

## Exkursion 1 (21.09.2015) Ostalpine Einheiten sowie neogene und quartäre Ablagerungen auf GK50 Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL<sup>1</sup>, GERHARD W. MANDL<sup>2</sup>, JÜRGEN M. REITNER<sup>2</sup>,  
STJEPAN ČORIĆ<sup>2</sup>, MATHIAS BICHLER<sup>2</sup> & RALF SCHUSTER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Gumpendorferstraße 83–85/2/48, 1060 Wien, Österreich. josef.nievoll@rhi-ag.com

<sup>2</sup> Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, Österreich. jürgen.reitner@geologie.ac.at;  
gerhard.mandl@geologie.ac.at; stjepan.coric@geologie.ac.at; mathias.bichler@geologie.ac.at;  
ralf.schuster@geologie.ac.at

### Exkursionsroute und Thema der Exkursion

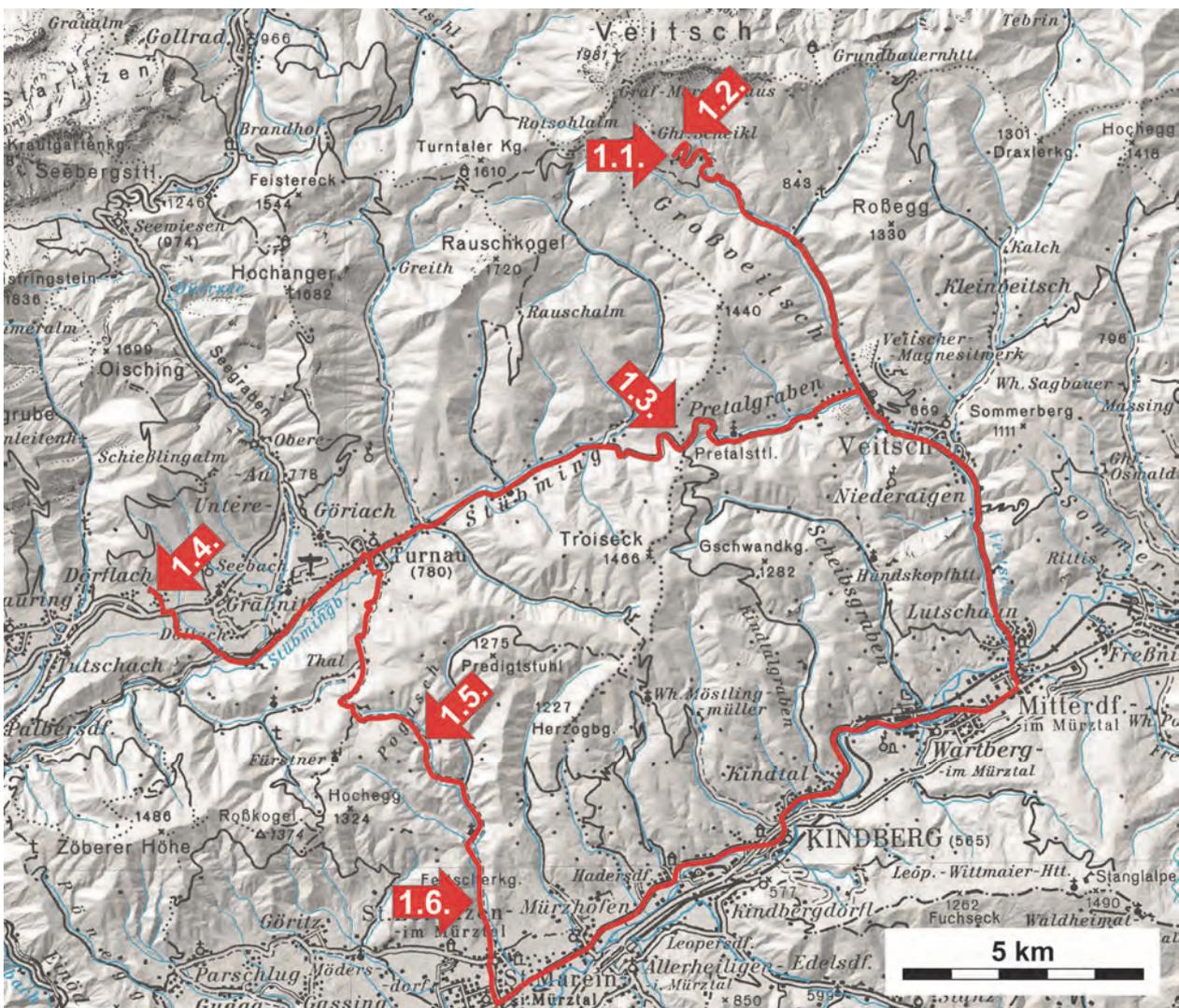


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, der Grauwackenzone sowie der Zentralen Ostalpen auf den ÖK50 Blättern 103 Kindberg und 102 Afenz Kurort (Stopp 1.4).

Im Rahmen der Exkursion soll ein Querschnitt durch das Kartenblatt GK50 103 Kindberg gegeben werden (Abb. 1). Dieses umfasst von Norden nach Süden folgende geografischen und tektonischen Einheiten: Die Nördlichen Kalkalpen werden von der Mürztalpen-Decke und auflagernden Deckschollen aufgebaut, die allesamt dem Juvavischen Deckensystem

zugerechnet werden. Südlich schließt die Grauwackenzone an, die aus der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems sowie der Silbersberg-Decke und Veitsch-Decke des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems besteht. Es folgen die Zentralen Ostalpen mit Schürflingen aus permomesozoischen Gesteinen des Unterostalpins sowie der Troiseck-Floning-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems und der Stuhleck-Kirchberg-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems. Von Bedeutung sind neogene Störungen wie die Mur-Mürz-Störung, an welchen Becken eingesenkt wurden. Im Bereich des Kartenblattes sind das Ostende des Aflenzer Beckens und das Mürztal-Becken vorhanden. Der Ostteil der Ostalpen war während der Eiszeiten Periglazialgebiet und nur an wenigen Stellen, wie z.B. auf der Hochfläche der Veitsch, gab es Lokalgletscher, deren Zungen über die Plateauflanken herab reichten.

## **Exkursionspunkte**

### **Stopp 1.1: Südrand der Nördlichen Kalkalpen und glazigene Sedimente aus dem Quartär**

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Brunnalm an der Südseite der Veitsch, Gasthof Scheickl (WGS84 47°37'59"N / 015°25'32" E, Sh. 1.154 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz und an der Straße beim Gasthof Scheickl.

Blickt man vom Gasthof Scheickl gegen Nordosten, sieht man die Südabfälle der Veitsch (Abb. 3A). Der obere Bereich wird durch Felswände aus hellen Trias-Karbonaten der Mürztal-Decke aufgebaut. Das bewaldete Gebiet darunter besteht aus paläozoischen Metasedimenten der Norischen Decke und die Aufschlüsse direkt über der Straße werden von Moränenmaterial eines Lokalgletschers aufgebaut.

#### Der Südrand der Nördlichen Kalkalpen (G.W. MANDL)

Die permotriassische Abfolge an den Südabfällen der Veitsch umfasst eine Schichtfolge mit einem chronostratigrafischen Umfang von der Untertrias bis in die Mitteltrias. Die auftretenden Schichtglieder werden im Folgenden und in Abbildung 2, von Hangend gegen Liegend, beschrieben.

