

Petrologische und mineralogische Untersuchungen im Bereich eines historischen Schurfes in Gressenberg bei Schwanberg (Koralpe, Steiermark)

Von Magdalena MANDL¹, Aberra MOGESSIE¹, Kurt KRENN¹,
Christoph HAUZENBERGER¹ & Walter POSTL²
Mit 4 Abbildungen und 4 Tabellen

Angenommen am 14. September 2011

Summary: Petrological and mineralogical investigation of a historical ore pit of the Gressenberg area (Koralpe, Styria). – The study describes the mineralization of a mining pit at Gressenberg, Styria. The host rocks are gneisses, of the Eo-Alpine high-pressure wedge of the Eastern Alps later affected by extensional tectonics. The gneisses mainly consist of large feldspar, quartz, biotite, muscovite, and some pyroxene and garnet. Mineralization of pyrite and pyrrhotite in concordant quartz layers and in the quartz-feldspar-biotite-muscovite matrix were probably formed by the involvement of methane-bearing fluids.

Zusammenfassung: Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit Mineralisation eines ehemaligen Abbaues bei Gressenberg, Steiermark. Die dominierenden Gesteine sind Gneise, die zum coalpinen Hochdruckgürtel der Ostalpen gehören und vor allem durch die coalpidische Metamorphose mit später Extensionstektonik geprägt sind. Die Gneise bestehen hauptsächlich aus großen Feldspäten, Quarz, Biotit, Muskovit und etwas Pyroxen und Granat. Durch methanhaltige Fluide konnten sich zentimetergroße Vererzungen, u. a. Pyrit und Pyrrhotin, in konkordanten Quarzlagen sowie in der Quarz-Feldspat-Biotit-Muskovit-Matrix bilden.

1. Einleitung

Die hier vorgestellten Untersuchungen wurden im Rahmen einer Bachelorarbeit mit Hilfe von Durchlicht- und Auflichtmikroskopie, Rasterelektronenmikroskopie, Flüssigkeitseinschlussuntersuchungen und Raman-Spektroskopie durchgeführt.

Der ehemalige Erzschurf (N 46°46'08", E 15°09'09") befindet sich in Gressenberg, einer Gemeinde im Bezirk Deutschlandsberg, im südweststeirischen Sulmtal.

Der Aufschluss liegt rund 1 km westlich des Hofes Fürpaß, etwa 80 m unter einem Forstweg, an einem steilen, bewaldeten Abhang direkt im Einzugsgebiet der Schwarzen Sulm und ist nur schwer zugänglich. Die Kaverne (Abb. 1) umfasst insgesamt wenige Quadratmeter und besteht im hinteren Teil aus zwei kurzen Stollen mit einer Länge von etwa vier bzw. zwei Metern, in denen ausschließlich konkordantes pegmatoides Gestein aufgeschlossen ist. Der vordere Teil der Halbhöhle besteht aus gescherten Gneisen und Kalksilikatschiefern.

Wann dieser Bergbauversuch unternommen worden ist und nach welchem Erz man geschürft hat, kann nur vermutet werden. In den kurzen Stollen sind mehrere mit einem

¹ Magdalena Mandl, Aberra Mogessie, Kurt Krenn und Christoph Hauzenberger, Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität, Universitätsplatz 2, 8010 Graz.
E-Mail: magdalena.mandl@edu.uni-graz.at, aberra.mogessie@uni-graz.at, kurt.krenn@uni-graz.at, christoph.hauzenberger@uni-graz.at

² Walter Postl, c/o Abteilung für Mineralogie, Studienzentrum Naturkunde, Universalmuseum Joanneum, Weinzörtlstraße 16, 8045 Graz, E-Mail: walter.postl@gmx.at

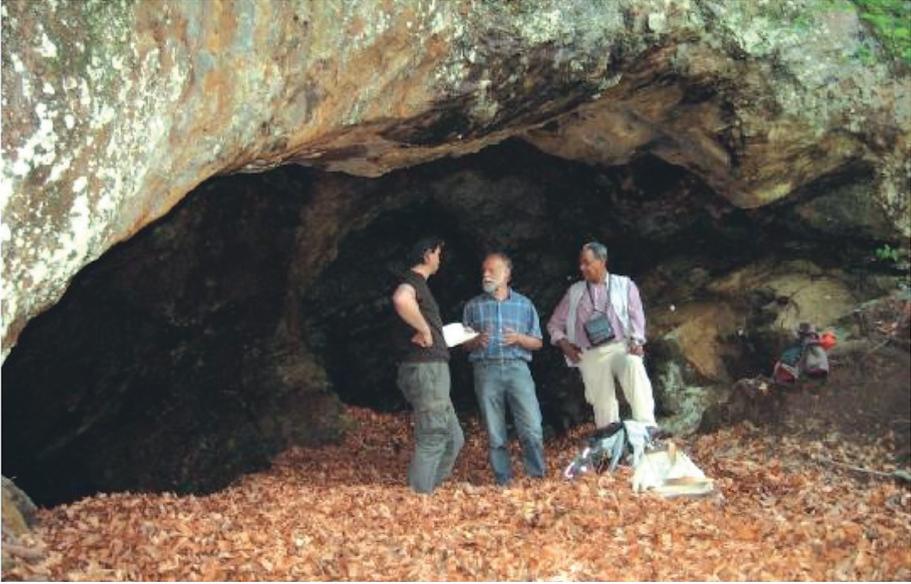


Abb. 1: Kurt Krenn, Walter Postl und Aberra Mogessie (von links nach rechts) vor der Halbhöhle in Gressenberg.
Kurt Krenn, Walter Postl and Aberra Mogessie (from left to right) in front of the semi-cave in Gressenberg.

