

# Plutonische Gesteine

Mit Abbildung 1 bis 8 und Tabelle 1

## Einleitung

Im Bereich des nördlichen und in geringerem Maße im östlichen Waldviertel wird die Landschaftsform großer Areale durch das Vorhandensein von granitischen Gesteinen geprägt. Diese sind vor langer Zeit aus granitischen Schmelzen entstanden, als diese in ungefähr 10-12 km Tiefe in eine kontinentale Kruste intrudierten und dort erstarrten. Heute bilden sie markante Oberflächenformen wie zum Beispiel die Felsaufbrüche des Nebelsteins oder die eindrucksvolle Blockheide bei Gmünd. Die Verwitterung der granitischen Gesteine fördert die Bildung von großen, rundlichen Blöcken, die nach Abtransport des feinen Verwitterungsgruses an der Oberfläche liegenbleiben. Diesen Mechanismus nennt man Wollsackverwitterung.

Auch die zahlreichen Steinbruchareale zur wirtschaftlichen Nutzung der granitischen Gesteine, heute hauptsächlich im Bereich zwischen Gmünd, Schrems und Heidenreichstein sowie in Limberg aktiv, haben einen deutlichen Einfluß auf die Gestaltung der Landschaft, aber auch auf die wirtschaftliche Entwicklung der Region.

Von den granitischen Gesteinen des nördlichen Waldviertels gehört der Hauptteil zum sogenannten **Südböhmischen Pluton** der moldanubischen Baueinheit (Beilage 1). Im Zusammenhang mit diesem Komplex findet man mengenmäßig untergeordnet auch noch andere Gesteinsarten, wie die basischen und dunkel gefärbten Diorite und Gabbros. Im östlichen Waldviertel bildet im Moravikum der **Thaya Pluton** einen ähnlichen Komplex granitoider Gesteine (Beilage 1). In beiden Einheiten findet man noch diverse Ganggesteine (Lamprophyre, Pegmatite etc.).

Alle diese Magmatite sind Teile des zentraleuropäischen variszischen Rumpfgebirges. So intrudierte der Südböhmische Pluton, der heute auf beiden Seiten der böhmisch-österreichischen Grenze zwischen der Stadt Jihlava (Iglau) im Norden und der Donau im Süden aufgeschlossen ist, in die hochmetamorphen Paragneise der Monotonen Serie (Ostrong-Einheit nach FUCHS & MATURA 1976). Der altpaläozoische Thaya Pluton bildet die strukturell tiefste Einheit des Moravikums.

## Die Bildung von granitischen Gesteinen

Granitische Gesteine bilden sich in der Erdkruste bei hohen Temperaturen und unterschiedlichem Druck aus silikatischen Schmelzen. Zum besseren Verständnis dieses Vorganges sollte man zuerst Bildungsmechanismus, Herkunft und Klassifizierung sowie die Kristallisation derartiger Schmelzen besprechen.

In Abb. 1 sind die beiden charakteristischen Schmelzkurven für ein H<sub>2</sub>O-gesättigtes und für ein H<sub>2</sub>O-freies granitisches System dargestellt. Unterhalb der H<sub>2</sub>O-gesättigten Schmelzkurve besteht ein granitisches System in allen Fällen aus festen Phasen. Aus der Lage der beiden Schmelzkurven kann man weiters ableiten, daß die Anwesenheit von H<sub>2</sub>O bei steigendem Druck die notwendige Schmelztemperatur deutlich senkt. Dies bedeutet, daß bei H<sub>2</sub>O-Sättigung und höherem Druck (z. B. entsprechen 12 kbar einer Tiefe von

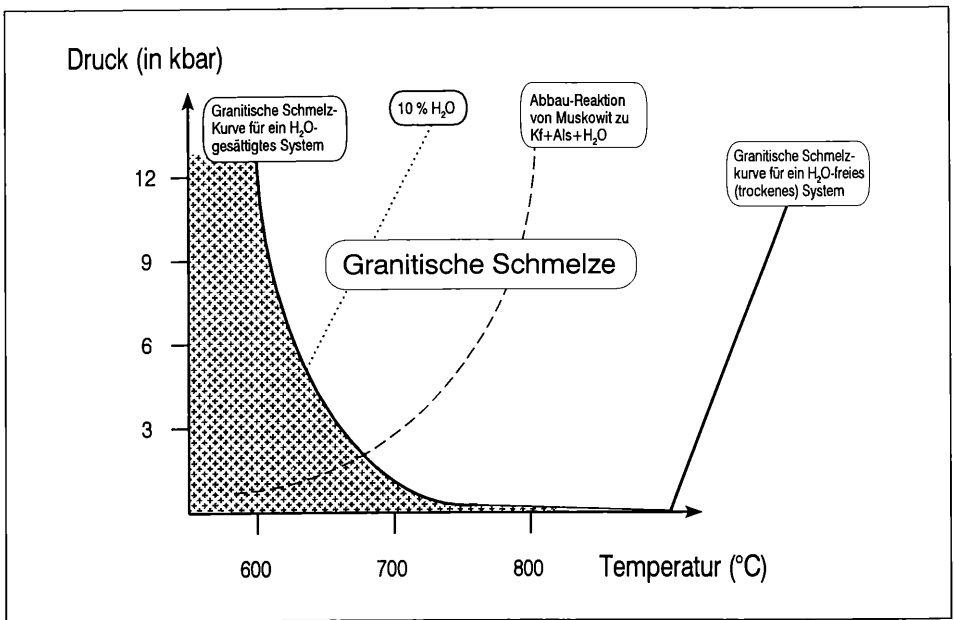


Abb. 1: Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturstabilität von granitischen Schmelzen für H<sub>2</sub>O-gesättigte und H<sub>2</sub>O-freie Systeme, einschließlich der 10 % H<sub>2</sub>O Schmelzkurven (JOHANNES, 1992). Zusätzlich ist noch die Reaktionskurve Muskovit+Quarz=Kalifeldspat+Al-Silikat+H<sub>2</sub>O dargestellt.

ungefähr 40 km) eine granitische Schmelze auch bei deutlich geringeren Temperaturen als an der Oberfläche existiert.