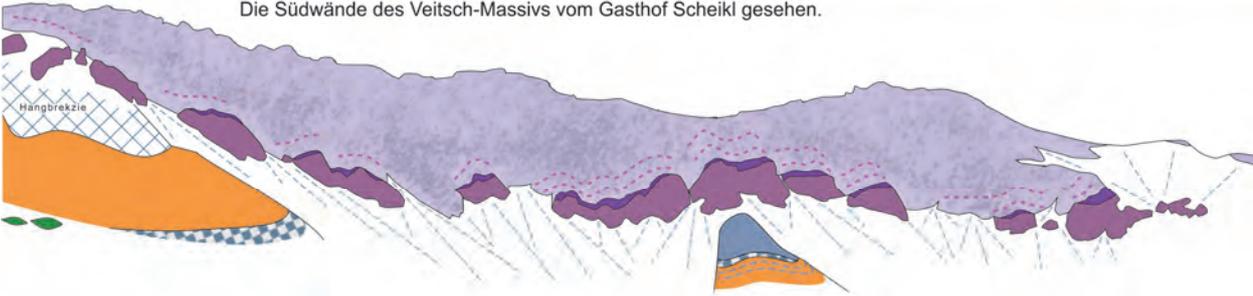
**Wettersteinkalk:** hell- bis mittelgrauer, andeutungsweise gebankter bis massiger Kalk, nach LOBITZER (1987: 298–299) vorwiegend riffnahe Entwicklung. Selten sind noch Biogene oder Sedimentstrukturen erkennbar, meist reicht die Rekristallisation bis zur Zerstörung aller primären Gefügemerkmale. Zusätzlich tritt am Plateau eine sekundäre Dolomitisierung auf, die in Richtung Nord- und Ostseite der Veitsch sowohl den riffnahen als auch den überlagernden lagunären Wettersteinkalk zur Gänze erfassen kann. Durch Conodonten aus den bunten „Bank- und Massenkalken“ kann oberladinisches und lokal unterkarnisches Alter abgeleitet werden.

„**Bank- und Massenkalk**“: hellgraue bis gelblichrötliche, bankige bis massige, zum Teil wandbildende Gesteine. Aus weniger stark rekristallisierten Vorkommen äquivalenter Gesteine im Schneealpen- und Raxgebiet ist erkennbar, dass es sich dabei ursprünglich um „bunte“ Kalkschlämme mit zwischengeschalteten Detritusschüttungen von der Wetterstein-Karbonatplattform handelt. Die basalen Bänke über den Reiflinger Kalken können noch helle Hornsteine führen. Conodonten zeigen eine maximale Reichweite vom frühen Ladinium ins frühe Karnium. Die Mächtigkeit erreicht bis zu 60 m.

**Reifling-Formation:** (dünn)bankig ausgebildete, biogenschuttreiche, knollig-welligschichtige mittelgraue Kalke mit orangebraunen, tonigen und mergeligen Zwischenlagen, im mittel- bis dunkelgrauen Hangendabschnitt häufig dunkle Hornsteinknollen, -krusten und -bänder und graugrüne tonige Zwischenlagen bis zu 3 cm. Die Basis reicht nach Conodonten und Ammoniten ins mittlere Anisium (Pelsonium), die Obergrenze ins frühe Ladinium (Fassanium). Die tonigen Zwischenlagen erleichtern die Verwitterung, wodurch die Formation als dünnes, vegetationsbedecktes Band in den Südwänden erkennbar ist. Mächtigkeit bis zu 19 m.



Die Südwände des Veitsch-Massivs vom Gasthof Scheikl gesehen.



schematische Schichtsäule, nicht maßstäblich

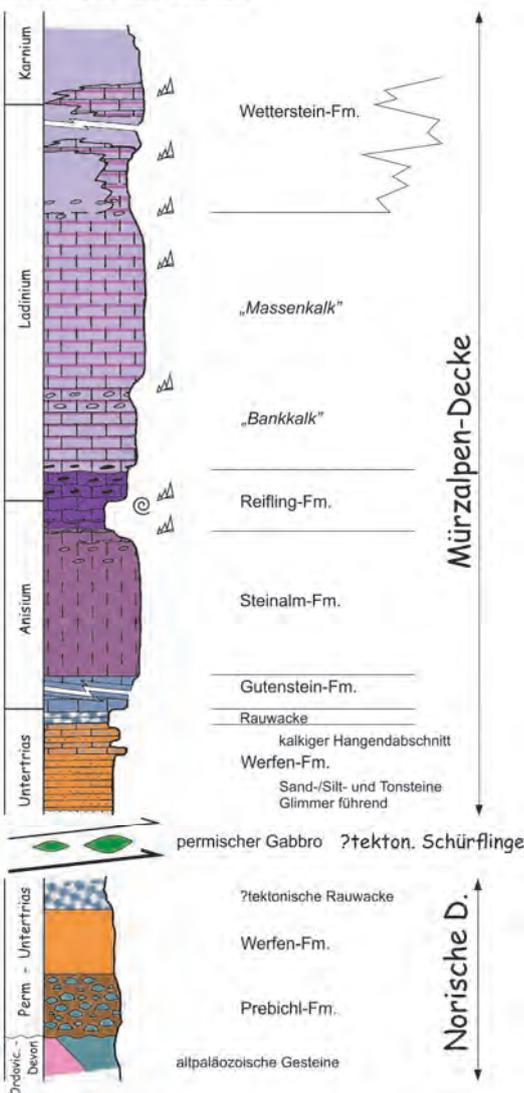


Abb. 2: Südansicht der Veitsch (oben). Unten links: Die Schichtfolge der Mürzalpen-Decke auf der Südseite des Veitsch-Massivs. Die Schichtsäule, die Lithologie und Biostratigrafie sind aus LEITHNER (1989, 1990) entnommen, Norische Decke ergänzt. Erläuterung siehe Text.

**Steinalm-Formation:** dickbankige bis massige, hellgraue, teilweise Biogenschutt führende Kalke einer Flachwasserfazies mit Grünalgen. Mächtigkeit: 30 bis 40 m.

**Gutenstein-Formation:** hell- bis dunkelgraue, kleinstückig zerfallende, dünnbankige, zum Teil häufig Kalzitadern führende Kalke und Dolomite. Dolomitische Lagen können gelegentlich rauwackigen Habitus annehmen. Mächtigkeit: 30 bis 40 m.

**Werfen-Formation:** im Hangendabschnitt wechselagern braune und rotbraune, zum Teil hellglimmerreiche Silt- bis Tonsteine mit teilweise zellig verwitternden, hellbraun-rötlichen Kalken und geschiefert hellbraunen, zum Teil Crinoidenschutt führenden Kalken. Selten sind dünne, kleine Ooide führende, rotbraune Kalkbänke zu finden.

Die Hauptmasse der Werfen-Formation besteht aus hell grünlichgrauen, rotbraunen bis dunkel grauvioletten Sand-, Silt- und Tonsteinen mit häufig Hellglimmer-Detritus auf den Schichtflächen.

