

Das Kristalline Grundgebirge

Konstantin Petrakakis und Wolfram Richter

Metamorphe Gesteine

Mit Abbildung 1 bis 9 und Tabelle 1

Die Erde ist kein toter, sondern ein lebendiger Planet, der ständig dynamischen Vorgängen und damit Umgestaltungen unterworfen ist, von denen wir Menschen nur deshalb wenig Notiz nehmen, weil sie sich für unseren Geschichtsbegriff in ungeheuer langen Zeiträumen vollziehen. Diese Umgestaltung führt nicht nur zu kontinuierlichen Änderungen der Oberflächenbeschaffenheit der Erde — Kontinente zerbrechen und formieren sich neu, Ozeanbecken öffnen und schließen sich —, sondern sie findet ihren Ausdruck auch in gesteinsbildenden Prozessen.

Die Gesteine werden nach ihrer Entstehung in drei Hauptgruppen gegliedert, nämlich in die Magmatite, die Sedimentgesteine und die Metamorphite. Im Gegensatz zur Bildung der Sedimente und Sedimentgesteine als auch zur Bildung vieler magmatischer Gesteine entzieht sich die Bildung der metamorphen Gesteine unserer direkten Beobachtung. Das hat dazu geführt, daß die Metamorphite lange Zeit eine wenig verstandene Gesteinsgruppe darstellten. Noch in der ersten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts faßte man sie unter dem Begriff „terrine primitie“ zusammen und entwickelte abenteuerliche Vorstellungen über ihre Entstehung. So wurde beispielsweise von den „Neptunisten“ die Auffassung vertreten, daß es sich um erste Absätze aus einem Urmeer handelt, die „Plutonisten“ wiederum verknüpften ihre Entstehung mit magmatischer Aktivität. Noch heute spricht man recht undifferentiert von „kristallinen Gesteinen“ und meint damit alles, was sich im kontinentalen Bereich unter der meist dünnen Sedimentbedeckung befindet.

Unter dem Begriff Metamorphose (= Umgestaltung, Umformung, Umbildung) versteht man einen sehr komplexen Prozeß, bei dem ein bereits vorhandenes Gestein (ein Sedimentgestein, ein magmatisches Gestein oder auch ein schon früher geprägtes metamorphes Gestein) eine Änderung des Mineralbestandes, der Struktur und manchmal auch der chemischen Zusammensetzung erfährt. Diese Veränderungen gehen auf Änderungen der physikalischen Bedingungen — insbesondere sind hier Druck- und Temperaturänderungen gemeint — innerhalb der Erdkruste zurück. Sie unterscheiden sich entscheidend von den Prozessen der Verwitterung oder der Verfestigung von Sedimenten, die sich an bzw. nahe der Erdoberfläche abspielen. Letzterer Prozeß setzt nämlich bei geringer Überdeckung mit weiteren Sedimentmassen ein. Das Produkt der Metamorphose sind die metamorphen Gesteine oder Metamorphite.

Da die Metamorphose im wesentlichen durch Druck- und Temperaturänderungen verursacht wird, kann sie nur dort ablaufen, wo Gesteine durch verschiedene Mechanismen eine Versenkung in tiefe Teile der Erdkruste erfahren. Nach dem Ablauf der metamorphen Prozesse müssen die Metamorphite wieder an die Oberfläche gebracht werden, wo sie der Beobachtung und Untersuchung zugänglich sind. Grundsätzlich ist es also unmöglich, Metamorphite am Ort ihrer Entstehung zu betrachten. Die Fachrichtung der experimentel-

len Petrologie versucht relativ einfache, grundsätzlich metamorphe Prozesse im Labor zu simulieren.

Die Mechanismen, die zur Versenkung führen, sind verschiedener Natur. So können beispielsweise Lockersedimente, die in einem Sedimentationsbecken abgelagert werden, im Zuge fortschreitender Absenkung von weiterem Sedimentmaterial überlagert werden und so Versenkungstiefen erreichen, in denen die sogenannte Versenkungsmetamorphose abläuft. Oder Gesteine der relativ dünnen, nur 6 bis 9 km mächtigen ozeanischen Kruste können im Zuge von plattentektonischen Bewegungen an konvergierenden Plattengrenzen unter die viel mächtigere (durchschnittlich 35 km dicke) kontinentale Kruste subduziert (= abtauchen) und so in große Tiefe, bis weit in den Erdmantel hinein verfrachtet werden. Dadurch erleiden diese Gesteine eine Subduktionsmetamorphose. Auch Teile der kontinentalen Kruste können an konvergierenden Plattengrenzen im Zuge einer Kontinent-Kontinent-Kollision übereinander geschoben werden. Dieser Prozeß, der zur Bildung ausgehnter Gebirgsketten mit einer verdickten Kruste von 70 und mehr Kilometer führt, ist einer der wichtigsten Mechanismen der Bildung von metamorphen Gesteinen. Diese Art der Metamorphose wird auch Regionalmetamorphose genannt. Das beste Beispiel einer aktiven Orogenzone ist der Himalaya, dessen Bildung auf die Kollision der nach Norden driftenden Masse des indischen Subkontinentes mit der eurasischen Kontinentalplatte zurückzuführen ist. Die Kollision begann im Eozän vor etwa 55 Ma (Millionen Jahren), erreichte ihren Höhepunkt im Miozän, vor etwa 15-20 Ma, und dauert bis heute fort. Die Krustenmächtigkeit im Bereich des Himalayagebirges beträgt heute 70 bis 80 km, und die höchsten Gipfel erreichen Höhen von über 8000 m. Ein ähnlicher Mechanismus wird heute auch für die Bildung des Moldanubikums vor mindestens 340 Ma verantwortlich gemacht (Abb. 1).

Ein Abtauchen (Subduktion) von kontinentaler Kruste in den Erdmantel ist nicht möglich, weil die kontinentale Kruste eine viel zu geringe Dichte besitzt. Sie besteht im wesentlichen aus leichten Silikatmineralen (hauptsächlich Quarz, Feldspäten), und ihre Dichte beträgt im Durchschnitt ρ 2,8 Gramm pro Kubikzentimeter (g/cm^3). Der obere Erdmantel hingegen ist vorwiegend aus Magnesium(Mg)- und Eisen(Fe)-Silikaten (Olivin und Pyroxen) aufgebaut und besitzt eine mittlere Dichte von ρ \approx 3,2 g/cm^3 . Da die Gesteine des oberen Erdmantels und der tiefen Kruste sich plastisch verhalten — ähnlich wie Gletschereis können sie im festen Zustand deformiert werden und fließen —, kommt das Prinzip der isostatischen Kompensation zum Tragen: die leichtere Kruste wird über dem dichteren Mantel gehalten. Einerseits reicht die verdickte Kruste einer Orogenzone tief in den Erdmantel hinein und andererseits bildet sie Aufwölbungen, eben die Gebirgsketten.

Es ist einleuchtend, daß ein Gesteinsvolumen, das im Zuge einer Subduktion oder während eines orogenen Geschehens in große Tiefen verfrachtet wird, einem erhöhten Druck ausgesetzt wird. Der Druck, der auf ein Gestein in einer bestimmten Tiefe ausgeübt wird, entspricht dem pro Flächeneinheit auflastenden Gewicht der darüber liegenden Gesteinsäule. Er wird üblicherweise in bar bzw. Kilobar (1 kbar = 1000 bar) angegeben, wobei 1 bar etwa dem Atmosphärendruck auf Meeresspiegelniveau entspricht oder dem Druck, den eine \sim 10 m hohe Wassersäule auf einer Fläche von 1 cm^2 ausübt. Der Druck hängt damit von der Höhe, aber auch von der Dichte der überlagernden Gesteinsäule ab. In einer Tiefe von 35 km (Grenze stabile Kruste/Erdmantel) beträgt er im Normalfall ungefähr 10 kbar.