Andererseits ist es heute experimentell gesichert, daß granitische Schmelzen üblicherweise H<sub>2</sub>O-hältig, aber primär nicht H<sub>2</sub>O-gesättigt sind. Die Löslichkeit von H<sub>2</sub>O in einer silikatischen Schmelze nimmt mit steigendem Druck zu. Man kann daher das Schmelzverhalten einer granitischen Schmelze mit 10 % H<sub>2</sub>O folgendermaßen beschreiben: Bei hohem Druck verläuft die Schmelzkurve entlang der 10 % H<sub>2</sub>O-Kurve (Abb. 1). In diesem Bereich ist die Schmelze H<sub>2</sub>O-untersättigt. Eine derartige Schmelze kann in höhere Krustenareale aufsteigen, dabei sinkt der Druck und damit auch die Wasserlöslichkeit in der Schmelze. Ab dem Erreichen der maximalen H<sub>2</sub>O-Löslichkeit verhält sich diese Schmelze dann H<sub>2</sub>O-gesättigt, kristallisiert aus und kann nicht mehr weiter aufsteigen.

Bei der Abkühlung einer H<sub>2</sub>O-hältigen Granitschmelze in einem Intrusionsniveau (annähernd konstanter Druck) erfolgt eine Kristallisation von meist H<sub>2</sub>O-freien Mineralphasen (Quarz, Feldspat usw.), daher nimmt das H<sub>2</sub>O in der Restschmelze zu, und diese entwickelt sich in Richtung gesättigtes System.

In den metamorphen Gesteinen wird Wasser üblicherweise durch den Abbau von H<sub>2</sub>O-hältigen Mineralphasen bereitgestellt. In Abb. 1 ist als Beispiel die Abbau-Kurve von Muskovit zu Kalifeldspat, Aluminiumsilikat und H<sub>2</sub>O dargestellt. Diese ist wohl die wichtigste H<sub>2</sub>O-freisetzende Reaktion im Stabilitätsbereich granitischer Schmelzen. Bei steigender Temperatur wird mit dem Freisetzen von Wasser durch den Abbau von Muskovit ein metamorphes Gestein, geeignete Zusammensetzung vorausgesetzt, partiell aufgeschmolzen.

Die Bildung von großen Mengen granitischer Schmelzen, die auf Grund ihrer geringeren Dichte in höhere Krustenniveaus aufsteigen können, ist auf verschiedenen Wegen möglich:

1. Eine der häufigsten Situationen ist die fortschreitende Erwärmung kontinentaler Kruste, die in Abhängigkeit vom Wasser-(H<sub>2</sub>O)-Haushalt in metamorph gewordenen tonreichen Sedimentgesteinen zur Bildung von granitischen Teilschmelzen führt. Migmatitareale sind Zeugen einer derartigen Aufschmelzung bei gebirgsbildenden Prozessen, wie sie bei einer Kontinent-Kontinent-Kollision auftreten.
2. Ein anderer Mechanismus ist die Platznahme großer Mengen von heißen, basaltischen Magmen in granulitfazielle untere Kruste. Diese Schmelzen aus dem oberen Erdmantel verursachen durch ihre hohe Temperatur eine großräumige Aufschmelzung der wasserarmen Unterkruste.
3. Die Aufschmelzung von Mantelmaterial oberhalb von Subduktionszonen führt zur Bildung von andesitischen oder basaltischen Magmen des sogenannten Inselbogen-Vulkanismus. Beim Aufstieg in Oberflächen-nahe Magmenkammern kommt es zur fraktionierten Kristallisation, gelegentlich auch zur Aufschmelzung und Assimilation der umgebenden Krustengesteine. Ein bedeutender Anteil dieser Magmen wird in häufig explosiv tätigen Vulkanen an die Oberfläche gefördert, große Mengen an granitoiden Schmelzen können aber auch als Füllung von Magmenkammern in der Tiefe erstarren. Derartige Erscheinungen finden wir heute im zirkumpazifischen Raum weit verbreitet.

Basierend auf den oben dargestellten Mechanismen zur Bildung granitischer Schmelzen kann man nun Granite folgendermaßen klassifizieren:

**S**-typ Granit: Darunter versteht man Granite, die durch eine Krustenaufschmelzung aus **sedimentärem** Ausgangsmaterial entstanden sind. S-typ Granite entstehen als synorogene Kollisionsgranite im Zuge von gebirgsbildenden Prozessen.

**I**-typ Granit: Diese Schmelzen stammen von einem Magma („**igneous source**“ = magmatische Quelle) mit basaltischer oder intermediärer Zusammensetzung ab (zum Beispiel die Magmatite der Inselbögen).

**A**-typ Granit: Ist auf **anorogene** Zonen (stabile Kratone oder Riftzonen) gebunden und kann aus Alkali-betonten Mantelschmelzen entstehen.

**M**-typ Granit: Wird durch fraktionierte Kristallisation aus einer **Mantelschmelze** gebildet (zum Beispiel Plagiogranit in der ozeanischen Kruste) und ist mengenmäßig untergeordnet.

Mittels geochemischer Methoden kann auf Bildungsmechanismus, Herkunft und Entwicklung dieser granitischen Schmelzen geschlossen und daraus die geodynamische Krustenentwicklung zum Zeitpunkt der Magmenbildung abgeleitet werden.

