

Der diskordante Pegmatit des Aufschlusses beim Schleinitzbach (Fi-13/12) ist mehr K-betont und hat ein Rb/Sr-Verhältnis von etwa 1. Durch den relativ hohen Sr-Gehalt von 149 ppm und den niedrigen Zr-Gehalt von 69 ppm ist eine Zuordnung dieses Pegmatits zum Gangfolge des Retzer Granits wahrscheinlich (vgl. Pegmatitanalysen in KREUZER & FINGER, Jb. Geol. B.-A., 152, 222–227, 2012).

Zusätzlich zu den Untersuchungen im Bereich der Umfahrungsstraße Maissau wurden im Berichtsjahr einige weitere Vorkommen von Granitgneisen aus dem westlichen Anschlussraum beprobt (basierend auf aktuellen Kartierungsarbeiten von Reinhard Roetzel) und petrographisch-geochemisch bearbeitet. Probe Fi-17/12 ist ein feinkörniger heller Gneis, der in Form von Lesesteinen SW von Amelsdorf (Kuppe N Seekreuz) auftritt. Die geochemische Analyse zeigt moderat saure granitische Zusammensetzung (SiO_2 : 69,77 Gew. %). Im Spurenelementmuster fällt ein hoher Zr-Gehalt auf (307 ppm). Gleichzeitig ist aber auch der Sr-Gehalt hoch (239 ppm), sodass eine Gleichsetzung mit dem ebenfalls Zr-reichen aber generell Sr-armen Eggenburger Granit nicht erfolgen kann. Eine weitere geochemische Besonderheit der Probe Fi-17/12 ist ein extrem hoher Ba-Gehalt (2.813 ppm), der eventuell eine genetische Verbindung zum ebenfalls Ba-reichen aber deutlich mafischeren Gumpinger Granitgneis anzeigen könnte. Das Gestein lässt sich vorläufig noch keiner der magmatischen Suiten des Moravikums sicher zuordnen. Im Dünnschliff zeigt sich ein mylonitisches Gefüge, auffällig sind mehrere relativ große (bis 1 mm) Erzpartikel mit kubischen Formen sowie einzelne, bis 1 mm große akzessorische Allanitkristalle.

In einer alten Steingrube im kleinen Wäldchen nördlich Sachsendorf wurden zwei Proben genommen, die dem Orthogneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla angehören. Probe Fi-18/12 ist ein mylonitischer Gneis mit intermediärer tonalitischer Zusammensetzung. Das Spurenelementmuster ist ähnlich den intermediären Therasburger Gneisen, wie sie nördlich des Pulkautales auftreten. Mit den Passendorfer Granodioriten/Tonaliten besteht etwas weniger Ähnlichkeit, da letztere tendenziell niedrigeres Zr und höheres Sr aufweisen (vgl. FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 146, 123–126, 2006).

Die zweite genommene Probe (Fi-19/12) ist hingegen deutlich saurer (70,51 Gew. % SiO_2) und dabei granodioritisch in der Zusammensetzung. Der massige graue Gneis zeigt große Biotitflatschen, die vermutlich auf große magmatische Biotite zurückgehen. Die saure granodioritische Zusammensetzung des Gesteins passt zu den von uns in den Vorjahren analysierten Proben aus dem Orthogneiszug Sachsendorf-Reinprechtspölla. Die Hauptmasse dieses Gneiszuges entspricht zweifellos einem sauren Granodiorit.

Bei Probe Fi-20/12 handelt es sich um einen dunklen Orthogneis, der SE vom Wasserreservoir an der Straße zwischen Buttendorf und Sachsendorf ansteht. Das Gestein ist makroskopisch dem etwas weiter westlich im Teichwiesenbachtal auftretenden intermediären Orthogneis von Buttendorf nicht unähnlich und auf den bestehenden geologischen Karten auch mit gleicher Signatur eingetragen. Geochemisch gesehen bestehen allerdings sehr klare Unterschiede. Probe Fi-20/12 zeigt beispielsweise nicht die für den Buttendorfer Gneiszug charakteristischen hohen Cr- und Ni-Gehalte (FINGER & RIEGLER, Jb. Geol. B.-A., 152/4, 216–218 und 218–220, 2012), und auch der K_2O -

