

## Exkursion 2 (23.09.2015) Waldstandorte und ostalpine Einheiten im Bereich östlich der Anger-Piregg-Störung

MARTIN KRONDORFER<sup>1</sup>, RALF SCHUSTER<sup>2</sup>, TANJA ILICKOVIC<sup>2</sup>, CHRISTOPH IGLSEDER<sup>2</sup>,  
CHRISTIAN LEITER<sup>3</sup>, ANDREA SCHOBER<sup>2</sup>, MATHIAS BICHLER<sup>2</sup> & INGEBORG WIMMER-FREY<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Forstliche Ausbildungsstätte Pichl, Rittisstraße 1, 8662 Mitterdorf im Mürtztal, Österreich.  
Martin.Krondorfer@LK-STMK.AT

<sup>2</sup> Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. ralf.schuster@geologie.ac.at;  
tanja.ilickovic@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; andrea.schober@geologie.ac.at;  
mathias.bichler@geologie.ac.at; ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

<sup>3</sup> Imerys Talc Austria GmbH, Andritzer Reichsstraße 26, 8045 Graz, Österreich.  
christian.leiter@imerys.com

### Exkursionsroute und Thema der Exkursion

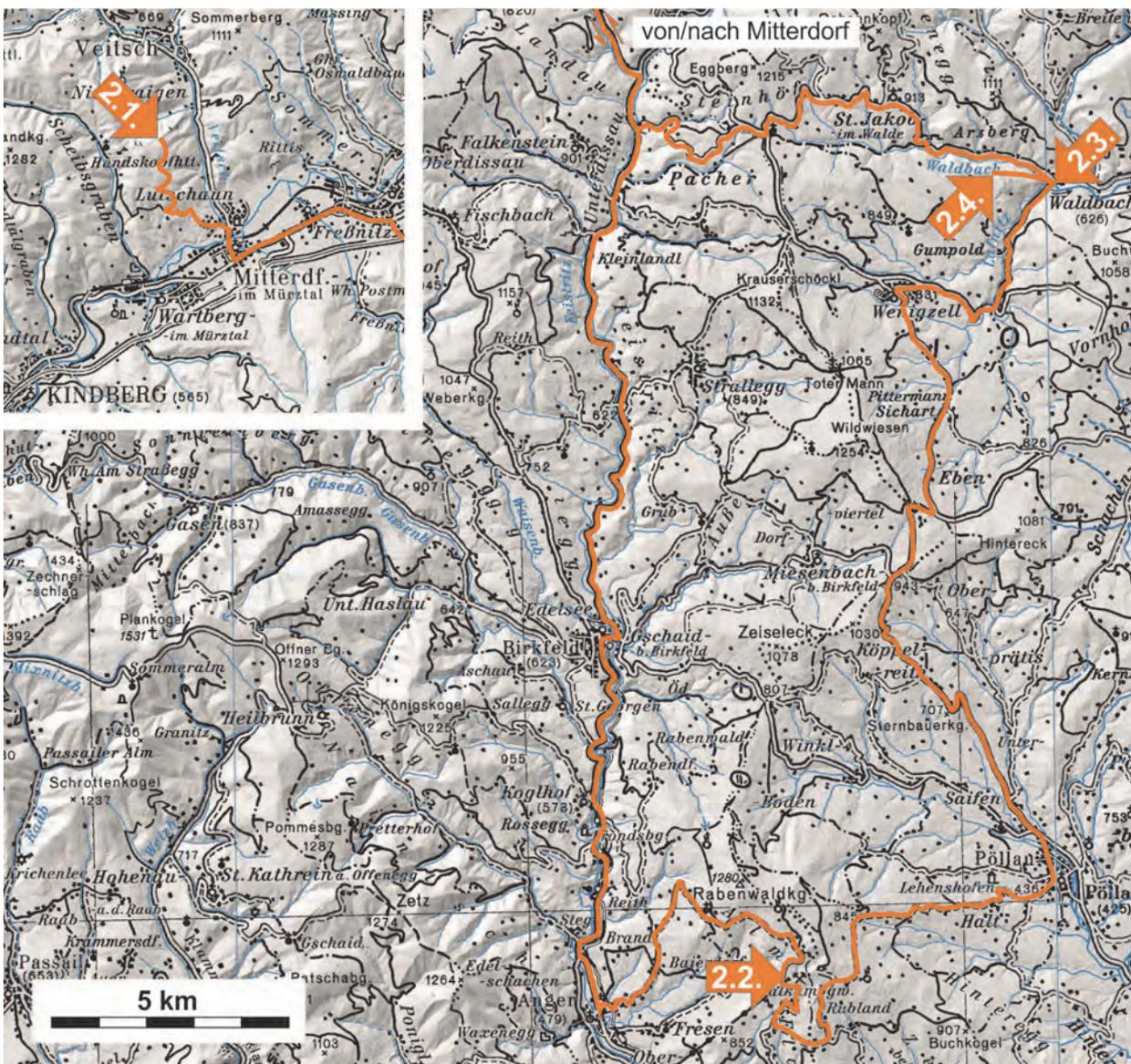


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Bereich von ÖK50 Blatt 103 Kindberg (Stopp 2.1) und Blatt 135 Birkfeld.

Vorgestellt werden Einheiten des Ostalpinen Kristallins, welche nach der Nomenklatur von TOLLMANN (1977) allesamt dem Unterostalpin zugerechnet werden. In der hier verwendeten Unterteilung nach SCHMID et al. (2004) gehören sie bis auf einen kleinen Anteil zum Oberostalpin. Eine detaillierte Beschreibung der Einheiten und eine Begründung für die Neuinterpretation der tektonischen Gliederung findet sich auch in SCHUSTER & NOWOTNY (2016). Dort sind auch eine Karte und ein schematisiertes Profil vorhanden, welche die Orientierung im Deckenstapel erleichtern sollen.