Die tektonische Abgrenzung der **Mürzalpen-Decke** von der **Norischen Decke** ist auf der Südseite der Veitsch schwierig, da hier in der siliziklastischen „Permoskyth“-Abfolge eine durchgehende Schichtfolge vorzuliegen scheint. Erst bei großräumiger Betrachtung wird ein bedeutender diskordanter Basalzuschnitt der Mürzalpen-Decke erkennbar, der

z.B. beim Niederalpl oder westlich Mürzsteg durch die Mitteltriaskarbonate bis knapp unter die obertriassischen Aflener Kalke emporschneidet, und so den hangendsten Wettersteindolomit in flachliegenden Kontakt zu den Werfener Schiefern oder westlich Neuberg sogar unter Ausfall der Werfener Schichten zu den Präbichl-Konglomeraten bringt. Am wahrscheinlichsten ist im Exkursionsgebiet der Verlauf der Basisschubfläche entlang der Oberkante ausgedehnter Rauwacken, die hier das Hangende der Schichtfolge der Norischen Decke darstellen dürften. Bemerkenswert ist auch das Auftreten von drei Vorkommen eines grobkörnigen Hornblendegabbros im Nahefeld oberhalb dieser mutmaßlichen Schubfläche, den bereits CORNELIUS (1936) im Kartenblatt 4955-Mürzzuschlag verzeichnet und in den zugehörigen Erläuterungen (CORNELIUS, 1952: 65) beschreibt. Zur Schichtfolge der Norischen Decke siehe weiter bei Stopp 1.2 bzw. bei NIEVOLL & SUTTNER (2016).

#### Glazigene Ablagerungen am Südrand der Veitsch (J.M. REITNER & M. BICHLER)

An der südlichen Flanke der Veitsch sind anhand von markanten End- und Seitenmoränenkörpern vier ehemalige Gletscherzungen (von West nach Ost: aus dem Lahnboden, zwei Zungen aus der Hölle und bei der Eckalm) rekonstruierbar. Aufgrund der morphologischen Ausprägung und der geringen Verwitterung der Ablagerungen sind diese Belege einer vergleichsweise großen Vergletscherung am plausibelsten dem Würm-Hochglazial zuzuordnen (Abb. 4). Umfangreiche Beschreibungen von glazialen Ausdehnungen vom Veitsch-Plateau, ausgehend in alle Himmelsrichtungen, stammen von CORNELIUS (1938) und darauf aufbauend von SCHAPPELWEIN (1966). Weitere Kartierungen des Veitsch-Gebietes wurden von MAGIERA (1995, 1997) durchgeführt und beschrieben. Beim Gasthof Scheikl ist eine Endmoränenablagerung angeschnitten, die zu einer glazialen Ausdehnung vom Lahnboden bis zum Gasthof Scheikl (1.154 m) gehört. Das Sediment der im Anschnitt 10 m mächtigen Endmoränenablagerung kann hauptsächlich als schwach geschichteter matrixgestützter Diamikt angesprochen werden. Teilweise finden sich auch ungeschichtete diamiktische Bereiche und zum Top hin wird der Diamikt zunehmend korngestützter. Die Matrix ist grau bis braun, meist sandig und an wenigen Stellen auch schluffig bis sandig. Als Komponenten finden sich verschiedenste triassische Karbonate, Brekzien aus der Präbichl-Formation und untergeordnet auch Werfener Schiefer aus der Mürzalpen-Decke. Selten sind Komponenten aus permischen Hornblendegabbros vorhanden. Der Rundungsgrad der Karbonate ist zumeist angular bis subangular (Abb. 3B). Dies spricht für kurze Transportweiten und einen hohen Anteil an supra- und intraglazial transportierten Geschieben. Demgegenüber lassen Geschiebe aus Werfener Schiefer eine subangulare bis angerundete Kornform häufig mit Facettierung und Kratzern erkennen, was im Einklang mit der geologischen Abfolge an der Veitsch-Südwand und dem Gletscherpfad für einen subglazialen Transport spricht.

Im Osten anschließend reicht die weiteste Zunge von der Lockenhölle über die Brunnalm bis fast zum Radriegel und erreicht eine Seehöhe von ca. 920 m. Der interne Aufbau in einer ehemaligen Schottergrube fast am Terminus der Ausdehnung offenbart einen korngestützten massigen Diamikt mit sehr angularen bis angularen Wettersteinkalk- und Werfener Schiefer-Komponenten (Abb. 3C). Daher ist eine stark schuttbedeckte Gletscheroberfläche während des Würm-Hochglazials als sehr plausibel anzusehen. Dies würde auch neben möglichen anderen Faktoren, wie Geometrie des Gletschers oder unterliegende Topografie, die relativ zu den anderen Zungen weitere Ausdehnung erklären. Eine mächtige Schuttbedeckung verschiebt das „normale“ 2:1 Verhältnis von Ablation- zu Akkumulationsbereich zu Gunsten des Akkumulationsbereiches. Für eine ehemalige hohe Schuttproduktion sprechen neben der rezenten hohen Schuttproduktion auch die rückschreitenden Bergzerreißen. Diese sind eine Folge des Versagens entsprechend dem System „Harte (Karbonat-) Platte auf weichem Untergrund“ (LEITHNER, 1990) mit tiefen und langen Zerrgräben am südlichen Rand des Veitsch-Plateaus oberhalb der ehemals vergletscherten Kare (Abb. 4).

