

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Excursion 4

Grazer Paläozoikum und Ostalpines Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie

Ralf Schuster¹, Phillip Schantl², Tanja Ilickovic³, Beatrix Moshhammer¹, Kurt Krenn², Barbara Pühr², Katharina Brandner², Alexander Proyer⁴, Sylvain Richoz², Georg Hoinkes²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Austria

² Institut für Erdwissenschaften, Universität Graz, NAWI Graz, Heinrichstrasse 26 / Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Austria

³ Dept. für Geodynamik und Sedimentologie, Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien, Austria.

⁴ University of Botswana, Department of Geology, Gaborone, Botswana

1. Einleitung

Im Zeitraum zwischen 1996 und 2013 wurde das Gebiet des Kartenblattes ÖK 135 Birkfeld von A. Matura und R. Schuster vollständig neu aufgenommen. Basierend auf der Neukartierung sowie strukturgeologischen, petrologischen und geochronologischen Untersuchungen ergaben sich einige neue Gesichtspunkte, die Veränderungen im Bezug auf die tektonische und lithostratigraphische Gliederung einiger im Bereich des Kartenblattes liegender Einheiten notwendig erscheinen lassen. Im Zuge der Exkursion soll die Geologie im südöstlichen Teil des Kartenblattes um den Raasberg, Hohen Zetz und Patschaberg im Lichte der neuen Daten vorgestellt und diskutiert werden.

2. Regionale Geologie

Das Exkursionsgebiet (Abb. 1, 2, 3) ist unter anderem in den Karten von SCHWINNER (1935), FLÜGEL & MAURIN (1958), FLÜGEL (1961), WIESENER (1981) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984) dargestellt. Es umfaßt unterschiedlich stark metamorphe Gesteine des Ostalpines mit neoproterozoischen bis karbonen Eduktaltern die häufig als „Ostalpines Kristallin“, „Altkristallin“ und „Grazer Paläozoikum“ bezeichnet werden. Dazu kommen neogene und quartäre Sedimente. Die prä-neogenen Festgesteine des Ostalpines, wurden in der Vergangenheit auf verschiedene Weise untergliedert (z.B. FLÜGEL, 1975; TOLLMANN, 1963, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ et al., 1991; SCHMID et al., 2004; GASSER et al., 2010). Die weitere Darstellung bezieht sich auf die Nomenklatur, die auch auf dem in Vorbereitung befindlichen Kartenblatt GK50 135 Birkfeld, Verwendung finden wird.

Mit Bezug auf SCHMID et al. (2004) gehören die tektonisch tieferen Einheiten im Bereich des Exkursionsgebietes zum Koralpe-Wölz-Deckensystem und die hangenden, vom Grazer Paläozoikum aufgebauten zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem. Von Oberfeistritz über Anger, Steg und Kogelhof verläuft eine bedeutende Störungszone, welche im Folgenden als Anger-Piregg Störung bezeichnet wird. Zu deren beiden Seiten befinden sich unterschiedliche, zumeist polymetamorphe kristalline Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Östlich der Störung sind das die liegende Stuhleck-Kirchberg- und die

hangende Rabenwald-Decke. Westlich davon befinden sich die Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke. Die drei letztgenannten und die weiter im Norden auftretende Schoberkogel-Decke wurden bisher als "Angerkristallin" zusammengefaßt.

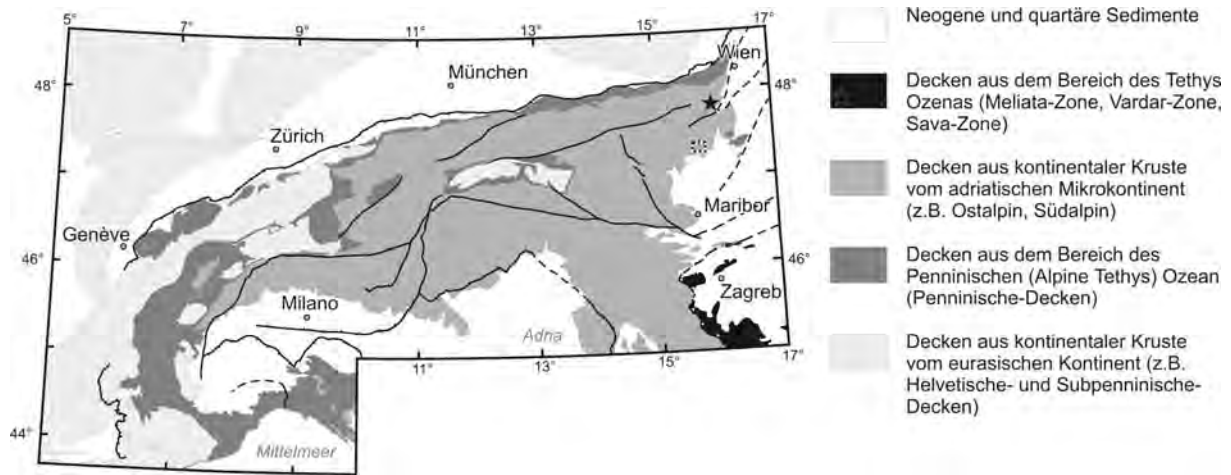


Abbildung 1: Karte der Alpenraumes in welcher die paläogeographische Herkunft der wesentlichen tektonischen Einheiten darstellt ist (basierend auf SCHMID et al., 2004). Der punktierte Rahmen markiert den in Abbildung 2 dargestellten Bereich.

Das Grazer Paläozoikum ist mit drei Einheiten der tieferen Deckengruppe sensu FRITZ et al. (1991) in Form der Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke im Exkursionsgebiet vertreten. Alle zeigen einen ähnlichen lithologischen Aufbau, es sind aber deutliche Unterschiede in der Verteilung ehemaliger Faziesbereiche und im Metamorphosegrad festzustellen. Generell nimmt die eoalpidische Metamorphose gegen die hangenden Decken zu.

Neogene Gesteine finden sich im Feistritztal sowie in den Randbuchten des Steirischen Beckens bei Oberfeistritz und Ponigl. Sie umfassen zum Teil grobklastische Blockschotter und Rotlehme aus dem Karpatium, sowie randnahe Beckensedimente aus dem Sarmatium und Pannonium. Quartäre Ablagerungen beschränken sich auf Wildbachsedimente in Talkerben, fluviatile Sedimente, Auenablagerungen und diverses Hangschuttmaterial.

3. Lithostratigraphische (lithodemische) und tektonische Einheiten

In diesem Kapitel werden die im Exkursionsgebiet auftretenden lithostratigraphischen (lithodemischen) und tektonischen Einheiten kurz charakterisiert. Die lithostratigraphischen Einheiten ergeben sich aus der flächigen Kartierung charakteristischer Gesteinsassoziationen. Im Bereich des Grazer Paläozoikums wurden diese vollständig in Gruppen, Formationen und Subformationen untergliedert (FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014). Obwohl die meisten dieser Einheiten mangels brauchbarer Fossilien nur sehr schlecht chronostratigraphisch eingestuft sind und keine Typusprofile beschrieben sind, wurde die bestehende Nomenklatur soweit als möglich übernommen (FLÜGEL, 2000; HUBMANN et al., 2014). Für manche Schichtglieder scheint es aber sinnvoller lithodemische Einheiten zu verwenden. Die kartierbaren Einheiten innerhalb des „Ostalpinen Kristallins“ wurden in lithodemische Einheiten untergliedert. Je nachdem ob es sich dabei um Gesteinsassoziationen aus magmatischen und metasedimentären oder rein um metasedimentäre Gesteine handelt, sowie im Hinblick auf die Ausdehnung der Einheit

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

wurden diese als Komplex, Lithodem oder Suite klassifiziert. Da zwischen vielen lithodemischen Einheiten, insbesondere zwischen den meisten Komplexen Metamorphosesprünge zu verzeichnen sind, sind diese auch durch markante Scherzonen voneinander getrennt. Daher sind diese Gesteinskörper auch als tektonische Einheiten zu definieren und sie wurden als Decken und Schuppen klassifiziert.

3.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

3.1.1. Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex

Der Strallegg-Komplex baut sich aus zum Teil migmatischen Paragneisen, Hornblendegneisen und darin eingelagerten Orthogneisen und Graniten auf. Nur vereinzelt finden sich Amphibolite und Olivin führende Marmore. Besonders typisch sind weiße Quarzite mit Hellglimmer und Magnesium-Chlorit ("Kornsteine") sowie Talkschiefer. Diese werden in der Lagerstätte am Rabenwaldkogel abgebaut. Große Teile der Einheit sind von retrograde Metamorphose und Phyllonitisation unter grünschieferfaziellen Bedingungen betroffen.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Besonders hervorzuheben sind der Buchkogel-Granit(-Suite), bei dem es sich um einen teilweise vergneisten Biotit-Granit handelt und der Feistritzal-Orthogneis(-Suite), welcher aus einem leukokraten, feinkörnigen Granit hervorgegangen ist. Datierungen mit Sm-Nd an magmatischem Granat (SCHUSTER et al., 2001a) und *laser-ablation* Datierungen an Zirkon (SCHUSTER et al., 2010) zeigen, dass es sich um permische Intrusionen handelt. Dementsprechend sollte auch die Migmatisierung der umgebenden Paragesteine im Perm stattgefunden haben (SCHUSTER et al., 2001b). Die eoalpidische Überprägung ist wie auch im übrigen Ostalpin ein druckbetontes Ereignis. Für den Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPEL et al. (2001) 530–600°C bei 1,2–1,5 GPa. Für die etwas weiter nördlich gelegene Talklagerstätte Rabenwald geben MOINE et al. (1989) 500-550°C bei 8–9 GPa an. Die Talklagerstätte ist an Scherzonen ausgebildet, welche bei der Exhumation nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt entstanden.

Die Schieferungsflächen Sx in der Rabenwald-Decke fallen im Nahebereich zur Anger-Piregg-Störung zumeist gegen WNW bis WSW. Streckungslineare Lx und einrotierte Achsen verfallener Quarzmobilisatlagen Fx+1 sind bei geringer Streuung N-S orientiert und bisweilen ist eine Bewegung gegen Norden zu erkennen. Vereinzelt finden sich spätere, zumeist offene Verfaltungen Fx+2 um E-W orientierte Achsen (Abb. 4).

3.1.2. Exenberg-Decke / Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird zum allergrößten Teil aus hellglimmerreichen, zum Teil quarzitischem Granat-Glimmerschiefern aufgebaut. Darin finden sich Glimmer-Quarzite und Lagen von Amphiboliten sowie Hornblende-Garbenschiefern. In den Granat-Glimmerschiefern sind lokal Albit-Quarz-Mobilisate eingeschaltet. Diese liegen zumeist konkordant und sind in der prägenden Schieferung (Sx) mitdeformiert.