Handbohrer erzeugte Bohrlöcher zu sehen, was auf eine Entstehungszeit vor zumindest mehr als 100 Jahren schließen lässt. In der von HAUSER 2003 verfassten Ortschronik von Gressenberg findet sich jedenfalls kein Hinweis auf diesen Schurf, der vermutlich auf Gold angelegt worden ist. Sehr wohl wird jedoch in dieser Ortschronik auf einen zwischen 1791 und 1793 erfolgten Briefwechsel zwischen dem damaligen Inhaber der Grundherrschaft Schwanberg, Raimund Graf Saurau, mit der Bergbehörde und mehreren Bergbausachverständigen hingewiesen, aus dem eindeutig hervorgeht, dass im Bereich der Bärentalalm, dem Quellgebiet der Schwarzen Sulm, auf Gold geschürft worden ist. Mit hoher Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei diesem Schurf um das so genannte „Goldloch“ am nordöstlichen Hangfuß der Hühnerstütze (POSTL 2009). Der ca. 30 m lange Stollen wurde in den Pyrit führenden Marmor vorgetrieben.

In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, dass in der geologischen Karte des Blattes 189 Deutschlandsberg (BECK-MANNAGETTA et al. 1991) im Bereich Warnblick, SW von Deutschlandsberg, ein Goldvorkommen eingezeichnet ist. Auch die Metallogenetische Karte von Österreich (WEBER 1997) enthält dieses Vorkommen, das in knapp 5 km Luftlinie von dem hier bearbeiteten Erzschurf entfernt liegt.

2. Regionale Geologie

Das Arbeitsgebiet liegt im steirischen Koralmgebiet. Das Koralmgebiet ist Teil des eoalpinen Hochdruckgürtels (SCHMID et al. 2004) und weist eine polymetamorphe Entwicklung auf. Eine Variszische Metamorphoseentwicklung kann nur vermutet werden. Im Perm drangen durch Krustendehnung saure und basische Gesteinsschmelzen in die Gneise und Metabasite der Koralpe ein und erstarrten zu Pegmatiten bzw. Gabbros. Eine druckbetonte eoalpidische Metamorphose, die von Norden nach Süden hin zunimmt (STÜWE & POWELL 1995; TENCZER & STÜWE 2003) führte zur Bildung einer dominierenden alpinen Schiefer-

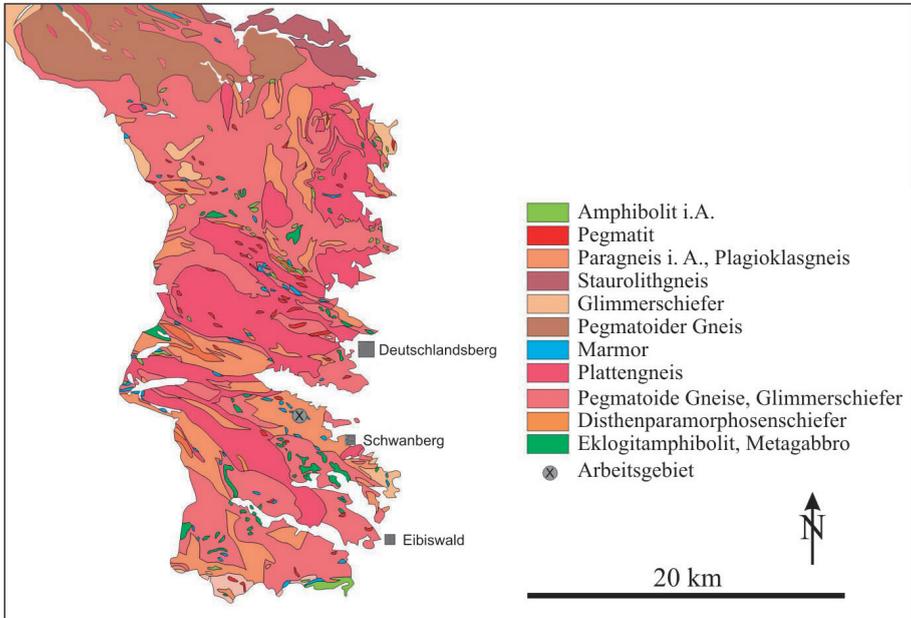


Abb. 2: Geologische Karte des steirischen Koralpgebietes (nach FLÜGEL & NEUBAUER 1984).
Geological map of the Styrian Koralpe region (after FLÜGEL & NEUBAUER 1984).

ung sowie zum Auftreten von Eklogiten und hochdeformierten Gneisen (Plattengneise). Der maximale Druck während der coalpinen Metamorphose wurde mit etwa 18 kbar vor 100 Ma erreicht, der Temperaturhöhepunkt während der Amphibolitfazies vor ca. 90 Ma (MILLER & THÖNI 1997). Durch diese intensive Hochdruck-Metamorphose wurden die durch die permische Metamorphose geprägten Gesteine weitgehend überprägt.

Die dominierenden Gesteine der Koralpe sind Glimmerschiefer und Paragneis, in denen u. a. Marmore, Amphibolite, Eklogite und permische Gabbros und Vulkanite eingelagert sind (GASSER et al. 2009). Unter den Gneisen nehmen vor allem die hochdeformierten coalpinen Plattengneise flächenmäßig einen großen Raum ein (Abb. 2). Der Plattengneis zeigt gute Spaltbarkeit entlang der Schieferungsflächen und zeichnet sich durch dunkle und helle Lagen aus. Die dunklen Lagen bestehen hauptsächlich aus Granat, Glimmer und Disthen, die hellen pegmatoiden Lagen enthalten neben Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas vor allem Muskovit und Zoisit (HERITSCH 1963).