Von liegend nach hangend werden während der Exkursion (Abb. 1) folgende tektonische und lithostratigrafische Einheiten besucht: Triassische Metasedimente der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke des Semmering-Wechsel-Deckensystems bilden den Untergrund beim Stopp 2.1, Waldstandort 2. Die tiefste oberostalpine Decke ist die Vorau-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems, welche aus dem Waldbach-Komplex und primär überlagernden permotriassischen Metasedimenten aufgebaut ist. Der Waldbach-Komplex und dessen interne Deformation werden bei Stopp 2.3 behandelt, die überlagernden Metasedimente in Form des Alpinen Verrucano und des Semmeringquarzites sind Thema bei Stopp 2.4. Im Semmeringquarzit ging über viele Jahrhunderte ein Bergbau zur Gewinnung von Mühlsteinen um, dessen Hinterlassenschaften noch deutlich zu erkennen sind. Hangend folgt die Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems, die aus dem Teufelstein-Komplex besteht. Letzterer baut sich größtenteils aus phyllonitischen Glimmerschiefern („Hüllschiefer“) und aus einem porphyrischen Granitgneis mit permischem Eduktalter, dem Pretul Orthogenis („Grobgneis“), auf. Der Granitgneis bildet auch das Substrat beim Waldstandort 1 von Stopp 2.1. Das höchste tektonische Element ist die Rabenwald-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems, welche sich aus dem Strallegg-Komplex aufbaut. Im Strallegg-Komplex befindet sich auch der Leukophyllitabbau im Steinbruch Rabenwald, der bei Stopp 2.2 besucht wird.

## Exkursionspunkte

### **Stopp 2.1: Waldstandorte auf unterschiedlichem Substrat (M. KRONDORFER)**

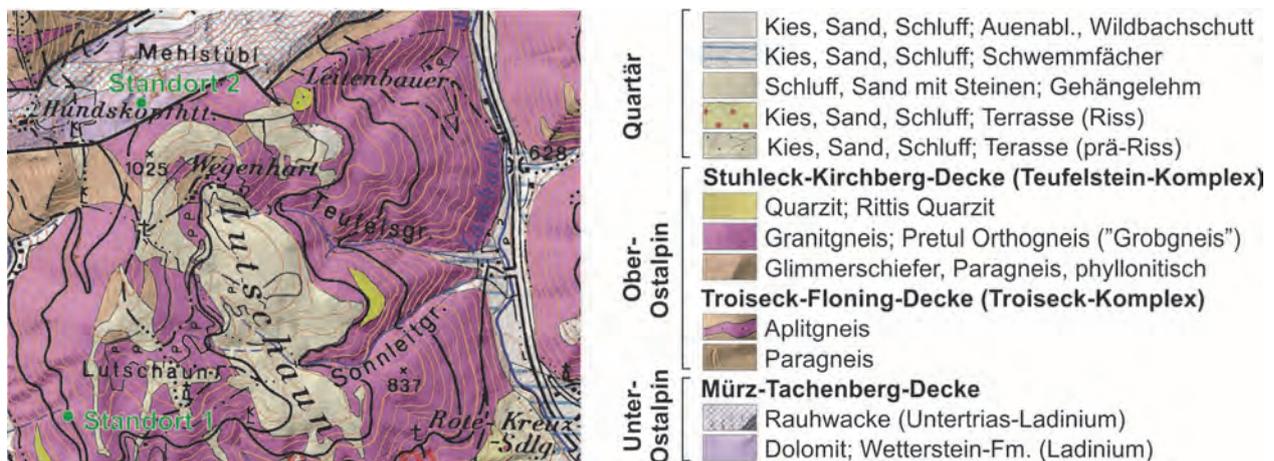


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Manuskriptkarte zu GK50 Blatt 103 Kindberg mit den darin eingezeichneten Waldstandorten 1 – auf permischem, porphyrischem Granitgneis – und 2 auf triassischen Karbonatgesteinen.

Bei Stopp 2.1 am Berggrücken nördlich von Mitterdorf werden zwei Waldstandorte (Abb. 3, 4) vorgestellt, die räumlich eng beisammen liegen, sich aber bedingt durch die verschiedenen im Untergrund befindlichen Gesteine voneinander unterscheiden (Abb. 2). Der Berggrücken wird von der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems aufgebaut, welche hier fast ausschließlich aus dem vom Pretul Orthogneis („Grobgneis“) besteht. Der Orthogneis wurde im Zuge des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide aus einem im Perm intrudierten porphyrischen Granit gebildet. Nur untergeordnet finden sich Reste eines „Alten Daches“, welches als phyllonitische Glimmerschiefer vorliegt. Gegen Norden folgt eine nur wenige

hundert Meter breite Störungszone, in der Schuppen der unterostalpinen Mürz-Tachenberg-Decke vorhanden sind. Die Schuppen bestehen überwiegend aus stark tektonisierten, unter- und mitteltriassischen Karbonatgesteinen in Form von Marmoren und (tektonischen) Rauwacken.

Die permischen Orthogneise und triassischen Karbonate unterscheiden sich deutlich hinsichtlich Chemismus und Verwitterungsverhalten. Dementsprechend kommt es darüber zu verschiedenen Bodenbildungen, was unterschiedliche Waldstandorte nach sich zieht. Die Lage der Standorte 1 und 2 ist in Abbildung 2 eingezeichnet.