Nach RÖGGLA (2007) zeigen die Glimmerschiefer des Wölz-Komplex eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit ± Paragonit + Chlorit + Quarz ± Biotit ± Plagioklas + Ilmenit. Der Granat ist lagen- bzw. bereichsweise einphasig oder zweiphasig ausgebildet. Zweiphasiger Granat ist 5-15 mm im Durchmesser, wobei sowohl der Kern als auch Rand idiomorph ausgebildet ist (Abb. 5A, B). Manchmal sind im inneren Teil des Randes

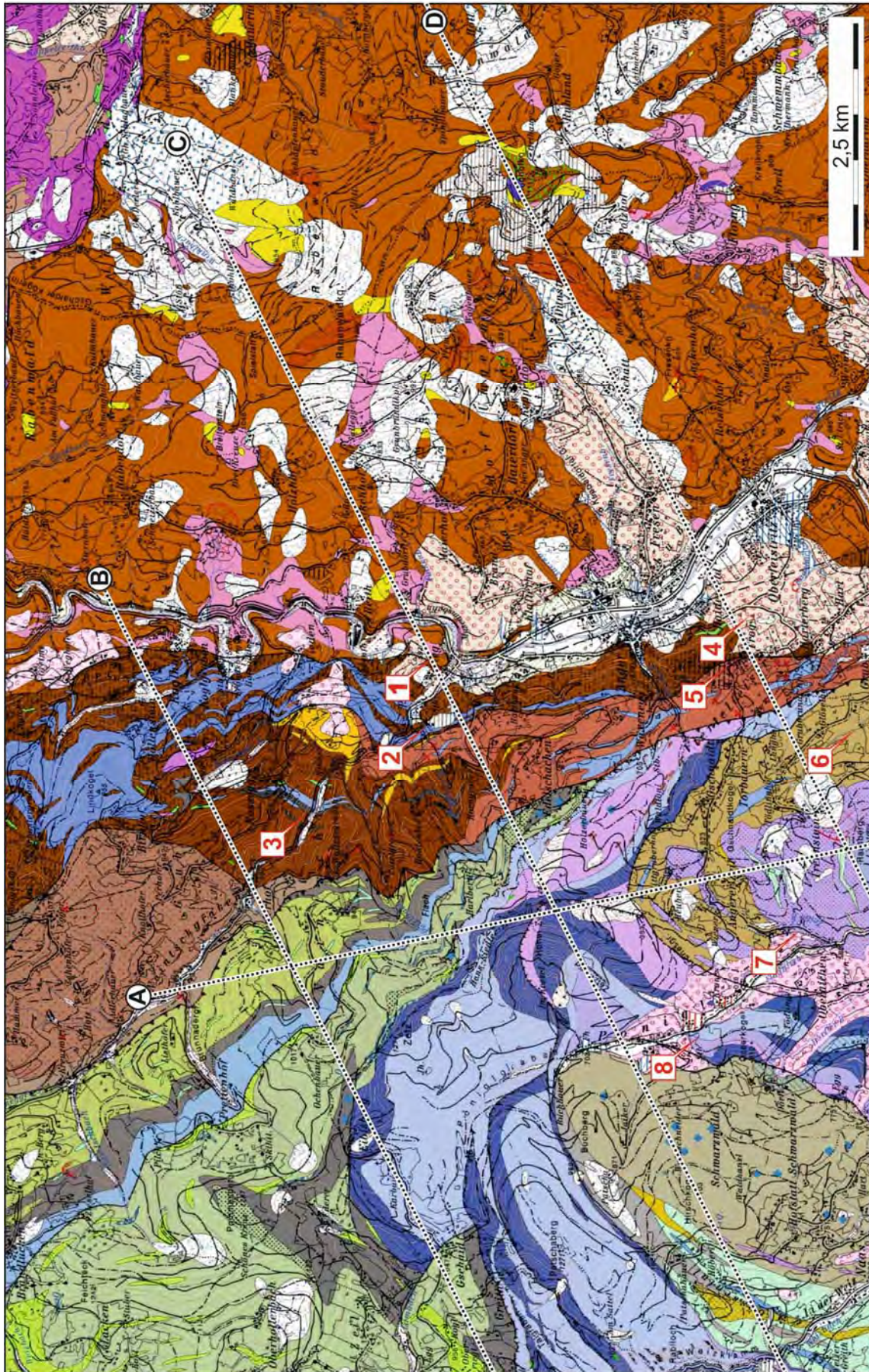


Abbildung 2: Legende siehe unten

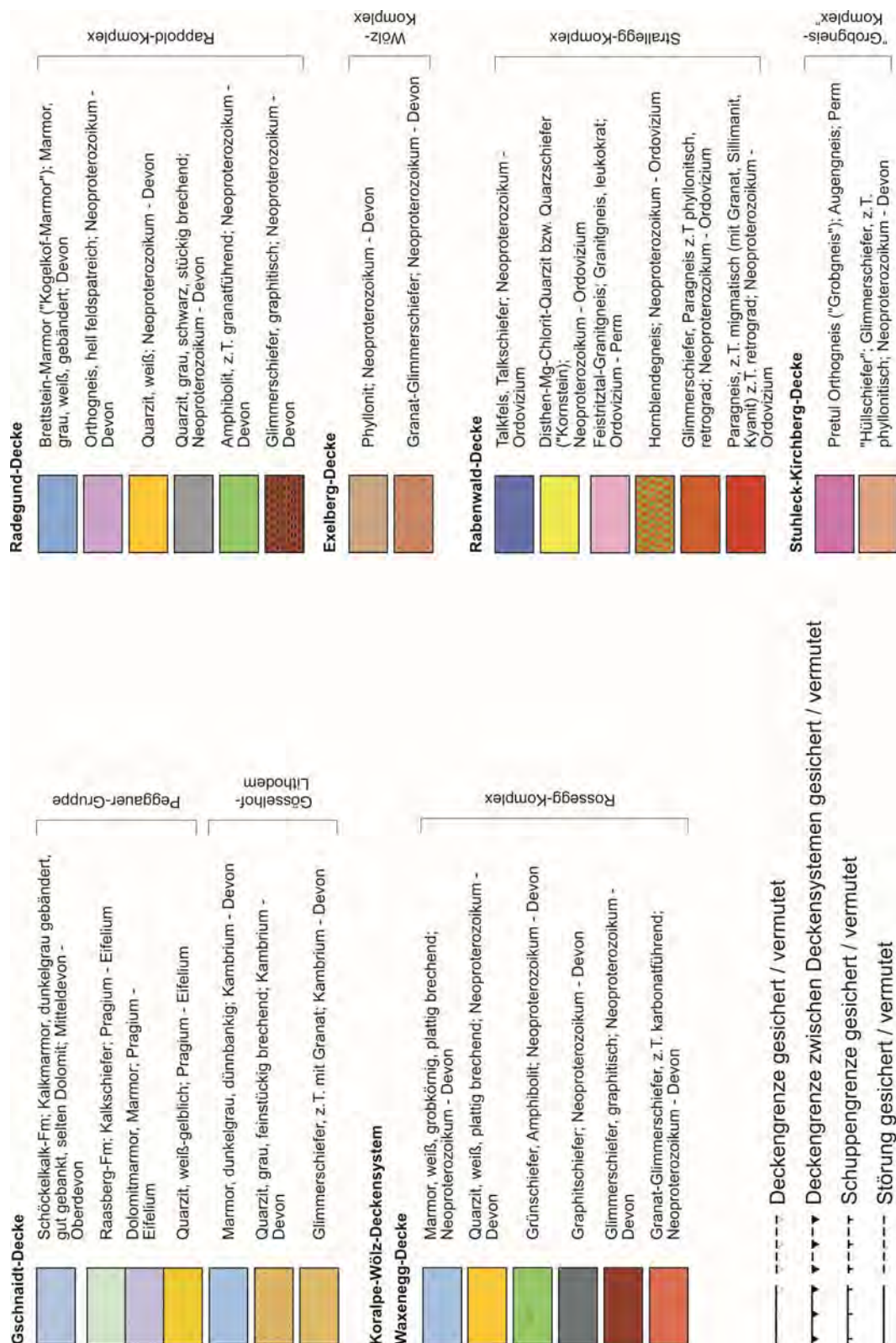


Abbildung 2: Geologische Karte des Exkursionsgebietes rund um den Raasberg und Hohen Zetz bei Anger (Steiermark). Die Darstellung basiert auf der Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 135 Birkfeld von MATURA & SCHUSTER (in Vorbereitung). Eingezeichnet ist die Lage der Exkursionspunkte und der in Abb. 3 dargestellten Profile. Legende siehe Abb. 3.

Abbildung 3: Profile durch das in Abb. 1 dargestellte Gebiet. Legende gilt auch für Abb. 2.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Einschlüsse von Chloritoid und/oder Staurolith vorhanden. Generell zeigen die Ränder höhere Grossulargehalte als die Kerne. Eine Sm-Nd Datierung eines Granatkernes ergab ein Alter von 273 ± 3 Ma, darin eingeschlossene Monazite lieferten EMS (Elektronenstrahl Mikrosonde)-Alter von 267 ± 10 Ma. Der Wölz-Komplex erfuhr demnach eine permische Metamorphoseprägung unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies. Diese Beobachtung deckt sich gut mit Daten aus den Niederen Tauern (SCHUSTER & FRANK, 2000; GAIDIES et al., 2006). EMS-Monazitalter von 88 ± 10 Ma datieren die eoalpidische Überprägung, welche unter amphibolitfazielle Bedingungen von $550 \pm 30^\circ\text{C}$ und $0,1$ GPa ablief (RÖGGLA, 2007).

Die prägende Schieferung (Sx) fällt in der Exenberg-Decke etwa nach W bis SW ein. Das Streckungslinear Lx fällt gegen SSW. Faltenachsen Fx+1 sind in die Streckung einrotiert und auch eine Lx parallele Grenulation ist in den Granat-Glimmerschiefern zumeist zu beobachten. Im hangenden Bereich, hin zum Heilbrunn-Lithodem, zeigen die Gesteine eine phylonitische Überprägung, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ablief.

Die Gesteine sind hier feinschuppiger und zeigen ebene Schieferungsflächen (Sx+1). Das dazugehörige Streckungslinear (Lx+1) fällt nach SSW bis S ein und um die Granatporphyroklasten sind langgezogene Auslenkungen der Schieferung zu beobachten. Da Lx und Lx+1 parallel liegen ist anzunehmen, dass die beiden Deformationsphasen während der Exhumation der Gesteine unmittelbar aufeinanderfolgten.

3.1.3. Radegund-Decke / Rappold-Komplex

Die dominierende Lithologie im Rappold-Komplex sind dunklgraue, graphitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise. Darin eingelagert finden sich bis wenige Zehnermeter mächtige Marmorzüge (Brettstein-Marmor-Lithodem, "Koglhof-Marmor"). Weiters sind weiße und dunkelgraue Quarzite, Amphibolite und helle, feinkörnige Orthogneise vorhanden. Typisch ist das Auftreten von Pegmatitgneisen, welche in einem Fall auch Spodumen führen und die im Perm kristallisierten (ESTERLUS, 1983, 1986).

