

Blatt 22 Hollabrunn

Siehe Berichte zu Blatt 21 Horn von J. KOVANDA und L. SMOLIKOVA.

Blatt 37 Mautern

Bericht 1994 über petrographische Untersuchungen am Hartenstein-Gneis auf Blatt 37 Mautern

HANS PETER STEYRER & FRITZ FINGER
(Auswärtige Mitarbeiter)

A. MATURA (1983) hat auf Blatt Mautern mehrere kleine Züge eines leukoquarzdioritischen Orthogneises kartiert, und zwar vorwiegend als Einschaltungen in den Amphibolitmassen der Buschhandwandformation. Schon auf Grund der von MATURA (1983) gelieferten Beschreibungen ergibt sich der Verdacht, daß es sich bei diesen Gneiseinschaltungen um metamorphe Plagiogranite handelt, also um ehemalige hochdifferenzierte Schmelzen, die mit dem basaltischen Magmatismus der Buschhandwandformation in Zusammenhang stehen.

Derartige Plagiogranite sind unter anderem für Zirkondatierungen mit der U-Pb-Methode sehr geeignet, da sie in der Regel viele magmaeigene Zirkone führen, die erfahrungsgemäß auch noch nach einer mittelgradigen Metamorphose erfolgreich zur Gesteinsaltersbestimmung herangezogen werden können (vgl. beispielsweise die geochronologischen Arbeiten von MÜLLER & FLISCH (1995) an Plagiograniten des Silvretta-Kristallins). Es ergab sich somit eine gute Chance, die ophiolithartigen magmatogenen Anteile der Raabser Serie mit einer verlässlichen Methode datieren zu können.

Das Alter dieser Serie ist zweifellos ein wichtiger Punkt im Hinblick auf die tektonische Interpretation des Moldanubikums der südöstlichen Böhmisches Masse: Im Sinne moderner plattentektonischer Überlegungen wurde die Raabser Einheit mit ihren vielen Basiten nämlich in der letzten Zeit oft als Rest eines frühvariszischen Ozeans angesehen, der sich dann im Unterkarbon infolge variszischer Kollisionstektonik geschlossen hat (MATTE et al., 1990; STEYRER & FINGER, 1991; FRITZ & NEUBAUER, 1993). Bisherige radiometrische Daten haben dies allerdings keineswegs bestätigt. Beispielsweise erwähnen GEBAUER & GRÜNENFELDER (1982) in einem Vortragsabstract ein präkambrisches Zirkonalter von ca. 600 Ma aus dem Rehberger Amphibolitkomplex. FRANK et al. (1990) vermuten auf Grund von Rb-Sr-Datierungen im Weitental sogar noch höhere Protholithalter für die dortigen Amphibolite der Raabser Serie.

Die jetzt an der ETH Zürich vorgenommene Datierung des oben genannten quarzdioritischen Orthogneises der Buschhandwandformation ergab hingegen erstmals das von vielen erwartete paläozoische Alter, nämlich ein silurisches Alter von 428 ± 6 Ma (FINGER & VON QUADT, 1995). Dieser Datierung kommt auf Grund der (Sub)Konkordanz zweier Zirkonfraktionen gleichzeitig eine besonders hohe Verlässlichkeit zu.

Wegen der großen Bedeutung, die der Gesteinstyp nunmehr angesichts seiner erfolgreichen geochronologischen Bearbeitung erlangt hat, erscheint es uns angebracht, im Folgenden kurz über die Ergebnisse der begleitenden petrographischen Untersuchungen zu berichten, die wir im Vorfeld der Altersdatierungsarbeiten durchgeführt haben.

Wir schlagen für das Gestein die Bezeichnung Hartenstein-Gneis vor, nach der markanten Burg Hartenstein (Blatt Mautern, im nordwestlichen Blattviertel, ca. 10 km nördlich von Spitz/Donau), in deren Nähe sich relativ große und gut zugängliche Vorkommen befinden. Die folgenden Angaben beziehen sich im wesentlichen auf jene Aufschlüsse nahe der Burg Hartenstein. Es ist aber anzumerken, daß vergleichbare Gneise unter Umständen über die ganze Raabser Einheit hin immer wieder zu finden sein könnten.

