

## **EXKURSION A: MINERALVORKOMMEN UND LAGERSTÄTTEN IM ÖSTLICHEN WALDVIERTEL**

von

**Michael A. Götzinger<sup>+</sup>, Anton Beran<sup>+</sup> und Eugen Libowitzky<sup>+</sup>**

### **1. Geologischer Überblick**

Das kristalline Grundgebirge im nördlichen Nieder- und Oberösterreich gehört zur Böhmisches Masse. Die zentralen Teile dieses Kristallingebietes werden von dem variszisch aufgedrungenen Südböhmischen Pluton gebildet. Östlich davon, im Waldviertel und in Mähren, sowie nordwestlich, in Südböhmen, schließen NE-SW-streichende ältere Gneisgebiete an das Granitareal an. Gemeinsam werden diese als Moldanubikum zusammengefaßt und seit F.E.Suess (1903) dem Moravikum im östlichsten Waldviertel gegenübergestellt. Das Moldanubikum wurde auf das östlich angrenzende Moravikum während der variszischen Orogenese aufgeschoben (Abb. 1).

#### **1.1. Moldanubikum**

In den metamorphen Serien (d.h. abgesehen vom Granitareal im Westen) des Moldanubikums in Niederösterreich sind (von W nach E) vom Liegenden zum Hangenden drei tektonische Großeinheiten zu unterscheiden (FUCHS, 1976):

1.1.1 Die Ostrong-Einheit, auch als "Monotone Serie" bezeichnet, besteht im wesentlichen aus Cordierit führenden Paragneisen. Untergeordnet sind auch Amphibolite, Kalksilikatgesteine und Quarzite anzutreffen. Im Westen wird die Einheit von den variszischen Graniten des Südböhmischen Plutons intrudiert.

1.1.2. Die im Osten folgende Drosendorfer Einheit überlagert erstere an einem ausgeprägten Bewegungshorizont (FUCHS & SCHARBERT, 1979). Im tieferen Teil der Einheit finden sich ausgedehnte Orthogneiskörper (der Dobra-Gneis und der Spitzer Granodioritgneis). Der höhere Teil wird aus

---

<sup>+</sup> Dr. Michael A. Götzinger, Prof. Dr. Anton Beran  
und Mag. Dr. Eugen Libowitzky  
Institut für Mineralogie und Kristallographie, Universität Wien  
Dr. Karl Lueger-Ring 1, A-1010 Wien

einer Serie von Paragneisen, Amphiboliten, Quarziten, Kalksilikaten, Marmoren und Graphitgesteinen aufgebaut. Diese vielfältige Gesteinsabfolge wird als "Bunte Serie" zusammengefaßt. Nach NNE setzt die Drosendorfer Einheit voll entwickelt in das Drosendorfer Fenster fort und taucht an dessen Nordrand unter die östlichste Einheit:

1.1.3. Die Gföhler Einheit. Sie zeigt folgende Lithologie vom Liegenden in das Hangende: Amphibolite (Rehberger Amphibolit) und Paragneise; Gföhler Gneis; Amphibolite und Paragneise, z.T. mit Tendenz zu Granulitfazies; konkordante Magmatoide (Wolfshofer Granosyenitgneis); Granulite; an der Basis oft Ultrabasite und Amphibolite.

Die Gföhler Einheit wurde durch pT-Bedingungen der höchsten Amphibolitfazies und der Granulitfazies geprägt (einen Überblick geben RICHTER et al., 1991). Die darunter liegende Drosendorfer Einheit wurde in Amphibolitfazies metamorphosiert (ca. 700° C, 7 Kbar in Marmoren der Bunten Serie; HÖGELBERGER, 1989; 720 - 760° C und 7 - 9 Kbar in Biotit-Plagioklas-Gneisen der Bunten Serie; PETRAKAKIS, 1986). In der zu unterst liegenden Ostrong Einheit lassen sich in den Paragneisen drei Metamorphosestadien unterscheiden (LINNER, 1994), wobei das Temperaturmaximum bei 700° C anzusetzen ist und ein minimaler Druck bei 4,5 Kbar (Migmatisierung). Eine Übersicht der Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum geben PETRAKAKIS & RICHTER (1991).

In variszischer Zeit wurde das gesamte Moldanubikum, dessen interner Deckenbau nach FUCHS (1976) kaledonisch mit W-Vergenz ist, gegen Osten dem Moravikum aufgeschoben. Diese Moldanubische Überschiebung schneidet diskordant den regional ost-abtauchenden Innenbau des Moldanubikums und deformiert einen mehrere km breiten Streifen an der Bewegungsfläche. Hier kam es zu groß angelegter Schleppfaltung und Inversion der Lagerung, die höchstmetamorphen Gesteine wurden retrograd an die Bedingungen der mittleren Amphibolitfazies angepaßt: So wurde die Glimmerschieferzone geprägt. Die Überlagerung variszischer und älterer Tektonik erzeugte den verwickelten Bau des östlichen Moldanubikums. So wurde das Drosendorfer Fenster aufgedomt und nach Osten überkippt. Durch isostatische Ausgleichsbewegungen (nach der Moldanubischen Überschiebung) und Abtragung des Gebirges wurden die höchstmetamorphen, granulitreichen Zonen an den Rändern im Osten und Süden des Moldanubikums freigelegt.

Bezüglich der Tektonik im Moldanubikum sei auf die Arbeiten von FUCHS (1986), FUCHS & MATURA (1980), MATURA (1976), THIELE (1984) und TOLLMANN (1982, 1985) verwiesen.

## 1.2. Moravikum

Vom Liegenden in das Hangende (bzw. von E nach W) werden im Moravikum folgende Einheiten unterschieden (nach HÖCK, 1975; Abb. 1):