Die Glimmerschiefer des Rappold-Komplex zeigen eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit + Plagioklas + Biotit + Quarz + Ilmenit \pm Staurolith \pm Kyanit. Chlorit ist als retrograde Bildung vorhanden (RÖGGLA, 2007). Die Granate sind oft unauffällig, zumeist einige Millimeter im Durchmesser und bis auf die Kernbereiche durch Graphit dunkelgrau gefärbt. Sie sind immer zweiphasig, wobei durch die unregelmäßigen, polykristallinen Anwachssäume eine xenomorphe Kornform entsteht (Abb. 5C, D). Der Grossulargehalt fällt vom Zentrum der Kerne nach Außen hin ab und steigt an der Grenze zum Rand wieder sprunghaft an. Die Datierung eines Granatkernes lieferte ein Sm-Nd Alter von 275 ± 4 Ma, darin eingeschlossene Monazite ergaben EMS-Alter von 275 ± 10 Ma (SCHUSTER et al., 2006). Basierend auf der gleichzeitigen Intrusion der Pegmatite sind für den Rappold-Komplex im Perm amphibolitfazielle Metamorphosebedingungen anzunehmen. Gleichartige Ergebnisse sind auch aus dem Rappold-Komplex in den Niederen Tauern dokumentiert (GAIDIES et al., 2008). Die eoalpidische Metamorphose erreichte nach Untersuchungen von RÖGGLA (2007) $630 \pm 10^\circ\text{C}$ und $0,94 \pm 0,01$ GPa.

Die Schieferungsflächen Sx in der Radegund -Decke fallen zumeist gegen WNW bis S, einige wenige auch gegen NE. Streckungslineare Lx und einrotierte Achsen verfalteter Quarzmobilisatlagen Fx+1 fallen flach bis mittelsteil gegen SW bzw. NE (Abb. 4).

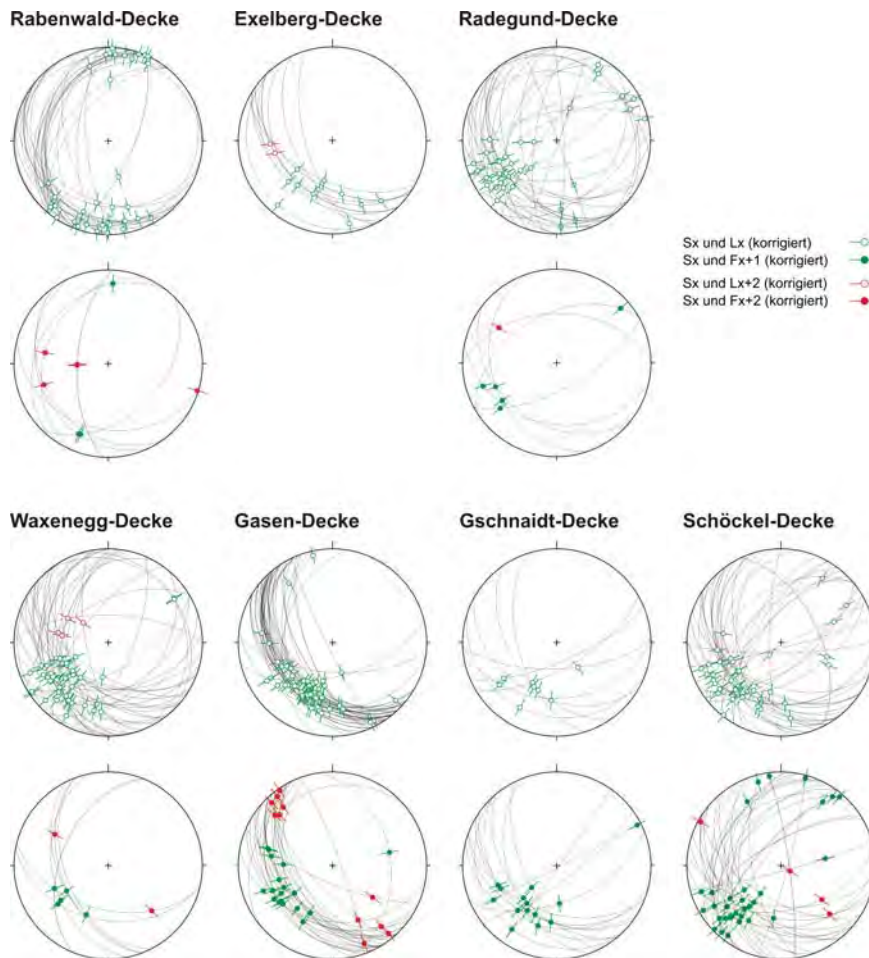


Abbildung 4: Strukturdaten aus den im Exkursionsgebiet auftretenden Decken. Erläuterung siehe Text.

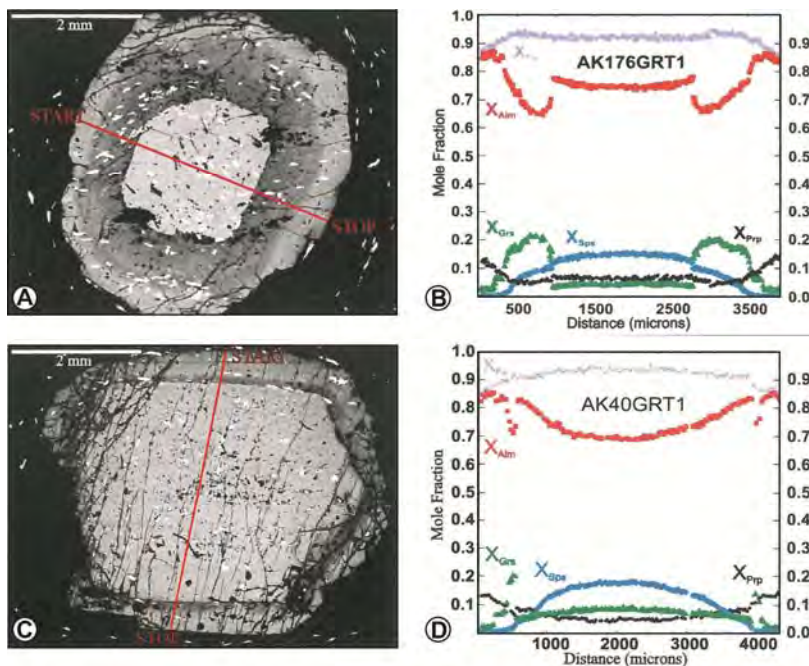


Abbildung 5: BSE-Bild und chemische Zonierung von Granat aus dem Wölz- und Rappold-Komplex (nach RÖGGLA, 2007): A-B) Zweiphasiger Granat mit idiomorphem Kern und Rand aus dem Wölz-Komplex. Die permischen Kerne weisen deutlich niedrigere Grossulargehalte auf als die eoalpidischen Ränder. C-D) Zweiphasiger Granat mit permischem Kern und eoalpidischem Rand aus dem Rappold-Komplex.

3.1.4. Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Der Rossegg-Komplex zeigt eine sehr bunte lithologische Zusammensetzung. In einer Matrix aus karbonatischen oder graphitischen Glimmerschiefern sind Lagen von weißen und grauen Marmoren, Quarziten, Amphiboliten, Hornblende führenden Gneisen und Glimmerschiefern sowie Graphitschiefern eingelagert.

Die Glimmeschiefer (Abb. 6) bestehen aus Granat + Muskovit + Quarz + Ilmenit + Chlorit ± Biotit ± Amphibol ± Kalzit (SCHANTL & BRANDNER, 2014). Als Akzessorien finden sich Klinozoisit/Epidot, Allanit, Apatit, Rutil, Turmalin Zirkon und Pyrit. Chlorit ist sowohl als prograde Bildung in der Matrix, als auch als retrograde Bildung nach Biotit und Granat vorhanden. Granat erreicht bis einige Millimeter im Durchmesser. Er ist oftmals idiomorph ausgebildet, enthält gegen den Rand hin abnehmend häufige Einschlüssen, welche bisweilen eine Rotation der Kristalle während des Wachstums belegen. Eingeschlossen im Granat findet sich selten Chloritoid, aus dem Steinbruch Naintsch ist auch Staurolith in der Matrix beschrieben (KRENN et al., 2008). An einigen Lokalitäten enthalten die Granate klar abgegrenzte ältere Kerne. Die Bildung der Kerne ist nicht datiert, mit Bezug auf die umgebenden Einheiten erscheint ein permisches Alter und eine dazugehörige grünschieferfazielle Prägung am wahrscheinlichsten. Die Amphibole treten in den hellglimmerreichen Glimmerschiefern als kurze stängelige Kristalle mit einem Pleochroismus von grün nach blaugrün auf. Es handelt sich um Ferro-Tschermakite. Für die eoalpidische Metamorphoseprägung ermittelten KRENN et al. (2008) Bedingungen von $580 \pm 20^\circ\text{C}$ bei $0,8 \pm 0,1$ GPa, was Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies entspricht und sich mit den Daten von SCHANTL & BRANDNER (2014) deckt.

Im Rossegg-Komplex fallen die Schieferungsflächen S_x mittelsteil gegen WNW bis S. Streckungslineare L_x und einrotierte Achsen verfalteter Quarzmobilisatlagen F_{x+1} sind SW-NE orientiert. Basierend auf der Rotation der Granatporphyroblasten ist nach KRENN et al. (2008) eine scherende Bewegungskomponente gegen SW anzunehmen, während in SCHANTL & BRANDNER (2014) auch eine Rotation der Granate gegen NE dokumentiert ist. Sehr vereinzelt finden sich spätere offene Verfaltungen F_{x+2} um NW bis SE orientierte Achsen (Abb. 4).

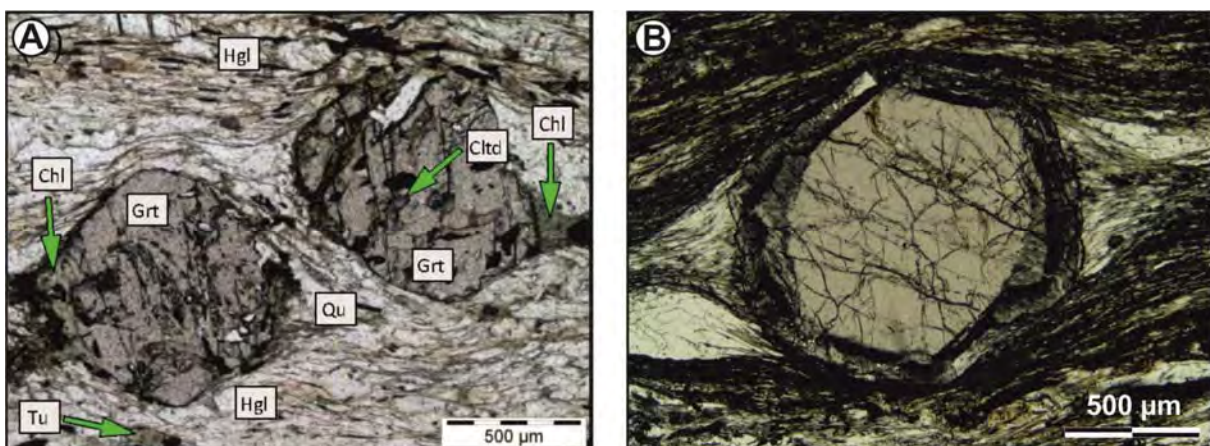


Abb. 6: Granat-Glimmerschiefer des Rossegg-Komplex: A) Einphasige Granatporphyroblasten in Probe KP-19 mit Einschlüssen von Chloritoid im Durchlicht (SCHANTL & BRANDNER, 2014). B) Zweiphasige Granatkristalle in graphitreichem Glimmerschiefer der Probe 08R56 im Durchlicht.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

3.2. Drauzug-Gurktal-Deckensystem, Grazer Paläozoikum

Das Grazer Paläozoikum umfaßt Gesteine mit einer chronostratigraphischen Reichweite vom Silur bis ins Karbon. Es lassen sich fünf Faziesbereiche unterscheiden (Rannach-, Hochlantsch-, Laufnitzdorf-, Kalkschiefer- und Schöckel-Fazies). Diese verteilen sich auf mehrere Decken, die entweder in eine tiefere-, mittlere- und höhere Deckengruppe (FLÜGEL et al. 1990; FRITZ et al, 1992) oder nur in eine tiefere- und höhere Deckengruppe (GASSER et al., 2010) untergliedert werden. Im Exkursionsgebiet tritt die Kalkschiefer- und Schöckelkalk-Fazies verteilt auf Decken der tieferen Deckengruppe auf.

