

„Dogger“, da sie annahm, dass ihre Sedimentation unmittelbar an jene der „Seidlwinkltrias“ anschließt. Diese Alterseinstufung führt seit etlichen Jahren zu intensiven Diskussionen und z. T. zu recht kontroverseren lithostratigraphischen Parallelisierungen. So wiesen z. B. THIELE (1980 in: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs) oder LEMOINE (Bull. Soc. Géol. France, 174/3, 2003) auf die große Ähnlichkeit der Brennkogel-Formation mit gesichert kreidezeitlichen Ablagerungen hin.

Die Hauptbestandteile der Brennkogel-Formation sind dunkle, kalkfreie bzw. kalkarme Phyllite mit Einlagerungen von 5 m bis 20 m mächtigen, hellen, feinkörnigen Karbonatquarziten und dunkle Kalkphyllite bis Kalkschiefer.

Die erwähnten Karbonatquarzite wurden bei den Revisionen mehrmals eingehend studiert, so z. B. am Grat östlich der Kropfscharte in Richtung des Kärntner Scharecks, im obersten Seidlwinkltal zwischen der Litzlhofalm und dem unteren Labboden bzw. am nach N gerichteten Felsgrat des Brennkogels um Kote 2740 (bereits auf Blatt 153 Großglockner). Übereinstimmend zeigten die Aufschlüsse mit Karbonatquarziten, in allen zuvor genannten Bereichen, ein praktisch identisches, im Folgenden genauer erläutertes Bild. Bedingt durch die leicht herauswitternden, feinen Karbonatkörner können auf verwitterten Oberflächen der Brennkogel-Quarzite stets viele unterschiedliche Lagen mit gradierter Schichtung erkannt werden. Alle in der Brennkogel-Formation vorkommenden Karbonatquarzite bestehen praktisch zur Gänze aus zyklischen, flyschartigen Abfolgen. Der Karbonatgehalt dieser Quarzite ist meist gering (rund 10 %), selten sind Karbonatquarzite mit 30–50 % Karbonat. Diese treten lediglich in den stratigraphisch liegenden Teilen der Karbonatquarzite auf. Aus jenem Teil sind auch metamorphe Brekzien bekannt, deren Matrix stets quarzitisch ist und deren Komponenten vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehen. Diese Komponenten wurden z. T. extrem duktil deformiert. So z. B. wie die am Hochtort auftretenden Brekzien. Der Gesteinstyp der „Hochtortbrekzie“ wurde auch am Felsgrat östlich der Kropfscharte und etwa am westlichen Ende der Situationsbeschriftung „Tauernberg“ kartiert. Dieser charakteristische Leithorizont markiert südlich des Hochtorts Richtung Heiligenblut stets die Basis der Brennkogel-Quarzite.

Die überwiegende Hauptmasse der Brennkogel-Formation besteht aber aus den bereits erwähnten dunklen, kalkfreien Phylliten und den Kalkphylliten, die verbreitet ansehnliche Gehalte von Chloritoid und lokal auch von Granat aufweisen. Als Ausgangsgesteine dieser Metasedimente werden allgemein dunkle Ton-, Tonmergel- und Mergelsteine vermutet.

Durch die Definition einer eigenständigen Piffkar-Formation und durch die Separation der Schwarzkopf-Formation von der Brennkogel-Formation gibt es gute Argumente dafür, dass alle nunmehr zur Brennkogel-Formation gezählten Gesteine in der Unterkreide abgelagert wurden und vor allem die Karbonatquarzite der Typlokalität weitgehend den Gesteinsformationen des „Gault-Typs“ entsprechen.

#### **N–S-verlaufende Störungen**

Die Piffkar-Formation und die Schwarzkopf-Formation sind vom Kärntner Schareck bis ins Seidlwinkeltal nördlich der Gollehenalm auf einer Länge von mehr als 25 km immer an der Hangendgrenze der Seidlwinkl-Formation verfolgbar. Sie fehlen just nur am Hochtort, obwohl sie wenig südlich am Viehbichl und nördlich in den Aufschlüssen westlich des Mittertörls prächtig ausgebildet sind. Als Grund wird eine in N–S-Richtung verlaufende Störung mit bedeutendem Vertikalversatz angenommen. Diese Abschiebung begrenzt die Seidlwinkl-Formation am westlichen Ende der Torwand, senkt die Brennkogelschiefer um mehrere Zehnermeter ab und verdeckt hier die Piffkar-Formation und die Schwarzkopf-Formation. Die Fortsetzung dieser Störung verläuft nördlich der Fuscher Wegscheide in Richtung Oberer Labboden. Eine weitere in NNE–SSW-Richtung verlaufende Abschiebung quert den Alpenhauptkamm östlich von Kote 2590 und begrenzt hier ein kleines Vorkommen von Quarziten und Chloritoidschiefern der Piffkar- bzw. der Schwarzkopf-Formation scharf gegen die Dolomite und Rauwacken der Seidlwinkl-Formation. Ihre nördliche Fortsetzung durchtrennt und versetzt die Wustkogel-Formation am westlichen Ende des Plattenkars. Die weiter östlich durch die Weißenbachscharte verlaufende N–S-Störung wurde bereits von HELLERSCHMIDT (Jb. Geol. B.A., 2003) beschrieben.

