

Abb. 73: Steinbruch des Hartsteinwerks Fa. K. Schwarzl (Persenbeug), Loja bei Persenbeug (Foto G. Knobloch)

Mineralogie und Mineralvorkommen des Waldviertels

Michael A. GÖTZINGER

Allgemeines

Vorkommen mineralischer Rohstoffe im österreichischen Anteil der Böhmisches Masse und der sedimentären Bedeckung werden seit der Altsteinzeit vom Menschen genutzt („Plateaulithikum“): Einerseits waren Chalcedon und Jaspis, diverse lokale Gesteine und die Hornsteinknollen in den Schottern der Hollabrunn-Mistelbach-Formation von großem Interesse; auch lokale Funde von Bergkristallen wurden früh genutzt (z.B. Kreisgrabenanlage von Kamegg). Andererseits fanden auch Mineralpigmente Verwendung (Ocker und Jarosit, Hämatit und Limonit sowie Graphit).

Die Entdeckung des Mineralreichtums der Böhmisches Masse setzte erst mit Eisenbahn- und Straßenbauten ein bzw. ergab sich bei umfangreichen Steinbrucharbeiten. In den 1960er-Jahren bis in die frühen 90er-Jahre erlebte das Waldviertel einen regelrechten „Mineralienboom“, der sich in vielen Entdeckungen und Publikationen von Sammlern und Wissenschaftlern äußerte. Dabei kristallisierten sich mineralogisch-petrologisch drei Schwerpunkte heraus: Pegmatite unterschiedlicher geologischer und genetischer Stellung (Granitsteinbrüche, Feldspatgewinnung), Minerale in den vielfältigen Gesteinen der „Bunten Serie“ (speziell der Drosendorf-Formation; z.B. Graphit, Kalksilikatfelse) und im Zusammenhang mit Serpentiniten.

Minerale sind die Bestandteile von Gesteinen – welche Gesteine gibt es im Waldviertel und wie sind sie entstanden?

Das Waldviertel gehört geologisch der Böhmisches Masse an, ein Teil eines Mittelgebirgszuges, der sich über Tschechien (Erzgebirge), Deutschland und Frankreich bis England fortsetzt (mitteleuropäische Varisziden). Die Böhmisches Masse besteht hauptsächlich aus magmatischen und metamorphen Gesteinen.

Magmatische Gesteine (Magmatite) entstehen aus meist silikatischen Gesteinsschmelzen, die von aufgeschmolzenem Krustenmaterial (Sedimente, daher S-Typ-Granite) oder Magmen unterschiedlicher Tiefenstockwerke stammen (igneous: I-, anorogen: A- und Mantelschmelze: M-Typ-Granite). Diese Schmelzen steigen auf Grund ihrer geringeren Dichte als die der Umgebungsgesteine langsam auf und reagieren dabei chemisch-mineralogisch mit ihrer Gesteinsumgebung (Aufschmelzung und Austausch von chemischen Elementen). Dieser Aufstieg beginnt bei Temperaturen von etwa 800 bis 1200 °C. Beim Aufstieg der Schmelze wird die Wärme

langsam abgegeben und die ersten mineralogischen Bestandteile kristallisieren aus. Erreicht eine Schmelze die Erdoberfläche, tritt Vulkanismus auf und die Schmelze erstarrt rasch zu **vulkanischem Gestein (Vulkanit)**. Bleibt die Schmelze in der Tiefe der Erdkruste stecken, so erstarrt sie langsamer und wird zu **plutonischem Gestein (Plutonit)**. In Waldviertel spielen Plutonite (z.B. Granite, Granodiorite, Gabbros) eine bedeutende Rolle. Ein Gestein granitischer Zusammensetzung (SiO_2 -Gehalt um 70 Gew.%, also „kieselsäurereich“, ein „saureres“ Gestein) ist bei etwa 700 bis 650 °C fest und fertig auskristallisiert (hängt vom Wassergehalt der Schmelze ab, „trockene“ Schmelzen werden schon früher bei höheren Temperaturen, fest). Schmelzen mit gabbroider Zusammensetzung (mit einem SiO_2 -Gehalt von etwa 48 Gew.% als „basisches“ Gestein bezeichnet) kristallisieren schon bei etwa 1200 °C aus. Von den erstarrten Plutoniten granitischer Zusammensetzung aus können wasserreiche, mobile Restschmelzen entlang von Schwächezonen oder Gesteinsrissen in die Nebengesteine eindringen. Diese gangförmigen Gesteinskörper werden als **Pegmatite** (grobkörnig) oder **Aplite** (feinkörnig) genannt. Erstere können sehr schön auskristallisierte Minerale enthalten. Das Endstadium der magmatischen Aktivität bilden Mineralisationen aus heißen wässrigen (hydrothermalen) Lösungen in spaltenförmigen oder unregelmäßigen Hohlräumen (z.B. Bergkristalle in Hohlräumen oder Klüften). Über solchen auskühlenden Plutonen können noch lange Zeit Wässer zirkulieren, wobei absinkende (kühle) Oberflächenwässer in der Tiefe erwärmt und mineralisiert werden und dann an der Erdoberfläche als Thermalwässer wieder austreten – spektakulär in Vulkangebieten als Geysire. Eine ausführliche und übersichtliche Darstellung der plutonischen Gesteine für die Böhmisches Massiv gibt KOLLER (1999).

Alle Gesteine können durch tektonische Vorgänge in tiefere Teile der Erdkruste versenkt oder von dort gehoben und dabei geänderten Druck- und Temperaturverhältnissen ausgesetzt werden. Dabei ändert sich der Mineralbestand und damit bilden sich **metamorphe Gesteine (Metamorphite)**. Die Gesteinsmetamorphose ist ein sehr komplexer Vorgang in der Erdkruste und kann Sedimentgesteine, Magmatite und natürlich auch Metamorphite erfassen. Eine ausführliche Übersicht darüber geben PETRAKAKIS (1997), PETRAKAKIS & RICHTER (1999) für die Böhmisches Massiv.

Im Nebengestein von Graniten (siehe oben) kann eine mehrere hundert Meter breite Zone mit temperaturbetonter **Kontaktmetamorphose** auftreten und sehr schöne Minerale hervorbringen (Andalusit, Granat, Vesuvian, Epidot, Wollastonit etc.).

Von einer **Regionalmetamorphose** werden ausgedehnte Bereiche der Erdkruste erfasst wenn diese durch tektonische Vorgänge in Positionen mit geänderten Druck-(p) und Temperatur-(T) Bedingungen gebracht werden und sich der Mineralbestand der Gesteine den geänderten pT-Bedingungen anpasst. Die dabei ablaufenden Mineralreaktionen setzen bei gestiegenen pT-Bedingungen (progressive Metamorphose) Wasser frei und erzeugen dementsprechend jeweils wasserarme Mineralgemenge (im Idealfall des thermodynamischen Gleichgewichts sind es Mineralparagenesen). Die Wirkung von fallenden pT-Bedingungen kann zu retrograder Metamorphose führen. Regionalmetamorphose kann sich im Bereich konvergierender und gegeneinander über- und unterschobener Krustenplatten ereignen. Metamorphe Fazieszonen – nach steigenden pT-Bedingungen gereiht – sind Zeolithfazies, Anchizone (beginnende Metamorphose), Grünschieferfazies, Epidot-Amphibolitfazies, Amphibolitfazies, Granulitfazies und Eklogitfazies.

Die Metamorphosebedingungen können so weit gehen, dass Gesteine teilweise oder ganz aufschmelzen. Dabei werden die hellen Bestandteile schon bei niedrigeren Temperaturen mobil – es bilden sich Teilschmelzen, grobkörnige Gesteine, die den Pegmatiten sehr ähnlich sehen und daher **Pegmatoide** oder **Anatexite** genannt werden. Die Unterscheidung Pegmatit – Pegmatoid ist nicht immer einfach.

Im niederösterreichischen Anteil der Böhmisches Masse (vgl. HÖCK, 1999) können bei manchen Metamorphiten zwei Hauptmetamorphosen erkannt werden. Die ältere ist neoproterozoisch (cadomisch) einzustufen (Alter etwa 600 bis 550 Mio. J.) und hat Teile des Moravikums betroffen (vgl. Intrusionsalter des Thaya-Plutons). Die jüngere, variszische Metamorphose (Alter etwa 350 bis 310 Mio. J.) hat große Teile der Böhmisches Masse in hoher Amphibolitfazies erfasst (vgl. Intrusionsalter des Südböhmen-Plutons). Unmittelbar nachher war in großen Bereichen eine retrograde (zurückschreitende) Metamorphose wirksam, die uns die meisten Gesteine so hinterlassen hat, wie wir sie heute vorfinden (abgesehen von deren Verwitterung und Abtragung).

Alle Gesteine an der Erdoberfläche fallen der Verwitterung (chemisch, physikalisch) zum Opfer, sie zerfallen, werden abgetragen, transportiert und letztlich abgelagert – es bilden sich **sedimentäre Gesteine (Sedimentgesteine, Sedimente)**, die nach ihrer Korngröße und/oder nach dem Chemismus klassifiziert werden (z. B. grobkörnige Konglomerate, feinkörnige Sandsteine, feinstkörnige Tongesteine, Karbonatgesteine als Kalksteine oder Dolomite, Salzgesteine/Evaporite). Alle genannten Gesteine können auch wieder abgetragen werden oder aber bei Versenkung umgewandelt (metamorph) werden. So entsteht aus einem Quarz-Sandstein ein Quarzit, aus einem Tongestein ein Glimmerschiefer und aus Kalkstein ein Marmor.

Alle Gesteine werden von Mineralen gebildet, die auf Grund besonderer Bedingungen selten sind und/oder besonders schön auskristallisiert sein können und damit zum Ziel des Bergbaues (mineralische Rohstoffe) oder des Mineraliensammelns werden. Mineralische Rohstoffe oder Produkte daraus begleiten uns im Alltag, oft ohne als solche wahrgenommen zu werden (dies ist auch darin begründet, dass die Erdwissenschaften und ihre Anwendungen im Unterricht an Pflichtschulen kaum noch vertreten sind – die blanke Ahnungslosigkeit breiter Bevölkerungsschichten diesbezüglich ist die Folge). Der Nutzen mineralischer Rohstoffe und der Energierohstoffe hat die kulturelle und technische Entwicklung der Menschheit seit Anbeginn nachhaltig beeinflusst und gefördert – dies gilt auch heute und in weiterer Zukunft.

Zusammenfassende Übersichtsdarstellungen über die unterschiedlichen Mineralisationen der Böhmisches Masse gaben R. GÖD (1989), M. A. GÖTZINGER (1990, 1991, 1995), HUBER & HUBER (1977) und L. WEBER (1995, 1997a, b) sowie mehrere Autoren in STEININGER & STÜRMER (1990). Viele Einzelbeschreibungen stammen von G. NIEDERMAYR und F. BRANDSTÄTTER et al. (NHM Wien, in der Zeitschrift Carinthia II), bergbauhistorische Beiträge von OTRUBA (1987). Die Altersangaben der Gesteine sind aus KLÖTZLI et al. (1999, 2001) entnommen, neuere Daten nach seinen persönlichen Mitteilungen; vgl dazu FRIEDL et al. (2004). Siehe auch die in den Arbeiten zitierte Literatur.