Die Temperaturverteilung innerhalb der Kruste hängt von vielen Faktoren ab: dem Wärmefluß vom Mantel in die Kruste, dem Wärmeverlust der Erde an die Atmosphäre und den Weltraum – beides Vorgänge, die von den Mechanismen des Wärmetransportes innerhalb der Erde abhängig sind – und von der Verteilung von radioaktiven Elementen innerhalb der Kruste. Besonders die Elemente Kalium, Uran und Thorium, die in den Gesteinen der Kruste gegenüber dem Erdmantel besonders angereichert sind, liefern mit dem wärme-producingen Zerfall ihrer radioaktiven Isotope ^{40}K , ^{235}U und ^{238}Th einen wesentlichen

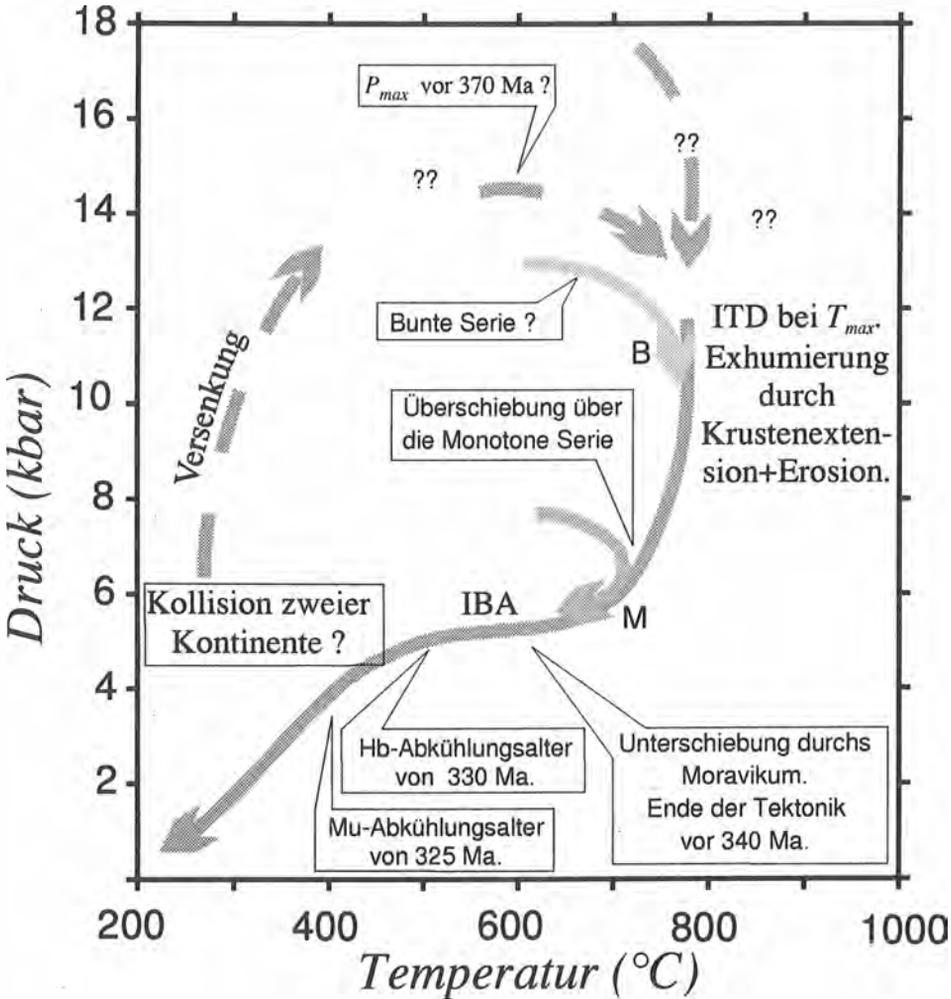


Abb. 1: Diagramm der Druck(P)-Temperatur(T)-Zeit(t)-Entwicklung moldanubischer Gesteine des NÖ-Waldviertels.

Die Entwicklungsstadien vor etwa 360-370 Ma (Millionen Jahre) sind nicht ausreichend bekannt. Dennoch ist bereits gesichert, daß sogar *archaische* und *proterozoische* Komponenten (~2000-500 Ma alt) im Aufbau des Moldanubikums involviert sind. Die im Text beschriebenen Einheiten des Moldanubikums werden als Decken aufgefaßt. Diese wurden höchstwahrscheinlich in verschiedenen Zeiten im Zuge der variszischen Orogenese übereinander geschoben. Die Punkte B und M zeigen schematisch die Überschiebung der Gföhler Einheit über die Bunte Serie und jene der Buntten Serie über die Monotone Serie. Das Moldanubikum wurde vor ca. 340 Ma über das Moravikum geschoben. Abkürzungen: IBA = isobare Abkühlung (Abkühlung bei etwa konstantem Druck), ITD = isothermale Dekompression (Druckabnahme bei konstanter Temperatur), Hb = Hornblende, Mu = Muskovit.

Beitrag zur Wärmeentwicklung der Kruste. Die Temperatur nimmt mit der Tiefe zu. Diese Zunahme mit der Tiefe wird als geothermischer Gradient bezeichnet. Dieser gibt die Zunahme der Temperatur in Grad Celcius ($^{\circ}\text{C}$) pro Tiefenkilometer an und kann in verschiedenen geotektonischen Milieus ganz verschiedene Werte annehmen. Beispielsweise beträgt er in einem konsolidierten Abschnitt der stabilen kontinentalen Kruste $\sim 16^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (an der Grenze zum Erdmantel herrschen dann Temperaturen von $\sim 550^{\circ}\text{C}$). In einer aktiven Orogenzone nimmt die Temperatur mit der Tiefe viel schneller zu. Bereichsweise kann der geothermische Gradient bis weit über $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ betragen.

In der tiefen kontinentalen Kruste und im Erdmantel verhalten sich die Gesteine aufgrund des vorherrschenden hohen Druckes und der hohen Temperatur plastisch. D. h. sie können unter Einwirkung von Kräften genauso wie Plastilin umgeformt werden bzw. wie eine Teigmasse fließen. Dieses Verhalten unterscheidet sich stark von unserer alltäglichen Erfahrung, daß die Gesteine, die wir an der Oberfläche — also bei niedrigem Druck und niedriger Temperatur — beobachten, fest und nicht umzuformen sind. Allerdings können sie bei erhöhter Krafteinwirkung (z. B. mit einem Hammerschlag) brechen. Die tieferen Teile der stark verdickten Kruste in einer Orogenzone sind unter Einwirkung des Gravitationsfeldes der Erde und aufgrund des vorherrschenden hohen Druckes und der hohen Temperatur instabil und neigen dazu, plastisch „auseinanderzufließen“. Dieser Prozeß läßt sich grundsätzlich mit dem allseitigen Fließen eines Teigturmes vergleichen, der langsam niedriger wird. Die sich nicht plastisch verhaltenden oberen Teile der verdickten Kruste werden dabei zerklüftet. Es entstehen Störungs- und Versetzungsflächen, die manchmal tief, bis zum oberen Erdmantel, reichen können. Diese Prozesse, die unter dem Begriff Extension zusammengefaßt werden, führen gemeinsam mit der mit der Höhe des topographischen Reliebes zunehmenden Erosion (Verwitterung und Abtragung von Gebirge) zu einer Ausdünnung der Kruste und damit zur Exhumierung der in der Tiefe gebildeten metamorphen Gesteine. Wenn man heute durch die tief eingeschnittenen Täler des Waldviertels wandert, dann befindet man sich in den tiefen Abschnitten eines Gebirges, das, wie man heute weiß, im Unterkarbon (also vor 370-320 Ma, Abb. 1) Teil eines mächtigen Gebirges als Folge der variszischen Orogenese war.