3. Arbeitsmethoden

Von den gesammelten Gesteinsproben wurden petrographische Dünnschliffe hergestellt und mittels Durchlicht- und Auflichtmikroskopie untersucht. Mit dem Rasterelektronenmikroskop JEOL-JSM-6310 konnte die chemische Zusammensetzung von Feldspat, Biotit, Pyroxen und Granat ermittelt werden. Die Haupt- und Nebenelemente wurden mittels EDX (energiedispersiver Detektor) gemessen, die leichten Elemente Na und F mittels WDX (wellenlängendispersiver Detektor). Die quantitative Analyse der Silikate wurde bei 15 kV, die der Sulfide bei 20 kV durchgeführt. Die Stromstärke betrug jeweils 6 nA an PCD. Zur Standardisierung der Silikat-Analysen wurden folgende Mineralstandards verwendet: Si, Al, K, Adular; Fe, Mg, Granat; Ca, P, Apatit; Ti, Titanit; Cr, Chromit; Mn, Rhodonit; Na, Jadeit; F, F-Phlogopit. Zur Standardisierung der Sulfid-

Analysen: S, Fe, Cu, Chalkopyrit (Western mines); Co, Cobalt-Metall; Zn, Zinkblende (Cabri-21); Ni, Sb, NiSb (Cabri-141); As, Pd₃As (Cabri-461); Te, Bi, Bi₂Te₃ (Dutrizac).

Mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzkörnern der Gneise wurden mit einem Heiz-Kühlisch (LINKAM THS-600) durchgeführt. Dafür waren Dickschliffe mit einer Dicke von ca. 200 µm anzufertigen.

Die Raman-Spektren von kreisrunden Punkten in den Quarzlagen der Gneise wurden mit einem Raman Mikrospektrometer der Firma Horiba Jobin Yvon (LabRam-HR-800) aufgenommen. Die Kristallgitter der Dickschlifffragmente wurden bei Raumtemperatur mit einem 30 mW Argon-Laser und einer Wellenlänge von 632 nm durch ein Olympus 100× Objektiv (N.A. 0.9) angeregt. Der „Laserpunkt“ auf der Probenoberfläche hatte einen Durchmesser von ~1 µm und die Laserenergie betrug ca. 5 mW. Die spektrale Auflösung lag bei 1.8 cm⁻¹. Das gestreute Licht wurde mit einem CCD-Detektor (1024 × 256) aufgezeichnet und alle Spektren der Gauß-Lorentz-Funktion angepasst. Der Aufnahmebereich lag zwischen 300 – 3500 cm⁻¹ und die Messzeit variierte zwischen 10 und 50 sec.

4. Petrographie

Gneise, Kalksilikatschiefer und Pegmatite sind in diesem Schurf aufgeschlossen. Im hinteren Teil der kurzen Stollen kommen ausschließlich konkordante pegmatoide Gesteine vor. Der vordere Teil des Aufschlusses besteht aus einer Wechsellagerung von gescherten Gneisen und Kalksilikatschiefern.

4.1 Gneis

Die am häufigsten vorkommenden Minerale sind Feldspat, Quarz und Glimmer (vor allem Biotit und Muskovit). Die Feldspäte dominieren die Schiffe nicht nur durch das häufige Auftreten, sondern auch durch ihre Korngröße, die im mm-Bereich liegen kann. Viele Plagioklase sind serizitisiert und bilden eine feinkörnig-buschige Matrix, die zum Teil auch aus chloritisiertem Biotit besteht. Die ursprünglichen Korngrenzen der serizitisierten und chloritisierten Minerale sind teilweise noch erkennbar. Interessant sind auch die vielen Rutilnadeln in einigen Feldspäten. Die mittel- bis grobkörnigen Quarze bilden meist dicke helle Lagen und prägen das Schlibfbild (Abb. 3a). Rekrystallisierter Quarz weist eine geringere Korngröße auf und bildet Anwachssäume um einige Pyroxene (Corona-Textur). Weiters prägen Pyroxene der Diopsid-Hedenbergit-Reihe und Ca-Amphibole (Aktinolith und Magnesio-Hornblenden) einige Schlibfbilder. Die Klinopyroxene sind meist stark zerlegt und an den Rändern zum Teil retrograd überprägt (Abb. 3b). Vereinzelt finden sich große Granate und zonierte Turmaline im mm-Bereich. Als Akzessorien findet man häufig Rutil, aber auch Apatit, Zirkon und Titanit.

4.2 Kalksilikatschiefer

Die meisten Kalksilikatschiefer haben eine grobkörnige und meist gleichkörnige Struktur. Die untersuchten Proben bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Feldspat, Zoisit und Klinopyroxen (Abb. 3c). Teilweise dominiert rekrystallisierter Kalzit die Schiffe, sodass man auch von Silikatmarmor sprechen kann. Untergeordnet tritt Quarz auf und akzessorisch ist u. a. Titanit und Apatit vorhanden. In manchen Schliffen sind die Klinopyroxene nur reliktsch erhalten und von einer Plagioklas-Matrix umgeben.