## Gliederung der Magmatite im Waldviertel

### Die Magmatite des Südböhmischen Plutons

Der variszische Südböhmische Pluton ist mit etwa 6000 km<sup>2</sup> der größte zusammenhängende Granitoidkomplex innerhalb der Böhmisches Masse. Derartige große und komplexe Intrusionskörper werden heute eher als Batholith bezeichnet. Es handelt sich um einen Tiefengesteinskörper, der erst durch spätere Erosion des überlagernden Daches an der Oberfläche sichtbar wurde. Dieser Batholith zeigt einen komplexen Aufbau und ist aus verschie-

denen individuellen Intrusionen zusammengesetzt. Die Abfolge der einzelnen Granitintrusionen wurde in letzter Zeit intensiv untersucht und diskutiert (FINGER & HÖCK 1986, LIEW et al. 1989, SCHARBERT 1987, KLEČKA & MATĚJKA 1992, KOLLER 1994, KLÖTZLI & PARRISH 1994, FRANK 1994). Basierend auf petrographischen und geochemischen Untersuchungen kann folgende Gliederung der magmatischen Gesteine angenommen werden:

1. Eine Gruppe von älteren, syn-orogenen Granitoiden zeigt unterschiedlich deutliche Auswirkung spätvariszischer Deformation. Diese Gesteine sind meist 350-335 Ma alt und eng mit der Migmatitbildung der umgebenden Paragneise verknüpft. Im österreichischen Anteil des Südböhmischen Plutons werden diese grobkörnigen Granite als **Weinsberger Granit** bezeichnet, dazu gehört wahrscheinlich auch der **Rastenberger Granodiorit**. Ein Großteil der basische Gesteine, die **Diorite** und **Gabbros**, können vermutlich ebenfalls in diese Gruppe eingeordnet werden.
2. Eine Gruppe jüngerer, granitoider Gesteine mit spät- bis post-orogenen, undeformierten Graniten (333-315 Ma) ist während der spätvariszischen Dehnung und Heraushebung intrudiert. Hierher gehören die feinkörnigen Biotitgranite (**Mauthausener Granit**, **Freistädter Granodiorit** etc.) sowie der **Eisgarner Granit**. Nach den Ergebnissen von KOLLER et al. (1993) können die feinkörnigen Biotitgranite, die wie der **Schremser Granit** als Äquivalente des Mauthausener Granits angesehen wurden, aber aus unterschiedlichen Intrusionsereignissen resultieren. Global läßt sich folgende Untergliederung durchführen:
  - a) Die feinkörnigen Biotit- bis Zweiglimmergranite bilden isolierte Körper oder Gänge.
  - b) Der Granittyp „Eisgarn“ ist ein meistens mittelkörniger, teilweise porphyrischer Zweiglimmergranit und bildet den größten Teil des Plutons im Norden. Fein- oder grobkörnige Varietäten innerhalb dieser Intrusion sind möglicherweise etwas jünger als die Hauptphase. Im böhmischen Anteil wird die mittelkörnige Hauptphase als Typ „im“ und die grobkörnige Varietät als Typ „Landštejn“ genannt. Im österreichischen Anteil wurde bisher keine Untergliederung vorgenommen.
3. Kleine Stöcke jüngerer Granite, die innerhalb des Eisgarner Granits oder auch randlich zu auftreten, sind üblicherweise hochfraktioniert und lokal auch mineralisiert. Ihre Existenz und ihre Eigenständigkeit wurde erst in den letzten Jahren nachgewiesen. Sie können in folgende Intrusionen untergliedert werden:
  - a) Die Biotitgranite von Hirschenschlag/Kozí hora und Nebelstein sowie deren Begleitgesteine (Beilage 1) sind mit einer sulfidreichen Molybdänit-Magnetit-Mineralisation verknüpft (GÖD & KOLLER 1987, 1989, GÖD 1989, KOLLER et al. 1992, 1994).
  - b) Leukogranite vom Typus Unterlembach, die gegenüber dem Eisgarner Granit durch einen Randpegmatit (Stockscheider) abgetrennt sind.
  - c) Der Granit „Homolka“ (Beilage 1) ist ein mittelkörniger Albit-(Lithium-Muskovit)-Topas-Granit mit einer Zinn-Niob-Tantal-Mineralisation (BREITER 1992, 1993, 1994). Hierher gehören auch einige saure Ganggesteine mit porphyrischer Textur (BREITER 1993, KLEČKA et al. 1994).
  - d) Weiters findet man noch einige Bereiche, die durch ihre aeromagnetischen Anomalien, Alterationsphänomene sowie Greisenbildung gekennzeichnet sind und die heute als Dachareale nicht aufgeschlossener jüngerer Granitintrusionen angesehen werden. Es sind dies Areale bei Reingers, Weitra und Liebenau im angrenzenden Mühlviertel (PŘICHYSTAL 1992, 1994).

4. In diese Gruppe werden alle jene Ganggesteine, die keine Äquivalente der bereits beschriebenen Magmatite darstellen und genetisch mit dem Südböhmischen Pluton verknüpft sind, zusammengefaßt:
- a) dunkle Ganggesteine, wie Dioritporphyrite und Lamprophyre,
  - b) Aplite und Pegmatite, letztere können reich an Kristallen (Bergkristall, Rauchquarz und seltenen Mineralen, wie Turmalin, Beryll, Topas und anderen) sein (KOLLER & NIEDERMAYR 1979).

### **Magmatite innerhalb des Moldanubikums**

In dieser Gruppe werden alle postdeformativen Magmatite, die in den Metamorphiten der Bunten Serie (Drosendorfer Einheit nach FUCHS & MATURA 1976) auftreten und die keine Beziehung zum Südböhmischen Pluton aufweisen, zusammengefaßt. Zu dieser Gruppe gehören die Gabbrogänge von Typus **Nonndorf**. Wie ihre Reaktionsgefüge („Koronastrukturen“) belegen, wurden sie hochgradig metamorph überprägt, aber nicht mehr deformiert. Die wichtigsten Vorkommen finden sich bei Nonndorf (nördlich Drosendorf), Elsenreith und Kurlupp (Tschechische Republik).