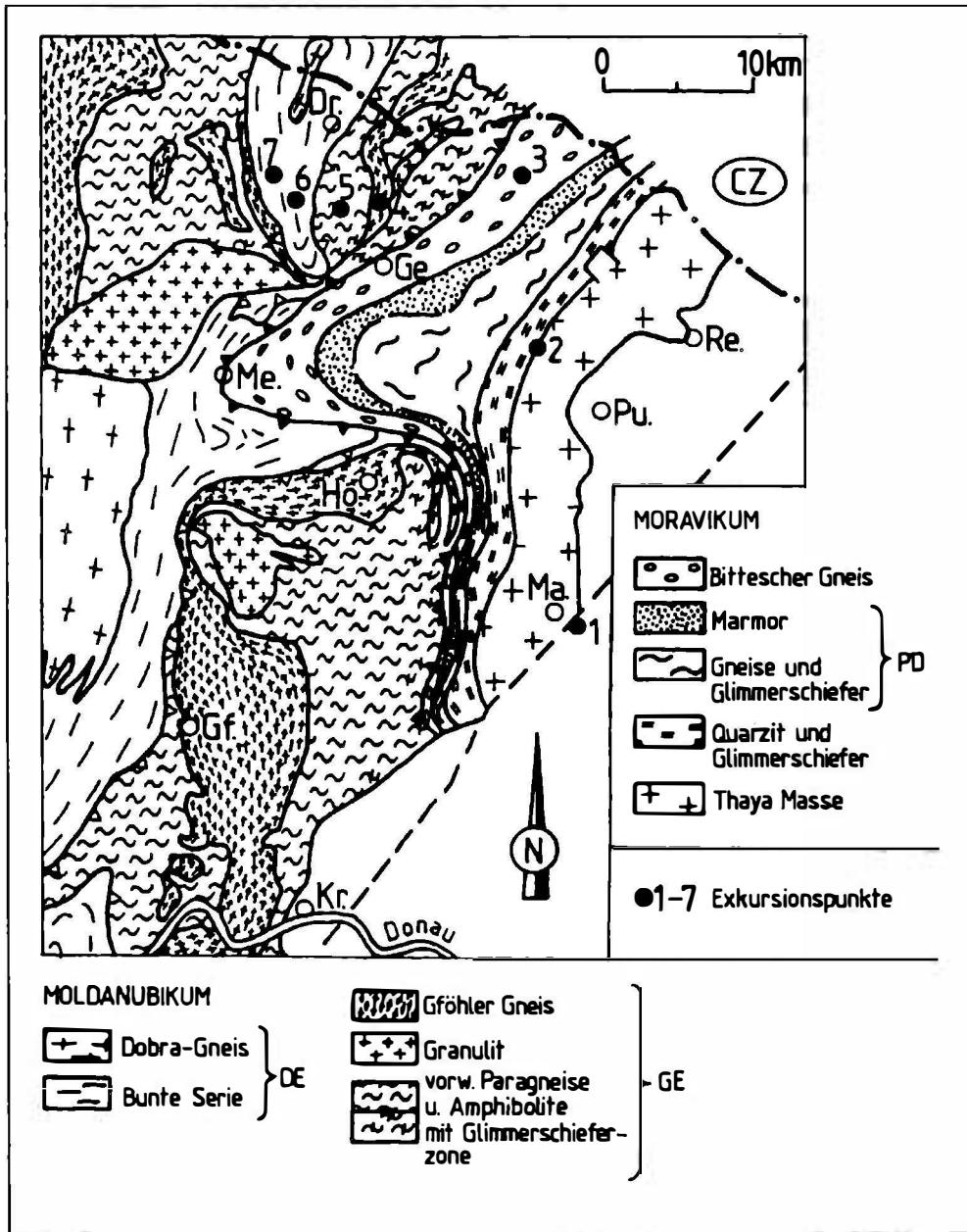


Abb. 1: Geologische Karte (Ausschnitt) des Moldanubikums (aus SCHARBERT et al., 1981; DE = Drosendorfer Einheit, GE = Gföhler Einheit) und des Moravikums (modifiziert nach HÖCK, 1975; BGE = Bittescher Gneis Einheit, PD = Pleißing Decke, QGS = Quarzit-Glimmerschiefer Serie, TM = Thaya Masse). Dr. = Drosendorf, Ge. = Geras, Gf. = Gföhl, Ho. = Horn, Kr. = Krems, Ma. = Maissau, Me. = Messern, Pu. = Pulkau, Re. = Retz.

1.2.1. Die Thaya-Masse (Thaya-Batholith) wird hauptsächlich aus Graniten und Granodioriten aufgebaut, doch finden sich auch Tonalite und Quarzdiorite. Nach Alterbestimmungen (K/Ar an Biotiten und Hornblenden (DUDEK & SMEJKAL, 1968), Rb/Sr Gesamtgesteinsalter (SCHARBERT & BATIK, 1980)) kann ein Intrusionsalter von ca. 550 Mill. Jahren (das entspricht der Grenze Präkambrium-Kambrium) angenommen werden. Im Osten wird die Thaya-Masse von der Molassezone überlagert.

1.2.2. Die Quarzit-Glimmerschieferserie folgt im Westen als aufgelagerte - autochthone Hülle. Diese besteht aus diversen Paragneisen, Chlorit-Glimmerschiefern und -Phylliten, in Wechsellagerung mit Quarziten. Das Alter der Gesteine kann als vorgranitisch (daher präkambrisch) angesehen werden.

1.2.3. Die Pleißing-Decke wurde zu variszischer Zeit auf die zuvor genannten Einheiten aufgeschoben. Sie besteht im unteren Teil aus den stark verschieferten Weitersfelder Stengelgneisen (granodioritische Zusammensetzung) und anderen Gneisen unbekannter Herkunft. Den oberen Teil der Decke bildet die Glimmerschiefer-Marmorserie, die aus Glimmerschiefern und Phylliten, Kalkglimmerschiefern, Glimmermarmoren und den Fugnitzer Kalksilikatschiefern aufgebaut ist.

1.2.4. Die Bittescher-Gneis-Einheit kommt darüber an einer markanten - Grenzfläche zu liegen, die über 100 km verfolgbar ist. Diese stark ausgewalzte Orthogneisplatte besitzt granitische bis granodioritische Zusammensetzung und ein ausgeprägtes Parallelgefüge ("Plattengneis"). Wechsellagerungen mit dünnen Amphibolitlagen (besonders in den Hangendpartien) und große primäre Feldspat-Augen ließen ein vulkanisches Ausgangsgestein vermuten. FRASL (1989) sieht darin jedoch ehemalige Lamprophyrgänge.

Drei Altersbestimmungen (Rb/Sr Gesamtgestein) mit unterschiedlichen Ergebnissen liegen vor: 790 Mio. J. (SCHARBERT, 1977), 560 Mio. J. (MORAUF & JÄGER, 1982) und 480 Mio. J. (v. BREEMEN et al., 1982). Der granitoide Charakter und ähnliches Alter lassen Beziehungen zu den Gesteinen der Thaya-Masse vermuten. MATURA (1976) sieht hingegen Übereinstimmungen mit den Dobragnen.

Die Einheiten des Moravikums fallen alle mittelsteil gegen W ein. Die strukturelle Entwicklung kann in drei Abschnitten gesehen werden (HÖCK, 1975):

**Altmoravische Phase:** Eindringen des Thayaplutons und damit verbundene Kontaktmetamorphose;

**Mittelmoravische Phase:** Varizische Überschiebung durch das Moldanubikum; dadurch Deckenbau und Regionalmetamorphose (epi-, mesozonal) im Moravikum;

**Jungmoravische Phase:** Scherbewegungen und regional retrograde Metamorphose.

Gegen Ende der variszischen Gebirgsbildung wurde das vorwiegend NE-SW und NW-SE verlaufende Bruchnetz der gesamten Böhmisches Masse angelegt und bis in alpidische Zeit hinein wiederbelebt. Besonders die NE-SW-Störungen wurden als Blattverschiebungen aktiv (Vitiser, Diendorfer Störung) und sind es zum Teil noch heute (Verschiebung von Gebäuden in der Ortschaft Platt).

## **2. Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in der südlichen Böhmisches Masse**

Im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse sind viele mineralische Rohstoffe bekannt, heute sind jedoch nur noch wenige von wirtschaftlichem Interesse. Bergbaue und Tagebaue gehen/gingen um auf oxidische Eisenerze (z.B. Kottaun, im 19. Jhdt.), Feldspat und Quarz aus Pegmatiten (z.B. Kl. Heinrichschlag, Königsalm), Graphit (z.B. Bergbau Amstall/Trandorf, Mühldorf bis 1982), Kaolinit (z.B. Bergbau Kriechbaum-Weinzierl, Mallersbach, bis 1973), Kieselgur (Tagebau Parisdorf), Quarzsande, Tone (z.B. Maiersch, bis 1992) und miozäne Kalke bzw. Kalksandsteine (z.B. Zogelsdorf bis Ende 19. Jhdt.).