4.3 Pegmatit

Die grobkörnigen Pegmatite bestehen hauptsächlich aus Quarz, Feldspat, Biotit, Muskovit und Turmalin. Die Feldspäte (Plagioklase, Kalifeldspäte) können bis zu

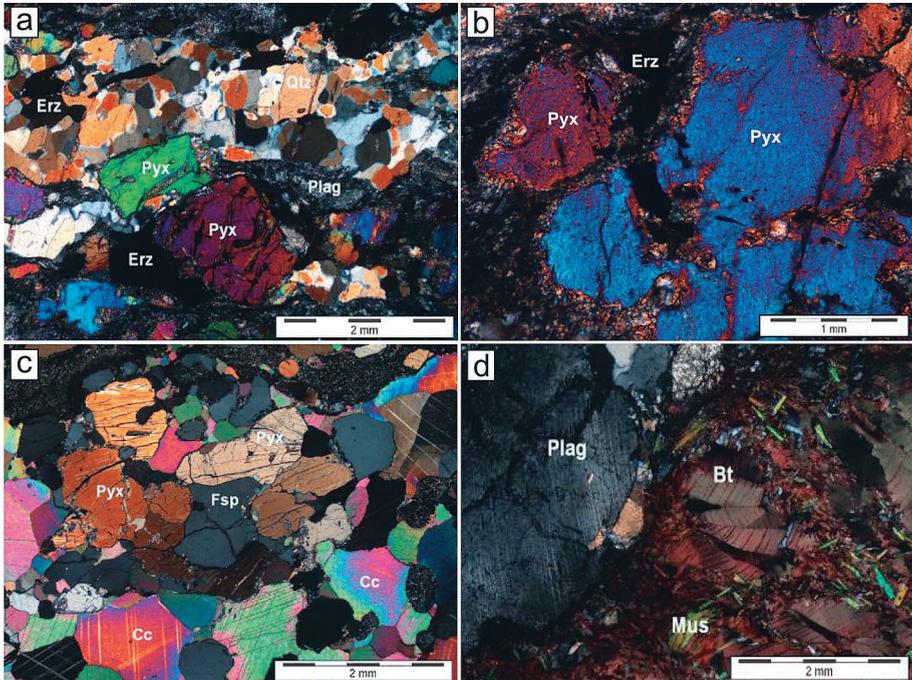


Abb. 3: a), b) Gneis (MS4): Durchlicht unter gekreuzten Nicols. Abkürzungen: Qtz = Quarz, Pyx = Pyroxen, Plag = Plagioklas. c) Kalksilikatschiefer (3): Durchlicht unter gekreuzten Nicols. Abkürzungen: Cc = Calcit, Pyx = Pyroxen, Fsp = Feldspat. d) Pegmatit (MS1): Durchlicht unter gekreuzten Nicols. Abkürzungen: Plag = Plagioklas, Bt = Biotit, Mus = Muskovit.
 a), b) Gneiss (MS4): Transmitted light with crossed nicols. Abbreviations: Qtz = quartz, Pyx = pyroxene, Plag = plagioclase. c) Calcsilicate schist (3): Transmitted light with crossed nicols. Abbreviations: Cc = calcite, Pyx = pyroxene, Fsp = feldspar. d) Pegmatite (MS1): Transmitted light with crossed nicols. Abbreviations: Plag = plagioclase, Bt = biotite, Mus = muscovite.

4 mm groß werden und in einigen Feldspäten finden sich Rutilnadeln und retrograd gebildeter Muskovit. Zum Teil sind die Pegmatite deformiert. Der auftretende Turmalin ist meistens zerbrochen und ältere Biotite zeigen Knickfaltung und sind randlich umgeben von feinem rekristallisiertem Biotit (Abb. 3d). Der Quarz ist spröde und an einigen Quarzkörnern kann man „bulging“ (Quarzkorngrenzen wandern ineinander und bilden Wülste) erkennen. Vererzungen (Pyrit und Pyrrhotin) sind im Pegmatit sehr selten zu finden.

5. Mineralchemie

5.1 Feldspat

Die Feldspäte in den Gneisen (gn) unterscheiden sich unwesentlich von denen in den Pegmatiten (peg). In Tabelle 1 sind einige repräsentative Analysen der Feldspäte aufgelistet. Die Alkalifeldspäte, Mischkristalle zwischen Orthoklas und Albit, sind reich an Kalium (Kalifeldspat) und unterscheiden sich kaum in ihren Chemismen. In den Gneisen kommen sowohl Plagioklase mit etwa 50% Anorthit als auch Plagioklase mit einem Anorthit-Anteil von über 90% gemeinsam mit den Kalifeldspäten vor. In den Pegmatiten finden sich die Kalifeldspäte zusammen mit Plagioklasen, die einen Anorthit-Anteil von ca. 50% aufweisen.

Tab. 1: Repräsentative Elektronenmikrosonde-Analysen der Feldspäte. Sauerstoffbasis zur Formelberechnung: 8.

Representative electron microprobe analyses of feldspars. Oxygen basis for calculation of the formula: 8.

| Proben-Nr.: | MS4_gn | G1_gn | G3_peg | G9_peg | MS3_gn | MS4_gn | G9_peg |
|--------------------------------|---------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Mineral: | Kfs | Kfs | Kfs | Kfs | An | An | Plag |
| SiO ₂ | 64,82 | 64,54 | 64,44 | 64,56 | 44,74 | 44,24 | 59,05 |
| TiO ₂ | – | – | – | – | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Al ₂ O ₃ | 18,22 | 18,83 | 18,62 | 18,48 | 34,72 | 35,24 | 24,49 |
| CaO | 0,14 | 0,17 | 0,19 | 0,23 | 19,52 | 20,09 | 6,97 |
| K ₂ O | 15,94 | 15,31 | 15,89 | 15,59 | <0,1 | <0,1 | 0,28 |
| Na ₂ O | 0,63 | 0,86 | 0,82 | 0,57 | 0,67 | 0,36 | 7,31 |
| Total: | 99,75 | 99,72 | 99,97 | 99,44 | 99,66 | 99,93 | 98,10 |
| Si | 3,00 | 2,98 | 2,98 | 2,99 | 2,08 | 2,05 | 2,68 |
| Ti | – | – | – | – | – | – | – |
| Al | 0,99 | 1,03 | 1,02 | 1,01 | 1,90 | 1,92 | 1,31 |
| Ca | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,97 | 1,00 | 0,34 |
| K | 0,94 | 0,90 | 0,94 | 0,92 | – | – | 0,02 |
| Na | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,64 |
| Summe: | 5,00 | 5,00 | 5,02 | 4,98 | 5,00 | 5,00 | 5,00 |

5.2 Biotit

Biotit kommt im Gegensatz zu Muskovit in den Proben häufiger vor und ist oft chloritisiert und teilweise gefaltet. Der Biotit der Gneise und Pegmatite ist Phlogopit-reich ($X_{Mg} = 0,52-0,62$) und zeigt kaum einen Unterschied in der Mineralchemie. In Tabelle 2 sind einige repräsentative Biotitanalysen der Gneise aufgelistet.

