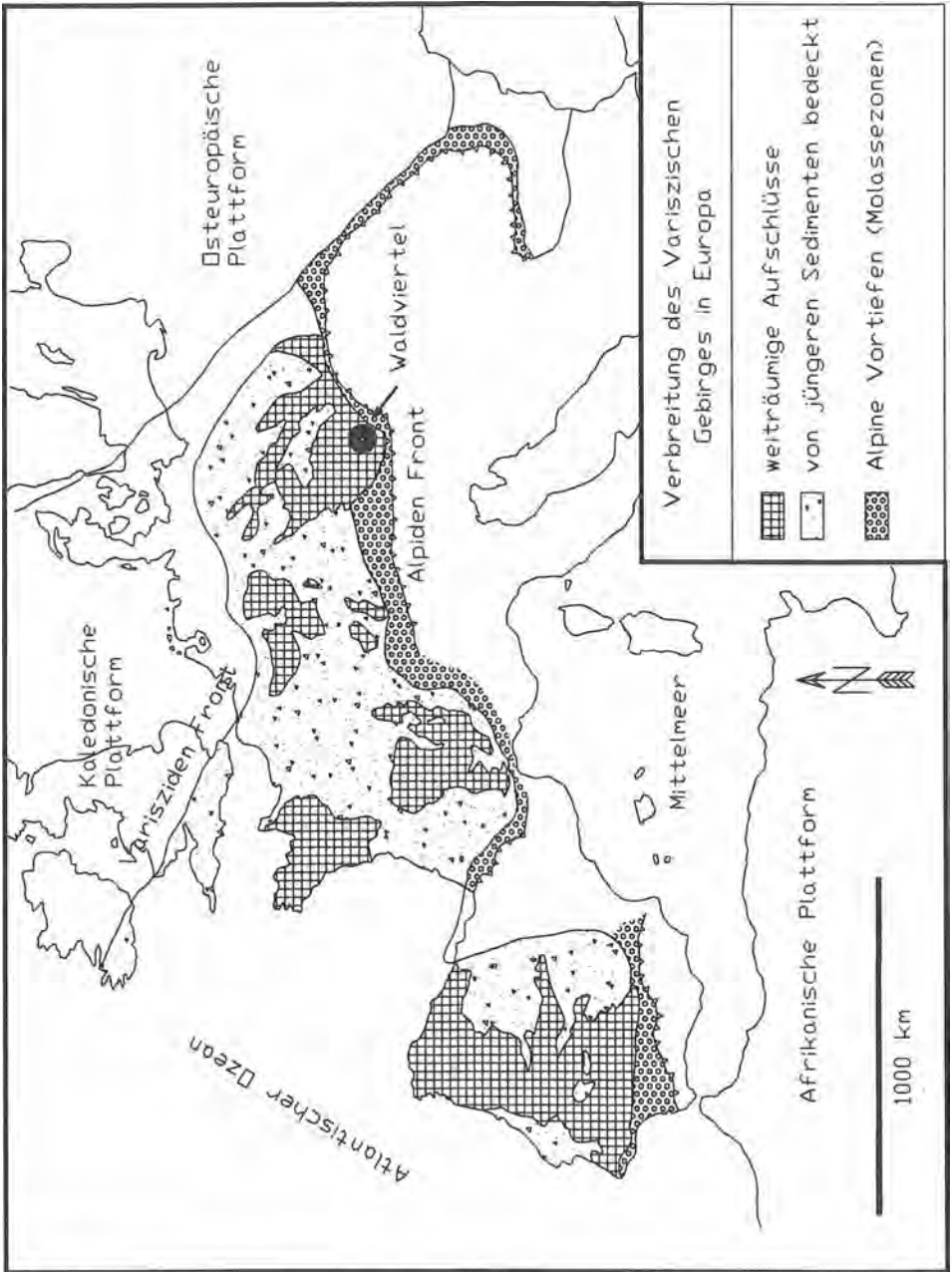


Abb. 1: Überblick über die Verbreitung des Variszischen Gebirges in Europa. Umgezeichnet und vereinfacht nach SCHÖNENBERG und NEUGEBAUER (1987).

Verbreitung des Variszischen Gebirges sowie die Lage des Waldviertels in diesem Gebirge dargestellt. Es liegt am Ostrand des Variszischen Gebirges und grenzt unmittelbar an die Vortiefe (Molassezone) der Westkarpaten bzw. an das Wiener Becken. Nachdem die Geologie des Ostteils des Variszischen Gebirges im wesentlichen durch das Gebiet in Böhmen bestimmt wird, hat der gesamte Teil, zu dem auch das Waldviertel gehört, die geologische Bezeichnung **Böhmische Masse**.

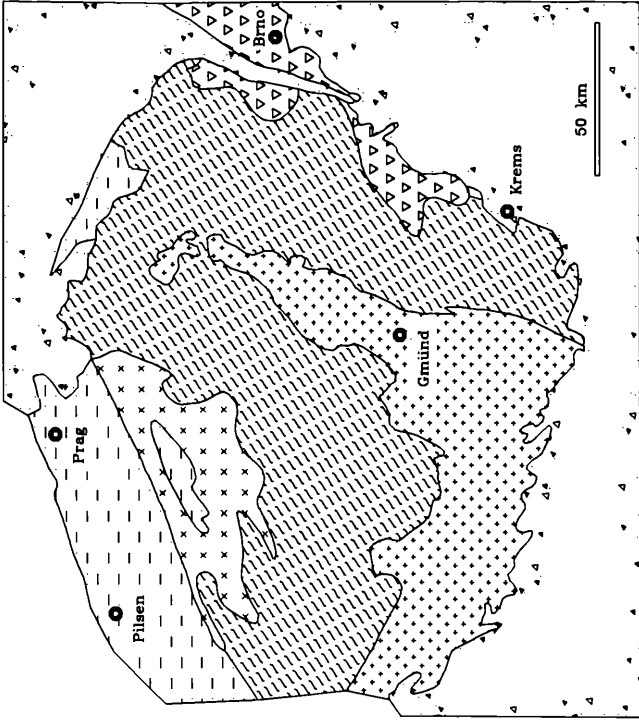
Geographisch umfaßt die Böhmische Masse in Niederösterreich weitgehend das Waldviertel. Im Norden und Nordwesten bildet die Staatsgrenze zur Tschechischen Republik die Umgrenzung des Waldviertels, im Westen die Landesgrenze zu Oberösterreich. Diese Grenzen sind natürlich keine geologischen, sondern durch die politischen Grenzen vorgegebene Beschränkungen unseres Gebietes. Im Süden liegt zwischen Grein und Krems die Donau zwar nahe der Umgrenzung der Böhmischen Masse, diese reicht jedoch in mehreren Abschnitten nach Süden über die Donau hinaus, so etwa im Bereich der Strengberge im Westen bis nahe Amstetten sowie im Bereich südlich von Melk und im gesamten Dunkelsteiner Wald. Ganz grob bildet eine Linie von Krems über Langenlois, Maissau bis Retz die Ostgrenze des Variszischen Gebirges, soweit es obertags aufgeschlossen ist. Der südliche und östliche Grenzverlauf ergibt sich durch die sehr zerlappte Überdeckung des Variszischen Gebirges durch die Sedimente der Molassezone von Alpen und Karpaten. Unter diese Molassezone lassen sich die Gesteine des Variszischen Gebirges bis weit nach Süden und nach Osten weiter verfolgen.

### **Die geologische Gliederung der Böhmischen Masse im Waldviertel**

Bereits einer der ersten Bearbeiter des Variszischen Gebirges, F. E. SUESS (1903, 1912), hat schon zu Beginn dieses Jahrhunderts die grundlegende geologische Untergliederung in zwei Großeinheiten getroffen, nämlich die Gliederung der Böhmischen Masse in das östlich gelegene, strukturell tiefere **Moravikum** und das westliche, tektonisch höhere **Moldanubikum** (vergl. Abb. 2). Die erste Einheit ist nach Mähren (Moravia) benannt, die zweite nach dem Gebiet zwischen den beiden dominierenden Flüssen, in dem diese Einheiten aufgeschlossen sind, der Moldau und der Donau. Grundsätzlich sollte die höhere moldanubische Einheit auf die tiefere moravische Einheit als große Decke überschoben sein. Das Moravikum selbst wäre auf zwei große Fenster bzw. Halbfenster beschränkt, nämlich das **Thayafenster** im Süden und das **Schwarzawafenster** im Norden. Ersteres liegt zum Großteil auf österreichischem Staatsgebiet und reicht mit ihrem kleineren Teil nach Mähren. Das Schwarzawafenster westlich von Brünn liegt gänzlich auf tschechischem Territorium. Die Überschiebungszone selbst ist durch eine über weite Teile retrograd (rückschreitend) metamorphe Zone, die Glimmerschieferzone, markiert.

Das Konzept der Zweiteilung der Böhmischen Masse wurde von F. E. SUESS, wie bereits erwähnt, 1903 entwickelt und dann später 1912 und 1926 im Sinne der Deckenlehre ausgearbeitet und verfeinert. Grundsätzlich haben diese Vorstellungen bis heute gehalten, sie wurden zwar leicht modifiziert, zum Teil etwas zurückgenommen, zum Teil erweitert. Das Ausmaß der Deckenbewegungen und die Richtung der Deckenbewegungen wurden und werden von fast allen Autoren unterschiedlich beurteilt, aber das grundlegende Konzept wurde seit mehr als 90 Jahren nicht verändert. Bereits F. E. SUESS (1912) und später dann WALDMANN (1930) haben innerhalb beider Einheiten noch diverse tektonische Stockwerke und Decken unterschieden. Die Begriffe wie Monotone Serie, Bunte Serie,

# Geologische Übersichtskarte der Böhmisches Masse









-  Postvariszische Sedimente
-  Zentralböhmischer Pluton
-  Südböhmischer Pluton
-  Tepla Barrandium
-  Moldanubikum
-  Moravikum / Brunovistulikum

Abb. 2: Stark vereinfachte geologische Skizze der Böhmisches Masse zwischen Prag und der Donau.

Gföhler Gneis, Granulite, Bittescher Gneis, Innere und Äußere Phyllite sowie der Terminus Thaya Pluton gehen bereits auf die ersten Bearbeiter zurück. Auch diese Begriffe sind noch immer, wenn auch zum Teil mit wechselnden Inhalten, in Gebrauch, mehr für lithologische Bezeichnungen und Formationsbegriffe als für tektonische Einheiten. Im folgenden wollen wir nun kurz die einzelnen Einheiten vom Liegenden ins Hangende, das ist von den tiefen Teilen des Moravikums bis in die hohen Anteile des Moldanubikums, betrachten.