### **Der Thaya Pluton**

Die jüngste Zusammenfassung über den Thaya Pluton findet man bei HÖCK & LEICHMANN (1994). Er bildet die strukturell tiefste Einheit des Moravikums und ist ein schwach metamorpher und geringfügig deformierter Granitkomplex mit einem Alter von ca. 550-580 Millionen Jahren (cadomische Gebirgsbildung). Im Westen ist der Pluton von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorfer Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine nordöstliche Fortsetzung (östlich der Diendorf-Boskovice-Störung) stellt das Brüner Massiv dar. Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Pluton ausschließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. An wenigen Stellen in der Tschechischen Republik, z. B. östlich bzw. nordöstlich von Znaim, finden sich auf dem Pluton auflagernd devonische Sedimente, die auch geologisch zeigen, daß der Thaya Pluton mindestens altpaläozoisch oder älter sein muß. Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Plutons unterscheiden.

### **Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen im Südböhmischen Pluton**

Die ältere Granitgruppe bildet wohl das markanteste Gestein des Südböhmischen Plutons, und dieses wird üblicherweise als **Weinsberger Granit** bezeichnet. Er bedeckt sehr große Areale innerhalb des Südböhmischen Plutons und hat seine größte Verbreitung im Mühlviertel. Große, dicke Kalifeldspatkristalle mit ihrer Karlsbader Verzwillingung geben dieser Granitgruppe ein unverwechselbares Aussehen (Abb. 2). Lokal ist oft eine leichte Regelung dieser großen Feldspatkristalle zu sehen, die als Fließgefüge einer silikatischen Schmelze angesehen wird. Der **Rastenberger Granodiorit**, ein östlich vom Südböhmischen Pluton auftretender isolierter Intrusionskörper (Beilage 1), gehört vermutlich auch zu dieser Gruppe und weist etwas höhere Gehalte an Plagioklas und an den dunklen Gemengteilen auf. In dieser Gruppe treten sowohl I- als auch S-typ Granite auf. Neuere



Abb. 2: Weinsberger Granit in Straßenaufschluß bei Langschlag.



Abb. 3: Homogener feinkörniger Biotitgranit (Schremser Granit) mit einem teilweise aufgeschmolzenen Paragneiseinschluß. Steinbruch Echsenbacherwerk, Schrems.

Untersuchungen haben Argumente dafür geliefert, daß sowohl im Rastemberger Granodiorit als auch in basischen Teilen des Weinsberger Granites bereits eine ältere ( $\sim 623 \pm 22$  Ma im Rastemberger Granodiorit nach KLÖTZLI & PARRISH 1994;  $\sim 529 \pm 22$  Ma im Sarleinsbacher Typ des Weinsberger Granites nach KLÖTZLI et al. 1996), vermutlich cadomische Entwicklung von einer variszischen Aufschmelzung (355-330 Ma) überprägt wird.

Sehr oft im räumlichen Zusammenhang zum Weinsberger Granit findet man kleine **Gabbro-** und **Diorit-Körper**, die als primären Mineralbestand Anorthit-reichen Plagioklas, Klino- und Orthopyroxen, untergeordnet Biotit und Ilmenit aufweisen. Üblicherweise ist eine intensive Uralitisierung der Pyroxene (postmagmatische Verdrängung durch Amphibole) unter Bildung von grüner Hornblende und Cummingtonit zu beobachten. Typische Vorkommen sind für die Gabbros Kleinzwettel und Harbach, für die Diorite Gebharts und Seyfrieds (KOLLER & NIEDERMAYR 1981).

Die zweite, jüngere Granitgruppe beinhaltet neben dem **Eisgarner Granit** auch noch alle feinkörnigen Biotitgranite. Der Eisgarner Granit wird als klassischer S-typ Granit angesehen. Typisch für solche Granite sind hohe Muskovitgehalte und akzessorische Gehalte an Andalusit und Granat. Geochemisch kann der Eisgarner Granit mit hohen Kalium- (5-5,5 Gew.-%  $K_2O$ ) und typischen Rubidiumwerten (330 ppm) definiert werden.

Die feinkörnigen Biotitgranite (Abb. 3) umfassen zwar eine textuell einheitliche Gruppe, die in Form von kleinen Stöcken oder als Gänge im Weinsberger Granit auftreten. Global entspricht ihre Zusammensetzung eher einem I-typ Granit. Sie sind Natrium-dominiert und deutlich Rubidium-ärmer als der Eisgarner Granit. Sie werden nach lokalen Vorkommen als **Mauthausener Granit**, **Freistädter Granodiorit** oder auch als **Schremser Granit** bezeichnet. Am Beispiel des Schremser Granites soll die Variabilität der Feinkornzusammensetzung des Schremser Granites, der mit einer Größe von  $\sim 5$  km in SW-NE- und nur  $\sim 2$  km in NW-SE-Erstreckung eine relativ kleine Intrusion darstellt, hinweisen. Systematische Untersuchungen belegen aber deutliche Unterschiede im Haupt- und Spurenelementmuster sowie auch bei den Sr-Isotopendaten (KOLLER et al. 1993), daher wurde eine Untergliederung in drei Granittypen vorgeschlagen. Mangels geeigneter Aufschlußverhältnisse blieben die bisherigen Untersuchungen auf die Steinbruchareale beschränkt, wobei hinsichtlich der  $K_2O$ -Gehalte drei Bereiche definierbar sind (KOLLER et al. 1993). Mit

Hilfe der geologischen Kartierung (WALDMANN et al. 1950) und der Gammastrahlenspektrometrie (pers. Mitt. Dr. GNOJEK, Brno) konnte folgende schematische Untergliederung und Bereichsabgrenzung durchgeführt werden (Abb. 4):