5.3 Pyroxen

Pyroxene wandeln sich z.T. in Amphibole um. Die gemessenen Pyroxene sind Diopsid- und Hedenbergitmischkristalle mit einem X_{Mg} -Gehalt von 0,53–0,72 (Tabelle 2).

5.4 Granat

Granate kommen nur in Gneisen vor und sind vor allem Almandin- und Grossular-reich ($X_{Alm} = 0,44$; $X_{Grs} = 0,43$) (Tabelle 2).

6. Vererzung

Schon im Gelände konnte man aufgrund der rostig-braunen Verfärbungen an den Wänden der Halbhöhle Vererzungen in den Gneisen und Kalksilikatschiefern erkennen. Vermutlich wurden deshalb auch zwei kurze Stollen vorgetrieben. Sulfidminerale und Oxide finden sich hauptsächlich in der feinkörnigen serizitisierten und chloritisierten Matrix oder in den rekristallisierten Quarzlagen der Gneise. Die Erzminerale können eine Größe von bis zu wenigen Millimetern erreichen.

Tab. 2: Repräsentative Elektronenmikrosonde-Analysen der Biotite, Pyroxene und Granate. Sauerstoffbasis zur Formelberechnung: Bt, 11; Pyx, 6; Grt, 12.
 Representative electron microprobe analyses of biotites, pyroxenes and garnets. Oxygen basis for calculation of the formula: Bt, 11; Pyx, 6; Grt, 12.

| Gneis-Proben: | 1a | 4 | MS6 | G4 | MS4 | MS3 | MS4 |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Mineral: | Bt | Bt | Bt | Pyx | Pyx | Grt | Grt |
| SiO ₂ | 36,52 | 37,49 | 36,42 | 52,74 | 51,47 | 37,87 | 38,79 |
| TiO ₂ | 3,24 | 3,03 | 3,95 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Al ₂ O ₃ | 16,32 | 18,16 | 17,41 | 0,65 | 0,87 | 20,69 | 21,09 |
| FeO | 17,88 | 13,68 | 16,18 | 8,78 | 13,96 | 21,84 | 19,30 |
| MnO | <0,1 | <0,1 | <0,1 | 0,57 | 0,40 | 1,16 | 0,67 |
| MgO | 11,25 | 12,50 | 9,82 | 12,60 | 8,84 | 2,13 | 3,40 |
| CaO | <0,1 | <0,1 | 0,15 | 24,36 | 24,09 | 15,10 | 16,83 |
| K ₂ O | 9,47 | 10,07 | 10,14 | <0,1 | <0,1 | <0,1 | <0,1 |
| Na ₂ O | 0,06 | <0,05 | 0,08 | 0,17 | 0,14 | <0,05 | <0,05 |
| Total: | 94,74 | 94,93 | 94,14 | 99,88 | 99,78 | 98,79 | 100,07 |
| Si | 2,78 | 2,78 | 2,77 | 1,98 | 1,98 | 3,00 | 3,00 |
| Ti | 0,19 | 0,17 | 0,23 | – | – | – | – |
| Al | 1,46 | 1,59 | 1,56 | 0,03 | 0,04 | 1,94 | 1,93 |
| Fe | 1,14 | 0,85 | 1,03 | 0,28 | 0,45 | 1,45 | 1,25 |
| Mn | – | – | – | 0,02 | 0,01 | 0,08 | 0,04 |
| Mg | 1,28 | 1,38 | 1,11 | 0,71 | 0,51 | 0,25 | 0,39 |
| Ca | – | – | – | 0,98 | 1,00 | 1,28 | 1,40 |
| K | 0,92 | 0,95 | 0,99 | – | – | – | – |
| Na | 0,01 | – | 0,01 | 0,01 | 0,01 | – | – |
| Summe: | 7,77 | 7,73 | 7,70 | 4,01 | 4,00 | 8,01 | 8,02 |

6.1 Sulfidminerale

Die häufigsten sulfidischen Mineralphasen in den Proben sind Pyrit (FeS₂), Pyrrhotin (Fe₁S_x), Chalkopyrit (CuFeS₂) und Sphalerit ((Zn,Fe)S). Pyrit und Pyrrhotin (Magnetkies) sind die typischen Haupterzphasen und an einigen Stellen ist die Umwandlung von Pyrrhotin zu Pyrit zu beobachten. Sphalerit (Zinkblende) tritt vereinzelt auf und Chalkopyrit (Kupferkies) akzessorisch, ist aber aufgrund seiner messinggelben Farbe (im Auflichtmikroskop) leicht zu erkennen (Abb. 4a). Die Sulfidminerale sind typischerweise stöchiometrisch zusammengesetzt. Die chemischen Analysen sind in Tabelle 3 zu finden. Die Bildung der Sulfidvererzung kann aufgrund von textueller Beobachtung (Sulfide sind stets um bereits retrograd überprägte Pyroxene gewachsen, siehe Abb. 3b) auf das retrograde Stadium der Metamorphose zurückgeführt werden.

