

Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld

RALF SCHUSTER* & AXEL NOWOTNY*

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

1. Einleitung

In diesem Beitrag werden jene Bereiche der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld behandelt, die aus Gesteinen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut werden (siehe dazu SCHUSTER, 2016: Abb. 2, 3). Das Ostalpine Kristallin wird in dieser Arbeit vollständig in tektonische und lithostratigrafische bzw. lithodemische Einheiten untergliedert und diese werden einzeln beschrieben. Die tektonische Untergliederung folgt dabei inhaltlich jener nach SCHMID et al. (2004) und nomenklatorisch den redaktionellen Vorgaben aus dem Thesaurus der Geologischen Bundesanstalt.

2. Erforschungsgeschichte und Geologischer Überblick

Die erste Karte, die den hier behandelten Teil des Ostalpinen Kristallins darstellt, ist die „Geologische Übersichtskarte des Herzogthums Steiermark“ (1865). In den Erläuterungen dazu (STUR, 1871) sind in relativ knappen Worten und ohne weitere Untergliederung einige der auftretenden Lithologien beschrieben. Nach weiteren Arbeiten von TOULA (1877) und VACEK (1892) wird in DIENER (1903) ein zwar etwas detaillierteres, aber immer noch autochthonistisches Model dargelegt. SCHWINNER (1935) unterteilt das Kristallin in die „Gesteinsprovinz“ der „Muralpen“, welche sich in die Gleinalpe und Niedere Tauern fortsetzt und die „Raabalpen“, die in den Alpen alleine stehen, aber Ähnlichkeiten zum Moravikum am Ostrand der Böhmisches Masse aufweisen sollen. Die beiden Einheiten unterscheiden sich in ihrer lithologischen Zusammensetzung und die „Gesteinsprovinz der Raabalpen“ soll eine stärkere retrograde Überprägung aufweisen. Diese Unterteilung wurde im Folgenden beibehalten und findet zum Teil bis heute Verwendung. So unterteilt KOBER (1938) in die tektonisch tieferen Semmeringiden des Unterostalpins, welche das „Raabalpenkristallin“ beinhalten, und in die höheren Muriden. Die Muriden werden in weiterer Folge von TOLLMANN (1959, 1977) zu einem Teil des Mittelostalpins (Abb. 1A).

Innerhalb des Unterostalpins am Alpenostrand wird bei TOLLMANN (1964, 1977) ein liegendes „Wechselsystem“ von einem hangenden „Semmeringsystem“ unterschieden. Letzteres beinhaltet einen kristallinen Untergrund, der als wesentlichen Bestandteil die „Grobgneisserie“ (WIESENER, 1932, 1962, 1971), bzw. das „Raabalpenkristallin“ von SCHWINNER (1935) beinhaltet. Die „Grobgneisserie“ besteht dabei aus den „Hüllschiefern“, in welche während des Variszischen Ereignisses große Massen von porphyrischem Granit intrudiert sein sollen. Danach kam es zu einer tiefgreifenden Erosion und zur Ablagerung einer postvariszischen Bedeckung, die vom Perm bis in den Lias reicht. Die gesamte Abfolge wurde während des Alpidischen Ereignisses zu „Faltendecken mit aufrechten und invers liegenden permomesozoischen Sedimentauflagerungen“ geformt. Von Liegend gegen Hangend lassen sich die Stuhleck-Kirchberg-Decke, die Mürz-Tachenberg-Decke und die Roßkogel-Decke unterscheiden.

Das Mittelostalpin wird von TOLLMANN (1977) als eine große zusammenhängende Decke mit nur geringer interner alpidischer Deformation gesehen. Im betrachteten Gebiet umfasst es den „Troiseckzug“ nördlich des Mürztales sowie den „Mugl-Rennfeldzug“ im Bereich der Gleinalpe, das „Angerkristallin“ und das „Kristallin von Radegund“ (FLÜGEL, 1961) südlich der Mürz. Alle diese Begriffe beschreiben geografische Vorkommen von kristallinen Gesteinen, sind aber weder als tektonische, noch als lithostratigrafische Einheiten im eigentlichen Sinne aufzufassen.

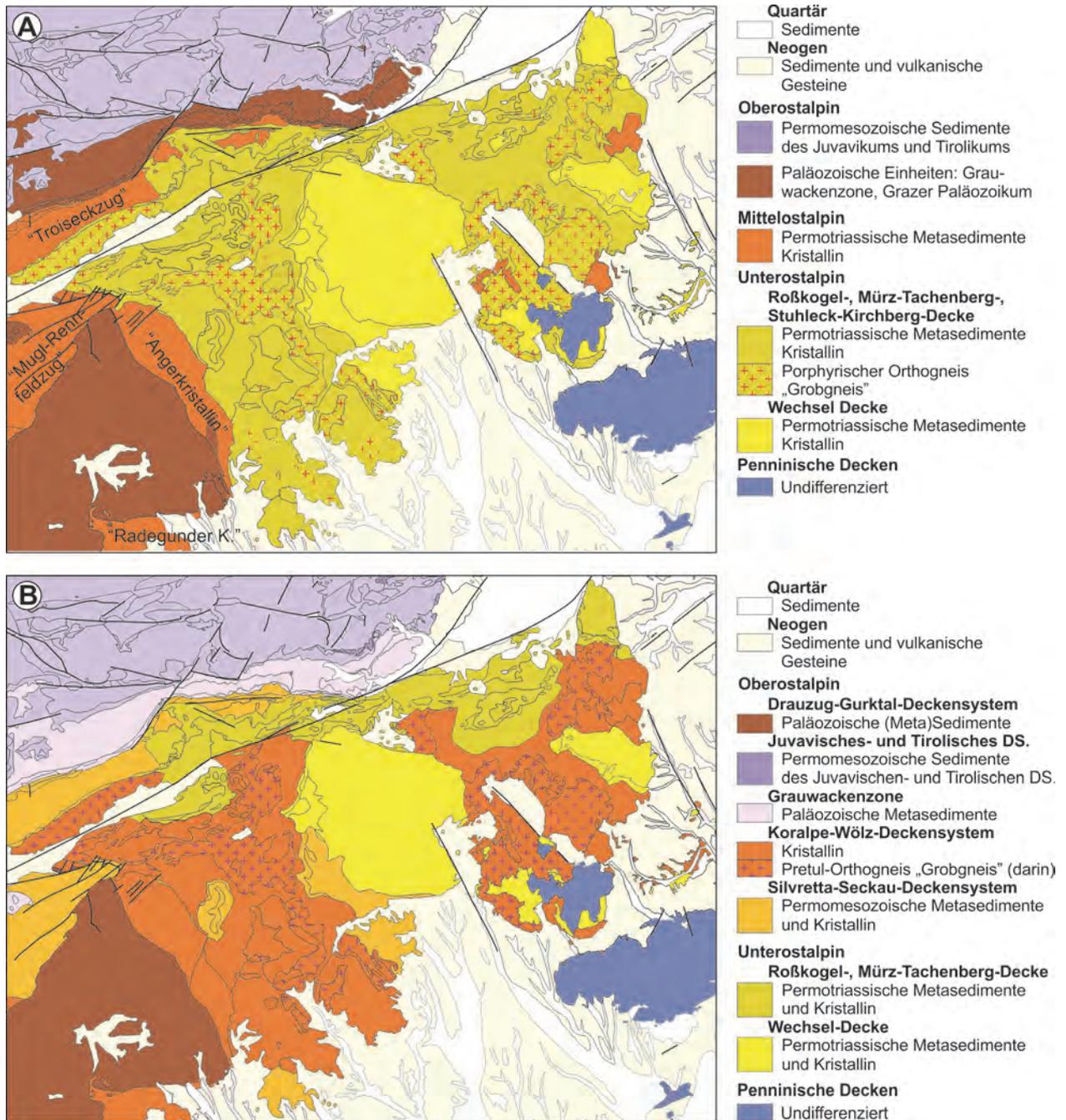


Abb. 1: Tektonische Karte vom Ostrand der Alpen. **A)** Untergliederung nach TOLLMANN (1977) und **B)** nach SCHMID et al. (2004) bzw. FROITZHEIM et al. (2008).

Ab den 1990er Jahren entstanden zahlreiche geochronologische und petrologische Daten, die unser Bild vom Ostalpinen Kristallin grundsätzlich verändert haben. Dieses erfuhr nach der variszischen Prägung in weiten Teilen noch eine permische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose (z.B. FRANK et al., 1987; SCHUSTER et al., 2001a; THÖNI, 2006), und der heute vorhandene tektonische Internbau ist im Wesentlichen auf das Alpidische Ereignis zurückzuführen (z.B. DALLMEYER et al., 1998; NEUBAUER et al., 2000; FROITZHEIM et al., 2008). Das gesagte trifft insbesondere auch für den in diesem Beitrag behandelten Teil des Ostalpinen Kristallins zu. Besonders die Datierungen der porphyrischen Granitgneise der „Grobgneisserie“ durch PUMHÖSL et al. (1999) und SCHUSTER et al. (2010) führten zwangsläufig zu Veränderungen bei den tektonischen Zuordnungen. Diese Datierungen ergaben für Proben von mehreren Lokalitäten permische Kristallisationsalter zwischen 250 und 280 Ma.

Damit können die Granite, welche in über 10 km Tiefe erstarrt sind, nicht mehr als Untergrund für die manchmal in unmittelbarer Nähe auftretenden permischen Metasedimente des Unterostalpins erhalten (SCHUSTER et al., 2001b). Kartierung und Geländebegehungen haben gezeigt, dass zwischen der „Grobgneisserie“ mit den im Perm kristallisierten Granitgneisen und den permomesozoischen Metasedimenten auch durchwegs tektonische Grenzflächen vorhanden sind. Dort, wo Orthogneise tatsächlich transgressiv von den Metasedimenten überlagert werden, wie z.B. im Leithagebirge oder bei Bromberg (Niederösterreich), ist ein ordovizisches Kristallisationsalter für die Orthogneise belegt (KLÖTZLI & SCHUSTER, unpubl. Daten) oder wahrscheinlich. Daher ist die „Grobgneisserie“ in zwei Komplexe aufzuteilen:

Ein noch unbenannter Komplex im Norden, der die ordovizischen Orthogneise enthält und der von transgressiv auflagernden permotriassischen Metasedimenten überlagert wird, gehört zur unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke. Die Hauptmasse, bestehend aus den permischen Orthogneisen und großen Teilen der „Hüllschiefer“, befindet sich im Hangenden. In MATURA & SCHUSTER (2014) wurde diese Gesteinsassoziation als Teufelstein-Komplex und die enthaltenen Orthogneise als Pretul-Orthogneis bezeichnet. Der Teufelstein-Komplex baut die gegenüber TOLLMANN (1977) in ihrer Ausdehnung etwas veränderte Stuhleck-Kirchberg-Decke auf, welche auch nicht mehr dem Unterostalpin, sondern dem oberostalpinen Koralpe-Wölz-Deckensystem angehört.

Weiters zeigten Kartierungen, dass sowohl das „Kristallin von Radegund“ (FLÜGEL et al., 2011), als auch das „Angerkristallin“ (SCHUSTER et al., 2006; RÖGGLA, 2007; MATURA & SCHUSTER, 2014) aus mehreren Komplexen bestehen. Da zwischen den Komplexen Metamorphosesprünge zu verzeichnen sind, sind diese auch durch markante Scherzonen voneinander getrennt und bauen verschiedene Decken auf.

Diesen Veränderungen versucht die Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) Rechnung zu tragen. Es wird nur ein Unter- und ein Oberostalpin unterschieden, diese werden aber weiter in Deckensysteme gegliedert (Abb. 1B). Im Oberostalpin finden sich Anteile von Ostalpinem Kristallin in folgenden Deckensystemen: Das Silvretta-Seckau-Deckensystem enthält kristalline Einheiten mit prä-permischen Magmatiten und einer prägenden variszischen Metamorphose, welche von post-variszischen, permotriassischen Metasedimenten überlagert werden. Das überlagernde Koralpe-Wölz-Deckensystem besteht nur aus kristallinen Komplexen, die vor allem permische Magmatite enthalten und die vornehmlich durch eine permische und die kretazische Metamorphose gekennzeichnet sind. Darin befinden sich auch die kretazischen Eklogite. Darüber folgen das Ötztal-Bundschuh- und das Drauzug-Gurktal-Deckensystem, bestehend aus kristallinen Einheiten mit prä-permischen Magmatiten und einer prägenden variszischen Metamorphose, sowie post-variszischen, permomesozoischen (Meta)Sedimenten. Innerhalb dieser beiden Deckensysteme nimmt die kretazische Metamorphose gegen das Hangende zu ab.

3. Tektonische und Lithostratigrafische Einheiten

Im Folgenden werden die unterostalpinen und oberostalpinen Decken, die Ostalpinen Kristallin enthalten und die sich im Bereich der hier behandelten Kartenblätter befinden, beschrieben. Die Beschreibung erfolgt vom Liegenden gegen das Hangende. Die Verteilung der variszischen, permischen und eoalpidischen Metamorphose ist in Abbildung 2 dargestellt.

3.1. Semmering-Wechsel-Deckensystem (Unterostalpin)

Die tektonisch tiefsten Einheiten stellen die Mürz-Tachenberg-Decke (KOBEL, 1912) und die überlagernde Roßkogel-Decke (im Sinne von CORNELIUS, 1936) des Unterostalpins dar. Der Doppelname Mürz-Tachenberg-Decke beinhaltet den Fluss Mürz westlich des Semmeringpasses und die Katastralgemeinde Tachenberg (Bezirk Neunkirchen, Niederösterreich) östlich davon. Die Roßkogel-Decke ist nach dem Roßkogel (1.479 m) westlich von Mürzzuschlag benannt. Die Decken bestehen aus einem kristallinen Untergrund sowie auflagernden permischen Metavulkaniten und permomesozoischen Metasedimenten.

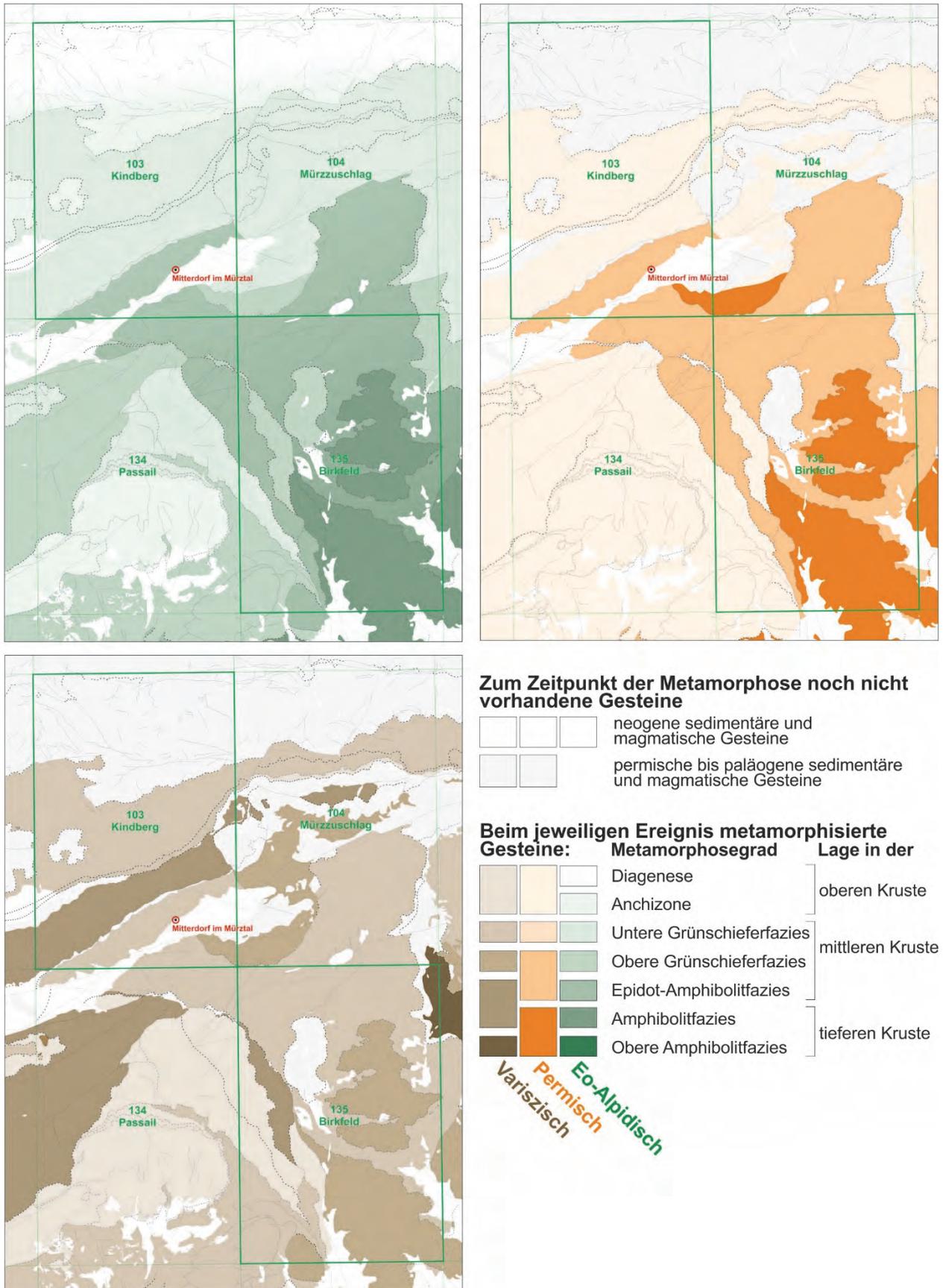


Abb. 2: Die Verteilung der variszischen, permischen und eoalpidischen Metamorphose. Die Einheiten des Silvretta-Seckau-Deckensystems zeichnen sich durch eine amphibolitfazielle variszische Metamorphose aus, während jene des Koralpe-Wölz-Deckensystems eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle permische Prägung zeigen.