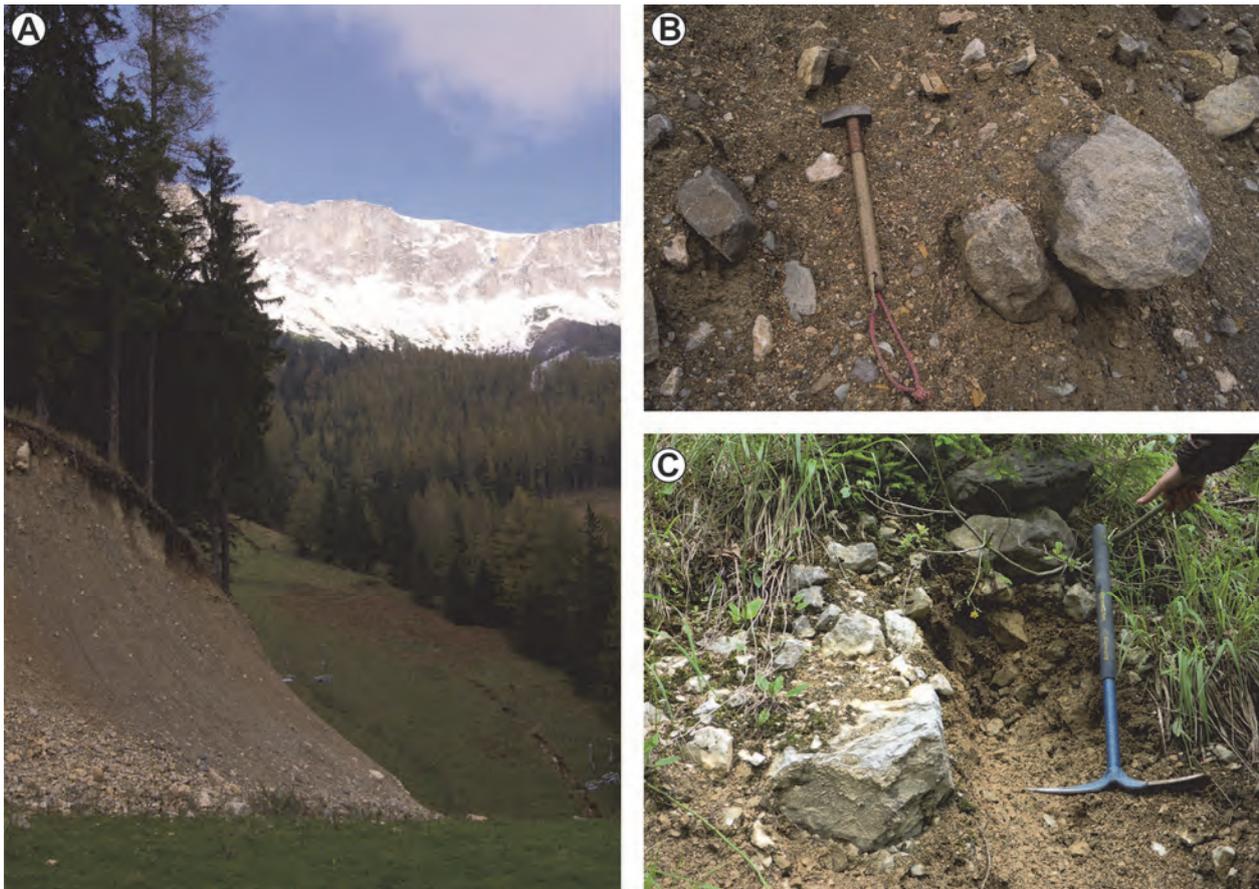


Abb. 3: **A)** Blick von der Straße beim Gasthof Scheikl gegen Nordosten zu den Südfällen der Veitsch. Links im Vordergrund sind die Sedimente der Seitenmoräne zu sehen. Im Aufschluss ist der Diamikt der End- bis Seitenmoränenablagerung mit Komponenten aus permomesozoischen Sedimenten der Mürzalpen-Decke erkennbar. **B)** Der Diamikt in diesem Aufschluss hat eine sandige Matrix und beinhaltet angerundete Komponenten bis zu einigen Dezimetern Durchmesser. **C)** Korngestützter Diamikt mit angularen Karbonatkomponenten aus dem distalsten Zungenbereich der größten Ausdehnung beim Radriegel.

Überlegungen zur glazialen Gesamtsituation während des Würm-Hochglazials unter Berücksichtigung der beschriebenen Sedimentcharakteristik lassen folgendes Szenario plausibel erscheinen: Betrachtet man die auf der Nordseite rekonstruierbare Vergletscherung, so ist diese nur mit einer Plateauvergletscherung der Veitsch erklärbar (vgl. auch Karte von VAN HUSEN, 1987). Diese Ansicht ist im Einklang mit CORNELIUS (1938) und SCHAPELWEIN (1966). Für die steile Südflanke ergab sich so eine Situation mit regenerierten Gletschern in den südlichen Veitsch-Karen. Dabei wurde ein erheblicher Teil des Massenzuwachses der Kargletscher über Eislawinen des oberhalb liegenden und abbrechenden Plateaugletschers produziert (Abb. 5). Dies ist im Widerspruch zur Vorstellung von MAGIERA (1997) zu sehen, der keine „Nahrung“ der Kargletscher, vom Plateau her, postulierte. Die aus triadischen Karbonaten aufgebauten Steilwände waren dabei eisfrei und lieferten den benötigten Schutt für die Bedeckung der Gletscher, der dann „passiv“ auf der Oberfläche transportiert wurde und heute als weitgehend angularer Karbonatschutt vorliegt.

Bei einer derartigen glaziologischen Situation ist eine Abschätzung der Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze mit den klassischen Ansätzen (z.B. Anteil des Nährgebietes zu Zehrgebiet der rekonstruierten Gletscheroberfläche von 2:1) nicht möglich. Eine robuste Annäherung an die hochglaziale Schneegrenze bietet der höchste Ansatzpunkt von Seitenmoränen (Methode Lichtenecker). Somit bietet der höchste Ansatzpunkt eines derartigen Sedimentkörpers bei ca. 1.380 m in der westlichsten Ausdehnung beim Lahnboden eine Mindesthöhe für die damalige Schneegrenze. Unter Berücksichtigung der

Südexposition und im Vergleich mit der Höhenlage der Schneegrenze von 1.100 m an der Nordseite des Hochschwab (KOLMER, 1993) erscheint dieser Wert von der Veitsch-Südseite als eine plausible Annäherung an die realen Verhältnisse. LICHTENECKER (1938) kam bei seiner Übersichtsdarstellung für diese Gegend auf einen ähnlichen Wert.

Im Vorfeld der Würm-hochglazialen Moränen befinden sich glaziale Ablagerungen, die stärker verwittert wirken und wahrscheinlich aus der Riß-Eiszeit oder früher stammen. Rekonstruktionen der korrespondierenden Gletscherausdehnungen fehlen allerdings bis jetzt. Auch CORNELIUS (1938) kam zuerst zu diesem Schluss, den er aber im gleichen Absatz wieder revidierte, und auch die Ablagerungen im Vorfeld, die bis auf etwa 850 m herabreichen, der Würm-Eiszeit zusprach.