### **Das Brunovistulikum**

Vorher soll jedoch noch kurz das **Brunovistulikum** diskutiert werden. Dieser Begriff wurde 1980 von DUDEK eingeführt, der darunter nicht nur alle kristallinen Gesteine östlich der Moravischen Zone im Bereich der Tschechischen Republik verstand, sondern auch Teile des Moravikums selbst in die Definition des Brunovistulikums miteinbezog. Die Gesteine sind nur zu einem geringen Teil aufgeschlossen, zum größten Teil bilden sie jedoch den kristallinen Untergrund der Molasse und damit das Karpatenvorland. Einen wesentlichen Anteil am Brunovistulikum hat der Brünner Pluton, der im Untergrund noch eine wesentlich größere Ausdehnung aufweist als an der Oberfläche. Glimmerschiefer und Paragneise sind nur aus Bohrkernen bekannt.

Das gesamte Brunovistulikum wurde während der cadomischen Orogenese gebildet und blieb im Osten von der variszischen Orogenese und Metamorphose weitgehend unberührt. Sein westlicher Teil (der Thaya Pluton und seine Hülle, die Therasburg Formation) wurde hingegen variszisch in die Gebirgsbildung miteinbezogen und bildet den tiefsten Anteil des Moravikums (vergl. auch den Abschnitt: Das Moravische Stockwerk). Auf österreichischem Staatsgebiet gibt es obertags keine Aufschlüsse des variszisch nicht reaktivierten Brunovistulikums. Unsere Kenntnis darüber beruht auf Erdölbohrungen der ÖMV, die den kristallinen Untergrund der Molasse erreicht haben. Das Studium der Bohrkern hat gezeigt, daß der Brünner Pluton weit nach Österreich hineinreicht und vergleichbare Granite bei Moosbierbaum südlich der Donau angetroffen wurden. Ebenso wie in Mähren finden sich neben den Graniten Glimmerschiefer und Paragneise, die dem Brunovistulikum zuzurechnen sind.

### **Das Moravische Stockwerk**

Eines der wesentlichen Kriterien, das F. E. SUESS (1912 und 1926) zur tektonischen Begrenzung des Moravikums zum Moldanubikum geführt hat, war die unterschiedliche Metamorphoseprägung. Während das Moravikum im wesentlichen eine Umwandlung im Bereich Grünschieferfazies bis mittlere Amphibolitfazies aufweist, zeigt das Moldanubikum eine sehr hochtemperierte Entwicklung, nämlich höchstgradige Amphibolitfazies bis Granulitfazies. Früher wurden solche metamorphe Entwicklungen auch als katazonal bezeichnet. Die Metamorphoseentwicklung ist in vieler Hinsicht ein prägendes Merkmal der Moravischen Zone. Sie zeigt nämlich ein sehr merkwürdiges Verhalten: Sie nimmt vom Hangenden in das Liegende zu und nicht, wie man eigentlich erwarten sollte, von den strukturell tiefsten Anteilen, die während der variszischen Orogenese am tiefsten hätten versenkt werden sollen, bis zu den strukturell höchsten Partien. Gleichzeitig zeigt der Metamorphoseverlauf noch eine zweite Besonderheit, der vor allem im österreichischen Anteil des Thayafensters deutlich ausgeprägt ist. Die Metamorphose nimmt nicht nur von Westen nach Osten, das ist von den hangenden zu liegenden Anteilen ab, sondern auch schräg zum Strei-

chen der Einheiten, das heißt, wir finden in derselben lithologischen Einheit im Süden und im Norden eine geringere Metamorphose als in ihrem zentralen Teil.

Aufgrund dieses Verhaltens ist der tiefste Anteil des Moravikums im Thayafenster, nämlich der Thaya Pluton und seine Hülle (als reaktiviertes Brunovistulikum), am geringsten metamorph und deshalb noch am besten erhalten. Er besteht aus mehreren granitoiden Intrusionen, deren petrographische Zusammensetzung von Graniten über Granodiorite bis hin zu Tonaliten reicht. Je weiter man innerhalb des Thaya Plutons nach Osten geht, um so besser sind die einzelnen petrographischen Typen in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung erhalten. Nach Westen hin nimmt sowohl die Deformation in Form einer zunehmenden Schieferung und die metamorphe Überprägung zu. Die Ähnlichkeiten des Thaya Plutons mit dem Brüner Pluton sind bereits lange bekannt und wurden erst kürzlich wieder klar herausgearbeitet (LEICHMANN 1995). Beide Granitmassive (Brunovistulikum) gehörten ursprünglich zusammen, wurden aber später während der variszischen Gebirgsbildung in unterschiedlichster Weise überprägt und in die Deckentektonik mit einbezogen. Daraus geht bereits hervor, daß beide plutonische Areale älter als die variszische Gebirgsbildung sein müßten und tatsächlich haben absolute Altersbestimmungen (SCHARBERT und BATÍK 1980 bzw. DALLMEYER et al. 1994) gezeigt, daß die granitischen Plutone während der cadomischen Gebirgsbildung, also vor etwa 550 bis 600 Millionen Jahren, intrudiert sind. Beide Plutone waren ein Teil des alten cadomisch entstandenen Brunovistulikums, der Thaya Pluton wurde aber in die variszische Gebirgsbildung miteingebaut.

Die ursprünglichen Rahmengesteine des Thaya Plutons sind heute noch als altes Dach an seinem Westrand gut erhalten. Die an vielen Stellen noch erkennbaren Intrusionen zeigen die engen Beziehungen zwischen dem Pluton und seiner Hülle. Dabei handelt es sich im wesentlichen um ehemalige Tonschiefer, Grauwacken und Sandsteine, die heute als Glimmerschiefer, Quarzite und Paragneise vorliegen. Vereinzelt Orthogneise als auch Amphibolite zeigen, daß am Aufbau dieser Serie vermutlich auch magmatisches Gestein (vulkanisch oder plutonisch?) beteiligt war. Diese Folge wurde als Therasburg Formation bezeichnet und stellt einen Teil der von F. E. SUESS bezeichneten „Inneren Phyllite“ dar.

Gegen Westen folgt über der Therasburg Formation, allerdings auf den zentralen Teil des Thayafensters beschränkt, ein Orthogneiszug, der Weitersfelder Stengelgneis. Er dürfte von einer granitischen Intrusion herzuleiten sein, zeigt aber im Gegensatz zum Thaya Pluton eine ausgesprochen straffe Schieferung und Regelung der Minerale, eine Stengelung, die auch zu der Namensgebung Anlaß gab. Die vermutlich primäre Hülle des Weitersfelder Stengelgneises — sie wird als Pernegg Formation bezeichnet — bildet einen deutlichen lithologischen Kontrast zur Therasburg Formation. Sie besteht zwar auch aus ehemaligen Tonschiefern und zum Teil Grauwacken, weist aber keine Quarzsandsteine, wohl aber zahlreiche Marmorlagen auf. Die Zusammensetzung der ehemaligen Kalke reicht von tonreichen Mergeln über Mergel bis zu fast reinen Kalken, so daß heute neben relativ reinen Marmoren zahlreiche Kalkglimmerschiefer mit Übergängen zu Glimmerschiefern angetroffen werden. Ein charakteristisches Glied dieser Folge sind die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, ehemalige kieselige Kalke, die heute durch die Metamorphose einen charakteristischen Mineralbestand aufweisen. Durch das Vorkommen zahlreicher Amphibole sind diese Gesteine meist grün gefärbt mit einer straffen Regelung der länglichen Amphibolkristalle, daneben finden sich aber Epidot, Pyroxen, Vesuvian, Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Calcit, Titanit und selten auch Biotit. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer

bilden meist die hangende Lage der Pernegg Formation und grenzen diese von dem nächsthöheren und für die Moravische Zone charakteristischen Schichtglied, dem Bittescher Gneis, ab.

Dessen Typuslokalität liegt bei Groß Bittesch im Schwarzawafenster in Mähren. Es handelt sich um einen extrem deformierten, plattig brechenden Orthogneis mit einer typischen Augenstruktur. Dunkle Amphibolitlagen, die bis zu 50 cm mächtig werden können, sind auf die obersten 20-30 m des Bittescher Gneises beschränkt. Diese Amphibolitlagen liegen parallel zum regionalen Streichen und wiederholen sich vielfach in einem relativ kleinen Raum. Die Herkunft dieser Amphibolitlagen wird diskutiert, zum einen werden sie als Effusiva (vulkanische Lagen) interpretiert, die mit dem Ausgangsgestein des Bittescher Gneises wechsellagern. Das würde zur Folge haben, daß auch zumindest Teile des Bittescher Gneises selbst vulkanischen Ursprungs wären. Nachdem es zahlreiche Hinweise dafür gibt, daß der Bittescher Gneis doch im wesentlichen auf ein granitisches Gestein zurückzuführen ist, werden diese Amphibolitlagen in jüngerer Zeit als Gänge interpretiert. Das Alter des Bittescher Gneises ist nicht ganz geklärt, Rubidium-Strontium-Gesamteinstandierungen schwanken zwischen 480 und 790 Millionen Jahren. In jüngster Zeit wurde ein Alter von 620 Millionen Jahren, basierend auf U/Pb-Alter in Zirkonen, postuliert.

Vor allem im Schwarzawafenster, aber auch im nördlichen Thayafenster wird eine Folge von Glimmerschiefern, Marmoren und Amphiboliten in Anlehnung an die ursprüngliche Gliederung von F. E. SUESS als „Äußere Phyllite“ oder „Vranov-Olesnice-Serie“ bezeichnet. Im österreichischen Anteil des Thayafensters hingegen wurden dessen Obergrenze seit langem mit der hangenden Zone des Bittescher Gneises gezogen und die daraufliegenden Glimmerschiefer, Marmore und Amphibolite dem Moldanubikum der nächsthöheren Einheit zugerechnet.

Erst in den letzten Jahren haben neue Detailkartierungen und Metamorphosestudien klar gezeigt, daß diese Zone tatsächlich eher dem Moravikum als dem Moldanubikum zuzurechnen ist und damit die Existenz der Äußeren Phyllite (Vranov-Olesnice-Serie) bis an die Südspitze des moravischen Thayafensters zu verfolgen ist.

Verknüpft mit den Glimmerschiefern, Paragneisen und Marmoren der Äußeren Phyllite sind in ihrem Hangenden die Rehberger Amphibolite, benannt nach ihrem Vorkommen im Tal der Krems bei Rehberg (MONTAG & HÖCK 1993). Diese Amphibolite waren namensgebend für viele Amphibolite im gesamten Moldanubikum. Tatsächlich haben jedoch vor allem Untersuchungen zur Metamorphose und auch zur Geochemie der Amphibolite gezeigt, daß die Vorkommen von Rehberg, die weiter ins Kamptal ziehen, eine eigene Gruppe von Amphiboliten darstellen, die genetisch mit den restlichen Amphiboliten nicht vergleichbar sind.