Tektonik: Die Mürz-Tachenberg-Decke besteht im Raum nördlich von Kapfenberg – auf Blatt GEOFAST 133 Leoben (PAVLIK, 2009) – aus permomesozoischen Metasedimenten, die auf phyllonitischen Glimmerschiefern aufliegen. Von Kapfenberg gegen ENE finden sich Scherlinge triassischer Karbonatgesteine und vereinzelt Quarzite in einer steilstehenden Zone, welche den Bergrücken nördlich des Mürtals der Länge nach durchzieht. Diese Zone manifestiert sich auch in der Morphologie. Das Ostende dieser Zone verbindet sich im Bereich der Blattgrenze zu GK50 Blatt 104 Mürtal (MANDL et al., 2001) mit den permomesozoischen Metasedimenten, die unter den permischen Metavulkaniten (Roßkogel-Porphyr) des Roßkogels auftreten und die hier wieder phyllonitischen Glimmerschiefern aufliegen. Auch wenn der Kontakt der permomesozoischen Gesteine zu den phyllonitischen Glimmerschiefern lokal gestört ist, kann von einem ehemals sedimentären Kontakt ausgegangen werden. Die Mürz-Tachenberg-Decke lässt sich von hier aus weiter gegen Osten bis unter den Drahtkogel verfolgen, wobei z.B. im Raum Mürtal im Liegenden wiederum permomesozoische Metasedimente mit inverser Lagerung auftreten. Es ist daher möglich, dass es sich um eine Liegendfalte handelt. Aufrechte und invers liegende permomesozoische Abfolgen wurden auch von GMEINDL (1999) östlich des Drahtkogels beschrieben. Südlich der Mürz bildet die Mürz-Tachenberg-Decke zwischen Freßnitz und Hönigsberg die nördlichsten Teile der Fischbacher Alpen. Permische Metavulkanite, permomesozoische Metasedimente und phyllonitische Glimmerschiefer fallen flach gegen Norden ein. Sie sind durch ein NNW–SSE bzw. WSW–ENE streichendes konjugiertes Störungssystem zerteilt. Gegen Süden muss eine S-gerichtete Abschiebung mit bedeutendem Höhenversatz vorhanden sein, da hohe Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems in Form der Rabenwald-Decke unmittelbar angrenzen. Gegen Südosten ist die Begrenzung dieses Teils der Mürz-Tachenberg-Decke nicht definiert und in der Karte in SCHUSTER (2016: Abb. 2) nur schematisch eingezeichnet. Östlich des Semmering baut die Mürz-Tachenberg-Decke den nördlichen Teil der Buckligen Welt und das Rosaliengebirge auf den Kartenblättern GK50 Blatt 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1992) und 106 Aspang-Markt (FUCHS & SCHNABEL, 1995) sowie das Leithagebirge auf GK50 Blatt 77 Eisenstadt (BRIX & PASCHER, 1994) und Blatt 78 Rust (HERRMANN et al., 1993) auf. Die Roßkogel-Decke besteht zum Großteil aus permischen Metavulkaniten und untergeordnet aus Alpinem Verrucano und Semmeringquarzit, wobei nach dem Kartenbild eine interne Schuppung anzunehmen ist.

Als Liegendes der Mürz-Tachenberg-Decke ist die Wechsel-Decke zu nennen, welche ebenfalls dem Unterostalpin angehört. Allerdings ist die Grenze der beiden Decken zueinander nicht genau festgelegt. Sie verläuft steilstehend und durch das miozäne Mürtal-Störungssystem überprägt innerhalb von triassischen Karbonatgesteinen. Die Mürz-Tachenberg- und die Roßkogel-Decke werden von der Troiseck-Flöding-Decke überlagert. Letztere ist dem Silvretta-Seckau-Deckensystem zuzurechnen. Die ursprüngliche Deckengrenze ist im Bereich nördlich von Mürtal klar erkennbar. Sie fällt am Roßkogel, unter der Mahdalkogel Deckscholle und am Drahtkogel flach bis mittelsteil gegen Norden ein. Die Gesteine im Grenzbereich zeigen eine duktile Deformation, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies erfolgte und daher mit Bezug auf geochronologische Altersdaten (DALLMEYER et al., 1998; SCHUSTER et al., 2001b) in der späten Kreide entstanden sein muss. Im Süden wird die Mürz-Tachenberg-Decke über weite Strecken von der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems überlagert. Der genaue Verlauf der Deckengrenze ist auch hier unsicher, da phyllonitische Glimmerschiefer beider Decken aneinandergrenzen und diese gemeinsam als „Hüllschiefer“ kartiert wurden (HERRMANN et al., 1992; FUCHS & SCHNABEL, 1995). Die Phyllonitisierung erfolgte aber im Zuge der Deckenstapelung bei NE-gerichteter Bewegung in der späten Kreide (WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002).

Lithostratigraphie und Lithologie:

Kristalline Gesteine: Die kristallinen Teile der Mürz-Tachenberg-Decke bestehen größtenteils aus monotonen phyllonitischen Glimmerschiefern. Diese sind feinkörnig, silberig bis silberig grau, selten grünlich gefärbt und bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer, Quarz, (Plagioklas) Albit, und Chlorit. Die Gesteine brechen nach der Schieferung und oft im flachen Winkel zur Schieferung stehenden Klüften zu linsigen Stücken. Die Klüftflächen sind oft durch Eisenhydroxide stark rostbraun gefärbt. Typisch ist die Ausbildung von zwei Schieferungen sowie

einer *crenulation cleavage* (SCHMIDT, 1999). Unregelmäßig geformte Quarzmobilisate können bis mehrere Dezimeter Dicke erreichen und sind bisweilen isoklinal verfaltet. Im Dünnschliff zeigt der Albit eine einfache Verzwilligung. Als Hinweise auf eine vormals höhere Metamorphose ist sehr selten reliktsicher Biotit vorhanden. Bei rundlichen Aggregaten aus Chlorit könnte es sich um ehemaligen Granat handeln. Akzessorisch ist neben opakem Erz, Epidot/Klinozoisit, Zirkon und Apatit häufig schön zonierter Turmalin vorhanden. Östlich des Semmering sind in der nördlichsten Buckligen Welt und im Leithagebirge vereinzelt Amphibolite eingeschaltet. Außerdem finden sich dort porphyrische Orthogneise, wie z.B. bei Bromberg und am Sonnberg im Leithagebirge. Datierungen von Zirkonen der letztgenannten Lokalität mittels der LA-ICP-MS-Methode ergaben ordovizische Alter (KLÖTZLI & SCHUSTER, unpubl. Daten).

Bisher wurden die kristallinen Anteile der Mürz-Tachenberg-Decke als „Grobgneisserie“ (WIESENER, 1932, 1962, 1971) bezeichnet. Deren wesentliche Gesteine sind ein porphyrischer Orthogneis – der Grobgneis (VACEK, 1892) – und die umgebenden „Hüllschiefer“ (MOHR, 1912; SCHWINNER, 1935), welche als „Altes Dach“ der plutonischen Gesteine zu betrachten sind. Es finden sich aber auch Namen wie „Grobgneis-Komplex“ (HERRMANN et al., 1992; MATURA, 2006), „Kristallin der Semmering Einheit“ (MANDL et al., 2001), „Semmeringserie“ (SCHMIDT, 1999) oder „Semmering-Komplex“ (SCHUSTER et al., 2001b) bezeichnet. Abgesehen davon, dass die meisten dieser Begriffe nicht als moderne lithostratigrafische Bezeichnungen tauglich sind, umfassen sie alle auch die Gesteine der Stuhleck-Kirchberg-Decke (siehe unten). Eine vernünftige Namensgebung steht also noch aus.

Die **permotriassischen Metavulkanite und Metasedimente** der ostalpinen Decken am Alpenostrand und deren Erforschungsgeschichte sind in TOLLMANN (1977) zusammenfassend beschrieben. Die Lithologien und Abfolgen in den verschiedenen unterostalpinen und mittel- bzw. oberostalpinen Einheiten zeigen große Übereinstimmungen und sollen einem gemeinsamen „zentralalpinen“ Faziesbereich entstammen. Die Einheiten werden im Folgenden beschrieben, treten sie auch in anderen Decken auf, wird dort nur mehr auf lokale Besonderheiten verwiesen. **Metavulkanit, „Roßkogel-Porphyröid“ (Perm):** Es handelt sich um hellgraue, gelblich oder leicht grünlich gefärbte Gesteine, die im Zentimeter- bis Dezimeterbereich nach der Schieferung und zumeist senkrecht dazu stehenden Klüften zu polygonalen Stücken brechen. Zumeist zeigen sie eine engständige Schieferung (S_x) und ein ausgeprägtes Streckungslinear (L_x), sodass zumeist ein mylonitisches Gefüge vorhanden ist (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1966). Es sind aber auch wenig deformierte Bereiche mit klar erkennbaren vulkanischen Gefügen erhalten. In letzteren Bereichen sind bereits im Handstück bis zu 2 mm große Quarz- und zum Teil herausgewitterte Feldspat-Phänokristalle sowie lithische Fragmente in einer feinkörnigen Matrix zu erkennen (Abb. 3A). In den stärker deformierten Gesteinen zeigt die Matrix einen stofflichen Lagenbau mit leicht unterschiedlichem Gehalt an Porphyroklasten sowie Serizit auf den Schieferungsflächen.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Matrix aus feinkörnigem Quarz, Serizit und Albit besteht. In weniger deformierten Proben zeigen die bis zu mehrere Millimeter großen Quarz-Phänokristalle häufig Korrosionsschläuche (Abb. 3B). In den weniger deformierten Proben ist der Alkalifeldspat ein Fleckenperthit mit Übergängen zu Schachbrettalbit. Hingegen sind die magmatischen Feldspäte in den Myloniten zumeist stark alteriert und die ehemals zumindest teilweise glasige Matrix ist völlig rekristallisiert. Als Akzessorien finden sich Zirkon, Orthit, Rutil und Ilmenit. Als Ausgangsprodukt sind quarzporphyrische, saure Laven, Tuffe, Tuffite und Ignimbrite anzunehmen. Das Alter der Gesteine ist aus ihrem Auftreten mit dem Alpinen Verrucano und dem überlagernden untertriassischen Semmeringquarzit abgeleitet.

Am Roßkogel finden sich mit den sauren Metavulkaniten verbunden auch Biotit-Uralitschiefer (als Uralit werden Pseudomorphosen von Mineralien der Amphibol-Gruppe – hauptsächlich Aktinolith – nach einem Mineral der Pyroxen-Gruppe – hauptsächlich Augit – bezeichnet), welche als andesitische Metavulkanite gedeutet werden.

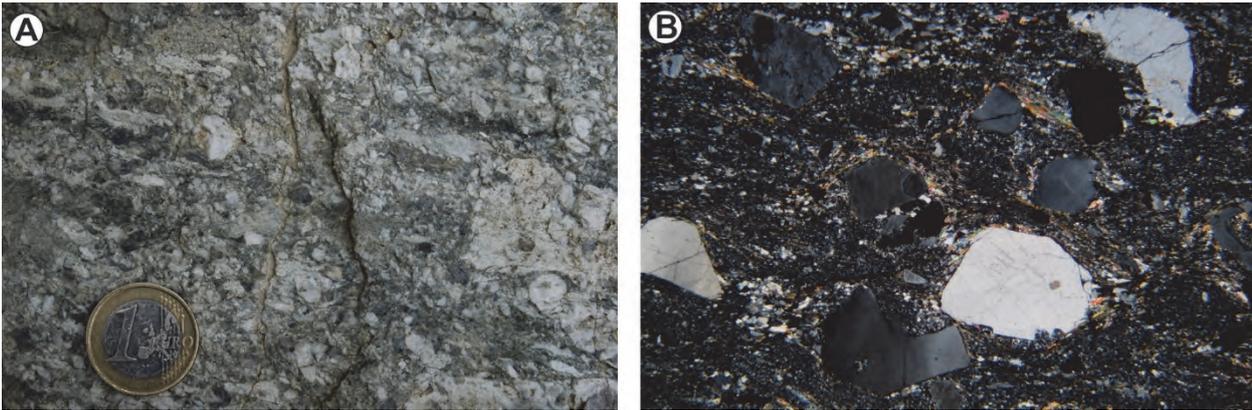


Abb. 3: Permische Metavulkanite aus der Vorau-Decke im Bereich des Fischbacher Fensters. **A)** Textuell gut erhaltener rhyolithischer Vulkanit. **B)** Dünnschliff mit einer feinkörnig rekristallisierten Matrix und Quarz-Phänokristallen mit Korrosionsschläuchen (06R02, Bildbreite: 12 mm, gekreuzte Polarisatoren).

Alpiner Verrucano (Perm): Der Alpine Verrucano besteht aus klastischen Metasedimenten in Form von Metabrekzien, Metakonglomeraten und verschiedenen Phylliten. Zusammen mit den Metavulkaniten wurde er von FAUPL (1970b) auch als „Arkoseschiefer-Breccien-Porphyrroid-Serie“ (= ABP-Serie) bezeichnet. Die Metakonglomerate des Alpiner Verrucano enthalten als Komponenten vor allem Quarzolite, die aus Quarzmobilisatgängen hervorgegangen sind sowie Quarzite und quarzitisches Schiefer. Seltener sind helle, feldspatreiche Gneise, längliche Schieferkomponenten von hellbrauner bis rötlicher Farbe und schwarze Kieselschiefergerölle vorhanden. Manche Quarzgerölle zeigen noch eine rötliche Färbung, die reliktsch auf die Farbe des ursprünglich roten Sediments zurückgeht. Die Matrix besteht aus Quarzit, Metaarkose oder grünlichem Serizitschiefer. Die Hauptmasse des Alpiner Verrucano stellen Metapelite in Form von feinkörnigen, hellgrauen und grünlichen Serizitschiefern, Quarzphylliten und Phengitschiefern. Sie bestehen hauptsächlich aus Hellglimmer, Quarz und Chlorit. Nebengemengteile sind detritärer Alkalifeldspat und eisenschüssiges Karbonat, das bei höheren Anteilen zu einer rostigen Verwitterung führt. Als Akzessorien ist Rutil immer vorhanden, daneben treten auch Ilmenit, Zirkon, Apatit und Turmalin auf.