Ein wesentlicher Faktor einer metamorphen Entwicklung ist die Zeit. In Abhängigkeit von der durch die Kollision erreichten Mächtigkeit der verdickten Kruste und der Exhumierungsrate während der Krustenextension kann ein orogener Zyklus verschieden lange dauern. Typische Werte liegen zwischen 50 und 200 Ma. Eine besonders anschauliche Darstellung einer orogenen Entwicklung erhält man, wenn man in einem Druck-Temperatur-Diagramm (P-T-Diagramm) den zeitlichen Verlauf berücksichtigt. Wir erhalten dann ein s. g. P-T-t-Diagramm (t steht für die Zeit), wie es für das NÖ-Moldanubikum in der südlichen Böhmisches Masse in der Abb. 1 dargestellt ist. Der P-T-t-Weg, den ein Gesteinsvolumen während des orogenen Geschehens mitmacht, ähnelt einer Schleife, die im allgemeinen folgende Merkmale aufweist: Während der Versenkungsphase nimmt der Druck stark zu, die Temperatur weist einen niedrig bis mäßigen Anstieg auf. Wenn das Druck-Maximum (P_{max}) erreicht ist, kann die Temperatur in den meisten Fällen weiter zunehmen. Sie erreicht ihren höchsten Wert (T_{max}) dann, wenn mit beginnender Exhumierung der Gesteine der Druck wieder nachläßt. Es ist daher festzuhalten, daß das Druck-Maximum im allgemeinen nicht mit dem Temperatur-Maximum zusammenfällt.

Durch die P- und T-Änderung im Zuge eines orogenen Geschehens erfahren Gesteine durch chemische Reaktionen Veränderungen in ihrer mineralogischen Zusammensetzung.

Diese Veränderungen umfassen im allgemeinen zwei Prozesse: einerseits den Zerfall vorhandener Mineralassoziationen und die Bildung von neuen Mineralvergesellschaftungen und andererseits die Änderungen der Zusammensetzung der Minerale selbst. Letzterer Prozeß beruht auf der Tatsache, daß viele gesteinsbildende Minerale Mischkristalle sind; das heißt sie bilden feste Lösungen zwischen zwei oder mehreren reinen Mineralendgliedern. Ein Biotit, wie wir ihn in einem Gestein vorfinden, gehört der Biotit-Mischkristallreihe an und enthält Fe und Mg; er ist eine Mischung (feste Lösung) von zwei Endgliedern: des Annits (dieser ist der reine Fe-Biotit) und des Phlogopits (dieser ist der reine Mg-Biotit). Endglieder-Minerale treten in der Natur kaum auf. Weitere Beispiele solcher Mischkristallreihen sind die Minerale der Granat-, Amphibol-, Pyroxen-, Olivin-, Biotit- und Plagioklas-Gruppen. Minerale, die keine Mischkristallreihen bilden, sind u. a. der Quarz und die s. g. Alumosilikate Disthen, Sillimanit und Andalusit. In Abhängigkeit von der Änderung der Metamorphosebedingungen können Minerale der Mischkristallreihen ihre chemische Zusammensetzung innerhalb bestimmter Grenzen ändern, ohne zu zerfallen. Ein Biotit, der mit einem Granat im Gestein koexistiert, wird Fe-reicher mit zunehmender Temperatur. Ist allerdings die Temperaturzunahme sehr groß, dann kann der Biotit im Zuge chemischer Reaktionen zerfallen. Dabei können andere Minerale, wie Pyroxen, entstehen.

Diese zwei Prozesse, nämlich der Zerfall bzw. das Auftreten von Mineralassoziationen und die Änderung der chemischen Zusammensetzung von auftretenden Mischkristallen, bilden die Basis für die Abschätzung der Bildungsbedingungen (insbesondere des Druckes und der Temperatur) eines Metamorphits. Diese beruht auf dem Grundsatz der Gleichgewichtsthermodynamik, daß die stabile Koexistenz von Mineralen bestimmter Zusammensetzung den Bildungsbedingungen dieser Mineralassoziation entspricht. Also, die Abschätzung des Druckes und der Temperatur (Geothermobarometrie) setzt voraus, daß die Minerale in einem Metamorphit stabil koexistieren und daß ihre chemische Zusammensetzung bekannt ist. Kriterien der stabilen Koexistenz kann der Petrologe mit Hilfe der mikroskopischen Beobachtung der Gesteine finden. Stabilitätsbeziehungen zwischen Mineralen werden allgemein durch ihre textuellen Beziehungen wiedergegeben. Stabil koexistierende Pyroxene und Granate können beispielsweise geradlinige oder leicht gekrümmte Korngrenzen zueinander aufweisen. Ist die stabile Koexistenz nicht mehr vorhanden, dann kann eines oder können beide Minerale zerfallen. Der Zerfall eines Minerals kann unter dem Mikroskop beobachtet werden; er könnte sich durch seitliche Auflösungserscheinungen und Zerstörung der geradlinigen Kontakte zu anderen Mineralen manifestieren. Weitere Hinweise über die stabile Koexistenz von Mineralassoziationen liefern auch die Besonderheiten der chemischen Zusammensetzung eines Minerals; beispielsweise eine eventuell vorhandene Zonierung. Die mikroskopische Untersuchung des Metamorphits und die chemische Analyse der auftretenden Minerale sind also zwei der wichtigsten Aufgaben des Petrologen.

Gesteinsbildende Minerale und wichtige Gesteine in den metamorphen Serien des Waldviertels

Die hier angegebene Beschreibung der verschiedenen Gesteinstypen beruht auf Merkmalen, die der interessierte Naturkundler mit einfachen Hilfsmitteln wie Hammer, verdünnter Salzsäure (etwa 5%ig) und Vergrößerungslinse erkennen kann. Selbstverständlich bedarf die eingehende wissenschaftliche Forschung weiterer Mittel, wie des Mikroskops,

kompliziert aufgebauter Geräte zur Durchführung von chemischen Analysen und manchmal des Elektronen-Raster-Mikroskops.

Die in den metamorphen Gesteinen des Waldviertels auftretenden Minerale sind hauptsächlich Quarz, Feldspat, Biotit, Muskovit, Chlorit, Granat, Sillimanit, Disthen, Cordierit, Graphit, Calcit, Amphibol und Pyroxen. Im allgemeinen lassen sich diese Minerale an frischen Bruchflächen des Gesteins mit freiem Auge oder mit Hilfe einer Vergrößerungslinse erkennen. Ihre Größe ist allerdings in den verschiedenen Gesteinstypen variabel. Folgende Merkmale dienen ihrer Identifizierung:

Quarz: hell-grau gefärbt, durchscheinend, unregelmäßiger Bruch, granulare Körner. **Feldspat:** in den meisten Fällen hell gefärbt, üblicherweise grau-weiß, allerdings auch hellrosa bzw. braun oder grau-grün. Granulare Körner mit gut glänzenden, fast senkrecht aufeinander stehenden Spaltflächen. **Biotit:** schwarz gefärbte, blättrige, häufig parallel zueinander angeordnete Minerale, die ausgezeichnete, stark glänzende Spaltflächen aufweisen. **Muskovit:** farblos, sonst ähnlich dem Biotit. **Chlorit:** grünlich-schwarz gefärbt, mit öligem Glanz. Sonst ähnlich dem Biotit. **Granat:** Farbtöne von rot oder braun, manchmal etwas milchig. Abgerundete Körner mit schlecht entwickelten Bruchflächen. **Sillimanit:** feine, weiß gefärbte, nadelig oder stengelig entwickelte Kristalle, die am leichtesten mit Biotit an den frischen Bruchflächen (Schieferungsflächen, siehe unten) der Granulite erkannt werden können. **Disthen:** kleine blaue, kurz-stengelig oder elliptisch geformte Kristalle mit vollkommener Spaltbarkeit in zwei, fast senkrecht aufeinander stehenden Richtungen. **Cordierit:** bläulich-schwarze, granulare Kristalle mit unregelmäßigem Bruch. **Graphit:** Kristallformen des Graphits sind kaum zu erkennen. Handstücke von dunklen, schwarz-grauen Gesteinen, in denen Graphit vermehrt auftritt, verfärben die Hände. **Calcit:** Kristallformen im primären Gesteinsverband sind kaum erkennbar. Ein Tropfen verdünnter Salzsäure ist jedoch das sicherste Mittel, um Calcit durchs Brausen zu identifizieren. **Amphibol:** grünlich-schwarz, stengelig, mit gut entwickelten Spaltflächen, die einen Winkel von 120 Grad bilden. **Pyroxen:** grünlich- oder bräunlich-schwarz, kurz-prismatisch mit gut entwickelten Spaltflächen, die einen Winkel von 90 Grad bilden.