Betrachtet man nun den Bau der Rehberger Amphibolite im engeren Sinne im Detail, sieht man, daß sie eine ganz bestimmte Abfolge aufweisen: Sie beginnen mit Serpentiniten an der Basis, gefolgt von Gabbros, wobei in den höheren Lagen die Gabbros von Gängen ehemaliger Basalte durchschlagen werden. Der höchste Anteil der Abfolge besteht aus dünnbankigen Amphiboliten, die mit feinkörnigen, sauren Gneisen wechsellagern. Die Abfolge ist vergleichbar mit Ophiolithen, die als Reste ozeanischer Kruste angesehen werden. Auch diese bestehen aus ultrabasischen Gesteinen, Gabbros, Basaltgängen und Basaltlagen, die in verschiedenen tektonischen Bereichen, aber immer im Zusammenhang mit der relativ dünnen ozeanischen Kruste auf der Erde vorkommen. Ophiolithe sind ganz all-

gemein wesentliche Marksteine für die Entzifferung großtektonischer Vorgänge, da sie das Vorhandensein ozeanischer Kruste anzeigen und je nach ihrer Metamorphose Hinweise darüber geben, ob die ozeanische Kruste direkt überschoben wurde oder zuerst abtauchte und dann überschoben wurde. In dieser Hinsicht gewinnen auch die Rehberger Amphibolite durch ihre ophiolithische Herkunft für die tektonische Auflösung des Waldviertels große Bedeutung (siehe Kapitel 7).

### **Das Moldanubische Stockwerk**

Das Moldanubikum umfaßt alle jene Gesteine und Gesteinseinheiten, die westlich des Moravikums auftreten. Im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse galt viele Jahre der Bittescher Gneis als Obergrenze des Moravikums. Er erlaubt, eine klare lithologische Grenze zwischen dem Moravikum und dem Moldanubikum zu ziehen. Im mährischen Anteil werden die Äußeren Phyllite bzw. die Vranov-Olesnice-Serie ebenfalls dem Moravikum zugerechnet. Dies gilt, wie beim letzten Kapitel ausgeführt, auch für den österreichischen Anteil und damit für die gesamte Moravische Zone. Damit wird das Moravikum etwas nach Westen hin erweitert, die lithologische Grenze zum Moldanubikum allerdings nicht mehr so deutlich wie bisher erkennbar, da nun Glimmerschiefer auf Glimmerschiefern und Gneise auf Gneisen liegen. Dafür dürfte aber die neue Gliederung den natürlichen Verhältnissen besser angepaßt sein.

Traditionell werden die Gesteine im Grenzbereich zwischen Moravikum und Moldanubikum der Glimmerschieferzone zugerechnet, die bereits von F. E. SUESS (1912) abgegrenzt wurde. Sie wird als Zone sekundärer Verglimmerung im Zuge der Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum verstanden. Vielfach wurde die Glimmerschieferzone von österreichischen Geologen mit dem Verbreitungsgebiet der Äußeren Phylliten gleichgesetzt. Tatsächlich ist die Glimmerschieferzone keine eigene lithologische Einheit, sondern im Sinne von F. E. SUESS eine Zone, in der während der Überschiebung sekundär ein intensives Glimmerwachstum zu beobachten ist, das sowohl Gesteine des Moravikums als auch des Moldanubikums erfaßte.

Zum Moldanubikum werden nicht nur hochmetamorphe Gneise, Glimmerschiefer, Marmore, Amphibolite und ähnliche Gesteine gerechnet, sondern auch die verschiedenen granitischen und granodioritischen Gesteine des Südböhmischen Plutons. Die folgenden Abschnitte geben einen kurzen Überblick über die sehr verschiedenen moldanubischen Gesteine. Für weitere Details sei auf die Artikel von F. KOLLER bzw. K. PETRAKAKIS und W. RICHTER verwiesen.

### **Der Südböhmische Pluton**

Ein auffallendes Merkmal großer Teile der Böhmisches Masse ist das weit verbreitete Vorkommen von im weitesten Sinn granitischen Gesteinen. Diese finden sich in Deutschland, in Böhmen und in Österreich. Diese Granite entstehen durch kieselsäurereiche Magmen, die in die Erdkruste eindringen (intrudieren), sozusagen in der Erdkruste steckenbleiben, dort langsam abkühlen und sich dabei zu Graniten, Granodioriten, Tonaliten oder Dioriten verfestigen (vergl. Kapitel von F. KOLLER). Neben kleineren, bis zu Zehner km<sup>2</sup> großen zahlreichen Intrusionen ist die Böhmisches Masse durch zwei große granitische Intrusionskörper gekennzeichnet, den sogenannten Zentralböhmischen Pluton und den Südböhmischen Pluton (Abb. 2). Der erste liegt vollständig in Böhmen, einige km südöst-



lich von Prag, der zweite, der Südböhmische Pluton, umfaßt Teile von Südböhmen, große Anteile des westlichen niederösterreichischen Waldviertels und ebenso weite Teile des oberösterreichischen Mühlviertels. Beide große Intrusionen umfassen mehrere granitische Körper verschiedenster mineralogischer Zusammensetzung und unterschiedlicher Korngröße. Die einzelnen Intrusionen sind über einen Zeitraum von 30 bis 40 Mio. Jahren verteilt.

Der Südböhmische Pluton ist in sich sehr heterogen aufgebaut und besteht aus zahlreichen Granittypen (vergl. Kapitel von F. KOLLER), deren vermutlich ältester der sogenannte Weinsberger Granit ist. Sein charakteristisches Merkmal sind extrem große Kalifeldspäte, die bis zu 10 cm Durchmesser erreichen können und in einer Matrix aus Quarz, Biotit, Plagioklas und etwas Kalifeldspat liegen. Geschliffen und poliert eignet sich dieser Granit hervorragend für Fassadenverkleidungen. Andere Granite sind der recht feinkörnige Mauthausener Granit — er wird vorwiegend für Pflaster- und Randsteine verwendet — sowie der in der Umgebung von Freistadt in Oberösterreich auftretende Granodiorit mit seinen gesamten Varietäten. Ein anderer Vertreter, in Niederösterreich beheimatet, ist der Schremser Granit. Schließlich muß noch ein grobkörniger Granit erwähnt werden, der Eisgarner Granit, der wiederum große Kalifeldspäte enthält, aber zusätzlich in seiner Matrix noch Hellglimmer und Andalusit, ein Aluminiumsilikat, aufweist.

Seit langem gibt es Übereinstimmung darüber, daß diese Granite während der variszischen Gebirgsbildung, also in der Zeit von 350 bis 310 Mio. Jahren intrudierten. Auch die relative Altersbeziehung zwischen den einzelnen Granittypen ist seit langem durch geologische Feldstudien bekannt. Die gegenseitigen Intrusionskontakte zeigen, daß der Weinsberger Granit die älteste Intrusion darstellt, gefolgt von den feinkörnigen Mauthausener Typen. Der jüngste Granit wiederum ist der Eisgarner Typ. Absolute Altersbestimmungen nach der Rb-Sr Methode und der U-Pb Methode (SCHARBERT 1992, FINGER & von QUADT 1993, KLÖTZLI & PARRISH 1994) haben gezeigt, daß die geologisch ableitbare relative Altersfolge auch mit radiometrischen Methoden nachgewiesen werden kann. Größere Diskrepanzen gibt es jedoch bei der absoluten Einordnung der Intrusionszeiten. Die zur Zeit wahrscheinlichste Lösung ist, daß die Intrusionen vor etwa 335 bis 340 Mio. Jahren begannen und sich vor etwa 310 Mio. Jahren langsam dem Ende zuneigten.

Der Vollständigkeit halber muß noch erwähnt werden, daß östlich des geschlossenen Gebietes des Südböhmischen Plutons ein weiterer, relativ kleiner Intrusionskörper auftritt, der Rastenberger Pluton. Er ist in Korngröße und Mineralogie dem Weinsberger Granit ähnlich, zusätzlich enthält er das sonst in Graniten eher seltene Mineral Amphibol. Ein größerer Pluton ähnlicher Zusammensetzung wie der Rastenberger Pluton befindet sich auf tschechischem Staatsgebiet, der Trebič Pluton. Auch wenn beide Plutone nicht direkt mit dem Südböhmischen Pluton zusammenhängen, so ist doch ihre Genese und ihr Intrusionsalter im Zusammenhang mit diesem zu sehen.

### **Die Monotone Serie**

Sie bildet einen relativ schmalen, meist nur bis 10 km breiten Streifen unmittelbar östlich des Südböhmischen Plutons. Wie schon der Name zum Ausdruck bringt, besteht die Monotone Serie aus sehr einförmigen Paragneisen, die an einigen Stellen von leukokraten sillimanitführenden Orthogneisen begleitet wird. Selten finden sich Kalksilikatschiefer,

Quarzite und wenige Eklogitamphibolite. Neben cordieritfreien Paragneisen gibt es eine zweite Gruppe, die sehr viel Cordierit enthält. Letztere ist zu einem hohen Grad migmatisiert. Diese Gesteine sind bereits zum Teil aufgeschmolzen und zeigen charakteristische Granitschmelzen, die als feinverteilte Lagen im ursprünglichen Gneis ohne scharfe Grenzen verteilt sind. Die cordieritfreien Gneise sind im wesentlichen nicht migmatisch, d. h. noch nicht aufgeschmolzen. Bis vor wenigen Jahren wurde die Intrusion des Südböhmischen Plutons für das Wachstum von Cordierit und die Migmatitbildung — das ist die Schmelzbildung — verantwortlich gemacht. LINNER (1993) hat gezeigt, daß diese Beziehung im Sinne einer Kontaktmetamorphose nicht aufrechtzuerhalten ist und daß die Migmatisierung vielmehr im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose zu sehen ist.

Ein Charakteristikum der Monotonen Serie sind zahlreiche Gänge, die die Gesteine durchschlagen. Es handelt sich dabei um Granitgänge, Aplite, Pegmatite, aber auch Lamprophyre.