Um die allgemeine Darstellung anschaulich zu gestalten, wird in diesem Kapitel der geologischen Gliederung der Böhmisches Masse von A. MATURA (2003) gefolgt, ein entsprechender Artikel befindet sich auch in diesem Buch. Andere Auffassungen über den Bau des Grundgebirges der Böhmisches Masse werden von FUCHS (1991, 1995, 2005) und THIELE (1984) vertreten. HÖCK (1999) stellt die gängigen Theorien umfassend dar und gibt einen ausführlichen Überblick.

Geologische Übersicht

Moravikum

Thaya-Pluton mit Hüllgesteinen (Therasburg-Formation)

Pleissing-Einheit (Weitersfeld-Stengelgneis, Pernegg-Formation)

Biteš-Einheit (Biteš-Gneis, Dobra-Gneis, Spitz-Gneis, Drosendorf-Formation)

Moldanubikum

Ostrong-Einheit (Monotone Serie, Cordieritgneis)

Raabs-Einheit (Raabs-Formation, Rehberg-Formation)

Gföhl-Einheit (Gföhl-Gneis, Granulit, Amphibolit- und Ultramafit-Umrahmung)

Südböhmen-Pluton (Granit, Granodiorit, Diorit, Gabbro)

Minerale und Gesteine in den auflagernden Sedimenten

Ober-Karbon – Unter-Perm von Zöbing,

Neogen – Molasse-Zone

Mineralvorkommen und Gesteine im Moravikum

Über Paragenese-Studien, Geothermometrie- und Geobarometrieberechnungen zur Metamorphosegeschichte und Granitoidgenese im Moravikum berichtet BERNROIDER (1989): Die regionalmetamorph rekristallisierten Metasedimente zeigen im Zentralteil Temperaturen von ca. 520 °C bei einem Druck von 4 kb (Amphibolitfazies). Am Nord- und Südeinde der Thayakuppel herrschen jedoch nur grünschieferfazielle Mineralparagenesen vor. Auf Grund der Spurenelemente ist eine chemische Verwandtschaft der einzelnen Granitoid-Subtypen des Thaya-Plutons evident. Für die Magmenbildung wird neoproterozoisches (cadomisches) Alter angegeben, für die Metasedimente wird proterozoisches (algonkisches) Alter angenommen.



Abb. 74:
„Bänderamethyst“, Maissau
(Foto P. Ableidinger)

Thaya-Pluton mit Hüllgesteinen (Therasburg-Formation)

Aufgrund seiner Verwendung als Baustein, (Gleis-)Schotter und Splitt (Straßenbau) ist der Thaya-Granit (Granit bis Granodioritgneis) mit seinen Subtypen in mehreren Steinbrüchen aufgeschlossen. Der weitaus größte und in Betrieb befindliche Steinbruch befindet sich in Limberg. Deshalb stammen von dort die meisten Mineralfunde. Der „Hauptgranit“ selbst (mehrere Altersangaben: 550 bis 570 Mio. J., eine auch mit 620 Mio. J.) besteht hauptsächlich aus K-Feldspat, Albit-reichem

Plagioklas, Quarz und häufig Biotit. Er ist variszisch schwach metamorph überprägt (grünschieferfaziell, Chlorit- und Epidotbildung), wobei wahrscheinlich in dieser Phase die Klüfte angelegt wurden, die die Mineralisationen mit Anatas, Pyrit, Chalkopyrit/Kupferkies, Galenit/Bleiglanz und Quarz beherbergen. Daneben sind auch Karbonate bekannt (Calcit, Ankerit, Siderit und Synchronit). Limonit und Szomolnokit sind Verwitterungsprodukte nach Pyrit.

Weithin und seit dem Ende des 19. Jhdts. bekannt sind die **Amethyst-Vorkommen** von Eggenburg (Grafenbergerstrasse, Friedhof, Lettenfeld), Gauderndorf, Maigen, Grafenberg und Maissau (Abb. xx). Es handelt sich um mehrere Zehner-Meter (Maissau 400m) lange und bis zu 2 Meter mächtige Gänge (ausgefüllte Gesteinsspalten – und nicht „Adern“!), die in einer mannigfaltigen Farbabfolge (Generationen?) Milchquarz, Rauchquarz und Amethyst (mehrere Farbabstufungen) enthalten. Hämatit-Goethit und Jaspis kommen hier ebenfalls vor. Diese Gangfüllungen sind jedenfalls jünger als der Granit, wurden jedoch durch tektonische Vorgänge (variszisch?) beeinflusst. Die oberen/hangenden Teile wurden schon im Miozän vom Meer abgetragen und finden sich als abgerollte „Amethyst-Gerölle“ (bis über Kopfgröße!) in den ehemaligen Strandhalden.

Ein Teil des Amethystganges ist in der „Amethystwelt Maissau“ zugänglich gemacht (KNOBLOCH, 2007). Die Bildungstemperaturen der Amethyst-Zone (mittels Flüssigkeitseinschlüssen bestimmt) liegen zwischen 160 und 120 °C (PIRIBAUER, 2007). Der Amethystgang wurde im Jahre 1986 vom Krahuletz-Museum unter fachlicher Betreuung freigegeben (NIEDERMAYR & GÖTZINGER, 1987). Der Amethyst wurde und wird für kunstgewerbliche Zwecke verwendet.

Aus den Glimmerschiefern, Paragneisen und Quarziten der **Therasburg-Formation** sind bislang keine nennenswerten Mineralvorkommen bekannt. Aber von lagerstättenkundlichem Interesse sind die feinkörnig vererzten Magnetit-Chlorit-Glimmerschiefer, die von Kattau über Passendorf und die Ruine Kaja bis in die Tschechische Republik verfolgbar sind. Sie werden als metamorphe Schwermineralanreicherungen („precambrian blacksands“) gedeutet (LIBOWITZKY, 1990). Obwohl die Vererzung mit freiem Auge kaum wahrnehmbar ist, liegen die mittleren Gehalte an Fe, Ti (Ilmenit) und V bei 13 Gew.%, 1,6 Gew.% und 200 ppm (ppm: parts per million oder Gramm/Tonne).



Abb. 75:
Pyrit auf Quarz, Stbr. Hengl, Limberg
(Slg. F. Zimmermann, Foto E. Löffler)



Abb. 76:
Siderit, Stbr. Hengl, Limberg
(Slg. F. Zimmermann, Foto E. Löffler)

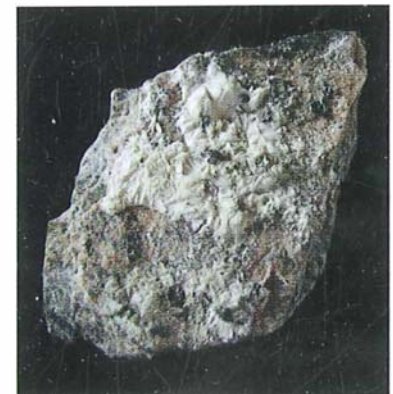


Abb. 77:
Szomolnokit, Stbr. Hengl, Limberg
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 78:
Staurolith, Pernegger Graben
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 79:
Almandin, Pernegger Graben
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 80:
Rauchquarz, Ludweis
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 81:
Azurit und Malachit, Eibenstein
(Slg. & Foto A. Prayer)

Pleissing-Einheit

(mit Weitersfeld-Stengelgneis und Pernegg-Formation)

Weitersfeld-Stengelgneis und Biteš-Gneis zeigen lithologisch gewisse Ähnlichkeiten, mineralogisch ist jedoch nur die **Pernegg-Formation** von Interesse: Die meist grauen Marmore führen stellenweise Tremolit und Pyrrhotin/Magnetkies oder Pyrit und wurden früher abgebaut. Der ehemalige Exkursionspunkt Marmorsteinbruch „Waldschänke“ im Pernegger Tal wächst mehr und mehr zu. Seit langer Zeit bekannt sind die Almandine und Staurolithe in den Glimmerschiefern im Pernegger Graben oberhalb der Straße.

Biteš-Einheit

(Biteš-Gneis, Dobra-Gneis, Spitz-Gneis und Drosendorf-Formation)

Die Drosendorf-Formation entspricht nur teilweise der „Bunten Serie“.

Der Biteš-Gneis ist ein extrem ausgewalzter Orthogneis. Er erstreckt sich vom Westhang des Manhartsberges bis Sigmundshergberg, verläuft dann gegen Westen in einem grossen Bogen („Messerner Bogen“) und weiter gegen NE bis an und über die Staatsgrenze. Er wird in mehreren Steinbrüchen im Raum Harmannsdorf für die Gewinnung von (Garten-)Trittplatten abgebaut. Sein Alter wird mit 570 bzw. 800 Mio. J. (unklar) angegeben. An einer einzigen Stelle (Bereich Schaberg) im Steinbruch an der Straße WNW Horn wurde eine lokale Chalkopyrit/Kupferkies-Vererzung mit Silber und Jodargyrit (mikroskopisch) gefunden; sekundär treten hier Limonit und Malachit auf (HANDL & GÖTZINGER, 1994).

Der Dobra-Gneis, ein granitischer bis granodioritischer Orthogneis ist mit 1377 ± 10 Mio. Jahren das älteste bisher datierte Gestein Österreichs (GEBAUER & FRIEDL, 1994). Der Lagenbau ist ähnlich dem Biteš-Gneis. Nennenswerte Mineralvorkommen sind daraus und auch aus dem Spitz-Gneis nicht bekannt.

Die **Drosendorf-Formation** hingegen stellt mit ihrer bunten Gesteinsvielfalt wohl die mineralreichste Formation der Böhmisches Masse in Österreich dar. Wegen der Gesteinsvielfalt wurde diese Formation weitgehend früher auch als „Bunte Serie“ bezeichnet: Amphibolite, Paragneise, Glimmerschiefer und Quarzite sowie Marmore, Graphitschiefer und Kalksilikatgesteine. Ein eigenes Kapitel stellen die unterschiedlichen pegmatitischen Gesteine dar.

Mineralogisch bedeutsame Schwerpunkte liegen mit den Marmoren (inkl. Loja), mit Graphitschiefern und Pegmatiten vor.

Die **Marmore** sind amphibolitfaziell metamorph und liegen hauptsächlich als Calcit-Marmore vor, Dolomit-Marmore sind selten (z. B. im Töpenitzgraben). Ein auffälliges Merkmal ist manchmal der Geruch nach H_2S beim Anschlagen (z.B. „Stinkmarmor“ von Elsarn), der von kleinen Schwefelwasserstoff-Einschlüssen im Calcit herrührt. Charakteristische Nebengemengteile sind Tremolit (durch Graphit oft grau gefärbt) und Pyrit bzw. grüner Diopsid und Pyrrhotin/Magnetkies (z.B. Eisenreith), Quarz sowie kleine graue Graphit-Kristalle. Weitere Silikate sind brauner Phlogopit, Titanit und Skapolith (Steinbruch Amstall), selten Forsterit.