Gehalt ist vergleichsweise deutlich niedriger. Die primäre Zusammensetzung der Probe Fi-20/12 war wohl tonalitischer. Aufgrund eines gleichzeitig hohen Zr-Gehalts (290 ppm) ist eine besondere Ähnlichkeit zum Therasburger Gneis gegeben. Von derselben Gneislamelle zwischen Buttendorf und Sachsendorf liegen übrigens bereits zwei andere Proben in Salzburg auf, die ebenfalls gut mit dem Therasburger Gneis nördlich des Pulkautales vergleichbar sind. Eine davon hat Günther Frasl bereits in den 1990er Jahren eingeholt. Sie stammt von der Kuppe im Feld N der Straße Buttendorf-Sachsendorf. Die zweite Probe wurde von uns anlässlich einer früheren Exkursion vom Süden der betreffenden Gneislamelle bei Kriegenreith genommen. Es ist somit klar belegt, dass Gneise, vergleichbar dem Therasburger Gneis, in Form einer dünnen, östlich des Buttendorfer Gneiszuges durchstreichenden Lamelle bis weit nach Süden, möglicherweise bis hinein ins Manhartsberggebiet verfolgbar sind. Zur Klarstellung möchten wir hier nochmals betonen, dass der Buttendorfer Gneis geochemisch völlig eigenständig ist und dementsprechend vom Therasburger Gneis unterschieden werden muss.

Ob der Buttendorfer Gneis auch im Moravikum nördlich des Pulkautales eine Fortsetzung hat, ist fraglich. Bisher sind uns keine derartigen Vorkommen bekannt. Der in vergleichbarer tektonischer Position, nämlich im Hangenden der Therasburger Gneise vorkommende, sehr saure Weitersfelder Stängelgneis kann weder in lithologischer noch geochemischer Hinsicht als Äquivalent des Buttendorfer Gneises aufgefasst werden.

Probe Fi-21/12 stammt aus dem westlichen Teil des Teichwiesenbachprofils. Es handelt sich um eine etwa 1 m mächtige helle Orthogneislage in Glimmerschiefern, die ihrerseits zusammen mit Marmoren eine Einschaltung im dortigen Bittescher Gneis bilden (Kartierung Reinhard Roetzel). Der Orthogneis kann aufgrund seiner Geochemie einigermaßen gut mit dem Bittescher Gneis korreliert werden, wobei argumentativ die sehr hohen SiO_2 -Gehalte, die granodioritische Tendenz ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), und auch der relativ niedrige Rb-Gehalt zum Tragen kommen. Die Nb- und Y-Gehalte der Probe sind allerdings vergleichsweise etwas höher als im typischen Bittescher Gneis.

Bericht 2012 über sedimentologische und sedimentpetrographische Untersuchungen von jungpaläozoischen Ablagerungen der Zöbing-Formation aus der Umgebung von Zöbing (NÖ) auf den Blättern 21 Horn und 38 Krems

SLAVOMÍR NEHYBA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In the Upper Palaeozoic deposits of the Zöbing Formation sedimentological studies and facies analyses were done on 24 outcrops. The depositional environment was interpreted as a dominantly alluvial to fluvial one (distributive fluvial-fan system?).

The petrographical evaluation of 20 thin sections points to a relatively low mineralogical and textural maturity of the studied sandstones. The sandstones are in general coarse- to medium-grained and often poorly sorted with a certain admixture of granules. The sandy grains are fre-

quently angular and sub-angular, whereas small pebbles are usually rounded. The amount of the matrix is limited and mostly of the coating type. Sandstones can be mainly classified (according to PETRÁNEK, Usazené horniny, 1963; KUKAL, Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů, ÚÚG Praha, 1986) as wackes (65 %); less common are arkoses (30 %) and rarely subgraywackes (5 %). The provenance of the detritus from the continental block can be supposed for the absolute majority of the samples (DICKINSON-SUCZEK, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 63, 1979). In the diagram Q–F–L (DICKINSON, Geology, 8, 1983; DICKINSON, Clastic Petrofacies. In: MIAL, A.D.: Principles of Sedimentary Basin Analysis, 1990) the sandstones plot in the field of the stable craton. Any significant differences were recognised between the studied samples from different members of the Zöbing Formation.