1. Typ 1: Steinbruch Niederschrems im SW des Verbreitungsgebietes mit  $K_2O$ -Gehalten um  $\sim 5,3$  Gew.-% und mit einer Affinität zum Weinsberger Granit.
2. Typ 2: Der zentrale Teil mit den Steinbrüchen Echsenerbächerwerk und Hartberg (großer, alter Steinbruch) mit  $K_2O$ -Gehalten im Bereich von 3,98-4,19 Gew.-%; dieser Komplex ist noch am ehesten mit den feinkörnigen Biotitgraniten (Typus Mauthausen etc.) korrelierbar.
3. Typ 3: Der NE-liche Teil mit dem kleinen, neuen Steinbruch Hartberg mit  $K_2O$ -Gehalten im Bereich von 5,93-6,03 Gew.-%. Trotz hoher Kalium-Gehalte geochemisch noch am ehesten mit dem Eisgarner Granit vergleichbar.

Die letzte und jüngste Granitgruppe beinhaltet alle späten Nachschübe, die bereits in relativ geringere Krustentiefen (2 kbar, entspricht einer Tiefe von  $\sim 5$  km) intrudiert sind. Ihre Eigenständigkeit wurde erst in den letzten Jahren erkannt. Da die Verbreitung der Kenntnis über diese Granite noch relativ gering ist, soll ihnen ungeachtet ihres volumsmäßig unbedeutenden Anteils am Südböhmischen Pluton breiterer Raum gewidmet werden.

Der Bereich **Nebelstein** (Abb. 5) wird durch das Auftreten einer Gruppe von granitischen Gesteinen mit unterschiedlichem Muskovitgehalt unter einem Dach von Weinsberger und Mauthausener Granit bestimmt, die als „Nebelsteingranite“ bezeichnet wurden (GÖD & KOLLER 1987, 1989). Sie liegen in verschiedensten Alterationsstufen vom unveränder-

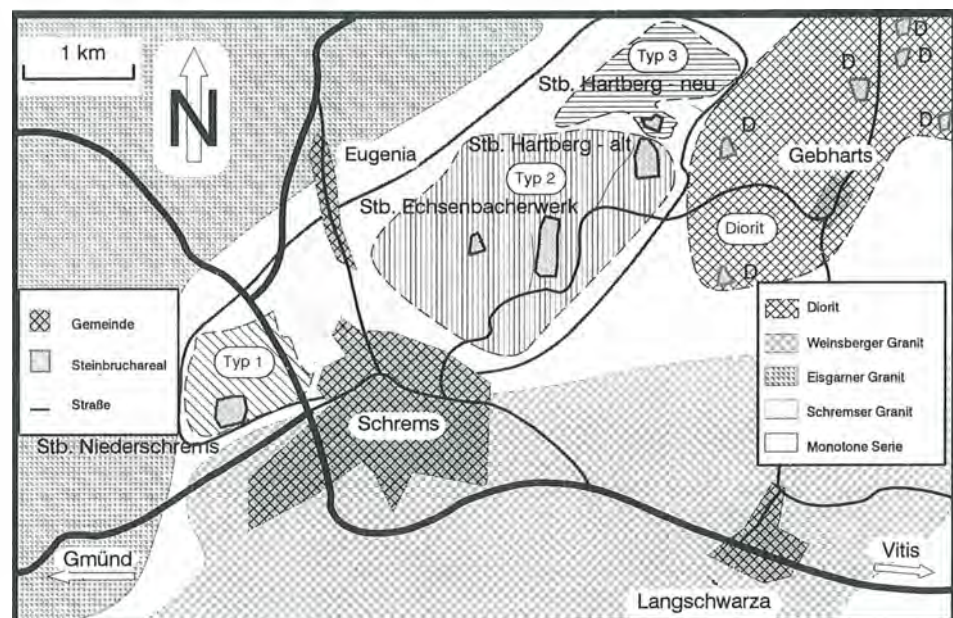


Abb. 4: Geologische Skizze des Schremser Granites und seiner Umgebung nach WALDMANN et al. (1950) und den Ergebnissen der Gammastrahlenspektrometrie (Kalium-Verteilung; pers. Mitt. Dr. GNOJEK, Brno).

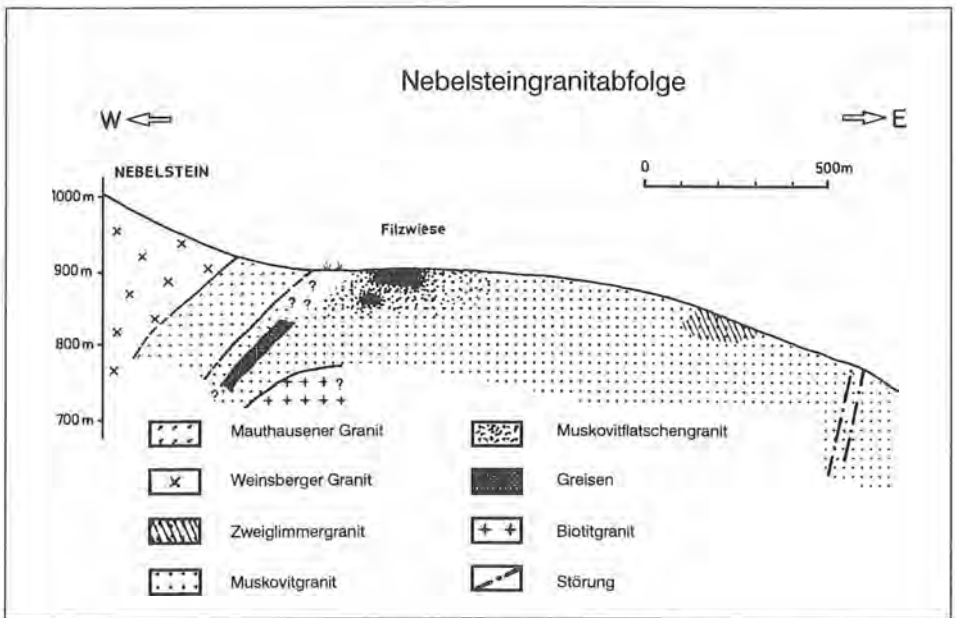


Abb. 5: Schematisiertes Profil durch den Nebelsteinkomplex nach GÖD & KOLLER (1989), zweifach überhöht.