Die Gesteine des Moldanubikums sind hauptsächlich magmatische (siehe Beitrag von F. KOLLER in diesem Band) und metamorphe Gesteine (Metamorphite). Letztere sind Gesteine, die nach ihrer Entstehung eine oder mehrere (polymetamorphe Gesteine) Umwandlungen (Metamorphosen, metamorphe Überprägungen), üblicherweise innerhalb der Erdkruste, erfahren haben. Metamorphe Überprägungen führen allgemein zur Umformung der mineralogischen Zusammensetzung der Gesteine (also der Art und relativen Menge der Minerale) sowie zur Änderung der chemischen Zusammensetzung der Minerale selbst. Die Gesteine des Moravikums sind hauptsächlich Metamorphite.

Metamorphe Überprägungen werden in den meisten Fällen von Deformation begleitet. Unter erhöhtem Druck und erhöhter Temperatur, also unter Bedingungen, die innerhalb der Erdkruste vorherrschen, vermögen die Gesteine unter Einwirkung eines Streß-Feldes trotz ihres festen Zustandes plastisch zu fließen. Ein Streß-Feld existiert dann, wenn die Kräfte, die an einem Punkt des Gesteins ausgeübt werden, größer in einer konkreten Raumrichtung sind als sonst. In diesem Fall vermag das Gestein plastisch in diese Richtungen zu fließen. Die Bestandteile des Gesteins, also die Minerale, erfahren dadurch eine Durchbewegung, die von ihrer Morphologie (Gestalt) abhängt: kugelige Minerale, wie Granate, können rollen; blättrige Minerale, wie Glimmer, ordnen sich in der Fließrichtung. Dadurch kommt es zu einer dimensional orientierten Orientierung der Minerale. Ein typischer Ausdruck einer



Abb. 2: Typisches Erscheinungsbild des Gföhler Gneises.

Aufschluß entlang der Straße Weitenegg an der Donau – Weiten (Bundesstraße 216), unmittelbar nach Weitenegg, am Bahnübergang. Melanosomatische Folien (M), bestehend hauptsächlich aus Biotit, sind leicht gefältelt (F) und alternieren mit diffusen, leucosomatischen Lagen aus Feldspat und Quarz. Dunkle, restitische Teile (R) sind durch die Anhäufung vom Melanosom entstanden. Das Leukosom kann bereichsweise angereichert werden (L). Zu beachten ist, daß die Schieferung, die im Bild durch die Erstreckung der melanosomatischen Folien erkennbar ist, nicht durchgehend, manchmal schwach entwickelt bzw. vom Leukosom (L) abgeschnitten ist.

solchen Orientierung ist die Schieferung (Abb. 2, 3, 9). Sie entsteht dadurch, daß blättrige Minerale, wie die Glimmer, eine konkrete Anordnung aufweisen. Auf drei Dimensionen bezogen, bilden dann alle orientierten Blättchen durchgehende Ebenen (Schieferungsflächen) innerhalb des Gesteins. Stengelige Minerale, wie Pyroxene und vor allem Amphibole, werden ebenfalls entlang von Linien (linear) angeordnet. Sie bilden dann durchgehende Lineationen (Abb. 4). Schieferung und/oder Lineation sind Deformationsmerkmale, welche die meisten Metamorphite aufweisen. Sie sind im allgemeinen leicht am Handstück oder am Aufschluß zu erkennen. Geschieferte Gesteine spalten leichter parallel zu Schieferungsflächen. Sie werden allerdings ebendort leichter auch von der Verwitterung erfaßt.

Ein weiteres, häufig auftretendes Merkmal der Metamorphite ist die Bänderung (Abb. 3, 6, 7, 8, 9). Sie kommt dadurch zustande, daß dunkler gefärbte Minerale in Bändern vorkommen, welche mit Bändern aus hell-gefärbten Mineralen alternieren. Die Mächtigkeit der Bänder kann sogar innerhalb eines Gesteinstyps stark variieren (Millimeter- bis Dezimeter- und Meter-Bereich). Auf drei Dimensionen bezogen, ist die Bänderung ein planares Element, wie die Schieferung.

Planare Elemente können im Zuge der Deformation verfaltet werden (Abb. 3, 6, 8, 9). Die Faltenbreite und -amplitude sind variabel. Auf den Maßstab einer geologischen Karte bezogen, können sie Kilometer betragen, bezogen auf den Maßstab eines Dünnschliffes, betragen sie bis zu einigen Millimeter.

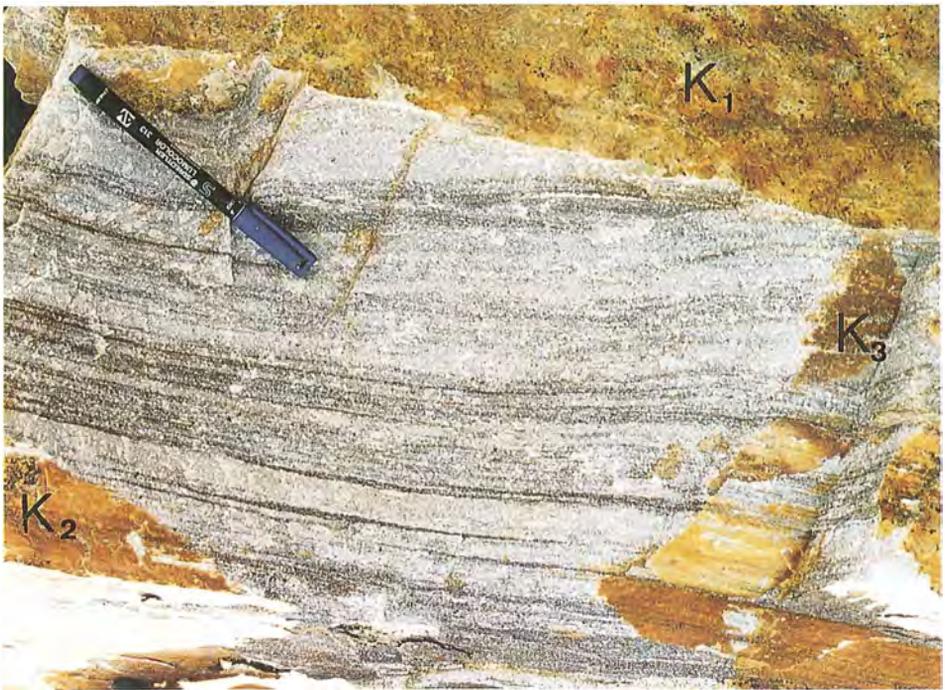


Abb. 3: Heller, feinkörniger und feingebänderter Granulit.

Steinbruch Meidling im Tal, etwa 10 km südlich von Mautern. Die dunklen Lagen sind reich an Biotit, die hellen an Feldspat und Quarz. Die dadurch entstehende Bänderung ist parallel zur Schieferung des Gesteins angeordnet. Zu beachten sind noch die drei räumlich verschieden orientierten Kluffebenen (K), die aufgrund der Verwitterung rostbraun gefärbt sind.