6.2 Oxide

Wichtige oxidische Mineralphasen sind Magnetit (Fe₃O₄), Ilmenit (FeTiO₃) und Rutil (TiO₂). Magnetit und Ilmenit treten, neben den Sulfiden Pyrit und Pyrrhotin, in nahezu jedem Schriff auf. Rutil tritt in kleineren Korngrößen ebenfalls sehr häufig auf.

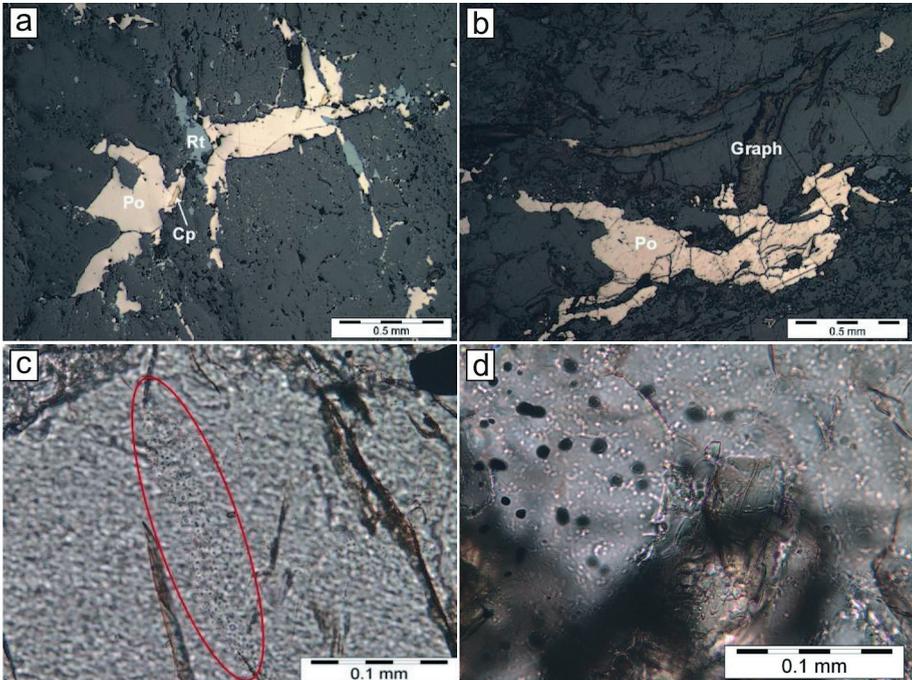


Abb. 4: a) Pyrrhotin (Po), Chalkopyrit (Cp) und Rutil (Rt) in einer grauen Silikat-Matrix. b) Pyrrhotin (Po) und Graphit (Graph) in einer grauen Silikat-Matrix. c) Dickschliffbild (MS3): Durchlicht unter parallelen Nicols. Die rote Ellipse markiert einen intragranularen „fluid trail“ in einem Quarzkorn. d) Kreisrunde Einschlüsse von Graphit in Quarz.
 a) Pyrrhotite (Po), chalcopyrite (Cp) and rutile (Rt) in a grey coloured silicate matrix. b) Pyrrhotite (Po) and graphite in a grey coloured silicate matrix. c) Photomicrograph of a thick-section (MS3): Transmitted light with parallel nicols. A red coloured ellipse marks an intragranular fluid trail in the quartz. d) Spherical inclusions of graphite in quartz.

Tab. 3: Repräsentative Elektronenmikrosonde-Analysen von Pyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit und Sphalerit.
 Representative electron microprobe analyses of pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite.

| Gneis-Proben: | MS2 | MS3 | MS2 | MS6 | MS6 | G1 | MS2 |
|-----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Mineral: | Py | Py | Po | Po | Cp | Cp | Sph |
| Cu | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | 33,63 | 33,83 | <0,2 |
| Zn | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | 55,74 |
| Fe | 46,15 | 45,37 | 60,56 | 60,42 | 31,15 | 30,98 | 10,37 |
| S | 53,24 | 53,87 | 38,91 | 38,98 | 34,89 | 34,93 | 33,32 |
| Total: | 99,39 | 99,24 | 99,47 | 99,40 | 99,67 | 99,74 | 99,43 |
| Cu | – | – | – | – | 24,33 | 24,46 | – |
| Zn | – | – | – | – | – | – | 41,04 |
| Fe | 33,23 | 32,59 | 47,19 | 47,08 | 25,64 | 25,49 | 8,94 |
| S | 66,77 | 67,41 | 52,81 | 52,92 | 50,03 | 50,06 | 50,02 |
| Σ Atom-% | 100,00 |

Tab. 4: Probenliste von Gressenberg.
Sample list of the Gressenberg locality.

| Probe | Gesteinsname | Silikate | | | | | | | | | | Karbonat | | | Erze | | | | | | | Akzessorien | | | |
|-----------|--------------|----------|-----|----|-----|------|-----|-----|----------|--------|----|----------|----|----|------|----|----|----|----|----|----|-------------|--|--|--|
| | | Qtz | Fsp | Bt | Mus | Amph | Pyx | Grt | Al-Silk. | Zo/Epd | Tr | Py | Po | Cp | Sp | Gr | Ox | Ti | Rt | Ap | Zr | | | | |
| 1 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| 1a | Gneis | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| 2 (WP007) | Kalksilikat | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| 2 (WP040) | Kalksilikat | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| 3 | Kalksilikat | | x | | | | x | | | | | | | | | | | | x | | | | | | |
| 4 | Gneis | x | x | x | | | | x | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| G1 | Bt-Gneis | x | x | x | | ? | | x | | | | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| G2 | Bt-Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| G3 | Pegmatit | x | x | x | | | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| G4 | Gneis | x | x | x | | | | | | | x | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| G5 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| G6 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | x | | | | | | x | | x | | | | |
| G7 | Gneis | x | x | | | | x | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| G8 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x | x | x | | | | |
| G9 | Pegmatit | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | x | | x | | | | |
| MS1 | Pegmatit | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS2 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS3 | Gneis | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS4 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS5 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS6 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MS7 | Gneis | x | x | x | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