Heute werden nur noch Graphit, Kaolinit und Kieselgur abgebaut. An Massenrohstoffen werden in Tagebauen gewonnen: Marmore (für Splitte und Dekorgesteine), Amphibolite und Serpentine (für den Straßen- und Wegebau) sowie Granulite (für Splitte, Bahnoberbau). Darüber hinaus gibt es noch viele mineralogisch interessante Vorkommen, die teilweise auch beschürft worden sind. Diesbezügliche Zusammenstellungen geben GÖD (1989) und GÖTZINGER (1991).

Einige der genannten Vorkommen und Lagerstätten sind Ziele dieser Exkursion.

## **3. Exkursionshaltepunkte**

### **3.1. Parisdorf bei Maissau (Kieselgur-Abbau)**

Im Tagebau Parisdorf bei Maissau, wird seit einigen Jahren (1985) der mineralische Rohstoff Kieselgur (Diatomit, Diatomeen- oder Infusorienerde) abgebaut, nachdem die Tagebaue Limberg und Oberdürnbach 1974 bzw. Ende 1978 eingestellt wurden.

Innerhalb der Tonmergel der Zellerndorf-Formation (Ottngangien, Miozän) sind Diatomite eingelagert; es sind dies sehr feinkörnige, ebenflächige Silttone mit Menilitopal-Lagen. Diese marinen Ablagerungen wurden durch küstennahe Tiefenströme verursacht, die kühles und nährstoffreiches Wasser mitführten, wodurch eine Überproduktion von Phytoplankton erfolgte (ROETZEL et al., 1991). Kieselgur besteht aus den Gehäusen von Kieselalgen (Diatomeen), die vor ca. 19 Mio. Jahren in küstennahen Bereichen abgelagert wurden. Die selten vorkommenden Fischskelette stammen u.a. von Makrelen (der Gattung Scomber; STEININGER, mündl. Mitt.). Fischschuppen, Krabbenabdrücke, Palmwedel und Hölzer lassen einen lebendigen Einblick in die damalige Lebenswelt zu (PILLER, 1991).

Mineralogisch besteht die Kieselgur hier aus Opal, Quarz und Cristobalit mit Beimengungen von Illit. Kompakte, braune Zwischenlagen von Menilitopal enthalten Cristobalit und Quarz. Im Ostteil des Bruches sind die Kieselgurschichten durch den Einfluß der Diendorfer Störung steilgestellt. Sogar junge Bodenbildungen sind durch (sub)-reente Bewegungen miteinbezogen.

Bis Frühjahr 1977 wurde in den Werken Limberg und Ziersdorf Kieselgur zur Herstellung von Leichtbaustoffen und Ofenauskleidungen verwendet. Darüber hinaus besitzt Kieselgur eine große innere Oberfläche, die dieses Material als Adsorptionsstoff für Flüssigkeiten geeignet macht (z.B. Nitroglycerin: Dynamit). Isolationsmaterial, Filter und Scheuermittel wurden hergestellt. Weiters findet Kieselgur in der Pharmazeutik steigenden Absatz. Derzeit wird Kieselgur als Zuschlagstoff für die Ziegelproduktion (Wärmedämmung; statt Sägemehl) in den Werken Laa/Thaya und Mitterdorf/Mürzthal verwendet.

### **3.2. Passendorf (Magnetit führende Biotit-Glimmerschiefer; Granitoide)**

Die hier anstehenden Reste des "Alten Daches" des Thaya-Batholithen bestehen im wesentlichen aus grauen, streifigen Paraschiefern (Biotit-Glimmerschiefer, Chlorit-Glimmerschiefer) und Paragneisen. Die magnetitreichen Gesteine wurden durch Tonalite der Thaya-Masse intrudiert, unmittelbar danach von Granodioriten und zuletzt von Quarz-, Aplit- und Pegmatitgängen durchschlagen (HÖCK, 1975). Nachdem ein Alter von ca. 550 Mill. Jahren für die Intrusion nachgewiesen wurde (K/Ar an Biotiten und Hornblenden (DUDEK & SMEJKAL, 1968), Rb/Sr Gesamtgesteinsalter (SCHARBERT & BATIK, 1980)), ist das Alter der "Dach"-Gesteine präkambrisch. Die Gesteine wurden durch die Regionalmetamorphose in Amphibolitfazies überprägt (mittelmoravische Phase), welche die ältere, kontaktmetamorphe Prägung (altmoravische Phase) teilweise verwischte. Die jungmoravische Phase (retrograde Metamorphose) findet in der Chloritisierung der Biotite und der Umwandlung der Magnetite zu Hämatit (Martitisierung) Ausdruck.

Wie durch aeromagnetische Messungen gezeigt wurde, sind Magnetit führende Biotit-(Chlorit-)Glimmerschiefer in der autochthonen Hülle des Thayabatholithen weit verbreitet - praktisch der gesamte Zug der Quarzit-Glimmerschieferserie ist gering vererzt. Diese Gesteine führen bis zu 20 Vol.-% Magnetit und Ilmenit (LIBOWITZKY, 1989). Wegen ihrer Feinkörnigkeit (< 0.5 mm) ist der Magnetit im Handstück jedoch nur mit dem Magneten feststellbar. Die übrigen gesteinsbildenden Minerale sind Quarz, Muskovit, Chlorit, Biotit und Plagioklas (Oligoklas, Andesin). Akzessorisch ist immer Turmalin und Apatit zu finden, öfters auch Klinozoisit - Epidot und blaugrüne Amphibole; in den höher metamorphen Zonen treten Granat und Staurolith auf.

Einige wenige Handstücke aus der vererzten Serie weisen noch Reste einer sedimentär gebänderten Struktur auf, die ein Hinweis auf eine primär sedimentäre Anlage der Erzminerale ist. Aber auch der Chemismus der Erzminerale (V- und Cr-reich, ursprünglich auch Ti-reich), der nicht in die hier vorliegenden Gesteine

paßt, ist ein Hinweis darauf, daß die Magnetite ursprünglich aus einem basischen Gesteinskomplex stammen, von welchem sie erodiert, transportiert und abgelagert worden sind, und heute in den Metasedimenten vorliegen (LIBOWITZKY, 1990).

### **3.3. Mallersbach (ehemaliger Kaolin-Bergbau)**

Kaolin ist ein Mineralgemenge, das hier aus Kaolinit und untergeordnet aus Quarz, Glimmer und Feldspatresten besteht. Bei allen im Waldviertel auftretenden Kaolin-vorkommen und -lagerstätten handelt es sich um deszendente (d.h. durch absteigende Lösungen) umgewandelte saure Gesteine des Grundgebirges (KÖLBL, 1927): Es werden saure Lösungen dafür verantwortlich gemacht, die im Zusammenhang mit feuchtwarmem Klima und organischen Komplexen (z.B. unter Moorbedeckung) Feldspäte und Biotit zersetzten und Eisen abtransportierten. Quarz, sowie wenig Muskovit und Schwerminerale verhielten sich resistent und finden sich heute gemeinsam mit Feldspatresten im Kaolin. Kaolinit selbst ist als nicht-quehlendes Tonmineral auch Bestandteil der "mageren" Tone (z.B. in der ehemaligen Tongrube Maiersch bei Gars).