Semmeringquarzit (Untertrias): Im bearbeiteten Gebiet sind im liegenden Teil des Semmeringquarzites quarzreiche Metabrekzien und Metakonglomerate vorhanden (CORNELIUS, 1952; FAUPL, 1970a; SCHMIDT, 1999). Darin finden sich weiße, aber auch rosa und violett gefärbte Quarzkomponenten mit einer maximalen Größe von bis zu 3 cm. Vereinzelt sind auch schwarze Lydite und lithische Fragmente vorhanden, bei denen es sich zum größten Teil um Porphyroide handeln sollte. Die feinkörnige serizitreiche Matrix der Metakonglomerate zeigt eine späte, unter kühleren Bedingungen ausgebildete *crenulation cleavage*, während die gelängten Quarze bruchhaft reagierten. Gegen das Hangende zu kommt es zur Ausbildung einer feldspatreichen Arkose. Gekennzeichnet ist dieser Übergang durch Korngrößenabnahme und durch die Zunahme des Feldspatgehaltes. Besonders auf den angewitterten Bruchflächen sind die Feldspatkörner an der kreideweißen Färbung deutlich erkennbar. Vereinzelt können noch weiße oder rosa Quarzgerölle auftreten. In weiterer Folge nimmt der Feldspatgehalt in das Hangende wieder ab und es folgen die typischen weiß bis grünlich gefärbten, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gebankten, homogenen Quarzite. Die Bankung liegt parallel zur Hauptschieferung (S_x). Die Quarzite zeigen einen splitterigen Bruch. Oft sind sie sehr stark tektonisiert und bilden zum Teil feinstückige, kohäsionslose Kataklasite. Die weißen Typen bestehen fast nur aus Quarz und haben etwas Serizit auf den Schieferungsflächen, während in den grünlichen Typen ein höherer Hellglimmergehalt vorhanden ist. Häufig sind auch Wechsellagerungen von weißen quarzreichen und grünlichen serizitreichen Lagen vorhanden. Als akzessorische Gemengteile sind unter dem Mikroskop Eisenoxide, Zirkon, Titanit, Rutil, Turmalin und Chlorit sichtbar.

Marmor, Dolomit, Rauwacke (Anisium–Ladinium): Bei den verschiedenen Kartierungen wurden Kalkmarmore, Dolomitmarmore und Rauwacken unterschieden (CORNELIUS, 1936; HERRMANN et al., 1992, 1993). Die Kalkmarmore sind zumeist wandbildend und gut

aufgeschlossen (FAUPL, 1970a; SCHMIDT, 1999). Ihre Farbe ist zumeist dunkelgrau, sie variiert aber von weiß über rosa, bis hin zu einem „schmutzigen“ grau. Es sind dünnbankige oder massige Typen mit allen Übergängen vorhanden. Im Nahbereich zum prä-permischen Kristallin sind die Kalkmarmore manchmal etwas grobkristalliner ausgebildet. Auf den Schieferungsflächen sind Glimmerbeläge als metamorphe Neubildungen keine Seltenheit. Die Spröddefomation führte zur Ausbildung von zahlreichen Kluftsystemen und zu Harnischflächen, die offenbar mehrmals wiederbetätigt wurden. Dolomitmarmore sind feinkörniger ausgebildet, ihre Farbe ist von unterschiedlich dunklen Grautönen geprägt. Vereinzelt kann beim Anschlagen des Gesteins leicht bituminöser Geruch wahrgenommen werden. Die Rauwacken umfassen nach TOLLMANN (1977) sedimentäre Reichenhaller Rauwacke, große Teile davon sind aber bestimmt durch Deformation aus den Kalkmarmoren und Dolomiten hervorgegangen.

3.2. Silvretta-Seckau-Deckensystem (Oberostalpin)

Das Silvretta-Seckau-Deckensystem umfasst auf den in dieser Arbeit betrachteten Kartenblättern die Voralpe-, Pibbachkogel- und Troiseck-Flöding-Decke. Wie oben erwähnt, bestehen diese Decken aus variszisch amphibolitfaziell geprägten kristallinen Komplexen und darauf auflagernden permotriassischen Metasedimenten. Die Metasedimente zeigen große Ähnlichkeiten zu jenen des Unterostalpins (TOLLMANN, 1977). Ihre Deformation und eine grünschieferfazielle Metamorphose erfuhren sie gemeinsam mit den kristallinen Gesteinen während des Eoalpidischen Ereignisses in der späten Kreide.

3.2.1. Voralpe-Decke / Waldbach-Komplex

Als Voralpe-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) die tektonische Einheit bezeichnet, welche aus dem Waldbach-Komplex sowie den darauf auflagernden permischen Metavulkaniten (Porphyroiden) und permotriassischen Metasedimenten besteht. Namensgebend ist der Ort Voralpe (Steiermark).

Tektonik: Die Voralpe-Decke bedeckt im östlichen Teil des Ostalpins eine zusammenhängende Fläche, die sich auf die Kartenblätter GK50 Blatt 104 Mürzzuschlag (MANDL et al., 2001), 105 Neunkirchen (HERRMANN et al., 1992), 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) und GEOFAST Blatt 136 Hartberg (PAVLIK, 2008) verteilt. In NW–SE Richtung erreicht sie eine Länge von ca. 25 km bei einer maximalen Breite von ca. 13 km. Die Voralpe-Decke überlagert die Wechsel-Decke des Unterostalpins an einer gegen S- bzw. W-einfallenden Deckengrenze, die unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies in der späten Kreide entstand. Die Voralpe-Decke wurde dabei gegen NE auf die Wechsel-Decke aufgeschoben und zeigt auch interne N-gerichtete Aufschiebungen (KRONDORFER et al., 2016). Nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984) bildet die Voralpe-Decke eine überkippte Antiklinale, deren Kern aus Metapeliten gebildet wird, die von der „Voralper Serie“, welche sich aus Orthogneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten zusammensetzt, überlagert wird. Am Westrand befinden sich die transgressiv auflagernden permomesozoischen Metavulkanite und Metasedimente, die in überkippter Lagerung auch als Deckenscheider zur Wechsel-Decke auftreten.

Das Nordende der Voralpe-Decke besteht aus permotriassischen Gesteinen, welche an ebensolche der Wechsel-Decke grenzen, sodass die Abtrennung der beiden Decken zueinander nicht klar ist. Das Nordende könnte sich auf der Höhe von Rettenegg befinden, oder aber erst 6 km weiter nördlich am Pfaffensattel. Auffällig ist, dass nördlich von Rettenegg ein Karbonatzug – welcher noch zu einer aufrechten Abfolge in der Wechsel-Decke gehören könnte – vorhanden ist, über dem nochmals ein Zug von Semmeringquarzit folgt, der noch zur Voralpe-Decke gehören könnte (SCHUSTER, 2016: Abb. 2).

Hellglimmer aus dem untertriassischen Semmeringquarzit lieferten ein Ar-Ar Plateau-Alter von 82 Ma (DALLMEYER et al., 1998). Dieses Alter kann als Kristallisationsalter aufgefasst werden und liegt möglicherweise nahe dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in dieser Einheit.

Lithostratigraphie und Lithologie:

Waldbach-Komplex: Im Waldbach-Komplex treten Glimmerschiefer in verschiedenen Niveaus auf. Den hangenden Anteil bilden phyllonitische Glimmerschiefer mit Albitporphyroblasten. In den

Hornblendegneisen sind hingegen Lagen von grobschuppigen Granatglimmerschiefern, Glimmerschiefern und Gneisen eingeschaltet. Aus diesen Glimmerschiefern ist das reliktsche Auftreten von Staurolith und Chloritoid bekannt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bei den Orthogneisen handelt es sich zum Teil um Mikroklinaugengneise. Die Amphibolit führenden Gesteine zeigen eine variable Ausbildung, hervorzuheben sind Muskovit führende Hornblendegneise und Metagabbroamphibolite (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Bereichsweise, vor allem im westlichen Teil, sind die Basite durch eine retrograde Überprägung in Grünschiefer umgewandelt.

Trotz fehlender geochronologischer Altersdaten ist die prägende Metamorphose des Waldbach-Komplexes in jedem Fall einem prä-alpidischen Ereignis zuzuschreiben, da ein Metamorphosesprung zu den auflagernden permomesozoischen Metasedimenten vorhanden ist. Nach FAUPL (1970b) erreicht die voralpidische – wahrscheinlich variszische – Metamorphoseprägung Bedingungen der oberen Amphibolitfazies und lokal sogar Anatexis.

Die **permotriassischen Metavulkanite und Metasedimente** sind oben beschrieben.

3.2.2. Pirbachkogel-Decke / Schoberkogel-Komplex

Der Begriff Pirbachkogel-Decke wurde auf Kartenblatt GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) für eine Decke verwendet, die aus dem Schoberkogel-Komplex und damit in Verbindung stehenden Schuppen von permotriassischen Metavulkaniten und Metasedimenten besteht. Die Metasedimente befinden sich im Liegenden der kristallinen Gesteine und daher ist eine inverse Lagerung gegeben. Der namensgebende Pirbachkogel (1.152 m) befindet sich 6,8 km nordwestlich von Birkfeld.

Tektonik: Die Pirbachkogel-Decke befindet sich auf den Kartenblättern GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990) und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). In NW–SE Richtung erreicht sie eine Länge von ca. 15 km bei einer maximalen Breite von ca. 13 km.

Im Nordwesten entwickelt sich die Pirbachkogel-Decke aus dem stark tektonisierten Ostende des „Mugl-Rennfeldzug“ und aus der nach dieser Deutung dazugehörigen Trias im Bereich der Gips-Anhydrit-Lagerstätte Edelsdorf bei Stanz. Das widerspricht zwar den Ansichten von TOLLMANN (1977) und der Darstellung in FLÜGEL et al. (1990), folgt aber den Angaben von BAUER (1967), der für eine inverse Lagerung der Metasedimente eintritt. In der Pirbachkogel-Decke fällt die Schieferung (S_x) im Allgemeinen gegen WSW–SW ein und Streckungslineare (L_x) fallen gegen SW (Abb. 11).

Die Liegendgrenze gegen die Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems ist eine gegen SW einfallende, bis wenige 10er Meter mächtige Kataklysezzone, in der kristalline Gesteine beider Decken, aber auch permomesozoische Metavulkanite und Metasedimente auftreten. An einer Stelle konnte ein in einem Bachbett temporär aufgeschlossener *clay gauge* beobachtet werden. Basierend auf verschiedenen Beobachtungen stellt die Deckengrenze eine – junge – post-kretazische Überschiebung gegen NE dar (SCHUSTER et al., 2016). Die Hangendgrenze zum Wölz-Komplex der Exenberg-Decke ist vergleichbar mit der Situation in der Gleinalpe. Es handelt sich um eine spät-kretazische Überschiebung.

Lithostratigrafie und Lithologie:

Der **Schoberkogel-Komplex** ist nach dem 1.039 m hohen und ca. 5 km WNW von Birkfeld gelegenen Schoberkogel benannt (MATURA & SCHUSTER, 2014), der fast zur Gänze aus monotonen Paragneisen und Glimmerschiefern dieser lithostratigrafischen Einheit aufgebaut ist. Darin befinden sich zumeist nur wenige Dezimeter bis einige Meter mächtige Einschaltungen von Granat-Glimmerschiefern, hellen Hornblende-Gneisen, Amphiboliten und Granat-Amphiboliten. Die zum Teil quarzitischen Paragneise sind blockig brechend und an den Verwitterungsflächen sind rostige Eisenhydroxidbeläge vorhanden. Sie haben eine dunkelgraue Färbung, sind feinkörnig und reich an Biotit. Granat ist zumeist vorhanden, dieser ist jedoch klein und im Handstück nur schwer zu erkennen. Die Gesteine sind zum Teil mylonitisch und von schieferungsparallelen Ultramyloniten durchzogen. In den Granat-Glimmerschiefern erreichen die idiomorphen Granatporphyroblasten bis zu 3 mm im Durchmesser. Selten konnte im

Dünnschliff auch stark serizitisierter Staurolith beobachtet werden (Abb. 4A). Die Hornblende-Gneise sind feinkörnig, hell und straff geschiefert. In einer Matrix aus Quarz und Feldspat sind Granat-, Biotit- und Hornblende-Porphyroblasten zu erkennen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um saure Metavulkanite. Die Amphibolite sind feinkörnig, reich an Hornblende und schwarzgrün gefärbt. Vor allem im Bereich des Pirbachkogels enthalten sie bis zu 10 Vol-% Granat, welcher zumeist eine Korngröße von 1–2 mm aufweist (Abb. 4B).

Das Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose im Schoberkogel-Komplex ist nicht durch Daten gesichert. Aus der Literatur ist eine variszische Prägung anzunehmen. Ein Versuch Granat mit der Sm-Nd-Methode zu datieren, schlug zwar fehl, die erhaltenen Messergebnisse für einphasig gewachsenen Granat würden sich aber eher mit einer kretazischen Bildung im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses erklären lassen.

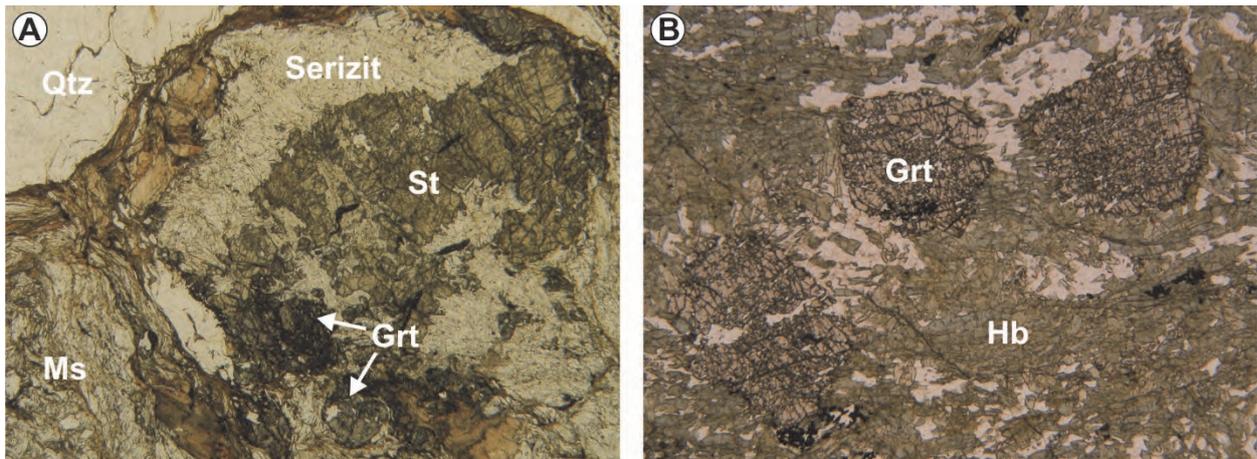


Abb. 4: Dünnschliffbilder von Lithologien aus dem Schoberkogel-Komplex der Pirbachkogel-Decke. **A**) Staurolithrelikt in Serizit in einem Glimmerschiefer mit Quarz, Biotit, Granat und Muskovit (12R05, Bildbreite: 7,5 mm). **B**) Granatamphibolit mit 2 mm großen Granatblasten in einer Matrix aus Amphibol, Plagioklas und Quarz (05R39, Bildbreite: 7,5 mm).

3.2.3. Troiseck-Floning-Decke / Troiseck-Komplex

Die hier verwendeten Namen Troiseck-Floning-Decke und Troiseck-Komplex leiten sich aus den Begriffen „Troiseckkristallin“ (CORNELIUS, 1952; MATURA, 1996), „Troiseck-Decke“ (CORNELIUS, 1952), „Troiseckzug“ (TOLLMANN, 1977), „Troiseck-Floning-Zug“ (PISTOTNIK, 1980) und Troiseck-Floning-Komplex (SCHMIDT, 1999; SCHUSTER et al., 2001b) ab. Für die Decke wurde der oft verwendete Doppelname beibehalten, der Komplex wurde aber mit nur einem Ortsbegriff versehen, wie es für lithostratigrafische Begriffe vorgeschrieben ist.

Tektonik: Die Troiseck-Floning-Decke besteht aus dem Troiseck-Komplex und transgressiv überlagernden permotriassischen Metasedimenten. Die westliche Begrenzung der Decke liegt auf dem GEOFAST Blatt 133 Leoben (PAVLIK, 2009) und wird durch die miozäne Trofaiach-Störung gebildet. An dieser ist sie etwa 20 km sinistral gegenüber dem „Mugl-Rennfeldzug“ versetzt. Von hier aus lässt sich die Decke bei einer Breite von 3–5 km über 30 km bis nördlich von Krieglach (an der Grenze der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag, MANDL et al., 2001) verfolgen. Von hier aus ziehen die permomesozoischen Anteile kontinuierlich bis Klamm, ca. 4,5 km westlich von Gloggnitz (auf GK50 Blatt 105 Neunkirchen; HERRMANN et al., 1993) weiter. Die kristallinen Gesteine des Troiseck-Komplexes finden sich hingegen nur noch im Bereich des Hirschbachlappens, der Mahdtalkogel Deckscholle und der Drahtkogel Deckscholle (TOLLMANN, 1977).