Im Zuge einer metamorphen Überprägung bei hohen Temperaturen (etwa 650 °C oder höher), wie das bei moldanubischen Gesteinen der Fall ist, kann es zur partiellen Wiederaufschmelzung (partielle Anatexis) von geeigneten Gesteinen kommen. Die Anatexis ist ein komplexer Prozeß, der von der chemischen Zusammensetzung des Gesteins, der Art und Menge der Minerale im Gestein, der erreichten Temperatur, dem vorherrschenden Druck und der Verfügbarkeit von Wasser abhängt. Ein partiell aufgeschmolzenes Gestein besteht generell aus zwei Teilen: Einerseits aus einer Assoziation von Mineralen, die nicht aufgeschmolzen sind. Diese bilden manchmal Anhäufungen, den s. g. Restit (Abb. 2), der in der Regel aus dunklen Mineralen besteht und deswegen als Melanosom (Schwarzkörper, Abb. 2, 9) bezeichnet wird. Andererseits aus hellen Mineralen, die aufgeschmolzen wurden und die nach ihrer Kristallisation das s. g. Leukosom (Weißkörper, Abb. 2, 6, 7, 8) bilden. Melanosom und Leukosom sind im Zuge der Anatexis neu entstanden. Beide zusammen bilden das Neosom (neuer Körper, Abb. 7, 9). Hingegen bilden Bereiche des Gesteins, die, aus welchem Grund immer, die Anatexis überlebten, das Paläosom (alter Körper, Abb. 7). Das Gestein weist somit ein komplexes Erscheinungsbild auf und wird als Migmatit (Mischgestein) bezeichnet. Das Auftreten von Schmelze verleiht dem Gestein ein erhöhtes Fließvermögen. Das Leukosom ist mobiler und kann unter Einwirkung der Deformation verschiedene Anreicherungsformen bilden und vom Melanosom teilweise oder komplett getrennt werden. Es kann z. B. feinere oder mächtigere Adern bilden und in das Paläosom oder in die Nebengesteine eindringen (Abb. 6, 7, 8). Es kann sich in großen Mengen anrei-

chern und höhere Niveaus der Erdkruste in Form von Plutonen intrudieren (siehe Beitrag von F. KOLLER in diesem Band). Dieser Mechanismus wird heute für die Entstehung riesiger Granitintrusionen verantwortlich gemacht. Migmatite kommen häufig im NÖ-Moldanubikum vor.

Nun zu den Gesteinen und deren Nomenklatur. Ein **Gneis** ist ein Gestein, welches eine meist schwach entwickelte Schieferung und, falls vorhanden, unregelmäßige Bänderung aufweist (Abb. 2, 9). Erstere geht auf geringe Mengen von Mineralen, wie Glimmer, zurück. Gneise sind hingegen Quarz- und Feldspat-reich. Typischerweise treten größere, etwas elongierte, augenförmige Kristalle (üblicherweise Feldspat oder Amphibol/Pyroxen) gemeinsam mit geringen Mengen von viel kleineren Körnern variabler Größe auf. Nimmt die Menge an blättrigen (Glimmer, Chlorit) und/oder nadeligen (Amphibol) Mineralen zu, führt das Gestein eine gut entwickelte Schieferung und wird zu einem **Schiefer. Amphibolite** bestehen hauptsächlich aus Amphibol und Plagioklas (Abb. 6, 7, 8). Quarz, Biotit, Epidot, Granat und Pyroxen sind Begleitminerale in vielen Amphiboliten. Amphibolite sind dunkle Gesteine, die in vielen Arten auftreten. Es gibt grünlich-schwarze, felsige (kompakt-aussehende), gebänderte oder migmatische Typen. Ein **Granulit** ist, genau genommen, jedes Gestein, welches bei hohen Temperaturen über etwa 650-700 °C metamorph überprägt wurde. Traditionell, wie im Falle des NÖ-Moldanubikums, werden als Granulite feinkörnige, Quarz- und Feldspat-reiche, scharf gebänderte Gesteine bezeichnet (Abb. 3). Die Bänderung geht auf alternierende dunklere und hellere Lagen variabler Mächtigkeit



Abb. 4: Dunkler, feinkörniger und feingebänderter Granulit.

Steinbruch bei Fuglau im Horner Wald (Bundesstraße 38). Die dunklen Lagen sind reich an Biotit, die hellen an Feldspat und Quarz. Zu beachten ist die straffe Lineation des Gesteins (L) sowie das charakteristische Auftreten von parallel zur Lineation elongierten, augenförmigen Granat-Porphyrklasten (P). In den s. g. Druckschatten (S) des Granats bildet sich grobkörnigerer Biotit.

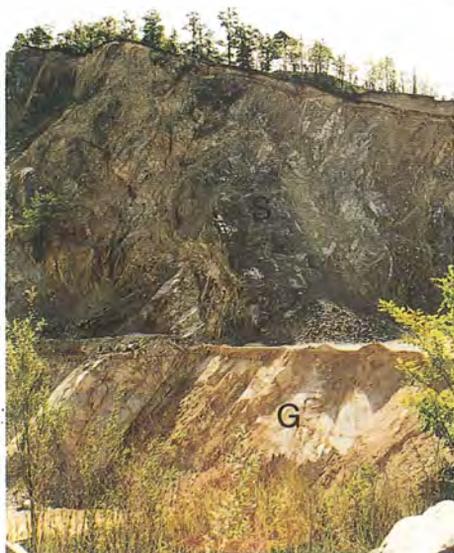


Abb. 5: Serpentinlinse (S) im Granulit (G).
Steinbruch Meidling im Tal, etwa 10 km südlich
von Mautern.

auf seine mehr oder weniger konstante mineralogische Zusammensetzung zurückgeht. Er ist weiß bis hellgrau und läßt leicht an frisch geschlagenen Handstücken Feldspat, Quarz, Biotit und seltener Granat und Sillimanit erkennen. Ein besonderes Merkmal des Gföhler Gneises ist seine migmatische Textur. Die Biotite bilden melanosomatische Folien, die scharf von leukosomatischen Partien, bestehend aus Feldspat und Quarz, getrennt sind. Diese Folien bilden eine schwach entwickelte Schieferung, die fein-gefältelt ist. Seltener erkennt man am Gföhler Gneis eine weniger gut ausgeprägte, eher diffuse Verteilung des Biotits und der hellen Gemengteile. In solchen Fällen ist auch die Schieferung diffus oder kaum entwickelt. Wir sprechen von einer nebulitischen Textur (vergl. Abb. 7). Der Gföhler Gneis entstand durch die metamorphe Überprägung ehemaliger magmatischer Gesteine granitischer Zusammensetzung. Er, wie auch alle anderen Gesteinstypen, kann am besten in Steinbrüchen studiert werden (Straße Gföhl — Krems; Straße Mautern — Melk nach St. Lorenz bei Unterkienstock). Straßenaufschlüsse sind mehrere vorhanden (z. B. Dürnstein; bei Weitenegg an der Donau, entlang der Bundesstraße 216 unmittelbar an und nach dem Bahnübergang und weiter nördlich bei der Kleiderfabrik; ebenso entlang der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard, etwa 600 m nach der Kampbrücke).

Die Merkmale der **Granulite** wurden bereits früher erwähnt (Abb. 3, 4). Der überwiegende Teil der Granulite weist eine (mit dem Gföhler Gneis vergleichbare) mineralogische und chemische Zusammensetzung auf. Es wird vermutet, daß die Granulite stark deformierte Gföhler Gneise sind. Am besten können Granulite in Steinbrüchen studiert werden, so z. B. an den großen Brüchen in Meidling im Tal, etwa 10 km südlich von Mautern oder in den vielen kleineren Steinbrüchen nördlich des Kamps entlang der Bundesstraße 38, u. zw. bei Steinegg, Krug, Fuglau.

zurück, die entweder aus Quarz+Feldspat oder Biotit+Granat+Sillimanit bestehen. Häufig führen solche Gesteine vereinzelte, größere, augenförmige Kristalle (Porphyroklasten, Abb. 4) von Feldspat, Granat oder Disthen. Die im NÖ-Moldanubikum auftretenden **Peridotite** sind Abkömmlinge des Erdmantels und kommen als stark umgewandelte Gesteine in Form von **Serpentiniten** (Abb. 5) vor. Letztere sind sehr feinkörnige, kaum geschieferte, eher massige, schwarze Gesteine, bestehend aus Serpentinmineralen. Sie führen häufig reliktitisch erhaltene Minerale aus dem ehemaligen Peridotit. Ein häufig beobachtetes Relikt ist der Granat, der oft von einem helleren Kranz, bestehend aus feinkörnigen Mineralen, dem s. g. Kelyphit, umrandet wird.