tem Biotitgranit bis hin zu Greisengesteinen (Greisen = pneumatolytisch veränderter Granit im Dachbereich mineralisierter Granitintrusionen) vor. Der Biotitgranit selbst wurde nur in Bohrungen angetroffen (Abb. 5). Die Nebelsteingranite zeigen idiomorphe Quarzkristalle, gelegentlich porphyrische Kalifeldspäte in Form perthitischer Mikrokline, der Biotit ist häufig von Muskovit verdrängt. Im Zweiglimmergranit und noch mehr im Muskovitgranit erfolgt zuerst die Verdrängung des Biotits durch Muskovit, in weiterer Folge auch die Umwandlung von Kalifeldspat zu Muskovit und erst zum Schluß eine beginnende Verdrängung der Plagioklase. Der Übergang zu den Greisengesteinen, die oft nur mehr aus Quarz und Muskovit bestehen, ist nun durch den weitgehenden bis vollständigen Ersatz des Plagioklases durch Muskovit gekennzeichnet. Xenomorpher Magnetit ist neben den Sulfiden ein gängiges Mineral der Muskovitgranite und der Greisen. Typische Akzessorien sind Apatit, Monazit, Thorianit, Uraninit, geringe Mengen an Zirkon und Ilmenit. Während Fluorit im Hirschenschlagkomplex weit verbreitet ist, fehlt er am Nebelstein gänzlich.

Die zweite Molybdänglanzmineralisation findet sich unmittelbar am östlichen Ortsrand von **Hirschenschlag** entlang der Staatsgrenze. Jenseits dieser Grenze erhebt sich die Anhöhe des „Ziegenberges“, „Kozí Hora“, in dessen Bereich auf tschechischer Seite in den 50er Jahren einige Bohrungen auf Molybdän niedergebracht wurden. Auf österreichischem Boden waren bis 1984 keine Anzeichen für eine Mineralisation bekannt. Prospektionsarbeiten brachten den Nachweis von Greisengesteinen sowie von flußspatführenden Graniten (GÖD 1989). Das Areal wird nahezu ausschließlich vom Eisgarner Granit in seiner klassischen Ausprägung aufgebaut. Es wurden folgende lithologische Besonderheiten im Bereich von Hirschenschlag gefunden:



1. Ein vornehmlich N-S bis NW-SE streichendes System feiner bis feinsten Quarzgängchen (mm- — max. 1 cm-Bereich), das den Eisgarner Granit über weite Bereiche durchzieht. Die Quarzgängchen sind symmetrisch von einer ebenfalls im cm-Bereich liegenden Alterationszone begleitet und zeigen teilweise zentral, also in der Mitte des Gängchens, eine Pyritführung. Die Alterationszone manifestiert sich in einer Rotfärbung der Kalifeldspäte, manchmal tritt zwischen den Quarzgängchen und der Rotfärbung eine Verglimmerung und/oder Verquarzung auf (Abb. 6).
2. Leukokrate, aplitische Muskovitgranite mit hypabyssischen Texturen.
3. Schwach rot gefärbte Biotitgranite wurden nur in der Bohrung 2 angetroffen (Abb. 7).
4. Lokale massige Vergreisungen innerhalb des Eisgarner Granites (nur teilweise mineralisiert).

Die Greisen bilden sowohl irregulär geformte Körper als auch kontaktparallele Zonen, die dem Kontakt im Abstand von einigen Metern folgen (Abb. 5), oder ein Netzwerk von feinen Gängchen wie in Hirschenschlag (Abb. 6). Die Vergreisung ist mit einer relativen Zunahme von  $\text{SiO}_2$  (gegenüber  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) sowie einer extremen  $\text{Na}_2\text{O}$ -Abnahme (in den Greisen bis unter 0,1 Gew.-%) verknüpft.

Die Vererzung selbst ist immer fein verteilt und durch das Auftreten von Molybdänglanz-Pyrit-Magnetkies und Kupferkies gekennzeichnet, im Falle von Hirschenschlag kommen noch geringe Mengen von Zinkblende und Bleiglanz dazu. Der maximale Molybdän-Gehalt über eine Bohrkernlänge von 1 m wurde für den Nebelstein mit ca. 700 ppm und für Hirschenschlag mit ca. 1600 ppm bestimmt. Größere Anreicherungen der Elemente Zinn, Wolfram, Lithium, Beryllium und Fluor fehlen im Vergleich zu anderen Greisen-mineralisationen (z. B. Erzgebirge, Cornwall).