**Standort 1: Bodentyp Podsol auf porphyrischem Granitgneis (Pretul Orthogneis bzw. „Grobgneis“), Stuhleck-Kirchberg-Decke (Oberostalpin)**

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, KG Lutschaun (WGS84 47°32'45"N / 15°28'51" E, Sh. 874 m).

Haltemöglichkeiten: Zufahrt nur nach Rücksprache mit der Forstverwaltung.



**Standort 1**

	Säure-Extrakt (g/kg)								austauschbare Kationen (mmol/kg)							
	pH-Wert	C/N	P	K	Ca	Mg	Fe	S	K	Ca	Mg	Mn	Al	Fe	KAK	BS%
Humus	2,7	32	0,68	0,48	1,4	1,1	4	1,98	10,84	58	76,6	1,16	54,58	13,9	343	41
0 - 5 cm	2,8	23	0,33	1,3	0,1	0,7	6,3	0,56	2,24	2,5	4,8	0,06	90,18	4,13	145	7
5 - 10 cm	3,1	27	0,23	1,64	0,1	0,9	10,1	0,22	1,04	1,7	2	0,02	104	5,02	135	4
10 - 20 cm	3,3	29	0,24	1,64	kl. 0,1	0,9	15	0,21	1,06	1,2	1,4	0,01	144,6	9,4	176	3
20 - 40 cm	3,9		0,16	1,76	0,1	0,8	16,2	0,13	0,49	0,6	0,5	0,01	103,6	3,07	117	2
40 cm +	4,4		0,18	2,27	kl. 0,1	1,3	19,4	0,19	0,28	0,5	0,2	0,01	26,28	1,33	31	5

Abb. 3: Daten zum Bodentyp Podsol über Granitgneis (Pretul-Orthogneis bzw. „Grobgneis“).

**Diskussionsthemen:** Standortsgeschichte, Degradation, Melioration, Wasser- und Nährstoffmanagement, Bewirtschaftung, Biodiversität, Ausblick.

**Standort 2: Bodentyp Kalkbraunlehm auf mesozoischen Karbonatgesteinen der Mürz-Tachenberg-Decke (Unterostalpin)**

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Mehlstübl (WGS84 47°33'24"N / 015°29'06" E, Sh. 1.000 m)

Haltemöglichkeiten: Zufahrt nur nach Rücksprache mit der Forstverwaltung.

Moder (3 cm)	1 cm L 1,5 cm F 0,5 cm H
A	20 cm
A/Bv	20 cm
Bv	20 cm
Bv/C	↓



**Krautige Schicht (Standortsanzeiger)**  
**(42 verschiedene Bodenpflanzen)**  
Waldmeister 3  
Nickendes Perlgras 2  
Buntes Reitgras 1  
Bingelkraut 1  
Nesselbl. Glockenblume 1  
Weiße Segge 1  
Walderdbeere, Zypressenwolfsmilch, Hain-Rispengras, Bergweidenröschen, Pestwurz sp., Brombeere, Schattenblümchen, Sauerklee, Sanikel, Hohe Schlüsselblume ...

**Baumbestand:**  
Baumholz: 4 Fichte, 4 Rotbuche, 2 Weißtanne, vereinzelt Lärche und Weißkiefer  
Alter: 110 - 170 a  
Bestockungsgrad: 1,13  
Ertragsklasse: Fichte 8, Rotbuche 6, Weißtanne 8  
Vorrat: 740 vfm/ha  
Natürliche Waldgesellschaft: Fichten-Tannen-Rotbuchen-Wald

**Allgemeine Standortdaten:**  
Exposition: Mulde, Verebnung, Kuppe  
Bestandesgröße: 2,28 ha  
Durchschn. Geländeneigung: 20%

**Standort 2**

	pH-Wert	C/N	Säure-Extrakt (g/kg)							austauschbare Kationen (mmol/kg)						
			P	K	Ca	Mg	Fe	S	K	Ca	Mg	Mn	Al	Fe	KAK	BS%
Humus	5,9	25	0,9	2,2	28,1	9,6	5,8	1,61	21,8	723	201	3,12			949	100
0 - 5 cm	7	16	0,88	5,1	70,3	39,7	22,3	1,01	2,8	581	163	0,26			747	100
5 - 10 cm	7,2	16	0,95	5,4	90,4	48	19,6	1	1,7	565	140	0,11			707	100
10 - 20 cm	7,3	15	0,96	5	87	52,4	20,3	0,94	1,2	492	111	0,04			605	100
20 - 40 cm	7,4	14	0,75	4,9	111,3	68,2	21,7	0,51	0,9	308	74,8	0,02			384	100
40 cm +	7,5		0,55	4,2	178,4	91,8	17,7	0,31	0,8	165	40,9	0,02			207	100

Abb. 4: Daten zum Bodentyp Kalkbraunlehm über mesozoischen Karbonatgesteinen.

Diskussionsthemen: Standortsgeschichte, Degradation, Melioration, Wasser- und Nährstoffmanagement, Bewirtschaftung, Biodiversität, Ausblick.

**Stopp 2.2: Rabenwald-Decke / Strallegg-Komplex (C. LEITER & R. SCHUSTER)**

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Steinbruch Rabenwald (nur nach Anfrage zugänglich) (WGS84 47°15'55"N / 015°45'23" E, Sh. 1.020 m).

Haltemöglichkeiten: Am Steinbruchgelände.