Feldbefund

Der Normaltyp des Hartenstein-Gneises, wie er z.B. zwischen St. Johann und Maigenmühle auftritt, ist sehr feinkörnig, hellgrau bis hellbraun und über weite Strecken homogen und massig. Zwischen dem hellen Hartenstein-Gneis und den umgebenden Amphiboliten bestehen oft völlig kontinuierliche Übergänge, die sich i.w. durch eine sukzessive Zunahme von Hornblende in der Randzone des Gneises, bei gleichzeitiger Abnahme von Feldspat und Verschwinden von Quarz ergeben. In solchen 1–2 m mächtigen Übergangsbereichen erscheint der Gneis unscharf-streifig, verursacht durch lagenweise inhomogene Verteilung der dunklen Gemengteile. Aus derartigen Bildern geht klar hervor, daß die magmatischen Protolithe des Gneises und der umgebenden Amphibolite praktisch gleichzeitig gebildet worden sind. Schön zu beobachten sind die charakteristischen fließenden Übergänge zwischen den beiden Gesteinsarten z.B. bei der Grubbachbrücke an der Straße Maigen – Els.

Andererseits bildet das helle Gneismaterial in seltenen Fällen auch gangartige Diskordanzen zu den umgebenden Amphiboliten: So kann man z.B. bei Els, unmittelbar SE vom Gasthof Kühtreiber, sehen, wie dm-mächtige Apophysen, die vom homogenen Gneis ausgehen, einige m in die umgebenden Amphibolite eindringen. Solche Gänge dünnen aber praktisch immer rasch aus und enden dann in Form unscharfer 2–3 mm dicker heller Lagen. Trotz der straffen, SW-NE-streichenden Schieferung und Verfaltung und der teilweise intensiven flach SW-tauchenden Streckung sind die Gangkontakte aber, wie gesagt, zum Teil noch diskordant erhalten.

Leukosomschlieren und -lagen, wie sie für viele Amphibolite im Hangenden der Raabser Einheit charakteristisch sind, und wie sie auch ganz in der Nähe der Burg Hartenstein, z.B. bei der Maigenmühle (Brücke über die kleine Krems, an der Straße Maigen – Els) beobachtet werden

können, haben hingegen mit dem Hartenstein-Gneis genetisch nichts zu tun. Diese Leukosombildungen, die sich erst während der variszischen Metamorphose gebildet haben, sind i.a. viel größer im Korn. Häufig weisen sie große Hornblenden auf.

Dünnschliffbefund

Im Dünnschliff zeigt der Hartenstein-Gneis ein gut rekristallisiertes, wenig deformiertes, sehr feinkörnig granoblastisches Gefüge (Korndurchmesser von 0,2 bis max. 1 mm, meist um 0,4 mm). Außer bestimmten Akzessorien (Zirkon, Orthit, Apatit) sind praktisch keine magmatischen Reliktminerale erkennbar.

Saurer Plagioklas macht ca. 60–70 Vol.-% des Gesteins aus. Der Quarzanteil schwankt zwischen ca. 15 und 25 Vol.-%, wodurch sich z.T. ein leukotonalitischer Modalbestand ergibt. In reinen Linsen bildet Quarz äquidimensionale Rekristallisationskörner mit gerade ausgebildeten Korngrenzen mit Tripelpunkten von 90–120°. Nur selten ist Suturierung der Korngrenzen oder beginnende Subkornbildung als Hinweis auf postkristalline Deformation zu beobachten. Der Kalifeldspatgehalt des Hartenstein-Gneises erreicht maximal 10 Vol.-%, liegt jedoch meist unter 5 Vol.-%.

Die dunklen Gemengteile machen üblicherweise etwa 15–25 Vol.-% aus. Neben der obligaten Hornblende, die einen auffällig starken, kräftig grünen Pleochroismus zeigt, sind z.T. größere Mengen von Magnetit vorhanden. Weitere im Hartenstein-Gneis vorkommende Minerale sind Diopsid und Epidot.