Der **Gföhler Gneis** (Abb. 2) weist trotz seiner sehr großen Verbreitung innerhalb des NÖ-Moldanubikums ein auffallend konstantes Erscheinungsbild auf, welches

Peridotite/Serpentinite sind am besten in Steinbrüchen zu studieren (Abb. 5). In den Steinbrüchen von Meidling im Tal bilden Serpentinite bis etwa 300 m erstreckte Linsen, die im hellen, gebänderten, feinkörnigen Granulit vorkommen. Bei intensiver Untersuchung des Blockwerkes lassen sich Serpentinite mit Granatrelikten finden. Ein weiteres Vorkommen ist unmittelbar nördlich von Weitenegg an der Donau, nach dem Bahnübergang, anzutreffen. Dort tritt eine 50–60 m lange Serpentinlinse im Gföhler Gneis auf. Handstücke mit Granatrelikten sind auch dort zu finden. Die Peridotite sind Abkömmlinge aus dem oberen Erdmantel. Sie wurden durch tektonische Vorgänge in den Gesteinsverband des NÖ-Moldanubikums eingegliedert.

Amphibolite sind sehr verbreitet und sehr variabel in ihrem Aussehen. Gebänderte und nicht gebänderte grünlich-schwarze Gesteine mit etwas Granat sind z. B. im Weitental unmittelbar südlich der Griebbrücke (Abb. 6) zu beobachten. Gebänderte Typen kommen bei Rehberg (Rehberger Amphibolit, Straßenaufschlüsse) und an der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard vor. Letzterer Aufschluß liegt schon im Wald, nahe der Straße entlang eines Fußweges nach der Kampbrücke bei Wegscheid. Hier handelt es sich um Pyroxen-führende Amphibolite mit alternierenden grünlich-schwarzen, Amphibol-reichen und

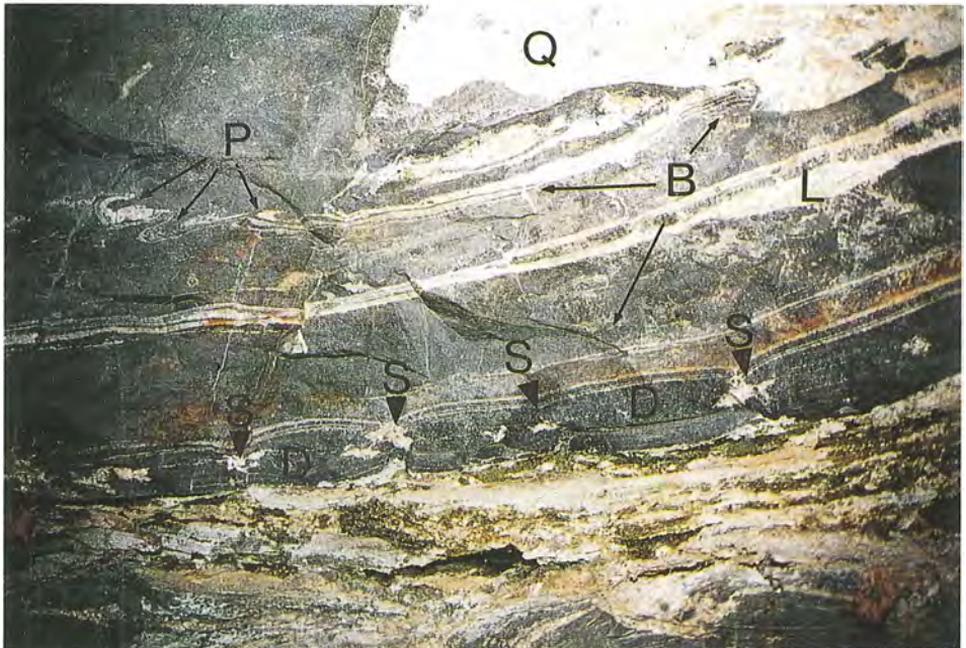


Abb. 6: Migmatischer, gebänderter und lagenweise boudinierter Amphibolit.

Verwachsener Aufschluß entlang der Straße Weitenegg an der Donau — Weiten (Bundesstraße 216), etwa 150 m vor der Griebbrücke: Feine, helle, feldspatreiche Bänder (B) alternieren in Millimeter-Bereich mit dunklen, amphibolreichen Bändern. Zu beachten sind die bänderungsparallele Anreicherungsform des Leukosoms (L) sowie, bei näherer Betrachtung, die nebulitischen Texturen des Neosoms (vergl. Abb. 7). Das Gestein ist intensiv verfaltet, was besonders schön an der s. g. *pygmatischen* Faltung (P) der hellen Bänder bzw. des schieferungskonkordanten, hellen Leukosoms erkennbar ist. Die dunklere Amphibolitlage (D) ist *boudiniert*: Während der Deformation verhielt sie sich weniger plastisch (kompetentere Lage!) als ihre Umgebung. Deswegen brach sie in etwa 20 cm lange Segmente (*Boudins*), die zusätzlich durch die Deformation etwas erstreckt wurden. Diese sind in Form einer Perlenkette angeordnet. Die Form jedes einzelnen Boudins ist besonders durch den „welligen“ Verlauf der Bänderung in diesem Bereich erkennbar. An den Bruchstellen zwischen benachbarten Boudins ist das „mobile“ Leukosom angereichert (S). Diese Stellen bilden nämlich während der Deformation Ausdehnungs- und Druckschattenbereiche, wo die „mobile“ Schmelze sich anreichern kann. Die helle Fläche Q entspricht einer quarzreichen Kruste, die höchstwahrscheinlich aus einer übergebliebenen Klutfüllung stammt.

hellen, Feldspat- und Pyroxen-führenden Lagen. Zwei Vorkommen von migmatischen Amphiboliten sind zu erwähnen: Straßenaufschlüsse entlang der Straße Wegscheid am Kamp — St. Leonhard, etwa 800 m nach der Kampbrücke. Die Amphibolite fallen hier besonders durch „injizierte“ Leukosome auf. Letztere bestehen aus Feldspat, sind grau und bilden Adern, die den schwarz gefärbten Amphibolit manchmal parallel, manchmal diskordant zur Schieferung durchschlagen. Granat und Pyroxen sind selten mit freiem Auge zu erkennen. Diese Minerale treten nämlich nur in manchen Lagen auf. Ein weiteres Vorkommen, welches sogar unter Naturschutz steht, bilden die Straßenaufschlüsse unmittelbar nach St. Lorenz auf der Straße Mautern — Melk (Abb. 7, 8). Hier lassen sich verschiedene migmatische Bereiche studieren: gut geschieferte „paläosomatische“ Bereiche treten neben solchen auf, die durch Entstellung bzw. Auslöschung der Schieferung, angereicherte Feldspatführung und Kornvergrößerung (Rekristallisation!) charakterisiert werden. Die Amphibolite des NÖ-Moldanubikums sind meistens Metamorphoseprodukte von ehemaligen Basalten, die aus dem Ozeanboden stammen können, oder Gabbros der unteren Kruste.

Die **Gneise der Bunten Serie** sind sehr mannigfaltig. Ihre Variabilität kann entlang von zwei Profilen studiert werden. Das erste ist im Weitaltal nach der Griebbrücke bachaufwärts aufgeschlossen. Es treten besonders graue Biotit+Plagioklas-Gneise gemeinsam mit hellen pegmatoiden Lagen, Metaquarziten, Kalksilikat-Lagen und Amphiboliten auf. Auffallend an diesem Profil ist die intensive Verwitterung der Gesteine und die Muskovit- und Chlorit-Führung, die an Bruchflächen der Gesteine parallel zur Schieferung zu beobachten ist. Muskovit und Chlorit sind retrograd gebildete Minerale (d. h. gebildet nach der meta-



Abb 7: Migmatischer Amphibolit.

Aufschluß entlang der Straße Mautern — Melk unmittelbar nach St. Lorenz. Partiiell aufgeschmolzener, gebänderter (B), geschieferter (S) und verfallter (F) Amphibolit, bestehend aus Hornblende, Pyroxen, Feldspat und lagenweise Granat. Zu bemerken sind die „taschenartige“ Anreicherung (L), die aderförmigen Intrusionen (A) des Leukosoms und die von oben nach unten verlaufenden Klüfte (K) des Gesteins.