Heavy minerals were studied in the grain-size fraction 0.063–0.125 mm in 23 samples. Both heavy mineral assemblages and detailed study of selected minerals were provided. The outer morphology, colour, presence of older cores, inclusions and zoning were evaluated in the entire zircon spectra (419 grains). Only the euhedral or subhedral zircons were considered in the study of typology (85 grains) and elongation (170 grains). The electron microprobe analysis of garnet, rutile and spinel was evaluated with a CAMECA SX electron microprobe analyser (Faculty of Science, Masaryk University, Brno, Czech Republic). Data from 347 analysed garnet grains, 139 analysed rutiles, as well as from 10 spinels, were available.

Some differences were recognised in the heavy mineral assemblages of various lithostratigraphic members of the Zöbing Formation, but significant differences existed also between individual beds of the individual members. Rutile (72.1 %) and zircon (14.7 %) dominate in the Rockenbauer Sandstone Member. Additional heavy minerals (apatite, titanite, zoisite, epidote, monazite, garnet, staurolite, tourmaline, and andalusite) form several percent at a maximum. The ATi-ratio is 33.3, the GZi-ratio 19.7, the RZi-ratio 84.0, and the ZTR index 87.8. An association with predominance of garnet (73.4 %) and rutile (15.2 %) and occurrences of zircon, kyanite, titanite, apatite and monazite was recognised for the Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 91.2, the RZi-ratio 68.2 and the ZTR index 22.3. Garnet (60.4 %) with a higher content of rutile (9.4 %) is characteristic for the Kampbrücke Siltstone Member. All other heavy minerals (zircon, apatite, zoisite, monazite, staurolite, tourmaline, anatase, kyanite, and andalusite) form several percent at a maximum. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 94.1, the RZi-ratio 71.2, and the ZTR index 13.2.

Three heavy mineral associations were determined in the samples from the Heiligenstein Arkose Member. The first one is characterised by a predominance of garnet (78.6–85.0 %), with occurrence of rutile, apatite, zircon, staurolite, monazite, zoisite, and kyanite. The ATi-ratio is 100, the GZi-ratio 82.4–98.9, the RZi-ratio 70.6–92.8, and the ZTR index 3.2–8.8. The second one is typified by a predominance of garnet (30.6–63.3 %), rutile (7.4–19.8 %), and also apatite (1.7–22.2 %) or zircon (5.5–33.2 %) and occurrences of staurolite, monazite, zoisite, tourmaline, epidote, andalusite, and kyanite. The ATi-ratio is 83.5–100, the GZi-ratio 52.0–91.0, the RZi-ratio 33.0–69.3, and the ZTR index 12.9–46.8. The last one is characterised by a predominance of rutile (16.3–34.7 %), zircon (12.6–19.0 %), garnet

(18.1–23 %), and apatite (16.2–36.8 %). The rest of the heavy minerals (spinel, sillimanite, monazite, titanite, andalusite, kyanite, staurolite, tourmaline, and epidote) are rare, forming only few percent. The ATi-ratio is 98.9–100, the GZi-ratio 48.8–64.6, the RZi-ratio 56.4–64.6, and the ZTR index 29.3–53.7.

Garnet (54.1–84.9 %) predominates in the heavy minerals of the Lamm Siltstone / Arkose Member and Geißberg Sandstone Member with a higher occurrence of zircon (6.8–22.6 %), apatite (5.0–19.9 %) or rutile (2–10.3 %) in some samples. Additional heavy minerals (kyanite, sillimanite, epidote, andalusite, tourmaline, monazite, titanite, staurolite, and spinel) amount to only several percent. The ATi-ratio is 82.9–100, the GZi-ratio 70.5–99.0, the RZi-ratio 13.1–82.0, and the ZTR index 5.0–26.7.

Based on these results we can speculate about the general evolution of the heavy mineral assemblages within the succession. The basal deposits (Rockenbauer Sandstone Member) are typified by a strong predominance of rutile and zircon, show low ATi and GZi-ratios, a high RZi-ratio and ZTR index. The higher parts of the succession (Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member, Kampbrücke Siltstone Member, Heiligenstein Arkose Member, Lamm Siltstone / Arkose Member and Geißberg Sandstone Member) are characterised especially by the increasing of garnet. Rutile, zircon and apatite are also significantly present in some samples. The ATi and GZi-ratios are higher and the RZi-ratio and ZTR index lower than in the basal parts of the succession. Wide fluctuations of mineral percentages indicate local sources such as an adjacent alluvial basin. This type of fluctuations is regarded as typical for intra-orogenic or post-orogenic sedimentary basins fills such as the extensional collapse grabens. ZTR minerals are common in acidic to intermediate magmatic rocks as well as in mature siliciclastic sediments and some metamorphic rocks. The presence of garnet (and also staurolite) indicates mainly micaschist complexes as primary sources. Epidote was derived from low-grade metamorphic series; kyanite indicates the presence of high-pressure metamorphic rocks. The presence of andalusite shows also higher-T metamorphic facies provenance. Apatite may be derived from biotite-rich rocks, but it is a common accessory mineral in virtually all igneous and many metamorphic rocks.

