

Tektonik, Metamorphose und Abkühlgeschichte des Grazer Paläozoikums auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER¹, PHILIP SCHANTL² & AXEL NOWOTNY¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at, nowotny.axel@aon.at

² Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Universitätsplatz 2, 8010 Graz, Österreich. philip.schantl@edu.uni-graz.at

1. Einleitung

In diesem Artikel wird ein kurzer Überblick über das Grazer Paläozoikum gegeben. Es folgt eine Beschreibung der tektonischen und lithostratigrafischen Einheiten, die sich auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld befinden. Abschließend wird die Beziehung des Grazer Paläozoikums zum unterlagernden „Angerkristallin“ diskutiert.

2. Geologischer Überblick

Das Grazer Paläozoikum ist ein Deckenstapel, der nördlich von Graz eine Fläche von ca. 30 x 50 km einnimmt. Die Decken bestehen aus niedriggradig metamorphen paläozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten (CLAR, 1935; FLÜGEL, 1961, 1975; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1988). Unterlagert ist das Grazer Paläozoikum von Decken des Ostalpinen Kristallins, die eine kretazische Metamorphose in Epidot-Amphibolitfazies bis Eklogitfazies erlebt haben (OBERHÄNSLI, 2004; SCHUSTER & NOVOTNY, 2016) (Abb. 1). Im westlichen Teil wird das Grazer Paläozoikum von den oberkretazisch bis paläogenen Sedimenten der Gosau-Gruppe und im Süden von neogenen Sedimenten des Steirischen Beckens transgressiv überlagert (GRÄF, 1975; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1988; FRITZ et al., 1992; EBNER & RANTITSCH, 2000; GROSS et al., 2007).

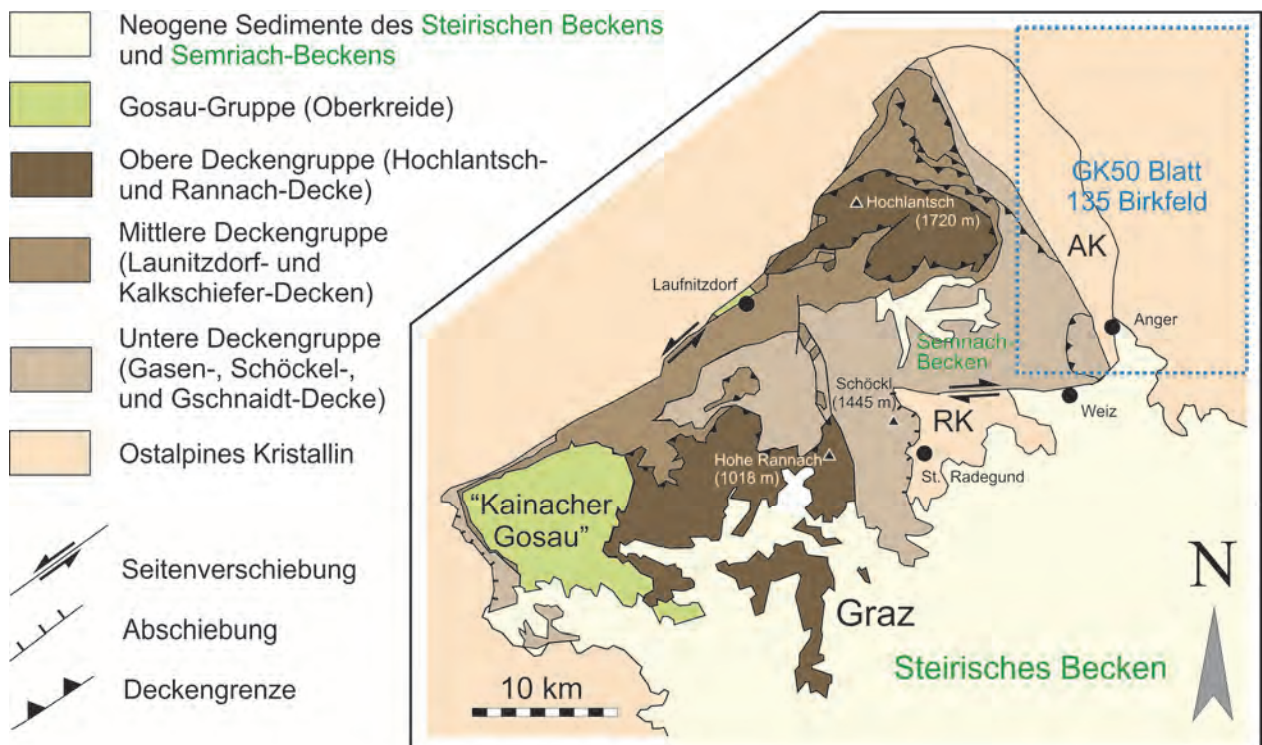


Abb. 1: Geologische Karte des Grazer Paläozoikums und der angrenzenden Gebiete, modifiziert nach KRENN et al. (2008). In dieser Arbeit werden die Decken der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums behandelt, welche sich auf GK50 135 Birkfeld befinden. AK: „Angerkristallin“, RK: „Radegunder Kristallin“.

Die Abfolgen des Grazer Paläozoikums zeigen im Allgemeinen eine ähnliche Entwicklung wie andere Schichtfolgen vom Nordrand von Gondwana, wobei verschiedene interne Faziesbereiche schon lange bekannt sind (HOERNES, 1892). Die fossilbelegten Abfolgen beginnen im späten Silur bis frühen Devon mit vulkanoklastischen bis siliziklastischen Sedimenten, gefolgt von mitteldevonischen Ablagerungen einer gegliederten Karbonatplattform mit Riffen und internen Becken. Sie enden mit pelagischen Kalken und Tonschiefern aus dem späten Devon bis frühen Karbon (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ & NEUBAUER, 1988; FLÜGEL, 2000; GASSER et al., 2010). Mit Bezug auf FLÜGEL (2000) können 35 Formationen und fünf Fazieszonen (Laufnitzdorf-, Kalkschiefer-, Schöckel-, Rannach- und Hochlantschfazies) unterschieden werden. Nach FLÜGEL et al. (1990) und FRITZ et al. (1992) sind diese Fazieszonen auf drei Deckengruppen verteilt: Die untere Schöckel-, die mittlere Laufnitzdorf-Kalkschiefer- und die obere Rannach-Hochlantsch-Deckengruppe.

Die Metamorphosebedingungen im Grazer Paläozoikum wurden mittels Illit-Kristallinität, Vitrinit-Reflexion und Raman-Spektroskopie bestimmt (HASENHÜTTL, 1994; RUSSEGGER, 1996; RANTITSCH et al., 2005). Gesteine der oberen Deckengruppe erfuhren Temperaturen von 200 bis 300 °C. In der mittleren und unteren Deckengruppe lagen die Temperaturen in der Laufnitzdorf-Decke unter 300 °C, während in der Kalkschiefer- und Schöckel-Decke mehr als 300 °C erreicht wurden.

Die Zuteilung der einzelnen Decken des Grazer Paläozoikums zu der unteren, mittleren und oberen Deckengruppe ist in den vorhandenen Detailkarten (z.B. FLÜGEL et al., 1990) nicht überall eindeutig und daher wurde von GASSER et al. (2010) lediglich eine untere und obere Deckengruppe unterschieden, wobei beide durch die sogenannte Rannach-Überschiebung voneinander getrennt sind. Die untere Deckengruppe ist durch eine penetrative Schieferung, isoklinale Falten und eine E–W gerichtete Streckungslineation charakterisiert. Im Bereich der Rannach-Überschiebung ist eine Streckungslineation dominierend, die zunehmend von E–W nach SE–NW dreht. Sowohl in der unteren als auch in der oberen Deckengruppe gibt es offene Falten mit NE–SW orientierten Achsen. Zahlreiche interne spröde Seitenverschiebungen sind vorhanden, aber größere Abschiebungen, die den ganzen Deckenstapel durchschlagen, sind nicht bekannt. Begrenzt ist das Grazer Paläozoikum durch eine Abschiebung im Westen, eine sinistrale Seitenverschiebung im Nordwesten und ein komplexes Muster aus Seitenver-, Auf- und Abschiebungen im Osten und Süden (FRITZ et al., 1992; KRENN et al., 2008). Hier überlagert es das sogenannte „Angerkristallin“ und „Radegunger Kristallin“ (Abb. 1).

Die Metamorphose und Deformation im Grazer Paläozoikum erfolgte während des Variszischen Ereignisses im späten Devon und Karbon sowie während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide. Lange wurde diskutiert welches der beiden tektonometamorphen Ereignisse dominiert (FRANK, 1981; FRITZ et al., 1991; NEUBAUER et al., 1999). Nach FRITZ (1988) und FRITZ et al. (1992) ist das Eoalpidische Ereignis prägend, wobei der Höhepunkt der Überschiebungstektonik in der Unterkreide um 125 Ma erfolgte. In der unteren Deckengruppe ist für manche Decken eine polymetamorphe Entwicklung belegt, die meisten geochronologischen Altersdaten fallen aber in die Kreide (GASSER et al., 2010; SCHANTL et al., 2015).

Die Neukartierung des östlichsten Teiles des Grazer Paläozoikums durch MATURA & SCHUSTER (2014) zeigt, dass die untere Deckengruppe in diesem Bereich komplizierter gebaut ist, als bisher vermutet. Von Liegend nach Hangend lassen sich eine Gasen- Schöckel- und Gschnaidt-Decke unterscheiden.