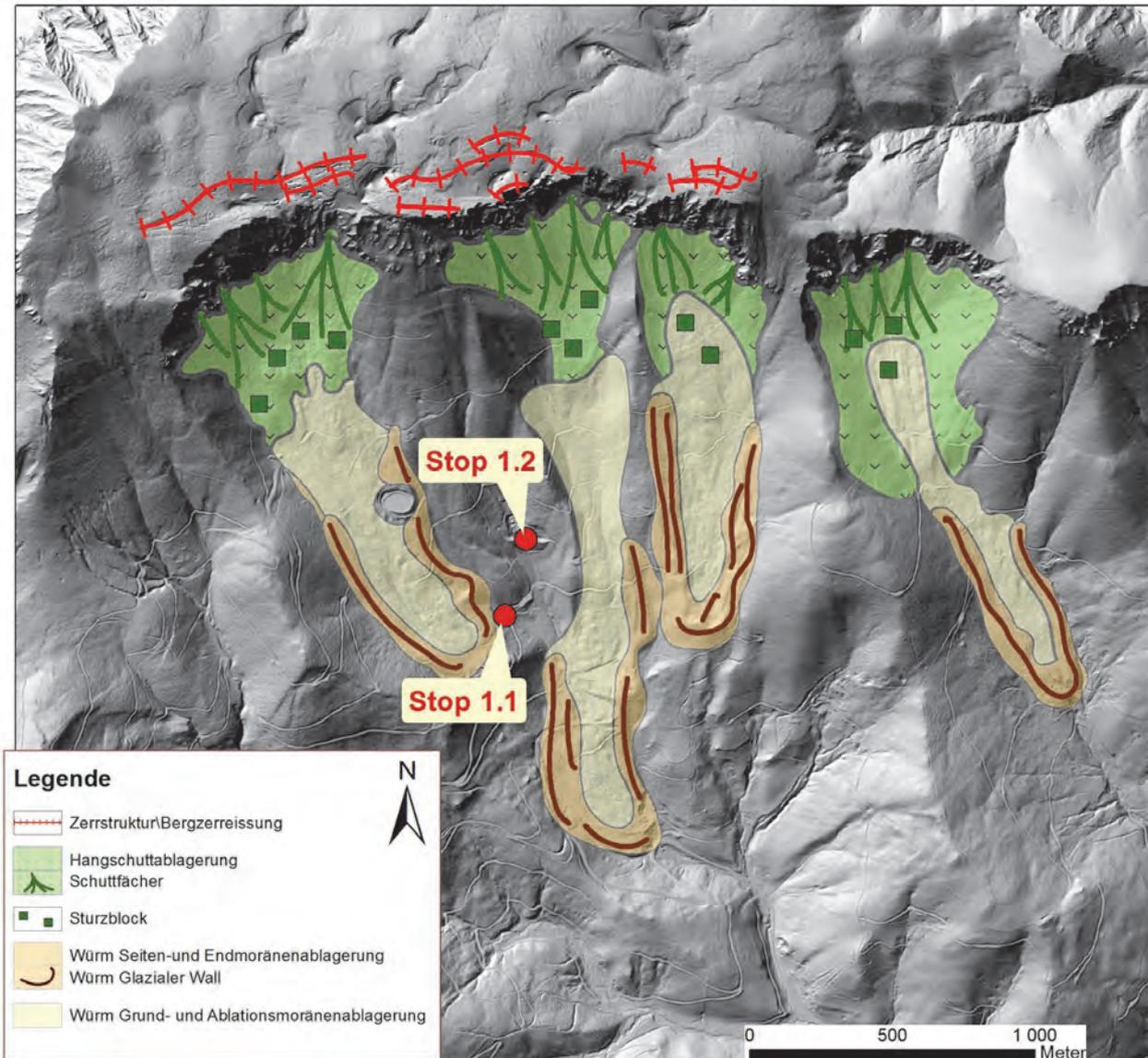


Abb. 4: Glaziale Ausdehnung südlich der Veitsch während des Würm-Hochglazials. Darstellung auf von Nordwesten beleuchtetem digitalem Höhenmodell mit Situationsinformationen.



Abb. 5: Rezenten Beispiel für einen regenerierten Gletscher durch Eislawinen, Nevado Chacaraju, Cordillera Blanca, Peru. Quelle: <http://www.swisseduc.ch/glaciers> (abgerufen am 13.08.2015).

### Stopp 1.2: Die Norische Decke (J. NIEVOLL)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Brunnalm an der Südseite der Veitsch, Lawinerrückhaltebecken (WGS84 47°38'13"N / 015°25'39" E, Sh. 1.185 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz und an der Straße beim Gasthof Scheikl, von dort Wanderung zum Rückhaltebecken.

Im Bereich des Rückhaltebeckens ist eine Abfolge durch Gesteine der Norischen Decke aufgeschlossen. Es handelt sich um Kalkmarmore (Devon), ?Eisenerz-Formation (Karbon) und den tektonisch überprägten Kontakt zu den Sandsteinen und Konglomeraten der Präbichl-Formation (Perm). Im Bereich der Brunnalm befanden sich Eisenerzabbau, auf deren Geschichte kurz eingegangen wird.

#### Schichtfolge in der Norischen Decke

Im Bereich des Rückhaltebeckens (Abb. 6A) ist die unten beschriebene Schichtfolge von Hangend gegen Liegend entwickelt:

- 8 m hellgraue bis weiße massige, kleinstückig brechende Kalkmarmore mit dezimetergroßen, vererzten Nestern.
- 16 m Rohwand (Ankerit), an der Unterkante eine Steilstufe bildend.
- 1 m hellgrauer bis hellbrauner Bänderkalk (Steilstufe).
- 10 m dunkelgraue Schiefer mit mittelgrauen Sandsteinbänken (Abb. 6C), mit tektonischem Kontakt nach oben (Abb. 6B); die Schiefer färben nicht grafitisch ab und sind auch nicht kieselig.
- 10 m dunkelgraue gebänderte Kalkmarmore mit Karstfüllungen (?) am Top (Abb. 6D); auf der Westseite ist durch die Aushubarbeiten ein Schurfstollen freigelegt worden: die Marmore sind nach ca. 1 m durchfahren, der Stollen endet verbrochen in den Schiefeln.
- 4 m weiße bis hellgraue gebänderte Kalkmarmore.
- 10 m bunte gebänderte Kalkmarmore (dunkelgrau, hellgrau, hellbraun, weiß, violett), gegen Liegend in schiefrige Kalkmarmore übergehend (Abb. 6E).

Alter der Abfolge: In den Marmoren im Hangenden der Schiefer wurde lediglich ein Bruchstück eines *Icriodus* sp. gefunden, wodurch für diese Marmore ein Sedimentationsalter im Unter- bis Mitteldevon wahrscheinlich ist. Die Marmore im Liegenden der Schiefer sind dagegen verhältnismäßig reich an Conodontenfragmenten, die eine Einstufung ins Oberdevon (Famennium) erlauben. Das Alter der Schiefer und Sandsteine ist nicht bekannt, aufgrund fraglicher Karstfüllungen am Top der unterlagernden Marmore könnten sie Äquivalente der Eisenerz-Formation darstellen.