### Die Bunte Serie

Die Bunte Serie ist im Gegensatz zur Monotonen Serie aus zahlreichen Gesteinen unterschiedlichster Mineralogie und Herkunft zusammengesetzt. Da sind zunächst einmal die Orthogesteine, die sich von ursprünglich magmatischen Gesteinen wie z. B. Graniten, Gabbros, Dioriten oder auch von vulkanischen Äquivalenten wie Basalten herleiten lassen. Zum anderen finden sich verschiedenste Typen von Paragesteinen, also solchen Metamorphiten, die aus Sedimenten entstanden sind. Diese umfassen u. a. Paragneise mit Plagioklas, Quarz, Biotit, Granat und Sillimanit. Ihre Ausgangsgesteine sind ehemalige Grauwacken oder Arkosen und variieren je nach Zusammensetzung: Einerseits gehen sie mit steigendem Quarzgehalt in Quarzite über, andererseits mit steigendem Glimmergehalt in Glimmerschiefer. Zwischen diesen Paragneisen liegen zahlreiche, oft sehr langgestreckte Marmorlagen, die z. T. sehr reine graue Marmore darstellen. Enthalten sie noch Kieselsäure und Tonerde sowie andere Elemente, gehen sie in Kalksilikatfelsen über, die neben Calcit eine Reihe von typischen Mineralen wie Tremolit, Diopsid, Phlogopit, Skapolith, Wollastonit und kalziumreichen Granat enthalten. Bekannt wurden vor allem die entsprechenden Minerale aus den Kalksilikatfelsen der Loja. Verbunden mit den Marmoren sind häufig Graphitlagen, die stellenweise sogar abgebaut wurden.

Zu den Orthogesteinen zu zählen sind einerseits Gneise, die aus Graniten herzuleiten sind. Der Dobra Gneis, benannt nach der Ruine Dobra am Kamptalstausee, ist das markanteste Gestein. Charakterisiert ist er durch zahlreiche Augen, das sind ehemalige, große Alkalifeldspäte, die bei der Metamorphose weitgehend erhalten wurden, während die Minerale rund um die Augen stark zerkleinert und zerbrochen wurden und relativ feinkörnig rekristallisierten. Durchschlagen ist der Dobra Gneis von zahlreichen Amphibolitlagen von zum Teil nur wenigen Zentimetern Breite. Sie sind auf ursprüngliche Gänge basaltischer Zusammensetzung zurückzuführen. In dieser Hinsicht ähnelt der Dobra Gneis dem Bittescher Gneis, mit dem er immer wieder verglichen wird. Ein stichhaltiger Beweis für die klare Trennung oder den Zusammenhang beider Gneise steht noch aus.

Weniger spektakulär ist der sogenannte Spitzer Gneis, ein Granodioritgneis, der früher mit dem Dobra Gneis zusammengefaßt wurde, sich aber von diesem durch die Augenstruktur und die Amphibolitlagen unterscheidet (FUCHS & MATURA 1976).

Ein wesentliches Merkmal der Bunten Serie sind die Amphibolite. Es handelt sich meist um dunkelgrüne bis schwarze, sehr massige Amphibol-Plagioklas Gesteine. Zum Teil tre-

ten sie homogen, zum Teil auch gebändert auf. Meist sind sie relativ feinkörnig und vermutlich im wesentlichen von Basalten herzuleiten. Grobkörnige Anteile könnten von ehemaligen Tiefengesteinen basaltischer Zusammensetzung, nämlich Gabbros, stammen. Vergesellschaftet mit den Amphiboliten sind zum Teil auch ehemalige Ultrabasite (ehemalige Gesteine aus dem obersten Erdmantel), die unter Aufnahme von Wasser vollständig in Serpentine umgewandelt wurden.

Die zum Teil sehr hohen Temperaturen bei der Metamorphose reichten stellenweise aus, die Amphibolite teilweise aufzuschmelzen. Man findet dann in den Amphiboliten helle plagioklas- und quarzreiche Lagen, die die ehemalige Schmelze repräsentieren. Die Migmatitzonen innerhalb der Amphibolite sind sehr inhomogen verteilt. In manchen Bereichen ist die Migmatisierung sehr stark ausgeprägt, in anderen deutlich schwächer.

### **Gföhler Gneise und Granulite**

Die Gföhler Gneise und Granulite gehören zu den charakteristischsten Gesteinen im Waldviertel. Beide Gesteine sind räumlich benachbart, sind vermutlich auch genetisch miteinander verknüpft und werden deshalb gemeinsam besprochen. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf einen 10 bis 15 km breiten Streifen im zentralen Teil des Waldviertels. Beide Gesteine lassen sich von Ybbs über Melk, den Dunkelsteiner Wald bis nach Gföhl und Horn verfolgen. Nördlich von Horn finden sich Gföhler Gneise und Granulite rund um Blumau an der Wild, westlich von Waidhofen an der Thaya und nördlich von Geras.

Der Gföhler Gneis ist ein streifiger, hellgrauer Gneis, der durch Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Granat, seltener durch Sillimanit gekennzeichnet ist. In vielen Fällen ist der Gföhler Gneis migmatisch mit Neubildung granitischer Schmelze. In seiner Basis ist der Gföhler Gneis sehr häufig mit Amphiboliten verknüpft, die ebenfalls deutliche Anzeichen teilweiser Aufschmelzung — ähnlich wie bereits in der Bunten Serie beschrieben wurde — zeigen.

Über dem Gföhler Gneis liegen die Granulite, das sind feinkörnige, helle, z. T. grauviollett gestreifte, plattige Gesteine mit einer ausgeprägten Lineation. Häufig weisen sie eine deutliche Bänderung auf. Der Mineralbestand ist ähnlich wie bei den Gföhler Gneisen. Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Granat und Sillimanit sind die Hauptminerale. Disthen als ältere Phase findet sich wie in Gföhler Gneisen. Ihr charakteristisches Merkmal sind die langgestreckten sogenannten Diskenquarze. Die Granulite unterscheiden sich vom Gföhler Gneis im wesentlichen durch ihr straff geregeltes Gefüge und das Fehlen der migmatischen Merkmale gegenüber dem Gföhler Gneis.

Während der Gföhler Gneis seit langem immer als migmatischer Orthogneis gesehen wurde, verursachten das Gefüge und der Mineralbestand der Granulite lange Diskussionen über ihre Genese. Während von frühen Autoren z. T. Quarzporphyre oder Granite als Ausgangsgestein der Granulite gesehen wurde, stellen PETRAKAKIS & RICHTER (1991) eher die Ähnlichkeiten zwischen beiden Gesteinen heraus und sehen sie von denselben Gesteinen herleitbar, aber mit unterschiedlicher Deformation und Umwandlung während der Metamorphose.

Zusätzlich zu den üblichen Granuliten finden sich vor allem im Dunkelsteiner Wald dunkle Pyroxengranulite mit Ortho- und Klinopyroxen und Granatperidotite, z. T. stark serpentinisiert. Diese letzteren Gesteine werden als Abkömmlinge des oberen Erdmantels innerhalb der Granulite interpretiert.

## Das Alter der Gesteine

Die Altersbestimmung der Ausgangsgesteine in metamorphen Serien ist immer ein schwieriges Problem, da Fossilien meistens fehlen oder — wenn vorhanden — so schlecht erhalten sind, daß die Bestimmung und die Einstufung der Ausgangsgesteine sehr erschwert wird. Trotz der kräftigen Metamorphose gelang es PACELTOVÁ (1981) bei Böhmisches-Krumau in Graphiten der Bunten Serie Pflanzenreste zu finden, die eine Zuordnung in das Silur möglich erscheinen lassen. Andererseits konnte an den mit den Graphiten assoziierten Marmoren in der österreichischen Bunten Serie durch systematische Sr-Isotopen Untersuchungen gezeigt werden, daß das Isotopenverhältnis von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sehr niedrig liegt (ungefähr 0,706) und damit dem obersten Proterozoikum entspricht (FRANK et al. 1991). Entsprechende Untersuchungen bei Böhmisches-Krumau haben höhere Isotopenverhältnisse ergeben, die mit dem paläozoischen Alter vergleichbar sind. Rb-Sr Analysen machen auch in der Monotonen Serie ein oberproterozoisches bis maximal altpaläozoisches Alter für die Ausgangsgesteine wahrscheinlich. Ein altpaläozoisches Alter wird durch die Rb-Sr Untersuchungen an den Gföhler Gneisen und Granuliten für diese Gesteinsgruppe wahrscheinlich. Der ebenfalls zur Bunten Serie gerechnete Dobra Gneis hingegen dürfte nach U-Pb Untersuchungen an Zirkonen (GEBAUER & FRIEDL 1994) ein proterozoisches Alter von über einer Milliarde Jahren aufweisen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß aufgrund der eingangs erwähnten methodischen Probleme das Alter der einzelnen Ausgangsgesteine nur sehr unvollständig bekannt ist. Vor allem in der Bunten Serie und der Monotonen Serie könnten oberproterozoische Gesteine zusammen mit altpaläozoischen Gesteinen vorkommen. Gföhler Gneise und Granulite sind wahrscheinlich altpaläozoischen Alters. Gegenüber früheren Vorstellungen konnte in den letzten Jahren klargestellt werden, daß die Metamorphose weitgehend variszischen Alters ist (340 bis 320 Mio. Jahre), während ältere Metamorphoseereignisse nicht mehr mit Sicherheit belegt werden können.

## Tektonik

In tiefgründig abgetragenen ehemaligen Gebirgen ist es ein äußerst kompliziertes Unterfangen, die ehemalige Gebirgsbildung mit Faltung, Aufschiebungen, Decken, Horizontalverschiebungen und Abschiebungen zu rekonstruieren, da weite Teile des ehemaligen Gebirges fehlen. Das trifft insbesondere für das schwach metamorphe oder unmetamorphe Stockwerk, also die alte Sedimentbedeckung, zu, mit deren Hilfe es möglich ist, eine detaillierte Stratigraphie und damit Altersbeziehungen aufzustellen und in der Folge Bewegungsabläufe nachzuvollziehen, wenn z. B. alte Gesteine über jüngeren liegen, Faltenstrukturen auskartiert werden können oder Störungen in Myloniten (Zerreibungshorizonte in Gesteinen) erkennbar sind.

Bei den tieferen Stockwerken eines Gebirges, die weit in der Erdkruste gebildet worden sind, fehlt durch die Metamorphose und Überprägung die ursprüngliche stratigraphische Information und die Zeiteinstufung. Der Geologe ist dann auf andere Hilfsmittel bei der Rekonstruktion des Gebirgsbaues angewiesen. Da hilft das Studium der Metamorphose weiter. Wenn z. B. gezeigt werden kann, daß ein hochgradig metamorphes Gestein über einem niedriggradig metamorphen Gestein liegt, so müssen tektonische Bewegungen wie z. B. Überschiebungen aktiv gewesen sein. Die mangelnde Kenntnis der zeitlichen Einstu-

fung für die Ausgangsgesteine kann bis zu einem gewissen Grad durch sorgfältige geochronologische Studien, basierend auf radiometrischen Altersbestimmungen, ausgeglichen werden. Damit kann allerdings vorwiegend das Alter eines Metamorphoseereignisses bestimmt werden oder das Eindringen und Abkühlen von granitischen Schmelzen in die Kruste, aber nur sehr unvollständig die zeitliche Einstufung sedimentären Ausgangsmaterials von Metamorphiten.