Für die tektonische Zuordnung des Grazer Paläozoikums zu einer der übergeordneten ostalpinen Einheiten ist dessen Beziehung zum unterlagernden Ostalpinen Kristallin von essenzieller Bedeutung. Besonders die östliche Begrenzung rund um den Raasberg nimmt dabei eine Schlüsselstellung ein. So ergeben sich in der Geologischen Karte des Weizer Berglandes 1:25.000 (FLÜGEL & MAURIN, 1958) Übergänge zwischen Schichtgliedern des Grazer Paläozoikums, wie z.B. dem „Schöckelkalk“ und den zum Teil Chloritoid- und Granat führenden Glimmerschiefern der „höhermetamorphen Gesteinsserien“ in deren Liegendem. Im Gegensatz dazu vermutet TOLLMANN (1963) in den Quarziten und Karbonatgesteinen des Raasberges triassische Ablagerungen in zentralalpiner Fazies, die er dem mittelostalpinen „Angerkristallin“ zurechnet, um darüber eine Deckengrenze zum oberostalpinen Grazer Paläozoikum zu legen.

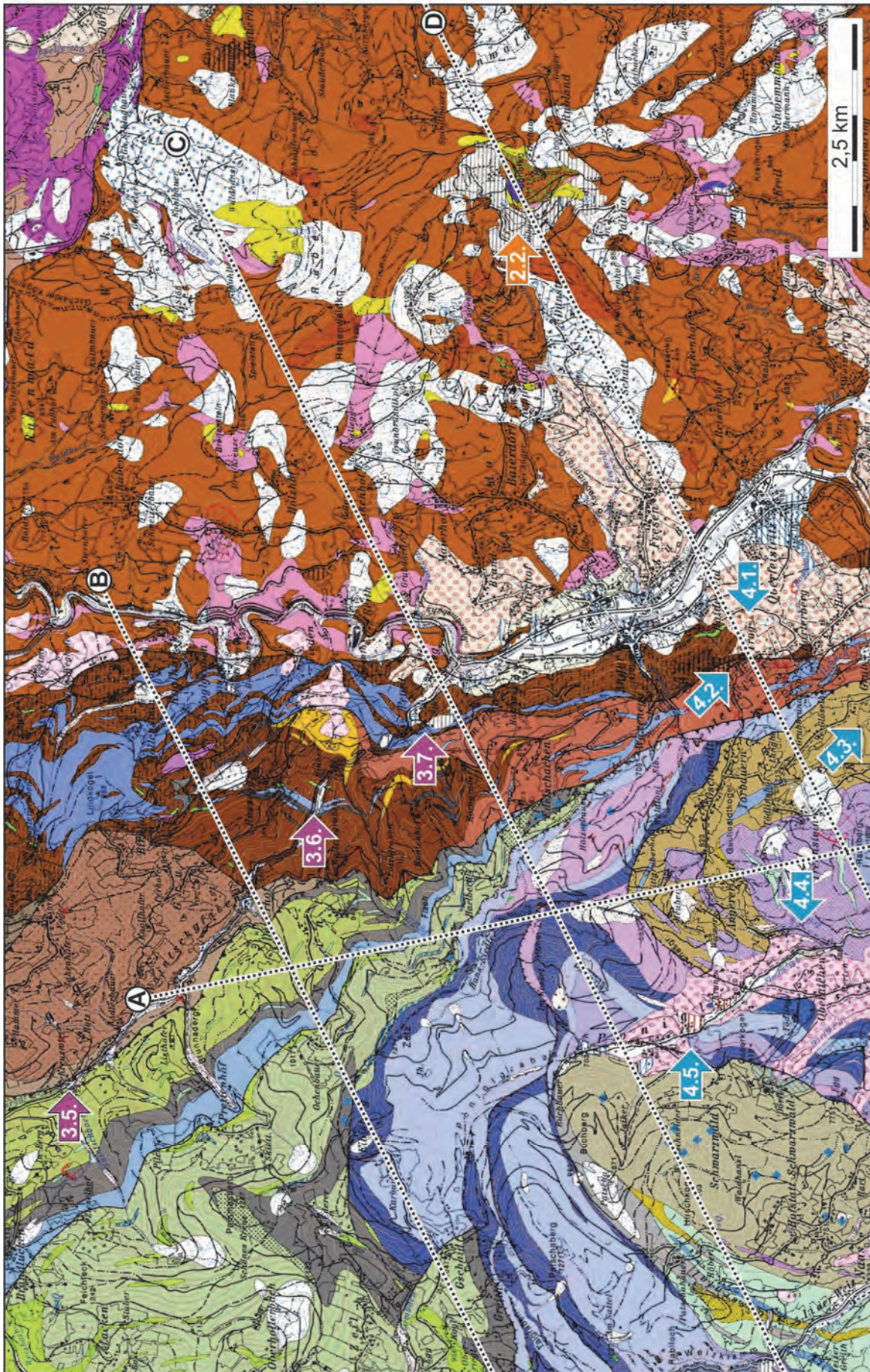
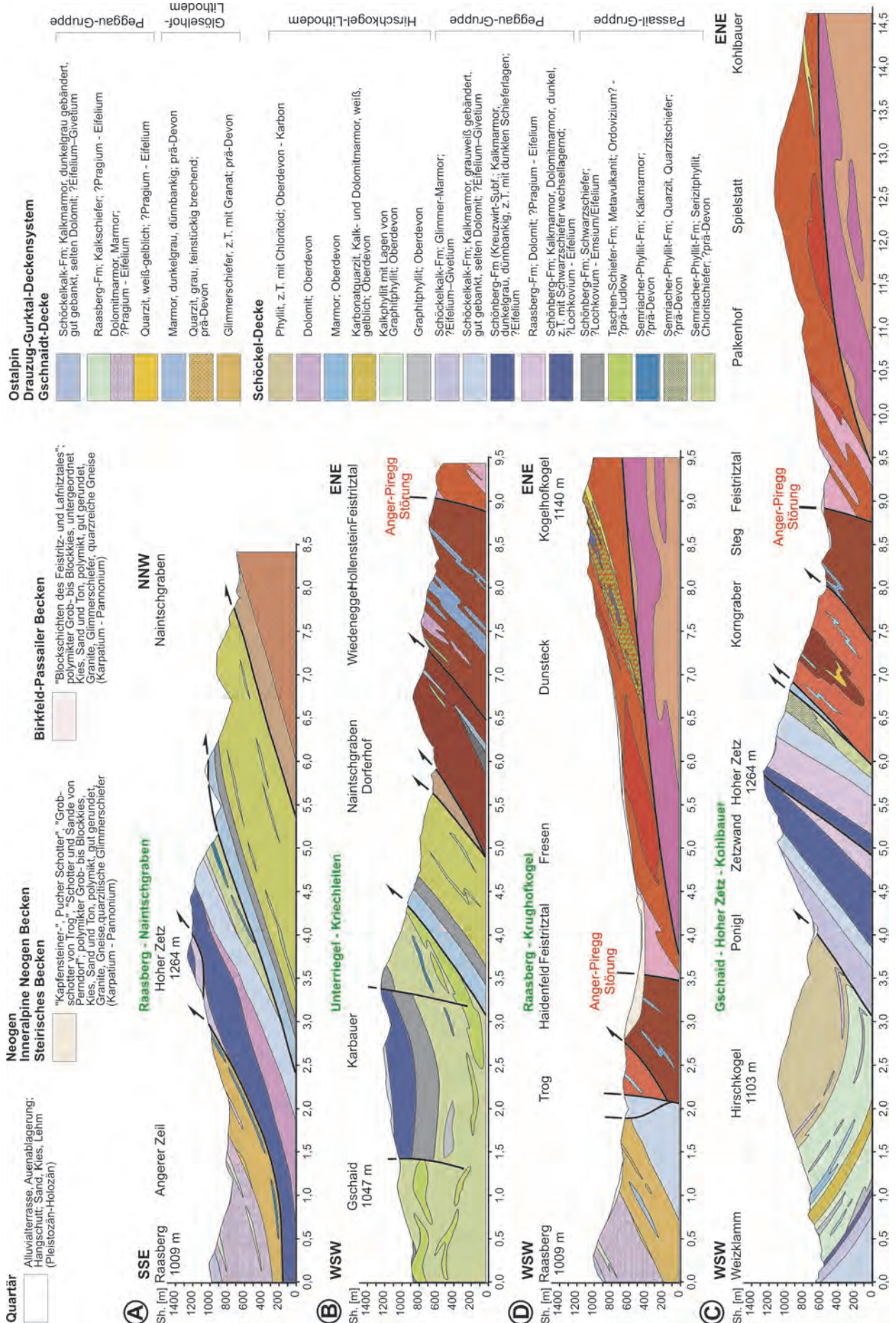


Abb. 2: Geologische Karte des Exkursionsgebietes rund um den Raasberg und Hohen Zetz bei Anger (Steiermark). Die Darstellung basiert auf der Neuaufnahme von GK50 Blatt 135 Birkfeld von MATURA & SCHUSTER (2014). Eingezeichnet ist die Lage der in Abbildung 3 dargestellten Profile. Legende siehe Abbildung 3. Die Pfeile markieren die während der Exkursionen im Rahmen der Arbeitstagung angefahrenen Stops (siehe dieser Band).