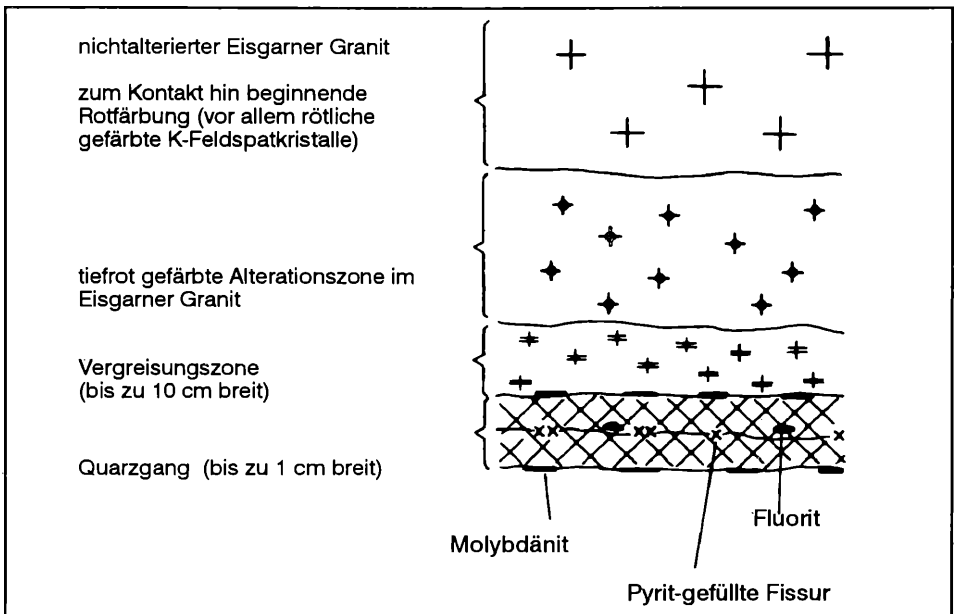


Abb. 6: Schematische, nicht maßstabgetreue Darstellung der an Quarzgängchen gebundenen Mineralisation im Bereich Hirschenschlag nach GÖD (1989).

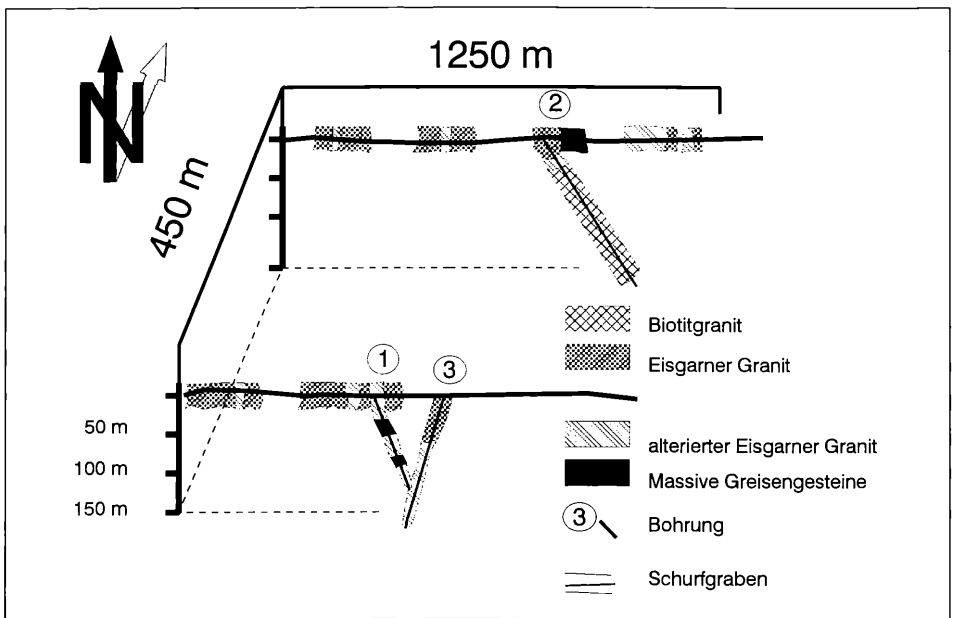


Abb. 7: Darstellung der Ergebnisse der Bohr- und Schurf-Prospektion in Hirschenschlag nach KOLLER et al. (1994).

Die geologische Position, die Art der Vererzung sowie die geochemischen Parameter lassen für den Nebelsteinkomplex den Schluß zu, daß das derzeitige Erosionsniveau einen Schnitt durch die Wurzelzone einer ehemals größeren vererzten Struktur eines Greisenkörpers darstellt. In Hirschenschlag nimmt die Anzahl der beschriebenen, mineralisierten Quarzgängchen mit der Teufe zu, jedoch liegt auch in Teufen um 200 m (die Endteufe der Bohrungen betrug 232 m) die „Gängchendichte“ deutlich unterhalb einer abbauwürdigen Größenordnung.

Der Nebelstein-Granit wurde mittels Rb-Sr-Methode an Gesamtgesteinen mit einem Alter von  $311,4 \pm 1,4$  Ma datiert (SCHARBERT 1987).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Muskovit-Alter an Muskoviten der Nebelsteingranite (312 - 308 Ma, KOLLER et al. in Vorb.) stehen in guter Übereinstimmung mit der Rb-Sr-Isochrone von SCHARBERT (1987) und definieren eine rasche Abkühlung auf ca.  $\sim 400$  C. Diese fast gleichen Alter bedeuten, daß zu diesem Zeitpunkt bereits der ganze Südböhmische Pluton und damit auch das umgebende Kristallin bereits auf Temperaturen von  $\sim 400$  C abgekühlt war.

Etwa 1 km nördlich von der österreichisch-böhmischen Grenze streicht ein Stock eines Lithium-Muskovit-führenden Albit-Topas-Granits mit ungewöhnlich hohen Phosphorgehalten (bis 1 Gew.-%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) aus. Dieser 6 km<sup>2</sup> große elliptische Körper bildet eine morphologische Erhebung. Nach dieser wird der Granit als Typ „Homolka“ bezeichnet. Sein Dach besteht aus Cordierit-führenden Paragneisen und Eisgarner Granit, dies kann als Beweis für die Altersabfolge herangezogen werden. Zum Homolka-Granit können noch felsitische Gangrhyolite mit fluidaler Textur, Granit-Porphyre und die leukokraten Ganggranite vom Josefthal-Typ zugeordnet werden. Der Homolka-Granit ist relativ homogen und besteht aus einem äquigranularen, mittelkörnigen, leukokraten Alkalifeldspatgranit. Alle Varietäten des Homolka-Granits bestehen aus Quarz, Albit ( $\text{An}_{<5}$ ), Orthoklas und Li-

Muskovit. Topas und Apatit sind Nebengemengteile, Kassiterit, Ilmenit und Ferrocolumbit sind häufige akzessorische Gemengteile. Alle diese Minerale wurden primärmagmatisch gebildet, deuterische Prozesse hatten nur geringe Bedeutung. Die Elemente Zinn, Niob und Tantal sind im Homolka-Granit deutlich angereichert (Zinn bis 300 ppm, Niob bis 150 ppm, Tantal bis 60 ppm).