Neben petrographischen Studien, Metamorphoseuntersuchungen und der Geochronologie spielten die Geländebeobachtung, strukturgeologische Untersuchungen sowie geophysikalische Messungen eine entscheidende Rolle in der Rekonstruktion des Bewegungsablaufes bei der Gebirgsbildung.

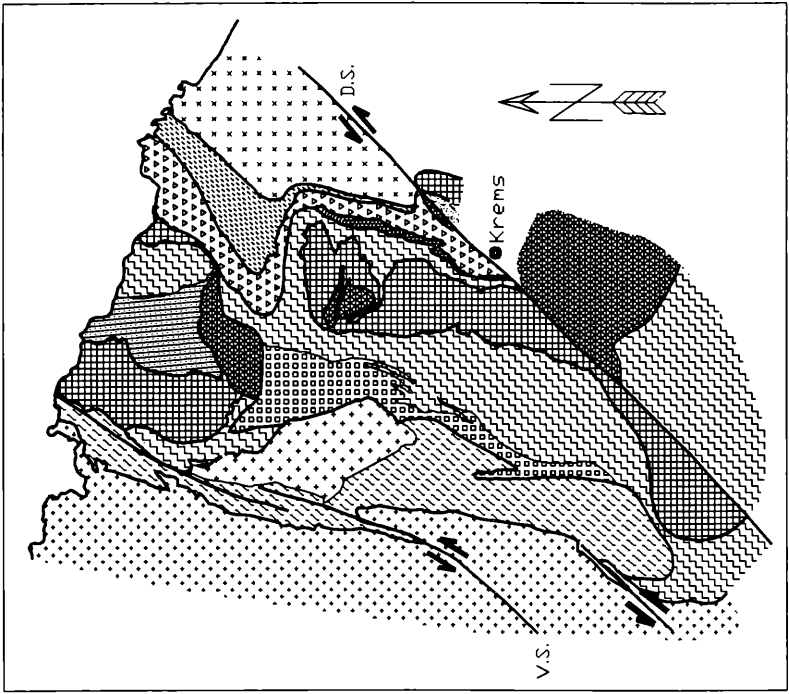
### **Die Deckengliederung in der Böhmischen Masse**

Der Ausdruck „Decke“ bedeutet, daß ein relativ dünner Gesteinsstapel von nur wenigen hundert Metern bis Kilometern Dicke großräumig (bis zu Hunderten von Kilometern) an flachen Überschiebungsbahnen über andere Gesteine geschoben werden. In den Alpen, in denen das sedimentäre Stockwerk noch sehr gut erhalten ist, sind solche Deckenüberschiebungen in ganz unterschiedlichem Ausmaß von Zehnerkilometern bis weit über hundert Kilometer schon seit über 100 Jahren bekannt. Durch viele Studien und methodische Untersuchungen an Gebirgsgürteln hat die Geologie im Laufe der letzten Jahrzehnte zeigen können, daß geologische Decken und ihre Erscheinungsformen ein zentrales Element von Gebirgsbildungen darstellen. Das gilt nicht nur für die heutigen Hochgebirge wie Alpen, Himalaya oder die Anden, sondern auch für alte bereits abgetragene Gebirge wie das Variszische, das vor ca. 320 Mio. Jahren entstanden und später wieder bis in tiefe Teile abgetragen wurde.

Bereits F. E. SUESS hat 1912 die grundlegende Deckenstruktur innerhalb der Böhmischen Masse erkannt und richtig gedeutet. Auch sein wesentlichstes Kriterium zur Abgrenzung dieser Deckenstrukturen war die Metamorphose, die vor 80 oder 90 Jahren allerdings nur sehr unvollständig bekannt war. Trotzdem konnte F. E. SUESS das höhermetamorphe moldanubische Stockwerk vom schwach metamorphen moravischen Stockwerk abtrennen, wobei vor allem das Moldanubikum als großräumige Decke angesehen wurde. Trotz vieler Diskussionen und Versuchen, dieses grundlegende Deckenkonzept in der Böhmischen Masse in Frage zu stellen, hat sich diese Gliederung, natürlich mit Verfeinerungen, leichten Abänderungen und Verbesserungen, bis heute erhalten und wird von den meisten Geologen, die in der Böhmischen Masse arbeiten, akzeptiert.

Aber es ist nicht nur die Grenze zwischen Moravikum und Moldanubikum, die als Deckengrenze interpretiert wird, es gibt auch innerhalb des Moravikums und des Moldanubikums einen auf beide Einheiten beschränkten Deckenbau. Dieser ist aufgrund der Probleme, die in der Einleitung kurz dargelegt wurden, schwer erfaßbar und wird von vielen Bearbeitern zum Teil sehr heftig diskutiert. Es herrscht zwar weitgehende Übereinstimmung darüber, daß ein intramoldanubischer und ein intramoravischer Deckenbau vorhanden ist, welches Ausmaß und welchen Umfang dieser erreicht und in welche Richtung sich die Gesteinsdecken bewegt haben, wird in den letzten Jahren jedoch sehr kontrovers diskutiert. Der folgende Abschnitt versucht einen Überblick über die wesentlichen Vorstellungen zum Deckenbau zu geben.

# Geologisch-Tektonische Karte des Waldviertels



- |                                      |                                      |
|--------------------------------------|--------------------------------------|
| Granulite                            | Gföhler EINHEIT                      |
| Gföhler Gneis                        | DROSENDORFER EINHEIT                 |
| Raabs Untereinheit                   | BUNTE SERIE                          |
| Bunte Serie                          | Dobra Gneis                          |
| Dobra Gneis                          | Monotone Serie                       |
| Monotone Serie                       | Rastenberger Granodiorit             |
| Rastenberger Granodiorit             | Südböhmischer Pluton                 |
| Südböhmischer Pluton                 | Rehberg Ophiolit                     |
| Rehberg Ophiolit                     | Bittescher Gneis und Äußere Phyllite |
| Bittescher Gneis und Äußere Phyllite | Pernegg Formation                    |
| Pernegg Formation                    | Thayapluton,                         |
| Thayapluton,                         | Weitersfelder Stengelgneis           |
| Weitersfelder Stengelgneis           | Therasburger Formation               |
| Therasburger Formation               | Perm                                 |
| Perm                                 | Vitiser Störung                      |
| Vitiser Störung                      | Diendorfer Störung                   |
| Diendorfer Störung                   |                                      |

Abb. 3: Geologisch-tektonische Skizze des Waldviertels mit Moldanubikum und Moravikum sowie der innermoldanubischen und innermoravischen Untergliederung.

## Tektonische Hypothesen

Wie schon angedeutet, liegen die Unterschiede in den einzelnen tektonischen Hypothesen nicht nur im Gesteinsumfang, der den einzelnen Decken zugeordnet wird, sondern vor allem in der Richtung, in die die einzelnen Decken geschoben wurden, und in der Abfolge der einzelnen Bewegungen. In der Zwischenzeit wurden alle vier Himmelsrichtungen strapaziert, um zumindest den intramoldanubischen Deckenbau zu erklären. Und auch die Bedeutung der Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum wurde sehr unterschiedlich eingeschätzt. Abb. 3 zeigt eine tektonische Karte, in der die Deckengliederung entsprechend dem Stand des Wissens dargestellt ist.

Nach den bahnbrechenden Erkenntnissen von F. E. SUESS zu Beginn unseres Jahrhunderts (1903, 1912 und 1926) und den nachfolgenden Studien im Moravikum, die bereits einen intramoravischen Deckenbau vermuten ließen, waren es dann in der zweiten Hälfte der Siebzigerjahre vor allem die Arbeiten von FUCHS (1971, 1976, 1986), MATURA (1976) und THIELE (1976, 1984), die, basierend auf ihren sehr detaillierten Geländearbeiten, den Deckenbau im Moldanubikum sehr unterschiedlich einschätzten.

Wie schon erwähnt, wurden die Granulite und Gföhler Gneise in großen Tiefen metamorphosiert und umgeprägt und wurden deshalb aufgrund ihrer tiefkrustalen Entwicklung immer tektonisch von der Bunten Serie abgetrennt und einer eigenen tektonischen Einheit zugerechnet. Allerdings nimmt diese Einheit bezogen auf die heutige Situation die höchste tektonische Stellung ein, weshalb sich alle tektonischen Hypothesen damit auseinandersetzen mußten, wie die ursprünglich am tiefsten gebildeten Gesteine in die höchsten tektonischen Einheiten geraten sein konnten.

Aufgrund der anscheinend höheren Metamorphose der Granulite und Gföhler Gneise trennten THIELE (1976) und FUCHS (1976) innerhalb des Moldanubikums zwei Einheiten ab, die tiefere Drosendorfer Decke und die höhere Gföhler Decke. Die erste umfaßt die Monotone Serie und die Bunte Serie, die zweite den Gföhler Gneis und die Granulite. Die den Gföhler Gneisen unterlagernden Amphibolite und ihre Begleitgesteine werden je nach Autor einmal der Gföhler Decke (Raabser Untereinheit) und einmal der Drosendorfer Decke zugerechnet. Gelegentlich wird die Monotone Serie noch unter der Bezeichnung Ostrong bzw. Mühlendorfer Einheit als Untereinheit der Drosendorfer Decke abgetrennt. Die tektonische Karte (Abb. 3) folgt der tektonischen Dreigliederung des Moldanubikums in Ostrong, Drosendorfer und Gföhler Einheit.