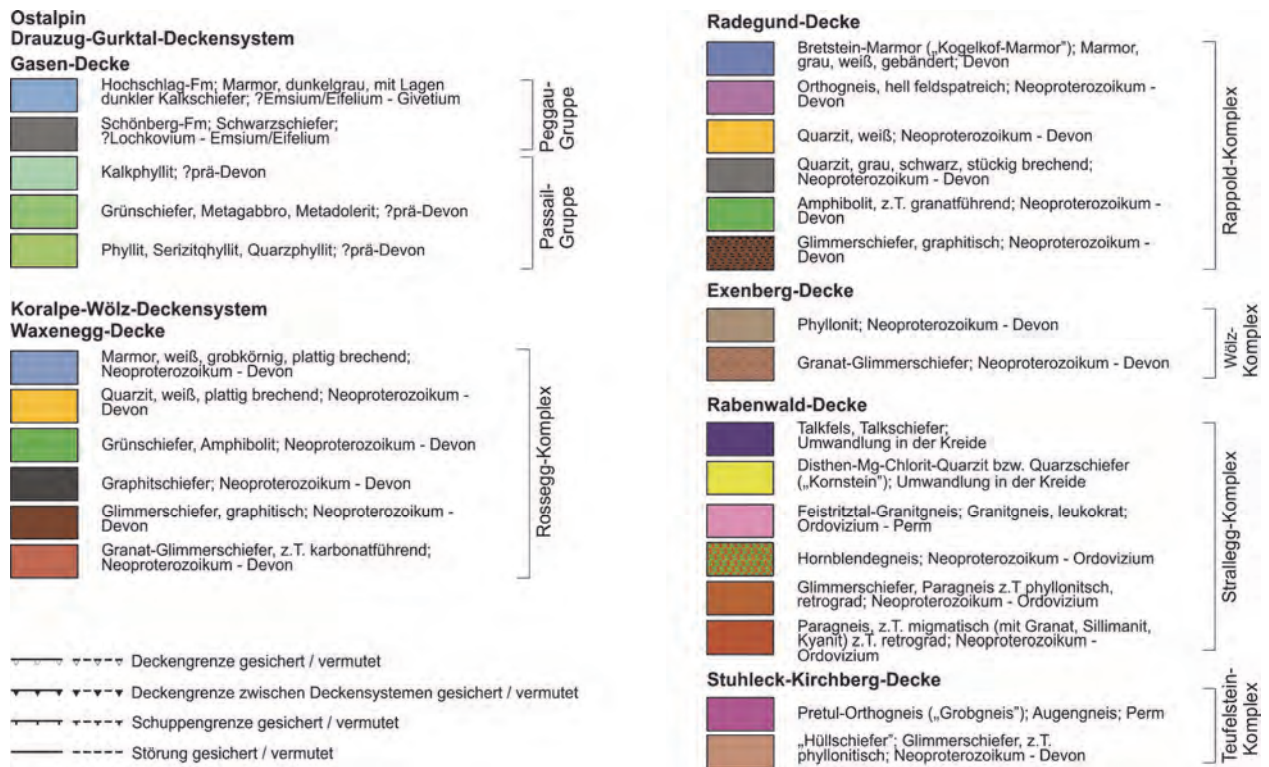


Abb. 3: Profile durch das in Abbildung 2 dargestellte Gebiet. Legende gilt auch für Abbildung 2.

Nachdem geklärt war, dass die Abfolge am Raasberg paläozoischen Alters ist, traten FLÜGEL & NEUBAUER (1984) für eine kontinuierliche Abfolge vom „Angerkristallin“ in das Grazer Paläozoikum und für einen präalpidischen Kontakt der beiden Einheiten ein. Diese Interpretation beruhte auf zwei Argumenten: Erstens sollten sich die Marmore der Hochschlag-Formation vom Grazer Paläozoikum kontinuierlich in das darunterliegende Kristallin verfolgen lassen und zweitens wäre vom Hangenden gegen das Liegende eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphose vorhanden, die gegen eine alpidische Überschiebungstektonik im Kontaktbereich spräche. Im Zuge von extensioneller Tektonik, welche auch von KRENN et al. (2008) bestätigt werden konnte, wäre das Metamorphoseprofil in der späten Kreide noch durch SW-gerichtete Abschiebungen deutlich ausgedünnt worden.

Arbeiten von SCHUSTER et al. (2006, 2014), RÖGGLA (2007) und die Karte von MATURA & SCHUSTER (2014) widersprechen dieser Annahme (Abb. 2, 3). In diesen Arbeiten wird das „Angerkristallin“ als Teil eines sich gegen Westen zu fortsetzenden, kretazischen Deckenstapels gesehen, der erst in der späten Kreide mit dem Grazer Paläozoikum in direkten Kontakt gekommen ist. Unter der Verwendung der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) bedeutet das, dass die aus kristallinen Gesteinen aufgebauten Decken dem Koralpe-Wölz-Deckensystem angehören, während das überlagernde Grazer Paläozoikum zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem zu stellen ist (siehe auch SCHUSTER & NOVOTNY, 2016).

3. Lithostratigrafische (lithodemische) und tektonische Einheiten im östlichsten Teil des Grazer Paläozoikums

In diesem Kapitel werden die auf GK50 Blatt 135 Birkfeld auftretenden lithostratigrafischen (lithodemischen) und tektonischen Einheiten kurz beschrieben. Die lithostratigrafischen Einheiten ergeben sich aus der flächigen Kartierung charakteristischer Gesteinsassoziationen. Im Grazer Paläozoikum 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 chronostratigrafisch eingestuft sind und keine Typusprofile beschrieben sind, wurde die bestehende Nomenklatur soweit als möglich übernommen. Für manche Schichtglieder scheint es aber sinnvoller, lithodemische Einheiten zu verwenden. Wiederholungen in den stratigrafischen Abfolgen und Änderungen im

Metamorphosegrad belegen eine interne Tektonik innerhalb der unteren Deckengruppe. Die einzelnen durch distinkte Bewegungszonen begrenzten tektonischen Körper wurden daher als Decken und Schuppen klassifiziert.

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

Der Name Gasen-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) für die tektonisch tiefste Decke am Ostrand des Grazer Paläozoikums eingeführt. Sie besteht aus einer silurischen bis mitteldevonischen Abfolge, welche Schichtglieder der Passail- und Peggau-Gruppe beinhaltet. Namensgebend ist der Ort Gasen (Steiermark).

3.1.1. Tektonik

Die Gasen-Decke gehört zur unteren Deckengruppe und bildet nahezu dessen gesamten NE-Rand von 4 km südlich Stanz im Müürztal (auf GK50 Blatt 134 Passail) bis Edelsachen, 3 km nordwestlich Anger (auf GK50 Blatt 135 Birkfeld). Sie lässt sich damit über gut 25 km verfolgen. Die größte Breite an der Erdoberfläche erreicht sie im Norden mit etwas über 4 km. Nach Süden wird sie immer schmaler, bis sie schließlich auskeilt. Im Liegenden der Gasen-Decke befindet sich im Norden über weite Strecken die Exenberg-Decke und im Süden die Waxenegg-Decke des Koralle-Wölz-Deckensystems. An der Deckengrenze finden sich Gesteine, die eine Phyllonitisierung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies erfahren haben. Mit Bezug auf Rb-Sr Biotitalter, die bei etwa 80 Ma liegen und die eine Abkühlung unter 300 °C widerspiegeln, muss die Deckengrenze in der späten Kreide entstanden sein (siehe auch SCHUSTER & NOVOTNY, 2016). In den südlichen Anteilen wird die Gasen-Decke von der Schöckel-Decke und im Norden von der Laufnitzdorf- und Kalkschiefer-Decke, welche der mittleren Deckengruppe angehören, überlagert (FLÜGEL et al., 1990). Zumindest für die Grenze zur Schöckel-Decke ist ein kretazisches Alter gesichert (SCHUSTER et al., 2014).