6.3 Graphit

Graphit ist in einigen Schlifften zu finden und zeichnet sich durch seine braun-graue Eigenfarbe und durch eine schuppige Struktur aus (Abb. 4b). Die bis zu 2 mm langen Graphit-Aggregate dominieren einige Schliffe und wachsen u. a. über die Korngrenzen der Quarze und Feldspäte, wurden also wesentlich später gebildet. Weiters sind viele Risse schwarz gefärbt. Dabei könnte es sich ebenfalls um Graphit handeln, der sich durch das Eindringen einer methanhaltigen Lösung gebildet hat.

7. Flüssigkeitseinschlüsse (FIs)

FIs treten vor allem in den Sulfid-führenden konkordanten Quarzlagen der Gneise auf und sind zum Großteil an „trails“ gebunden (Abb. 4c). Die Größe der einzelnen FIs variiert um 5 μm . Alle gemessenen FIs erwiesen sich als methanhaltige Lösungen. Bei Raumtemperatur sind die Einschlüsse einphasig flüssig und während „supercooling“ zweiphasig (flüssig und gasförmig). Die Gasblase nimmt dabei etwa 60% des gesamten Einschlusses ein (Füllgrad $F=0,4$) und die Homogenisierungstemperaturen T_h der Gasblase während des Heizvorgangs liegen zwischen -133 und -120 °C. Homogenisiert wurde stets in die flüssige Phase ($T_{h \rightarrow l}$).

Zusätzlich finden sich in Probe MS3 einige Bereiche mit vielen kleinen kreisförmigen schwarzen Punkten (Abb. 4d). Analysen am Raman-Spektrometer ergaben hohe Variationsbreiten der D und G Banden „disordered“ Graphits zwischen 1200 und 1700 cm^{-1} (FERRARI & ROBERTSON 2000).

8. Zusammenfassung und Interpretation

Die Gesteine der Gressenberger Halbhöhle (Gneise, Kalksilikatschiefer und Pegmatite) sind Teil des Korallen-Komplexes und wurden durch die coalpidische Metamorphose in der Kreide metamorph überprägt.

Die Hauptminerale der Gneise sind Quarz, Feldspat, Glimmer und Pyroxen. Als Nebenminerale treten vor allem Granat, Amphibol, Zoisit und Kalzit auf.

Während der Exhumierung der Gesteine kam es zu dominierenden retrograden Überprägungen, z. B. Serizitisierung der Feldspäte, Rekristallisation der Quarze und Pyroxenumwandlung zu Amphibol. Während und nach der Quarzrekristallisation wird ein methanhaltiges Fluid vermutet, welches entlang von inter- bzw. transgranularen „trails“ reliktsch nachweisbar ist. Aufgrund der Anordnung des Graphits innerhalb der Quarzrekristallite (cluster Anordnung) wird für die Bildung des Graphits ein früheres höher temperiertes Stadium vorgeschlagen.

Sulfidvererzungen, bestehend aus Pyrit und Pyrrhotin mit Chalkopyriteinschlüssen, treten in den konkordanten Quarzlagen des Gneises sowie im Gneis selbst auf und sind aufgrund von textuellen Beobachtungen auf das retrograde Stadium der Metamorphose, d. h. während der Hebung, zurückzuführen.

Da der Gressenberger Erzschorf vermutlich auf Gold angelegt worden ist, wurde gezielt auch auf das Vorhandensein von Gold in den erzführenden Proben geachtet. In keiner der untersuchten Proben konnte erzmikroskopisch Gold nachgewiesen werden.

Dank

Ich möchte dem Grundbesitzer Peter Totz für die Erlaubnis zur Probennahme, Anton Pock für die Hilfe bei der Dünnschliffherstellung und Jürgen Neubauer und Karl Ettinger

für die Hilfe am Rasterelektronenmikroskop danken. Weiters danke ich Franz Fürntratt für die Herstellung der mir zur Verfügung gestellten Dünnschliffe und Franz Bernhard für die Unterstützung bei meiner Bachelorarbeit.