Im Steinbruch Rabenwald (Abb. 5A) wird von der Firma Imerys Talc Austria GmbH Leukophyllit, ein Gemisch aus Hellglimmer, Talk und Mg-Chlorit abgebaut. Informationen zur Lagerstätte werden von Herrn Betriebsleiter CHRISTIAN LEITER beim Besuch des Betriebes und auch in einem Vortrag gegeben.

Im Bereich des Steinbruchs ist eine bunte Abfolge durch den Strallegg-Komplex, welche Paragneise, Hornblendegneise, Granitgneise, Albitblastenschiefer, Quarzite (Kornstein) (Abb. 5B), Talkschiefer und Magnesite beinhaltet, vorhanden. Die Gesteine fallen nach WNW ein und zeigen ein WSW fallendes Streckungslinear ( $L_x$ ). Weiters sind lokale Verfaltungen um E- bzw. SSW-fallende Achsen ( $F_{x+1}$ ) vorhanden.

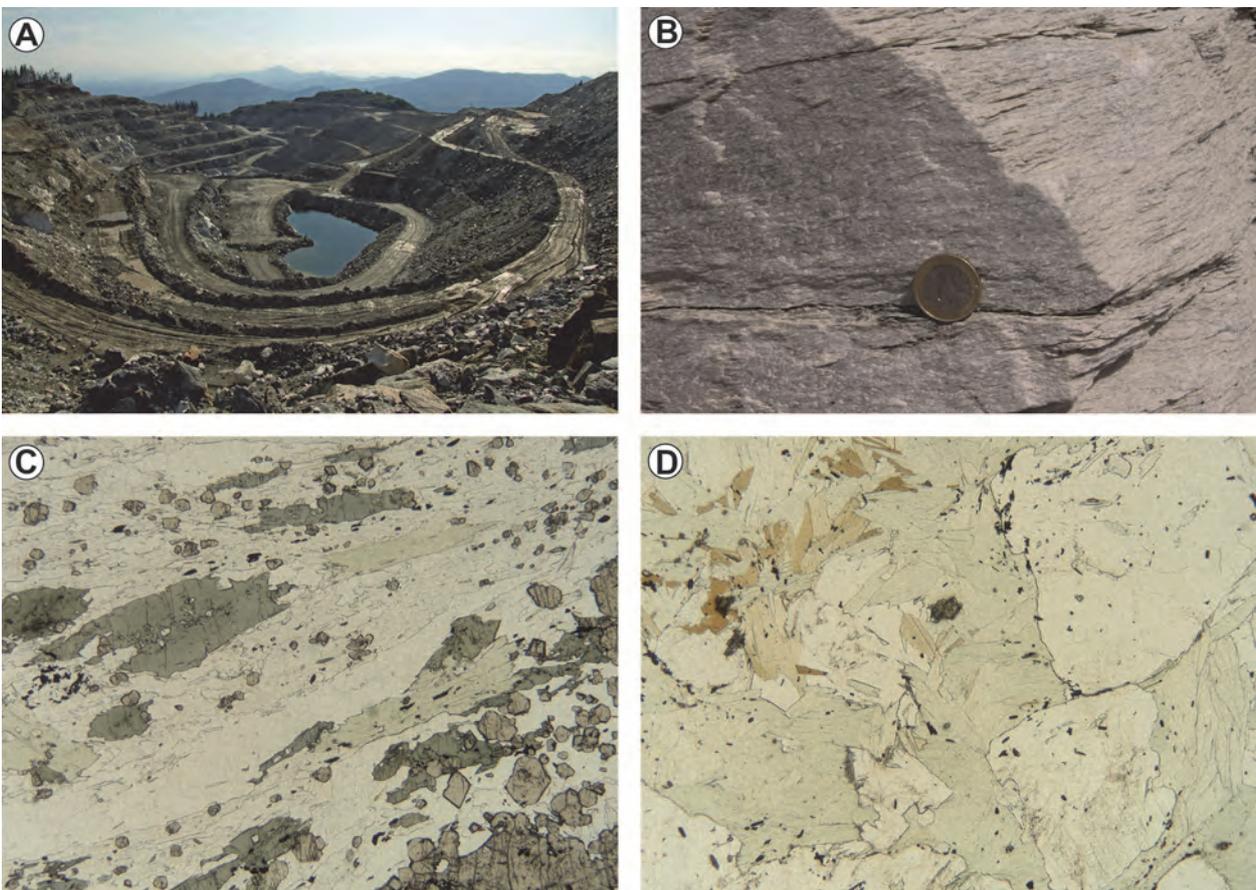


Abb. 5: **A)** Ansicht vom südlichen Teil des Steinbruchs Rabenwald im April 2014. **B)** Hellglimmer und Mg-Chlorit führender Quarzit (Kornstein) mit ausgeprägter Schieferung. **C)** Dünnschliff eines Hornblendegneises mit Granat (grau, rechts unten), Amphibol (grün) und Mg-reichem Chlorit (blassgrün) in einer feinkörnigen geschiefert Matrix aus Feldspat und Quarz (Bildbreite: 7,5 mm). **D)** Dünnschliffbild eines Chloritschiefers mit Albitporphyroblasten. Der Großteil des Gesteins besteht aus Mg-reichem Chlorit (blassgrün) und bis zu 5 mm großen Albitblasten (farblos). Untergeordnet ist Biotit (braun) zu erkennen. Bei den kleinen, dunklen Mineralen handelt es sich um opakes Erz, aber auch reichlich Monazit und/oder Xenotim (Bildbreite: 7,5 mm).