THIELE (1976, 1984) sieht die Deckenbewegung innerhalb des Moldanubikums und die Überschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum als nach Osten gerichtete variszische Bewegung an (Abb. 4A). FUCHS (1976, 1986) hingegen trennt zeitlich wie auch hinsichtlich des Baustils den intramoldanubischen Deckenbau grundsätzlich von der moldanubischen Überschiebung über das Moravikum ab. Für ihn ist der intramoldanubische Deckenbau kaledonisch, also altpaläozoisch, und damit die Genese des Moldanubikums wesentlich älter als der variszische Gebirgsbau. Lediglich die Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum selbst ist variszisch und nach Osten gerichtet (Abb. 4B). MATURA (1976) wiederum verweist in seiner Darstellung auf die große petrographische Ähnlichkeit zwischen Bittescher Gneis und Dobra Gneis hin. Er kommt damit in der Konsequenz zu einem völlig unterschiedlichen Konzept, in dem der Gegensatz zwischen Moldanubikum und Moravikum aufgelöst wird und damit das höchste Schichtglied des Moravikums gleichzeitig die Basis für Teile des Moldanubikums bildet. Dies wird durch die Verbindung des nach Westen fallenden Bittescher Gneises in einer Muldenstruktur mit dem

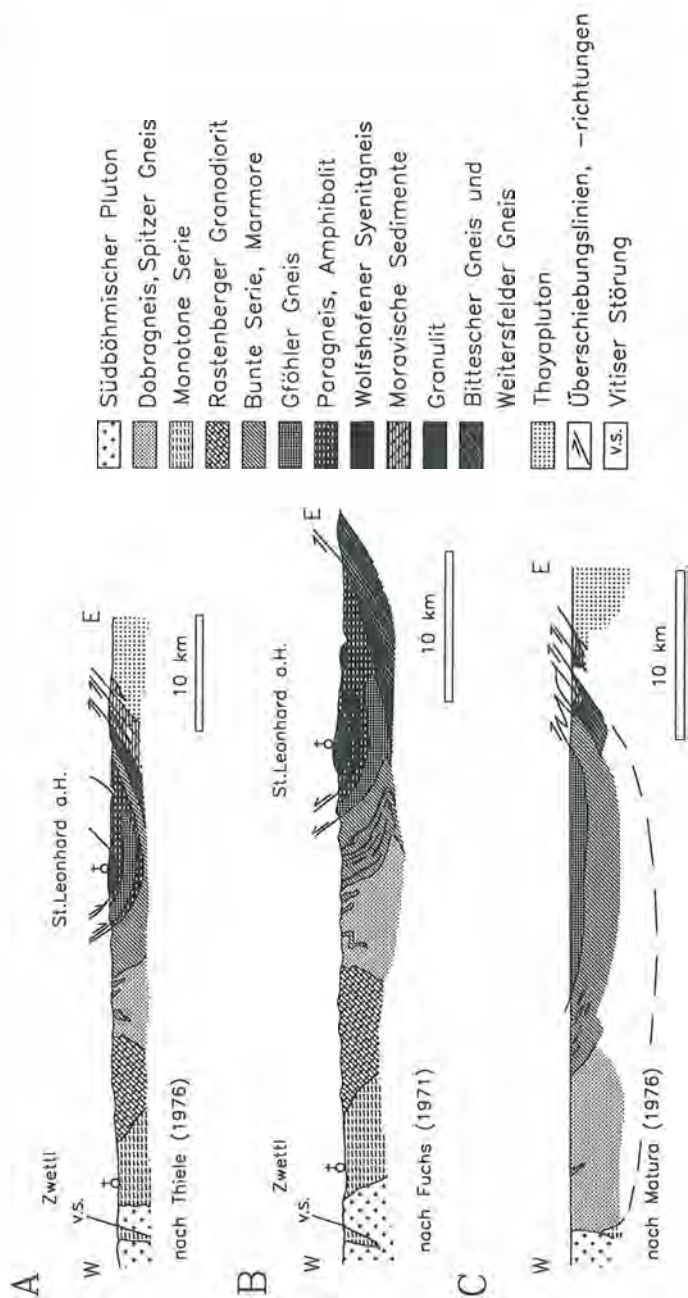


Abb. 4: Drei geologische Profile durch das Waldviertel. Die Profile geben die entsprechenden Modelle der Autoren wieder:

4A: Modell nach THIELE 1976

4B: Modell nach FUCHS 1971

4C: Modell nach MATURA 1976



an der Basis der Bunten Serie liegenden, nach Osten einfallenden Dobra Gneis ermöglicht (Abb. 4C). Ein Teil des Moldanubikums, nämlich Bunte Serie, Gföhler Gneise und Granulite, liegen in dieser Konzeption auf der Dobra Gneis- und Bittescher Gneis-Mulde, die ebenfalls dem Moldanubikum zugerechnete Monotone Serie würde als tiefere Einheit darunter zu liegen kommen.

Bis in die neunziger Jahre waren diese Konzepte im Prinzip die maßgebenden Modelle für die tektonische Entwicklung des intramoldanubischen Deckenbaues und der moldanubischen Überschiebung über das Moravikum. Die Position von MATURA wurde später noch einmal von MATTE et al. (1985) aufgegriffen und in modifizierter Form in jüngster Zeit von STEYRER & FINGER (1994) vertreten. TOLLMANN schloß sich 1982 und 1985 THIELES Meinung an, postulierte aber anders als THIELE, der die Gföhler Gneise und Granulite aus dem Bereich zwischen dem Südböhmischen Pluton und der Monotonen Serie bezieht, eine Fernüberschiebung dieser Gesteine über 300 km aus dem Bereich Süd- und Westböhmen, wo ebenfalls granulitische Gesteine und Gföhler Gneise weit verbreitet vorkommen (Abb. 5). FRANKE (1989) übernahm in seiner Gesamtschau der Entwicklung der Böhmischen Masse weitgehend die Vorstellungen TOLLMANNNS.

Studien, die im Rahmen eines Schwerpunktprojektes des österreichischen Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung im Waldviertel durchgeführt wurden, brachten neue Aspekte zur tektonischen Entwicklung des Deckenbaues im Waldviertel. Zwei Gefügeelemente, nämlich Lineationen, das sind lineare Elemente, und Schersinnindikatoren, die die relative Bewegung von Gesteinspaketen anzeigen, wurden besonders intensiv untersucht. Mit Hilfe dieser Studien konnte gezeigt werden, daß sowohl intramoldanubisch als auch in der moldanubisch-moravischen Überschiebung und innerhalb des Moravikums die gesamte Bewegung von S nach N bzw. von SSW nach NNE abgelaufen sein sollte. Diese konnte nur damit erklärt werden, daß das Moldanubikum in einem sehr kleinen Winkel, sozusagen fast parallel zu den lithologischen Grenzen, das Moravikum überschob. Ein solcher Vorgang wird als Transpression bezeichnet. Dementsprechend wurde die ganze Bewegungsrichtung innerhalb des gesamten Deckenbaues als von Süden nach Norden gerichtet interpretiert (FRITZ & NEUBAUER 1993, SCHULMANN et al. 1991).

1991 versuchte FUCHS seinen ursprünglichen Standpunkt mit den neuen Ergebnissen in Einklang zu bringen und wies dabei u. a. darauf hin, daß sich der intramoldanubische Deckenbau in einem eng gepreßten Rahmen von Südosten über Norden nach Südwesten um den Südböhmischen Pluton herumschlingt. Den intramoldanubischen Deckenbau (N-S gerichtet) betrachtete er als vorvariszisch angelegt, die Bogenstruktur hingegen als variszische Struktur, die im Zusammenhang mit der Transpression entstanden ist.

### **Neue Ansätze**

Keines der im letzten Abschnitt kurz dargestellten zahlreichen Modelle der tektonischen Entwicklung des Waldviertels erklärt befriedigend alle Erscheinungen. Es gibt trotz einer jahrelangen, sehr intensiven Forschung kein allgemeingültiges und generell akzeptiertes Modell zur geodynamischen Entwicklung der Böhmischen Masse bzw. des Variszischen Gebirges insgesamt. Auch die Kontinentale Tiefbohrung in der Oberpfalz in Deutschland hat im wesentlichen ergeben, daß die bisherigen Modelle nicht hinreichend die Befunde erklären, gleichzeitig konnte aber kein besseres Modell entwickelt werden. Es gibt aber doch zahlreiche Hinweise darauf, in welcher Richtung neue Modelle gesucht werden müssen.

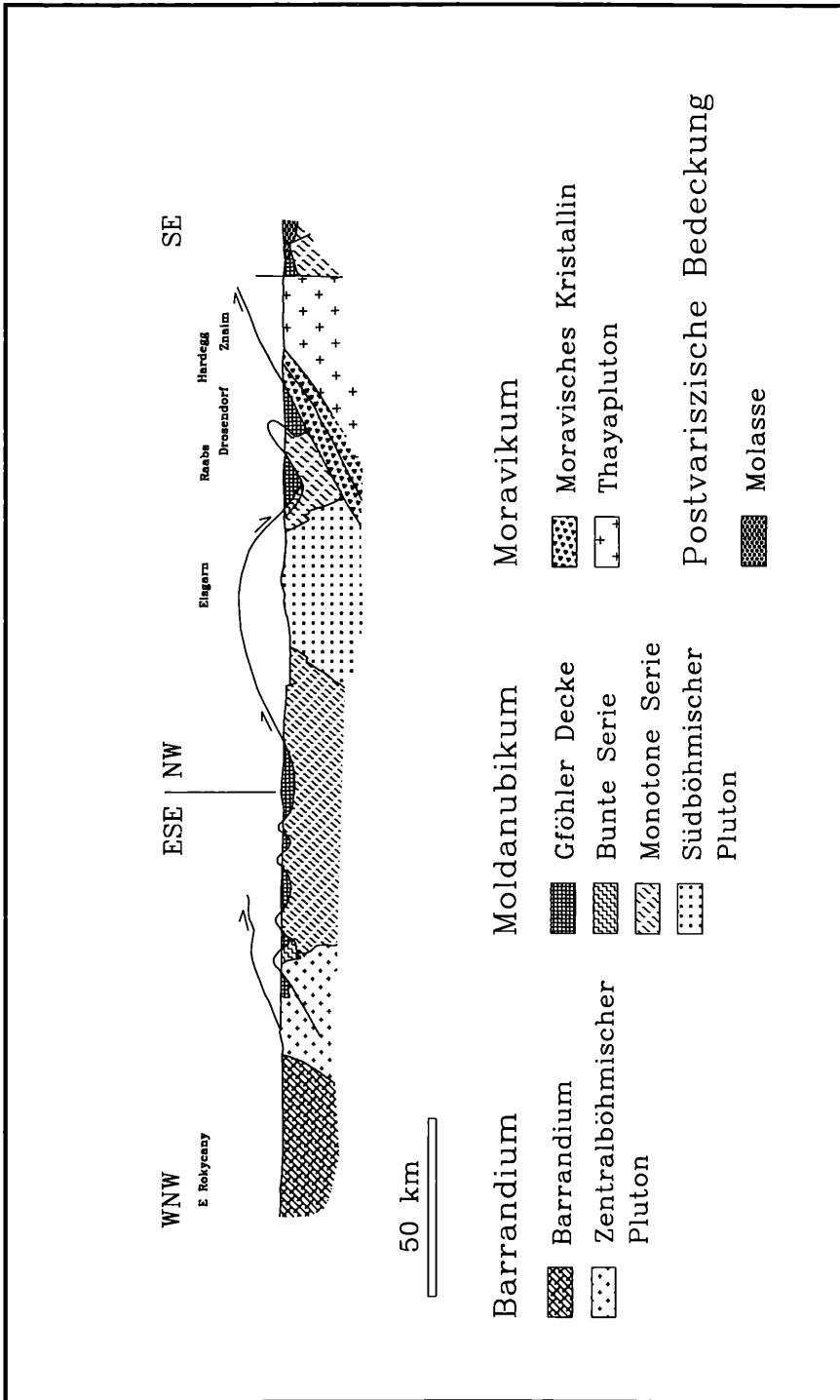


Abb. 5: Geologisches Profil durch die gesamte Böhmisches Masse. Umgezeichnet und vereinfacht nach TOLLMANN (1982 bzw. 1985).