Bekannte Kaolinlagerstätten des Waldviertels sind in Mallersbach (eingestellt 1973; auf Bittescher Gneis) und Niederfladnitz (eingestellt 1973; auf Granit der Thaya-Masse). Weitere Vorkommen und Lagerstätten von Kaolin im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse: Karlstetten und Unterwölbling (Granulit), Grametten NE Litschau und Gmünd (Eisgarner Granit), Kriechbaum-Weinzierl (Weinsberger bzw. Mauthausener Granit; Produktion 1992: knapp 82.000 t) sowie Krummnußbaum (Granulit; MENZL, 1988).

Der Rohkaolin aus Mallersbach besteht zu ca. 50 % aus Kaolinit, zu 1 - 3 % aus mixed-layer Tonmineralen (mit Hydromuskovit, Illit), zu 42 % aus Quarz und Feldspat (vorwiegend Orthoklas), den Rest bilden Muskovit und Schwerminerale (Zirkon, Rutil, Epidot, Erz, Anatas). Eine Betriebs-Durchschnittsanalyse ergab (in Gew. %): 68,0 SiO<sub>2</sub>; 22,5 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,7 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,3 CaO; 2,2 K<sub>2</sub>O; 0,2 Na<sub>2</sub>O; 6,5 Glühverlust. Die durchschnittliche Mächtigkeit des bauwürdigen Kaolins betrug etwa 13 m, der Abraum etwa 2,5 m (WIEDEN, 1964, 1978).

Nach der bisherigen Ansicht österreichischer und tschechischer Geologen (JIRANEK et al., 1990) sollten alle in diesem Gebiet liegenden Lagerstätten durch Verwitterung bei feuchtwarmen klimatischen Verhältnissen vor dem oberen Miozän (wahrscheinlich im Oligozän) entstanden sein. Stellenweise werden im Kaolin Kohleschmitzen gefunden. Diese deuten, ebenso wie größere Braunkohlevorkommen (z.B. bei Langau), auf eine Moorbedeckung hin. WIEDEN (1978) bezweifelt, ob die Kaolinisierung allein durch Verwitterung zu erklären ist; er führt auch hydrothermale Bildungsvorgänge an.

Verwendung des Kaolinitis: Rohstoff in der keramischen Industrie; Füllstoff in der Papierindustrie und Trägermaterial in der Farben- und Lackindustrie. Auf der Weiterfahrt zum nächsten Exkursionshaltepunkt durchqueren wir das Areal des

ehemaligen **Braunkohlentagebaues Langau** (1948 - 63), welches heute als Erholungsgebiet dient. Die kohleführenden tertiären Sedimente (Unter- Miozän, Eggenburgien-Ottnangien) liegen in flachen Erosionswannen des Kristallins. Die Lagerstätte wurde von einem geringmächtigen Hangendflöz (1 - 1,7 m mächtig, in 3 - 8 m Tiefe unter der Geländeoberkante) und vom Liegend- oder Hauptflöz (0,5 - 4 m mächtig, 10 m unter GOK) gebildet. Aufgrund der Kohlenflora (zuerst Riedmoor, dann Taxodien-Cupressoideen-Bruchwald) kann auf tropisch bis subtropisches Klima geschlossen werden. Die Weichbraunkohle zeichnete sich durch einen relativ hohen Urangehalt aus (Mittel 18,5 ppm, Spitzen bis über 5000 ppm im Ascherückstand). Die Kohlenproduktion erlangte im Jahre 1956 mit 255.000 t ihren Höhepunkt, in den letzten Betriebsjahren wurden je ca. 120.000 t gefördert (alle Angaben aus WEBER & WEISS, 1983).

#### **3.4. Kottaun/Arzberg (Magnetit-Pyroxenfels)**

Durch Schurfgräben des ehemaligen Bergbaues (19. Jhd.) ist in der Gföhler Einheit ein mit Magnetit vererzter Pyroxenfelskörper aufgeschlossen, der im N und W von Gföhler Gneis (hybrider Typ), im E und S von Paragesteinsserien (Glimmerschiefer, Graphitquarzite mit eingelagerten Amphiboliten) umgeben ist. Er gehört zu einer Schollenkette, die sich bis auf tschechisches Staatsgebiet fortsetzt. Aufgrund magnetischer Messungen wird ein Volumen des Kottauner Erzörpers von ca. 1,5 bis 3 Mio. m<sup>3</sup> angenommen, mit einer Tiefenerstreckung bis 130 m (GÖSCHKE & WINKLER, 1978), bzw. 4,25 Mio. t Erz (WEBER & SCHMÖLLER, 1981).

Der Mineralbestand des erzführenden Hauptgesteins besteht aus Klinopyroxen (mittlerer Quotient  $Fe/(Fe + Mg) = 0,74$ , Schwankungen von 0,65 bis 0,95), Magnetit und Quarz, untergeordnet Granat. Solche Gesteine werden mit dem Sammelbegriff Skarne bezeichnet, wobei "primary skarns" (Primärkontakt, Stoffzufuhr, Metasomatose) und "internal reaction skarns" (Metamorphose sedimentären Ausgangsgesteins entsprechender Zusammensetzung) unterschieden werden (BURT, 1982). Weiters treten eine kleine Silikatmarmorscholle (Calcit, Klinopyroxen, Quarz, gelegentlich Granat, kein Magnetit) und im Randbereich der Aufschlüsse derber Andraditfels (Andradit, Hedenbergit, Calcit) mit Begleitgesteinen (Pyroxen- und Amphibolfels) auf. Im Süd- und Ostteil sind die Pyroxenfelse mit Granat-Cumingtonit-Schiefern vergesellschaftet. Lokal begrenzte Mineralumwandlungen (Mobilisate ?) sowie Verquarzungen sind auf Einwirkungen pegmatitischer Gänge zurückzuführen (Klinopyroxen, Ferroaktinolith, Granat, Hornblende; GÖTZINGER, 1981). In diesen tritt vereinzelt auch Scheelit auf (NIEDERMAYR, 1989). Innerhalb der dominierenden Pyroxenfelse treten mehrere typische Mineralassoziationen auf:  $Cpx + Mt \pm Q$ ;  $Cpx + Alm \pm Q$ ;  $Cpx + Alm \pm Mt$ ;  $Cpx + Cc + Q$ ;  $Cc + Q$ ;  $Cc + Mt$ ;  $Cc + Mt + Q$ .

Stellenweise werden Cpx-Mt-Myrmekite beobachtet, die in Summe ilvaitische - Zusammensetzung aufweisen. Der Magnetit-Gehalt im Pyroxenfels schwankt stark, reiche Erzpartien enthalten bis 40 Vol.% reinen Magnetit. An Fremdelementen wurden im Magnetit gemessen (in Gew. %): Al 0,11; Mg 0,01; Ti 0,12; Mn 0,44;



Cr 0,01; V 0,01. Die Granate im Pxroxenfels sind Mischkristalle zwischen Almandin, Spessartin, Grossular und Andradit, Zonarbau ist häufig:

Kern: Alm. 39,2; Sp. 25,9; Gr. 23,2; Andr. 11,0; Py. 0,7  
Rand: Alm. 56,3; Sp. 14,0; Gr. 14,0; Andr. 14,0; Py. 1,7.

Die Gesteine führen Mineralgesellschaften, die durch Regionalmetamorphose(n) in Amphibolitfazies (bei Temperaturen um 650° C - z.B. Andradit + Hedenbergit + Quarz, oder Andradit + Hedenbergit + Calcit; maximal aber 700° C - Almandin + Cumingtonit + Quarz) gebildet wurden (GÖTZINGER 1981). Das Alter der letzten prägenden Metamorphose wird als kaledonisch angesehen. Retrograde Mineralreaktionen sind nur lokal an den Kontakten zu den (herzynischen ?) pegmatitischen Gesteinen feststellbar.