Die Paragneise sind straff geschiefert, feinkörnig und biotitreich. Hornblendegneise zeigen einen makroskopischen Mineralbestand aus Hornblende und Granat in einer feldspatreichen Matrix (Abb. 5C). Vergesellschaftet sind sie mit Biotit-Chloritschiefen, welche auch etwas Talk und Aktinolith führen. Einige Meter mächtige konkordante Chloritschiefer mit Albitblasten können als Scherzonen interpretiert werden, in welchen es einen bedeutenden Stoffumsatz mit einer Mg-Anreicherung gab. Im Dünnschliff zeigt der Chlorit graue anormale Interferenzfarben,

die ihn als Mg-reich ausweisen (Abb. 5D). Die Quarzite zeigen durch unterschiedliche Verteilung der Hauptminerale Übergänge in weißen Schiefer. Die Gesteine bestehen aus Quarz, Hellglimmer und Mg-reichem Chlorit (Abb. 5B). Weiters ist Kyanit und Turmalin vorhanden. Lagen aus weißem Talkschiefer erreichen bis zu ca. 10 m Mächtigkeit. Manchmal sind darin Reste von Magnesitkörpern enthalten.

Die Leukophyllite entstanden in Scherzonen, vornehmlich aus Graniten, wobei es unter intensiver Fluidzufuhr zu einer völligen Neukristallisation und chemischen Veränderung der Gesteine kam. Generell ist eine Mg-Anreicherung zu verzeichnen, die zur Bildung von Talk und Mg-Chlorit führte (PROCHASKA et al., 1992). Die Scherzonen entstanden während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide. Ar-Ar Hellglimmeralter ergaben 71–85 Ma (HUBER, 1994), Rb-Sr Biotitalter aus den Nebengesteine liegen um 65 Ma.

**Stopp 2.3: Vorau-Decke / Waldbach-Komplex** (T. ILICKOVIC, R. SCHUSTER & C. IGLSEDER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Waldbach bei der südlichen Ortseinfahrt (WGS84 47°26'57"N / 015°50'06" E, Sh. 530 m).

Haltemöglichkeiten: Parkplatz westlich der Ortseinfahrt.

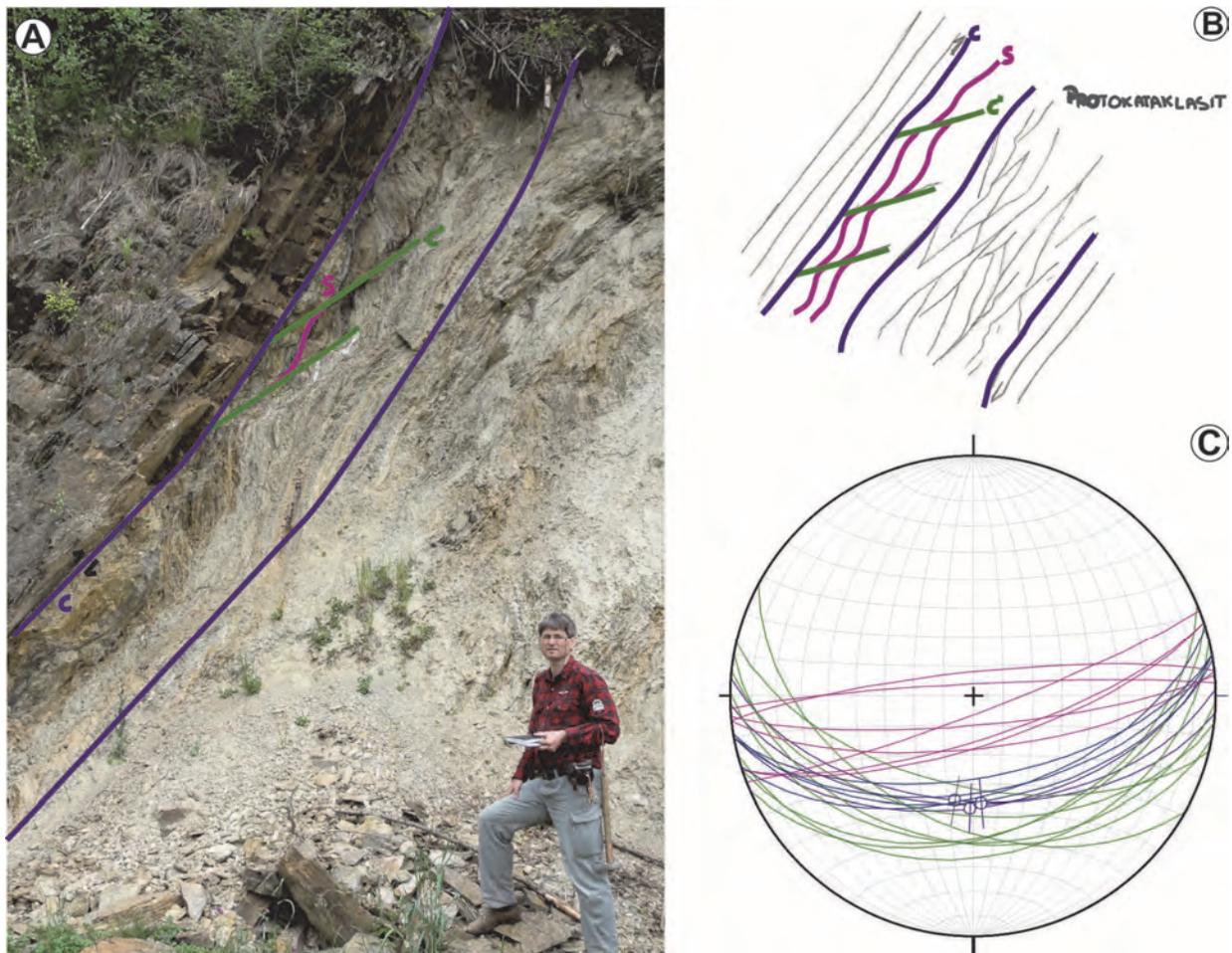


Abb. 6: Nordgerichtete Scherzone innerhalb des Waldbach-Komplexes bei der Ortsausfahrt von Waldbach Richtung Wenigzell. **A)** Gut sichtbare SC-Scherzone mit kompetenteren Paragneisen im Hangenden und protokataklastischem, phyllonitischem Glimmerschiefer im Liegenden. **B** und **C)** Darstellung der wesentlichen planaren Strukturelemente in einer Skizze und im Schmidtschen Netz.