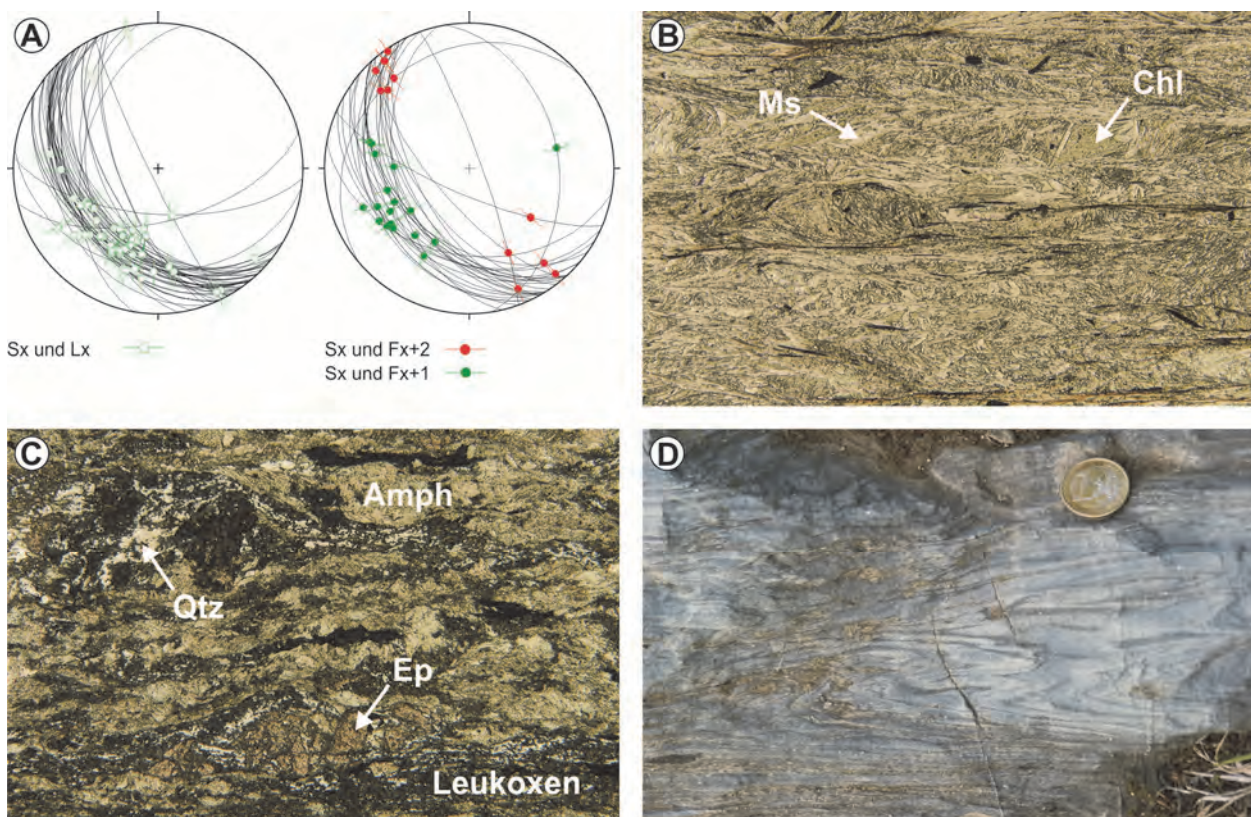


Abb. 4: Strukturdaten und Lithologien aus der Gasen-Decke. **A**) Die Schieferungsflächen (Sx) fallen mittelsteil gegen SW ein, Streckungslineare (Lx) und einrotierte, isoklinale Falten (Fx+1) streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung (Fx+2) ist NW–SE orientiert. **B**) Phyllit des Heilbrunn-Lithodems mit Muskovit, Chlorit und Quarz (07R04; Bildbreite: 7,5 mm). **C**) Grünschiefer des Heilbrunn-Lithodems mit feinkörnigem Amphibol, Quarz, Epidot, Klinkzoisit und Leukoxen (08R14, Bildbreite: 7,5 mm). **D**) Marmor der Hochschlag-Formation mit isoklinaler Faltung.

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

3.1.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Der liegende Teil der Gasen-Decke wird von der **Passail-Gruppe** (FLÜGEL, 2000) aufgebaut, für die ein prädevones Alter angegeben wird (FLÜGEL, 2000). Da die Phyllite in der Gasen-Decke zwar jenen der Semriach-Formation der Schöckel-Decke ähneln, aber doch einige im Gelände ersichtliche Unterschiede aufweisen, sollte man sie wahrscheinlich besser als **Heilbrunn-Lithodem** (SCHUSTER et al., 2014) bezeichnen. Die Phyllite dieser Einheit 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. Unter dem Mikroskop sind Muskovit + Chlorit + Quarz ± Albit ± opakes Erz (Ilmenit) zu erkennen (Abb. 4B). Eingelagert finden sich Grünschiefer bzw. feinkörnige Amphibolite, welche eine Zusammensetzung aus Amphibol + Chlorit + Quarz ± Albit ± Epidot/Klinozoisit ± Leukoxen ± Kalzit aufweisen (Abb. 4C). 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. Die Semriach-Formation wird von FLÜGEL (2000) als prädevonisch eingestuft, und gleiches sollte für das Heilbrunn-Lithodem gelten.

Darüber folgt die **Peggau-Gruppe** mit der Schönberg- und Hochschlag-Formation (FLÜGEL, 2000). Die **Schönberg-Formation** (?Lochkovium–Emsium/Eifelium) ist durch sehr dünnplattig brechende, grafitreiche 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, welche zur **Hochschlag-Formation** überleiten.

Die Hochschlag-Formation besteht aus plattig brechenden, schiefrigen Kalzitmarmoren mit zwischengelagerten, bräunlich gefärbten, kalkigen Phylliten. In den Marmoren sind vereinzelt isoklinale Falten zu erkennen (Abb. 4D). Selten finden sich Einschaltungen hellgrauer Dolomite und basische Metavulkanite. Im nördlichen Teil der Hochschlag-Formation wurden selten schlecht erhaltene rugose und tabulate Korallen bekannt. Nach FLÜGEL (2000) ist die Einheit in das ?Emsium–Eifelium und/oder Givetium einzustufen.

Basierend auf dem makroskopischen Erscheinungsbild der Gesteine und auf 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.

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

Die Schöckel-Decke wird seit FLÜGEL (1975) als Element der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums genannt. Sie besteht aus einer silurischen bis wahrscheinlich karbonen Abfolge, welche Schichtglieder der Passail- und Peggau-Gruppe sowie das Hirschkogel-Lithodem beinhaltet. Benannt ist die Decke nach dem Berg Schöckel (auch Schöckl) nördlich von Graz (Steiermark).

3.2.1. Tektonik

Die Schöckel-Decke gehört zur unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums. Sie ist vor allem im östlichen und zentralen Bereich (auf GK50 Blatt 134 Passail, 135 Birkfeld, 164 Graz und 165 Weiz) desselben vorhanden und bildet einen schmalen Streifen an dessen Westrand (auf GK50 Blatt 162 Köflach und 163 Voitsberg).

Im Liegenden befindet sich im Osten die Gasen-Decke, während ansonsten Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems unterlagern. Die Deckenkontakte zu letzteren sind Abschiebungen, welche in der Oberkreide unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstanden. Im Hangenden befindet sich im Osten die Gschnaidt-Decke, welche ebenfalls zur unteren Deckengruppe gehört, ansonsten sind es Decken der mittleren Deckengruppe (FLÜGEL et al., 1990; FRITZ et al., 1992).

Innerhalb der Schöckel-Decke gibt es mächtige Abfolgen die einerseits von Phylliten (Passail-Gruppe, Hirschkogel-Lithodem) und andererseits von Karbonaten (Peggau-Gruppe) dominiert werden und die sehr unterschiedlich auf Deformation reagieren. Die mächtige Marmorabfolge der Peggau-Gruppe streicht am Patschaberg WSW–ENE und biegt im Bereich des oberen Poniglgrabens gegen SE um. Das Umbiegen der Streichrichtung ist durch eine Großfalte F_{x+1} bedingt, welche eine SW–NE streichende Achse aufweist, und die im Bereich des Hirschkogels liegt. Aufgrund 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 Phyllite des hangenden Hirschkogel-Lithodems sind durch *flexural slip* teilweise abgeschert. Die Schuppung führt auch dazu, dass die Marmore im Bereich Eibisberg sehr steil und teilweise gegen NW überkippt einfallen. Bedingt durch Raumprobleme bei der Faltung und die Schuppenbildung ist das Einfallen der Schieferungsflächen S_x in der Schöckel-Decke etwas weniger einheitlich und lokal unterschiedlich (Abb. 5A). Streckungslineare L_x und einrotierte, isoklinale Falten F_{x+1} streuen zwischen WNW bis SSW. Eine offene wellige Faltung F_{x+2} und eine nur lokal in phyllitischen Gesteinen entwickelte Grenulation zeigt NW–SE orientierte Faltenachsen.

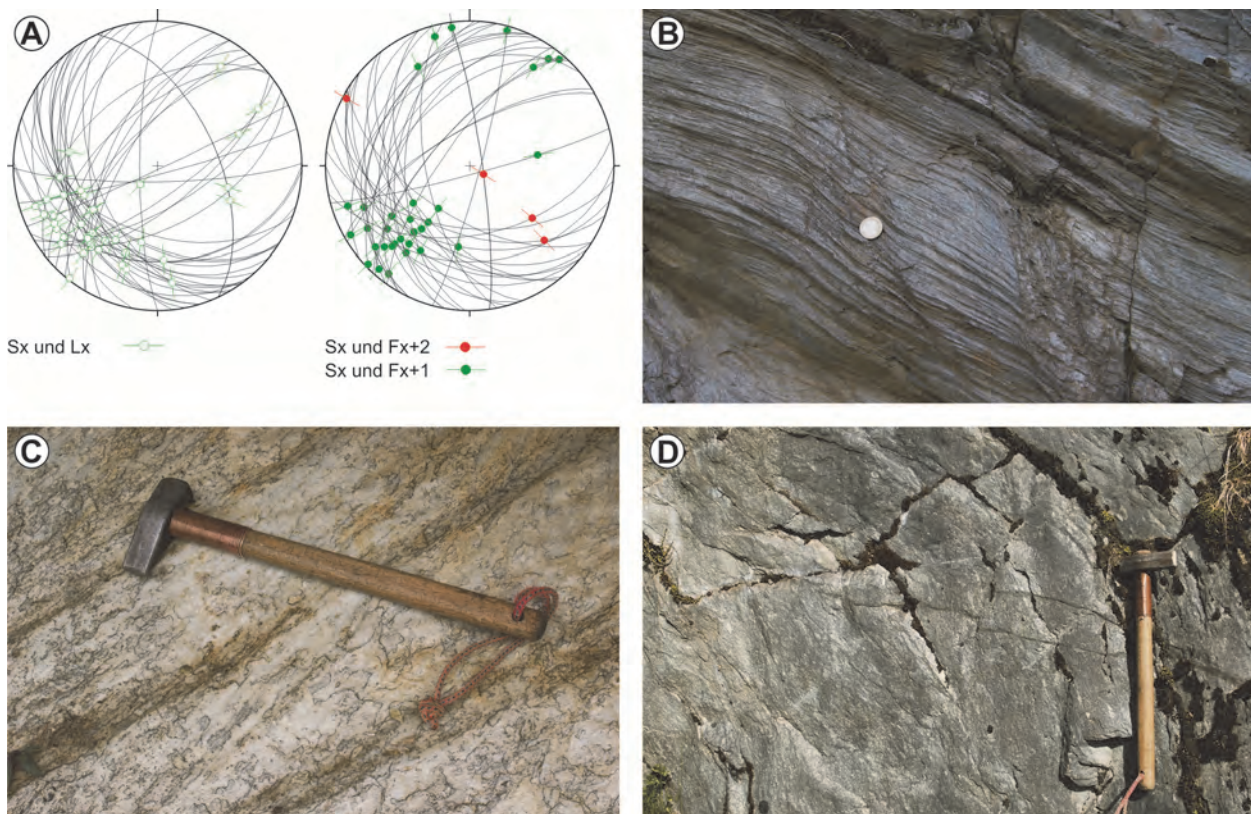


Abb. 5: Strukturdaten aus der Schöckel-Decke und Lithologien aus der Passail-Gruppe der Schöckel-Decke. **A)** Die Schieferungsflächen S_x fallen mittelsteil gegen SW ein, Streckungslineare L_x und einrotierte, isoklinale Falten F_{x+1} streuen zwischen S und WSW. Eine wellige Faltung F_{x+2} ist NW–SE orientiert. **B)** Verfalteter und grenulierter Phyllit der Semriach-Formation. **C)** Verfalteter und straff geschieferter Quarzit der Hundsbere-Subformation (Semriach-Formation). **D)** Grünschiefer der Taschen-Formation.