Die Geochronologie hat uns dabei gezeigt, daß die meisten metamorphen Ausgangsgesteine im Moldanubikum und im Moravikum vermutlich oberproterozoischen Alters oder höchstens altpaläozoisch sind. Lediglich die Granulite und die Gföhler Gneise könnten eine Ausnahme bilden, als sie möglicherweise vor ca. 450 bis 500 Mio. Jahren gebildet wurden. Die Metamorphose hingegen, die Granulitbildung, die Hochdruck- und Hochtemperatur-Metamorphose sowie die amphibolitfazielle Metamorphose im Moravikum und Moldanubikum, sind variszisch. Die gesamte metamorphe Entwicklung beginnt bei etwa 350 Mio. Jahren und reicht bis etwa 320 Mio. Jahre (DALLMEYER et al. 1992, 1994). Ebenso variszisch sind die granitischen Gesteine des Südböhmischen Plutons. Deren Bildung beginnt etwas später bei 335 bis 340 Mio. Jahren und reicht bis etwa 310 Mio. Jahre. Aus der Sicht der Geochronologie gibt es keine Hinweise auf eine wesentliche kaledonische Decken- und Gebirgsbildung (FUCHS 1976, 1986, 1991), auch wenn andere geologische Argumente, allerdings außerhalb des eigentlichen moravischen und moldanubischen Bereiches, dafür sprechen.

Intensive Metamorphosestudien haben gezeigt, daß innerhalb der Böhmisches Masse drei verschiedene Bereiche unterschiedlicher Metamorphoseentwicklung vorhanden sind. Dies sind erstens die Moravische Zone, in der sich, abgesehen von Relikten einer älteren Metamorphose, die auf das Eindringen des Thaya Batholithen in die Therasburg Formation zurückzuführen ist, sich nur die variszische Metamorphose abzeichnet (HÖCK et al. 1991, HÖCK 1995). Sie reicht von der Grünschieferfazies bis in die Amphibolitfazies, und zwar in der Weise, daß die tieferen Teile geringer metamorph sind als die höheren Teile (Pernegg Formation, Bittescher Gneis). Diese Metamorphoseentwicklung findet ihre Fortsetzung in den Äußeren Phylliten, der Vranov-Olešnice-Serie und im Rehberger Amphibolit *sensu strictu*. Im Hinblick auf die Metamorphoseentwicklung sind also die östlichsten Teile des bisher als Moldanubikum gesehenen Blocks dem Moravikum zuzurechnen, auch wenn die Abgrenzung in einzelnen noch offen ist. Dem gegenüber steht die Metamorphoseentwicklung im Moldanubikum, die gekennzeichnet ist durch eine Hochdruck-Hochtemperatur-Entwicklung (16 bis 18 kbar oder ca. 45 bis 50 km tiefe Versenkung und 750 °C) für die erste erkennbare metamorphe Überprägung des Granulits und der Gföhler Gneise. Eine zweite Hochtemperaturmetamorphose (ungefähr 10 kbar oder 30 km Versenkung und 780 bis 800 °C) erfaßte alle Gesteine der Bunten Serie sowie Gföhler Gneise und Granulite. Alle diese Gesteinseinheiten sind also gemeinsam metamorphosiert worden. Eine junge amphibolitfazielle Überprägung mit etwa 550 bis 600 °C und 5 bis 6 kbar Druck ist vermutlich die gleiche Metamorphose im Gesamtbereich des Moldanubikums, die auch die Metamorphoseprägung im Moravikum verursacht. Einen dritten metamorphen Entwicklungsbereich stellt die Monotone Serie dar, die bei relativ niedrigen Drucken von 5 bis 6 kbar, aber hohen Temperaturen bei 750 °C umgewandelt wurde. Auch in der Monotonen Serie ist das jüngere amphibolitfazielle Ereignis erkennbar (vergl. Kapitel PETRAKAKIS & RICHTER). Die von der Bunten Serie völlig unterschiedliche Entwicklung führt auch zu tektonischen Konsequenzen: Die Monotone Serie (= Ostrong Einheit) muß als selbständiger tektonischer Körper von der Drosendorfer Decke abgetrennt werden (Abb. 3).

Auf die Bedeutung der Ophiolite für die Entzifferung geotektonischer Vorgänge wurde bereits hingewiesen. Auch wenn eine Datierung der Ophiolithe noch ausständig ist, spricht ihre Stellung an der Grenze beider Metamorphosebereiche, nämlich des moravischen und des moldanubischen Bereiches dafür, daß diese Ophiolithe eine wesentliche Suturezone bei der variszischen Gebirgsbildung markieren. Dies wird unterstützt durch den Letovice

Ophiolith in Tschechien, der eine ähnliche Metamorphosegeschichte und geologische Position aufweist.

Die Geophysik schließlich zeigt uns, daß der Grenzbereich des Waldviertels mit Ausnahme des Südböhmischen Plutons und eines kleinen Bereiches um Retz (Thaya Pluton) durch ein relatives Schwerehoch gekennzeichnet ist (MEURERS et al. 1991). Dies ist überraschend, da die gleichen moldanubischen Gesteine an der Westseite des Südböhmischen Plutons in Böhmen ein Schwereminimum aufweisen. Das bedeutet, daß die Kruste dort aus Gesteinen geringerer Dichte besteht. Ein ähnliches Schwereverhältnis sollte deshalb bei gleichen Gesteinen an der Oberfläche auch östlich des Südböhmischen Plutons zu erwarten sein. Die Schweredaten zeigen nun, daß unterhalb der relativ leichten und dünnen Gesteinschicht des Moldanubikums eine Einheit mit relativ hoher Dichte liegen muß. Das könnte auf Gesteinsfolgen des Brunovistulikums und des Moravikums, die sich durch eine höhere Dichte auszeichnen, hinweisen. Dies bedeutet, daß das Brunovistulikum und das Moravikum mindestens noch 50 bis 60 km nach Westen unter das Moldanubikum hineinreichen sollten. Ein tiefenseismisches Profil, das darüber Auskunft geben könnte, ist in Vorbereitung.

Faßt man diese Ergebnisse in Kombination mit früheren Arbeiten zusammen, so ergibt sich folgendes Bild:

1. Die gesamte metamorphe Überprägung der Böhmisches Masse und damit auch ihre Deckenstruktur ist variszisch.
2. Die metamorphe und geodynamische Entwicklung geht im Moldanubikum von innen nach außen. Als erstes zeigt sich die Hochdruckphase (45 bis 50 km Versenkung) verbunden mit hoher Temperatur (750-?1000 °C) im Gföhler Gneis und in den Granuliten, die beide Gesteine einer kontinentalen Kruste darstellen. Sie müssen durch eine Kontinent-Kontinent-Kollision in diese Tiefe versenkt worden sein.
3. In der Folge wurden beide Gesteine in ein höheres Krustenniveau geschoben und dort gemeinsam mit der Bunten Serie bei etwa 750 bis 800 °C und 10 kbar neuerlich metamorphosiert. Die gesamte Bunte Serie (Drosendorfer Einheit) mit Gföhler Gneisen und Granuliten (Gföhler Einheit) wurde später (siehe unten) auf die Monotone Serie (Ostrong Einheit) aufgeschoben, die in wesentlich geringeren Tiefen, aber ebenfalls bei hohen Temperaturen umgewandelt wurde. Die Metamorphose der Monotonen Serie ist vermutlich mit der Bildung der ersten granitischen Schmelzen des Südböhmischen Plutons zu sehen.
4. Nach der Hochtemperaturmetamorphose des Moldanubikums erfolgte die Kollision mit dem Moravikum einschließlich des reaktivierten Brunovistulikums durch Subduktion des möglicherweise dazwischen liegenden Ozeans (Reste davon finden sich im Rehberger Amphibolit) und in der Folge der kontinentalen Kruste des Moravikums und Brunovistulikums. Die beginnende Kontinent-Kontinent-Kollision an der moravisch-moldanubischen Grenze und die damit verbundene Krustenverdickung und Verkürzung könnte das auslösende Moment für die Überschiebung der Bunten Serie auf die Monotone Serie gewesen sein. Mineralreaktionen in der subduzierten moravischen bzw. brunovistulischen Kruste, die Wasser freisetzen, könnten für die Schmelzpunktniedrigung und damit für die Bildung von granitischen Schmelzen des Südböhmischen Plutons in der höheren moldanubischen Kruste verantwortlich gewesen sein (vergl. Kapitel von F. KOLLER).

5. Die Kollision zwischen Moldanubikum und Moravikum schritt von innen nach außen, d. i. auf die heutige Lage bezogen von Westen nach Osten fort, so daß tiefere, höher temperierte Gesteinseinheiten über höher gelegene, tiefer temperierte geschoben wurden. Zunächst die Bittescher Gneisdecke über die Pleissing Decke, die Pleissing Decke über die Therasburg Formation und schließlich möglicherweise auch Teile des Thaya Batholiths über das autochthone Brunovistulikum.
6. Die Richtung des intramoldanubischen älteren Deckenbaues dürfte vermutlich im Sinne von FUCHS (1976, 1986) bezogen auf die heutige Richtung nach Westen gerichtet gewesen sein. Wickelt man das Moldanubikum um den Südböhmischen Pluton herum ab in ein ursprüngliches Ost-West-Streichen, könnte die Deckenentwicklung auch nach Süden (FUCHS 1991, PRESSEL 1993) gerichtet gewesen sein. Die moldanubische Überschiebung auf das Moravikum und der innermoravische Deckenbau muß eine stark nach Osten gerichtete Komponente aufgewiesen haben, wiederum bezogen auf die heutige Lage, da aufgrund der gravimetrischen Ergebnisse die Gesteine des Moravikums und Brunovistulikums weit nach Westen unter das Moldanubikum unterschoben wurden. Die Transpression mit der NNE-gerichteten Bewegung ist ein relativ junges Ereignis, das im Zusammenhang mit der jüngeren amphibolitfaziellen Überprägung zu sehen ist.

### Hebung

Wie in den letzten Abschnitten gezeigt wurde, war mit der variszischen Orogenese eine intensive Deckentektonik, Versenkung und Metamorphose verknüpft. Solche Erscheinungsformen finden sich immer wieder in den jungen Hochgebirgen von den Alpen bis zum Himalaya oder von den Anden bis Alaska. Es liegt daher nahe, der Frage nachzugehen, inwieweit die gebirgsbildenden Vorgänge während des Variszikums ebenfalls zu einem Hochgebirge führten.