Der Aufschluss bildet den Ausläufer des Rückens, der vom Steinberg (917 m) Richtung Waldbach führt. (Abb. 6A). Zu sehen ist eine prominente, gut sichtbare Überschiebungszone innerhalb des Waldbach-Komplexes, der hier aus kompetenteren Paragneisen und phyllonitischen Glimmerschiefern besteht. Die Störung fällt ebenso wie die Hauptschieferung mittelsteil gegen Süden. Im direkten Kontakt von den kompetenten Paragneisen im Hangenden zu den inkompetenten phyllonitischen Glimmerschiefern bildet sich eine gut sichtbare SC` Scherzone aus. Dabei fallen die präexistente S-Schieferungsflächen mittelsteil bis steil gegen Süden, wohingegen die penetrativen C` Flächen ein typisches mittelflaches Einfallen gegen Süden aufweisen (Abb. 6B, 6C). Aufgrund der Ausrichtung der SC` Scherzone ist eindeutig eine nordgerichtete Überschiebung gegeben. Die im Liegenden auftretenden phyllonitischen Glimmerschiefer sind als protokataklastische, in Deformationsrichtung ausgerichtete Scherlinge zu bezeichnen.

**Stopp 2.4: Vorau-Decke / Alpiner Verrucano, Semmeringquarzit** (A. SCHOBER, M. BICHLER, R. SCHUSTER, I. WIMMER-FREY & T. ILICKOVIC)

Lokalität: ÖK50 Blatt 135 Birkfeld, Ehemalige Mühlsteinabbau am Steinberg (WGS84 47°27'08"N / 015°48'50" E, Sh. 790 m).

Zufahrt: Vom letzten Haltepunkt führt eine anfangs asphaltierte, dann geschotterte Straße hangaufwärts. Halte und Umkehrmöglichkeit: In der ersten Linkskehre, von wo auch der Forstweg zum Mühlsteinabbau abzweigt.

Direkt in der Kehre und entlang des Forstweges finden sich Stücke von grünlichen Phylliten, welche zum Alpenen Verrucano (Perm) gehören. Die Phyllite sind ebenflächig geschiefert, feinkörnig und bestehen vornehmlich aus Hellglimmer, Chlorit, Quarz und Albit.

Nach etwa 650 m zweigt ein Fußweg vom Forstweg ab. Diesem folgt man und nach wenigen Metern befindet man sich im alten Bergbauegebiet. Die südliche Begrenzung bildet eine natürliche Wandstufe (Abb. 7A). Diese besteht aus Semmeringquarzit und ist etwas mehr als 10 m hoch. Der Quarzit ist dickbankig mit Bankmächtigkeiten von einigen Dezimetern bis zu 2 m. Die Gesteine fallen mit ca. 20° gegen SW bis W, wobei sie leicht wellig verfault sind (Abb. 8A). Die Faltenachsen liegen parallel zu einem Streckungslinear ( $L_x$ ), das einigermaßen streuend gegen WSW einfällt. Auf manchen Schieferungs- bzw. Bankungsflächen ist ein jüngerer, gegen ESE fallendes Streckungslinear ( $L_{x+2}$ ) zu erkennen. Mit Bezug auf WILLINGSHOFER & NEUBAUER (2002) steht das ältere Streckungslinear ( $L_x$ ) wahrscheinlich mit der NE gerichteten Deckenstapelung in der Oberkreide in Zusammenhang. Das jüngere Streckungslinear entwickelte sich während einer späteren N–S Einengung, die auch zur N-gerichteten Aufschiebung in Stopp 2.3 geführt hat. Die Gesteine brechen nach der Schieferung bzw. Bankung und nach der Klüftung, welche zwei markante Richtungen aufweist. Die eine Klüftschar fällt steil nach Osten, die andere gegen NNE bzw. untergeordnet gegen SSW (Abb. 8B). Dadurch bedingt kippen große Quarzitblöcke aus der Wand und erzeugen grobblockigen Hangschutt sowie sekundäre Hohlräume.

An der Basis der Felswand sind mehrere Stollen eines mehrere Jahrhunderte alten Mühlsteinabbaus noch gut erhalten und begehbar. Sie sind im Höhlenkataster als Steinbergerhöhle I-VI (Katasternummern 2851/1-6) verzeichnet. Der längste Stollen misst 512 m und wurde von BAUMGARTNER & FINK (1981) ausführlich morphologisch beschrieben. Sie beschrieben diese Hohlräume als an Schichten bzw. Klüfte gebundene natürliche Höhlen, die stellenweise künstlich erweitert wurden. Bei einer Befahrung im Zuge einer Vorexkursion konnte das nicht bestätigt werden. Tatsächlich wurden einige (sub-)vertikale Zerrspalten identifiziert, der Großteil aller befahrenen Hohlräume weist allerdings deutliche Spuren anthropogener Erweiterung auf. Natürliche Raumerweiterungsprozesse beschränken sich, abgesehen von wenigen eingangsnahen Zerrspalten, auf sekundären Versturz infolge des Bergbaus, daher wird die Bezeichnung „Stollen“ gegenüber der „Höhle“ bevorzugt.