## **Blatt 155 Bad Hofgastein**

### **Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Ankogel-Hochalmgruppe auf Blatt 155 Bad Hofgastein**

LINDA LERCHBAUMER  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

In den Sommern 2006 und 2007 wurden die Neu-Untersuchungen des Kristallins im Kleinellendtal (Ankogel-Hochalm-Gruppe; Kärnten) von 2005 fortgesetzt.

Im Arbeitsgebiet ist die klassische Vergesellschaftung von Zentralgneisen und ihren Hüllgesteinen (Glimmerschiefern und Amphiboliten) aufgeschlossen. In der Arbeit von HOLUB & MARSCHALLINGER (Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 5–31, Wien 1988) wurde eine relative Intrusionsabfolge für die einzelnen Zentralgneis-Typen erstellt, die auch hier verwendet wird.

Während der Kartierung in den Gebieten Zwischenellendscharte – Gurnböden im Jahr 2006 und Gurnböden – Steinkarboden im Jahr 2007 wurden auch Proben zur geo-

chemischen Untersuchung sowie zur geochronologischen Altersbestimmung genommen. Anhand der gewonnenen Daten wurde versucht, die Gesteine des Kleinellendtales und die Einheiten des zentralen Tauernfensters zu vergleichen.

Im Zuge der fortschreitenden geologischen Aufnahme mussten einige Aussagen, die im Bericht 2005 gemacht wurden, korrigiert werden.

Aus diesem Grund werden die Lithologien hier abermals beschrieben und eine veränderte Einteilung der Gesteins-einheiten, die auf den neu gewonnenen Altersdaten basiert, präsentiert.

Lithostratigraphisch werden die variszischen Orthogneise des Tauernfensters mit dem in der Literatur bestens bekannten Begriff „Zentralgneise“ im Rang eines Komplexes zusammengefasst. Ihre Hüllgesteine (Amphibolite, Biotit-Schiefer, Granat-Glimmerschiefer und Serizit-Phyllite) werden im Arbeitsgebiet mit dem informellen Begriff „Prä-Zentralgneis-Einheiten“ benannt und diese im Rang eines Komplexes den Zentralgneisen gegenübergestellt.

## Zentralgneise

Im Kleinellental finden sich alle von HOLUB & MARSCHALLINGER beschriebenen Zentralgneisvarietäten. Der Platznahme folgend sind dies:

Großelendflasergranit  
Maltatonalit  
Hochalm-Porphyrgranit  
Kölnbreinleukogranit

Während rund um die Schwarzhornseen und die Zwischenelendscharte, bis zum Gipfel des Südlichen Schwarzhorns, vornehmlich der Großelendflasergranit vorkommt, dominiert der Kölnbreinleukogranit das Kleinellental von den Gurnböden an talauswärts, oft die älteren Zentralgneise diskordant durchschlagend.

Die Varietät des Hochalmporphyrgranits tritt nur untergeordnet neben dem Großelendflasergranit im Bereich der Gurnböden und SW' der Zwischenelendscharte auf.

Maltatonalit-Vorkommen sind im bearbeiteten Gebiet auf die Bergflanken unterhalb des Kleinellentals, W' des Steinkarbodens, beschränkt. Dort finden sich einzelne, bis m-große Schollen Maltatonalit im Kölnbreinleukogranit.

Die Zentralgneise fallen alle mittelsteil nach NW bis WNW ein.

Im Dünnschliff sind die Merkmale der Zentralgneise augenscheinlich: Es sind typische Orthogneise mit den Hauptbestandteilen Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas, wobei entweder der Kalifeldspat oder der Plagioklas eine mengenmäßige Vormachtstellung innerhalb der Feldspat-Anteile einnimmt. Als Nebengemengteile sind Biotit, Hellglimmer und Karbonate zu nennen.

Der Mineralbestand ist vollständig rekristallisiert und die Hellglimmer eine sekundäre Bildung.