The garnet composition is surprisingly monotonous for all members of the Zöbing Formation. Almandine is absolutely predominating as pyrop-almandines ($ALM_{(50-83)} - PRP_{(11-48)} - GRS_{(0-8)} - SPS_{(1-3)}$) make 93.9 % of the spectra. Almandines ($ALM_{(70-90)} - PRP_{(4-9)} - GRS_{(2-8)} - SPS_{(1-3)}$) form 2.2 %, grossular-pyrop-almandines ($ALM_{(42-64)} - PRP_{(14-31)} - GRS_{(12-25)} - SPS_{(0-3)} - AND_{(0-1)}$) 1.9 %, spessartine-almandines ($ALM_{(60-69)} - SPS_{(10-24)} - GRS_{(4-10)} - PRP_{(4-10)}$) form 1.4 %, grossular-almandines ($ALM_{(50-83)} - GRS_{(23-38)} - PRP_{(6-7)} - SPS_{(5)} - AND_{(0-3)}$) form 0.7 % and pyrop-andradite-almandin and grossular were exceptional. These data reveal a dominant garnet provenance from metamorphic rocks such as granulites, gneisses and (amphibole + biotite) schists. The monotonous spectra of garnet point to a primary source (very limited recycled detritus).

Although spinel was particularly rare in the studied heavy mineral spectra, its chemistry can be a valuable indicator of certain source rocks. The microprobe study reveals 70 % of spinels with a high content of Cr (> 2,500 ppm). These spinels can be classified as chromian ones, which

are a typical mineral for peridotites and basalts (POBER & FAUPL, Geol. Rundschau, 77/3, 1988) reflecting a source from mafic/ultramafic rocks. Plotting TiO_2 against Al_2O_3 for spinels points to a volcanic source, which also suggests the relatively high TiO_2 concentrations (KAMENETSKY et al., J. Petrol., 42, 2001; ZIMMERMANN & SPALLETTI, Sed. Geol., 219, 2009).

Rutile represents one of the most stable heavy minerals. The concentration of the main diagnostic elements (Fe, Nb, Cr, and Zr) varies significantly in the studied samples. The concentration of Nb varies between 412.4 and 9520 ppm (average 2045.6 ppm), the concentration of Cr varies between 3.4 and 3480 ppm (average 1066.7 ppm), of Zr between 70.3 and 7706.5 ppm (average 2696.7 ppm) and the value of $\log Cr/Nb$ is mostly negative (87.5 %). The majority of rutiles originate from metapelitic rocks (62.9 %), whereas less common is the origin from metamafic rocks (19.1 %) or pegmatites (18 %) (FORCE, J. Sed. Petrol., 50/2, 1980; ZACK et al., Sed. Geol., 171, 2004a, ZACK et al., Contributions Min. Petrol., 148, 2004b; TRIEBOLD et al., Chem. Geol., 244, 2007). The Zr-in-rutile thermometry was applied for metapelitic zircons only (for a stable rutile-quartz-zircon assemblage cf. ZACK et al., 2004a, b; MEINHOLD et al., Sed. Geol., 203, 2008). The results indicate that 92.3 % of metapelitic rutiles belong to the granulite metamorphic facies and 7.7 % to the amphibolite/eclogite facies. No significant differences in rutile chemistry were recognised between samples from different members of the Zöbing Formation.