Die Troiseck-Floning-Decke überlagert die unterostalpine Mürz-Tachenberg- und Roßkogel-Decke mit einer nordfallenden spät-kretazischen Deckengrenze. An vielen Stellen ist diese aber durch miozäne sinistrale Seitenverschiebungen überprägt. Im Hangenden befindet sich die Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Auch diese kretazische Deckengrenze ist durch miozäne Tektonik überprägt.

Lithostratigraphie und Lithologie:

Der **Troiseck-Komplex** besteht größtenteils aus Paragneisen und Zweiglimmerschiefern, in die zahlreiche aber zumeist geringmächtige Lagen von Amphiboliten, Orthogneisen, Albitgneisen und Pegmatitgneisen eingelagert sind. Die Gesteine zeigen eine unterschiedlich starke retrograde Überprägung, die generell gegen Osten zunimmt und besonders im Hirschbachlappen und in der Drahtkogel Deckscholle zur Bildung von Phylloniten führte, die von einigen Autoren als „Quarzphyllite“ angesprochen wurden (CORNELIUS, 1952; GAAL, 1966).

Die Paragneise sind oft quarzreich oder Hornblende führend. Teilweise sind sie mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schriff erkennt man ein gefaltetes, manchmal linsiges Gefüge, welches noch reliktsch ältere Strukturen erkennen lässt. Die Mikrostrukturen weisen auf eine polymetamorphe Entwicklung hin. Eine ältere, gröberkörnige Paragenese besteht aus Granat, Plagioklas, Biotit, Muskovit und Quarz. Der Plagioklas ist polysynthetisch verzwillingt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehrere Millimeter im Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Albit, Serizit, Chlorit, Epidot/Klinozoisit und Leukoxen. Granat und Biotit wurden oft vollständig chloritisiert. Erhaltene Biotite sind häufig mit Hellglimmer verwachsen. Plagioklas und Albit sind serizitisiert und mit Klinozoisit, Epidot und Chlorit gefüllt. Die grobkörnigen Hellglimmer der älteren Paragenese sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

In den Zweiglimmerschiefern ist eine *crenulation cleavage* neben einer intensiven Verfallung das dominierende Gefügemerkmal. Phyllonitische Typen zeigen deutlich die Ausbildung einer überprägenden Achsenebenenschieferung. Im Allgemeinen sind die Gesteine quarzreich und führen grobschuppige Hellglimmer. Das lepidoblastische Gefüge zeigt den gleichen Mineralbestand wie die Gneise, auffälliger Unterschied ist lediglich das Auftreten von Chloritoid. Dieser wächst garben- bis rosettenartig über das Gefüge und tritt in bestimmten Lagen konzentriert auf.

Die Amphibolite sind feinkörnig, gut geschiefert und die Hornblenden zeigen großteils eine gut ausgeprägte Minerallineation (SCHMIDT, 1999). Das nematoblastische Gefüge wird vereinzelt von konjugierten Scherbändern durchschnitten. Die Hornblende ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Randlich setzt ein Umwandlungsprozess an, bei dem es in geringem Maß zur Neubildung von Biotit und Chlorit kommt. Im Plagioklas sind teilweise noch polysynthetische Zwillinglamellen erhalten, großteils ist er aber in ein feinkörniges Gemenge aus Serizit/Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Epidot umgewandelt. Granat tritt nur in einigen Handstücken, bevorzugt innerhalb von hornblende- und biotitreichen Lagen auf. Die Kristalle sind hypidiomorph, zerbrochen und teilweise chloritisiert. Titanit ist idiomorph ausgebildet und wird von Hornblende eingeschlossen. Klinozoisit und Epidot bilden feinkörnige Aggregate im Plagioklas, treten aber auch als eigenständige idiomorph-hypidiomorphe, meist zonar gebaute Kristalle auf.

Die Pegmatite sind zumeist ungeschiefert, der magmatische Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Alkalifeldspat, Plagioklas, Muskovit und selten Biotit und Granat zusammen. Akzessorisch ist Apatit und Zirkon vorhanden.

Die prägende Metamorphose im Troiseck-Komplex erreichte amphibolitfazielle Bedingungen, wie aus dem Auftreten von tschermakitischer Hornblende abgeleitet werden kann. Geochronologische Altersdaten belegen ein variszisches Alter für diese Metamorphose (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1997; SCHMIDT, 1999). Magmatische Hellglimmer (> 3 mm Durchmesser) von Pegmatiten aus dem Troiseck-Flöning Zug und der Drahtkogel Deckscholle lieferten Rb-Sr Alter von 284 (HANDLER, 1994) und 255 (SCHMIDT, 1999), bei Sr-Initialwerten von 0,7109 und 0,7094. Die permischen Alterswerte können entweder als permische Intrusionsalter, oder aber als eoalpidisch verjüngte, variszische Alter interpretiert werden. Nach SCHUSTER et al. (2001b) ist letzteres wahrscheinlich. Die retrograde Überprägung fand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide statt. Bedingungen der unteren Grünschieferfazies führten zu einer teilweisen Verjüngung der Ar-Ar Muskovitalter und zu einer Teilverjüngung oder Neueinstellung der Rb-Sr Biotitalter (HANDLER, 1994; SCHMIDT, 1999).

Permotriassische Metavulkanite und Metasedimente sind in der Troiseck-Flöning-Decke in Form von Porphyroiden, Alpinem Verrucano, Semmeringquarzit sowie Kalkmarmoren, Dolomiten und Rauwacken der Unter- und Mitteltrias vorhanden (siehe oben).

3.3. Koralpe-Wölz-Deckensystem (Oberostalpin)

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem ist auf den diskutierten Kartenblättern mit einigen Decken vertreten. Östlich der Anger-Piregg-Störung sind das die liegende Stuhleck-Kirchberg-Decke und die überlagernde Rabenwald-Decke, westlich davon im Bereich des „Angerkristallins“ sind es die Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke. Die Komplexe, die diese Decken aufbauen sind allesamt durch eine permische und eine eoalpidische (kretazische) Metamorphose gekennzeichnet. Permomesozoische Metasedimente sind in diesen Decken nicht enthalten.

3.3.1. Stuhleck-Kirchberg-Decke / Teufelstein-Komplex

Der Begriff Stuhleck-Kirchberg-Decke wird in TOLLMANN (1977) als Zusammenfassung der Stuhleck-Decke (KÖBER, 1912) und Kirchberg-Decke (MOHR, 1910) verwendet. Die Ausdehnung der Decke ist jedoch in dieser Arbeit gegenüber der in TOLLMANN (1977) reduziert, da die Teile mit den permomesozoischen Metasedimenten und den ordovizischen Orthogneisen der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke zugeschlagen sind. Die Stuhleck-Kirchberg-Decke wird vom Teufelstein-Komplex (MATURA & SCHUSTER, 2014) aufgebaut.

Tektonik: Die Stuhleck-Kirchberg-Decke nimmt große Teile der Buckligen Welt östlich des Wechselsefners (auf GK50 Blatt 106 Aspang-Markt, FUCHS & SCHNABEL, 1995; auf Blatt 137 Oberwart, HERRMANN & PAHR, 1982), im Bereich der Fischbacher Alpen, des Jogellandes westlich und südlich des Wechselsefners (auf GK50 Blatt 104 Müzzuschlag, MANDL et al., 2001; Blatt 135 Birkfeld, MATURA & SCHUSTER, 2014) und des Bergzuges nördlich des Müürztals ein. An der Westseite des Wechselsefners zeigt die Stuhleck-Kirchberg-Decke einen flach gegen Westen fallenden kretazischen Kontakt zur unterlagernden Vorau-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems und zur Wechsel-Decke des Unterostalpins. Auch an der Westseite des Wiesmather Fensters ist eine flach, WSW fallende kretazische Deckengrenze erhalten. Die Deckengrenzen gegenüber den Penninischen Decken im Bereich der Rechnitzer Fenstergruppe und Begrenzungen, die durch steilstehende, oft gegen ENE einfallende Abschiebungen gebildet werden, entstanden im Miozän. Die Deckengrenze zur überlagernden Rabenwald-Decke liegt flach und entstand in der Oberkreide als grünschiefer- bzw. amphibolitfaziale, NE gerichtete Überschiebung. Im Bereich des Freßnitz- und Traibachgrabens ist diese durch miozäne Tektonik stark überprägt und in ihrer Lage unsicher. Die Platznahme der Sieggraben-Decke erfolgte ebenso an einer NE gerichteten Überschiebung in der Oberkreide. Auch hier sind die primären Kontakte lokal durch steilstehende jüngere Störungen überprägt.

Lithostratigraphie und Lithologie:

Der **Teufelstein-Komplex** besteht im Wesentlichen aus retrograd metamorphen bzw. phyllonitischen Glimmerschiefern und Paragneisen, die vormals als „Hüllschiefer“ bezeichnet wurden (SCHWINNER, 1935) sowie aus im Perm kristallisierten granitischen Schmelzen, die hier als Pretul-Orthogneis(-Suite) zusammengefasst werden.

Die phyllonitischen Glimmerschiefer sind sehr dünnplattig brechende, feinkörnige Gesteine mit graugrünlischer Farbe (Abb. 5A). Kluft- und Schieferungsflächen zeigen ockerfarbene Beläge durch Eisenhydroxide. Bisweilen sind gröbere Glimmer und rotierte Granatporphyroblasten als Reste einer älteren Paragenese vorhanden. Die Matrix besteht aus Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Bereichsweise verlief die retrograde Überprägung ohne begleitende Deformation ab. In diesen Fällen sind die ehemaligen Gefüge und auch Mineralrelikte besser erhalten. Solche Bereiche sind z.B. am Alpl, bei St. Jakob im Walde und besonders am Tommer (heute Buchwald, 1.058 m). Von letzter Lokalität sind aus den „Tommerschiefern“ (SCHWINNER, 1935) bis zu mehrere Zentimeter große Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith beschrieben (HUSKA, 1968; WIESENER, 1971; MATURA, 1998). Im Zentrum der Hellglimmeraggregate sind oft kleine, regellos gewachsene Chloritoide vorhanden. An den anderen Lokalitäten sind die Pseudomorphosen zumeist nur im Schliff zu erkennen, sie belegen aber trotzdem, dass Staurolith in dieser Einheit einstmals weiter verbreitet war.

Der Normaltyp des **Pretul-Orthogneises** ist ein grobporphyrischer Orthogneis. Dieser zeigt je nach Deformationsgrad einen blockigen bis plattigen Bruch. Die gelblich gefärbten Mikroklinphänokristalle erreichen im Normalfall eine Größe von bis zu 3 cm. Sie befinden sich in

einer grauen, feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Plagioklas, Quarz, und lokal erhaltenem Biotit. Im Dünnschliff ist des weiteren Granat, Epidot-Klinozoisit und Zirkon zu erkennen. Die Gesteine wurden über einen weiten Temperaturbereich unterschiedlich stark deformiert. Kaum deformierte Biotit-Granite finden sich beim Tschudihof, ca. 4 km östlich von Edlitz (Niederösterreich). Die weit verbreiteten Orthogneise zeigen ein linsiges Gefüge mit duktil deformierten Feldspat-Phänokristallen und deutlichem Streckungslinear. Orthogneismylonite, die auf GK50 Blatt 106 Aspang-Markt (FUCHS & SCHNABEL, 1995) als permische Porphyroide kartiert wurden, bilden die Obergrenze der Stuhleck-Kirchberg-Decke gegenüber der Sieggraben-Decke. Sie brechen plattig und zeigen rundliche Porphyroklasten aus Quarz und Feldspat in einer sehr feinkörnigen Matrix aus Feldspat, Quarz, Hellglimmer und akzessorischem Turmalin (Abb. 5B). Häufiger sind jedoch feinplattig brechende Phyllonite mit einer feinkörnigen Matrix aus Hellglimmer, Chlorit und Quarz, die vereinzelte Feldspat-Porphyroklasten enthalten. Solche bilden die Deckengrenze zum überlagernden „Angerkristallin“. Für den Pretul-Orthogneis wurde mittels LA-ICP-MS Datierungen an Zirkonen ein permisches intrusionsalter ermittelt (SCHUSTER et al., 2010).

Andernorts fand die Phyllonitisierung bei gleichzeitiger chemischer Veränderung statt, und dabei entstanden Leukophyllite. Diese auch als „Weißschiefer“ bezeichneten Gesteine sind zumeist feinplattig brechend und daher nur schlecht als größere Handstücke zu gewinnen. Ihr Mineralbestand umfasst Muskovit, Mg-reichen Chlorit (Leuchtenbergit, Sheridanit) und Quarz (Abb. 5C). Dazu kommen Apatit(?), Zirkon, opakes Erz und manchmal etwas grafitisches Pigment. Die Gehalte der Hauptminerale schwanken stark, sodass das Spektrum von Muskovit-Quarzschiefern bis zu Muskovit-Leuchtenbergitschiefern reicht. Nach HUBER (1994) sind die „Weißschiefer“ durch Mg-Metasomatose mit hochsalinaren Formationswässern bei etwa 450 °C und 4 bis 5 kbar entstanden. Zur Umwandlung gelangten hauptsächlich granitische Orthogneise, vereinzelt aber auch Paragneise und Glimmerschiefer. Im Zuge der Metasomatose wurde in den Leukophylliten MgO (bis zum 18-fachen), TiO₂, MnO, Zr und V angereichert, während Fe₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O, Sr, Rb, Pb und Ba gegenüber den Orthogneisen abgereichert wurde. Ar-Ar Datierungen von Muskovit aus den „Weißschiefern“ ergaben Alter von 75–80 Ma (Turonium–Coniacium). Diese Alter werden als Bildungsalter interpretiert (HUBER, 1994). Weiters finden sich homogene, leukokrate Granitgneise, die feldspatreich sind und wahrscheinlich magmatische Hellglimmer mit bis zu 2 mm Größe enthalten. Im Bergzug nördlich des Mürztales sind bis zu 10 m mächtige Quarzolitgänge vorhanden, die von CORNELIUS (1952) als Rittiser-Quarzit bezeichnet wurden.

Basite in Form von Gabbros, Metagabbros und Amphiboliten sind eher selten (Abb. 5D), treten aber in einigen Bereichen gehäuft auf. Gabbros finden sich im Raum Birkfeld und Kirchsschlag (WIESENER, 1961, 1965), Metagabbroamphibolite und Granatamphibolite wurden von DRAGANITS (1998) aus dem Ödenburger Gebirge beschrieben. Amphibolite sind beispielsweise nördlich vom Stuhleck vorhanden (CORNELIUS, 1936), ein Amphibolitzug findet sich in der Nordumrahmung des Fischbacher Fensters (MATURA & SCHUSTER, 2014). Allgemein bilden die Basite Körper von wenigen hundert Metern Erstreckung. Selten auftretende Olivin-Gabbros zeigen eine geochemische Signatur, die ihre Herkunft aus dem subkontinentalen Mantel belegt (PUMHÖSL et al., 1999). Sie haben einen magmatischen Mineralbestand aus Olivin, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Plagioklas, Biotit und Ilmenit und kristallisierten im Perm. In Verbindung mit den Metagabbros finden sich Korund-Spinell-Felse, die als Restite einer Anatexis gedeutet werden (WIESENER, 1961, 1967).