3.2.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Die basalen Anteile der Schöckel-Decke werden von der **Passail-Gruppe** aufgebaut. Diese besteht großteils aus grauen, stückig brechenden Phylliten der **Semriach-Formation** (prä-Devon) (Abb. 5B) und darin eingeschalteten Körpern von Metabasiten in Form von Grünschiefern (Abb. 5C), die aus Vulkanoklastika, Laven, aber auch Ganggesteinen und seichten Intrusionen hervorgegangen sein könnten und als **Taschen-Formation** (?prä-Ludlow) zusammengefasst werden. Weiters finden sich in der Semriach-Formation Lagen von mittel- bis grobkörnigen weißen und rosa gefärbten Marmoren (Rötschgraben-Subformation) sowie hellgraue bis gelblich gefärbte Quarzite und Feinkonglomerate mit einzelnen serizitreichen Lagen (FLÜGEL, 1975) (Hundsberg-Subformation, Abb. 5D). Letztere brechen blockig, zeigen eine deutliche Schieferung und ein Streckungslinear. Die Schieferungsflächen haben einen Abstand von 1–3 mm. Auf den Schieferungsflächen sieht man ein deutliches Streckungslinear und in den Serizitlagen auch eine sehr feine Grenulation.

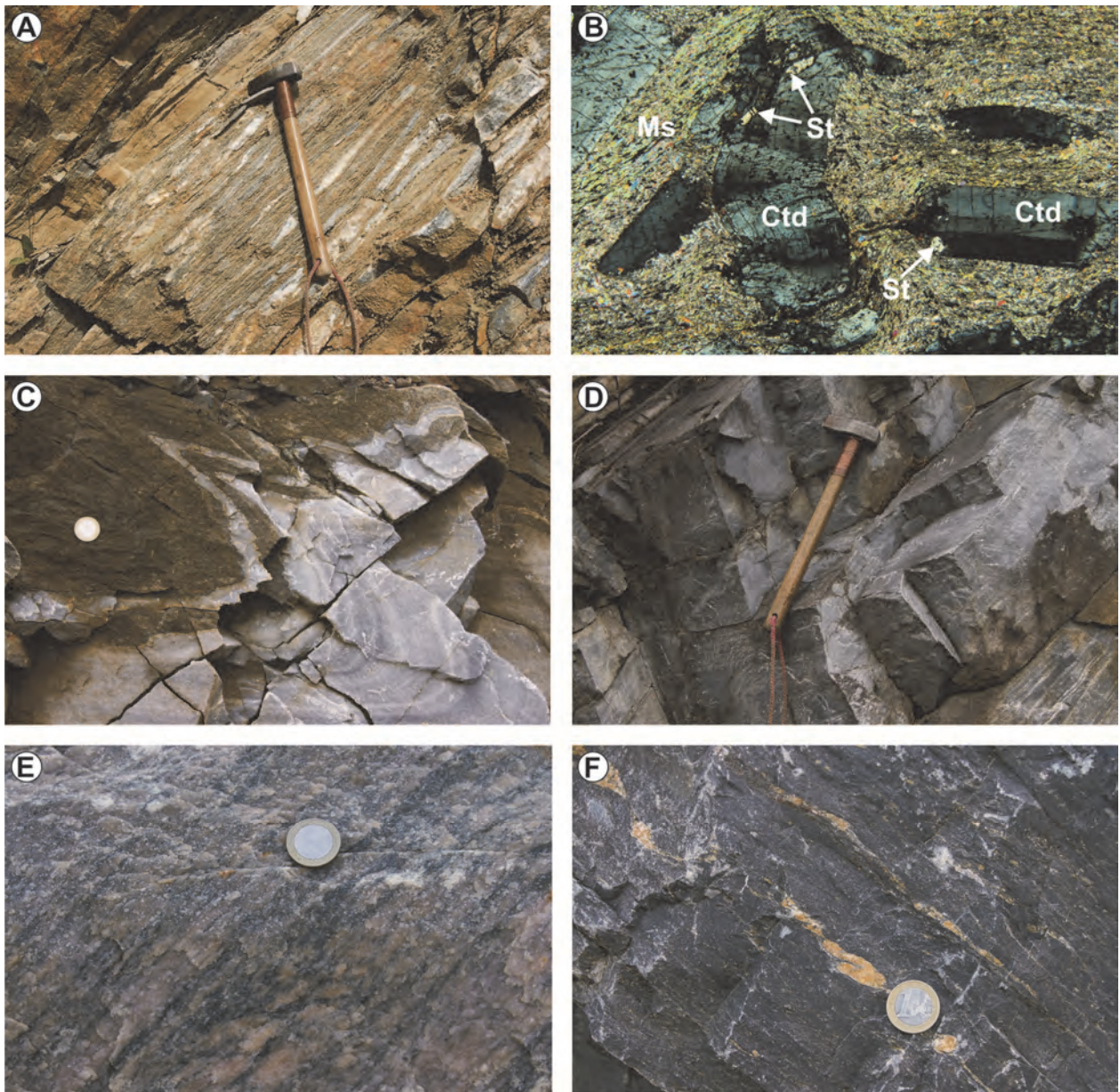


Abb. 6: **A)** Dünnbankige Marmore der Schönberg-Formation. **B)** Dünnschliffbild mit Chloritoid und Staurolith in einem Glimmerschiefer der Raasberg-Formation. **C–F)** Lithologien der Schöckel-Formation: **C)** Falte im Bereich zwischen Marmor und Metapelit, **D)** Dickbankiger grau-weißer, mittelkörniger Marmor, **E)** bunter, silikatischer Marmor und **F)** dunkelgrauer, feinkörniger Marmor.

Die hierarchische Bezeichnung Gruppe erscheint für die Gesteinsassoziation im Liegenden der Peggau-Gruppe zweifelhaft. Im Zuge der Kartierung sind, außer an den Grenzflächen der Subformationen, fast nie sedimentäre Schichtungen, sondern immer nur eine Schieferung zu erkennen. In den Phylliten treten die Metabasite, aber auch die anderen Lithologien, völlig regellos auf. Es ist auch nicht klar, ob alle Metabasite genetisch zusammengehören oder ob sie während mehrerer unabhängiger Phasen entstanden sind.

Es folgt die Peggau-Gruppe mit der **Schönberg-Formation** (?Lochkovium)–Emsium/Eifelium). Diese besteht aus dünnplattig brechenden, grafitreichen Schwarzschiefern (Rauchenberg- bzw. Pfaffenkogel-Subformation), die gegen das Hangende mit Wechsellagerungen in dünnlagige dunkelgraue bis schwarze Kalkmarmore (Kreuzwirt-Subformation) übergehen (Abb. 6A). Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Anger liegt die Raasberg-Formation (?Pragium–Eifelium) zwischen dem von dunklen Phylliten dominierten liegenden Teil der Schönberg-Formation und deren Kreuzwirt-Subformation. Hier finden sich über der Raasberg-Formation 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.

An der Basis der **Raasberg-Formation** (?Pragium–Eifelium) finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten und gelblichen, plattigen Marmoren. Die Hauptmasse bilden aber hellgraue Dolomite, die Zwischenlagen von Kalkschiefern und feinkörnigen Glimmerschiefern aufweisen. In Rollstücken hellglimmerreicher Glimmerschiefer 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. 6B).

Die **Schöckel-Formation** (?Eifelium–Givetium) setzt oft tektonisch überprägt, aber doch in stratigrafischem Verband direkt über der Schönberg-Formation ein. Darüber folgen die typischen hellgrau und hellgrau-weiß gebänderten, fein- bis mittelkörnigen Kalzitmarmore, welche dicker plattig oder massig sind (Abb. 6C, 6D). In diesen Marmoren sind nur selten dünne Lagen von Phylliten oder Grünschiefern anzutreffen und sie erreichen am Schöckel und Patschaberg viele 10er Meter Mächtigkeit. An der Zetzwand ist ein über 10 m mächtiger, weiß gefärbter und recht massig ausgebildeter Abschnitt bemerkenswert. Im Bereich zwischen Hoher Zetz und Weiz folgen darüber silikatisch stärker verunreinigte, grau, schmutzig-rosa, gelblich oder grünlich gefärbte Glimmermarmore (Abb. 6E). Darin sind auch Einschaltungen von Dolomiten, Phylliten und Kalkschiefern sowie von feinkörnig brechenden grauen Quarziten anzutreffen. Den hangendsten Anteil bilden dunkelgraue dünnplattige Kalzitmarmore (Abb. 6F), 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.

Das **Hirschkogel-Lithodem** zeigt im liegenden Abschnitt eine bunte Abfolge mit dunkelgrauen Grafitphylliten und Kalkphylliten, in die Quarzite, Karbonat führende Quarzite, Dolomite und Kalzitmarmore eingelagert sind. Darüber folgen graue bis silbrige Phyllite, die häufig Chloritoid mit bis zu 1 mm Durchmesser führen und die oft rostbraune Verwitterungsoberflächen zeigen (Abb. 7A). Die Phyllite zeigen die Mineralzusammensetzung Quarz + Serizit + Chlorit ± Chloritoid ± Kalzit + opake Phasen (Abb. 7B). Die Mächtigkeit des Hirschkogel-Lithodems liegt bei wenigen hundert Metern. Basierend auf der Position über der Schöckel-Formation ist eine stratigrafische 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.