Nach HÖGELSBERGER (1989) sind in den Kalksilikatgesteinen zwei Paragenesen charakteristisch:

Klinopyroxen – Quarz – K-Feldspat – Plagioklas ± Granat ± Amphibol;

Klinopyroxen – Skapolith ± Calcit ± Granat.

Im Übergangsbereich zu Amphibolit treten Epidot und Chlorit hinzu, gelegentlich auch Pyrit und Chalkopyrit/Kupferkies (Steinbruch Eibenstein mit Azurit und Malachit, Diopsid, Calcit/Doppelspat, Chalcedon und Opal). Kleine Klüfte können Prehnit enthalten. Mit steigendem Silikatanteil leiten sie zu den Kalksilikatgesteinen über. Im Raum Wietzen (NW Lichtenau) sind Scheelit-führende Kalksilikatgesteine (mit Pyroxen) bekannt (BERAN et. al., 1985). Graue bzw. grau gebänderte Marmore wurden und werden als Dekorsteine gewonnen (Marbach).

Eine Spezialität jüngerer Funddatums sind massive **Sulfid-Vererzungen** im weißen Marmor (Kochholz, Lichtenau und Winkl) von Pyrit, Pyrrhotin/Magnetkies, Sphalerit/Zinkblende und Galenit/Bleiglanz, die stellenweise von Chlorit (Klinochlor, selten Baileychlor), Lizardit, Klinohumit und Spinell begleitet werden. Smithsonit und Greenockit sind sekundär (KNOBLOCH, 2004; KURZ & GÖTZINGER, 2005).

Eine weitere mineralogische Spezialität in einem geologisch sehr interessanten Gebiet (MATURA, 1984) stellt der weitläufige Steinbruchbereich der Loja dar: „Skarn“-Paragenesen mit Wollastonit, Diopsid und rotbraunem Grossular („Hessonit“) sowie Epidot und rosa Klinozoisit sind seit langer Zeit bekannt. Diese Mineralbildungen werden der Regionalmetamorphose zugeschrieben (ZAYDAN & SCHARBERT, 1983). Die dort vorkommenden und im Abbau befindlichen Granitporphyre und dunkelgrauen Kersantit-Ganggesteine (beide Hartgesteine für Splitte) mögen noch zusätzlich mineralbildend gewirkt haben, allerdings sind die Gesteinsgrenzen zum Marmor (auch als schollenartige Einschlüsse) relativ scharf. Apophyllit, Chabasit, Harmotom, Heulandit, Laumontit, Phillipsit und Prehnit



Abb. 82:
Diopsid, Pfaffenhof-Liegelmühle
(Slg. & Foto E. Löffler)

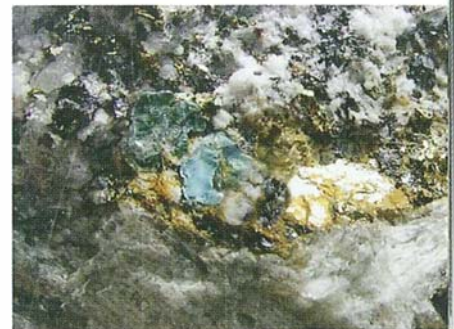


Abb. 83:
Baileychlor, Lichtenau
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 84:
Spinell, Loja
(Slg. E. Löffler, Foto H. Fabritz)



Abb. 85:
Apophyllit, Trandorf
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 86:
Phillipsit, Loja
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 87:
Titanit, Lichtenau
(Slg. F. Zimmermann
Foto E. Löffler)

zeugen von hydrothermalen Aktivitäten. Spezialitäten sind Allanit-(Ce), F-Apatit, Forsterit, Galenit/Bleiglanz, Klinohumit und Klinozoisit (rosa), Pyrit und Pyrrhotin/Magnetkies, Schörl, Sillimanit und Spinell sowie Titanit und Vesuvian. Graphit (derb und in kleinen Kristallen im Marmor) wurde auch in mehreren kleinen Bergbauen in der unmittelbaren Umgebung gewonnen (Persenbeug, Rottenhof, Lojagraben, Artstetten) und leitet zum nächsten wichtigen Gestein über.

Über **Graphit und Graphitschiefer** in der Böhmischer Masse liegt umfangreiche Literatur vor (GOLDMANN, 2007; HOHN, 2007; SCHRAUDER, 1991; SCHRAUDER et al., 1993; WEBER, 1987; bergbauhistorisch: WEISS, 1987; siehe auch die darin zitierte Literatur).

Diese Gesteine gehören den weltweit verbreiteten Schwarzschiefern (black shales) an, die in diesem Fall auf Grund ihres reduzierenden Milieus (meist aus Faulschlammbildungen, Sappeliten hervorgegangen) Metalle ausfällen können und deshalb charakteristische Mineralgesellschaften aufweisen. Die Graphite und ihre Nebengesteine (Marmore und Paragneise) sind amphibolitfazial überprägt (etwa 750 °C bei 6 bis 9 kb) und auf Grund der guten „Schmierfähigkeit“ tektonisch schwer in Mitleidenschaft gezogen. Schon ein geringer Graphit-Gehalt (ab ca. 5 Gew.%) färbt feinkörnige Gesteine (und die darüber liegenden Böden) dunkelgrau bis schwarz.

Über 90 Graphitvorkommen (zwischen Persenbeug und Drosendorf) sind bekannt, die „wichtigsten“ seien hier genannt: Amstall-Weinberg, Dappach, Eibenstein, Elsenreith, Kottes, Loja, Mühlendorf-Ranna-Wegscheid (HOHN, 2007), Röhrenbach, Runds/Doppl, St. Marein, Taubitz-Lichtenau, Trandorf, Trenning, Voitsau, Wollmersdorf-Zettlitz. Unter all diesen nehmen Amstall-Weinberg und Trandorf wegen des Mineralreichtums (und der guten Aufschlüsse) eine Sonderstellung ein.

Aufgrund von Qualitätsanforderungen und Verwendungen wurden „Weichgraphit“ (bis 80 Gew.% Graphit) und „Hartgraphit“ unterschieden. Ersterer wurde sogar durch Handkläubung angereichert, der zweite musste zerkleinert (Brecher, Kollergang), geschlämmt und abgesetzt werden.

Im (viel häufigeren) Hartgraphit liegen nur etwa 40 Gew.% Graphit vor, die Begleitminerale sind K-Feldspat, untergeordnet Plagioklas, Quarz, Muskovit, Disthen (oft reliktsch) und Pyrit (mit Pyrrhotin/Magnetkies, selten Markasit und Chalkopyrit/Kupferkies). Seltener sind Turmalin, Chlorit, Rutil, Apatit und Calcit. Nach der primären (höheren) Metamorphose der beginnenden Granulitfazies (Muskovit + Quarz gibt Disthen/Sillimanit + K-Feldspat + Wasser) bei etwa 700 °C und

7 kb – Bedingungen, wo in SiO_2 - und H_2O -reichen Gesteinen bereits Anatexis/Aufschmelzung herrscht. Muskovit wird instabil und wandelt sich in K-Feldspat + Korund + Wasser um. Roter Korund tritt im Graphit von Amstall auf, im Revier Mühldorf ist er selten, aus anderen Graphitvorkommen praktisch nicht bekannt. Später hat eine retrograde Metamorphose (etwa 550°C bei 5–6 kb) viele Minerale wieder umgewandelt, neue entstehen lassen (Chlorit, Hellglimmer, Amphibol) und ging offenbar mit einer höheren Fluidaktivität einher.

In den begleitenden Kalksilikategesteinen treten zusätzlich Diopsid, Skapolith, Zoisit und Titanit auf, selten auch Alabandin (MnS) mit Pyrit und Pyrrhotin/Magnetkies.

Erhöhte Fluidaktivität (H_2O , CO_2) und hohe Metamorphosebedingungen bewirken die Mobilisierung der hellen Mineralgemengteile (Feldspäte und Quarz, Muskovit) in Gesteinen. Der spezielle Mineralreichtum der Graphite von Amstall – Trandorf beruht auf den im Graphit vorkommenden Feldspat-Quarz-Gesteinen. Diese führen den seltenen Amstallit (ein Wasser- und Chlor-haltiges Ca-Al-Silikat; QUINT, 1987), Apatit und Brushit, die Zeolithe Chabasit, Cowlesit und Gismondin, Huntit und Magnesit, Hydrargillit/Gibbsit, Opal, Pyrolusit, Türkis (LÖFFLER, 1997) – eine Mineralpalette, die bis in ein Hydrothermalstadium reicht, sowie die sehr interessanten Titan- und Selten-Erd-Minerale Rutil, Allanit, Monazit und Xenotim (letztere in sehr schönen Kristallen). Dieses Elementspektrum erinnert an Alkali-Pegmatite, und oftmals wurden diese Feldspat-Quarz-Gesteine als Pegmatite angesprochen. In diesem Zusammenhang muss noch der tief grüne Turmalin (ein V-Cr-Dravit; ERTL, 1995) genannt werden, dessen Entstehung (Bor) möglicherweise auf ehemalige vulkanische Aktivitäten (Amphibolite als metamorphe Laven) zurückgeht.

Viele der genannten Minerale treten in kleinen Klüften (meist im Feldspat) auf. Dies deutet auf späte Fluidaktivitäten im Ausklang der variszischen Metamorphose hin.

Es gibt aber auch **Verwitterungsprozesse**, die Hohlräume schaffen: Der reichlich auftretende Pyrit ist nicht verwitterungsresistent – ganz im Gegenteil, er zersetzt sich zu Limonit/Goethit, der dann anderswo im alkalischen Bereich ausfällt, und zu schwefeliger Säure. Diese hinterlässt deutliche Spuren der Zersetzung, bewirkt aber auch die Bildung neuer (Sekundär-)Minerale: Nach der Zersetzung von Feldspäten (Bildung von Halloysit und Nontronit, Opal) entstehen sekundäre K-Al-Fe-Sulfate unterschiedlicher Witterungsbeständigkeit. Eher haltbar sind Alunit und (Natro-) Jarosit. Der strohgelbe Jarosit wurde, neben Hämatit, in der bemaltkeramischen Kultur



Abb. 88:
Rutil in Pyrit, Amstall-Weinberg
(Slg. E. & M. Jaidhauser,
Foto E. Löffler)



Abb. 89:
Korund, Amstall
(Slg. & Foto E. Knobloch)

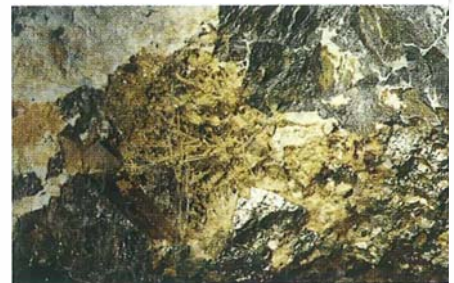


Abb. 90:
Amstallit, Amstall
(Slg. R. Quint, Foto P. Ableidinger)



Abb. 91:
Alunit, Amstall
(Slg. & Foto E. Knobloch)



Abb. 92:
Topas, Eibenstein
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 93:
Xenotim, Amstall-Weinberg
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 94:
Monazit, Amstall
(Slg. & Foto G. Knobloch)

(mittlere Jungsteinzeit, Lengyel-Kultur, Kreisgrabenanlagen im Wald- und Weinviertel sowie in Tschechien, etwa 4700 bis 4000 v. Chr.) als gelbes Mineralpigment für Keramik verwendet. In der sommerlichen Trockenzeit bilden sich die „Saison-Mineralen“ Copiapit (gelb) und Halotrichit–Pickeringit (farblos bis weiß, grünlich) sowie die Eisensulfate Melanterit und Fibroferrit. Vergleichbare Verwitterungsprozesse schufen die Grundlage für das ehemalige Alaunbergwerk im Alauntal, Eglsee bei Krens (Raabs-Einheit), das heute noch (nach Voranmeldung) zugänglich ist.