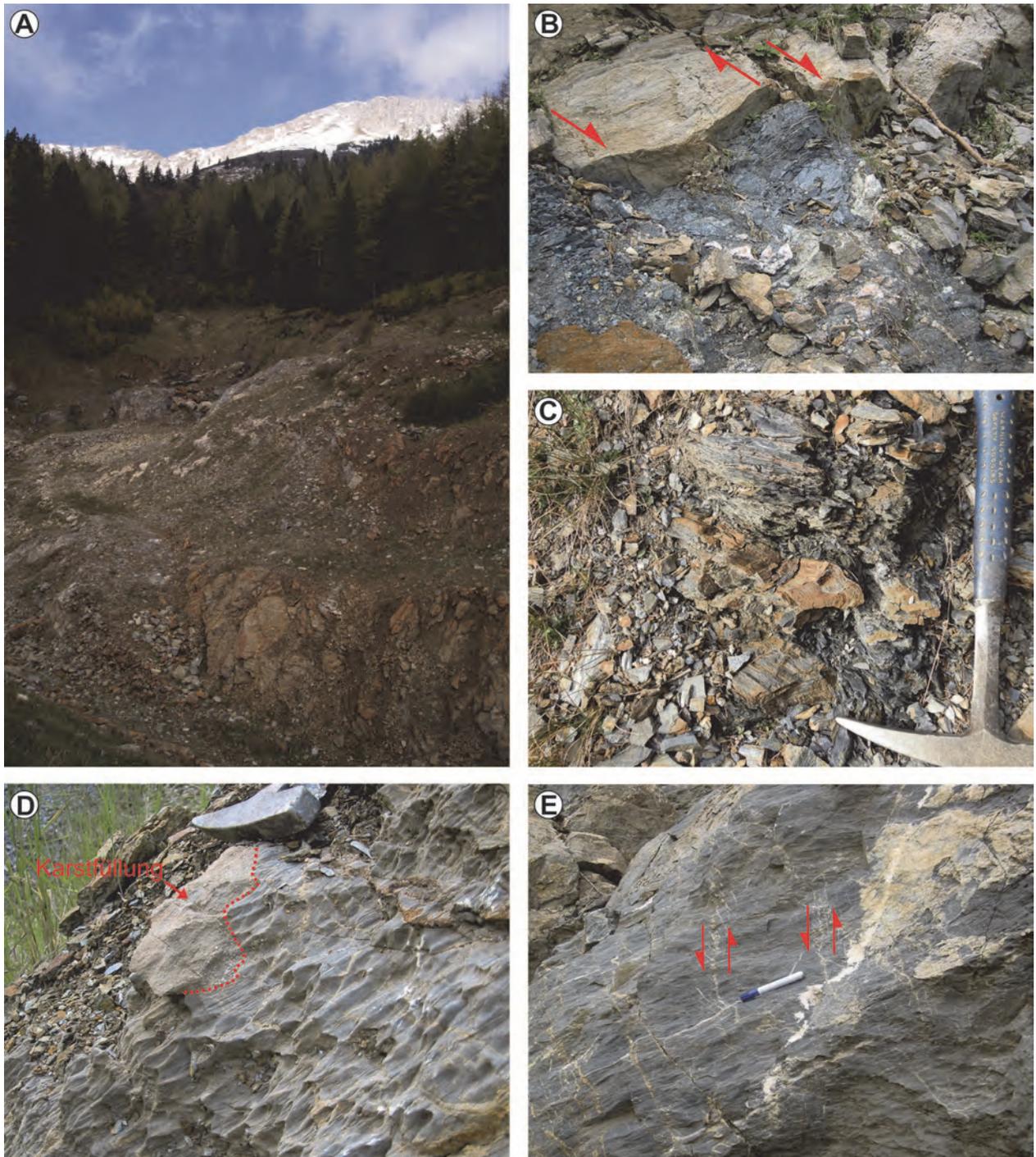


Abb. 6: **A)** Blick auf das Lawinenrückhaltebecken mit den Südabfällen der Veitsch im Hintergrund. **B)** Die Kontaktfläche zwischen gebänderten Kalkmarmoren und Schiefen wird entlang von NW–SE verlaufenden Querstörungen rechtssinnig versetzt. **C)** Dunkelgraue Schiefer mit mittelgrauer Sandsteinlage. Die Gesteine sind um SW-fallende Achsen verfalltet. Bewegungssinn Top gegen NW. Es handelt sich eventuell um Eisenerz-Formation (Karbon). **D)** Mittelgraue oberdevonische Kalkmarmore mit fraglicher Karstfüllung, die von Kalzit gefüllten NW–SE streichenden Klüften durchsetzt wird. **E)** Oberdevonische Kalkmarmore mit Kalzit gefüllten Klüften und konjugierten Fiederspalten. Hauptspannungsrichtung: NW–SE.

Die Präbichl-Formation ist im Aufschlussbereich nicht mit den typischen Quarzkonglomeraten vertreten, sondern mit vorwiegend dunkelbraun verwitternden (Grob-)Sandsteinen. Quarzkonglomerate finden sich als Hangschutt im Wald oberhalb vom Aufschluss. Zwischen den Kalkmarmoren und den Sandsteinen liegt eine Störung, die ca.  $166\text{--}346^\circ$  streicht. NW–SE streichende Querstörungen versetzen den Kontakt der Kalkmarmore zu den liegenden Schiefen rechtssinnig im dm-Bereich (Abb. 6B).

Bergbaugeschichte: Die Brunnalm beherbergte einen der Eisenerzbergbaue am Südabfall der Hohen Veitsch, die bereits im Mittelalter umgingen, im 17. Jahrhundert eingestellt und 1784 wieder eröffnet wurden. Neben dem Johanni-Hauptbau (1,25 km östlich der Brunnalm) lieferte die Brunnalm Erz für den Hochofen „Auf der Schmölz“ bei Veitsch, der bis 1880 betrieben wurde (PICKL, 1979). CORNELIUS (1936) verzeichnet die „Eisengruben“ am Exkursionspunkt, doch dürfte sich der Einbau 70 m tiefer bei der Talstation des WSV-Liftes befunden haben: die Talstation steht auf einer Erzhalde; beim Bau der Talstation waren noch alte Hunte vorhanden (pers. Mitt. M. LOHNER).

### **Stopp 1.3: Südrand der Grauwackenzone, Silbersberg-Decke und Veitsch-Decke** (J. NIEVOLL)

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Pretalsattel, Landesstraße zwischen Veitsch und Turnau (WGS84 47°34'46"N / 015°26'27" E, Sh. 1.068 m).

Haltemöglichkeiten: Am Parkplatz neben der Straße direkt am Pretalsattel.

Im Bereich des Pretalsattels (Abb. 7A) befindet man sich am Südrand der Grauwackenzone. Unter dem Blasseneck-Porphyr (Mittelordovizium), welcher der Norischen Decke des Tirolisch-Norischen-Deckensystems angehört, finden sich in einer stark tektonisierten Zone Gesteine des Veitsch-Silbersberg-Deckensystems. Diese beinhalten Magnesit (Unterkarbon) aus der Veitsch-Decke, Paragneise und Amphibolite (Vöstenhof-Kaintaleck-Komplex) sowie Phyllite und Metakonglomerate (Silbersberg-Gruppe bzw. Alpiner Verrucano, Perm) der Silbersberg-Decke.

Der Blasseneck-Porphyr ist an der Landesstraße (WGS84 47°34'58"N / 015°25'42" E, Sh. 1.000 m), die von der Ortschaft Veitsch über den Pretalsattel nach Stübmung führt, kurz vor dem Sattel in der Kehre beim Gehöft Unterschein mehrmals aufgeschlossen. Es handelt sich um graugrün gefärbte, feinkörnige, stark verschieferte, aber kompakte Gesteine, die stets linsig ausgewalzte Quarzeinsprenglinge (Durchmesser < 2 mm) führen. Sie fallen in diesem Bereich steil gegen NNW ein.

Magnesit ist ca. 100 m nördlich vom Sattel (WGS84 47°34'46"N / 015°26'27" E, Sh. 1.085 m) durch einen alten Schurf aufgeschlossen bzw. auf dessen Halde zu finden (Abb. 7B, 7C). Er ist grobkristallin, weiß-grau gesprenkelt und mehr oder weniger deutlich verschiefert. Chemische Analysen ergaben 6,1 % SiO<sub>2</sub>, 1,1 % CaO, 1,53 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0,12 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und 90,96 % MgO. Die Mächtigkeit des Magnesits dürfte < 10 m betragen haben, die laterale Erstreckung war auch nicht viel größer. Der Magnesitkörper wird wie mehrere andere geringmächtige Vorkommen westlich und östlich vom Pretalsattel als tektonischer Schürfling aus der Steilbachgraben-Formation der Veitsch-Decke angesehen. Die Nordseite des Schurfes wird von Blasseneck-Porphyr aufgebaut, im Süden folgen diaphoritische Gneise des Vöstenhof-Kaintaleck-Komplexes, die aber nur als Lesesteine vorhanden sind.