Zirkonuntersuchungen

Wie schon MATURA (1983) anmerkt, ist der Hartenstein-Gneis enorm reich an Zirkonen. Die meisten sind zwischen 100 und 400 µm lang, z.T. findet man sogar noch größere Individuen.

Meist besteht gedrungener bis normalelongierter Habitus, die Tracht der Kristalle ist dabei generell von großen (100)- und (101)-Flächen bestimmt. Derartige Trachten sind für Plagiogranite typisch (PUPIN, 1980). Allerdings haben nur wenige Zirkone des Hartensteiner Gneises eine perfekte Idiomorphie, die meisten Körner wären wohl eher als subidiomorph zu bezeichnen, da die Kristallkanten meist etwas gerundet erscheinen.

Der Großteil der Zirkone zeigt im Durchlicht kleine bläschenförmige Einschlüsse, die mitunter derartig häufig werden, daß ganze Kristallbereiche trüb und dunkel erscheinen. Nur wenige Prozent der Zirkone sind frei von diesen Vesikeln. In solchen hochtransparenten Kristallen zeigt sich dann meist ein schwacher, oszillierender magmatischer Schalenbau in Form zarter Lichtlinien. Diese transparenten Zirkone wurden für die Datierung getrennt aussortiert und haben erwartungsgemäß die verlässlichsten, nämlich annähernd konkordante Alter ergeben (FINGER & VON QUADT, 1995).

Eine detaillierte Beschreibung der Zirkone des Hartenstein-Gneises mit REM- und BSE-Abbildungen findet sich in der Salzburger Diplomarbeit von Gisela HARAND (1995).

Geochemie

Zwei chemische Analysen des Hartenstein-Gneises sind in Tabelle 1 aufgelistet. Bei den Hauptelementen ist das niedrige Kalium und das sehr hohe Natrium auffällig, ebenso das hohe Eisen/Magnesium-Verhältnis, das den tholeiitischen Fraktionierungspfad widerspiegelt. Der hohe Fraktionierungsgrad des magmatischen Protoliths zeigt sich auch darin, daß trotz des relativ hohen Eisen-

gehaltes die kompatiblen Elemente Cr und Ni unter der Nachweisgrenze liegen (unter 0,5 bzw. 0,1 ppm).

Normiert man die Spuren- und REE-Gehalte des Hartenstein-Gneises gegen HORG (PEARCE et al., 1984), ergeben sich relativ flache Verteilungsmuster, wie sie für Plagiogranite typisch sind. Die Elemente Ba, Th, Ta und Nb sind dabei geringfügig stärker angereichert als Y und die schweren REE. Dies paßt zur generellen E-Morb Charakteristik der umgebenden Amphibolit-Suite (FINGER & STEYRER, 1995). Eine schwache positive Zr-Anomalie im Normierungsmuster könnte u.U. einen gewissen Kumulationsprozess anzeigen. Die gemessenen Zr-Gehalte von 1300 bis 1500 ppm erscheinen selbst für hochdifferenzierte Plagiogranit-Schmelzen außergewöhnlich hoch.

Hinweise auf einen subduktionsmodifizierten Mantel als Magmenquelle sind aus den Spuren- und REE-Gehalten des Hartenstein-Gneises nicht herauszulesen. So ist we-

Chemische Analysen von Hartenstein-Gneis (HG) und zwei Leukosomen (LS) aus Amphiboliten der Raabser Serie.

Probenherkunft: a, b = Straße Maigen-Els, nahe der Brücke über den Lobendorfer Bach; c = Kamegg im Kamptal; d = Weital Bundesstraße 500m N Leiben.