Literatur

- BAKKER R. J. 2003: Package FLUIDS 1, Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chemical Geology* 194: 3–23.
- BECK-MANNAGETTA P. 1941: Die Geologie des Einzugsgebietes der Laßnitz (Weststeiermark). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 34: 1–37.
- BECK-MANNAGETTA P. 1977: Ein neues Vorkommen von Eklogit-Gabbro in der Koralpe. – *Österreichische Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturwiss. Klasse*, 114, 1: 1–3.
- BECK-MANNAGETTA P. & KIRCHMAYER M. 1985: Gefügekundliche Untersuchungen an einem schriftgranitischen Pegmatoid in der südöstlichen Koralpe mit Bemerkungen über das Koralmkristallin (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 128: 183–195.
- BECK-MANNAGETTA P., EISENHUT M., ERTL V. & HOMANN O. 1991: Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 189 Deutschlandsberg, Geologische Bundesanstalt Wien.
- BRUAND E., STÜWE K. & PROYER A. 2010: Pseudosection modelling for a selected eclogite body from the Koralpe (Hohl), Eastern Alps. – *Mineralogy and Petrology* 99: 75–87.
- ERTL A. & HEEDE H. 2000: Haben einige Eklogite der Typuslokalität in der Sau- und Koralpe außer der eo-Alpinen Metamorphose auch eine permische und eine variszische Metamorphose erlebt? – *Joannea Mineralogie* 1: 5–22.
- ESKOLA P. 1922: On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. – *The Journal of Geology* 30: 265–294.
- FERRARI A. C. & ROBERTSON J. 2000: Interpretation of Raman spectra of disordered and amorphous carbon – *Physical Review B* 61 (20): 14095–14107.
- FLUGEL H. W. & NEUBAUER F. 1984: Geologische Karte der Steiermark 1:200.000, Geologische Bundesanstalt Wien.
- FRISCH W. & MESCHÉDE M. 2007: Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. 2. Aufl. – *Wissenschaftliche Buchgesellschaft*. Darmstadt.
- GASSER D., GUSTERHUBER J., KRISCHÉ O., PUHR B., SCHEUCHER L., WAGNER T. & STÜWE K. 2009: Geology of Styria: An overview. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 139: 5–36.
- HAUSER E. 2003: Gressenberg – Glashütten. Heimat zwischen Schwarzer Sulm und Stullnegg. – 223 pp., Hrsg. Gemeinde Gressenberg.
- HERITSCH H. 1963: Exkursion in das Kristallin der Koralpe. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 93: 178–199.
- HERITSCH H. 1973: Die Bildungsbedingungen von alpinotypem Eklogitamphibolit und Metagabbro, erläutert an Gesteinen der Koralpe, Steiermark. – *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 19: 213–271.
- HERITSCH H. 1974: Eine neue Variante des ACF-H₂O-Tetraeders, angewendet auf Eklogitamphibolite, Metagabbros und ihre Begleitgesteine aus dem Kristallin der Koralpe, Steiermark. – *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 21: 70–84.
- HERITSCH H. 1978: Ein weiteres Beispiel für den Übergang von Gabbro in Metagabbro auf kürzestem Raum aus der Koralpe, Steiermark. – *Österreichische Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturwiss. Klasse*, 5: 129–134.
- KIESLINGER A. 1926: Geologie und Petrographie der Koralpe II. Marmore. – *Sitzungsberichte, Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturwiss. Klasse*, 1. Abt., 135: 479–497.
- KUNZE R., TROPFER P. & KONZETT J. 2007: Petrologische und experimentelle Untersuchungen zum Gabbro-Eklogitübergang am Bärafen (Steiermark). Petrologische und experimentelle Untersuchungen zum Gabbro-Eklogitübergang am Bärafen (Steiermark). – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 153: 52.
- KURZ W., FRITZ H., TENCZER V. & UNZOG W. 2002: Tectonometamorphic evolution of the Koralm Complex (Eastern Alps): constraints from microstructures and textures of the 'Plattengneis' shear zone. – *Journal of Structural Geology* 24: 1957–1970.
- MEIXNER H. 1939: Eine Karbonatskapolithparagenese vom Typus Pargas aus dem Sulmtal bei Schwanberg, Koralpe, Steiermark – *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* 50: 672–689.
- MILLER C., THÖNI M., KONZETT J., KURZ W. & SCHUSTER R. 2005: Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities Eastern Alps, Austria. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 150: 217–253.

- MILLER C. & THÖNI M. 1997: Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. – *Chemical Geology* 137: 283–310.
- OKRUSCH M. 2005: Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 7. Aufl. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- PASSCHIER C. W. & TROUW R. A. J. 2005: Microtectonics. – Springer Verlag, Berlin. 366 pp.
- PISCHINGER G., KURZ W., ÜBLEIS M., EGGER M., FRITZ H., BROSC F. J. & STINGL K. 2008: Fault slip analysis in the Koralpe Massif (Eastern Alps) and consequences for the final uplift of “cold spots” in Miocene times. – *Swiss Journal Geoscience* 101 Supplement 1: 235–254.
- POSTL W. 2009: Geopark Glashütten. Ein Führer durch die Gesteinswelt der Koralpe. – Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien. 87 pp.
- PROYER A. & POSTL W. 2010: Eclogitized Gabbros from Gressenberg, Koralpe, Austria: Transformation phenomena and their interpretation. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark* 140: 45–67.
- ROEDER E. 1984: Fluid inclusions; Reviews in Mineralogy 12 (ed. P.H. Ribbe). – Mineralogical Society of America. 646 pp.
- SCHMID S. M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. 2004: Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Ecolae Geologicae Helvetiae* 97: 93–117.
- SCHÖNENBERG R. & NEUGEBAUER J. 1997: Einführung in die Geologie Europas. 7. Aufl. – Rombach GmbH Druck- und Verlagshaus, Freiburg im Breisgau.
- STÜWE K. & POWELL R. 1995: Geothermobarometry from modal proportions. Application to a PT path of the Koralpe complex, Eastern Alps. – *Mineralogy and Petrology* 119: 83–93.
- TENCER V. & STÜWE K. 2003: The metamorphic field gradient in the eclogite type locality, Koralpe region, Eastern Alps. – *Journal of Metamorphic Geology* 21: 377–393.
- THÖNI M. 2006: Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results interpretation: a review. – *Mineralogy and Petrology* 88: 123–148.
- THÖNI M. & MILLER C. 1996: Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constrains on the thermal and tectonic history. – *Journal of Metamorphic Geology* 14: 453–466.
- TOLLMANN A. 1980: Tektonische Neuergebnisse aus den östlichen Zentralalpen. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 71/72: 191–200.
- WEBER L. (Hrsg.) 1997: Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. – Erläuterungen zur Metallogenetischen Karte von Österreich 1 : 500.000. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, 19, 1–607.
- WEBER L. 2008: Die Metallogenetische Karte Österreichs. – *Joannea – Geologie und Paläontologie* 10: 75–78.
- WENINGER H. 1981: Mikrothermische Untersuchungen an ostalpinen Lagerstätten. – *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 29: 127–149.