Wegen der starken Phyllonitisation sind die Paragneise und Amphibolite im Wald nördlich vom Pretalsattel (WGS84 47°34'43"N / 015°25'26" E, Sh. 1.080 m) nicht eindeutig anzusprechen, doch sind solche 900 m östlich vom Sattel beim Gehöft Unterschein (WGS84 47°34'53"N / 015°26'04" E, Sh. 930 m) und 450 m westlich vom Sattel an der alten Landesstraße (WGS84 47°34'43"N / 015°25'08" E, Sh. 930 m) aufgeschlossen. Weiter nach Westen ist in der Stübmung ein schmaler Zug des Kristallins (< 10 m Mächtigkeit) vom Auergraben bis zum Gehöft Schattleitner zu verfolgen. Die westlichste Linse steht beim Gehöft Dirnbacher (WGS84 47°34'08"N / 015°22'16" E, Sh. 815 m) mittelsteil S-fallend an. Im beschriebenen Abschnitt ist das Kristallin größtenteils retrograd duktil bis kataklastisch deformiert.

Die Silbersberg-Gruppe als wenig verwitterungsresistente Einheit wird auf der Nordseite des Pretalsattels (WGS84 47°34'46"N / 015°25'26" E, Sh. 1080 m) durch wenige Lesesteine von grauen, dünnblättrig brechenden Serizitphylliten repräsentiert. Besser aufgeschlossen ist sie derzeit in der Böschung der Landesstraße nach Stübmung (WGS84 47°34'40"N / 015°25'09" E, Sh. 1.020 m) (Abb. 7D). Dort finden sich graue bis grüngraue Serizit-Chloritphyllite und Chloritoid-Pyrophyllitschiefer (z.T. mit Disthen in Quarzknuern) mit Übergängen zu braun verwitternden, karbonatischen, sandigen bis Geröll führenden Schiefen.

Die Silbersberg-Gruppe streicht hier z.T. unter schwarze Schiefer und Sandsteine der Veitsch-Decke hinein. Östlich vom Pretalsattel treten, knapp unterhalb vom Blasseneck-Porphyr, Grünschiefer in geringer Mächtigkeit (< 5 m) auf, ca. 20 m darunter sind Geröll führende Schiefer (< 10 m) anzutreffen. Insgesamt umfasst die Silbersberg-Gruppe im Pretalgraben rund 200 m; sie weist lithologisch große Ähnlichkeiten zum Alpenen Verrucano auf und wurde wegen des über weite Strecken tektonischen Kontakts zum Blasseneck-Porphyr auch mit diesem gleichgestellt (NIEVOLL, 1984).

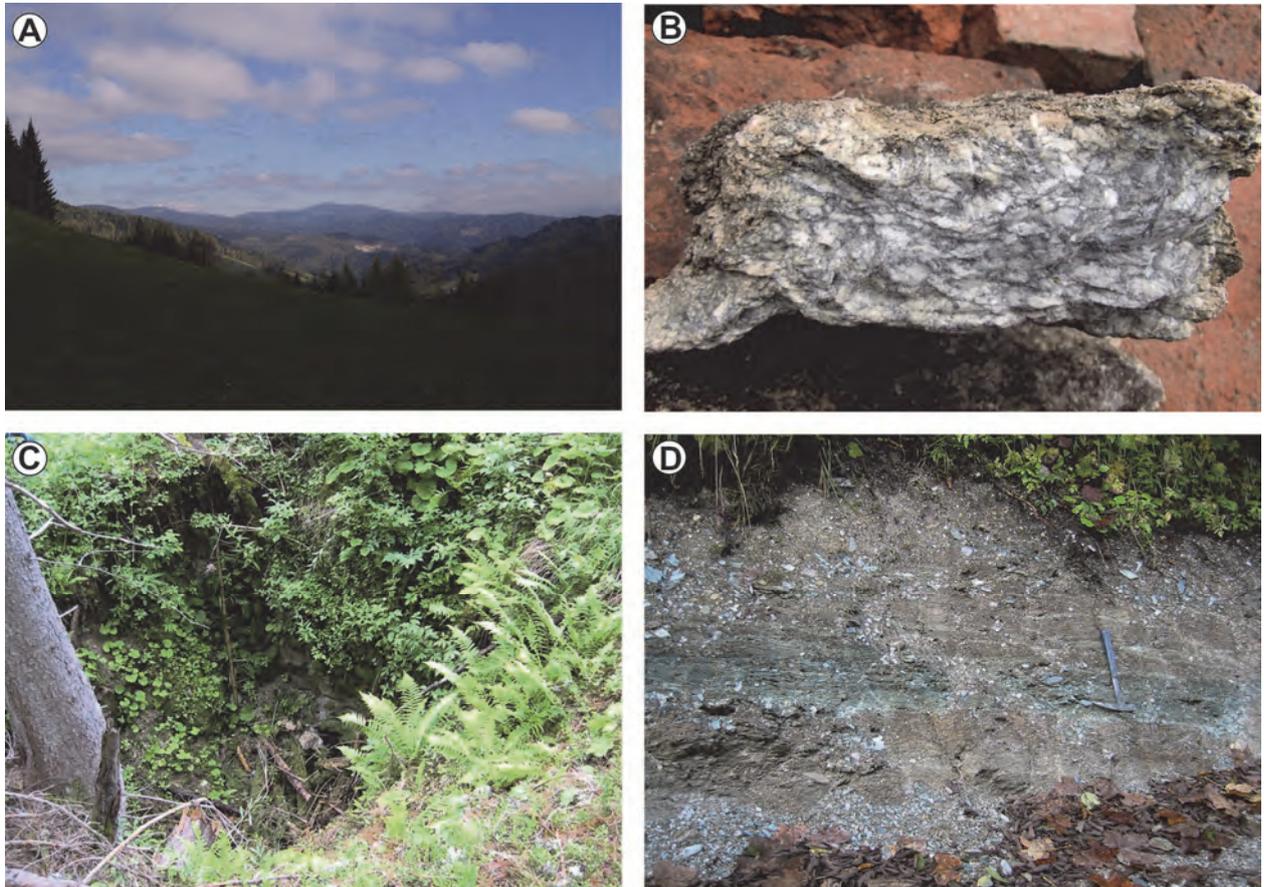


Abb. 7: **A)** Blick vom Pretalsattel Richtung Osten. Im Zentrum des Bildes ist der Magnesitsteinbruch bei Veitsch zu erkennen und dahinter der bewaldete Roßkogel (1.479 m). Links im Hintergrund sieht man die teilweise schneebedeckte Rax (2.007 m) und rechts im Hintergrund das Stuhleck (1.782 m). **B)** Handstück des verschiefernten, grobkristallinen Magnesits vom Schurf am Pretalsattel (Foto: M. LOHNER). **C)** Ehemaliger Magnesitschurf 100 m nördlich vom Pretalsattel. Die Nordseite des Schurfes (linker Bildrand unter dem Baum) wird von Blasseneck-Porphyr aufgebaut, auf der Südseite (Bildmitte) steht grobkristalliner Magnesit an (Foto: M. LOHNER). **D)** Serizit- und Chloritphyllite mit Übergängen zu braun verwitternden sandigen, schwach karbonatischen Schiefem (Silbersberg-Gruppe) an der Landesstraße Pretalsattel–Stübmung.