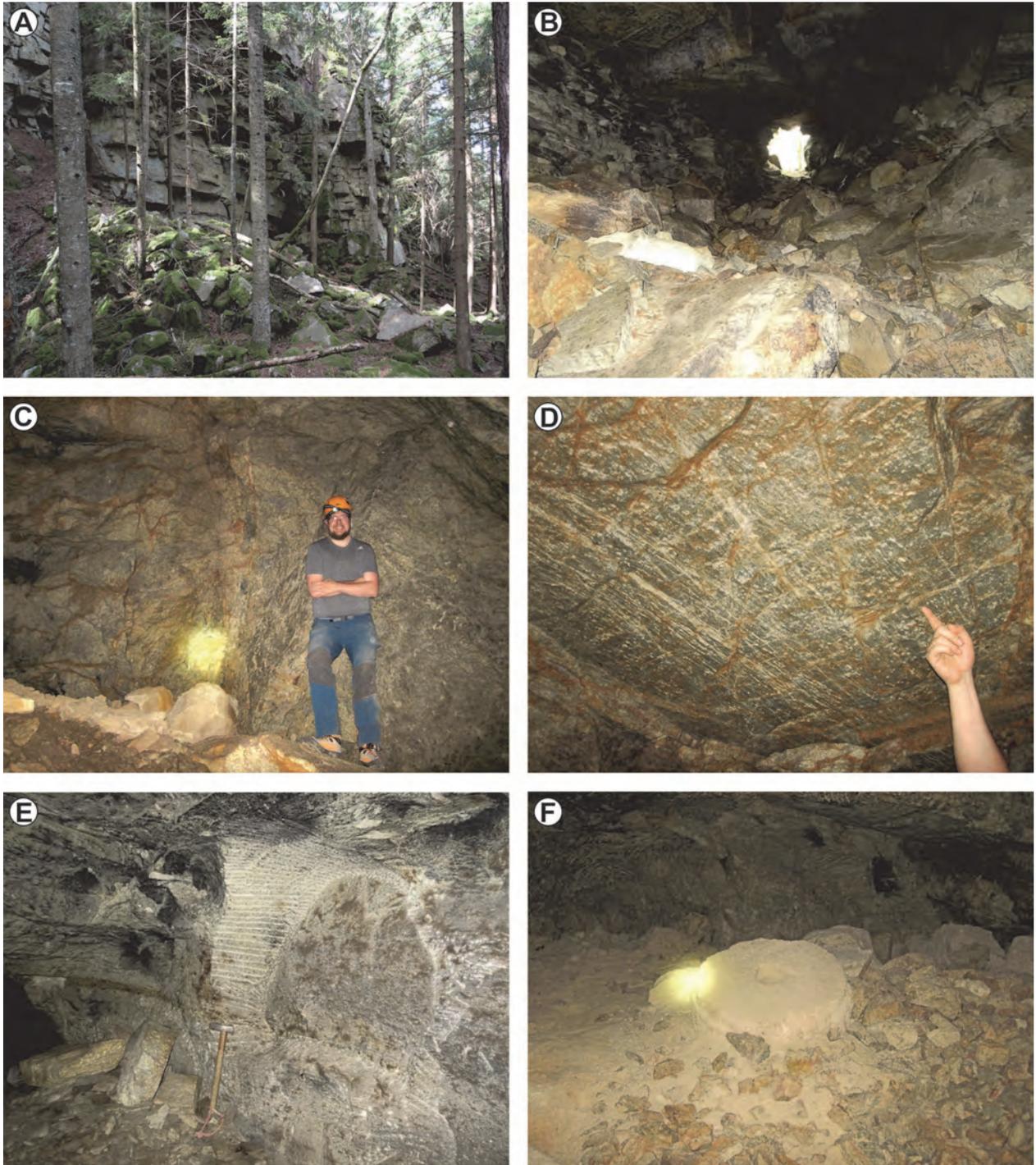


Abb. 7: Bilder vom Mühlsteinabbau auf dem Steinberg bei Waldbach. **A)** Wandstufe aus Semmeringquarzit (Höhe ca. 10 m). Die Schieferungs- bzw. Bankungsflächen fallen mit ca. 20° gegen SW bis W ein. **B)** Blick aus einem Stollen gegen das Mundloch. Man sieht deutlich die Verbreiterung des Stollens gegen das Berginnere. Die Firste wird von Schieferungsflächen gebildet. **C)** Ein Kataklasit in der Steinbergerhöhle II trennt das intakte Gestein (rechts im Bild, NW) vom stark vergrusten Quarzit (linke Bildhälfte, SE). **D)** Schieferungsparallele Firste mit deutlichen Spuren der anthropogenen Hohlraumerweiterung (Kratzspuren). **E)** Schremmspuren, die beim Ausbruch eines Mühlsteinrohlings erzeugt wurden. **F)** Halbfertiger Mühlstein (Durchmesser: ca. 1,2 m), der auf der Sohle zurückgelassen wurde.

Die Stollen führen parallel zum Streichen der Gesteine leicht abfallend gegen Süden, wobei sie sich nach unten verbreitern (Abb. 7B). Der Vortrieb erfolgte schichtparallel entlang inkompetenterer Lagen von grusigem Quarzit, die mit geringem Aufwand aus dem Berg gearbeitet werden konnten (Abb. 7C).