In der Drosendorf-Formation treten auch unterschiedliche, mehr oder minder gangförmige **pegmatitische Gesteine** auf, die im Wesentlichen aus K-Feldspat, Plagioklas und Quarz bestehen, Glimmer (Biotit oft häufiger als Muskovit) sind oft nur untergeordnet vorhanden, Apatit, Granat und Turmalin sind häufig.

Pegmatite und Pegmatoide (Anatexite) sind meist grobkörnige Gesteine granitischer Zusammensetzung mit den oben genannten Mineralen. Sie treten gang- und stockförmig (häufig die Pegmatite) oder auch diffus und absetzig auf (häufig die Pegmatoide). Als **Pegmatite** werden fluidreiche (Wasser, CO₂) Restschmelzen von granitischen Gesteinen bezeichnet, in denen sich chemische Elemente anreichern, die in den gesteinsbildenden Mineralen aus kristallchemischen Gründen kaum oder nicht eingebaut werden können (z. B. Li, Be, B, F, P, Rb, Sr, Y, Zr, Hf, SEE, Nb, Ta, Mo, W und Sn). Dem entsprechend kristallisieren aus diesen Restschmelzen Minerale mit diesen Elementen (z. B. Li-Glimmer, Beryll, Turmalin, Fluorit und Topas, Xenotim, Zirkon, Monazit, Columbit, Molybdänit, Wolframit und Scheelit, Kassiterit/Zinnstein). Im letzten (hydrothermalen) Stadium können Hohlräume offen bleiben, in denen dann freie Kristalle aufwachsen können (miarolitische Hohlräume mit Rauchquarz, Bergkristall, Feldspäten, Glimmerkristallen und seltenen Mineralen).

Pegmatoide entstehen bei der (regionalen) Metamorphose durch teilweise Aufschmelzung (Anatexis) der hellen (leukokraten) Bestandteile der Gesteine (Feldspäte, Quarz, Glimmer), dabei werden aber auch andere Minerale (bzw. Elemente) mobilisiert und kristallisieren bei der Abkühlung aus: Apatit, Granat, Turmalin u. a. Da diese Gesteine häufig unter tektonischem Druck stehen, sind freie Hohlräume selten oder können sich nur im cm- (bis dm-) Bereich bilden.

Die **Unterscheidung Pegmatite–Pegmatoide** ist nicht nur im Gelände oftmals schwierig. Pegmatite im Bereich des Südböhmen-Plutons wird man mit gewisser Begründung (Mi-

neralreichtum, Form und Ausbildung der Minerale) auch von diesen Plutoniten herleiten können. In den metamorphen Serien der mittleren und östlichen Böhmisches Masse werden häufig Pegmatoide vorherrschen, zumal eine Herleitung von Graniten aus heutiger Sicht nicht möglich erscheint. Natürlich gibt es in den metamorphen Serien eine Reihe von Orthogneisen, die ja metamorphe Granite bis Granodiorite darstellen; eine zweifelsfreie Zuordnung ist jedoch schwierig, weil die Böhmisches Masse aus mehreren tektonischen Einheiten unterschiedlichen Alters besteht (vgl. MATURA, 2003 und Artikel in diesem Buch).

Zusammenfassende Arbeiten über Pegmatite in der Böhmisches Masse (mit unterschiedlicher Ausrichtung der Interessen) liegen vor: HEHENBERGER (1996, genaue mineralogische Beschreibung der auf Blatt 37 Mautern befindlichen Pegmatite bzw. Pegmatoide, Charakterisierung der Granite mit EDX und Gitterparametern), POLEGEG (1984a, Übersicht). Letzterer weist auf die Häufung von Pegmatiten in bestimmten Gebieten hin. 80% der 49 untersuchten Pegmatite liegen in metamorphen Serien. Häufungen gibt es im Südböhmen-Pluton (W und N Waidhofen/Thaya), im mittleren Kamptal (N und S Gars) sowie ganz massiv SW Gföhl N des Kremstales (wobei die Vorkommen N und NW Spitz S des Kremstales noch nicht berücksichtigt wurden). Die meisten Vorkommen dieser letzten Gruppe liegen jedoch in der Raabs-Einheit (viele davon sind desilifizierte Pegmatite in Serpentiniten) und nur wenige in der Drosendorf-Formation: Eibenstein (Steinbruch und Umgebung), Scheib SW Eisenreith, Spitz-Radlbachtal (Hauswiesen und S Huthof) und Ritzlinggraben (vgl. HEHENBERGER, 1996); die letzteren Vorkommen stecken im Spitz-Gneis und sind bis auf eines relativ mineralarm.

Eibenstein nimmt eine gewisse Sonderstellung ein, weil hier der Pegmatit im Zusammenhang mit Marmor und Amphibolit vorkommt, d.h. ein Angebot von Ca, Mg, Fe und Ti vorliegt: Apatit, Beryll, Ilmenit, Kassiterit, Quarz/Bergkristall (auch Japaner-Zwilling), Schörl und Titanit wurden gefunden.

Im Raum Scheib kommen Pegmatit(schwärme) in Paragneis (und Kalksilikatgneis) in der Nähe des Dobragneises vor: Schwarzer Turmalin und Granat in Deltoidikositetraedern, nahe Almandin ($a_0 = 11,533 \pm 0,005 \text{ \AA}$, GÖTZINGER unpubl.).

Ob Granate dem Almandin oder dem Spessartin nahe stehen, kann mit der energiedispersiven Analytik von Röntgenstrahlen (EDX) und mittels Gitterparameter-Bestimmung durchgeführt werden, wobei Almandin ein a_0 [Å] von 11,525 und Spessartin



Abb. 95:
Cordierit, Eibenstein
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 96:
Quarz (Japaner Zwilling),
Eibenstein (Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 97:
Almandin auf Orthoklas, Spitz-
Radlbach
(Slg. J. Bauer, Foto E. Löffler)

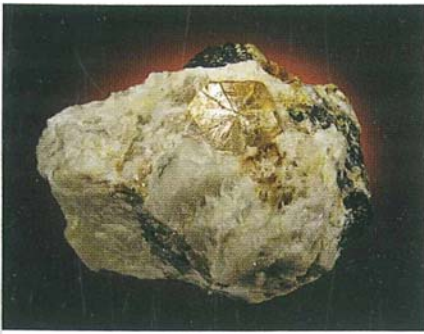


Abb. 98:
Chrysoberyll, Spitz-Birileiten
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 99:
Cordierit, Pulvermühle
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 100:
Erkerquarz, Pöggstall
(Slg. M. Brunner, Foto P. Ableidinger)

von 11,621 aufweisen (BAYLISS et al., 1993). Interessant ist auch, ob Rhombendodekaeder (häufig bei Almandin) oder Deltoidikositetraeder (häufig bei Spessartin, aber auch bei Almandin-Spessartin-Mischkristallen – auch Kombinationen beider Formen) ausgebildet sind.

Eine Häufung von pegmatitischen Gesteinen tritt NW und N von Spitz auf, wobei das Vorkommen S Huthof („... pegmatitisches Material in den „Granodioritgneis von Spitz“ eingedrungen ist, und zwar in nächster Nähe zu einer flachen Amphibolitschuppe“ HEHENBERGER, 1996) wegen seines Mineralreichtums auffällig ist (vgl. NIEDERMAYR, 1983): Feldspäte, Biotit, Quarzkristalle, Apatit, Turmalin und Granat (ein Fe-reicher Spessartin in Deltoidikositetraedern, $a_0 = 11,574 \pm 0,002 \text{ \AA}$, HEHENBERGER, 1996), Beryll, Bavenit und Bertrandit, Fe-Columbit und als Besonderheit Kassiterit/Zinnstein (NIEDERMAYR, 1983).

Während die Granate aus anderen Vorkommen des Radlbaches Mn-reiche Almandine sind, tritt im Vorkommen Ritzlinggraben nahezu reiner Spessartin auf.

Mineralvorkommen und Gesteine im Moldanubikum

Ostrong-Einheit

(Monotone Serie, Cordieritgneis)

Diese tektonisch tiefste Einheit des Moldanubikums ist hauptsächlich im Westteil des Waldviertels verbreitet und schließt direkt an den Südböhmen-Pluton an. Nach LINNER (1996) dominieren in der Ostrong-Einheit Paragneise, die ein Metamorphosemaximum von $720 \pm 30 \text{ °C}$ bei einem minimalen Druck von $4,4 \pm 0,4 \text{ kb}$ durchlaufen haben. Gesteinsmäßig handelt es sich um Cordieritgneise (mit Sillimanit oft als Einschluss im Cordierit; MATURA, 1984) und -migmatite sowie Paragneise ohne Cordierit. Untergeordnet treten ein Orthogneis, Kalksilikatgneis und sporadisch Granat-Pyroxenit (?Meta-Eklogit) auf (FUCHS, 1990). LINNER (1996) sieht keine Wirkung der Intrusion des Südböhmen-Plutons auf die untersuchten Paragesteine (etwa Cordieritprossung und Migmatisation).

Obwohl die pT-Bedingungen der Metamorphose hoch waren, liegen keine Funde von Pegmatoiden vor, und obwohl der Südböhmen-Pluton in diese Gesteine intrudiert ist, sind auch keine Pegmatite bekannt. Allerdings treten stellenweise Quarzgänge und -klüfte mit schönen Bergkristallen und teilweise Achat auf (Grafenschlag, Langschwarza und Vitis). Auch der Cordieritgneis mit dem trichroitischen Cordierit (gelb – braun – blauviolett) ist eine mineralogische Besonderheit, die sammelwürdig ist.

Raabs-Einheit

(Raabs-Formation, Rehberg-Formation)

Östlich des Spitz-Gneises (Drosendorf-Formation; MATURA, 2003) treten Kalksilikatgneise-Silikatmarmore („Hinterhaus-Marmor“), Marmore, Paragneise und Glimmerschiefer sowie Amphibolite (Typ Rehberg und Buschhandlwand) mit Ultrabasiten und leukokrate Migmatitgneise (mit „pegmatoidem Habitus“ und schriftgranitischen Verwachsungen) der Raabs-Einheit auf (MATURA, 1983, 1989).