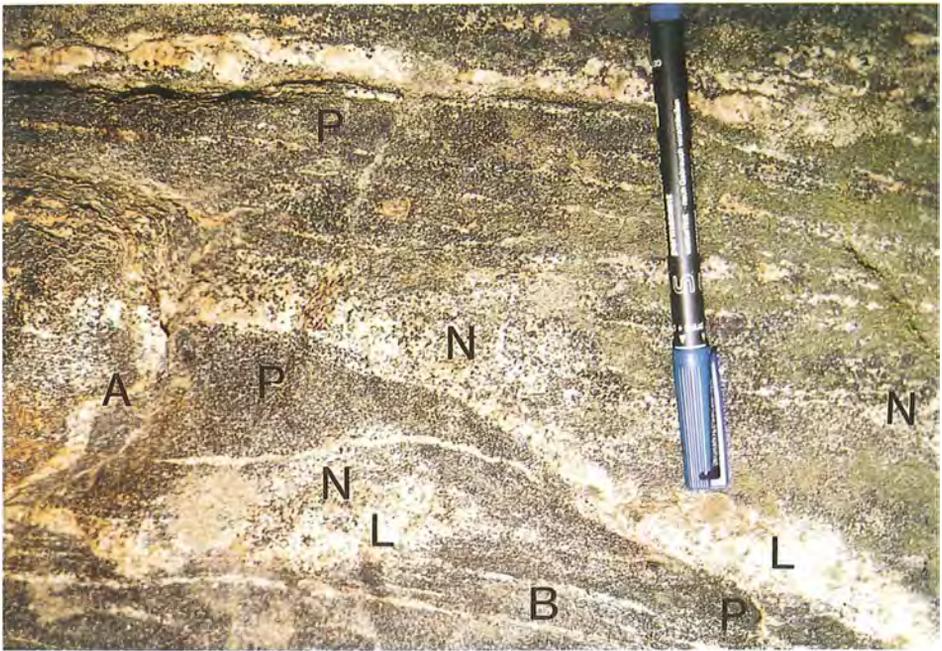


Abb. 8: Migmatischer Amphibolit.

Gesteinstyp und Lokalität wie in der Abb. 7. Zu beachten sind hier paläosomatische (P) und neosomatische (N) Bereiche des Gesteins. Letztere sind durch eine nebulitische Textur gekennzeichnet, die an eine magmatische Textur eines Granodiorits erinnert. Das nebulitische Neosom ist grobkörniger (Rekristallisation!), führt hauptsächlich Hornblende und ist angereichert an Feldspat. Es weist scharfe oder diffuse Grenzen gegen das Paläosom auf. Das Leukosom bildet Adern (A), welche die Bänderung/Schieferung des Gesteins durchschlagen. Es kann aber „taschenartige“ oder adernförmige Anreicherungsformen (L), manchmal parallel, manchmal quer zur Schieferung/Bänderung, bilden. Die Tatsache, daß der Grad der Aufschmelzung bereichsweise variiert, ist u. a. darauf zurückzuführen, daß das Wasser, welches unter hohen Temperaturen eine Aufschmelzung hervorruft kann, entlang von geeigneten Bahnen, oft parallel zur Schieferung/Bänderung, in das Gestein eindringt.

morphen Überprägung und während der Abkühlung, Exhumierung und Rehydratisierung des Gesteins). Das zweite Profil befindet sich entlang der Straße Wegscheid am Kamp — Franzen über dem nördlichen Ufer des Thunberger Stausees. Im oberen Profilbereich, nahe dem Trafo, treten Biotit+Plagioklas- und, lagenweise, Sillimanit+Granat+Biotit-Gneise auf. Besonders auffallend sind migmatische Gneistypen. Ebenso Amphibolite (lagenweise Granat-führend) und weiße, pegmatoide Lagen. Im mittleren und unteren Bereich des Profils kommen zusätzlich 2-3 m lange Linsen von Kalksilikat-Gesteinen sowie Marmore vor. Besonders interessant sind lila-bräunlich gefärbte, zähe Granat+Biotit+Sillimanit-Gneise im Bereich des Lojagrabens (Steinbrüche östlich von Persenbeug) und der Mündung des Yperbaches in die Donau. Der **Dobra Gneis** bildet die Basis der Bunten Serie. Es handelt sich dabei um eine Gesteinswechsellagerung von hellen Biotit-Gneisen mit parallel zur Schieferung eingeschalteten Amphiboliten. Besonders schön ist der Dobra Gneis entlang des südlichen Ufers des Dobra-Stausees aufgeschlossen. Dort kann man nicht nur die (verfaltete) Wechsellagerung beobachten, sondern auch diskordant zur Schieferung durchschlagende, dunkle, feinkörnige Gänge aus Lamprophyren (Ganggestein). Die darüber liegenden Gneise der Bunten Serie sind Metamorphoseprodukte von ehemaligen Sedimenten variabler mineralogischer Zusammensetzung. Solche, die reich an Sillimanit und Disthen sind, stammen aus ehemaligen Ton-reichen Sedimenten. Solche, die hauptsächlich Quarz,



Abb. 9: Migmatischer Cordieritgneis der Monotonen Serie.

Aufschlüsse entlang der Straße Pöggstall im Weitental – Otenschlag (Bundesstraße 36), und zwar im Hölltal. Die weitgehende Aufschmelzung hat offenbar die noch stellenweise erhaltene ältere Schieferung (S₁) und Bänderung des Gesteins verwischt. Die Aufschmelzung wurde von Deformation begleitet, was durch das Prägen einer neuen, verfallenen Schieferung S₂ erkennbar ist. Zu bemerken sind auch die melanosome Anreicherungen von Biotit (M) und die bereichsweise vorherrschende nebulitische Textur des Gesteins (N). Die schwarz-blaue Färbung des Gesteins geht auf den Cordierit zurück. Große Kristalle dieses Minerals (C) sind manchmal vorhanden.

Plagioklas und Biotit enthalten, können Metamorphoseprodukte von ehemaligen Sandgesteinen (Arenite, Grauwacken) sein.

Cordierit-Gneise der Monotonen Serie können in Straßenaufschlüssen entlang der Bundesstraße 36, nordwestlich von Pöggstall im Weitental, und zwar im Hölltal, beobachtet werden (Abb. 9). Besonders auffallend ist der migmatische Charakter dieser Gesteine. Neben Cordierit ist Sillimantit und Muskovit häufig zu beobachten. Die Cordierit-Gneise sind reich an Sillimantit und Muskovit und stellen Metamorphoseprodukte von ehemaligen Ton-reichen Sedimenten dar.

Marmore sind typische Gesteine in der Bunten Serie, aber auch im Moravikum. In vielen Fällen sind sie „unrein“, d. h. sie führen neben Kalzit und gelegentlich Dolomit (Kalzium- bzw. Kalzium und Magnesium-Karbonat) weitere Silikatminerale, wie grünlich gefärbte Pyroxene (Diopsid), weiß gefärbte Amphibole (Tremolit), dunkle Glimmer (Phlogopit) u. a. Die drei zuletzt genannten Silikatminerale sind in der Regel leicht am Handstück erkennbar. Nimmt der Anteil dieser Minerale zu, dann ist das Gestein kein Marmor mehr, sondern ein Kalksilikat-Gestein.