Im Zuge der Kartierung konnten drei Decken unterschieden werden, welche bei ähnlichen lithologischen Abfolgen Unterschiede im lithostatigraphischen Aufbau und im Metamorphosegrad erkennen lassen. Soweit wie möglich gelangte bei der lithostratigraphischen Benennung die Untergliederung nach FLÜGEL (2000) und HUBMANN et al. (2014) zur Anwendung.

3.2.1. Gasen-Decke / Heilbrunn-Lithodem, Schönberg-Formation, Hochschlag-Formation

Die Phyllite des Heilbrunn-Lithodems sind ebenflächig und dünnplattig nach der prägenden Schieferung (Sx) brechend. Sie sind durch feinschuppigen Hellglimmer silberig gefärbt. Daneben ist bereichsweise etwas Pyrit oder Biotit makroskopisch zu erkennen. Durch die Verwitterung des Pyrits können rostige Flecken auf den Schieferungsflächen entstehen. In Sx eingeregelt Quarzmobilisate sind relativ selten. Eingelagert finden sich Grünschiefer, welche eine Zusammensetzung aus Chlorit + Hellglimmer + Quarz ± Albit ± Kalzit aufweisen. Im Allgemeinen bilden sie Härtlinge, die auch morphologisch heraustreten und stückig brechen. Sie bilden mehrere Meter bis wenige Zehnermeter mächtige Lagen, welche im hangenden Teil des Heilbrunn-Lithodems über einige hundert Meter weit verfolgt werden können. Weiters sind Einschaltungen aus Kalkphylliten vorhanden.

Darüber folgt die Schönberg-Formation. Diese ist durch sehr dünnplattig brechende graphitreiche Phyllite vertreten. Eingeschaltet sind im liegenden Teil immer wieder Phyllite, die jenen des Heilbrunn-Lithodems gleichen. Im Hangenden treten vermehrt Lagen dunkelgrauer bis schwarzer Kalkmarmore auf, die zur Hochschlag-Formation überleiten.

Die Hochschlag-Formation besteht aus plattig brechenden, schiefrigen Kalzitmarmoren mit zwischengelagerten, bräunlich gefärbten, kalkigen Phylliten. Selten finden sich Einschaltungen hellgrauer Dolomite und Metavulkanite.

Basierend auf dem makroskopischen Erscheinungsbild der Gesteine und Schliffbeobachtungen ist in der Gasen-Decke eine einphasige Metamorphose in der unteren Grünschieferfazies festzustellen. Da sich der Übergang zu den unterlagernden Phylloniten der Exenberg-Decke ohne Metamorphosesprung und strukturell kontinuierlich vollzieht, muß diese Metamorphose als eoalpidisch eingestuft werden.

In der Gasen-Decke fallen die Schieferungsflächen Sx sehr konstant mittelsteil gegen SW. Streckungslineare Lx und einrotierte, isoklinale Falten Fx+1 im Marmor streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung Fx+2 und dazugehörige oft nur schwach ausgebildete Genulation Lx+2 ist NW-SE orientiert (Abb. 4).

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

3.2.2. Schöckel-Decke / Passail-Gruppe, Schönberg-Formation, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation, Hirschkogel-Lithodem

Die Passail-Gruppe umfasst graue, stückig brechende Phyllite (Semriach-Formation) und darin regellos eingeschaltete Körper von Metabasiten in Form von Grünschiefern (Taschen-Formation) die aus Vulkanoklastika, Laven aber auch Ganggesteinen und seichten Intrusionen hervorgegangen sein könnten. Darin finden sich Lagen von mittel- bis grobkörnigen weißen und rosa gefärbten Marmoren (Rötschgraben-Subformation) sowie hellgraue bis gelblich gefärbte Quarzite und Feinkonglomerate mit Lagen von Serizitquarziten und Quarzschiefern (FLÜGEL, 1975) (Hundsberg-Subformation). Die hierarchische Bezeichnung Gruppe erscheint im Zuge der Kartierung zweifelhaft, da man im Gelände außer an den Grenzflächen zu den Subformationen nie eine sedimentäre Lagerung, sondern immer nur eine Schieferung erkennen kann, in der die Metabasite, wie gesagt, völlig unregelmäßig vorkommen.

Die Schönberg-Formation folgt mit dünnplattig brechenden graphitreichen Schwarzschiefern, die gegen das Hangende mit Wechsellagerungen in dünnlagige dunkelgraue bis schwarze Kalkmarmore übergehen (Abb. 7A).

Darüber lagert im Bereich zwischen Hoher Zetz und Anger die Raasberg-Formation. An der Basis finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Die Hauptmasse bilden aber hellgraue Dolomite, die Zwischenlagen von Kalkphylliten und Phylliten aufweisen. In Rollstücken hellglimmerreicher Phyllite aus dem Graben westlich von Waxenegg konnten Chloritoidkristalle mit bis zu 2 cm Durchmesser gefunden werden. Nach dem Dünnschliffbefund enthalten diese Gesteine auch Staurolith (Abb. 7B).

Die Schöckel-Formation setzt am Patschaberg oft tektonisch überprägt aber doch in stratigraphischem Verband direkt über der Schönberg-Formation ein, während sie weiter im SE aus der Raasberg-Formation hervorgeht. Über der Raasberg-Formation finden sich zunächst dunkle, dünnplattige Kalzitmarmore, die im liegenden Teil noch einige hellere Dolomitlagen enthalten. Die Mächtigkeit dieser Lithologien liegt am Hohen Zetz bei über 100 m und nimmt gegen den Raum Weiz weiter zu. Darüber folgen die typischen hellgrau und hellgrau-weiß gebänderten, fein- bis mittelkörnige Kalzitmarmore, welche dicker plattig oder massig sind. An der Zetzwand ist ein über 10 m mächtiger, weiß gefärbter und recht massig ausgebildeter Abschnitt bemerkenswert. In den Marmoren sind selten dünne Lagen von Phylliten oder Grünschiefern anzutreffen. Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Weiz folgen darüber silikatisch stärker verunreinigte, grau, schmutzig-rosa, gelblich oder grünlich gefärbte Glimmermarmore (Abb. 7C, D, E). Darin sind auch Einschaltungen von Dolomiten, Phylliten und Kalkschiefern, sowie von feinkörnig brechenden grauen Quarziten anzutreffen. Den hangendsten Anteil bilden dunkelgraue dünnplattige Kalzitmarmore, die in dunkelgraue Phyllite übergehen, welche bereits zum überlagernden Hirschkogel-Lithodem zu zählen sind. Die Mächtigkeit der Schöckel-Formation beträgt gut 500 m und soll einen zeitlichen Umfang vom Pragium bis ins Eifelium umfassen.

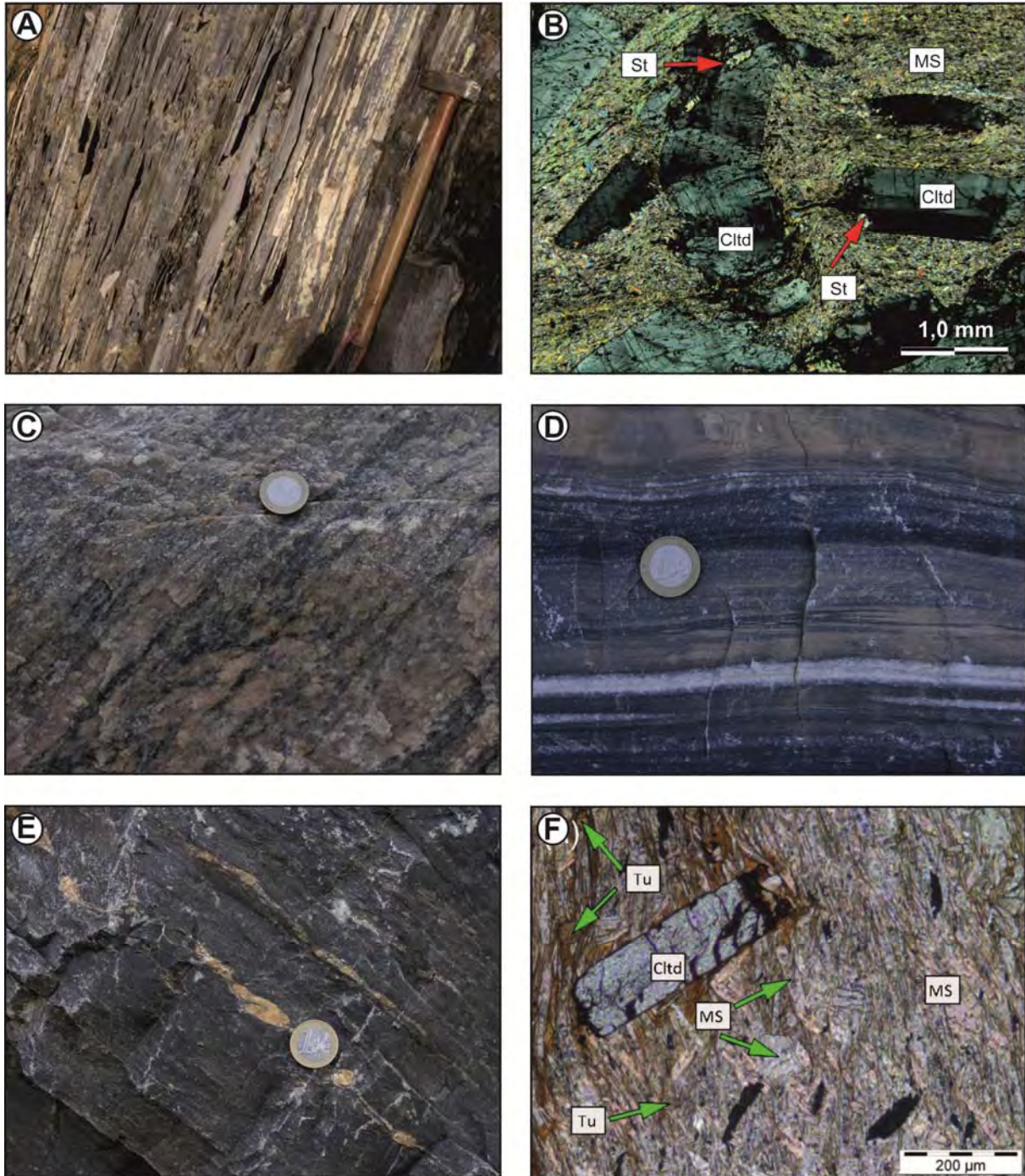


Abbildung 7: Lithologien des Schöckel-Decke: A) Dünnpfing brechende, kalkige Schiefer der Schönberg-Formation. B) Hellglimmerschiefer mit mehreren Millimeter großen Chloritoid Kristallen und Staurolith bei gekreuzten Polarisatoren (Probe 08R56). C-E) Lithologien im hangenden Teil der Schöckel-Formation: silikatisch verunreinigter grau-schmutzig rosa gefärbter Kalzitmarmor; gebänderter Marmor mit dolomitischen Schlieren, dunkelgrauer Kalzitmarmor. F) Chloritoid-führenden Phyllit des Hirschkogel-Lithodems im Durchlicht (Probe KP-02).