Die monometallische Mineralisation von **Unterlembach** ist an einen leukokraten, sehr klüftigen Muskovit-(±Biotit)-Granit geknüpft, der wohl in die Verwandtschaft des Eisgarner Granites zu stellen ist, ohne dessen charakteristisches Gefüge aufzuweisen. Auffallend sind die gegenüber dem Eisgarner Granit höheren Rubidium-Gehalte. Die Uranmineralisation tritt in Form von giftgrünen, blättrigen Uranglimmern auf, die als Klufminerale praktisch auf jeder Kluft zu finden sind und als Meta-Uranocircit bestimmt wurden (NIEDER-MAYR et al. 1990). Der Urangehalt dieses Granits beträgt rund 100 ppm.

In Abb. 8 wurde der Versuch gemacht, das heutige Erosionsniveau der mineralisierten Granite in Relation zum Intrusionsniveau zu stellen und damit die unterschiedlichen Erscheinungsformen der Mineralisationen näher zu erläutern. Nach den bisherigen Ergebnissen kann man zusammenfassen, daß der Homolkakomplex ein weitgehend erodiert eigenständiger mineralisierter Granitstock ist. Der Nebelsteinkomplex ist bis in den Dachbereich abgetragen, und nur in Hirschenschlag ist heute das Dachareal noch vorhanden, da die eigentliche Intrusion noch nicht aufgeschlossen ist. Weiters können jene Bereiche, die durch ihre aeromagnetischen Anomalien und Alterationsphänomene sowie untergeordnet auch durch Greisenbildung gekennzeichnet sind, als Dachareale von heute noch tiefer als in Hirschenschlag gelegenen und daher nicht aufgeschlossenen Granitintrusionen angesehen werden. Es sind dies Areale bei Reingers, Weitra und Liebenau (PŘICHYSTAL 1992, 1994).

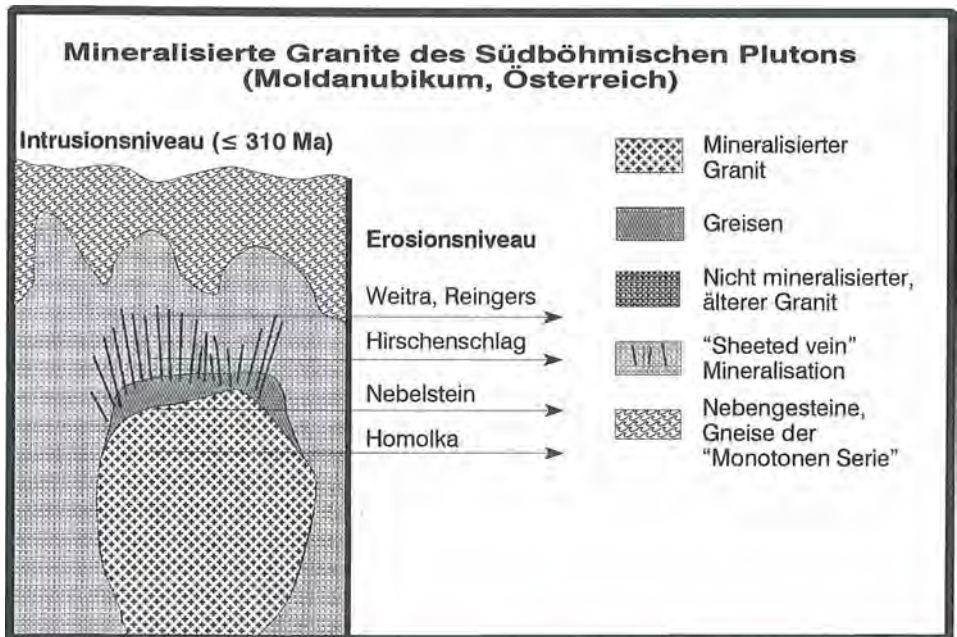


Abb. 8: Synoptisches Profil durch die mineralisierten Granite.

## Beschreibung der einzelnen Gesteinsgruppen im Thaya Pluton

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Plutons unterscheiden (HÖCK & LEICHMANN 1994, FINGER et al. 1989):

1. Der Hauptgranit umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5 %. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Plutons. Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine Niedrig-Strontium-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau-Tales und südlich davon beschränkt ist, und eine nördliche, eher granodioritische Variante mit hohen Strontium-Gehalten.
2. Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarzmonzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumpinger ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Plutons beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
3. Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40 %, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Plutons und sind älter als der Hauptgranit.
4. Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein, das meist mehr Biotit als der Hauptgranit enthält. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper ungefähr 3 km nördlich von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Diorite treten als mehrere 100 m lange Einschlüsse in den Granodioriten auf. Sie sind auf den mährischen Anteil des Thaya Plutons beschränkt. Die besten Aufschlüsse liegen im Thayatal östlich von Znaim. Die Diorite sind vorwiegend mittelkörnig, mit starken Korngrößenvariationen. Es handelt sich bei den Dioriten um eine Reihe von Gesteinen, die vom Diorit über Quarzdiorit bis zu Tonalit reichen.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Plutons im wesentlichen der Definition von I-typ Graniten. FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Plutons mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennoarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung (z. B. am Manhartsberg). Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten spätvariszische Lamprophyre.