Aufgrund der geologischen Position (Einschaltung in Paragesteinsserien), der zeilenförmigen Anordnung der Magnetite im Gestein und nach der chemischen Untersuchung der Klinopyroxene (u.a. mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde: Es ergaben sich Inhomogenitäten in der chemischen Zusammensetzung der Klinopyroxene von Korn zu Korn) wird sedimentäre Anlage des Ausgangsgesteins angenommen ("internal reaktion skarn"). Nach NEMEC (1991) sind diese auch auf tschechischem Staatsgebiet bekannten Vorkommen vorvariszische, primäre, regionalmetamorphe Skarne.

### 3.5. Pingendorf (Serpentinit mit Vermiculit und Anthophyllit)

Die Gföhler Einheit ist charakterisiert durch ausgedehnte Granulitäreale. Im Liegenden dieser Gesteine treten Amphibolite und Ultrabasite auf (vgl. CARSWELL, 1991), die großteils in Serpentine umgewandelt sind. Granatperidotite, Granatklinopyroxenite (SCHARBERT & CARSWELL, 1983) sowie Orthopyroxen und Spinell führende Peridotite sind häufig (GÖTZINGER, 1987a). Diese Ultrabasite haben scharfe, meist tektonische Kontakte zu ihren Nebengesteinen. Sie sind gekennzeichnet durch Bruchsysteme, in die (spätkaledonisch oder frühherzynisch) Pegmatite und/oder hydrothermale Lösungen eingedrungen sind. Daraus entstanden unterschiedliche Typen von Reaktionszonen, die häufig Vermiculit enthalten (GÖTZINGER, 1987b). Andere Kluftsysteme führen Gelmagnesit und/oder Calcit, Chalcedon und Quarz.

In Serpentinistöcken (Opx, Olivin, Chromit-Hercynit, Serpentin) die östlich Pingendorf durch Steinbrüche aufgeschlossen sind, treten nahezu monomineralische, leukokrate (=helle) Ganggesteine auf (Plagioklasite; Mineralinhalt: Oligoklas, Kalifeldspat, Quarz, untergeordnet Chlorit, selten Titanit). Diese Ganggesteine von bis zu einem Meter Mächtigkeit sind von einer ebenso mächtigen Umwandlungszone umgeben (siehe Abb. 2). Darin treten hauptsächlich brauner Vermiculit mit grünen Amphibolaggregaten sowie Anthophyllitsäume zum teilweise vertalkten Serpentin hin auf. Vermiculit bildet praktisch monomineralische Partien, die offensichtlich durch kleintektonische Vorgänge zerschert sind.

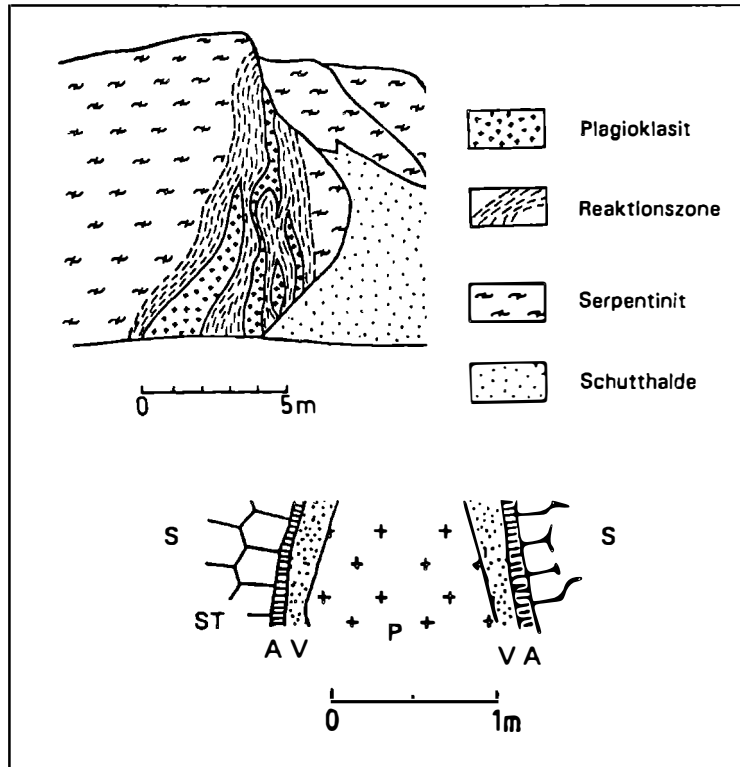
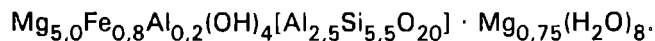


Abb. 2: Ortsbild eines Plagioklasit-Quarz-Ganges mit Reaktionszonen im Serpentinit von Pingendorf (Abbaustand 1979, Blickrichtung gegen NE) und Detail daraus (S = Serpentinit, ST = vertalkter Serpentinit, A = Anthophyllit, V = Vermiculit, P = Plagioklasit).

Der Chemismus der Amphibole dieses Vorkommens schwankt (edenitische bis aktinolithische Zusammensetzung). Aufgrund des Ortsbildes scheint hier eine hydrothermale Mineralbildung (stellenweise mit Saponit) vorzuliegen (GÖTZINGER, 1987a,b). Im Bereich der hellen Ganggesteine (besonders im Südteil des Bruches) kommen auch Zeolithe vor (Harmotom, Phillipsit, Thomsonit; NIEDERMAYR, 1990).

Vermiculit gehört i.w.S. zu den Tonmineralen (Montmorillonit - Saponit - Gruppe) und besitzt hier die ungefähre Formel



Die zwischen den Silikatschichten eingelagerten Wassermoleküle blähen das Mineral beim raschen Erhitzen auf das bis zu 30-fache seines ursprünglichen

Volumens (wobei die ursprüngliche Struktur zerstört wird). So entsteht ein extrem leichtes, feuerfestes, und elektrisch isolierendes Material zur Schall-, Schwingungs-, und Wärmedämmung (lose Schüttung oder zu Platten gepreßt). Weltwirtschaftlich wichtige Vorkommen sind meist (im Gegensatz zu den hydrothermalen Vorkommen der Böhmisches Masse) aus der Verwitterung von Biotit-(Phlogopit-)reichen Gesteinen entstanden (z.B. Karbonatite von Palabora, Südafrika).

Vorkommende Minerale: Edenit  $\text{NaCa}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}]$ ; m.  
 Aktinolith  $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_8\text{O}_{22}]$ ; m.  
 Anthophyllit  $\text{Mg}_{5,5}\text{Fe}_{1,5}(\text{OH})_2[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$ ; rh.  
 Harmotom  $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; m.  
 Phillipsit  $\text{KCa}[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{16}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; m.  
 Thomsonit  $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ; rh.  
 Saponit  $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{Al}_{0,33}\text{Si}_{3,67}\text{O}_{10}] \cdot \text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4$ ; m.