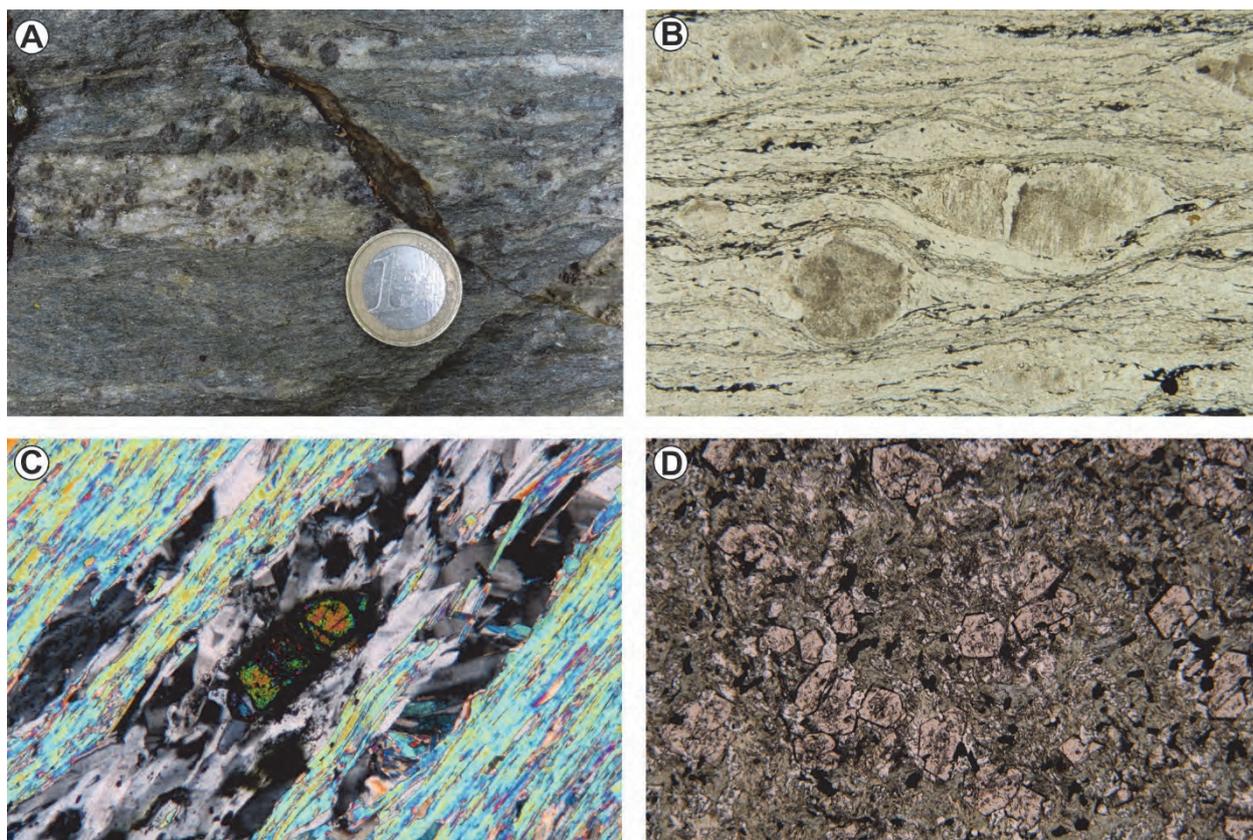


Abb. 5: Lithologien aus dem Teufelstein-Komplex der Stuhleck-Kirchberg-Decke. **A)** Phyllonitischer Glimmerschiefer (Hüllschiefer) mit feinkörniger graugrüner Matrix aus Hellglimmer, Quarz und Chlorit sowie Quarz-Mobilisatlagen mit Granatrelikten. **B)** Dünnschliffbild eines mylonitischen Orthogneises vom Hangendkontakt der Decke gegenüber der Siegraben-Decke (452-06, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Dünnschliffbild eines „Weißschiefers“. Hellglimmer zeigt bunte- und Mg-Chlorit graue Interferenzfarben. In der Bildmitte ist ein idiomorpher Zirkonkristall zu erkennen (05R10, Bildbreite: 2 mm). **D)** Dünnschliffbild vom Birkfelder Gabbro mit feinkörnigem Granat in einer amphibolreichen Matrix (05R12, Bildbreite: 3,75 mm).

3.3.2. Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex

Der Begriff Rabenwald-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) geschaffen. Er beschreibt eine Decke, die sich zur Gänze aus dem Strallegg-Komplex aufbaut. Namensgebend ist der Rabenwald mit dem Rabenwaldkogel (1.280 m) südöstlich von Birkfeld.

Tektonik: Die Rabenwald-Decke ist im östlichen Teil des Ostalpins in drei Gebieten vorhanden. Die größte Verbreitung findet sie in den Raabalpen auf den Kartenblättern GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) sowie auf ÖK50 Blatt 136 Hartberg und 165 Weiz, wo sie einen mehr oder weniger zusammenhängenden Bereich mit einer maximalen N–S Erstreckung von 25 km bei einer E–W Ausdehnung von bis zu 17 km bedeckt. Weiters ist sie in den nördlichen Fischbacher Alpen auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 103 Kindberg und 104 Müzzzuschlag sowie im Günser Gebirge auf ÖK50 Blatt 107 Mattersburg-108 Deutschkreuz vorhanden. In allen Fällen überlagert sie die Stuhleck-Kirchberg-Decke. Die Deckengrenze liegt in den Raabalpen (WIESENER, 1981; MATURA & SCHUSTER, 2014) und im Günser Gebirge (DRAGANITS, 1998) recht flach. Die Gesteine an der Deckengrenze sind phyllonitisch, wobei eine zunehmende Chloritisierung der Biotite gegen Norden zu verzeichnen ist. In den nördlichen Fischbacher Alpen geben die Kartierungen aufgrund der starken Phyllonitisierung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies widersprüchliche Angaben zur Verteilung der Raabalpen-Decke (BERKA, 2000; MANDL et al., 2001). Nach letzten Begehungen ist aber davon auszugehen, dass die Deckengrenze knapp nördlich der Vorkommen des Pretul-Orthogneises mittelsteil gegen Norden einfällt. Angaben über die Überschiebungsrichtung sind derzeit nicht vorhanden, mit Bezug auf

Abkühlalter (SCHUSTER et al., 2001b) muss die Platznahme aber in der späten Kreide erfolgt sein. Die Rabenwald-Decke wird nirgendwo von einer höheren Decke überlagert und sie ist damit in einer ähnlichen Position wie die Siegraben-Decke. Da es keinen direkten Kontakt zwischen Rabenwald- und Siegraben-Decke gibt, muss offen bleiben, welche der beiden Decken die höhere Position einnimmt.

Die Schieferungsflächen (S_x) in der Rabenwald-Decke fallen im Nahebereich zur Anger-Piregg-Störung zumeist gegen WNW bis WSW. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallener Quarzmobilisatlagen (F_{x+1}) sind bei geringer Streuung N–S orientiert und bisweilen ist eine Bewegung gegen Norden zu erkennen. Vereinzelt finden sich spätere, zumeist offene Verfaltungen (F_{x+2}) um E–W orientierte Achsen (Abb. 11).

Lithostratigrafie und Lithologie:

Der **Strallegg-Komplex** und dessen Äquivalente (Traibachschiefer: CORNELIUS, 1952; BERKA, 2000; Obrennberg-Kaltes Bründl Serie: DRAGANITS, 1998) bauen sich großteils aus unterschiedlich stark retrograd überprägten bzw. phyllonitisierten migmatischen Paragneisen auf. Darin eingelagert sind Orthogneise und Granite. Nur vereinzelt finden sich Amphibolite und Olivin führende Marmore. Besonders typisch sind weiße Quarzite („Kornsteine“) und Leukophyllite (Abb. 6E) mit einem Mineralbestand aus Hellglimmer, Kyanit und Magnesium-Chlorit sowie Talkschiefer (Abb. 6F). Diese werden in der Lagerstätte am Rabenwaldkogel abgebaut. Große Teile der Einheit sind von retrograder Metamorphose und Phyllonitisierung unter grünschieferfaziellen Bedingungen betroffen.

Nach MATURA (2000) und SCHUSTER et al. (2001b) handelt es sich bei den weniger stark retrograd überprägten migmatischen Paragneisen um kompakte Gesteine, die im Gelände häufig steile Schultern oder Kuppen bilden, die für gewöhnlich zu Blockwerk zerglitten sind. An den Oberflächen sind rostige Verwitterungsbeläge typisch. Das stromatitische Migmatitgefüge ist örtlich erhalten. Ein reliktsicher Mineralbestand umfasst Granat, Biotit, Staurolith, Sillimanit, Disthen (nach Andalusit) und Feldspat. Durch die zumeist weit fortgeschrittene retrograde Umwandlung liegen nur mehr Relikte dieser Minerale in einem Filz aus Hellglimmer, Chlorit, kleinem idiomorphen Granat, Chloritoid, Quarz und Ilmenit vor (Abb. 6A, 6B). Bei stärkerer Durchbewegung entwickelten sich mit fließendem Übergang phyllonitische Glimmerschiefer, die im Gelände nicht scharf abzugrenzen sind.

Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden. Besonders hervorzuheben sind der Buchkogel-Granit (Abb. 6C, 6D), bei dem es sich um einen teilweise vergneisten Biotit-Granit handelt, und der Feistritzal-Orthogneis, welcher aus einem leukokraten, feinkörnigen Granit hervorgegangen ist. Weiters sind kleinere Tonalitgneiskörper vorhanden (PEINDL, 1990; SCHARBERT, 1990). 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 bei den Granitoiden vornehmlich um permische Intrusionen handelt.

Die Amphibolite haben unterschiedliches Aussehen, wobei Granatamphibolite und Metagabbro-Amphibolite hervorzuheben sind (REINDL, 1989; PEINDL, 1990; BERKA, 2000). Eine ältere Paragenese besteht aus Hornblende, Klinopyroxen (Diopsid), Granat, Plagioklas, Biotit, Quarz und Titanit. Im Zuge einer unterschiedlich stark wirkenden Überprägung entstanden Aktinolith, Epidot/Klinozoisit und Serizit und möglicherweise auch Granat (BERKA, 2000). Marmore und Kalksilikate sind nur extrem selten vorhanden. Jene aus dem Steinbruch Stubenberg zeichnen sich durch eine erste hochtemperierte Paragenese aus forsterrtreichem (95 %) Olivin, Kalzit, Ti-Klinohumit und Phlogopit bzw. Wollastonit, Vesuvian, Granat, Zoisit, Biotit und Titanit aus. In jüngeren Deformationszonen kam es später zur Bildung komplexer Mineralvergesellschaftungen, die unter anderem Baddeleyite und Zirconolit enthalten (TROPPEL et al., 2001).

Aus den Metapeliten lässt sich eine dreiphasige Metamorphosegeschichte für den Strallegg-Komplex ableiten: Die älteste Paragenese entstand bei mittleren Druckbedingungen und beinhaltet Granat und Staurolith. Datierungen von Granat mit der Sm-Nd Methode (BERKA, 2000; DÉGI et al., 2015) sowie einige U-Th-Pb-(EMP) Alter an Monaziten (BERNHARD et al., 1998) zeigen, dass diese um 330 Ma im Zuge der variszischen Metamorphose gebildet wurde. Es folgte eine Hochtemperatur/Niederdruck (HT/LP) Metamorphose, bei der Andalusit (Abb. 6A), Sillimanit und Biotit unter anderem auf Kosten von Staurolith und Hellglimmer gebildet wurden. Diese

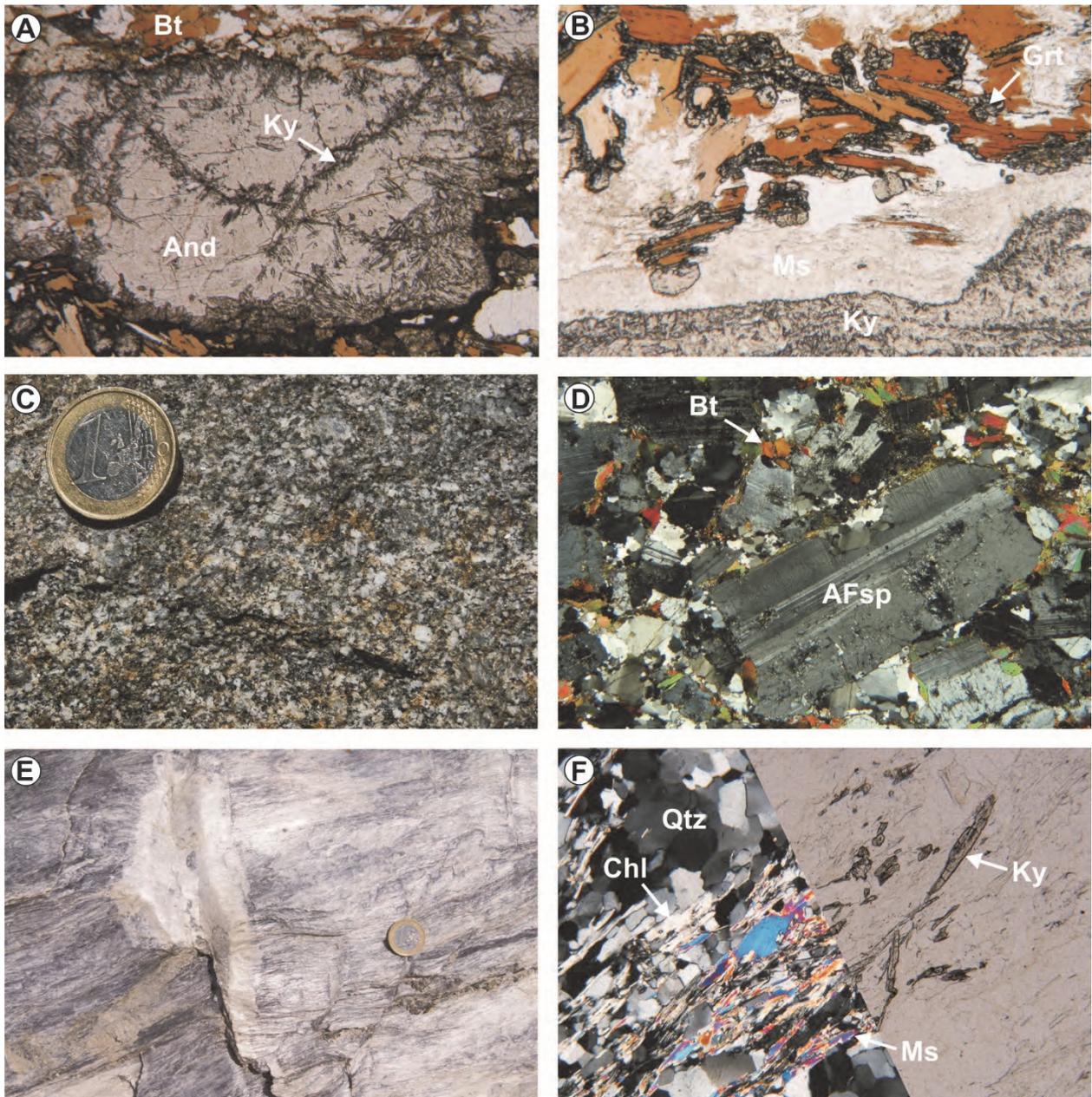


Abb. 6: Lithologien aus dem Strallegg-Komplex der Rabenwald-Decke. **A)** Dünnschliffbild eines permischen Andalusits, der während des Eoalpidischen Ereignisses randlich und an Rissen in feinkörnigen Kyanit umgewandelt wurde (RS7/96, Bildbreite: 7,5 mm). **B)** Dünnschliffbild eines migmatischen Paragneises mit einer Pseudomorphose von kretazischem Kyanit nach permischem Andalusit (unten) sowie kretazischem Granat der Biotite umwächst (RS29/98, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Der Buchkogel-Granit ist ein bereichsweise wenig deformierter permischer Biotit-Granit. **D)** Dünnschliffbild eines wenig deformierten Buchkogel-Granits. Das magmatische Gefüge ist gut erhalten, zu sehen ist Alkalifeldspat mit Mikroklingitterung, Biotit sowie Quarz und Plagioklas (05R13, Bildbreite: 12 mm). **E)** Talkschiefer im Bergbau Rabenwald. **F)** Dünnschliffbild eines „Kornsteins“ mit Kyanit, Mg-Chlorit, Hellglimmer und Quarz (RS21/98, Bildbreite: 3,75 mm, gekreuzte und parallele Polarisatoren).

HT/LP Metamorphose erfolgte im Perm (SCHUSTER et al., 2001b), zeitgleich mit der Intrusion der permischen Granitoide. Andalusit und Sillimanit sind aufgrund der eoalpidischen Überprägung heute nur mehr lokal im Freßnitzgraben (BERKA, 2000) und im Ödenburger Gebirge (LELKES-FELVÁRI & SASSI, 1984; DRAGANITS, 1998) erhalten. Im Zuge einer druckbetonten Überprägung, die während des Eoalpidischen Ereignisses stattfand, entstanden komplexe Reaktionstexturen. Unter trockenen amphibolitfaziellen Bedingungen wurden Andalusit und Sillimanit in feinkörnigen Kyanit umgewandelt (Abb. 6A, 6B). Zeitgleich kam es zum Wachstum von Granat entlang von Korngrenzen zwischen Biotit und Plagioklas, und von PEINDL (1990) wird auch eine Neubildung

von Staurolith beschrieben. Fand die Umwandlung unter grünschieferfaziellen Bedingungen statt, entstanden aus dem Andalusit bei gleichzeitiger Chloritisierung von Biotit komplexe Pseudomorphosen mit Chloritoid, Korund, Staurolith und Paragonit (TÖRÖK, 1999; BERKA, 2000). In einer Spätphase kam es unter erhöhter Fluidzufuhr oft noch zu einer Serizitisierung von Feldspat und Alumosilikat. Für die eoalpidische Metamorphose im Steinbruch Stubenberg berechneten TROPPER et al. (2001) Bedingungen von 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 0,8–0,9 GPa an. Die Talklagerstätte ist an Scherzonen ausgebildet, welche bei der Exhumation nach dem eoalpidischen Metamorphose-Höhepunkt entstanden.