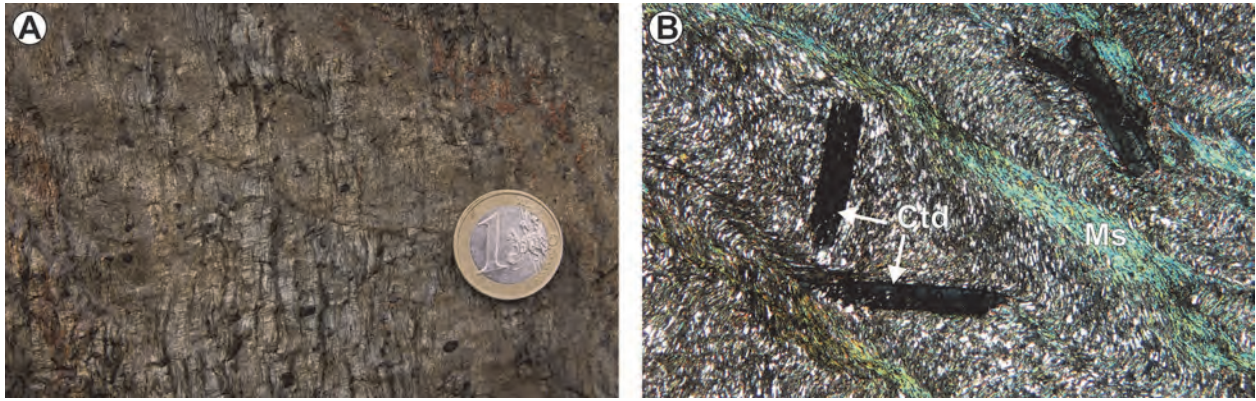


Abb. 7: Phyllite des Hirschkogel-Lithodems der Schöckel-Decke. **A)** Silbriger Phyllit mit bis zu 2 mm großen, dunkel gefärbten Chloritoidblättchen. Weiters sind zwei Grenulationen Fx+1 und Fx+2 zu erkennen. **B)** Phyllit mit Chloritoid im Dünnschliff (10R40, Bildbreite: 7,5 mm).

3.3. Gschnaidt-Decke / Glöselhof-Lithodem, Raasberg-Formation, Schöckel-Formation

Als Gschnaidt-Decke wurde in MATURA & SCHUSTER (2014) das neu kartierte, hangendste Element der unteren Deckengruppe bezeichnet. Der liegende Anteil besteht aus dem Glöselhof-Lithodem, darüber folgt die Peggau-Gruppe mit der Raasberg- und Schöckel-Formation (FLÜGEL, 2000). Namensgebend für die Decke ist die Ortschaft Gschnaidt nordöstlich vom Raasberg.

3.3.1. Tektonik

Die Gschnaidt-Decke nimmt ein Gebiet von 5 x 3 km um den Raasberg (1.009 m) auf den Kartenblättern GK50 Blatt 135 Birkfeld und 165 Weiz ein. Sie überlagert die Schöckel-Decke an einer Bewegungsfläche, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen in der Unterkreide entstand (SCHANTL et al., 2015). In der Oberkreide wurde der Deckenstapel durch extensionelle Bewegungen überprägt (KRENN et al., 2008).

In der Gasen-Decke streut das Einfallen der Schieferungsflächen (Sx) zwischen WSW und SE. Faltenachsen (Fx+1) und einige Streckungslineare (Lx) fallen gegen SW (Abb. 8A).

3.3.2. Lithostratigrafie und Lithologie

Das **Glöselhof-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. 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, 8C). Die Granatränder entstanden in jedem Fall in der Kreide während des Eoalpidischen Ereignisses, die Kerne können während des Variszischen oder des Permischen Ereignisses gebildet worden sein. Das Sedimentationsalter der Einheit kann nur als prädevonisch angegeben werden. Eine detaillierte Beschreibung und mineralchemische Daten finden sich in SCHANTL et al. (2015).

An der Basis der überlagernden **Raasberg-Formation** (?Pragium–Eifelium) finden sich manchmal einige Meter von plattigen weißen Serizitquarziten, gelblichen, plattigen Marmoren oder rosa gefärbten massigen Marmoren. Charakteristisch sind jedoch die weißen bis gelben, zuckerkörnigen Dolomitmarmore, welche bei der Verwitterung raue, absandende Oberflächen bilden. Neben Dolomit sind im Handstück wenige Zehntel-Millimeter große, schwarze Erzphasen zu erkennen. Als Zwischenlagen finden sich Kalkphyllite. An vielen Stellen, vor allem entlang der Straße von Gschnaidt nach Naas sind die Marmore stark tektonisch brekziiert und sie verwittern löchrig. Diese Bereiche wurden fälschlicherweise von TOLLMANN (1963) als triassische sedimentäre Rauhwacken aufgefasst.

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

Aufgrund 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 etwa 530 °C (berechnet auf 0,8 GPa).

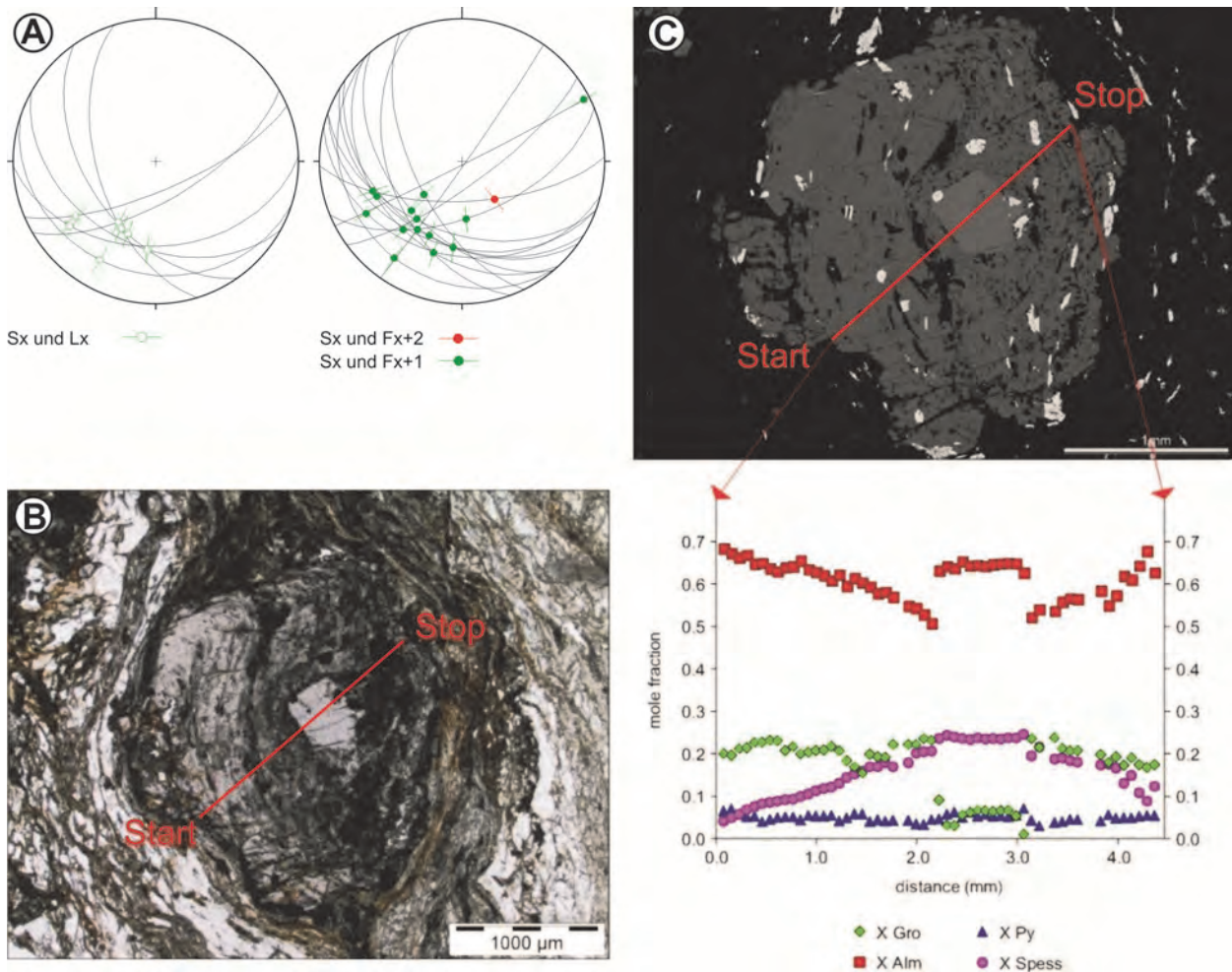


Abb. 8: Strukturdaten und Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems in der Gschnaidt-Decke.

A) Die Schieferungsflächen fallen generell gegen SW, sie streuen aber um die gegen SW einfallenden Faltenachsen Fx+1. B, C) Granat im Glimmerschiefer des Glöselhof-Lithodems im Dünnschliff und im BSE-Bild. Weiters ist der chemische Zonarbau mit niedrigem CaO im Kern abgebildet (Abb. B und C aus SCHANTL et al., 2015).

4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel sollen einige Fragen und wesentliche Erkenntnisse, die sich aus der Neubearbeitung des Grazer Paläozoikums auf GK50 Blatt 135 Birkfeld ergeben haben, diskutiert werden.