### 3.6. Wollmersdorf bei Zettlitz (ehemaliger Graphit-Bergbau)

Die weit verbreiteten Vorkommen von Graphitschiefern und graphitischen Gneisen im Moldanubikum Österreichs sind an die Bunte Serie gebunden, die, wie in der Einleitung schon erwähnt wurde, eine vielfältige sedimentäre Serie in Amphibolitfazies darstellt. Neben dem aufgelassenen Graphit-Bergbau Wollmersdorf (Haldengewinnung bis 1980) wurden neben vielen kleineren Lagerstätten die Abbaue Trandorf, Mühdorf, Doppl, Röhrenbach und Zettenreith betrieben (geologische und historische Übersichten geben WEBER, 1987, und WEISS, 1987). Die einzige derzeit noch in Abbau befindliche Lagerstätte befindet sich NW Amstall. Der hier abgebaute Graphit (1992 knapp 15.000 t) findet als Hochofenzuschlag in der Hütte Donawitz Verwendung.

Der Graphit tritt in den Graphitschiefern und Graphitgneisen großflinzig bis kleinflinzig-dicht meist in Verwachsung mit Feldspat und Quarz auf und macht im Durchschnitt etwa 30 Vol.% des Gesteins aus; er kann in kleineren Bereichen bis auf etwa 70 Vol.% angereichert sein. Makrokristalliner Graphit findet sich vor allem gangförmig und an Grenzflächen zu quarz- und feldspatreicheren Gesteinspartien. Bei den dichten Graphiten sind häufig brekziöse Strukturen erkennbar (BERAN et al., 1985; RICHTER et al., 1991; SCHRAUDER, 1991; SCHRAUDER et al., 1993).

Die silikatischen Komponenten der Graphitschiefer und Graphitgneise sind vor allem Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz, die in sehr unterschiedlichen Mengenverhältnissen auftreten. Bei den Plagioklasen lassen sich zwei Generationen unterscheiden: Jüngere unverzwilligte Albite und ältere polysynthetisch verzwilligte Plagioklase mit  $\text{An}_{20-30}$ . Hellglimmer ist meist nur in geringen Mengen vorhanden. Es handelt sich um Mg-hältige Phengite mit etwa  $\text{Si}_{3,2}$ . Praktisch immer vorhanden ist Turmalin. Er tritt nur sehr feinkörnig auf, ist meist lagenförmig angereichert und kann bis zu 15 Vol.% des Gesteins ausmachen. Es handelt sich um meist homogene Dravite mit maximalen FeO-Gehalten von etwa 1,5 Gew.%;

der  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ - bzw.  $\text{V}_2\text{O}_5$ -Gehalt variiert jeweils von etwa 0,1 - 0,3 Gew.%. Disthen kann ebenfalls mit bis zu 15 Vol.% in den Graphitschiefern von Wollmerdorf vertreten sein und tritt oft in Form von cm-großen Porphyroblasten auf, die z.T. starke Umbildungserscheinungen in Illit- und Smektit-Minerale zeigen.

Der häufigste akzessorische Gemengteil ist Rutil. Die  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte liegen meist unter 0,1 Gew.%, die  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalte betragen bis zu 0,3, die  $\text{V}_2\text{O}_5$ -Gehalte bis zu 0,5 Gew.%. Weiters können Apatit, Titanit und Zirkon als akzessorische Minerale gefunden werden.

Die bei weitem häufigste opake Mineralphase ist Pyrit. Er ist lagig angereichert, tritt partienweise oft nur akzessorisch auf, kann aber auch monomineralische Gesteinspartien aufbauen. Untergeordnet und meist als Einschlüsse im Pyrit treten Magnetkies und Kupferkies auf, sehr vereinzelt kann auch Arsenkies nachgewiesen werden. Häufig ist eine weitgehende Umwandlung von Pyrit in Limonit zu beobachten.

Die Graphitschiefer und Graphitgneise zeichnen sich vor allem durch relativ hohe  $\text{TiO}_2$ - (durchschnittlich 0,46 Gew.%), V- (207 ppm) und Ba-Gehalte (568 ppm) aus; der Cr-Gehalt beträgt durchschnittlich 63 ppm, der Zr-Gehalt 212 ppm (SCHRAUDER et al., 1993). Das chondritnormierte Verteilungsmuster der SEE zeigt eine Anreicherung der leichten SEE und eine flache Verteilung der schweren SEE. Die von SCHRAUDER et al. (1993) bestimmte C-Isotopenzusammensetzung des Graphits liefert einen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -23,37 (PDB).

Die angeführten mineralogisch-geochemischen Daten der Graphite von Wollmerdorf sind mit den Daten anderer Graphitvorkommen der Bunten Serie (vor allem Amstall, Trandorf, Röhrenbach und Eisenreith) weitestgehend ident, sodaß für sämtliche Graphitvorkommen des Moldanubikums ein einheitliches genetisches Modell entwickelt werden kann.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Graphite aus den Graphitschiefern und Graphitgneisen lassen auf einen eindeutig organogenen Ursprung des Graphits schließen. Die SEE Verteilungsmuster sind mit denen von Tonschiefern gut vergleichbar (LIPIN & MCKAY, 1989) und die Gehalte an Ni, Co, Cu, Zn, Ti, Cr, V, Mo und Ba stimmen mit den Spurenelementgehalten von Schwarzschiefern sehr gut überein (VINE & TOURTELOT, 1970). Diese Daten lassen im Zusammenhang mit dem hohen Feldspatanteil mancher Graphitgesteine auf Sapropel mit hohem Tonmineralanteil als Ausgangssedimente in einem euxinischen Milieu schließen. Der z.T. sehr hohe Turmalingehalt macht eine "zusätzliche" Bor-Zufuhr in Form vulkanischer Exhalationen wahrscheinlich. Bei den sulfidischen Erzen handelt es sich im wesentlichen um syngenetische Bildungen. Die im Verband mit den Graphitgneisen auftretenden Kalkmarmore zeigen einen Fazieswechsel der primären Sedimente an. Mit dem Übergang von tonigen zu kalkigen Sedimenten kommt es auch zu einer Abnahme des Gehalts an organogenem Kohlenstoff.

Der ehemalige Bergbau Wollmersdorf-Zettlitz ("Pfinningsteigmühle", "Fichtelmühle", "Listmühle"; Beginn 1855 mit Unterbrechungen bis 1939, 1958 - 1966, Rohgraphitförderung 1960: knapp 60.000 t, Haldengraphitförderung bis 1980) ging in einer Großfalte, bzw. flachen Mulde gegen SW fallend, von Graphitschiefern und Marmoren der Bunten Serie um. Ein Idealprofil zeigt im Liegenden grobkörnige Marmore, überlagert von feinkörnigen Graphitquarziten und -gneisen. Die Gesamtmächtigkeit der bauwürdigen Graphite schwankte zwischen 5 und 12 m. Das Hangende wird von feinkörnigen Schiefergneisen gebildet (HOLZER, 1961).

Technisch findet Graphit als Elektroden-, Kathoden- und Tiegelmateriale, in der Farben- und Lackindustrie Verwendung (leitfähig, temperaturbeständig, chemisch resistent), aber auch als Zuschlagstoff in der Stahlindustrie, als Füllstoff für Gummierzeugnisse, als Schmiermittel und in der Bleistifterzeugung.