3.3.3. Exenberg-Decke / Wölz-Komplex

Der Begriff Exenberg-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) geschaffen und sie wird vom Wölz-Komplex aufgebaut. Der namensgebende Exenberg (1292 m) befindet sich ESE Stanz im Müürztal.

Tektonik: Die Exenberg-Decke nimmt NNW–SSE orientiert eine Fläche von 18 km Länge bei einer maximalen Breite von maximal 2,5 km ein. Sie erstreckt sich über die Grenze der Kartenblätter GK50 Blatt 134 Passail (FLÜGEL et al., 1990) und 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Im Osten wird die Exenberg-Decke durch die Pirbachkogel-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems unterlagert. Die Deckengrenze fällt nach SW und entstand unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies in der späten Kreide. Im Hangenden wird die Exenberg-Decke von der Gasen-Decke (Grazer Paläozoikum) des Drauzug-Gurktal-Deckensystems überlagert. An der Deckengrenze bestehen die hangendsten Anteile der Exenberg-Decke aus einer mehrere 10er Meter mächtigen Phyllonitzone. Diese zeigt, so wie die liegendsten Anteile der Gasen-Decke, eine Prägung in der unteren Grünschieferfazies. Mit Bezug auf die Abkühlung muss die Deckengrenze in der späten Kreide entstanden sein (siehe unten). Die prägende Schieferung (S_x) fällt in der Exenberg-Decke etwa nach Westen bis SW ein (Abb. 11). Das Streckungslinear (L_x) fällt gegen SSW. Faltenachsen (F_{x+1}) sind in die Streckung einrotiert und auch eine L_x parallele Grenulation ist in den Granat-Glimmerschiefern zumeist zu beobachten. Im Grenzbereich zum Heilbrunn-Lithodem sind ebene Schieferungsflächen (S_{x+1}) ausgebildet und das darauf befindliche Streckungslinear (L_{x+1}) fällt nach SSW bis Süden ein. Um Reste von Granatporphyroklasten sind langgezogene Auslenkungen der Schieferung zu beobachten. Da L_x und L_{x+1} parallel liegen, ist anzunehmen, dass die beiden Deformationsphasen während der Exhumation der Gesteine unmittelbar aufeinander folgten.

Lithostratigraphie und Lithologie

Der Wölz-Komplex wird zum allergrößten Teil aus hellglimmerreichen, zum Teil quarzitischen Granat-Glimmerschiefern (Abb. 7A) aufgebaut. Darin finden sich Glimmer-Quarzite und Lagen von Amphiboliten sowie Hornblende-Garbenschiefern (Abb. 7E, 7F).

In den Granat-Glimmerschiefern sind lokal Albit-Quarz-Mobilisate eingeschaltet. Diese liegen zumeist konkordant und sind in der prägenden Schieferung (S_x) mitdeformiert.

Nach RÖGGLA (2007) zeigen die Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit ± Paragonit + Chlorit + Quarz ± Biotit ± Plagioklas + Ilmenit. Der Granat ist lagen- bzw. bereichsweise einphasig oder zweiphasig ausgebildet (Abb. 7B). Zweiphasiger Granat misst 5–15 mm im Durchmesser, wobei sowohl der Kern als auch der Rand idiomorph ausgebildet sind. Manchmal sind im inneren Teil des Randes Einschlüsse von Chloritoid und/oder Staurolith vorhanden. Generell zeigen die Ränder höhere Grossulargehalte als die Kerne (Abb. 7C, 7D).

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 amphibolitfaziellen Bedingungen von 550 ± 30 °C und 1,0 GPa ablief (RÖGGLA, 2007).

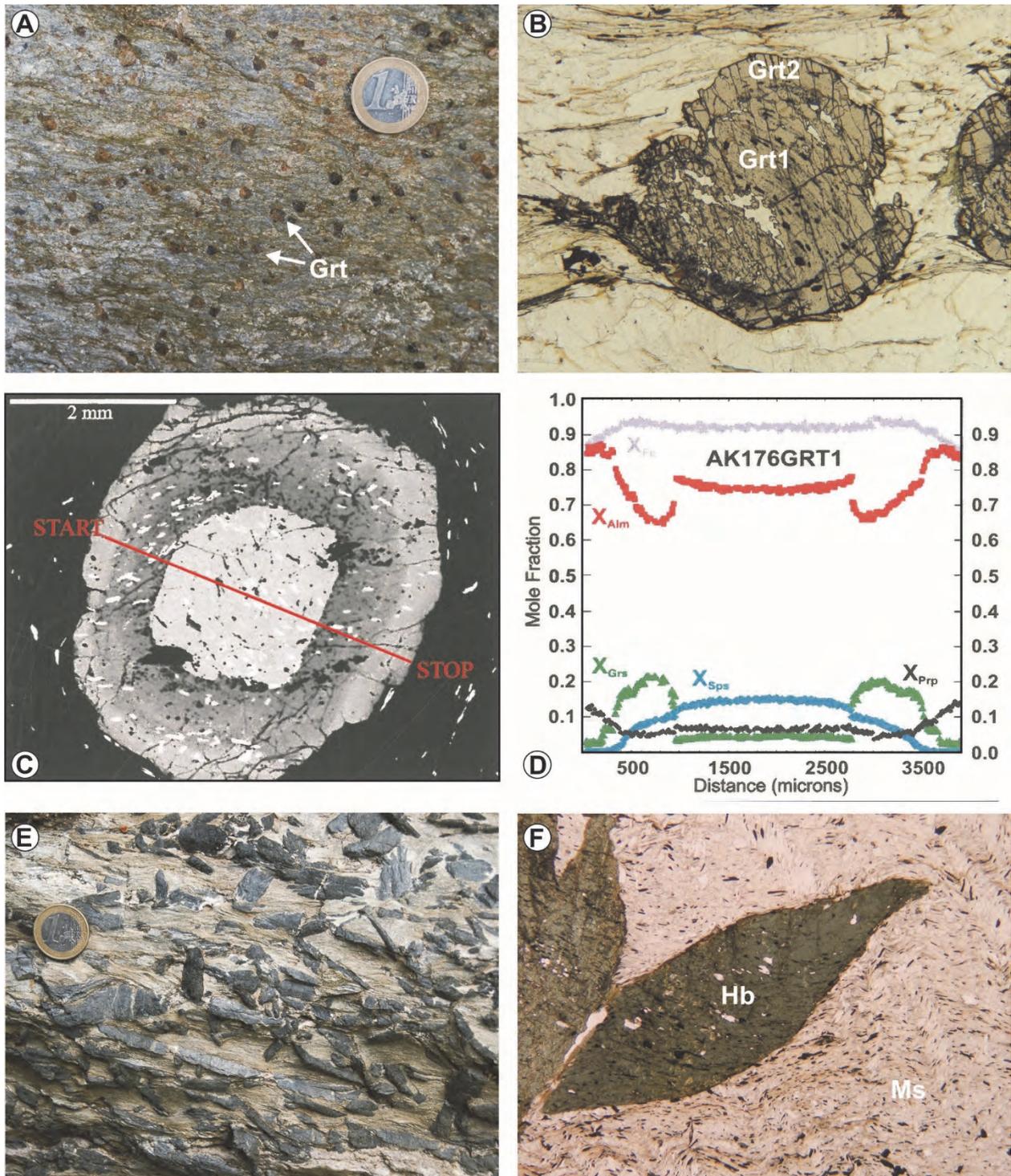


Abb. 7: Lithologien aus dem Wölz-Komplex der Exenberg-Decke. **A)** Glimmerschiefer mit ca. 2 mm großen Granatkristallen in einer silbergrauen, hellglimmerreichen Matrix. **B)** Dünnschliffbild eines zweiphasig gewachsenen Granatkristalls mit permischem Kern und kretazischem Rand (AK250, Bildbreite: 12 mm). **C, D)** BSE-Bild und chemisches Profil durch einen Granat der Probe AK176. Zwischen dem permischen Kern und dem kretazischen Rand ist ein deutlicher Sprung im chemischen Zonarbau zu erkennen, wobei insbesondere das $X_{\text{Grossular}}$ im Rand sprunghaft ansteigt (RÖGGLA, 2007). **E)** Hellglimmerschiefer mit bis zu mehreren Zentimeter großen Hornblendekristallen („Hornblende-Garbenschiefer“). **F)** Dünnschliffbild eines „Hornblende-Garbenschiefers“ mit idiomorphen Amphibolkristallen in einer feinkörnigen, grenulierten Hellglimmermatrix (06R27, Bildbreite: 12 mm).

3.3.4. Radegund-Decke / Rappold-Komplex

Der Ausdruck Radegund-Decke wird in SCHUSTER et al. (2014) und in der Legende des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) verwendet. Sie wird ausschließlich aus dem Rappold-Komplex aufgebaut. Der Name leitet sich von der Ortschaft St. Radegund ab.

Tektonik: Die Radegund-Decke umfasst große Teile des „Radegunder Kristallins“ bei der namensgebenden Ortschaft St. Radegund (Stmk.) auf GK50 Blatt 164 Graz (FLÜGEL et al., 2011), einen schmalen Streifen kleiner Aufschlüsse am Nordrand des Steirischen Beckens (NOWOTNY & SCHUSTER, 2011) auf ÖK50 Blatt 165 Weiz sowie Anteile des „Angerkristallins“ zwischen Haslau und Oberfeistritz auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Tektonische Einheiten im Liegenden der Radegund-Decke sind nicht aufgeschlossen, nach den Verhältnissen in der Gleinalpe sollte aber eine Decke, die aus dem Wölz-Komplex besteht oder die dem Silvretta-Seckau-Deckensystem angehört, folgen. Im Hangenden überlagert an mehreren Stellen die Waxenegg-Decke, wobei die Gesteine im Grenzbereich unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies geprägt sind. Streckungslineare in beiden Einheiten fallen nach SW ein und zeigen einen gegen SW abschiebenden Schersinn. Die Deckengrenze ist in der späten Kreide entstanden. An anderen Stellen wird die Hangendgrenze der Radegund-Decke im Verband mit der Waxenegg-Decke durch jüngere, post-kretazische Grenzflächen gebildet. So stellt der Westrand des „Radegunder Kristallins“ östlich des Schöckel (1.445 m) eine N–S streichende, W-fallende Abschiebung dar, welche im Norden mit einer E–W streichenden, mittelsteil gegen Norden fallenden sinistralen Störung verbunden ist. Im Hangenden befindet sich jeweils die Schöckel-Decke. Gegen Osten wird die Radegund-Decke durch die N–S streichende, steilstehende Anger-Piregg-Störung gegen die Stuhleck-Kirchberg- und die damit verbundene Rabenwald-Decke begrenzt. Eine weitere, steil E-fallende Störung begrenzt die beiden Decken innerhalb des „Angerkristallins“ gegen die Pirbachkogel-Decke und die sie überlagernde Waxenegg-Decke.

Die Schieferungsflächen (S_x) in der Radegund-Decke fallen zumeist gegen WNW bis Süden, einige wenige auch gegen NE. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallteter Quarzmobilisatlagen (F_{x+1}) fallen flach bis mittelsteil gegen SW bzw. NE (Abb. 11).

Lithostratigrafie und Lithologie

Die dominierende Lithologie im Rappold-Komplex sind dunkelgraue, grafitreiche Glimmerschiefer bis Paragneise. Darin eingelagert finden sich bis wenige Zehnermeter mächtige Marmorzüge (Bretstein-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-Komplexes zeigen eine mineralogische Zusammensetzung aus Granat + Muskovit + Plagioklas + Biotit + Quarz + Ilmenit ± Staurolith ± 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 Grafit dunkelgrau gefärbt. Sie sind immer zweiphasig, wobei durch die unregelmäßigen, polykristallinen Anwachsäume eine xenomorphe Kornform entsteht (Abb. 8B). Der Grossulargehalt fällt vom Zentrum der Kerne nach außen hin ab und steigt an der Grenze zum Rand wieder sprunghaft an (Abb. 8C, 8D). Die Datierung eines Granatkerns lieferte ein Sm-Nd Alter von 274 ± 4 Ma (Abb. 8A), 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 ± 10 °C und $0,94 \pm 0,01$ GPa.

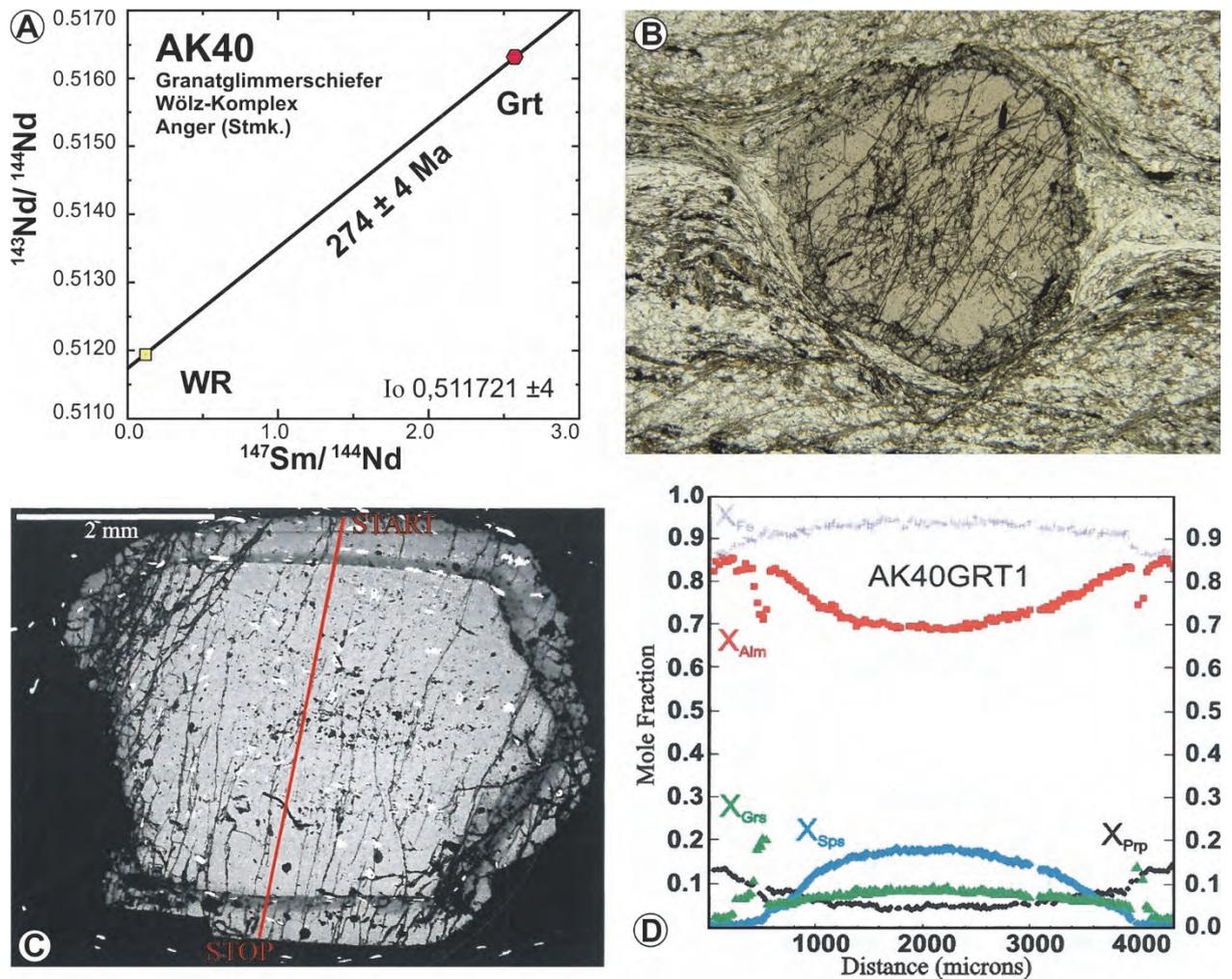


Abb. 8: Lithologien aus dem Rappold-Komplex der Radegund-Decke. **A**) Sm-Nd Isochrone der Probe AK40. **B**) Dünnschliffbild eines zweiphasig gewachsenen Granatkristalls mit permischem Kern und kretazischem Rand (AK40, Bildbreite: 12 mm). **C**, **D**) BSE-Bild und chemisches Profil durch einen Granat der Probe AK40. Zwischen dem permischen Kern und dem kretazischen Rand ist ein deutlicher Sprung im chemischen Zonarbau zu erkennen, wobei insbesondere das $X_{\text{Grossular}}$ im Rand sprunghaft ansteigt (RÖGGLA, 2007).