Das Hirschkogel-Lithodem zeigt im liegenden Abschnitt eine bunte Abfolge mit dunkelgrauen Graphitphylliten und Kalkphylliten in die Quarzite, karbonatführende Quarzite, Dolomite und Kalzitmarmore eingelagert sind. Darüber folgen graue bis silbrige Phyllite, die häufig Chloritoid mit bis zu 1 mm Durchmesser führen. Die Phyllite zeigen die

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Mineralzusammensetzung Quarz + Serizit + Chlorit ± Chloritoid ± Kalzit + opake Phasen (Abb. 7F). Die Mächtigkeit des Hirschkogel-Lithodems liegt bei wenigen hundert Metern. Basierend auf der Position über der Schöckel-Formation ist eine stratigraphische Reichweite vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon anzunehmen.

Die Metamorphosebedingungen in der Schöckel-Decke liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies bei etwa 500 °C. Diese Abschätzung beruht auf dem weit verbreiteten Auftreten von Chloritoid und dem Fehlen von Granat. Weiters sind die Dolomite noch nicht zu Dolomitmarmoren umkristallisiert. Staurolith ist nur in ganz bestimmten Lithologien, vergesellschaftet mit Chloritoid vorhanden. Thermobarometrische Berechnungen ergaben Temperaturen um 490°C. Das Alter dieser Metamorphose liegt nach Ar-Ar und Rb-Sr Datierungen an Muskovit und Biotit in der späten Unterkreide.

Die Gesteine der Schöckel-Decke streichen am Patschaberg WSW-ENE und biegen im Bereich des oberen Poniglgrabens gegen SE um. Auf Grund der großen Kompetenzkontraste kommt es dabei zu einer Schuppung innerhalb der mächtigen Marmorabfolge und zur Anlage von Scherflächen an deren Unter- und Obergrenze hin zu den metapelitisch dominierten Schichtgliedern. Die Schuppung führt auch dazu, dass die Marmore im Bereich Eibisberg sehr steil und teilweise gegen NW überkippt einfallen. Das Umbiegen der Streichrichtung ist durch eine Großfalte Fx+1 bedingt, welche eine SW-NE streichende Achse aufweist und die im Bereich des Hirschkogles liegt. Die Streckungslineare Lx weisen dementsprechend eine weite Streuung von WNW bis SSW auf. Eine zweite wellige Verfaltung Lx+2 führt in Phyllitlagen innerhalb der Schöckel-Formation zur Bildung einer Grenulation mit NW-SE orientieren Achsen (Abb. 4).

3.2.3. Gschnaidt-Decke / Gösselhof-Lithodem, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation

Das Gösselhof-Lithodem besteht vorwiegend aus feinkörnigen, muskovitdominierten Glimmerschiefern in die dünnplattige, dunkelgrau gefärbte, feinkörnige Marmore und graue Quarzite eingelagert sind. Die Glimmerschiefer bestehen aus Muskovit + Quarz ± Granat ± Amphibol ± Biotit + Chlorit ± Klinozoisit (Abb. 8A). Als Akzessorien finden sich Apatit, Rutil, Turmalin, Zirkon, Ilmenit und andere opake Phasen. Der Granat ist selten größer als 0,5 mm und enthält manchmal klar abgegrenzte, ältere Kerne (Abb. 8B - D).

An der Basis der überlagernden Raasberg-Formation finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Charakteristisch sind jedoch die weißen bis gelben, zuckerkörnigen Dolomitmarmore, welche bei der Verwitterung rauhe, absandende Oberflächen bilden. Neben Dolomit sind im Handstück wenige zehntel Millimeter große, schwarze Erzphasen zu erkennen. Als Zwischenlagen finden sich Kalkphyllite.

Der Gipfel des Raasberges wird von grauen bis dunkelgrauen Kalzitmarmoren („Pseudoschöckelkalk“ in FLÜGEL & MAURIN, 1958) aufgebaut, die der Schöckel-Formation zugeordnet werden müssen.

Auf Grund der Mehrphasigkeit der Granate in der Gschnaidt-Decke ist eine polyphase Metamorphoseprägung zwingend anzunehmen. Möglicherweise sind in den Granatkristallen sowohl das Variszische-, als auch das Permische Ereignis dokumentiert (SCHANTL & BRANDNER, 2013). Die Metamorphosebedingungen während des Eoalpidischen Ereignisses lagen nach thermobarometrischen Berechnungen bei 520-590 °C (berechnet auf 0,4 GPa).

In der Gasen-Decke streut das Einfallen der Schieferungsflächen S_x zwischen WSW und SE. Faltenachsen F_{x+1} und einige Streckungslineare L_x fallen gegen SW (Abb. 4).

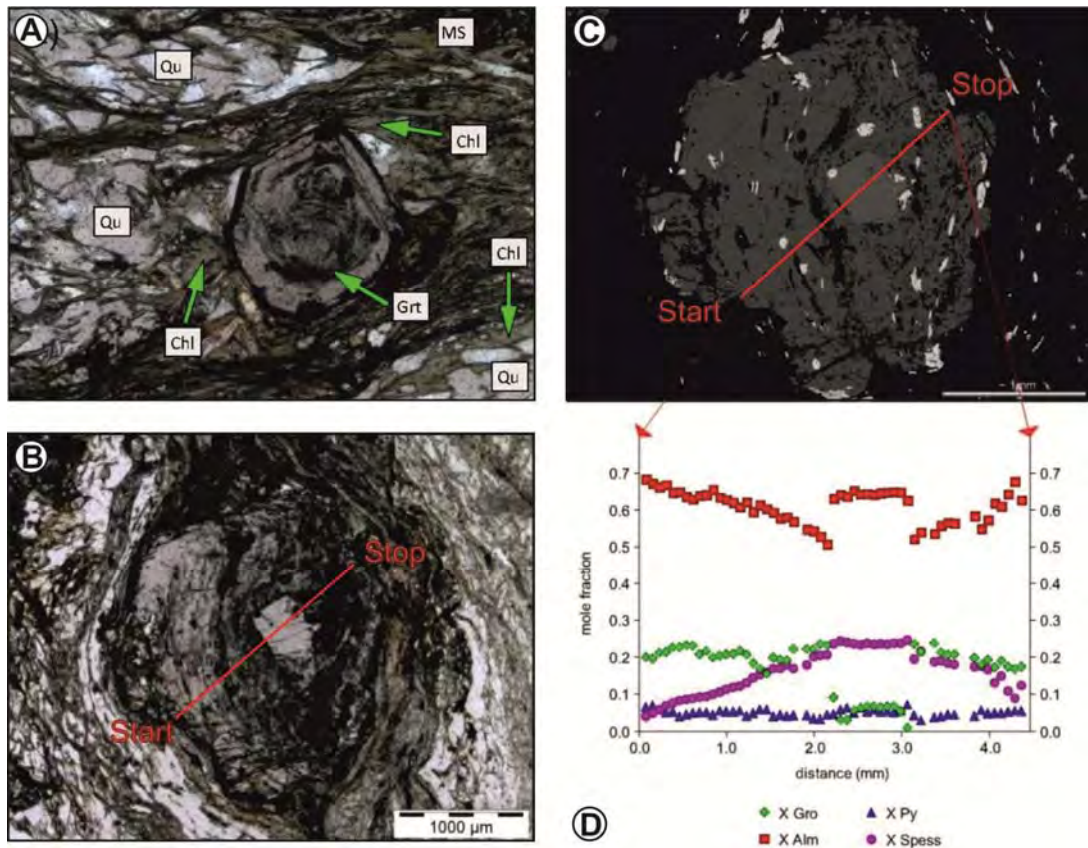


Abb. 8: Granat-Glimmerschiefer des Gösselhof-Komplex nach SCHANTL & BRANDNER (2013): A) Einphasige Granatporphyroblasten in Probe KP-18. B) Zweiphasige Granatkristalle der Probe KP-16 in graphitischen Glimmerschiefer im Durchlicht und C) im BSE-Bild. D) Chemischer Zonarbau in Granat der Probe KP-16. Die eoalpidischen Ränder der Kristalle sind durch eine höhere Grossularkomponente charakterisiert.

4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel sollen einige Fragen und wesentliche Erkenntnisse, die sich aus der Neubearbeitung ergeben haben diskutiert werden.

4.1. Interne Struktur der Schöckel-Formation

Die lithologischen Abfolgen innerhalb der Schöckel-Formation sind am Patschaberg, und Hohen Zetz unterschiedlich. Am Patschaberg setzen über der Schönberg-Formation die typischen, grau-weiß gebänderten Marmore ein, während am Hohen Zetz über der Raasberg-Formation dunkle Kalzitmarmore auftreten. Das eindrucklichste Profil durch die Karbonatabfolge der Raasberg- und Schöckel-Formation findet sich in der Schuppe, welche die Westseite des Hohen Zetz aufbaut. Es beinhaltet Dolomite der Raasberg-Formation, dunkelgraue-, weiß-grau gebänderte, massige weiße und schließlich bunte, silikatisch verunreinigte Marmore. Offensichtlich sind am Patschaberg und am Hohen Zetz verschiedene Faziesräume vorhanden gewesen. Die hangendsten Teile der Schöckel-Formation zeigen an beiden Lokalitäten eine bunte Entwicklung. Diese ist sowohl im

Steinbruch am Ausgang der Weizklamm, als auch im Steinbruch bei Ponigl gut aufgeschlossen. Diese bunte Abfolge mit diversen Marmorvarietäten und Quarziten ist deutlich anders als jene im Liegenden der Schöckel-Formation. Auch wenn sowohl unter, als auch über der karbonatreichen Abfolge, metapelitische Gesteine auftreten, so sind diese nach dem makroskopischen Befund bei der Kartierung nicht ident. Es spricht alles dafür, dass im untersuchten Gebiet aufrechte Abfolgen innerhalb der Schöckel-Formation vorhanden sind. Die Neukartierung und Strukturaufnahme spricht gegen das Vorhandensein einer isoklinalen Großfalte, wie es von FLÜGEL & MAURIN, (1958) vorgeschlagen wurde. Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Schöckel-Formation lieferten Werte von 0,7079 – 0,7084 für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 1,6 – 3,1 für $\delta^{13}\text{C}$ und -3,0 - -5,6 für $\delta^{18}\text{O}$. (Abb. 9). Diese Werte sind mit dem für die Marmore vorgeschlagenen Alter von Pragium bis Eifelium kompartibel.