4.1. Unterschiedliche stratigrafische Abfolgen in der Peggau-Gruppe

Die lithologischen Abfolgen innerhalb der Peggau-Gruppe sind am Patschaberg und Hohen Zetz unterschiedlich. Am Patschaberg folgt über den liegenden, von dunkelgrauen Phylliten dominierten Phylliten der Schönberg-Formation, die von dünnbankigen Marmoren dominierte Kreuzwirt-Subformation. Darüber folgen die typischen, grau-weiß gebänderten Marmore der Schöckel-Formation, welche in ihrem Hangenden nur eine wenige 10er Meter mächtige, bunte Abfolge aus Silikatmarmoren, dunkelgrauen Marmoren, Schiefen und Quarziten enthält. Am Hohen Zetz sind zwischen dem liegenden und hangenden Teil der Schönberg-Formation hellgraue Dolomite und Kalkschiefer der Raasberg-Formation eingeschaltet.

Über der Kreuzwirt-Subformation der Schönberg-Formation folgt die Schöckel-Formation mit einem nur etwas über 10 m mächtigen, weiß gefärbten und recht massig ausgebildeten Marmor sowie einem wesentlich mächtiger entwickelten bunten Hangendabschnitt. Das eindrucklichste Profil durch die Karbonatabfolge der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation findet sich in der Schuppe, welche die Westseite des Hohen Zetz aufbaut.

Offensichtlich sind am Patschaberg und am Hohen Zetz verschiedene ehemalige Faziesräume aufgeschlossen. Die bunten hangendsten Teile der Schöckel-Formation sind sowohl im Steinbruch am Ausgang der Weizklamm, als auch im Steinbruch bei Ponigl gut aufgeschlossen. Diese bunten Abfolgen sind nach dem makroskopischen Befund bei der Kartierung deutlich anders als der Übergang von den metapelitdominierten- in die karbonatdominierten Abfolgen im Liegenden der Peggau-Gruppe. Es spricht alles dafür, dass im untersuchten Gebiet aufrechte Abfolgen innerhalb der Peggau-Gruppe vorhanden sind. Die Neukartierung und die Strukturaufnahme spricht gegen das Vorhandensein einer isoklinalen Großfalte, wie es von FLÜGEL (1952) und FLÜGEL & MAURIN (1958) postuliert wurde.

4.2. Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Peggau-Gruppe

Isotopenuntersuchungen an Marmoren der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation lieferten Werte von 0,7079 bis 0,7084 für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 1,6 bis 3,1 für $\delta^{13}\text{C}$ und -3,0 bis 5,6 für $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. 9, 10). Die gemessenen Sr-Isotopenverhältnisse sind mit dem vorgeschlagenen (mittel)devonischen Alter für die Peggau-Gruppe durchaus kompatibel. Die O- und C-Isotopien streuen stärker, da sie sich im Zuge metamorpher Überprägungen leichter verändern (Abb. 10 verändert nach SCHUSTER et al., 2014).

Die niedrigsten gemessenen Werte für die Sr-Isotopie ergaben sich für dunkelgraue Marmore aus der Kreuzwirt-Subformation der Schönberg-Formation. Die niedrigsten Werte liegen unter 0,7080 (Abb. 10). Da das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnis durch eine Verunreinigung der Probe mit einer primären Tonkomponente immer erhöht und niemals erniedrigt wird, sind diese Werte von besonderer Bedeutung. Sie zeigen, dass die untersuchten Karbonate tatsächlich aus dem Zeitraum vom späten Emsium bis ins frühe Frasnium stammen müssen. Insgesamt zeigen die Werte, welche entlang eines Profils „Im Kessel“ westlich vom Hohen Zetz gemessen wurden, eine Verteilung, die sich mit dem Minimum in der Sr-Meerwasserkurve im Mitteldevon parallelisieren lassen könnte (Abb. 9).

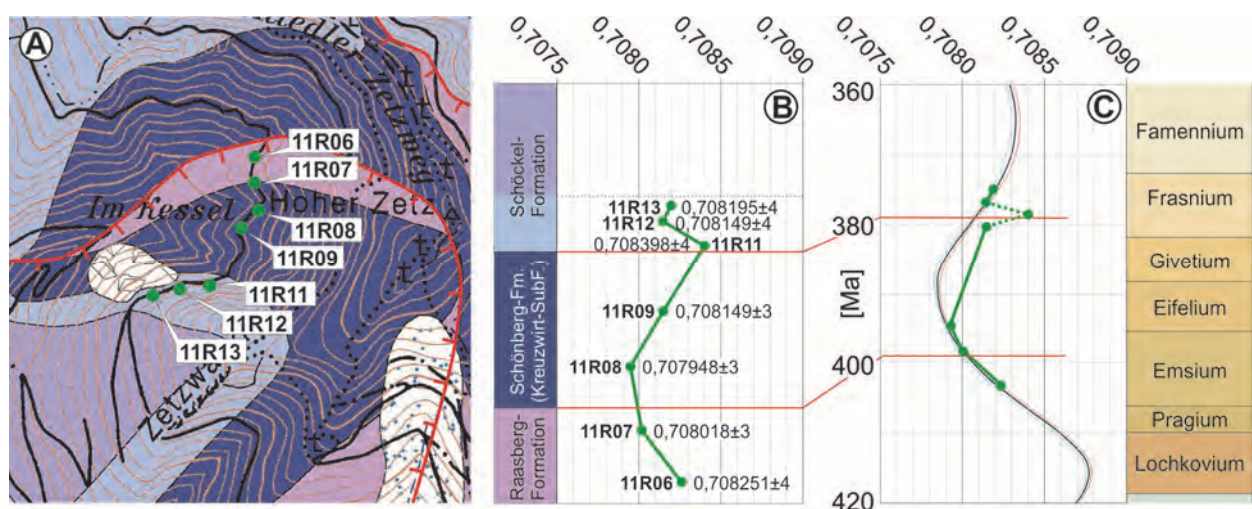


Abb. 9: Sr-Isotopie von Marmoren der Raasberg-, Schönberg- und Schöckel-Formation entlang eines Profils im Bereich „Im Kessel“ westlich vom Hohen Zetz (1.264 m). **A)** Lage der untersuchten Proben entlang des Profils. **B)** Gemessene Werte in Bezug auf die lithostratigraphische Abfolge entlang des Profils. **C)** Mögliche Lage der Messwerte in Bezug auf die Sr-Meerwasserkurve von McARTHUR et al. (2001) (Erläuterung siehe Text).

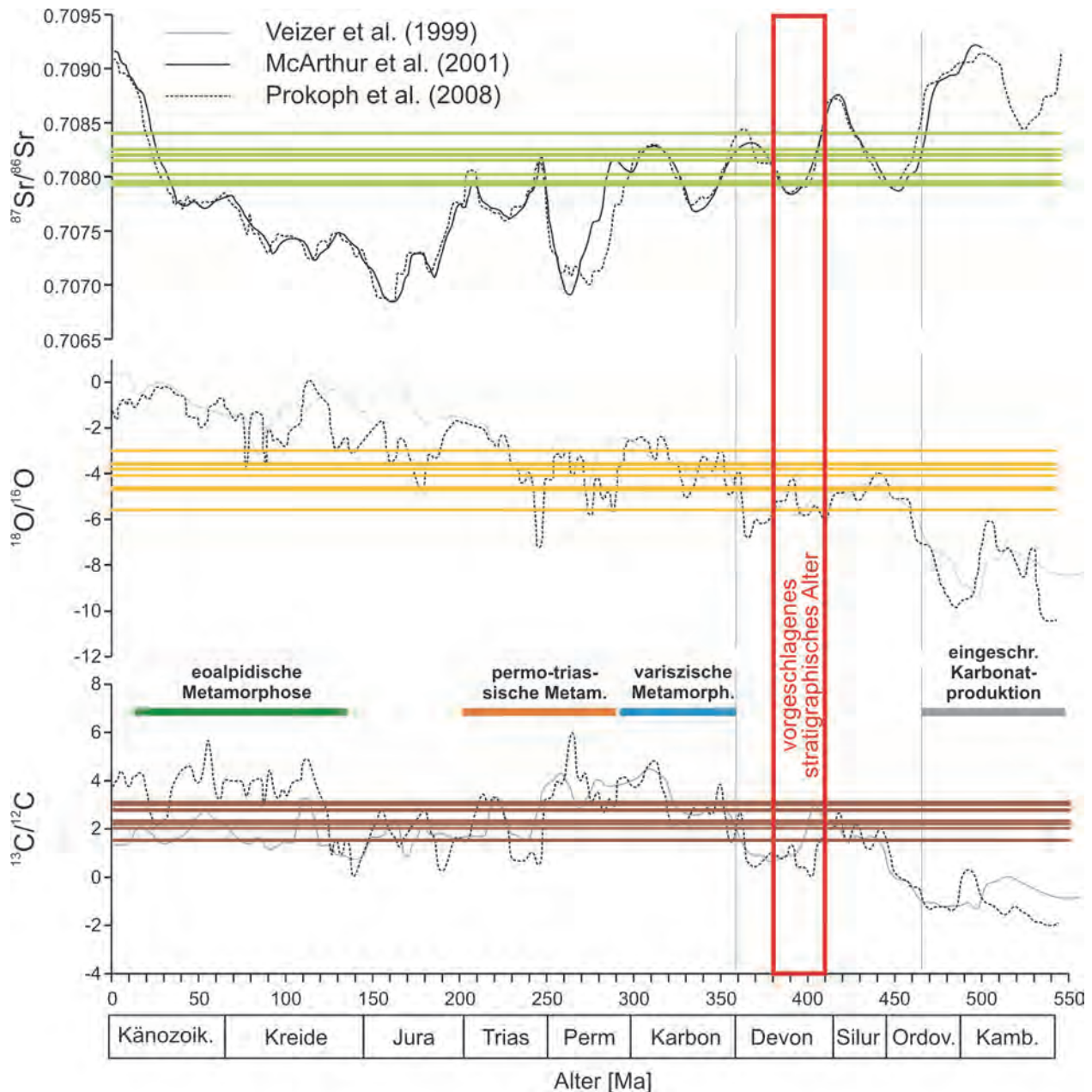


Abb. 10: Werte für die Sr-, C- und O-Isotopie von Marmoren aus der Raasberg-, Schönberg- (Kreuzwirt-Subformation) und Schöckel-Formation der Peggau-Gruppe. Die Sr-Isotopenverhältnisse geben Werte, die mit dem vorgeschlagenen (mittel)devonischen Alter für die Peggau-Gruppe durchaus kompatibel sind. Die O- und C-Isotopien streuen stärker (Abbildung verändert nach SCHUSTER et al., 2014).