3.3.5. Waxenegg-Decke / Rossegg-Komplex

Der Begriff Waxenegg-Decke wurde im Zuge der Erstellung des Kartenblattes GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) eingeführt und ist auch in SCHUSTER et al. (2014) verwendet. Die Waxenegg-Decke wird vom Rossegg-Komplex aufgebaut. Namensgebend ist der Ort Waxenegg westlich von Anger (Stmk.).

Tektonik: Die Waxenegg-Decke umfasst den nordwestlichen Teil des „Radegunder Kristallins“ auf GK50 Blatt 164 Graz (FLÜGEL et al., 2011) und einen N–S orientierten, 10 x 2 km breiten Streifen des „Angerkristallins“ zwischen Rossegg und Oberfeistritz auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Wie oben erwähnt, überlagert die Waxenegg-Decke die Radegund-Decke mit einer SW-fallenden Deckengrenze, die unter Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies geprägt ist und in der Oberkreide entstanden ist. Im Bereich des „Radegunder Kristallins“ wird die Waxenegg-Decke an sprödduktilen Grenzflächen von der Schöckel-Decke überlagert. Die Hangendgrenze im Bereich des „Angerkristallins“ besteht aus mehreren Segmenten, die an steil gegen SW-einfallenden Störungen an die Schöckel- und Gasen-Decke (Grazer Paläozoikum) sowie an die Exenberg-Decke grenzen.

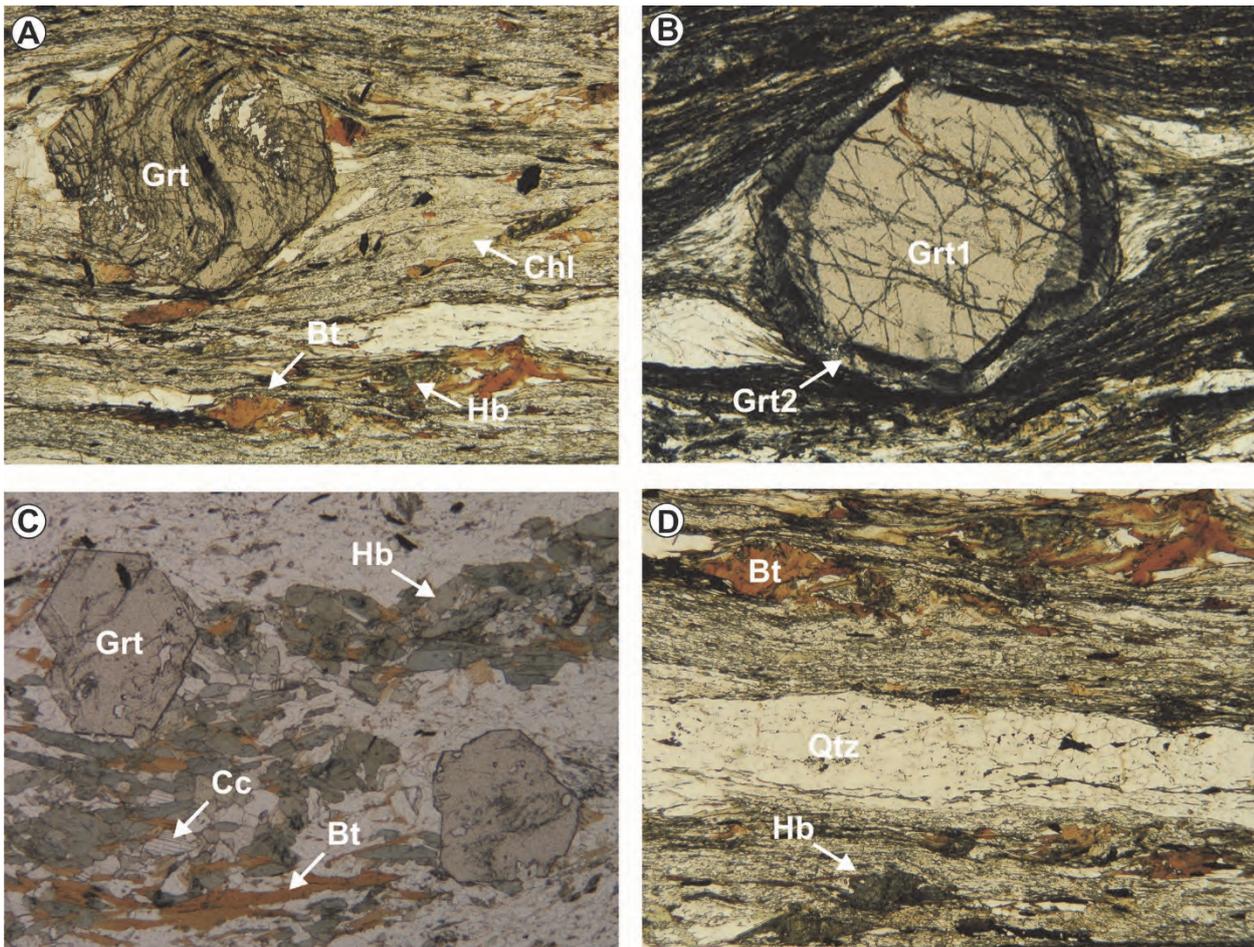


Abb. 9: Dünnschliffbilder von Lithologien aus dem Rossegg-Komplex der Waxenegg-Decke. **A)** Granat in Biotit-Porphyroblastenschiefer mit einer Matrix, in der typischerweise feinkörniger Amphibol enthalten ist (NO07-135-114, Bildbreite: 12 mm) **B)** Zweiphasig gewachsener Granatkristall mit wahrscheinlich permischem Kern und kretazischem Rand (08R56, Bildbreite: 7,5 mm). **C)** Karbonatischer, Hornblende führender Granat-Glimmerschiefer mit idiomorphem Granat, grünem Amphibol und braunem Biotit in einer Matrix aus Quarz, Feldspat und Karbonat (03R69, Bildbreite: 7,5 mm). **D)** Biotit-Porphyroblastenschiefer mit einer Matrix mit kleinen Amphibolkristallen (NO07-135-114, Bildbreite: 7,5 mm).

In der Waxenegg-Decke fallen die Schieferungsflächen (S_x) mittelsteil gegen WNW bis Süden. Streckungslineare (L_x) und einrotierte Achsen verfallener 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 (2013) auch eine Rotation der Granate gegen NE dokumentiert ist. Sehr vereinzelt finden sich spätere offene Verfallungen (F_{x+2}) um NW bis SE orientierte Achsen (Abb. 11).

Lithostratigraphie und Lithologie

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

Die Glimmerschiefer (Abb. 9) bestehen aus Granat + Muskovit + Quarz + Ilmenit + Chlorit \pm Biotit \pm Amphibol \pm Kalzit (SCHANTL & BRANDNER, 2013). 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 Einschlüsse, 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 (Abb. 9B). Die Bildung der Kerne ist nicht datiert, mit Bezug auf die umgebenden Einheiten erscheinen ein permisches Alter und eine dazugehörige Prägung in der oberen Grünschieferfazies am wahrscheinlichsten. Die Amphibole treten in den hellglimmerreichen Glimmerschiefern als kurze stängelige Kristalle mit einem Pleochroismus von grün nach blaugrün auf (Abb. 9A, 9D). Es handelt sich um Ferro-Tschermakite. Für die eoalpidische Metamorphoseprägung ermittelten KRENN et al. (2008) Bedingungen von 580 ± 20 °C bei $0,8 \pm 0,1$ GPa, was Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies entspricht und sich mit den Daten von SCHANTL & BRANDNER (2013) deckt.

4. Neue Erkenntnisse und Probleme

In diesem Kapitel wird kurz auf die Abkühlgeschichte und die kretazische Deformation in den Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems eingegangen.

4.1. Abkühlgeschichte der Einheiten nach der alpidischen Metamorphose

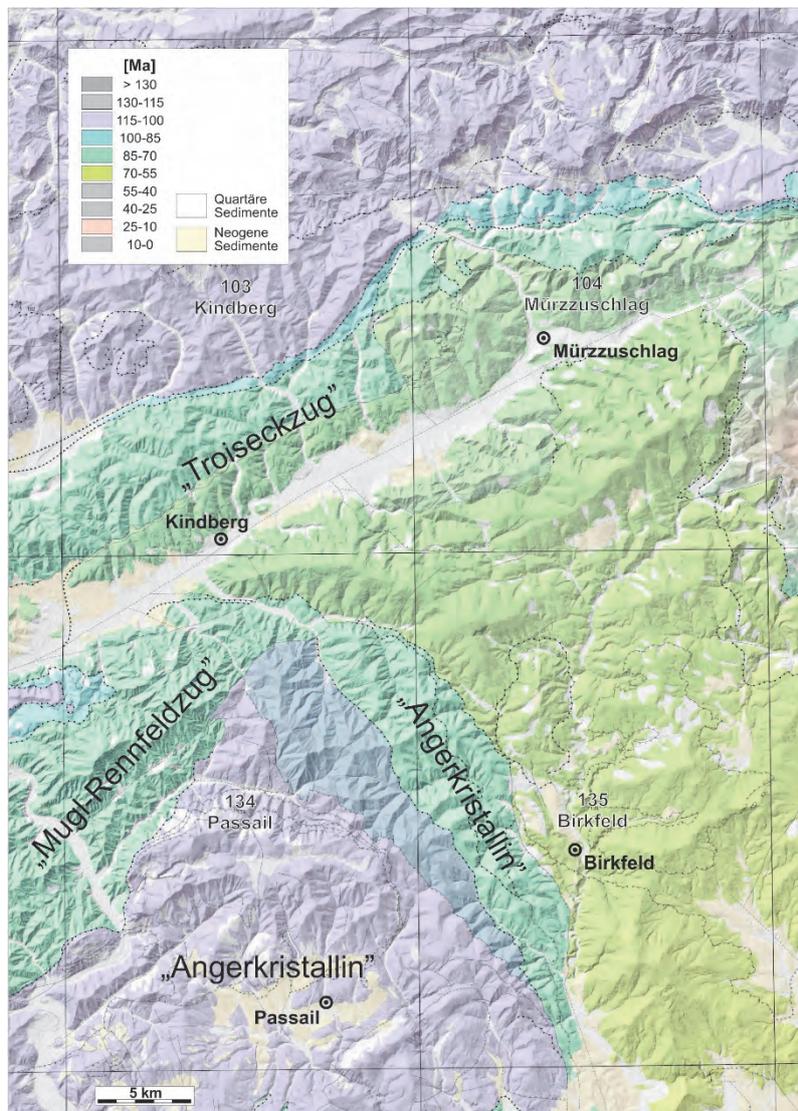


Abb. 10: Karte, welche die Abkühlung der Ostalpinen Decken nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose zeigt. Interpretation nach Daten von FRITZ (1988), SCHARBERT (1990), DUNKL (1992), HANDLER, et al. (1997), DALLMEYER et al. (1998), SCHMIDT (1999), BERKA (2000), SCHUSTER et al. (2001b), GASSER et al. (2010), SCHANTL et al., (2015), und eigenen unpublizierten Daten. Erläuterung siehe Text.

Aus dem Bereich des Kartenblattes bzw. aus dessen unmittelbarer Umgebung sind eine Reihe von geochronologischen Altern vorhanden, die auf die Abkühlgeschichte der einzelnen Decken schließen lassen (Abb. 10). Im Folgenden werden Rb-Sr Biotitalter als Abkühlalter bzw.

Bildungsalter um/bei 320 ± 40 °C (HARRISON & MCDUGALL, 1980) und Ar-Ar Muskovitalter als Abkühlungs- bzw. Bildungsalter um/bei 425 ± 30 °C (HARRISON et al., 2009) interpretiert. Die Alter aus den alpidisch nur schwach metamorphen Gesteinen des Juvavischen- und Tirolisch-Norischen Deckensystems, des Grauwackezone-Deckensystems und dem Grazer Paläozoikum des Drauzug-Gurktal-Deckensystems liefern zum Teil noch kadomische und variszische Alter des Einzugsgebietes der Sedimente (HANDLER et al., 1997) oder streuen in einem Bereich zwischen 170 und 100 Ma (SCHMIDT, 1999; FRITZ, 1988; GASSER et al., 2010). Auch die starke Streuung ist wahrscheinlich auf eine detritäre Beeinflussung zurückzuführen. In der alpidisch höher metamorphen unteren Deckengruppe des Grazer Paläozoikums finden sich Alter, die in die Unterkreide fallen und die als Bildungs- bzw. Abkühlalter interpretiert werden können (FRITZ, 1988; SCHANTL et al., 2015). Im Bereich des „Troiseckzuges“, „Mugl-Rennfeldzuges“, „Angerkristallins“ und „Radegunder Kristallins“ sind die Rb-Sr Biotitalter im Koralpe-Wölz- und Silvretta-Seckau-Deckensystem sehr einheitlich bei 80 Ma. Vom Mürztal gegen Süden bis zum Steirischen Becken nehmen die Werte der Rb-Sr Biotitalter in der Stuhleck-Kirchberg- und Rabenwald-Decke von 80 gegen 65 Ma ab (SCHARBERT, 1990; DALLMEYER, 1998; SCHANTL et al., 2015; eigene unpublizierte Daten). Offensichtlich wird der Teil des Ostalpins östlich der Anger-Piregg-Störung in der späten Kreide oder im Paläogen verkippt und im Süden stärker abgetragen. Das muss noch vor der Bildung der Altlandschaft in diesem Gebiet erfolgen (SCHUSTER et al., 2016).

Aus der unterostalpinen Wechsel-Decke sind keine Rb-Sr Biotitalter bekannt, da Biotit nur sehr selten vorhanden ist. Basierend auf Daten aus dem Wiesmather Fenster sowie Apatit-*fission track* Altern aus dem Wechselfenster (DUNKL, 1992) ist aber anzunehmen, dass zumindest die zentralen Teile der Wechsel-Decke erst im Neogen abgekühlt sein können.

4.2. Zusammenfassung der Strukturen auf GK50 Blatt 135 Birkfeld

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. 11) (ILICKOVIC, 2014). Östlich der Störung, in der Stuhleck-Kirchberg- und Rabenwald-Decke streichen die Streckungslineare (L_x) und die darin einrotierten Faltenachsen (F_{x+1}) mit geringer Streuung N–S. Schersinnindikatoren sprechen für eine nordgerichtete scherende Bewegungskomponente. Achsen jüngerer, weit offener Falten (F_{x+2}) sind E–W orientiert. Westlich der Störung, in der Exenberg-, Radegund- und Waxenegg-Decke sind L_x und F_{x+1} hingegen SW–NE orientiert und es finden sich überschiebende als auch abschiebende Schersinnindikatoren (KRENN et al., 2008; SCHANTL & BRANDNER, 2013). Die jüngeren Faltenachsen (F_{x+2}) 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 (F_{x+2}) im gesamten Ostalpin östlich des Tauernfensters vorhanden ist. Sie wurde nach dem Metamorphose-Höhepunkt um 95 Ma (THÖNI, 2006) angelegt und die Achsen sind generell etwa E–W orientiert (WILLINGSHOFER & NEUBAUER, 2002; FROITZHEIM et al., 2008). Daher ist von einer Verstellung nach der Kreide auszugehen. Die ursprüngliche Orientierung von L_x war folglich zu beiden Seiten der Störung etwa N–S orientiert und ist wahrscheinlich westlich der Störung heute um etwa 45° im Uhrzeigersinn verdreht.