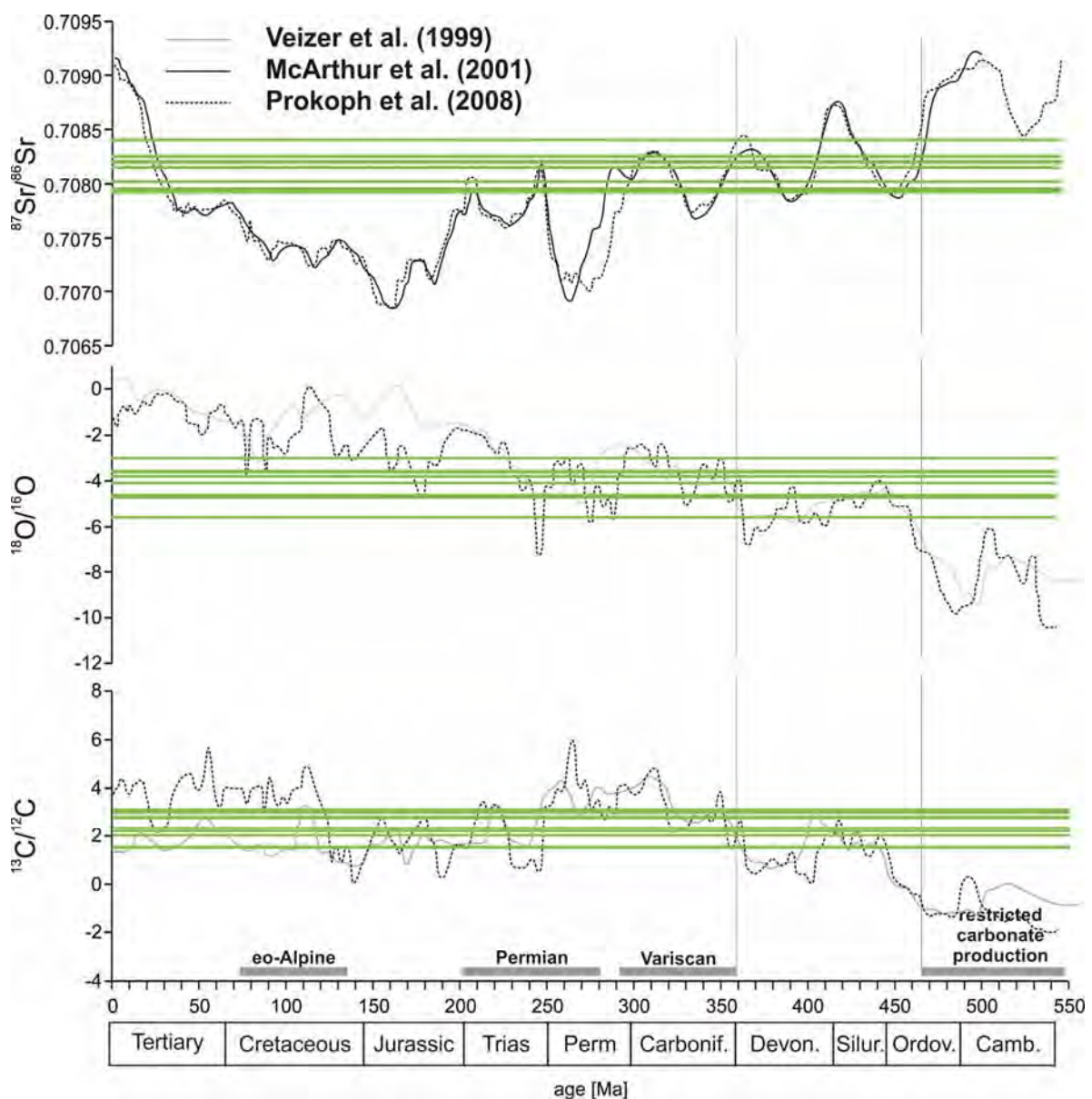


Abbildung 9: Sr-, O-, und C-Isotopien von Kalzitmarmoren aus der Schöckel-Formation am Westhang des Hohen Zetz.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

4.2. Problem der Raasberg-Formation

Die derzeitige Definition der Raasberg-Formation und ihrer Subformationen wirft einige nomenklatorische Probleme auf. Die Typlokalität der Einheit liegt am Raasberg, während die einzelnen Subformationen an anderen Lokalitäten definiert sind. Die Typlokalität der Lammkogel-Quarzit-Subformation liegt beispielsweise bei Frohnleiten nördlich von Graz, während die Stroß-Subformation am Stroß ca. 7 km NNW von Weiz aufgestellt wurde.

Die Karbonate der Stroß-Subformation liegen strukturell im Hangenden der Marmore der Schöckel-Formation. Unter der Annahme einer isoklinalen Großfalte wären sie stratigraphisch jedoch in deren Liegendem anzusiedeln und deshalb ein Teil der Raasberg-Formation. Die Neukartierung spricht jedoch gegen eine Verfaltung und somit befindet sich diese Subformation jetzt im stratigraphisch Hangendem der Schöckel-Formation. Sie kann daher nicht Teil der Raasberg-Formation sein.

Die typischen Lithologien der Raasberg-Formation beinhalten nach FLÜGEL (2000) Dolomite, Kalke, Rauhacken, Kalkschiefer und Quarzite. Am Raasberg finden sich jedoch Dolomitmarmore und Kalzitmarmore. Das Alter der Formation selbst, sowie das von deren liegender und hangender Einheit ist an der Typlokalität sehr schlecht und nur über allgemeine Vergleiche lithologischer Abfolgen bestimmt. Ein Typusprofil ist nicht definiert. Aus heutiger Sicht scheint es überlegenswert ein Raasberg-Lithodem zu definieren und für die schwächer metamorphen, möglichen Äquivalente mit ihren nicht identen Lithologien eine neue lithostratigraphische Einheit festzulegen.

4.3. Zusammenfassung der Strukturen

Betrachtet man die Strukturdaten aus den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems so ist ein deutlicher Unterschied zu beiden Seiten der Anger-Piregg Störung zu erkennen (Abb. 4). Östlich der Störung, in der Stuhleck-Kirchberg- (nicht in Abb. 3 dargestellt) und Rabenwald-Decke streichen die Streckungslineare Lx und die darin einrotierten Faltenachsen Fx+1 mit geringer Streuung N-S. Schersinnindikatoren sprechen für eine nordgerichtete scherende Bewegungskomponente. Achsen jüngerer, weit offener Falten Fx+2 sind E-W orientiert. Westlich der Störung, in der Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke sind Lx und Fx+1 hingegen SW-NE orientiert und es finden sich widersprüchliche Schersinnindikatoren (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2014). Die Fx+2 Falten sind NW- SE orientiert.

Es stellt sich die Frage, ob die unterschiedlichen Orientierungen zu beiden Seiten der Störung primär unterschiedlich angelegt sind, oder ob eine spätere Verstellung, möglicherweise im Zuge der Anlage der Anger-Piregg Störung stattgefunden hat. Dazu ist zu sagen, dass die Faltung Fx+2 im gesamten Ostalpin östlich des Tauernfensters vorhanden ist. Sie wurde nach dem Metamorphosehöhepunkt um 95 Ma (THÖNI, 2006) angelegt (SCHUSTER & FRANK, 2000; WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, 2002) und die Achsen sind generell etwa E-W orientiert. Daher ist von einer Verstellung nach der Kreide auszugehen. Die ursprüngliche Orientierung von Lx war folglich zu beiden Seiten der Störung etwa N-S orientiert und ist westlich der Störung heute um etwa 45° gegen den Uhrzeigersinn verdreht.

Die Streckungslineare Lx und Faltenachsen Fx+1 aus dem Grazer Paläozoikum stimmen mit jenen in den direkt unterliegenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems überein. Es ist jedoch Vorsicht bei der Interpretation geboten, da die Strukturen nicht gleich alt sein müssen! Nach den geochronologischen Altern erfolgte die Abkühlung im Grazer Paläozoikum in der Unterkreide und daher müssen auch die duktilen Strukturen vor oder in der Unterkreide entstanden sein. Das deckt sich auch mit den Angaben von FRITZ (1988) der für das Grazer

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Paläozoikum eine NW gerichtete Deckenstapelung in der Unterkreide (ca. 120 Ma) postuliert. Der Metamorphosehöhepunkt in den Einheiten des unterlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystems erfolgte erst um 95 Ma (THÖNI, 2006) und erst dannach können die, bei der Exhumation der Decken entstandenen Strukturen entstanden sein. Die Abkühlung in der Waxenegg-, Exenberg- und Radegund -Decke erfolgte nach Rb-Sr Biotitaltern erst um 80 Ma.

4.4. Interne Deckengliederung des Grazer Paläozoikums

Im Exkursionsgebiet gliedert sich das Grazer Paläozoikum in drei Decken. Vom Liegenden gegen das Hangende sind das die Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke. Zumindest von der Schöckel- in die überlagerde Gschnaidt-Decke nimmt die Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Demnach handelt es sich um eine tektonisch invertierte Metamorphoseabfolge wie sie für metamorphe Extrusionskeile typisch ist. Nach den geochronologischen Daten (siehe oben) erfolgte die Metamorphose in der Unterkreide und es handelt sich demnach um sehr alte Teile des eoalpidischen Orogenkeiles.

4.5. Stellung des Angerkristallins zum Grazer Paläozoikum

Die Verteilung der Indexminerale im Grazer Paläozoikum und dem im Osten angrenzenden „Angerkristallin“ ist seit langem bekannt (NEUBAUER, 1981, 1982). Sie wurde dahingehend interpretiert, dass sie ein zusammenhängendes, variszisches Metamorphoseprofil darstellt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984) und deshalb das „Angerkristallin“ die primäre Basis des Grazer Paläozoikums darstellt. Basierend auf dieser Annahme ist in verschiedenen Karten auch eine Fortsetzung der Marmore der Hochschlag-Formation in die Marmore des Brettstein-Lithodems im Bereich des Lindkogels und gegen Koglhof dargestellt.

Die Neukartierung kommt zu einem anderen Ergebniss. Demnach endet die Gasen-Decke mit der Hochschlag-Formation im Bereich von Edelsachen und die Marmore am Lindkogel gehören zum Brettstein-Lithodem und befinden sich in der Radegund-Decke. Weiters besteht das „Angerkristallin“ aus mehreren Komplexen bzw. Decken des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystems. Die Verteilung der Indexminerale zeigt fraglos im Groben eine gegen das Hangende abnehmende Metamorphoseprägung, diese ist aber nicht überall zeitgleich und auch nicht so kontinuierlich wie es nach der Indexmineralverteilung annehmen könnte. Wie schon zuvor diskutiert, ist innerhalb des Grazer Paläozoikums lokal eine inverse Metamorphosezonierung feststellbar und gleiches gilt auch für die nördlichen, hier nicht behandelten Anteile des Angerkristallins. Außerdem ist die im Gebiet anzutreffende prägende Metamorphose nicht während des variszischen sondern während des eoalpidischen Ereignisses entstanden (siehe auch FRITZ, 1988).

5. Zusammenfassung

Im Zuge der Neukartierung des Gebietes um den Hohen Zetz und den Raasberg ergaben sich Veränderungen bei der lithostratigraphischen und tektonischen Gliederung der dort auftretenden ostalpinen Einheiten. Nach SCHMID et al. (2004) umfassen diese Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems und das Grazer Paläozoikum, welches dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem angehört.

Von Anger gegen Piregg zieht eine bedeutende Störungszone. Die westlich davon gelegenen Einheiten wurden bisher als „Angerkristallin bezeichnet. Der Begriff

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

“Angerkristallin” beschreibt weder eine lithostratigraphische noch eine tektonische Einheit. Es wird von kretazisch entstandenen Decken des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau Deckensystems aufgebaut.