Aus Amphiboliten und Serpentinitten bestehen viele Steinbeile und Dechsel aus dem Neolithikum (vgl. GÖTZINGER, 2006).

Nördlich Spitz sind eine **Reihe pegmatitischer Gesteine** an die Paragneise und Kalksilikatgesteine gebunden (Am Hut, Bengelbach und Mitterfeld, Birileiten - Mieslingtal, Blocherleitengraben, Windeckberg, Neusiedl am Seiberer und Schwalzenbach). Praktisch alle führen neben Feldspäten, Quarz, Biotit und Muskovit auch Apatit, Granate (Almandin-Spessartin-Mischkristalle) und Turmaline (unterschiedlicher Zusammensetzung – siehe Beitrag ERTL). Einzelne Vorkommen sind jedoch durch Be-Mineralen ausgezeichnet: Beryll, Bavenit, Bertrandit und Chrysoberyll (VOIGT, 1984). Selten sind Lithiophililit, Triphylin und Graftonit, Columbit und Zirkon sowie Pyrit.

Die Ähnlichkeit zu den nahe westlich in der Drosendorf-Formation liegenden Vorkommen (NW Spitz) ist bezüglich Auftreten und mineralogischer Zusammensetzung sehr auffällig. Handelt es sich in beiden Fällen um (spät)variszische Pegmatoiden, Produkte der Regionalmetamorphose mit unterschiedlich hohen Fluidaktivitäten? Beryllium ist selten (in Gesteinen der oberen Erdkruste mit nur etwa 2 ppm = Gramm/Tonne) und ist in beiden Vorkommensgruppen mineralbildend vertreten. Ebenso sind Fe-Columbite gefunden worden.

Zu dieser Gruppe gehört auch das etwas isolierte, aber doch interessante Vorkommen Doppelbach-/Tobelbachgraben: Neben Feldspäten, Quarz und Glimmern ergänzen Apatit, Beryll, (Nagel-)Turmalin und Granat (Fe-haltiger Spessartin, $a_0 = 11,594 \pm 0,002 \text{ \AA}$, GÖTZINGER unpubl.) die Mineralgesellschaft.

Ein ganz anderer Typ von Pegmatiten tritt im „Zusammenspiel“ mit Amphiboliten und besonders Ultrabasiten auf: Es handelt sich um unterschiedlich intensiv **desilifizierte Pegmatite** bzw. **Pegmatoiden**, weil eine Zuordnung zu Graniten bzw. Granitgneisen nicht möglich ist. In diesen pegmatitischen Gesteinen tritt Quarz mengenmäßig hinter den K-Feldspat zurück, Glimmer sind selten, jedoch Cordierit, Andalusit und stellenweise Korund kommen meist in den Randbereichen vor. Im Kontaktbereich zum Amphibolit bzw. Serpentinitt treten Amphibole



Abb. 101:
Apatit, Maigen
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 102:
Graftonit, Spitz-Blocherleitengraben
(Slg. H. & D. Grolig,
Foto P. Ableidinger)



Abb. 103:
Beryll, Spitz-Windeckberg
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 104:
Columbit, Spitz-Windeckberg
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 105:
Korund, Wolfsbach o., Zissersdorf u.
(Slg. & Foto A. Prayer, G. Knobloch)



Abb. 106:
Orthoklas, Spitz-Radlbach
(Slg. & Foto E. Löffler)

(Aktinolith), Anthophyllit, Vermiculit und zum Serpentin hin Talk auf (GÖTZINGER, 1987a, b). Typische Vorkommen sind Felling (Arzl, Latzenhof und Zwettler Leiten), Klein-Heinrichschlag, Wolfsbach, Zissersdorf. Vor allem die Pegmatite im Raum Felling sind auffällig mineralreich: Neben Feldspat, Quarz(kristallen), Biotit, Apatit, Turmalin und Granat (meist Spessartin – Almandin-Mischkristalle in Deltoidikositetraedern mit a_0 bis 11,597 Å) treten Axinit, Beryll und Milarit, Bertrandit, Columbit, Cordierit, Ilmenit und Rutil auf (HEHENBERGER, 1996).

Zwischen diesen chemisch sehr gegensätzlichen Gesteinen (saure Pegmatite in basischen Serpentiniten) kommt es zu einem regen Elementaustausch, wobei Mg-reiche (Cordierit, Vermiculit) und Al-reiche Minerale (Andalusit, Sillimanit und Korund: Desilifizierung) entstehen (können) (FECHNER & GÖTZINGER, 1985).

Etwas mehr Ca-, Fe- und Ti-betont sind die Pegmatite im Zusammenhang mit Amphiboliten: Neben den häufigen gesteinsbildenden Mineralen finden sich Andradit, Titanit und Magnetit sowie Epidot und Prehnit („hydrothermaler Ausklang“). Wichtige Vorkommen sind Hartenstein, Rote Wand und Willendorf (Wachau). Hier, besonders am S-Ufer der Donau, sind die unterschiedlichen Gesteine in der verwitterungsbedingten Morphologie zu sehen: Amphibolit bildet Steilwände, die zwischengelagerten Paragneise flache Stufen. Anatektische leukokrate Teilschmelzen in Amphiboliten kann man bei St. Lorenz (an der südlichen Wachau-Straße) und an der Einfahrt zum Hartensteiner Marmor-Steinbruch bewundern: kornvergrößerte pegmatite Schlieren mit Granat und Amphibol.

Südlich Lindau bei Raabs tritt ein mit Magnetit (und Scheelit, Fluorit) vererzter Amphibolit auf (THIELE, 1987), der als Skarn bezeichnet werden kann. Ein mineralogisch ähnliches Vorkommen findet sich bei Kottaun (in der Gföhl-Einheit).

Hydrothermale Überprägungen (wahrscheinlich im Zuge einer retrograden Metamorphose) führen in Amphiboliten, teilweise auch in Marmoren mit Amphibolit-Lagen zu interessanten Mineralneubildungen. Aktinolith(fels) mit Chlorit (aus einem chloritisierten Amphibolit besteht eine der ältesten menschlich-figuralen Darstellungen einer tanzenden Frau, „Fanny“, die „tanzende Venus vom Galgenberg“, Stratzing bei Krems-Rehberg, Aurignacien/älteres Jungpaläolithikum, Alter 32.000 Jahre.

Lokal gibt es auch Mineralgesellschaften mit Diopsid, rötlichem Grossular („Hessonit“), mitunter Skapolith, Vesuvian, Klinozoisit und Axinit, die an Skarne erinnern (z.B. Rote Wand/Oberarnsdorf, Tischwand/St. Johann, St. Michael, bei

Schwallenbach und Willendorf sowie Spitz/Arzberg mit Magnetit und Galenit/Bleiglanz). Wahrscheinlich handelt es sich dabei um (interne) Mineralreaktionen während der letzten Regionalmetamorphose, die im finalen Stadium auch hydrothermale Mineralparagenesen mit Epidot und Prehnit erzeugt hat (z. B. Hartenstein und St. Johann/Gr. Heinrichschlag). Zu den hydrothermalen Bildungen gehören auch die zahlreichen Klüfte mit Bergkristall (z. B. Großau N Raabs), die im Zusammenhang mit Pegmatiten, Pegmatoiden oder „alpinotypen Klüften“ entstehen konnten (vgl. KOLLER et al., 1978, NIEDERMAYR, 1989b).

Im Bereich Plank–Stiefern W des Kamptales kommen grobstängelige, (hell)blaue Disthen//Kyanit-Aggregate vor, meist als Lesesteine, deren Herkunft und Bildung bisher kaum untersucht wurde. Disthen besitzt jedoch ein großes thermodynamisches Stabilitätsfeld, sodass seine Bildung mit den regionalmetamorphen Bedingungen der Umgebungsgesteine im Einklang steht. Hier erwähnt gehören auch die Granat (Almandin)-Disthen-Glimmerschiefer von Maria Dreieichen.

Abschließend sind noch die **Serpentinite** interessant, die im Zusammenhang mit den Amphiboliten auftreten (Rote Wand–Zwettler Leiten SW Felling, Kl.-Heinrichschlag, Gänsdorf und Kasselberg bei Gschwendt, W Hamethof–Trastallberg und W des Kamptales) oder auch isoliert in den Paragneisen vorkommen (Wurschenaigen–Rastbach, Pingendorf, E und SE Drosendorf im Bereich Hirschbergmühle). Sie enthalten wohl noch Olivin in unterschiedlicher Erhaltung, sind jedoch sonst arm an reliktschen Mineralen (Pyroxen-Reste). Spinelle sind meist als Magnetite vertreten. In den zuletzt genannten Vorkommen liegen größere Mengen von Vermiculit vor, der seinerzeit auch ein interessantes Prospektionsziel war (POLEGEG, 1984b, POLEGEG et al., 1982). Leider treten an mehreren Stellen mit Vermiculit auch Aktinolith und Anthophyllit(asbest) auf, der eine Verwendung praktisch unmöglich macht. Diese Vermiculit-Bildung ist an desilifizierte pegmatoide Gänge – heute als Plagioklasite vorliegend – und an den hydrothermalen Nachhall gebunden. Dort, wo neben Vermiculit nur Chlorit auftritt, fehlt der Anthophyllit. Im letzten Stadium bildeten sich Zeolithe (Pingendorf: Chabasit, Harmotom, Natrolith und Thomsonit; NIEDERMAYR, 1990). Schneeweißer, feinkörniger (Gel-)Magnesit (des Typs Augraben/Kraubath, Stmk.) kommt in Klüften im Serpentin vor (z. B. Pingendorf).

Trotz mancherorts schlechter Aufschlüsse verraten sich Serpentinite einerseits durch einen speziellen Pflanzenbewuchs (Serpentin-Endemiten auf Mager-Trockenrasen mit erhöhtem



Abb. 107:
Galenit, Spitz-Arzberg
(Slg. & Foto E. Löffler)



Abb. 108:
Magnetit, St. Johann
(Slg. R. Hehenberger,
Foto G. Knobloch)



Abb. 109:
Thomsonit, Pingendorf
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 110:
Natrolith, Pingendorf
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 111:
Scheelit, Kottaun-Arzberg,
o. UV-Licht (Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 112:
Anthophyllit, Dürnstein
(Slg. & Foto G. Knobloch)

Schwermetallangebot von Cr und Ni: u. a. Serpentin-Streifenfarne der Gattung *Asplenium*) und andererseits durch knollige Quarz-Chalcedon-Jaspis-Aggregate. Diese Verwitterungsbildungen besitzen unterschiedliche Ausbildung, Farbe und Form. Sie wurden schon im Plateaulehm-Paläolithikum gewonnen und als mineralische Rohstoffe für die Herstellung von Werkzeugen verwendet. Neben Quarz konnten auch Moganit und schlecht kristallisierte C-T-Opale röntgenographisch bestimmt werden (GÖTZINGER & LENGAUER, unpubl., vgl. auch GÖTZINGER & ROETZEL, Krahuletz-Museum Eggenburg).