Lithologische Einteilung des metamorphen Moldanubikums und Moravikums in Niederösterreich

Das **NÖ-Moldanubikum** macht einen kleinen Teil der Böhmisches Masse aus. Es bildet einen etwa Nord-Süd gerichteten Streifen aus metamorphen Gesteinen, der sich zwischen den riesigen granitischen Intrusionen des Südböhmischen Plutons im Westen und den metamorphen Gesteinen des Moravikums im Osten ausbreitet. Im Norden erstreckt es sich bis in die Tschechische Republik. Dort ist der überwiegende Teil des Moldanubikums aufgeschlossen. Nach Süden taucht das Moldanubikum etwa südlich der Donau unter die Molassesedimente der Ostalpinen Gebirgskette. Das Streichen der Gesteinsformationen, welches durch planare Elemente, wie Schieferung und Kontaktflächen zwischen verschiedenen Gesteinstypen, zum Ausdruck kommt, ist generell etwa Nord-Süd gerichtet. Ihr Einfallen, welches durch die Neigung der planaren Elemente erkennbar wird, ist generell nach Osten. Die umfangreichen und detaillierten Kartierungsarbeiten des NÖ-Moldanubikums, die die Geologen der Bundesanstalt G. FUCHS, A. MATURA und O. THIELE durchführten, lassen generell drei Einheiten erkennen, die durch charakteristische Gesteinsassozia-

tionen gekennzeichnet werden. Im Anschluß an den granitischen Pluton weit im Westen treten die Gesteine der Monotonen Serie auf. Wie der Name schon impliziert, besteht diese aus einer monotonen Abfolge von Cordierit-Gneisen. Andere Gesteinstypen, wie helle (leukokrate) Gneise und Kalksilikat-Gesteine, treten untergeordnet auf. Äußerst selten, aber sehr interessant sind umgewandelte (metamorph überprägte) Eklogite. Die Kontaktbeziehungen zwischen den Gesteinen der Monotonen Serie und der granitischen Plutonite belegen den intrusiven Charakter der letzteren: die Granite schneiden diskordant die planaren Elemente der Gesteine der Monotonen Serie, wodurch bewiesen wird, daß letztere älter als die Granite sind. Die Gesteine der Bunten Serie kommen über jenen der Monotonen Serie vor. Wie der Name impliziert, besteht die Bunte Serie aus einer Vielfalt von Gesteinstypen. Diese umfassen Gneise, Amphibolite, Quarzite, Kalksilikat-Gesteine und Marmore. Die zwei zuletzt genannten Gesteine sowie die häufig auftretende Graphitführung der Gneise und Quarzite gehören zu den typischen Merkmalen der Bunten Serie. Eine besondere Stellung innerhalb dieser Serie nimmt der Dobra Gneis ein. Er bildet die Basis der Bunten Serie, also ist unmittelbar über den Gesteinen der Monotonen Serie aufgeschlossen. Weiter nach Osten kommen die Gesteine der Gföhler Einheit über den Gesteinen der Bunten Serie vor. Diese ist ebenfalls bunt zusammengesetzt: Gneise, Amphibolite, Granulite und umgewandelte ultramafische Gesteine (Relikte-führende Serpentine) gehören zu ihrem Inventar. Unter den Gneisen nimmt der Gföhler Gneis aufgrund seiner Verbreitung und konstanten mineralogischen Zusammensetzung eine besondere Stellung ein. Ebenso die Granulite, welche die Besonderheit des Moldanubikums darstellen. Die ultramafischen Gesteine sind Abkömmlinge des Erdmantels. Sie wurden in den Gesteinsverband der Gföhler Einheit zu einer noch nicht geklärten Zeit und durch noch nicht geklärte tektonische Vorgänge eingegliedert.

Die Gesteine des im Osten angrenzenden **Moravikums** streichen NE-SW (am und nördlich des s. g. Messerner Bogens, siehe beigelegte geologische Karte) oder NNE-SSW (südlich des Messerner Bogens). Ihr Einfallen ist allgemein nach W gerichtet, also dem Einfallen der moldanubischen Gesteine entgegengesetzt. Dieser signifikante Unterschied im Einfallen ist einer der wichtigsten Belege dafür, daß zwischen Moldanubikum und Moravikum ein tektonischer Kontakt besteht. Dies wurde vom berühmten Geologen Franz Eduard SUESS schon Anfang dieses Jahrhunderts erkannt. Heute wissen wir schon, daß das Moldanubikum wie ein „starrer“ Block vor ca. 340 Ma über den moravischen Block überschoben wurde. Die tektonische Natur des Kontaktes zwischen Moldanubikum und Moravikum wird auch dadurch erkannt, daß, wie petrologische Studien zeigen konnten, diese Bereiche der kontinentalen Kruste verschiedene metamorphe Entwicklungen aufweisen.

Die tiefste Einheit des Moravikums bildet der s. g. Thaya Batholith. Er ist ein schwach metamorph überprägter Granit bis Granodiorit, der in größerer Tiefe auskristallisierte (siehe Beitrag von F. KOLLER). Wir sprechen von einem Batholith, wenn die Wurzel bzw. der unterste Kontakt zum Nebengestein des in der tieferen Erdkruste auskristallisierten Magmatits nicht sichtbar bzw. nicht vermutbar ist. Der Thaya Batholith wurde vor ca. 550 Ma gebildet. Unmittelbar über dem Thaya Batholith sind stellenweise diejenigen Gesteine erhalten, die sein Intrusionsdach bilden. Diese stellen also die unmittelbare Gesteinsumgebung der tieferen Erdkruste dar, die vom ehemaligen Magma des Thaya Batholiths durchschlagen wurde. Dieses Dach wird von Gesteinen der s. g. Therasburger Formation gebildet. Sie sind Glimmerschiefer und Gneise, die aus ehemaligen Ton-reichen Sedimenten und

Feldspat-reichen Sanden entsprechend hervorgegangen sind. Selbstverständlich sind diese Dachgesteine des Thaya Batholiths älter als der Batholith selbst, also älter als 550 Ma. Die über der Therasburger Formation auftretenden Gesteine bilden die s. g. Pernegger Formation. Sie umfassen Marmore und Glimmerschiefer, die oft ineinander übergehen und somit geschieferte Kalksilikat-Gesteine wie den s. g. Fugnitzer Kalksilikatschiefer bilden. Die Trennung der Pernegger Formation von der unterlagernden Therasburg Formation ist nicht immer eindeutig, da die Glimmerschiefer in beiden Formationen und die Marmore eher in den obersten Bereichen der Pernegger Formation auftreten. Im nördlichen Teil des Moravikums ist die Trennung beider Formationen durch den s. g. Weitersfelder Gneis leichter. Dieser weist eine charakteristische Augen-Textur und granitische Zusammensetzung auf. Er ist das metamorphe Äquivalent von ehemaligen Graniten und somit ein Orthogneis. Die Ausgangsgesteine der Pernegger Formation sind eine sedimentäre Abfolge von Tonen und Kalkgesteinen. Ihr Alter ist bis heute nicht gesichert. Die oberste und zugleich typischste Einheit des Moravikums ist der Bittesche Orthogneis. Er weist eine Augen-Textur sowie häufige Wechsellagerung mit dunklen Amphiboliten auf. Der Bittesche Gneis ist dem Dobra Gneis sehr ähnlich. Deswegen glauben manche Geologen, daß zwischen Moravikum und zumindest der Basis der Bunten Serie (also dem Dobra Gneis) ein unmittelbarer Zusammenhang besteht. Diese Meinung ist sehr umstritten. Es muß allerdings betont werden, daß eingehende Untersuchungen, die zur Klärung dieser Frage beitragen könnten, bis heute fehlen. Die charakteristische Wechsellagerung vom Gneis mit dunklen Amphiboliten kann zweierlei Ursprungs sein: Sie stellt entweder eine ehemalige Wechsellagerung von hellen und dunklen vulkanischen Gesteinen granitischer bzw. basaltischer Zusammensetzung oder einen granitischen Körper dar, der durch Ganggesteine basaltischer Zusammensetzung durchdrungen wurde. Das Alter des Bitteschen Gneises ist nicht eindeutig festgestellt, da die vorliegenden Altersbestimmungen zwischen 790 und 480 Ma liegen. Die bisherigen Untersuchungen haben allerdings deutlich gezeigt, daß das Moravikum besonders gegen Südosten einen abnehmenden Grad der Metamorphose aufweist. Das bedeutet, daß die Metamorphosetemperatur allgemein in dieser Richtung abnimmt. Im Vergleich jedoch zum Moldanubikum hat das Moravikum eine Metamorphose vom niedrigeren Grade (also bei niedrigeren Temperaturen von ca. 600 °C und niedrigeren Drucken zwischen 5 und 7 kbar) erfahren.