Der Großelendflasergranit ist durch sein straffes Gefüge mit ausgewalzten Hellglimmer- und Biotit-Plättchen (teilweise chloritisiert) rund um die flasrigen, stark serizitisierten Kalifeldspatäugen gekennzeichnet. Quarz tritt vor allem in Zeilen auf, wodurch mitunter ein Plattengneis-Gefüge erkennbar wird. Daneben treten immer wieder Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe, Zirkon, Apatit, Titanit, Hämatit und Magnetit/Ilmenit auf.

Im Maltatonalit treten vor allem große Plagioklase auf, deren Microlithons den oszillatorischen Zonarbau nachzeichnen. Daneben sind sperrig verwachsene Biotite und Hornblendens zu sehen, die dem Gestein sein charakteristisches weiß-schwarz gesprenkeltes Aussehen verleihen. Kalifeldspat spielt nur untergeordnet eine Rolle. Außerdem erkennt man im Dünnschliff Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe, Titanit und Serizit. HOLUB & MARSCHALLINGER haben in ihrer Arbeit den Maltatonalit als nicht Hornblende führend beschrieben, was auf das Vorkommen im Kleinellental somit nicht zutrifft.

Charakteristisch für den Hochalmporphyrgranit sind die bis zu mehreren cm großen Kalifeldspäte, die in einer verhältnismäßig sehr dunklen Matrix aus großteils Biotit (ebenfalls teilweise chloritisiert), Plagioklas und Quarz, daneben Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe (v. a. Allanit), Apatit, Zirkon, Titanit, Hämatit und Magnetit/Ilmenit schwimmen.

Der Kölnbreinleukogranit ist ein massiges, sehr helles Gestein, das nach Plagioklas und etwas untergeordnet Kalifeldspat durch Quarz und schwankende Gehalte an Hellglimmer und Karbonat definiert ist. Als Akzessorien treten Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe, Apatit, Zirkon, Hämatit und Magnetit/Ilmenit auf.

Je nach Intensität der Deformation liegen die Zentralgneise als kaum deformierte porphyrische Granitgneise, Augengneise oder gar Plattengneise vor. Die Deformation fand in distinkten Scherzonen statt, sodass Gesteine verschiedenster Überprägung nebeneinander vorkommen.

Die Tatsache, dass die einzelnen Zentralgneistypen unterschiedlich stark deformiert wurden, (so ist der Kölnbreinleukogranit im Gegensatz zum Großelendflasergranit meist massig und kaum deformiert), ist auch dadurch zu erklären, dass die Intrusion dieser Körper zumindest syn-deformativ über einen längeren Zeitraum in mehreren Stadien erfolgte, was auch im Dünnschliff an den verschiedenen Glimmer-Generationen erkennbar ist.

Noch nicht vollständig geklärt ist die Herkunft und Einordnung jener Gabbros und Hornblendite, die an der N-Flanke des Nördlichen Schwarzhorns und SW' des Oberen Schwarzhornsees gefunden wurden. Diese massigen, nahezu undeformierten (ultra)mafischen Gesteine werden laut Geländebefund den Zentralgneisen zugeschrieben, da sie genau so wie diese innerhalb der Hüllgesteine auftreten und eben auch einen geringen Deformationsgrad aufweisen, somit wohl nicht diese viel-phasigen Entwicklungen der Prä-Zentralgneis-Einheiten mitgemacht haben.

Der Mineralinhalt besteht aus großen, meist idiomorphen Hornblendens mit Plagioklas und Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe dazwischen; auch Titanit und opake Erzphasen treten auf.

Es könnte sich bei diesen Gesteinen um gabbroide Schmelzen oder Kummulate handeln. Da ihr Vorkommen allerdings auf zwei Aufschlüsse beschränkt ist, sind diese Gesteine nicht als eigene Lithologie in der Karte vermerkt, sondern nur die Fundorte markiert.

## Prä-Zentralgneis-Einheit

Die Gesteine dieses Komplexes wurden im östlichen Tauernfenster als „Altkristallin“ oder „Altes Dach“ bezeichnet. Hier werden diese Begriffe aufgrund der neuen Erkenntnisse nicht mehr verwendet. Die Hüllgesteine der Zentralgneise im Kleinellental werden somit mit dem Begriff „Prä-Zentralgneis-Einheit“ benannt.

Diese Einheit umfasst die „Zwischenelend-Schiefer“ (Biotit-Schiefer, Granat-Glimmerschiefer und Serizit-Phyllite, die zusammengefasst werden und aufgrund ihrer lokalen Bedeutung einen eigenen Namen erhalten) und Amphibolite, die neben den Zentralgneisen im gesamten Untersuchungsgebiet vorkommen.