Gföhl-Einheit

(Gföhl-Gneis und Granulit, Amphibolite und Ultramafitite)

Obwohl die Gföhl-Einheit die höchst metamorphen Gesteine aufweist (Granulite, Granatperidotite, Granatpyroxenite/Eklogite), stellt sie die tektonisch höchste Einheit dar. Über die pT-Entwicklungsgeschichte der Granulite berichten PETRAKAKIS & JAWECKI (1995) sowie COOKE & O'BRIEN (2001). Die Gföhl-Einheit wird eigentlich nur von zwei sehr großen und weitläufigen Gesteinskomplexen aufgebaut: Gföhl-Gneis mit Pegmatiten sowie seinen basischen (Migmatit-Amphibolite) und ultrabasischen Begleitgesteinen (Serpentinite) und Granulite mit Pyroxenamphibolit und Ultrabasiten (Granatperidotite und Granatpyroxenite) – und darin eine Reihe „klassischer“ Mineralfundstellen.

Erzvorkommen in Gesteinen der Böhmisches Masse in Österreich sind selten, eines wurde sogar bis 1885 abgebaut: Die Magnetit-Vererzung Kottaun/Arzberg bei Geras liegt in einer Reihe von Pyroxenfels-Schollen im „hybriden“ Gföhler Gneis, die zwischen Kottaun – Wolfsbach – Heinrichsreith auftreten. Im Bereich der ehemaligen Lagerstätte Kottaun/Arzberg ist unter den fünf Gesteinstypen (Pyroxenfelse, Silikatmarmor, Andraditfels, Granat-Cummingtonit-Gneise bzw. Almandin-Biotit-Schiefer, durch pegmatoide Gänge veränderte Gesteine) nur der Pyroxenfels vererzt. Die Vererzung wurde wegen der schichtigen Magnetitverteilung, wegen großer chemischer Inhomogenitäten und wegen des Auftretens der Granat-Cummingtonit-Gneise als sedimentär und polymetamorph gedeutet (GÖTZINGER, 1981): Vorliegen eines „internal reaction skarn“. Funde derben Scheelits (1988 durch Herrn F. SCHERZER, Wien) ließen gewisse Zweifel an der Genese aufkommen, zumal auch Sulfide gefunden wurden (NIEDERMAYR, 1989a).

Besondere **Mineralisationen im Gföhl-Gneis** sind selten, gleichzeitig aber charakteristisch für einen hoch metamorphen Orthogneis: Steinbruch Kienstock (Apatit, Pyrit), Fluorit

von Aggstein-Traun (gangförmig) und Bösendürnbach, Quarzkristalle u. a. aus Gossam und Münchreith/Thaya. Gelegentlich kommen basische Schollen (z. T. Serpentin) im Gföhl-Gneis vor, die aufgrund der unterschiedlichen chemischen Zusammensetzung (kugelförmige) Reaktionszonen mit Anthophyllit und Biotit-Vermiculit (teilweise „Anomit“ und Quarz) aufweisen (z. B. Dürnstein: „Dürnsteiner Kugeln“ und S Ruine Falkenberg bei Strass/Strassertal); die Vorkommen ähneln denen von Heřmanov in Tschechien.

Serpentinite in Randbereichen des Gföhl-Gneises enthalten stellenweise pegmatoide Gängchen (mit Vermiculit und Anthophyllit) sowie hydrothermale Klüfte (mit Vermiculit und Chlorit), zeichnen sich aber häufig durch SiO₂-reiche Verwitterungsreste aus: Jaspis, Chalcedon und Opal („Dendritenopal“), der gelegentlich größere Massen bildet (Vorkommen E Fratres – Waldhers, Dobersberg – Waldkirchen/Thaya, Wegscheid/Kamp, Altenburg).

Pegmatite oder besser **Pegmatoide im Gföhl-Gneis** waren im Steinbruch Ebersdorf und sind im Bereich Königsalm (bei Senftenberg) aufgeschlossen. In Ebersdorf wurden gefunden: Albit, Apatit, Cordierit, Dumortierit, Rauchquarz und Bergkristall, Turmalin (Dravit-Schörl). Nahe Grimsing wurden Rauchquarzkristalle mit Allanit-(Ce)-Einschlüssen, Mikroklin und Schörl beschrieben (LÖFFLER, 2005). Im ehemaligen Steinbruch Königsalm finden sich Apatit, Biotit und Muskovit, Granat (Fe-reicher Spessartin, $a_0 = 11,581 \pm 0,003$ /HEHENBERGER, 1996; $11,591 \pm 0,003$ /GÖTZINGER unpubl.), K-Feldspat und Schriftgranit, Rauchquarz und Bergkristall, (selten) Titanit, Turmalin, Monazit, Xenotim und Zirkon.

In den **Granuliten** kommt stellenweise blauer Disthen/Kyanit vor (z. B. bei Paudorf und im Steinbruch S Gansbach), meist auf Klüften findet sich farbloser Sillimanit (z.B. Karlstetten-Wald-Steinbruch). Der Granat in frischem Granulit ist feinkörnig, hellrot, kann aber zonar (von außen) in Biotit umgewandelt sein, es gibt kontinuierliche Übergänge. Dabei findet ein charakteristischer Farbumschlag des Gesteins von weiß auf violett (durch Biotit) statt. Biotit-haltige Granulite sind meist stärker geschiefert (Karlstetten-Wald-Steinbruch). Bei archäologischen Ausgrabungen im Raum Meidling im Tal wurden in den letzten Jahren kleine Beile/Dechsel aus feinkörnig-faserigem Sillimanit gefunden. Dieser stammt sehr wahrscheinlich aus Klüften des dort großräumig vorkommenden Granulits. Granulit (ca. 5.500 m³) wurde auch beim Bau der Mauer der slawischen Burganlage von Gars-Thunau verwendet.



Abb. 113:
Honigopal, Dietmannsdorf/Wild
(Slg. & Foto E. Löffler)

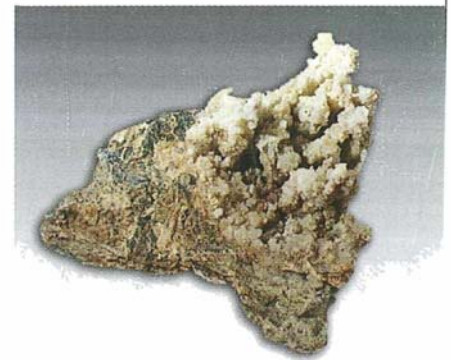


Abb. 114:
Chalcedon, Dietmannsdorf/Wild
(Slg. E. & K. Zach, Foto P. Ableidinger)



Abb. 115:
Rauchquarz, Königsalm
(Slg. Stift Melk, Foto G. Knobloch)



Abb. 116:
Glimmeraggregat, Ambach
(Slg. G. Sulm, Foto P. Ableidinger)



Abb. 117:
Orthoklas, Ambach
(Slg. R. Vorel, Foto P. Ableidinger)



Abb. 118:
Apatit, Ambach
(Slg. R. Vorel, Foto P. Ableidinger)

Pegmatite, eher **Pegmatoide im Granulit** sind recht gut aufgeschlossen in Ambach und SE Hessendorf (Dunkelsteinerwald). Während es sich bei Ambach um eine „klassische“ Mineralisation handelt (Apatit, Bertrandit, Biotit und Muskovit, Mikroklin, Rauchquarz und Bergkristall, Pyrit [limonitisiert] und Turmalin), liegt in Hessendorf ein etwas desilifizierter Pegmatoid vor (K-Feldspat, wenig Quarz, reichlich Andalusit, Cordierit/Sekandinait – Pinit, Glimmer, Ilmenit).

Die **Ultrabasite im Granulit** haben seit jeher das Interesse auf sich gezogen. Es sind Gesteine des oberen Erdmantels, sehr hoher Metamorphose (1050 ± 20 °C bei 31 ± 3 kb; CARSWELL, 1991), die als Granat-Peridotite und als Granat-Pyroxenite (seltener) vorliegen. Die **Granat-Peridotite** sind manchmal weitgehend serpentinisiert, enthalten aber immer noch Olivinreste. Die Granate (dem Pyrop nahe, mitunter schleifwürdig!) zeigen häufig unterschiedlich starke, radialstrahlige „Kelyphit“-Rinden (mit variabler Zusammensetzung, aber hauptsächlich Amphibol und Spinell). Zusammen mit Granat kommt auch grüner Cr-Diopsid in kleinen Körnchen vor. Weitere Minerale sind Enstatit, Cr-Spinell und manchmal pargasitische Amphibole (vgl. auch CARSWELL, 1991). Serpentinivorkommen im Granulit: S Blumau, Sulzmühle – Ludweis, Kl. Ulrichschlag, NW Dietmannsdorf/Wild, Bründlberg – Steinegg/Kamp – Bründlleiten (mit Biotitschiefer) Nähe Wanzenau, Yspertal/In der Gleisen, Steinbruch Ebersdorf; Dunkelsteinerwald: SE Schenkenbrunn, Bereich um Meidling im Tal, Mitterbachgraben, E Dunkelstein, Karlstetten-Rosenthal. Mitunter tritt auch Talk auf. Meixnerit, strukturell mit Hydrotalkit verwandt, wurde erstmals aus dem Serpentin-Steinbruch „In der Gleisen“ im Yspertal beschrieben (KORITNIG & SÜSSE, 1975). In Klüften der Serpentinite und in Verwitterungszonen über Serpentiniten reichern sich dichte SiO₂-Minerale an: Jaspis, Chalcedon und Opal (z. B. Dietmannsdorf, Karlstetten, Neidling, Flinsbach, Obermamau). Von letzterer Fundstelle liegen röntgenographische Daten vor (ĆORIĆ & HAMMER, 2007). Diese Fundstelle ist (neben mehreren anderen) den Menschen seit der Jungsteinzeit bekannt, da speziell von den genannten Stellen Rohstoffe entnommen und verarbeitet wurden. Daher werden immer wieder Werkzeuge aus Jaspis/Chalcedon (zum Teil mit eingeschlossenem Pyrop + Kelyphit !) gefunden (zuletzt in Saladorf, NÖ; GÖTZINGER, 2006). Neben den SiO₂-Mineralen treten auch dichte, weiß bis gelbliche Karbonatminerale auf: (Gel-) Magnesit und Dolomit („Gurhofian“ z. B. im Mitterbachgraben), Calcit und seltener Aragonit.