Das Grazer Paläozoikum wird im Exkursionsgebiet vom Liegenden gegen das Hangende von der Gasen-, Schöckel- und Gschnaidt-Decke aufgebaut. Zumindest in den beiden letztgenannten nimmt die eoalpidische Metamorphose gegen das Hangende hin zu. Während des Metamorphosehöhepunktes in der Unterkreide wurden Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies erreicht.

Die Schöckel-Decke ist intern geschuppt und zeigt eine aufrechte Schichtfolge. Daher sind die phyllitischen Gesteine am Hirschkogel (Hirschkogel-Lithodem) stratigraphisch jünger als die Schöckel-Formation und reichen somit vom Mitteldevon bis möglicherweise ins Karbon.

Beschreibung der Exkursionspunkte

Stop 1: Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex, Feistritzal Orthogneis

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Straße von Steg gegen Norden (WGS84 47°17'41"N / 015°41'28" E, Sh. 550 m).
Haltemöglichkeiten: Bei Abzweigung kurz nach dem Aufschluß, Wendemöglichkeit ca. 400 m weiter im Verlauf der Straße auf der Nordseite der Kote 592 m.

Die Straßenaufschlüsse bestehen aus leukokrater Feistritzal-Orthogneis. Markoskopisch ist Feldspat und Quarz sowie etwas Muskovit erkennbar. Die Gesteine sind sehr straff geschiefert und feinkörnig. Die Schieferung fällt in diesem Aufschluß recht flach gegen SW ein, das Streckungslinear fällt gegen Süden. Der Feistritzal-Orthogneistyp stellt ein Leitgestein für die Kartierung des Strallegg-Komplex zwischen Lebing südwestlich von Anger und Piregg dar.

Stop 2: Rade Gund-Decke / Rappold-Komplex und Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Steinbruch Christandl (nur nach Anfrage zugänglich) bei Steg (WGS84 47°17'37"N / 015°40'29" E, Sh. 530 m) oder alternativ Straßenprofil gegenüber Steinbruch nördlich des Pneutner Baches (WGS84 47°17'40"N / 015°40'32" E, Sh. 580 m).
Haltemöglichkeiten: Parkplatz bei Steinbruch Christandl; im Bereich des Straßenprofils nur für Kleinbusse und PKW an mehreren Stellen am Straßenrand.

Das Gebiet um den Steinbruch war schon mehrmals Ziel von Bearbeitungen (e.g. NEUBAUER, 1982; KRENN et al., 2008), da in diesem Gebiet die Verteilung der Indexminerale gut studiert werden kann und die Grenzen der Biotit-, Granat- und Staurolithzone hier nahe zusammenrücken. Im Steinbruch fallen die Gesteine gegen SW ein. Der liegende, NW Teil wird bis in eine Seehöhe von etwa 580 m vom Rappold-Komplex aufgebaut, darüber folgt der Rossegg-Komplex. Die Grenze zwischen Granat- und Staurolithzone liegt nach den Verteilungskarten im oberen Teil des Steinbruches innerhalb des Rossegg-Komplex (Abb. 10A).

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Der Rappold-Komplex ist mit dunkelgrauen, graphitreichen Granat-Glimmerschiefern und mittelkörnigen, grau-weiß gebänderten Marmoren vertreten. Je nach Aufschlußsituation können auch Pegmatitgneise zugänglich sein. Im Steinbruch sind zwei etwa 15 m mächtige Marmorlagen aufgeschlossen.

Im Steinbruchbereich besteht der Rossegg-Komplex hauptsächlich aus bräunlichen, karbonatischen Glimmerschiefern. Diese sind im cm- bis dm-Bereich gebändert und zeigen unterschiedlichen Karbonatgehalt. Manche Lagen sind durch Eisenoxide, rötlichbraun, andere durch Chlorit grünlich gefärbt. Auf den Schieferungsflächen ist Hellglimmer mit bis zu 0,5 mm Größe zu erkennen. Bei der Verwitterung entstehen karbonatische Krusten, die vor allem bei alten Aufschlüssen entlang der Straße zu beobachten sind. Eingelagert sind einzelne reinere Marmorlagen von wenigen Metern Mächtigkeit und dunkelgraue zum Teil Hornblende führende Granat-Glimmerschiefer. In diesen ist der Granat manchmal idiomorph ausgebildet und erreicht bis zu 3 mm im Durchmesser. Staurolith wurde von KRENN et al. (2008) beschreiben, er findet sich aber selten.

Die Grenzfläche zwischen der Radegund- und der Waxenegg-Decke wird durch eine grünschieferfazielle bis amphibolitfazielle Scherzone gebildet, die nur im Bereich von einigen Metern bis Zehnermetern festgelegt werden kann. Klar zu erkennen ist ein SW-NE gerichtetes Streckungslinear, die Bewegungsrichtung ist nicht eindeutig, da sowohl SW als auch NE gerichtete Rotation der Granatporphyroblasten festgestellt wurde (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2013). Nach KRENN et al. (2008) soll die Deformation während SW gerichteter, abschiebender Tektonik erfolgt sein. Die starke Ausdünnung des Metamorphoseprofils weist auf eine starke plättende Komponente bei der Deformation hin. Die widersprüchlichen Schersinnindikatoren können auf eine polyphase Entwicklung und/oder auf die starke Plättung zurückzuführen sein.

An der Straße ist die gleiche Situation wie im Steinbruch zu beobachten, die Aufschlußsituation ist aber lückenhafter. Marmore des Rappold-Komplex sind in der Kurve unterhalb des Gehöftes vorhanden. Die Deckengrenze liegt im Bereich des Gehöftes und ist nicht zugänglich. Dannach folgen Aufschlüsse in den karbonatischen Glimmerschiefer und schließlich in dunkelgrauen, graphitführenden Glimmerschiefern des Rossegg-Komplex.

Stop 3: Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Forststraße am gegen Südwesten hin ausgerichteten Hang des Naintschgrabens (WGS84 47°18'25"N / 015°39'44" E, Sh. 570 m).

Haltemöglichkeit: Hangseitig an der Abzweigung der Forststraße.

Entlang der Forststraße ist ein Profil durch den Rossegg-Komplex aufgeschlossen. Es beginnt mit dunkelgrauen, graphitführenden Glimmerschiefern, in denen Lagen aus stark abfärbenden Graphitschiefern enthalten sind. Weiters finden sich braun verwitternde Glimmerschiefer mit etwa 1mm großen Biotitblasten. In der Fortsetzung dominieren braune Paragneise und Glimmerschiefer, in die nach etwa 200 m zwei Marmorlagen eingeschaltet sind. Die erste Marmorlage ist größtenteils rein weiß gefärbt, mittelkörnig und kaum silikatisch verunreinigt. Die Zweite enthält mehr Glimmer und Quarz und ist grau gefärbt. Weiters finden sich vereinzelt dezimetermächtige Lagen von Amphibol führenden Gneisen bzw. Amphibolite.

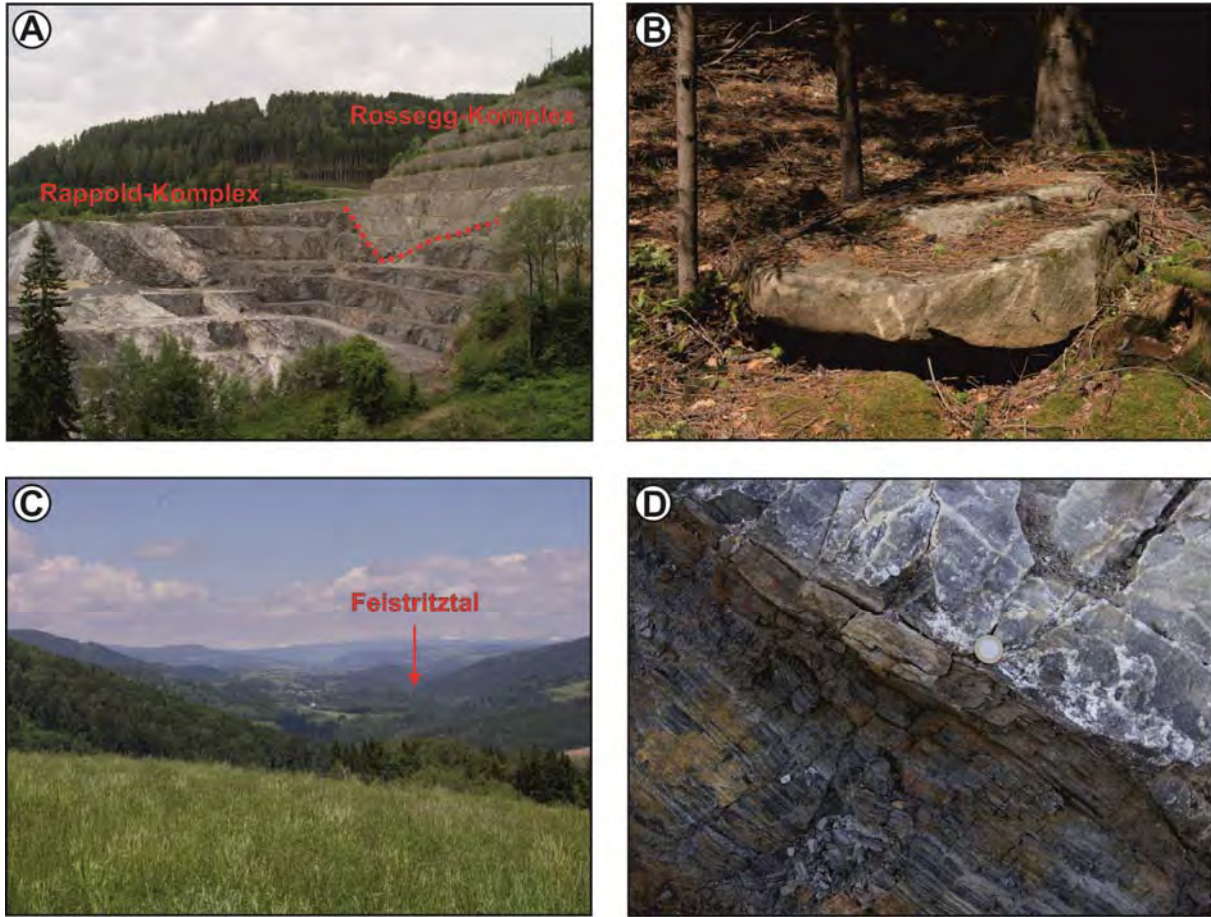


Abb. 10: A) Aufschluß 1, Steinbruch Christandl bei Steg, Blick gegen Süden. Der östliche Teil des Steinbruches besteht aus graphitischen Glimmerschiefern und Marmoren des Rappold-Komplex, der hangende westliche Teil aus karbonatischen Glimmerschiefern des Rossegg-Komplex. B) Aufschluß 4, Straße nach Trog. Im Wald finden sich bis zu mehrere Kubikmeter große Blöcke aus leukokraten Orthogneisen und Paragneisen des Strallegg Komplex. Diese sind Teil von Blockschottern die wahrscheinlich im Pannonium abgelagert wurden. C) Aufschluß 5, Aussichtspunkt mit Blick nach Norden ins Feistritztal. Das heutige Tal ist tief eingegraben, es ist aber noch die alte weite Talform erkennbar, in der noch Reste von neogenen Sedimenten erhalten sind. D) Aufschluß 9, Steinbruch im Poniglgraben. Helle Marmore überlagern dunkelgraue Quarzite im hangenden Abschnitt der Schöckel-Formation.