Die Kontakte zu den Intrusiva sind meist durch Scherzonen und Störungen verdeckt bzw. überprägt. Nur selten findet man erhaltene Intrusionskontakte, so z. B. W der Gurnböden, wo Kölnbreinleukogranit in Granat-Glimmerschiefer intrudierte.

Die oben genannten Lithologien weisen in den direkten Kontaktzonen zu den Zentralgneisen teilweise ein leicht migmatisches Aussehen auf, was durch eine randliche Erwärmung der Hüllgesteine im Zuge der Intrusion der Granitoide zu erklären ist. In-situ-Migmatite wurden im Kleinellental keine gefunden, allerdings kann man Schiefer und Amphibolite, in welche Kölnbreinleukogranit gangartig intrudierte und die anschließend verfaltet wurden, auf den ersten Blick mit Migmatiten verwechseln, da der helle Leukogranit einem Neosom gleicht.

Solche Gesteine befinden sich vor allem zwischen den Gurnböden und der Zwischenelendscharte.

## Amphibolite

Die Amphibolite bauen u. a. die Gipfelbereiche von Ankogel und Nördlichem Schwarzhorn auf; markant ist auch das Amphibolit-Band im Gipfelbereich der Tischler Spitze, das erstmals 1952 von PAULITSCH (Mitt. Naturwiss. Vereins Stmk, **81/82**, 138–144) beschrieben wurde und laut HAUNSCHMID (1993, Diss. Uni Salzburg) bis in den südlichen Teil des Grubenkars verfolgbar ist.

Sie sind metamorph gebändert und weisen einen feinkörnigen Mineralinhalt von Hornblende, Mineralen der Epidot-Zoisit-Gruppe und Plagioklas, weiters Titanit, Rutil und Magnetit/Ilmenit auf.

Es wurde eine Gesteinsprobe SW' des Unteren Schwarzhornsees genommen: Die Haupt- und Nebenelementanalyse zeigt einen basaltischen Chemismus; durch das errechnete  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial und die Nd-Isotopie kommt die Probe in der Verlängerung der Mantellinie zu liegen. Aufgrund der Analyse-Ergebnisse wird der Protolith des Amphibolits als Mantelgesteins-Abkömmling und der Amphibolit somit als Orthoamphibolit klassifiziert.

Die Amphibolite des Kleinellendtales weisen eine große geochemische Ähnlichkeit mit den Basisamphiboliten aus dem zentralen Tauernfenster auf, was eine genetische „Verwandtschaft“ dieser Einheiten nahe legt.

#### „Zwischenellend-Schiefer“

Biotit-Schiefer sind vor allem rund um den Unteren Schwarzhornsee aufgeschlossen. Charakteristisch für diese Schiefer sind die durch Verwitterung gold gefärbten Biotitblasten. Im Dünnschliff sind neben Biotit, rekristallisiertem Quarz, Hellglimmer und Chlorit auch Kalzit, Granat, Ilmenit, Titanit und Zirkon erkennbar.

Eine Gesteinsprobe wurde am Fallbach-Wasserfall genommen und ausgewertet: Die Verteilung der Haupt- und Nebenelemente zeigt einen für ein Metasediment typischen intermediären Chemismus. Das errechnete  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initial und die Nd-Isotopie zeigen, dass dem sedimentären Protolith ein beträchtlicher Teil an juveniler Kruste beigemischt war.

Es wurden detritäre Zirkone aus dem Biotit-Schiefer anhand des U/Pb-Systems datiert, die für diesen das Alter der maximalen Sedimentation im obersten Devon festlegen.

Alle oben genannten Analyseergebnisse lassen auch beim Biotit-Schiefer auf eine Verwandtschaft zu den Gesteinen des zentralen Tauernfensters, genauer zu den Biotitporphyroblastenschiefern, schließen.

Granat-Glimmerschiefer treten neben den Biotit-Schiefern am Unteren Schwarzhornsee und rund um die Gurnböden im Kleinellendtal auf. Sie stehen in direktem Kontakt zu den Zentralgneisen und sind randlich migmatisch überprägt. Die Granate sind sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch ein deutliches Merkmal dieses Gesteins. Haupt- und Nebengemengteile sind Hellglimmer, Quarz, Chlorit und Granat, Akzessorien Magnetit/Ilmenit und Titanit.

Es können zwei Generationen an Granaten unterschieden werden: eine ältere mit großen, teilweise an den Bruchstellen chloritisierten Granaten, die eine ältere Schieferung in ihren Kernen und Anwachssäume zeigen, und eine jüngere mit kleinen, idiomorphen Granaten.