Analysen dieser grusigen Lagen mittels Röntgendiffraktometrie zeigen, dass sie aus 90 % Quarz, 7 % Muskovit und 3 % Feldspat bestehen, während der Quarzanteil in den kompetenten Lagen bei > 95 % liegt. Die Deckenflächen bilden weitgehend Schieferungsflächen von massigerem Quarzit, an denen oft Kratz-, Schremm- und Bohrspuren zu sehen sind (Abb. 7D). Neben den lithologischen Schwächezonen existieren auch spröde Störungen mit Kataklastiten, entlang derer auch vorgetrieben worden zu sein scheint.

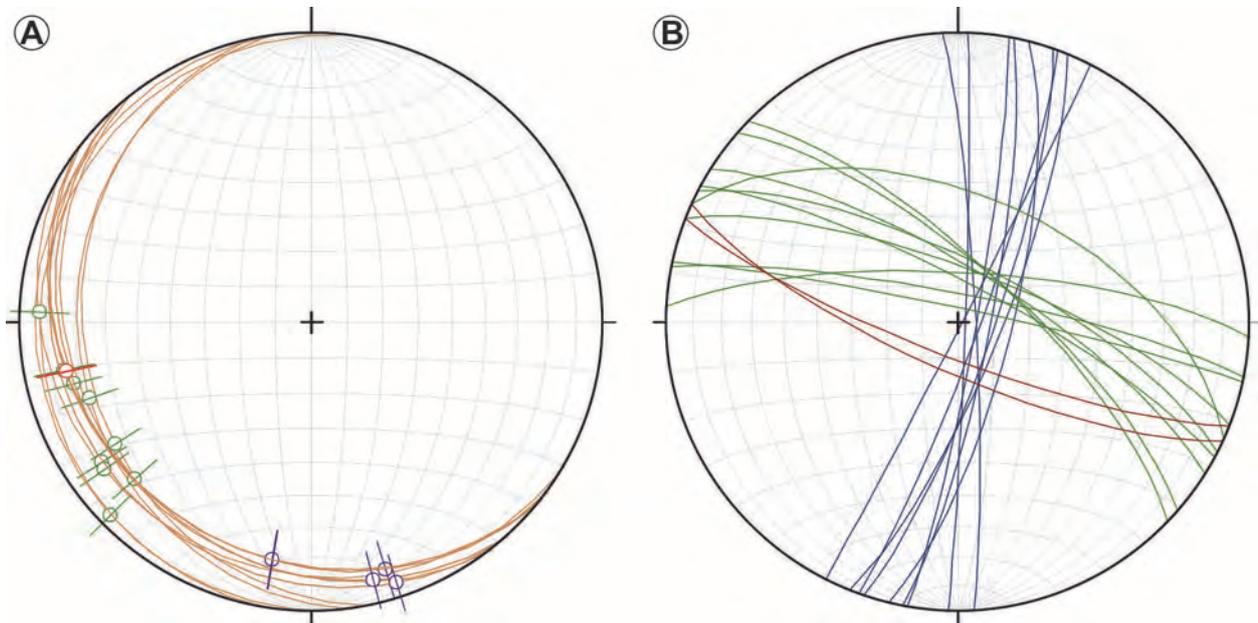


Abb. 8: Strukturdaten aus dem Semmeringquarzit im Bereich des Mühlsteinabbaues am Steinberg bei Waldbach. **A)** Schieferungs- bzw. Bankungsflächen  $S_x$  (braun), Streckungslineare  $L_x$  (grün), Streckungslineare  $L_{x+2}$  (blau) und Faltenachsen  $F_{x+1}$  (rot). **B)** Kluffflächen mit verschiedener Orientierung.

Die älteste Niederschrift zum Mühlsteinabbau bringt das „Urbar der Herrschaft Friedberg im Teillibell der Geschwister Rindscheit aus dem Jahr 1531“ (HUTZ, 1996), in dem bereits vom „alten Steinbruch“ berichtet wird. Vermutlich war der Grund für die Erschließung des Untertagebaus die Möglichkeit, so auch bei schlechter Witterung arbeiten zu können. Die Mühlsteine wurden aus den massigen Quarziten senkrecht auf deren Bankung herausgebrochen, möglicherweise um so eine größere Rauigkeit zu schaffen. In vielen Bereichen sind die Relikte des Abbaus noch gut erkennbar. Vielerorts sieht man die Ausbruchsspuren an den Wänden (Abb. 7E) und Mühlsteine, die noch nicht fertig aus der Wand gebrochen wurden oder halbfertig auf der Gangsohlen liegen (Abb. 7F).

## Literatur

- BAUMGARTNER, H. & FINK, M. (1981): Quarzithöhlen bei Wenigzell (Steiermark). – Ein Beitrag zur Genese von Pseudokarsthöhlen. – *Die Höhle*, **32/4**, 113–123, Wien.
- HUBER, M. (1994): Bildung und geotechnische Bedeutung von Scherzonen (Leukophyllite) am Alpenostrand. – Unpublizierte Dissertation, Montanuniversität Leoben, 136 S., Leoben.
- HUTZ, F. (1996): Wenigzell einst und heute. – 591 S., Gemeinde Wenigzell.
- PROCHASKA, W., BECHTEL, A. & KLÖTZLI, U. (1992): Phyllonite Formation and Alteration of Gneisses in Shearzones (Gleinalm-Kristallin, Eastern Alps). – *Mineralogy and Petrology*, **45**, 195–216, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Wien.
- SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2016): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 10–37, Wien.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich*. – Band 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.
- 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.