Hier ist ein kleiner Exkurs in die Struktur der Erdkruste und des Erdmantels nötig. Die Erde wird aus drei zwiebelschalenförmig angeordneten großen Einheiten aufgebaut. Diese sind von innen nach außen der Erdkern, der Erdmantel und die Erdkruste. Die Grenze Kern/Mantel liegt bei etwa 2900 km Tiefe, Die Grenze Kruste/Mantel hingegen liegt wesentlich seichter, unter den Kontinenten bei etwa 30 bis 35 km, unter den Ozeanen bei etwa 10 bis 15 km. Unter rezenten Hochgebirgen wie den Alpen oder dem Himalaya kann die Kruste/Mantel-Grenze allerdings lokal bis in 50 km, ja sogar bis 70 km in die Tiefe reichen. Das zeigt bereits, daß Hochgebirge mit Krustenverdickung verknüpft sind. Die Erdkruste unter den Kontinenten (kontinentale Kruste) besteht im wesentlichen aus Gneisen, Glimmerschiefern, Graniten und an ihrem obersten Rand aus Sedimenten und hat eine mittlere Dichte von ca. 2,8 g/cm<sup>2</sup>. Die ozeanische Kruste hingegen besteht aus Gabbros und Basalten und ebenso an ihrem Außenrand aus einer dicken Schicht von Sedimenten. Ihre mittlere Dichte beträgt 2,9 bis 3,0 g/cm<sup>2</sup>. Beide Krustentypen schwimmen nun sozusagen auf dem dichteren Mantel mit einer Dichte von etwa 3,4 g/cm<sup>2</sup>, so ähnlich wie die relativ leichten Eisberge (0,9 g/cm<sup>2</sup>) auf dem Wasser (spezifisches Gewicht 1 oder etwas darüber) schwimmen. Das Verhältnis von Eisbergteilen, die unter Wasser liegen, zu denen, die über das Wasser aufragen, bleibt weitgehend konstant, so daß ein Eisberg mit einer größeren Dicke tiefer ins Wasser eintaucht und gleichzeitig höher über das Wasser aufragt. In gleicher Weise reagiert die relativ leichte kontinentale Kruste (Eisberg!), die auf dem Mantel (Wasser!) schwimmt. Je dünner die Kruste ist, umso weniger wird sie über den Mantel hin-

ausragen, je dicker sie ist, desto weiter. Deshalb liegen auch die Ozeanböden im Schnitt über 4000 m tiefer als der Durchschnitt der Kontinente. Durch Kollisionsvorgänge, das ist das Zusammenstoßen von kontinentalen Krustenplatten und durch ihr Übereinanderschleichen, wird nun an bestimmten Stellen, nämlich im Kollisionsbereich, die Kruste dramatisch verdickt und sinkt tief in den Mantel ein. Dies können wir an den hohen Drucken — wie z. B. im Gföhler Gneis und in den Granuliten —, die sich in den Mineralen widerspiegeln, ablesen. Gleichzeitig zeigt die tief in den Mantel eindringende Kruste ähnlich wie ein verdickter Eisberg die Tendenz, nach oben zu steigen und über den Mantel in entsprechender Weise hinauszuragen. Diese Tendenz führt nun zum Erscheinungsbild des Hochgebirges.

Tatsächlich finden wir (siehe Beitrag von PETRAKAKIS & RICHTER) in der moldanubischen Kruste Drucke, die einer Versenkung zwischen 30 und 50 km entsprechen. Wenn man nun noch die Kruste (oder zumindest Krustenteile) der Moravischen Zone, die unter das Moldanubikum abtauchte, hinzurechnet mit mindestens 20 bis 25 km Dicke, ergibt sich zumindest für einzelne Teilbereiche im variszischen Orogen eine Krustendicke von 50 bis 70 km, vielleicht sogar noch mehr. Diese Krustendicke müßte einer Heraushebung über den Meeresspiegel von etwa 5000 bis 7000 m, ja sogar 8000 m entsprechen. Auch die Rekonstruktion der gesamten Krustendicke liegt zwischen der, die unter den Alpen und der, die unter dem Himalaya bestimmt wurde. Daraus ergibt sich, daß zumindest lokal das Variszische Gebirge den Charakter eines Hochgebirges mit höchsten Erhebungen ähnlich dem Himalaya erwarten läßt.

Es gibt aber noch einen zweiten, völlig unabhängigen Hinweis auf ein kräftiges Oberflächenrelief im Variszischen Gebirge. Man findet nämlich bereits im Karbon und später noch im Perm in der unmittelbaren Umgebung des Variszischen Gebirges Konglomerate mit Blöcken und Geröllen von mehreren dm Durchmesser, die nachweislich aus dem Moldanubikum stammen. Solche Blöcke können eigentlich nur mit hoher Wasserenergie, d. i. in einem Bach oder Fluß mit starker Strömung, transportiert werden. Dies setzt wiederum ein bedeutendes Relief voraus.

### **Das Störungssystem**

Die gesamte Böhmisches Masse in Österreich ist von relativ großen Störungssystemen durchsetzt, die relativ spät während der Gebirgsbildung entstanden sind. Zwei Richtungen können hier unterschieden werden. Eine Gruppe der Störungen streicht von NW nach SE, das sind die Pfahlstörung und die Donautörung. Sie sind auf das oberösterreichische Mühlviertel und das oberösterreichische Donautal beschränkt. Eine zweite Gruppe ist vorwiegend weiter östlich ausgeprägt, das sind die Rodelstörung, die Vitiser Störung und die Diendorfer Störung. Sie streichen von NE nach SW, also fast senkrecht zur ersten Gruppe von Störungslinien.

Entsprechend verhalten sich auch die Bewegungsrichtungen. Während in der ersten Gruppe der Störungen die Bewegungsrichtung dextral verläuft, d. h. der nordöstlich der jeweiligen Störung gelegene Block bewegt sich von NW nach SE, verläuft die Bewegungsrichtung in der östlichen Störungsgruppe sinistral. In diesem Falle bewegt sich der nordwestliche Block der jeweiligen Störung von NE nach SW. Die Störungen sind dementsprechend Blattverschiebungen mit einer im wesentlichen horizontal gerichteten Bewegungskomponente.

Die Bewegung vor allem in den westlicher gelegenen Anteilen liefen unter grünschieferfaziellen Bedingungen ab, d. i. bei der Abkühlung des Variszischen Gebirges unter 450 °C,

die im Osten gelegene Störungen von Vitis und Diendorf (Abb. 3) dürften bei noch geringeren Temperaturen, also noch später beim Aufstieg des Gebirges angelegt worden sein. Diese Störungen werden als System von Blattverschiebungen betrachtet, deren verschiedene Richtungen durch einen einheitlichen Deformationsakt entstanden sein sollten. Dies könnte auf einen großen Krustenblock zurückzuführen sein, der heute unter den Alpen liegt oder in den Alpenbau eingebaut ist und der von Süden an das moravische und moldanubische System heranbewegt wurde (WALLBRECHER et al. 1993).

Die variszisch angelegten Störungssysteme wurden während späterer Bewegungen immer wieder benutzt. Dies zeigt sich an variszisch-alpidischen Mischaltern von Glimmerdatierungen aus verschiedenen Störungszonen, die darauf hinweisen, daß neben der variszischen Störungsentstehung auch junge (alpidische?) Bewegungen, verknüpft mit Temperaturerhöhungen, stattgefunden haben müssen (WALLBRECHER et al. 1993). Entlang der Diendorfer Störung ganz im Osten lassen sich Bewegungen bis in historische Zeit nachweisen.

### **Die postvariszische Entwicklung**

Wie die relativ flachwellige Morphologie und die geringen Seehöhen selbst der höchsten Erhebungen im Waldviertel (< 1000 m) zeigen, haben sich naturgemäß seit dem postulierten Variszischen Hochgebirge zahlreiche Prozesse ereignet, die das Hochgebirge abtrugen und zur heutigen Landschaftsform führten.

Bereits im Perm, also relativ kurz nach dem Abschluß der variszischen Gebirgsbildung und der Heraushebung eines Hochgebirges, setzten der Zerfall und die Abtragung dieses Gebirges ein. Zunächst formten sich durch Dehnungsstrukturen zahlreiche, meist NE-SW orientierte, langgestreckte Becken, in denen die Abtragungsprodukte des Variszischen Gebirges gesammelt wurden. Als Gesteine finden sich Sandsteine, Arkosen und Konglomerate, die aus dem Gesteinsbestand der Böhmisches Masse herzuleiten sind. Vermutlich über große Flüsse wurde das Abtragungsmaterial weit verfrachtet und in ozeanischen Becken abgelagert, die heute in die alpidische Gebirgsbildung mit einbezogen sind. In vergleichbarer Weise findet man Gesteine des Himalaya viele tausend Kilometer weit abgetragen, transportiert und wieder sedimentiert im Indischen Ozean, im Bengalischen Fächer.

Während des nachfolgenden Mesozoikums (Erdmittelalter) war die Böhmisches Masse wohl zu einem großen Teil abgetragen und wurde in ihrem randlichen Teil vor allem im Jura, aber dann später auch in der Kreide zu einem Großteil von Flachmeeren bedeckt. In Zentral- und Südböhmen fehlen — zumindest im Jura — Spuren einer Meeresbedeckung. Ob dieser Teil nie von einem Meer bedeckt war oder ob allfällige Sedimente wieder erodiert wurden, läßt sich nicht mehr nachweisen. Die weit verbreiteten Spuren mariner Bedeckung zeigen, daß das Gebirge im Mesozoikum weitgehend eingeebnet war und keinen Gebirgscharakter im morphologischen Sinne mehr hatte.

Mit Ende der Kreidezeit zog sich das Meer noch weiter zurück, bedeckte aber immer noch große Teile des Ostrandes der Böhmisches Masse, wie an den zahlreichen tertiären Resten z. T. mariner, z. T. limnisch-fluviatiler Natur noch erkennbar ist. Erst gegen Ende des Tertiärs taucht die Böhmisches Masse im heutigen Umfang wieder aus dem Meer auf. Es setzte erneut eine Hebung ein, die im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung der Alpen und Karpaten zu sehen ist. Die alpidische Gebirgsbildung führte zu einem kräftigen N- bis NW-gerichteten Druck auf die alte variszische Kruste der Böhmisches Masse, die darauf mit Heraushebung reagierte. Die heutige Morphologie und Form des Waldviertels ist nicht

unmittelbar ein Relikt der alten Abtragungsprozesse durch Bäche und Flüsse und die periglaziale Überformung während der Eiszeit. Rezente Erdbeben und tektonische Versetzung quartärer Sedimente bezeugen die bis in die geschichtliche Zeit hineinreichenden Bewegungsaktivitäten der gesamten Böhmischen Masse.