4.3. Problem der Raasberg-Formation

Die derzeitige Definition der Raasberg-Formation und ihrer Subformationen wirft einige nomenklatorische Probleme auf.

Erstens wurde bei der Definition der Einheiten davon ausgegangen, dass die Schöckel-Decke im östlichen Teil des Grazer Paläozoikums eine isoklinale Falte darstellt (FLÜGEL, 1952; FLÜGEL & MAURIN (1958), und dass somit die lithologischen Abfolgen im Liegenden und Hangenden der Schöckel-Formation ident sind. So liegt die Typlokalität der Raasberg-Formation strukturell unter der Schöckel-Formation, während die Stroß-Subformation, welche am Stroß (ca. 7 km NNW von Weiz) aufgestellt wurde, strukturell hangend der Schöckel-Formation auftritt. Wie oben dargelegt, spricht die Neukartierung gegen eine Verfaltung und somit befindet sich die Stroß-Subformation nicht mehr innerhalb der Raasberg-Formation.

Zweitens besteht die Raasberg-Formation nach FLÜGEL (2000) aus Dolomiten, Kalken, Rauwacken, Kalkschiefern und Quarziten. Am Raasberg finden sich jedoch Dolomitmarmore, Kalzitmarmore und Kalkschiefer, die eine polyphase Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies erlebt haben. Weiters ist das Alter der Formation selbst, sowie das der liegenden und hangenden Einheit 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 in der Schöckel-Decke eine neue lithostratigrafische Einheit festzulegen. Die Stroß-Subformation kommt nach der Karte von MATURA & SCHUSTER (2014) im Hirschkogel-Lithodem zu liegen.

4.4. Interne Deckengliederung des Grazer Paläozoikums

Im Bereich des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld 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 überlagernde 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 (SCHANTL et al., 2015) erfolgte die Metamorphose in der Unterkreide und es handelt sich demnach um initiale 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 das „Angerkristallin“ eingezeichnet (z.B. FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Die Neukartierung (MATURA & SCHUSTER, 2014) kommt zu einem anderen Ergebnis. Demnach endet die Gasen-Decke mit der Hochschlag-Formation im Bereich von Edelsachen und die Marmore am Lindkogel gehören zum Bretstein-Lithodem und befinden sich in der Radegund-Decke. Weiters besteht das „Angerkristallin“ aus mehreren Komplexen bzw. Decken des Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystems (SCHUSTER & NOVOTNY, 2016). 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 die Verteilung der Indexminerale über die einzelnen Decken zeigt. Wie schon zuvor diskutiert, ist innerhalb des Grazer Paläozoikums lokal eine inverse Metamorphosezonierung feststellbar und gleiches gilt auch für die nördlichen 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).

Zwischen dem Koralpe-Wölz-Deckensystem und dem Grazer Paläozoikum, welches nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem gehört, befindet sich eine wesentliche kretazische Deckengrenze, welche über ihre gesamte Erstreckung sicher mehrphasig entstanden ist.

5. Zusammenfassung

Im Zuge der Neukartierung des Gebietes um den Hohen Zetz und den Raasberg ergaben sich Veränderungen bei der lithostratigrafischen und tektonischen Gliederung in der unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums.

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 Metamorphose-Höhepunktes in der Unterkreide wurden Bedingungen der mittleren bis oberen Grünschieferfazies erreicht.

In der Gschnaidt-Decke ist eine polymetamorphe Entwicklung durch polyphas gewachsene Granate belegt (siehe auch SCHANTL et al., 2015).

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

Literatur

- CLAR, E. (1935): Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abteilung B, Beilagen-Band, **74**, 1–39, Stuttgart.
- EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach – ein Überblick. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **44**, 157–172, Wien.
- FLÜGEL, H. (1952): Kinematik einer Großfalte des Grazer Paläozoikums. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1952**, 169–180, Stuttgart.
- 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): 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, Sonderheft **1**, 288 S., 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.
- FLÜGEL, H.W. & MAURIN, V. (1958): Geologische Karte des Weizer Berglandes 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FRANK, W. (1981): Geochronologische Datierung frühalpiner Metamorphosevorgänge in den Ostalpen (Jahresbericht 1980 des Geochronologischen Labors). – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen, Montanuniversität Leoben, Jahresbericht, **2**, 9–43, Leoben.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – Geodynamica Acta, **2**, 53–62, Paris.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian Sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **68**, 359–367, Zürich.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F. & RATSCHBACHER, L. (1991): Compression versus extension in the Paleozoic of Graz (eastern Alps, Austria). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, **1991/1**, 55–68, Stuttgart.
- FRITZ, H., EBNER, F. & NEUBAUER, F. (1992): The Graz thrust complex (Paleozoic of Graz). – ALPACA field guide, KFU Graz, 83–92, Graz.
- GASSER, D., STÜWE, K. & FRITZ, H. (2010): Internal structural geometry of the Paleozoic of Graz. – International Journal of Earth Sciences, **99/5**, 1067–1081, Berlin.
- GRÄF, W. (1975): Ablagerungen der Gosau von Kainach. – In: FLÜGEL, H.W. (Ed.): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1:100.000. – 2. Auflage. – Mitteilungen des Museums für Bergbau, Geologie und Technik am Landesmuseum Joanneum, Sonderheft **1**, 83–102, Graz.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W.E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T.J. & BOJAR, B.-P. (2007): The Neogene of the Styrian Basin – Guide to Excursions (Das Neogen des Steirischen Beckens – Exkursionsführer). – Joannea Geologie Paläontologie, **9**, 117–193, Graz.
- HASENHÜTTL, C. (1994): Eine Wärmegeschichte des Grazer Berglandes. Inkohlung, Illitkristallinität, Tonmineralogie und Conodont Color Alteration Index im nördlichen Teil des Grazer Deckenkomplex. – PhD thesis, Karl-Franzens-Universität Graz, 192 S., Graz.
- HOERNES, R. (1892): Schöckelkalk und Semriacher Schiefer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins der Steiermark, **28**, 249–278, Graz.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.-P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – In: PILLER, W.E. (Ed): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Volume 1, Second Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **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). – *International Journal of Earth Sciences*, **97**, 1331–1352, Berlin.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- 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. – *The Journal of Geology*, **109**, 155–170, Cambridge.
- NEUBAUER, F. (1981): Untersuchungen zur Geologie, Tektonik und Metamorphose des „Angerkristallins“ und des E-Randes des Grazer Paläozoikums. – *Jahresbericht 1980, Hochschulschwerpunkt S15*, **2**, 114–121, Leoben.
- NEUBAUER, F. (1982): Untersuchungen zur Tektonik und Metamorphose und Stellung des Grazer Paläozoikum-Ostrand. – *Jahresbericht 1981, Hochschulschwerpunkt S15*, **3**, 93–101, Leoben.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 41–62, Zürich.
- OBERHÄNSLI, R. (Ed.) (2004): Metamorphic structure of the Alps, scale 1:1,000,000. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **149**, Beilage, Wien.
- 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 Science Reviews*, **87**, 113–133, Amsterdam.
- RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R., HASENHÜTTL, C., RUSSEGGER, B. & RAINER, T. (2005): Thermal evolution of an extensional detachment as constrained by organic metamorphic data and thermal modelling: Graz Paleozoic Nappe complex (eastern Alps). – *Tectonophysics*, **411**, 57–76, Amsterdam.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – *Magisterarbeit Karl-Franzens-Universität Graz*, 168 S., Graz.
- RUSSEGGER, B. (1996): Niedrigst- bis niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/1**, 93–100, Wien.
- SCHANTL, P. & BRANDNER, K. (2013): Petrologische und strukturgeologische Untersuchungen am Ostrand des Grazer Paläozoikums und im angrenzenden Ostalpinen Kristallin. – *Bachelorarbeit Karl-Franzens-Universität, Graz*, 125 S., Graz.
- SCHANTL, P., SCHUSTER, R., KRENN, K. & HOINKES, G. (2015): Polyphase metamorphism at the southeastern margin of the Graz Paleozoic and the underlying Austroalpine basement units – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/2**, 219–238, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – *Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt*, 2. Auflage, 38–43, Wien.
- SCHUSTER, R., RÖGGLA, M. & HAUZENBERGER, C. (2006): The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). – *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006*, 320–321, Innsbruck.
- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHOS, S. & HOINKES, G. (2014): PANGEO Austria. Excursion 4. Grazer Paläozoikum und Ostalpinen Kristallin im Bereich nördlich von Weiz: Neues zur Tektonik und Lithostratigraphie. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften, Karl-Franzens-Universität Graz*, **20/2**, 53–75, Graz.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien.
- 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. – *Chemical Geology*, **161**, 59–88, Amsterdam.