Hauptelemente in Gew.-%, Spurenelemente in ppm, H₂O wurde als Glühverlust bestimmt.

| | a | b | c | d |
|--------------------------------|---------------|---------------|--------------|---------------|
| | HG | HG | LS | LS |
| SiO ₂ | 68,60 | 70,60 | 60,90 | 61,20 |
| TiO ₂ | 0,42 | 0,43 | 0,58 | 0,78 |
| Al ₂ O ₃ | 13,50 | 14,00 | 17,60 | 14,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,75 | 5,27 | 3,84 | 5,03 |
| MnO | 0,14 | 0,07 | 0,08 | 0,11 |
| MgO | 0,15 | 0,12 | 1,98 | 3,09 |
| CaO | 2,53 | 1,71 | 7,14 | 9,30 |
| Na ₂ O | 6,72 | 6,98 | 5,41 | 3,60 |
| K ₂ O | 0,71 | 0,39 | 0,54 | 0,32 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,05 | 0,25 | 0,15 |
| H ₂ O | 0,45 | 0,45 | 0,93 | 1,54 |
| Summe | 100,02 | 100,07 | 99,25 | 100,02 |
| Nb | 47 | 55 | 11 | 4 |
| Zr | 1460 | 1300 | 33 | 67 |
| Y | 146 | 151 | 10 | 13 |
| Sr | 170 | 147 | 816 | 265 |
| Rb | 10 | 10 | 11 | 9 |
| Ni | u.d.N. | u.d.N. | 28 | 33 |
| Cr | u.d.N. | u.d.N. | 28 | 87 |
| La | 64,1 | 43,8 | 15 | 4,7 |
| Ba | 257 | 239 | 200 | 124 |
| Ce | 155 | 138 | 29 | 11 |
| Nd | 83 | 60 | 14 | 7 |
| Sm | 20,5 | 15,9 | 3,1 | 1,9 |
| Eu | 4,8 | 3,9 | 0,9 | 0,7 |
| Tb | 4,1 | 4,2 | u.d.N. | u.d.N. |
| Lu | 2,8 | 2,2 | 0,16 | 0,3 |
| Hf | 30 | 31 | 1,4 | 1,8 |
| Ta | 3,2 | 3,9 | 2 | |
| Th | 5,7 | 6,3 | 6,1 | 1 |

der das Ba/Ta-, Th/Ta- noch das Ce/Nb-Verhältnis gegenüber HORG signifikant erhöht. Es erscheint somit auch fraglich, ob lokale „volcanic-arc“-Affinitäten in anderen ophiolithischen Komplexen der Raabser Serie (MONTAG & HÖCK, 1993) wirklich einen komagmatischen Subduktionsprozess anzeigen oder nicht lediglich Einflüsse von Krustenkontamination in einem naszenten ozeanischen Rift widerspiegeln. FINGER & STEYRER (1995) argumentieren z.B. auf Grund geochemischer und lithologischer Daten, daß die Raabser Einheit vormals ein eher kleines, ozeanisches Rift-Becken mit kontinentalem Einfluß gewesen ist.

Zum Vergleich finden sich in der Tabelle noch zwei Analysen von Leukosomen aus Amphiboliten der Raabser Einheit. Diese zeigen zwar ebenso niedrige K₂O- und Rb-Gehalte, unterscheiden sich aber in den meisten anderen Spurenelementen drastisch vom Hartenstein-Gneis. Elemente wie Zr, Y oder die REE sind gegenüber HORG (PEARCE et al., 1984) deutlich abgereichert und haben sich bei der Aufschmelzung der Amphibolite offenkundig keineswegs inkompatibel verhalten.

Die genetische Verwandtschaft der Leukosome zu den umgebenden Amphiboliten äußert sich in den hohen Cr- und Sr-Gehalten.

Blatt 38 Krems

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von J. KOVANDA und L. SMOLÍKOVÁ.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1994 über schotterpetrographische Untersuchungen in der obermiozänen und pliozänen Molasse im östlichen Kobernauber Wald auf Blatt 47 Ried im Innkreis

WOLFGANG SKERIES
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die seit 1991 angegangenen schotterpetrographischen Untersuchungen im Kobernauber- und westlichen Hausruck Wald sind im Herbst 1994 in sieben Konglomerat-Aufschlüssen an der Westseite des Redlbachtales, westlich von Frankenburg, fortgesetzt worden. Geröllpopulationen im pannonen Kobernauber Schotter oberhalb des Schliers bei ca. 555 m (mündliche Mitteilung KRENMAYR) und im pannon-pontischen Hausruck Schotter oberhalb des Tonhorizonts bei ca. 670 m sollen weitere Aussagen über Sedimentationsablauf, Verwitterung nach Ablagerung, stratigraphische Lage, Erstreckung des Flußnetzes, großräumige Anordnung der Gesteinszonen und schließlich noch den tektonischen Wandel im Ostalpenraum bringen. Da die Schichten weitgehend waagrecht liegen, wird die Altersreihenfolge der beprobten Aufschlüsse in der Reihenfolge ihrer Höhenmeter wiedergegeben:

- 1) Innerleiten – Frankenburg 560 m,
- 2) Zachleiten 615 m,
- 3) W-Ende Innerleiten 620 m (?),
- 4) Wegkreuzung Schlag 630 m (?),
- 5) Otzigen 655 m (?),
- 6) Ottokönigen 675 m,
- 7) Südhang Hobelsberg 705 m (+ 5 m?).

Die Gerölle werden zuerst in die zwei Größenklassen 13 mm bis 20 mm und 20 mm bis 35 mm gesiebt. In jeder Größenklasse werden die Gerölle in 38 Gesteins-Gruppen (nach Liste) sortiert und gezählt. Von diesen Gesteins-Gruppen werden 33 in 11 Gesteins-Gesellschaften rechnerisch zusammengelegt und in Prozenten ausgedrückt. Aus jedem Aufschluß liegen für jede Gesteins-Gesellschaft zwei Prozent-Werte vor: die Häufigkeit der kleine-

ren Gerölle wird mit der der größeren Gerölle verglichen, um eine Aussage über eine relative Nah- oder Fernschüttung zu erhalten. Ein hoher Anteil an großen Geröllen gegenüber wenigen kleinen Geröllen in einer Gesteins-Gesellschaft ist meistens ein Hinweis darauf, daß die anstehenden Gesteinskörper dieser Gesteins-Gesellschaft in der Nähe der abgelagerten Gerölle zu finden sein müssen. Die entgegengesetzte Häufigkeitsverteilung läßt auf eine Lage der geröllspendenden Gesteinskörper in größerer Entfernung schließen.

Für die erste Einschätzung des „Schottercharakters“ werden zunächst die Anzahlprozent der Gesellschaft „quarzreiche Gesteine“ (Gangquarz + Quarzite + Glimmerschiefer im Quarz) betrachtet. Sie schwanken zwischen ca. 46 % (Südhang Hobelsberg 705 m) und ca. 84 % (Oberkante Schottergrube Otzigen 655 m). Sowohl für die kleinen als auch die großen Gerölle der „quarzreichen Gesteine“ sind die Anzahlprozent innerhalb einer Population (mit Ausnahme der Probe Zachleiten 615 m) nahezu gleich.

Mehrere Wertepaare in sich gleicher Anzahlprozent lassen es als möglich erscheinen, daß trotz der deutlichen Rundung der quarzreichen Gerölle weder ein langer Lieferweg noch die Härte eine vermutlich statistisch zufällige Größenverteilung (keine bevorzugte Korngröße) der abgewitterten Bruchstücke an ihren anstehenden Gesteinskörpern abgeändert haben. Diese Prozentgleichheit für die „quarzreichen Gesteine“ bleibt innerhalb einer Population jedoch nur dann bestehen, wenn die Summen der Anzahlprozent aller anderen Gesteine in den zwei Größenklassen zueinander ebenfalls gleich bleiben. Weniger als 3 % Unterschied ist in 11 von 13 bis jetzt bearbeiteten Populationen zu sehen!

Eine von der Hauptmasse der Schotter dieser Region abweichende Sedimentationsgeschichte wird für solche Konglomeratlagen in Erwägung gezogen, die 80 % oder mehr von der Gesellschaft „quarzreiche Gesteine“ enthalten:

- 1) Innerleiten – Frankenburg 560 m

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1995

Band/Volume: [138](#)

Autor(en)/Author(s): Steyrer Hans Peter, Finger Fritz [Friedrich]

Artikel/Article: [Bericht 1994 über petrographische Untersuchungen am Hartenstein-Gneis auf Blatt 37 Mautern 566](#)