Folgende Sekundärminerale können in Wollmersdorf gefunden werden: Jarosit  $\text{KFe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$  trig., Halotrichit  $(\text{Fe,Mg})\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$  m. Verwitterungsminerale, Copiapit  $\text{MgFe}_4(\text{OH})_2(\text{SO}_4)_6 \cdot 18 \text{H}_2\text{O}$  trkl. von Pyrit, Szomolnokit  $\text{Fe}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$  m. (TAUCHER, 1993), Alunogen  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17 \text{H}_2\text{O}$  trkl. und Gips

### 3.7. Eibenstein (Marmor-Steinbruch, mit Amphibolit, Pegmatit)

Die hier aufgeschlossenen Marmore (und Amphibolite) gehören der Bunten Serie des Drosendorfer Fensters an und entstanden durch die Regionalmetamorphose aus ursprünglich tonig-kalkigen Sedimenten (z.B. Kalkmergel). Der Tonmineralanteil führte zur Neubildung von Silikatmineralen wie Diopsid (Di), Phlogopit (Phl) Tremolit (Tr) Mejonit (Skapolithgruppe,  $\text{Ca}_3[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}] \cdot \text{CaCO}_3$ , t.), und selten Forsterit (Fo). Der Abbau erfolgt zur Splitt- und Schottergewinnung.

Anhand der Marmore und Kalksilikatgesteine kann hier der polymetamorphe Charakter der Bunten Serie (und damit auch des Moldanubikums allgemein) festgestellt werden: Die erste nachweisbare Metamorphose fand bei ca. 700° C und 5,5 - 7,5 Kbar statt (höhere Amphibolitfazies). Sie bewirkte in diesen Gesteinen eine Vielzahl von Paragenesen, die sich in einem 4-Komponentensystem CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-KAlO<sub>2</sub> darstellen lassen. Typisch ist die Dominanz von Calcit (Cc) gegenüber Dolomit (Do) und das häufige Auftreten von Skapolith. Mittels Einschlußuntersuchungen, besonders in Skapolithen, wurden Argumente gefunden, daß manche Marmore teilweise evaporitischen Ursprungs sein könnten. Die benachbarten Augitgneise stammen hingegen von Schiefertönen ab (HÖGELBERGER, 1989).

Die zweite Metamorphose erreichte ca. 500° C und war auch entlang der moldanubischen Überschiebungslinie prägend. Sie steht mit der ostvergenten Aufschiebung des Moldanubikums auf das Moravikum in Zusammenhang und hat daher variszisches Alter. Die nachfolgende Abkühlung ist durch Mineralbildungen wie z.B. Prehnit  $(\text{Ca}_2\text{Al}(\text{OH})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}])$ ; rh.) dokumentiert.

Die hier vorkommenden Marmore (Paragenese Cc-Do-Tr-Phl) führen auffällige, bis cm-große Plättchen von Tremolit. Diese Tremolit-reichen Zonen treten in Form von Bänken innerhalb der Marmore auf. Die Tremolite selbst sind farblos, aber mit schwarzen Graphitschüppchen durchsetzt; meist gibt es einen deutlichen, einschlußfreien Saum, während außen am Rand der Graphit wieder stark angereichert ist. Zonarbau ist aber nicht feststellbar. Der opake Anteil dieser Marmore ist meist Pyrit, stellenweise ist auch Magnetkies feststellbar. Skapolith bildet auffällige Stengel oder Körnchen. Im Bereich Eibenstein konnte auch die Paragenese Cc-Tr-Fo-Phl beobachtet werden, wobei der Forsterit vollständig serpentinisiert ist. Ebenso auf das Drosendorfer Fenster - Bereich Eibenstein - beschränkt tritt die Paragenese Cc-Di-Tr-Kf auf (HÖGELSBERGER, 1987).

Den Marmoren der Bunten Serie zwischengelagert finden sich Amphibolite, die als Metabasite (meist Tholeiite) aufgefaßt werden (KUSCHNIG, 1986; RICHTER et al., 1991). Die Amphibolite aus dem Steinbruch Eibenstein sind sehr homogen und deutlich geschiefert. Sie bestehen aus dunkelgrünen Magnesio-Hornblenden, Plagioklas ( $An_{25-45}$ ) und Quarz als Hauptgemengteile; auffällig ist eine lokal starke Pyritführung. Weder Granat, noch Pyroxen wurden beobachtet. Als Akzessorien kommen vor: Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin, Zirkon (KUSCHNIG, 1986). In diesem Zusammenhang soll ein Gabbrogang erwähnt werden, der diskordant alle übrigen Gesteine schneidet und daher jünger als die Amphibolite ist.

Feinkörnige, homogene Amphibolite mit entsprechender Zusammensetzung (arm an Granat) können auch als Rohstoffe für die Mineralwolle-Herstellung abgebaut werden (POLEGEG et al., 1984).

In skarnartigen Übergangsbereichen mit Verquarzungen zwischen Marmor und Amphibolit waren vor wenigen Jahren derbe Magnetkiesvererzungen mit untergeordnet Pyrit aufgeschlossen. In diesem Bereich kam es offenbar durch Mobilisationen zu Kornvergrößerungen und Erzanreicherungen.

Besonders im W-Teil des Bruches sind je nach Abbaustand Turmalin-Pegmatite aufgeschlossen, die stellenweise Granat und selten hellblauen Cordierit führen.

#### **4. LITERATUR**

- BERAN, A., FISCHER, R., PICHLHÖFER, R. (1985): Zur Mineralogie der Graphitlagerstätten des Moldanubikums in Österreich. - Fortschr.Miner., 63, Beih. 1, 21.
- BURT, D. M. (1982): Skarn deposits - Historical bibliography through 1970. - Econ. Geol., 77, 755 - 763.
- CARSWELL, D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - Eur. J. Mineral. 3, 323 - 342.

- DUDEK, A., SMEJKAL, J. (1968): The age of the Brno pluton. Vestnik UUG 43, Prag 1968.
- FRASL, G. (1989): Zur Entstehung der Moravischen Zone, Vortragsabstract 2 S.-Tagung "Geologie der Metamorphite" Österr. Geol. Ges. Juni 1989.
- FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.A., 119, 45 - 61.
- FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 129, 41 - 49.
- FUCHS, G., MATURA, A. (1980): Die Böhmisches Masse in Österreich. In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der geologische Aufbau Österreichs. Geol. B.A. Wien, Wien-New York: Springer, 121 - 143.
- GÖD, R. (1989): A contribution to the mineral potential of the Southern Bohemian Massif (Austria). - Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., 11, 147 - 153.
- GÖSCHKE, M., WINKLER, E. (1978): Praktikumsbericht über die Untersuchung des Magnetiterkörpers im Arzberg bei Kottaun, NÖ. - Inst.f.Meteorologie u. Geophysik, Univ. Wien, 3 S., 5 Beil.
- GÖTZINGER, M. A. (1981): Mineralogische Untersuchungen des Magnetitvorkommens Kottaun bei Geras, NÖ Moldanubikum. Ein Beitrag zur Genese von Skarnen. - Sitzungsberichte der Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 190, 45 - 78.
- GÖTZINGER, M. A. (1987a): Mineralogy and genesis of vermiculite in serpentinites of the Bohemian Massif in Austria. - Mineralogy and Petrology, 36, 93 - 110.
- GÖTZINGER, M. A. (1987b): Vermiculitvorkommen der Böhmisches Masse in Österreich und ihre Entstehung. - Mitt.Österr.Miner.Ges., 132, 135 - 156.
- GÖTZINGER, M.A. (1991): Mineralische Rohstoffe im Ostteil der Böhmisches Masse und ihrer sedimentären Bedeckung in Niederösterreich. - Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Eggenburg, 132 - 140.
- HÖCK, V. (1975): Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt.Geol.Ges. Wien, 66-67, 49 - 60.
- HÖGELSBERGER, H. (1989): Die Marmore und Kalksilikatgesteine der Bunten Serie - Petrologische Untersuchungen und geologische Konsequenzen.- Jb. Geol. B.-A. 132, 213 - 230.
- HOLZER, H. (1961): Geologische Beobachtungen an niederösterreichischen Graphitlagerstätten.- Verh.Geol.B.-A. 1961, 90 - 101.
- JIRANEK, J., MÜLLER, H.W., SCHWAIGHOFER, B. (1990): Genetic types of the kaolin deposits in the Bohemian Massif.- In: MINARIKOVA, D., LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, Ustredni ustav geologicky, Praha, 212 - 225.
- KÖLBL, L. (1927): Vorkommen und Entstehung des Kaolins im niederösterreichischen Waldviertel. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 37, 173 - 200.
- KUSCHNIG, G. (1986): Geochemie und Petrologie der Amphibolite der Bunten Serie. - Unveröff. Diss. N 739, Formal- u. naturw. Fak. Univ. Wien, 97 S.
- LIBOWITZKY, E. (1989): Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmisches Masse in Österreich. - Diss. Univ. Wien, formal-u. naturwiss. Fak., DN 451, 126 S, Wien 1989.

- LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian black sands as precursors of magnetite and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria. - *Mineralogy and Petrology* **43**, 147 - 160.
- LINNER, M. (1994): Metamorphism and migmatization of the paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum.- *Mitt. Österr. Min. Ges.*, **139**, im Druck.
- LIPIN, P.R., McKAY, G.A., eds. (1989): Geochemistry and mineralogy of Rare Earth elements.- *Rev. Mineral.*, **21**, Miner. Soc. Amer., pp. 348.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel.- *Jb. Geol. B.-A.*, **119**, 63 - 74.
- MENZL, F. (1988): Genese und Alter der Kaolinlagerstätte Krumnußbaum an der Donau (Niederösterreich).- *Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.*, **9**, 67 - 72.
- MORAU, W., JÄGER, E. (1982): Rb-Sr whole rock ages for the Bites-gneiss, Moravicum, Austria.- *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **62**, 327 - 334.
- NEMEC, D. (1991): Regional typization of the iron skarns of the Bohemian-Moravian Heights (Ceskomoravská Vrchovina).- *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, **76**, 51 - 82.
- NIEDERMAYR, G. (1989): Galenit, Hemimorphit, Sphalerit und Scheelit aus dem Magnetitvorkommen von Kottaun bei Geras, Niederösterreich (762.). In: *Neue Mineralfunde aus Österreich XXXVIII.- Carinthia II*, **179./99.**, 257 - 258.
- NIEDERMAYR, G. (1990): Eine bemerkenswerte Zeolithparagenese aus einem Serpentinsteintbruch bei Pingendorf in Niederösterreich.- *Mineralien-Welt* **1**, H. 2, 31 - 34.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphoseentwicklung in der südlichen Bunten Serie am Beispiel einiger Gneise, Moldanubikum, Niederösterreich.- *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **35**, 243 - 259.
- PETRAKAKIS, K., RICHTER, W. (1991): Metamorphose im niederösterreichischen Moldanubikum.- *Arbeitstagung der Geol. B.-A. in Eggenburg*, 13 - 20.
- PILLER, W. (1991): In den Tiefen des Meeres.- *Katalog zur Sonderausstellung "Eggenburg am Meer"*, Hsg.: F. Steininger & W. Piller, Katalogreihe des Krahuletz-Museums Nr. 12, 115 - 119.
- POLEGEG, S., GÖTZINGER, M., AIGNER, R. (1984): Technisch wirtschaftliche Bewertung der Ultramafitite des Waldviertels und des Dunkelsteiner Waldes.- *Unveröff. Endber. Proj. NA 32b/83*, 63 S, Geol. B.-A. Wien 1984.
- RICHTER, W., KOLLER, F., BERAN, A. (1991): Exkursion in die metamorphen Serien und magmatischen Gesteinskomplexe des Waldviertels, Moldanubikum, Österreich.- *Beih. Europ. Journ. Min.* **3/2**, 131 - 159.
- ROETZEL, R., REHAKOVA, Z., RUPP, CH. (1991): F/10: Limberg, Diatomitbergbau. In: *Exkursionen im Tertiär Österreichs*, Hsg.: Österr. Paläont. Ges., R. Roetzel & D. Nagel, Wien 1991, 114 - 117.
- SCHARBERT, H.G., CARSWELL, D.A. (1983): Petrology of garnet-clinopyroxene rocks in a granulite facies environment, Bohemian massif of Lower Austria.- *Bull. Mineral.*, **106**, 761 - 774.



- SCHARBERT, H.G., FUCHS, G., ZEMANN, J., GÖTZINGER, M. (1981): Metamorphe Serien im Moldanubikum Niederösterreichs, Exkursion E 7.- Fortschr. Miner., 59, Bh. 2, 129 - 152.
- SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels.- Arbeitstagung Geol. B.-A. 1977, Waldviertel, 11 - 15.
- SCHARBERT, S., BATIK, P. (1980): The age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. BA Wien, Jg., 1980, 325 - 331.
- SCHRAUDER, M. (1991): Petrologie und Geochemie der graphitführenden Gesteine der südlichen Böhmisches Masse (Bunte Serie, Niederösterreich).- Diplomarbeit, Formal- naturwiss.Fak., Univ. Wien, pp.181.
- SCHRAUDER, M., BERAN, A., HOERNES, S., RICHTER, W. (1993): Constraints on the origin and the genesis of graphite-bearing rocks from the Variegated Sequence of the Bohemian Massif (Austria).- Mineralogy and Petrology, 49, 175 - 188.
- SUESS, F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. In: DIENER, C. et al.: Bau und Bild Österreichs. - Wien: Tempsky-Freytag, 1 - 322.
- THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich).- Jb. Geol.B.-A., 126, 513 - 523.
- TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas.- Geotekt. Forsch., 64, 91 S.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich.- Bd. II, Deuticke, Wien, 710 S.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P., VRANA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe.- Transact. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 89 - 108.
- VINE, J.D., TOURTELOT, E.B. (1970): Geochemistry of black shale deposits - A summary report.- Econ. Geol., 65, 253 - 272.
- WEBER, F., SCHMÖLLER, R. (1981): Montangeophysikalische Untersuchungen geochemischer Anomalien im Waldviertel.- Abschlußbericht NA 17, Montanuniversität Leoben, 10 S., 11 Beil.
- WEBER, L. (1987): Die geologischen Grundlagen des Grafitbergbaues in Niederösterreich.- In: Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterreichischen Institut für Landeskunde, Bd. 10, 369 - 387, Wien 1987, 500 S.
- WEBER, L., WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen.- Arch. f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., 4, 1 - 317.
- WEISS, A. (1987): Zur Geschichte der niederösterreichischen Grafitbergbaue.- In: Bergbau in Niederösterreich, Studien und Forschungen aus dem Niederösterreichischen Institut für Landeskunde, Bd. 10, 389 - 407, Wien 1987, 500 S.
- WIEDEN, P. (1964): Exkursion II/4: Kaolinlagerstätte Mallersbach.- Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 169 - 179.
- WIEDEN, P. (1978): Genese und Alter der österreichischen Kaolinlagerstätten. - Schriften geol. Wiss. Berlin, 11, 335 - 342.