Stop 4: Neogene Blockschotter

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Wald oberhalb der Straße östlich Trog (WGS84 47°15'39"N / 015°41'38" E, Sh. 570 m)
Haltemöglichkeiten: Straßenverbreiterung 200 m SSW
 Straßengabelung Anger-Oberfeistritz-Trog auf der hangzugewandten Seite.

Der Hang zeigt eine unruhige Morphologie mit Vernässungen an mehreren Stellen. Der Bereich ist aus neogenen Sedimenten des ?Pannoniums aufgebaut, welche hier sicher einige Zehnermeter mächtig sind und den Rappold-Komplex überlagern. Im Wald finden sich Blöcke mit bis zu einigen Kubikmetern Größe (Abb. 10B). Es handelt sich zumeist um leukokrate Orthogneise, mittelkörnige Gneise mit duktil verfalteten Quarzmobilisatlagen und Quarzmobilisate. Diese Gesteine können großteils dem Strallegg-Komplex zugeordnet werden. Seltene und nur temporär vorhandene Aufschlüsse zeigen eine oft wenig

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

geschichtete Matrix in der die Blöcke eingebettet sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Sedimentströme, die in ein tieferes mit Wasser gefülltes Becken abgegangen sind.

Stop 5: Blick ins Feistritzal, Aussichtspunkt

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Kurve unmittelbar nördlich Trog (WGS84 47°15'52"N / 015°41'08" E, Sh. 680 m).
Haltemöglichkeiten: In der 90° Kurve unmittelbar nördlich der Ortschaft Trog.

Blickt man nach Norden sieht man das Feistritzal flußaufwärts (Abb. 10C). Der Fluß ist tief eingeschnitten und von diesem Punkt aus nicht zu sehen. Die alte weite Talform des Feistritztales ist aber noch gut zu erkennen. Sie bildet Hochflächen, die mit neogenen (?Karpantium-Pannonium) Sedimenten bedeckt sind.

Stop 6: Gschnaidt-Decke / Gösselhof-Lithodem

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Brücke am Wanderweg 400 m südlich Gösselhof (WGS84 47°15'04"N / 015°40'38" E, Sh. 495 m).
Haltemöglichkeiten: bei den beiden Gehöften an der Straße südlich Gösselhof. Zwischen den Gehöften quert der Wanderweg und diesem folgt man in den Graben. Aufschlüsse befinden sich direkt an der Brücke sowie im Graben der von Westen her einmündet.

Der Aufschluß befindet sich am östlichen Fuß des Raasberges und wird als Typlokalität für die Glimmerschiefer des Gösselhof-Lithodems vorgeschlagen. Zu sehen sind graubraune bis dunkelgraue, feinkörnige Glimmerschiefer mit mm- bis wenige cm-dicken, grau gefärbten Quarzmobilisatlagen. Bei kleinen (ca. 0,5 mm) Knötchen handelt es sich um Granat. Die Gesteine fallen nach SSW und zeigen ein WSW fallendes Streckungslinear. Bisweilen ist eine schwache Grenulation entwickelt.

Basierend auf thermobarometrischen Untersuchungen entstanden die Gesteine bei 520-590 °C (berechnet auf 0,4 GPa). Diese Bedingungen wurden während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide erreicht.

Stop No. 7: Gschnaidt-Decke / Raasberg-Formation

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Zeiter Bach Graben, (WGS84 47°15'24"N / 015°38'51" E, Sh. 625 m).
Haltemöglichkeiten: Bei der Brücke zum Forstweg gegenüber dem Aufschluß, oder bei der Einmündung in den Fladnitzbach.

Die Aufschlüsse an der Straße bestehen aus Dolomitmarmor. Der Marmor ist leuchtend weiß gefärbt, zuckerkörnig und die Verwitterungsflächen sanden ab. Er bricht plattig nach der Schieferung, welche gegen SSW einfällt. Die deutliche Rekristallisation des Dolomits ist ein klarer Hinweis auf Metamorphosetemperaturen von mehr als 500 °C.

Stop No. 8: Schöckel-Decke / Schöckel-Formation

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ponigl, Steinbruch der Firma Marko (nur nach Anfrage zugänglich) (WGS84 47°16'02"N / 015°37'55" E, Sh. 650 m).
Haltemöglichkeiten: Am Steinbruchgelände.

Im Bereich des Steinbruches ist der stratigraphisch hangende Teil der Schöckel-Formation aufgeschlossen. Generell fallen die Gesteine gegen SW ein. Die Abfolge beginnt nahe der

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

Werkseinfahrt mit grau-weiß gebänderten mittelkörnigen Kalzitmarmoren, die massig sind und blockig brechen. Darüber folgen silikatisch verunreinigte, bunte Marmorvarietäten. Sie enthalten oft Quarz und Hellglimmer, welche in einzelnen Lagen konzentriert sind. Zum Teil sind die Marmore durch Eisenoxide leicht rosa gefärbt, andere erscheinen durch etwas Chlorit leicht grünlich. Immer wieder finden sich Lagen aus karbonatischen Schiefern und Einschaltungen von grauen, feinstückig brechenden Quarziten (Abb. 10D). Gegen das Hangende nehmen dunkle Schieferlagen zu, welche mit dunkelgrauen zumeist dünnbankigen Kalzitmarmoren wechsellagern. Hier finden sich auch immer wieder Einschaltungen von hellgrauen Dolomiten. Die höchsten aufgeschossenen Bereiche am Rand des Steinbruches bestehen schon weitgehend aus dunkelgrauen Schiefern, die in weiterer Folge in die Phyllite des Hirschkogel-Lithodems übergehen.

Im Steinbruch wurde in einem Rollstück aus dunkelgrauem Marmor eine Koralle gefunden.

Literatur

- Esterlus, M., 1983. Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark - Arch. F. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 3: 31-34, Wien.
- Esterlus, M., 1986. Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums. - Diss. Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 187, Wien.
- Flügel, H., 1961. Die Geologie des Grazer Berglandes: Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. - Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum Graz, 23: 212 S, Graz.
- Flügel, H.W., 1975. Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100000. - 2. Auflage Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 288, Graz.
- Flügel, H. W., 2000. Die lithostratigraphische Gliederung des Paläozoikums von Graz (Österreich). - Österreichische Akademie der Wissenschaften / Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, 13: 7-59, Wien (Verl.Österr.Akad.Wiss.).
- Flügel, H.W., Hötzel, H., Neubauer, F., 1990. Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, Blatt 134 Passail. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Flügel, H.W., Maurin, V., 1958. Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. - Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Flügel, H. W., Neubauer, F., 1984. Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. (Geol. B.-A.) Wien, 127pp.
- Fritz, H., 1988. Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). - Geodin Acta 2(2): 53-62.
- Fritz, H., Ebner, F., Neubauer, F., 1992. The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). - Alpaca field guide, KFU Graz, pp 83-92.
- Fritz, H., Neubauer, F., Ratschbacher, L., 1991. Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (eastern Alps, Austria). - Zbl. Geol. Paläont. 1(1): 55-68.
- Gaidies, F., Abart, R., DeCapitani, C., Schuster, R., Connolly, J.A.D., Reusser, E., 2006. Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. - J. metamorphic Geology, 24: 451-475.
- Gaidies, F., Krenn, E., de Capitani, D., Abart, R., 2008. Coupling forward modelling of garnet growth with monazite geochronology: an application to the Rappold Complex (Austroalpine crystalline basement). - Journal of metamorphic Geology, 26: 775-793.
- Gasser, D., Stüwe, K., Fritz, H., 2010. Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. - Int. J. Earth Sci., 99/5: 1067-1081.
- Hubmann, B., Ebner, F., Ferretti, A., Kido, E., Krainer, K., Neubauer, F., Schönlaub, H.-P., Suttner, T.J., 2014. The Paleozoic Era(them), 2. Auflage. - In: Piller, W.E. [Ed]: The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) - Band. 1 - Abh. Geol. B.-A., 66: 9-133, Wien.
- Krenn, K., Fritz, H., Mogessie, A., Schaflechner, J., 2008. Late Cretaceous exhumation history of an extensional extruding wedge (Graz Paleozoic Nappe Complex, Austria). - Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 97: 1331-1352.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R., 2001. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS Version 3. Best-fit to the marine Sr-isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. - J. Geol. 109: 155-169.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguier, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). - Economic Geology, 84: 1398-1416.

Ber. Inst. Erdwiss. K.-F.-Univ. Graz	ISSN 1608-8166	Band 20/2	Graz 2014
<i>PANGEO Austria</i>		Graz, 14-19 th September 2014	

- Neubauer, F., 1981. Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des "Angerkristallins" und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. - Jber. 1980, Hochschulschwerpunkt S15, 2: 114-121, Leoben.
- Neubauer, F., 1982. Untersuchungen zur Tektonik und Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrandes. - Jber. 1981, Hochschulschwerpunkt S15, 3: 93-101, Leoben.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. - *Earth Sci. Rev.*, 87: 113-133.
- Röggla, M., 2007. Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. - Magisterarbeit an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Karl-Franzens-Universität Graz, 168 Seiten, Graz.
- Schantl, P., Brandner, K., 2013. Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin, Bachelorarbeit, Karl-Franzens-Universität, Graz, 125pp.
- Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. - *Ecol. Geol. Helv.*, 97/1, 93-117.
- Schuster, K., Berka, R., Draganits, E., Frank, W., Schuster, R., 2001a. Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. - Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 – Neuberg a.d. Mürz, 29-56.
- Schuster, R., Frank, W., 2000. Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, 42, 37-58.
- Schuster, R., Rockenschaub, M., Klötzli, U., Nowotny, A., Grösel, K., 2010. In-situ laser ablation zircon U-Pb ages on granitic rocks from the eastern margin of the Eastern Alps: implications for the tectonic and lithostratigraphic subdivision. – *J. Alpine Geology, Abstract PANGEO 2010 Leoben*, 52: 228, Wien.
- Schuster, R., Röggla, M., Hauzenberger, Ch. 2006. The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). - *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006 Innsbruck*, 320-321.
- Schuster, R., Scharbert, S., Abart, R., Frank, W., 2001b. Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, 44, 111-141.
- Schwinner, R., 1935. Zur Geologie von Birkfeld. - *Mitt. naturwiss. Ver. Stmk.*, 72: 67-100.
- Thöni, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review. - *Mineralogy and Petrology*, 88: 123-148.
- Tollmann, A., 1963. Ostalpensynthese. - Deuticke, Wien, S.256.
- Tollmann, A., 1977. Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. Deuticke, Wien, 766pp.
- Tropper, P., Bernhard, F., Konzett, J., 2001. Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). – *EUG11, J. Conf. Abs.* 6/1: 278,
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebeneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H., 1999, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of the Phanerozoic seawater. - *Chem. Geol.*, 161: 59-88.
- Wieseneder, H., 1981. 135 Birkfeld - Geologische Karte. 1:50000. – Wien.
- Willingshofer, E., Neubauer, F., 2002. Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). - *J. Structural Geology*, 24: 1603-1618.