Das Vorkommen von Serizit-Phylliten ist auf den Gipfelgrat der Schwarzhörner beschränkt. Es handelt sich dabei um glänzende, sehr brüchige Gesteine, die vor allem aus feinschuppigem Hellglimmer und rekristallisiertem Quarz, daneben noch Biotit, bestehen.

Alle Lithologien des Prä-Zentralgneis-Komplexes wurden in mehreren Phasen deformiert, als letztes Ereignis ist eine retrograde grünschieferfazielle Metamorphose zu nennen, die anhand der Chlorite, Minerale der Epidot-Zoisit-Gruppe und Albite erkennbar ist.

Aufgrund des oberst-devonen Maximalalters des Biotit-Schiefers kann man im Kleinellendtal nicht mehr von einem prä-variszischen Altkristallin sprechen.

Für die Entstehung der Hüllgesteine der Zentralgneise wird hier somit eine Position innerhalb der variszischen Orogenese angenommen. Dies entspricht auch den Ergebnissen der Datierungen von Basisamphibolit und Biotitporphyroblastenschiefer aus dem zentralen Tauernfenster (KEBEDE et al. 2005, Geol. Rundsch., 94/3, 336–353).

## Blatt 164 Graz

### Bericht 2007 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Jahres 2007 betraf den Bereich sowohl des Westrandes des Kristallins von Radegund als auch den östlichen Bereich entlang der Raabklamm sowohl auf Blatt 164 Graz als auch am angrenzenden Kartenblatt 165 Weiz.

Wie schon in den Berichten der Jahre 2006 und 2005 dargelegt, wird der Großteil des Gebietes von meist pegmatitisch injiziertem Glimmerschiefer und Gneis aufgebaut. Die Gneise zeigen höheren Biotit-Gehalt und sind meist durch bis zu 1 cm große Feldspatklasten gekennzeichnet. Der Quarzanteil der Glimmerschiefer wechselt lagenweise bis zu quarzitischem Glimmerschiefer und Quarzit. Einschaltungen von massigem Pegmatit treten vermehrt in den Glimmerschiefer- und Quarzit-Gebieten auf wie Raabklamm und dem Gebiet um Höf – Schwaigen, geringmächtige Einschaltungen konnten vor allem in den von Gneis dominierten Gebieten zwischen Stergraben im E und Mühlgaben im W beobachtet werden. Als weitere Einschaltungen neben Pegmatit finden sich Marmore, Kalksilikatgesteine und Amphibolit, wobei Letztere meist in engem Kontakt zueinander vorkommen. Entgegen den Beobachtungen aus dem Jahre 2006 ist auch der SE-Bereich des Radegunder Kristallins auf Kartenblatt 165 Weiz durchwegs von pegmatitisch injiziertem Glimmerschiefer und Gneis aufgebaut. Auch die Vorkommen von Amphibolit,

Kalksilikatfels und Marmor, aber auch größere Pegmatitvorkommen sind ident der Situation im N- und NE-Bereich auf Blatt 164 Graz.

Als liegendster Anteil treten Bereiche auf, die sich durch eine starke Führung von Disthen auszeichnen und teilweise als Disthenflasergneise ausgebildet sind. Diese lassen sich vom Erzgraben N Kumberg zusammen mit erzreichen Quarziten gegen NE verfolgen und streichen gegen Würzelberg und weiter in NE-Richtung bis Zehentbauerwirt E von Meierhöfen.

Hangend der pegmatitischen Glimmerschiefer und Gneise treten im Gebiet der Ruine Ehrenfels NW von St. Radegund und SW im Bereich zwischen Rinnegg und Rabnitz und Weinitzen gegen Bleihütten bzw. SE von Egg Staurolith führende Granat-Glimmerschiefer auf. Die Gesteine zeigen kaum pegmatitische große Hellglimmer und sind durch ihre grobkörnigere Ausbildung gegenüber den pegmatitischen Glimmerschiefern und Gneisen zu unterscheiden.

Der weit nach Norden reichende Kristallinsporn vom Schöckelkreuz über Plenzengreith zum Wöllingbach wird von Hornblende führenden Glimmerschiefern und Gneisen aufgebaut. Neben Granat führen diese Gesteine selten auch Staurolith. Die Hornblende ist teilweise als große Blasten mit verlegtem Interngefüge von opaker Substanz ausgebildet. Makroskopisch sind Hornblendekristalle bei nicht zu stark mylonitischen und kataklastisch zerlegten Gesteinspartien erkennbar. Ihre Verbreitung ist auf einen Streifen im Liegenden des Grazer Paläozoikums beschränkt, welcher vom Schwarzgraben im E bis Schöckel-