Die Streckungslineare (L_x) und Faltenachsen (F_{x+1}) aus dem Grazer Paläozoikum stimmen mit jenen in den direkt unterlagernden 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 (SCHANTL et al., 2015) und daher müssen auch die duktilen Strukturen in der Unterkreide entstanden sein. Das deckt sich auch mit den Angaben von FRITZ (1988), der für das Grazer Paläozoikum eine NW-gerichtete Deckenstapelung in der Unterkreide (ca. 120 Ma) postuliert. Der Metamorphose-Höhepunkt in den Einheiten des unterlagernden Koralpe-Wölz-Deckensystems erfolgte erst um 95 Ma (THÖNI, 2006) und erst danach können die bei der Exhumation der Decken entstandenen Strukturen entstanden sein.

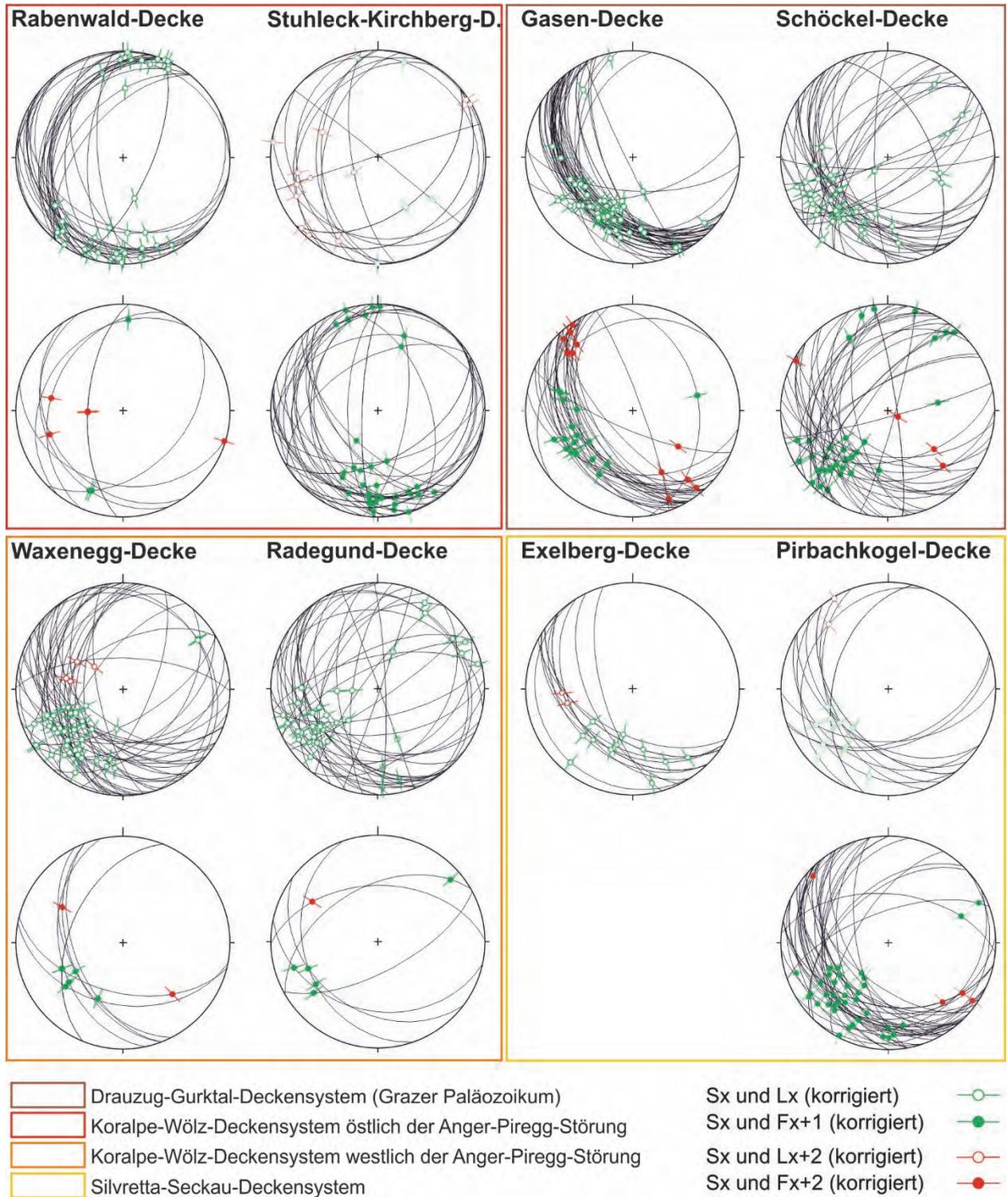


Abb. 11: Strukturdaten aus den Einheiten des Koralpe-Wölz-Deckensystems auf GK50 Blatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014). Die Richtungen der Streckungslineare (Lx) zeigen unterschiedliche Orientierung zu beiden Seiten der Anger-Piregg-Störung. Im Osten sind sie etwa N-S orientiert, während sie im Westen NW-SE orientiert sind. Erläuterung siehe Text.

5. Literatur

- BAUER, F.K. (1967): Gipslagerstätten im zentralalpinen Mesozoikum. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 70–90, Wien.
- BERKA, R. (2000): Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System. – Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Wien, 133 S., Wien.
- BERNHARD, F., FINGER, F., SCHITTER, F., BERKA, R. & SCHUSTER, R. (1998): Electron microprobe ages of monazite and xenotime from the austroalpine basement units of the Fischbacher Alpen, Styria, Austria. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **143**, 246–248, Wien.
- BRIX, F. & PASCHER, G. (1994): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 77 Eisenstadt. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Mürztalgebietes (Erläuterungen zu Blatt Mürzzuschlag 1:75.000). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sb. **4**, 94 S., Wien.
- DALLMEYER, R.D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of Thrusting within a Thick-Skinned Tectonic Wedge: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr Ages from the Austroalpine Nappe Complex of the Eastern Alps. – *Journal of Geology*, **106**, 71–86, Cambridge.
- DÉGI, J., TÖRÖK, K. & SCHUSTER, R. (2015): Distinction of Variscan, Permo-Triassic and Alpine events in andalusite-biotite-sillimanite schists from Sopron area, W-Hungary. – CETEG 2015, 13th Meeting of the Central European Tectonic Groups, Kadaň, Czech Republic, Abstract Volume, 12.
- DIENER, C. (1903): Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. – In: SUSS, E. (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs, 324–646, Wien–Leipzig.
- DRAGANITS, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenostrand. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**, 113–146, Wien.
- DUNKL, I. (1992): Final Episodes of the cooling history of Eastern Termination of the Alps. – ALCAPA-Field Guide, 137–139, Graz.
- ESTERLUS, M. (1983): Kurzer Überblick über die Pegmatite im Angerkristallin der Oststeiermark. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **3**, 31–34, Wien.
- ESTERLUS, M. (1986): Kristallisationsgeschichte und Strukturprägung im Kristallin E des Grazer Paläozoikums. – Dissertation Univ. Wien, 187 S., Wien.
- FAUPL, P. (1970a): Zur Geologie des NW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Trattenbach (NÖ.) und Fröschnitz (Stmk.) – Österreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **19**, 27–70, Wien.
- FAUPL, P. (1970b): Zur Geologie und Petrographie des südlichen Wechselgebietes. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 22–51, 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. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZEL, H. & NEUBAUER, F. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 134 Passail. – Geol. B.-A., Wien.
- FLÜGEL, H.W., NOWOTNY, A. & GROSS, M. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 164 Graz. – Geol. B.-A., Wien.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien.
- FRITZ, H. (1988): Kinematics and geochronology of Early Cretaceous thrusting in the northwestern Paleozoic of Graz (eastern Alps). – *Geodinamica Acta*, **2**, 53–62, Paris.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe. Volume **2**: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, Geol. Soc. London, London.
- FUCHS, G. & SCHNABEL, W. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 106 Aspang-Markt. – Geol. B.-A., Wien.
- GAAL, G. (1966): Geologie des Roßkogelgebietes W Mürzzuschlag (Steiermark). – Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs, **16** (1965), 105–148, Wien.
- GÄDIES, 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. – *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford.

- 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, Oxford.
- 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.
- GMEINDL, M. (1999): Sprödetektonische Strukturanalyse der Talhofstörung (Semmeringgebiet). – Unveröff. Diplomarbeit, 143 S., Wien.
- HANDLER, R. (1994): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr mineral dating within a complex polymetamorphic terrain: the northeastern Alps, Austria. – Unveröff. Dissertation Karl-Franzens-Universität Graz, 143 S, Graz.
- HANDLER, R., DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F. (1997): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from Upper Austroalpine units in the Eastern Alps, Austria: Evidence for Cadomian and contrasting Variscan sources. – *Geologische Rundschau*, **86**, 69–80, Berlin.
- HARRISON, T. & MCDUGALL, I. (1980): Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. – Thermal, chronological and isotopic constraints. – *Geochimica et cosmochimica acta*, **44/12**, 1985–2003, New York.
- HARRISON, T., CÉLÉRIER, J., AIKMAN, A., HERMANN, J. & HEIZLER, M. (2009): Diffusion of ^{40}Ar in muscovite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73/4**, 1039–1051, New York.
- HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., MANDL, G.W., MATURA, A., NEUBAUER, F.R., RIEDMÜLLER, G. & TOLLMANN, A. (1992): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 105 Neunkirchen. – Geol. B.-A., Wien.
- HERRMANN, P., PASCHER, G. & PISTOTNIK, J. (1993): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 78 Rust. – Geol. B.-A., Wien.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotektonische Bedeutung von Scherzonen (Leukophylliten) am Alpenostrand. – Unveröff. Dissertation, Institut für Geowissenschaften Montanuniversität Leoben, 136 S, Leoben.
- HUSKA, G. (1968): Die Geologie der Umgebung von Waldbach (Das Problem des südlichen Wechselfensters). – Unveröff. Dissertation, Univ. Wien, 111 S., Wien.
- ILICKOVIC, T. (2014): Strukturgeologische Datenauswertung Blatt 135 Birkfeld. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A. Wien, 6 S., Wien. (Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 18108-RA/135/2014)
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **5**, 368–481, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der Geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., 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.
- KRONDORFER, M., SCHUSTER, R., ILICKOVIC, T., IGLSEDER, C., LEITER, C., SCHOBER, A., BICHLER, M. & WIMMER-FREY, I. (2016): Exkursion 2 (23.09.2015): Waldstandorte und Ostalpine Einheiten im Bereich östlich der Anger-Piregg-Störung. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 232–240, Wien.
- LELKES-FELVÁRI, G. & SASSI, F.P. (1984): Pre-alpine and alpine developments of the austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **39**, 593–612, Milano.
- MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & ROCKENSCHAUB, M. (2001): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 104 Mürzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- MATURA, A. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Troiseckkristallin und in den nördlich anschließenden Einheiten auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/3**, 320–322, Wien.
- MATURA, A. (1998): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex, im Waldbachkristallin und im zentralalpinen Permomesozoikum auf Blatt 135 Birkfeld. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **141/3**, 337–339, Wien.
- MATURA, A. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex und im Strallegg-Komplex auf Blatt 135 Birkfeld. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/3**, 296–298, Wien.
- MATURA, A. (2006): Kristallin-Einheiten der Zentralalpen. – In: WESSELY, G.: *Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich*, 173–181, Wien.
- MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geol. B.-A., Wien.
- MOHR, H. (1910): Zur Tektonik und Stratigraphie der Grauwackenzone zwischen Schneeberg und Wechsel (N.-Oe.). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **3**, 104–213, Wien.

- MOHR, H. (1912): Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostsporns der Zentralalpen. – Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturw. Kl., **88**, 633–652, Wien.
- 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, El Paso.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 117–134, Wien.
- NOWOTNY, A. & SCHUSTER, R. (2011): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 135 Birkfeld und 165 Weiz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **151**/1–2, 131–133, Wien.
- PAVLIK, W. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 Blatt 136 Hartberg: Stand 1999, Ausgabe 2008/05. – Geol. B.-A., Wien.
- PAVLIK, W. (2009): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 Blatt 133 Leoben: Stand 1999, Ausgabe 2009/03. – Geol. B.-A., Wien.
- PEINDL, P. (1990): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des südöstlichen Raabalpenkristallins (Steiermark). – Unveröff. Diss. Karl-Franzens-Universität Graz, 252 S., Graz.
- PISTOTNIK, J. (1980): Der Troiseck-Floning-Zug. – In: OBERHAUSER, R. (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 403–404, Wien.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., EL DALOK, A., SEIFERT-FALKNER, C., THÖNI, M. & FRANK, W. (1999): Origin and evolution of gabbroic intrusions within the Grobgnais-Unit, Lower Austroalpine Unit (Eastern Alps). – *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft*, Beiheft zum *European Journal of Mineralogy*, **11**, 185, Stuttgart.
- REINDL, H. (1989): Das östliche Raabalpenkristallin. – Unveröff. Dissertation Karl-Franzens-Universität Graz, 235 S., Graz.
- RÖGGLA, M. (2007): Petrographie und Petrologie des Anger Kristallins, Steiermark. – Unveröff. Diplomarbeit Karl-Franzens-Universität Graz, 168 S., 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, 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.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. – In: PEINDL, P., NEUBAUER, F., MOYSCHWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E.: *Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins*. – Excursion guide TSK III Exkursion „Raabalpen- und Wechselkristallin“ 24. April 1990, Geol. Inst. Univ. Graz, 22–25, Graz.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**/1, 93–117, Basel.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, 127 S., Wien.
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001b): Lithologien, Metamorphosengeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 – Neuberg a. d. Müritz, 29–56, Wien.
- SCHUSTER, R. (2016): Geografischer und geologischer Überblick über die Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 4–9, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **42**, 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001a): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitteilungen der Geologie und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 111–141, Wien.
- SCHUSTER, R., RÖGGLA, M. & HAUZENBERGER, C. (2006): The „Angerkristallin“ and its relation to the Graz Paleozoic (Styria, Austria). – *Abstract Vol. PANGEO Austria 2006 Innsbruck*, 320–321, Innsbruck.
- 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. – *Journal of Alpine Geology*, Abstract PANGEO 2010 Leoben, **52**, 228, Wien.

- SCHUSTER, R., SCHANTL, P., ILICKOVIC, T., MOSHAMMER, B., KRENN, K., PUHR, B., BRANDNER, K., PROYER, A., RICHOSZ, 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.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J., RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIC, T. (2016): Neogene Sedimente und Landschaftsentwicklung im Umfeld der Kartenblätter GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 127–143, Wien.
- SCHWINNER, R. (1935): Zur Geologie von Birkfeld. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **72**, 67–100, Graz.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Geognostisch-montanistischer Verein für Steiermark, Graz.
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – Mineralogy and Petrology, **88**, 123–148, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 4–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964): Das Permoskyth in den Ostalpen sowie Alter und Stellung des „Haselgebirges“. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1964**, 270–299, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.
- TÖRÖK, K. (1999): Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schists from the Sopron Mountains, Eastern Alps, Western Hungary. – Acta Geologica Hungarica, **42**, 127–160, Budapest.
- TOULA, F. (1877): Petrefaktenkunde im Wechsel-Semmering-Gebiete. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1877**, 195–197, Wien.
- 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, Journal of Conference Abstracts, **6/1**, 278, Graz.
- VACEK, M. (1892): Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. – Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, **1892**, 367–377, Wien.
- WIESENER, H. (1932): Studien über die Metamorphose im Altkristallin des Alpen-Ostrandes. – Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie: Abteilung B: Mineralogische und petrographische Mitteilungen: N.F. **42**, 136–181, Leipzig.
- WIESENER, H. (1961): Die Korund-Spinellfelse der Oststeiermark als Restite einer Anatexis. – Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Mitteilungsblatt, **1961/1**, 1–30, Graz
- WIESENER, H. (1962): Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geologische Rundschau, **52**, 238–246, Stuttgart.
- WIESENER, H. (1965): Wien–Semmering–Birkfeld. – Fortschritte der Mineralogie, **42/1**, 148–154, Stuttgart.
- WIESENER, H. (1967): Über die Genesis chloritoidführender Gesteine der Oststeiermark. – Abteilung für Mineralogie am Landesmuseum Joanneum, Mitteilungsblatt, **1967/1–2**, 124–128, Graz.
- WIESENER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose im Ostabschnitt der Österreichischen Zentralalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 344–357, Wien.
- WIESENER, H. (1981): 135 Birkfeld – Geologische Manuskriptkarte 1:50.000. – 1 Bl., Wien. (Geol. B.-A., Wiss. Archiv Nr. A 05371-ÖK50/135-1)
- WILLINGSHOFER, E. & NEUBAUER, F. (2002): Structural evolution of an antiformal window: the Scheiblingkirchen Window (Eastern Alps, Austria). – Journal of Structural Geology, **24**, 1603–1618, Oxford.