Die seltenen **Granat-(Klino-)Pyroxenite** (Granat-Websterite) stecken als Linsen in den Peridotiten, werden aber häufig nur

als Lesesteine (vor allem im Dunkelsteinerwald) gefunden. Einige weisen mechanische Abriebspuren auf: Diese Stücke wurden (in der Jungsteinzeit) als Mahl- und Reibsteine bzw. -platten verwendet – sie sind auch extrem hart und zäh. Ihre mineralogische Zusammensetzung entspricht eigentlich nicht typischen Eklogiten: Pyrop – Almandin (+ Ca), Omphacit/Diopsid – Jadeit, Rutil, \pm Disthen u. a. Sie enthalten zwar diesen Granat, aber Klinopyroxen nahe Diopsid (mit zu niedriger Jadeit-Komponente und daher kein Omphacit) und manchmal Plagioklas, der mit dem Diopsid symplektitisch verwachsen ist. Dünne Platten dieser Gesteine wurden zu kunstgewerblichen Gegenständen verschliffen (u. a. Dosen, Lampen etc.).

Gesteine und Minerale des Südböhmen-Plutons

Die Platznahme dieser großräumigen granitischen bis dioritischen Gesteine in ein älteres Dach muss erdwissenschaftlich spektakulär gewesen sein – auch wenn es niemand sehen konnte: Temperaturen zwischen 800 und etwa 1200 °C, eine erhöhte Fluidaktivität von Wasser und CO₂ mit Auflösung von Gesteinen und späterer Auskristallisation, mit starker Tektonik, die Wegsamkeiten für jüngere (Gang-)Gesteine und nachfolgende „wässrige Lösungen“ geschaffen hat (hydrothermale Aktivität). Große plutonische Gesteinskörper wie etwa der Weinsberg-Granit, der Rastenberg-Granodiorit und der Eisgarn-Granit mit ihren großen K-Feldspäten beeinflussten die umgebenden Gesteine unterschiedlich intensiv. Aus Schmelz- und Flüssigkeitseinschlüssen, (isotopen)geochemischen und experimentellen Untersuchungen lassen sich die Bildungsbedingungen und die Herkunft der sauren, SiO₂-reichen Gesteine (Granite mit etwa 70 Gew.% SiO₂) gut rekonstruieren (KOLLER, 1999; KLÖTZLI et al., 2001). Beim Aufstieg kühlen die Gesteine langsam aus, wobei aufgrund der sinkenden Temperatur eine Kristallisationsabfolge zu erkennen ist: Die Umgebungsgesteine im Dachbereich und ringsherum wurden kontaktmetamorph umgewandelt und mineralisiert. Von diesem Szenario ist leider praktisch nichts mehr vorhanden – die Verwitterung hat vieles abgetragen und eingeebnet. Vergleiche stehen uns etwa im Bereich des böhmisch-sächsischen Erzgebirges zur Verfügung (z.B. die Kontaktaureole um den Bergen-Granit im West-Erzgebirge).

Eine Unzahl kleiner Zirkone in der granitischen Schmelze ist längst vorher kristallisiert; sie können schon von Vorläufergesteinen übernommen worden sein. Deshalb werden in (vererbten) Zirkonkernen auch die höchsten Mineralalter gemessen (z. B. 2,54 Milliarden Jahre im Rastenberg-Granodiorit).



Abb. 119:
Achat, Karlstetten
(Slg. & Foto G. Knobloch)



Abb. 120:
Quarz, Weitra-Höhenberg
(Slg. E. & K. Zach, Foto P. Ableidinger)



Abb. 121:
Milarit, Gebharts
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 122:
Bergkristall (Artischockenquarz),
Nöchling
(Slg. K. Brunner, Foto P. Ableidinger)



Abb. 123:
Bergkristall, Äpfelgschwendt
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 124:
Kalifeldspat, Werschenschlag
(Slg. & Foto E. Löffler)

Über die verschiedenen Südböhmen-Plutonite, ihre Intrusionsabfolge und Altersstellung gibt es zahlreiche Arbeiten (z. B. FRIEDL, 1997; KLÖTZLI et al., 1999), eine Zusammenfassung der Daten geben KOLLER (1999) und MATURA (2006): Es wird eine ältere Intrusionsabfolge (Alter etwa 350 bis 335 Mio. J.) mit Weinsberger Granit und Rastenberger Granodiorit (vermutlich auch die Diorite und Gabbros) und eine jüngere Intrusionsabfolge (Alter etwa 333 bis 315 Mio. J.) mit Mauthausen- und Schrems-Granit sowie Eisgarn-Granit (mit kleineren Stöcken jüngerer Granite und Greisenzonen) unterschieden. Mitunter stehen jedoch Geländebefunde im Widerspruch zu manchen Altersdatierungen bzw. deren Interpretationen (zuletzt: FUCHS, 2005).

Viele Verwitterungsbildungen granitischer Gesteine sind für das nördliche Waldviertel charakteristisch (Blockheide bei Gmünd mit „Pilzsteinen“, „Schalensteinen“ und „Wackelsteinen“). Sie sind das Produkt der so genannten „Wollsackverwitterung“ (vgl. HUBER, 1999). Einige Felsgebilde ragen als Berggipfel aus der Landschaft (z. B. Mandelstein und Nebelstein), viele wurden zu Geotopen erklärt (HOFMANN & ZORN, 1999). Kalifeldspäte als primäre Bildungen, etwa Einkristalle und Karlsbader Zwillinge, aus dem Weinsberg-Granit und aus dem Rastenberg-Granodiorit (Umgebung Rastenberg, Werschenschlag) finden sich lose (auch als Spaltstücke) auf den Feldern – der Name Feldspat sagt alles aus. Im Rastenberg-Granodiorit kommt auch eine Zone der sekundären Epidotisierung vor (Bereich Stausee Ottenstein).

Eine mineralogisch-petrologische Besonderheit stellt der Kugeldiorit mit Cordierit von Häuslern bei Großgerungs dar (THIELE, 1971).

Einen Spezialfall in der Intrusionsabfolge stellen die pneumatolytischen **Greisenzonen** dar, die stellenweise erhalten sind: Hirschenschlag (Eisgarn-Granit) und Nebelstein (Nebelstein-Granit). Diese Greisenzonen, gebunden an Al-reiche Leukogranite im Bereich Nebelstein, führen Molybdänit, Pyrit, Magnetkies/Pyrrhotin, Kupferkies/Chalkopyrit und sekundär gebildeten Magnetit (GÖD & KOLLER, 1989). Die Greisenbildung ist charakterisiert durch eine fortschreitende Muskovitisierung einer granitischen Gesteinsabfolge, die von Biotitgranit über Zweiglimmergranit und Muskovitgranit bis hin zu Quarz-Muskovit (\pm Feldspat-)Greisen führt. Sn, W und F sind erheblich, Li, Be und B sind hingegen nicht angereichert. Aus Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen sind bei Drucken zwischen 1 und 2 kb mögliche Bildungstemperaturen zwischen 260 und 320 °C ableitbar (KOLLER et al., 1992). Rb-Sr-Altersbestimmungen er-

gaben $311,6 \pm 1,4$ Mio. J. für die Vergreisung (SCHARBERT, 1987). Eine weitere Greisenzone bei Hirschenschlag NE Litschau ist wegen ihrer Molybdänit-Fluorit-Führung erwähnenswert (GÖD, 1989). Zusammenfassende Artikel zu diesem bemerkenswerten Thema geben KOLLER et al. (1994) und KOLLER (1999). Eine sekundäre Uranmineralisation (Uranocircit, Unterlembach) ist an einen klüftigen Granit aus der Verwandtschaft des Eisgarn-Granites gebunden. Auf sekundärer Lagerstätte wurde Freigold im Raum S Zwettl gefunden (GÖD, 1989).

Von den Granitintrusionen herleitbar sind die **Pegmatite** von Artolz (im Diorit), Gebharts (im Wolfsegg-Biotitgranit), Illmanns und Großtaxen-Brunn NW Dobersberg (im Eisgarn-Granit), Heidenreichstein (im porphyrischen Eisgarn-Granit) und Neustadtl (im Weinsberg-Granit). Entsprechend ihrer Herkunft sind sie relativ mächtig und mineralreich: Albit, Apatit, Beryll, Fluorit, Mikroklin, Milarit, Muskovit, Prehnit, Rauchquarz und Bergkristall, Rutil, Titanit, Topas, Turmalin. Speziell die Pegmatite in den Dioriten bergen einige der seltenen Minerale (KOLLER & NIEDERMAYR, 1979; KOLLER, 1983).

In der späteren Nachfolge der Intrusionen bildeten sich zum Teil mächtige Quarzgänge mit Bergkristall und Milchquarz (z. B. Gutenbrunn, Merzenstein und Jahring im Weinsberg-Granit) und „alpinotype Klüfte“ mit hydrothermalen Mineralisation sowie Quarzgänge und -klüfte (Illmau-Kautzen, Schlag und Litschau, Heinrichs und Höhenberg N Weitra im Eisgarn-Granit und bei Nöchling im Grenzbereich Weinsberg-Granit zum Cordieritgneis der Ostrong-Einheit), stellenweise auch mit Opal (teilweise in HUBER & HUBER, 1977).

Sedimentäre Bedeckung

In den Sandsteinen des **Ober-Karbon – Unter-Perm von Zöbing** (Zöbing-Formation) am Fuß des Heiligensteiner Berges wurden Rauchquarze in Calcit-Spaltenfüllungen gefunden.

Neogen – Molasse-Zone

Eine Zusammenfassung über die Sedimentgesteine des Neogen geben ROETZEL und STEININGER (1999), WESSELY (2006) sowie STEININGER und ROETZEL in diesem Buch.

In den basalen „Pielacher Tegeln“ des Oligozän (Alter 33 Mio. J.) sind Kohleflöze eingelagert, die bei Statzendorf und Thallern abgebaut wurden. Die Tone selbst waren Grundlage einer bedeutenden Keramik- und Ziegelindustrie (Oberfucha).

Im Oberoligozän wurden die „Melker Sande“ („Linzer Sande“ in Oberösterreich) abgelagert, die in mehreren Tagbauen gewonnen werden. In fluviatilen Grobsanden der St. Marein-



Abb. 125:
Uranocircit, Unterlembach
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 126:
Milchquarz, Gutenbrunn
(Slg. J. Baumgartner, Foto E. Löffler)



Abb. 127:
Topas, Heidenreichstein
(Slg. & Foto A. Prayer)



Abb. 128:
Carbonatkugeln auf Quarz,
Winzing bei Karlstetten
(Slg. Chr. Reiterer, Foto E. Löffler)



Abb. 129:
Gips, Winzing bei Karlstetten
(Slg. I. Ratay, Foto P. Ableidinger)



Abb. 130:
Baryt auf Calcit,
Winzing bei Karlstetten
(Slg. Chr. Reiterer, Foto E. Löffler)

Freischling-Formation (Oberoligozän – Untermiozän, Alter 24 Mio.J.) finden sich Kieselhölzer und in der basalen Fels-Formation jurassische, schwarze, mikrofossilführende, glänzende Hornstein-Kiesel (z.B. in der Sandgrube W Obernholz). In der Tongrube Maiersch wurde kaolinitreicher Ton der St. Marein-Freischling-Formation gewonnen.