The subrounded and rounded zircons in all studied samples are amounted to 38.8 %, whereas subhedral ones are 44.3 % and euhedral zircons form 16.8 %. Certain differences in the shape of zircons were recognised between the deposits of various members of the Zöbing Formation. The highest (i.e. 51.9–73.9 %) occurrence of subrounded and rounded zircons was recognised in the lower members (i.e. Rockenbauer Sandstone Member and Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member) whereas the highest occurrence of euhedral zircons was observed in the higher members (i.e. Heiligenstein Arkose Member and Lamm Siltstone / Arkose Member). Zircons with a pale colour predominate, forming 52.8 % while colourless zircons constitute 34.1 % of the spectra. Zircons with a brown colour form 7.2 %, opaque ones 0.2 % and pink zircons 0.7 %. The proportion of zoned zircons forms a maximum of 8.4 % and zircons with older cores 5.7 %. All studied zircons show inclusions. The average value of the zircon elongation is 2.31. Zircons with elongation above 2.0 predominate consisting 62.9 %. Zircons with an elongation of more than 3 represent 15.6 %. The maximum elongation is 5.5. No significant differences in the value of elongation were recognised between samples from various members of the Zöbing Formation. The parental magmas of the studied zircons had a hybrid character (close to the anatectic origin) in accordance with the position of the “typology mean point” (PUPIN, Contributions Min. Petrol., 73, 1980, PUPIN, Schweiz. Mineralog. Petrograph. Mitt., 65, 1985). A predominance of the typological subtypes S17 and S12 of PUPIN (1980) can be observed. The slightly higher occurrence of subtype S12 seems to be connected with the lower member (i.e. Kalterbachgraben Sandstone / Siltstone Member), whereas the slightly higher occurrence of S17 seems to be connected with the higher member (i.e. Heiligenstein Arkose Member). Euhedral and subhedral zir-

cons were dominantly derived from granitoids. Significant portion of zircons originated from a volcanic source. The rounded and subrounded zircons may originate from earlier sediments (recycled detritus), from metamorphic rocks (first-cycle detritus) or even from magmatic rocks (sedimentary protolith or effects of magmatic resorption). The low content of rounded and subrounded zircons, the value of elongation, the amount of zoned zircons, zircons with older cores and opaque zircons, all point to a minor role of recycled detritus and metamorphic rocks in the provenance of zircon.

The results of heavy mineral analysis, like garnet, rutile and zircon studies, clearly identified the Moldanubian units as the source area for the studied deposits.

Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2012 wurde im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes ÖK 21 Horn das Gebiet im Horner Becken nordöstlich von Gars am Kamp zwischen Nonndorf bei Gars und Zaingrub geologisch kartiert. Im Südwesten und Nordwesten des aufgenommenen Gebietes stehen die kristallinen Gesteine an der Oberfläche an. Im Becken wird die paläogen-neogene Füllung aus Tonen, Silten, feinkörnigen Sanden und stellenweise Kiesen gebildet. Die quartäre Bedeckung ist bunt und besteht überwiegend aus äolischen, untergeordnet auch aus deluvialen, deluvio-fluviatilen, fluviatilen (einschließlich der Schwemmkegel) und anthropogenen Ablagerungen. Neben der üblichen geologischen Kartierung wurden zusätzlich Bohrstocksonden bis in 1 m Tiefe abgeteuft und auch der Kalkgehalt der Sedimente mittels 3 %-iger Salzsäure systematisch geprüft.

Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Im kartierten Gebiet treten zwischen dem Bereich nordöstlich von Gars am Kamp und der Umgebung von Zaingrub verwitterte, kristalline Gesteine (Glimmerschiefer und Orthogneis des Moldanubikums; südlich von Zaingrub auch ein kleines Relikt von Serpentin?) an die Oberfläche. Diese eluvialen Verwitterungsprodukte sind braungrau, stellenweise rotbraun fleckig, grobsteinig bis grobsandig, stellenweise auch lehmig-sandig und tonig-sandig. Auf deren Oberfläche haben sich nur seichte, rezente Böden gebildet, die nur wenig für die landwirtschaftliche Nutzung geeignet sind.

Paläogen-Neogen

In der Umgebung von Nonndorf bei Gars und südlich von Zaingrub wurden Tone, Silte und feinkörnige Sande, stellenweise mit Kies kartiert und beschrieben. Es handelt sich dabei um Sedimente der **St. Marein-Freischling-Formation** (Oberoligozän–Untermiozän, Egerium).

Die Sande sind braungrau, stellenweise gelbbraun, grünbraun, Glimmer führend, kalkfrei bis schwach kalkhaltig, stellenweise schwach tonig, feinkörnig, untergeordnet auch grobkörnig (z.B. in der Nähe der Straße Zaingrub – Gars am Kamp). Manchmal sind sie auch siltig oder führen eingeschaltete, geringmächtige siltige Lagen. Häufig sind auch kantengerundete Quarzgerölle von 1–3 cm Durch-