Sekundäre Bildungen in den „Melker Sanden“ sind die so genannten „Septarien“ aus Karbonatgestein, die in ihren Klüften Calcit, Cölestin und Baryt führen (z.B. Sandgrube Winzing). Limonit in Form von Toneisenstein und „Eisennieren“ kommt in groben Sanden vor (z.B. Sandgruben Breiteneich, Freischling, Straß) und in den Schottern der Hollabrunn-Mistelbach-Formation. Das Eisen stammt wahrscheinlich vom zersetzten Amphibolit unmittelbar darunter (durch zirkulierende Wässer; z.B. Sandgrube Breiteneich). Es kann aber auch von zersetztem Pyrit oder von zersetzten Fe-haltigen Gesteinen im Schotter stammen.

Diatomit/Kieselgur mit Fossilien (Zellerndorf-Formation, Untermiozän) und „Menilit“ in der zeitweilig abgebauten Grube von Parisdorf bei Maissau sind mineralogisch C-T-Opale (Cristobalit-Tridymit).

Gipskristalle kommen in Tongruben unterschiedlicher Altersstellung vor (z.B. Großrust, Laa/Thaya, Langenlois und Zellern-dorf), meist aus der Zersetzung von Pyrit: Der Schwefel oxidiert zum Sulfat(ion) und reagiert mit Calcit zu Gips, das Eisen fällt als Limonit aus (Bildung von Toneisenstein). In Hausheim treten neben Gips auch Schwefel, Alunogen und Halotrichit auf.

Diese Übersicht erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Sie soll vor allem dazu beitragen, Zusammenhänge aufzuzeigen und Interesse zu wecken. Gleichzeitig wird die Vielfalt mineralogischer, petrologischer und geologischer Vorgänge dargestellt, aber auch das Bewusstsein geschärft, dass die Menschheit seit Beginn auf Minerale und Gesteine als Rohstoffe angewiesen ist.

Dank

Für interessante, meist geländebezogene Hinweise danke ich den Herren Gerald Knobloch (Aggsbach-Dorf) und Erwin Löffler (Gossam). Für Hinweise aus ihren Arbeitsgebieten und für Diskussionen danke ich den Herren Richard Göd, Urs Klötzli, Fritz Koller, Alois Matura, Reinhard Roetzel und Fritz Steininger.

LITERATUR:

BAYLISS et al. (1993), BERAN et. al. (1985), BERNROIDER (1989), CARSWELL (1991), COOKE & O'BRIEN (2001), ČORIĆ & HAMMER (2007), ERTL, 1995), FECHNER & GÖTZINGER (1985), FRIEDL (1997), FUCHS (1990, 1991, 1995, 2005), GEBAUER & FRIEDL (1994), FRIEDL et al. (2004), GOLDMANN (2007), GÖD (1989), GÖD & KOLLER (1989), GÖTZINGER (1981, 1987a, b, 1990, 1991, 1995, 2006), HANDL & GÖTZINGER (1994), HEHENBERGER (1996), HÖCK (1999), HÖGELSBERGER (1989), HOFMANN & ZORN (1999), HOHN (2007), HUBER (1999), HUBER & HUBER (1977), KLÖTZLI et al. (1999, 2001), KNOBLOCH (2004, 2007), KOLLER (1983, 1994, 1999), KOLLER et al. (1978, 1992), KOLLER & NIEDERMAYR (1979), KORITNIG & SÜSSE (1975), KURZ & GÖTZINGER (2005), LIBOWITZKY (1990), LINNER (1996), LÖFFLER (1997), MATURA (1983, 1984, 2003, 2006), NIEDERMAYR (1983, 1989a, b, 1990), NIEDERMAYR & GÖTZINGER (1987), OTRUBA (1987), PETRAKAKIS (1997), PETRAKAKIS & JAWECKI (1995), PETRAKAKIS & RICHTER (1999), PIRIBAUER (2007), POLEGEG (1984a, b), POLEGEG et al. (1982), ROETZEL und STEININGER (1999), SCHARBERT (1987), SCHRAUDER (1991), SCHRAUDER et al. (1993), STEININGER & STÜRMER (1990), THIELE (1971, 1984, 1987), VOIGT (1984), WEBER (1995, 1997a, b), WEISS (1987), WESSELY (2006), ZAYDAN & SCHARBERT (1983).

Tafel 1



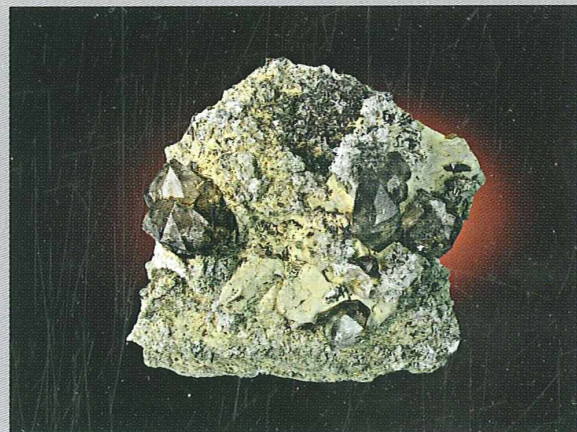
Palygorskit, Limberg



Quarzkristalle Limberg



Buntpyrit, Loja



Rauchquarz, Unter-Thürnau

Tafel 2



Kassiterit, Eibenstein



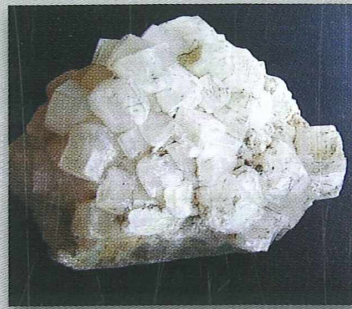
Vesuvian, Loja



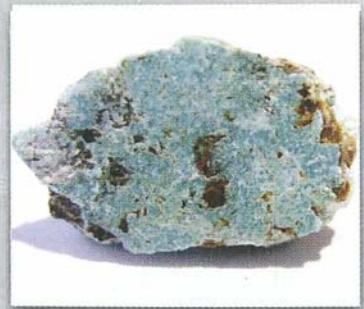
Pyrit-Markasit, Loja



Halloysit, Amstall



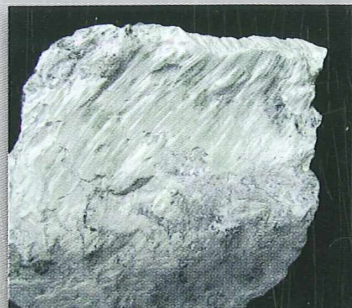
Calcit, Eibenstein



Türkis, Amstall



Andalusit, Pulvermühle



Talk, Ebersdorf



Fluorit, Aggstein



Pyrop, Mitterbachgraben



Beryll, Heidenreichstein

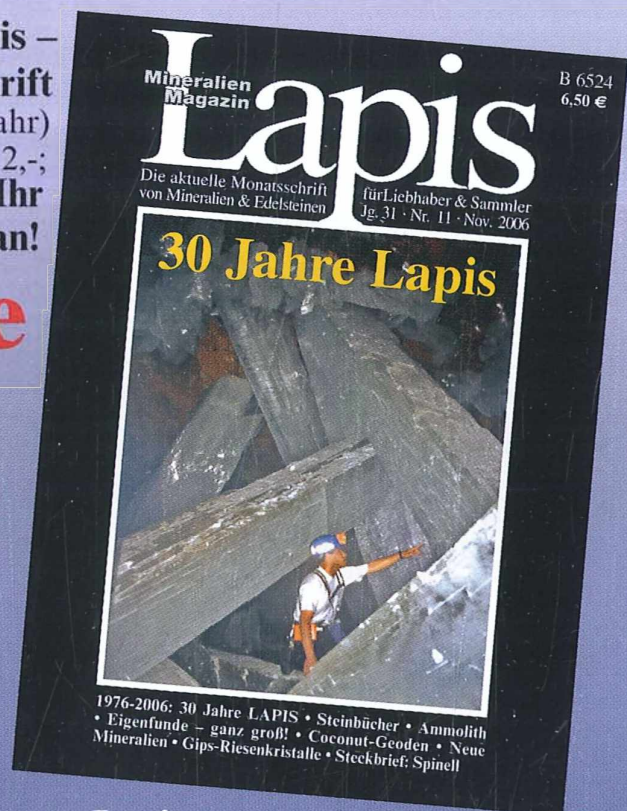
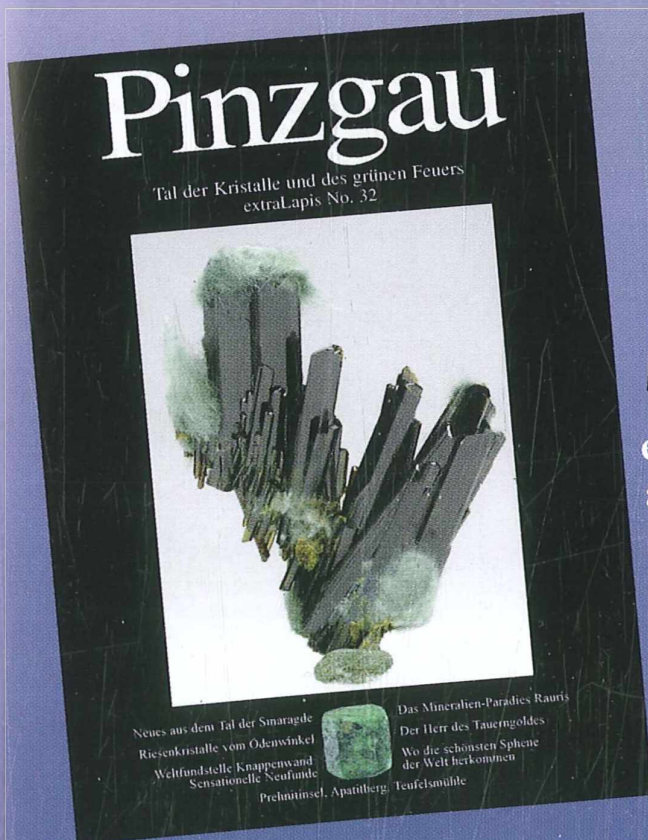


Orthoklas, Ambach

Mineralien Magazin Lapis

Lapis –
die führende Mineralienzeitschrift
Im Abonnement (11 Ausgaben pro Jahr)
für nur € 44,- zzgl. Versand (Inland € 12,-;
Ausland € 18,-). **Fordern Sie Ihr
kostenloses Probeheft bei uns an!**

www.lapis.de



extraLapis –
aktuelle Monographien über
Mineralien und Fundgebiete
Mit Umschlag 100 Seiten. Preis pro
Einzelausgabe € 17,80 zzgl. Versand.
Im Abonnement (2 Ausgaben pro Jahr
zu je € 14,20) für nur € 28,40 zzgl. Ver-
sand (Inland € 4,10; Ausland € 7,10).

www.extralapis.de

Christian Weise Verlag GmbH
Orleansstrasse 69 • D-81667 München
☎ +49-(0)89-480 29 33 • Fax -688 61 60 • e-mail lapis@lapis.de