Auf ÖK103 Kindberg bilden Kaintaleck- und die Silbersberg-Decke (NEUBAUER et al., 1994) gemeinsam mit der liegenden Veitsch-Decke eine Schuppenzone, in die auch die permotriassische Bedeckung des Troiseck-Kristallins einbezogen ist. Die Veitsch-Decke als unterste tektonische Einheit der Grauwackenzone ist am Pretalsattel auf < 10 m ausgedünnt; die schwarzen Schiefer können der Sunk-Formation (oberes Karbon) zugeordnet werden.

Bergbaugeschichte: Vom Mobilfunksender geht der Blick nach Osten in den Pretalgraben und auf den Magnesitbruch am Sattlerkogel. Das größte Magnesitvorkommen am Ostrand der Grauwackenzone wurde erst 1880 entdeckt; der Abbau begann 1881 am benachbarten Dürrkogel, übersiedelte aber nach kurzer Zeit auf den Sattlerkogel, wo bis 1968 Magnesit für die Herstellung von feuerfesten Produkten abgebaut wurde. Das RHI-Werk, in dem heute rund 60.000 t gebrannte Steine für die Zementindustrie, 70.000 t Magnesia-Kohlenstoffsteine und

110.000 t Magnesiummassen für die Stahlindustrie hergestellt werden, wird von den Konzernwerken in Breitenau (Stmk.), Norwegen, Türkei und China mit Rohstoffen versorgt. Am Sattlerkogel selbst baut die CEMEX Austria jährlich rund 50.000 m<sup>3</sup> Rohmagnetit ab, der unter anderem als Schlackenconditionierer, Frostkoffer, Wasserbausteine und Hangbefestigung zum Einsatz kommen.

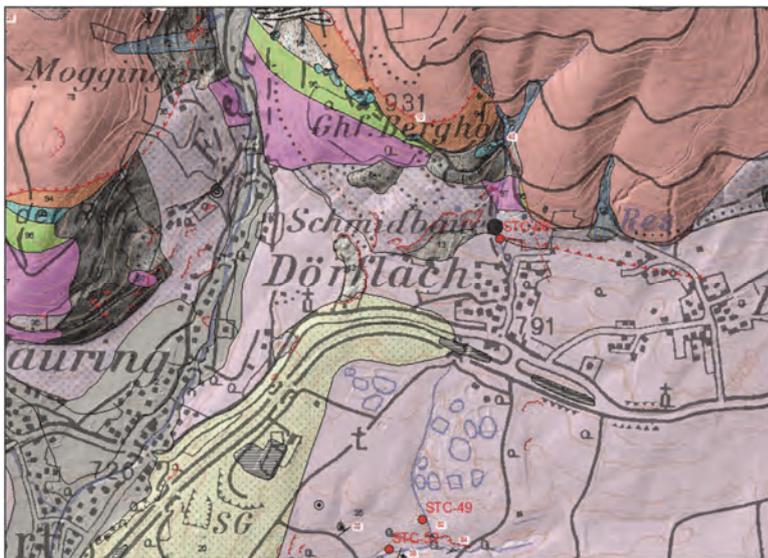
### Stopp 1.4: Neogene Sedimente im Aflenzer Becken (S. ĆORIĆ)

Lokalität: ÖK50 Blatt 102 Aflenz Kurort, Graben nördlich Dörfiach (WGS84 47°33'10"N / 015°16'20" E, Sh. 840 m).

Haltemöglichkeiten: Parkplatz direkt in Dörfiach.

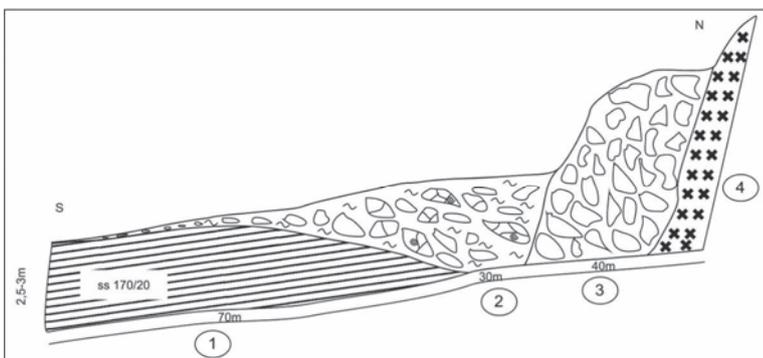
Der Großteil des Aflenzer Beckens befindet sich auf GK50 Blatt 102 Aflenz Kurort und nur ein kleiner Teil reicht auf Blatt 103 Kindberg. Dieses „composite pull-apart“ Becken ist ca. 13 km lang und bis 2 km breit. REISCHENBACHER (2003) gliederte die miozäne Beckenfüllung vom Liegenden ins Hangende in zwei Formationen:

- Die bis 300 m mächtige Feistring-Formation (Basisbildungen als Brekzien und Konglomerate).
- Die mindestens 200 m mächtige Göriach-Formation (mit Sulzgraben-Subformation im westlichen und Groisenbach-Subformation in mittlerem und östlichem Teil des Beckens).



- 35 Groisenbach-Subformation
- 36 Feistring-Formation
- 78 Werfener Schichten
- 96 Radschiefer
- 97 Blasseneck-Porphyrroid

Abb. 8: Lage des Aufschlusses mit neogenen Sedimenten des Aflenzer Beckens bei Dörfiach.



- 1 - Groisenbach-Subformation
- 2 - Quartäre Schuttbildung
- 3 - Feistring-Formation
- 4 - Blasseneck-Porphyrroid

Abb. 9: Aufschluss der neogenen Sedimente des Aflenzer Beckens im Graben nördlich Dörfiach.

### Feistring-Formation

Im Graben nördlich Dörfiach (Abb. 8, 9) überlagert die verfestigte Brekzie der Feistring-Formation (Abb. 9 – Nr. 3) den Blasseneck-Porphyrroid (Mittelordovizium) der Norischen Decke (Abb. 9 – Nr. 4). Die nicht sortierte, korngestützte Brekzie innerhalb der Feistring-Formation besteht zum überwiegenden Teil aus angularen bis kantengerundeten Klasten aus grünen Feinsandsteinen der Werfener Schichten. Daneben treten teilweise stark rekristallisierte

Kalkbruchstücke, die unterschiedlichen Faziesbereichen der kalkalpinen Mittel- und Obertrias der Mürzalpen-Decke (Wettersteinkalk, Grafensteigkalk, Aflenzerkalk) zugeordnet werden können, als zweithäufigste Komponenten auf (Abb. 10A). Bei den auffälligen schwarzen Klusten handelt es sich um Hornstein-Bruchstücke, die aus den im Liegenden des Aflenzer Kalkes anstehenden schwarzen Bankdolomiten des oberen Karnium (Tuvalium) abgeleitet werden können (det. G. BRYDA). Die Komponenten haben maximale Durchmesser bis ca. 50 cm.

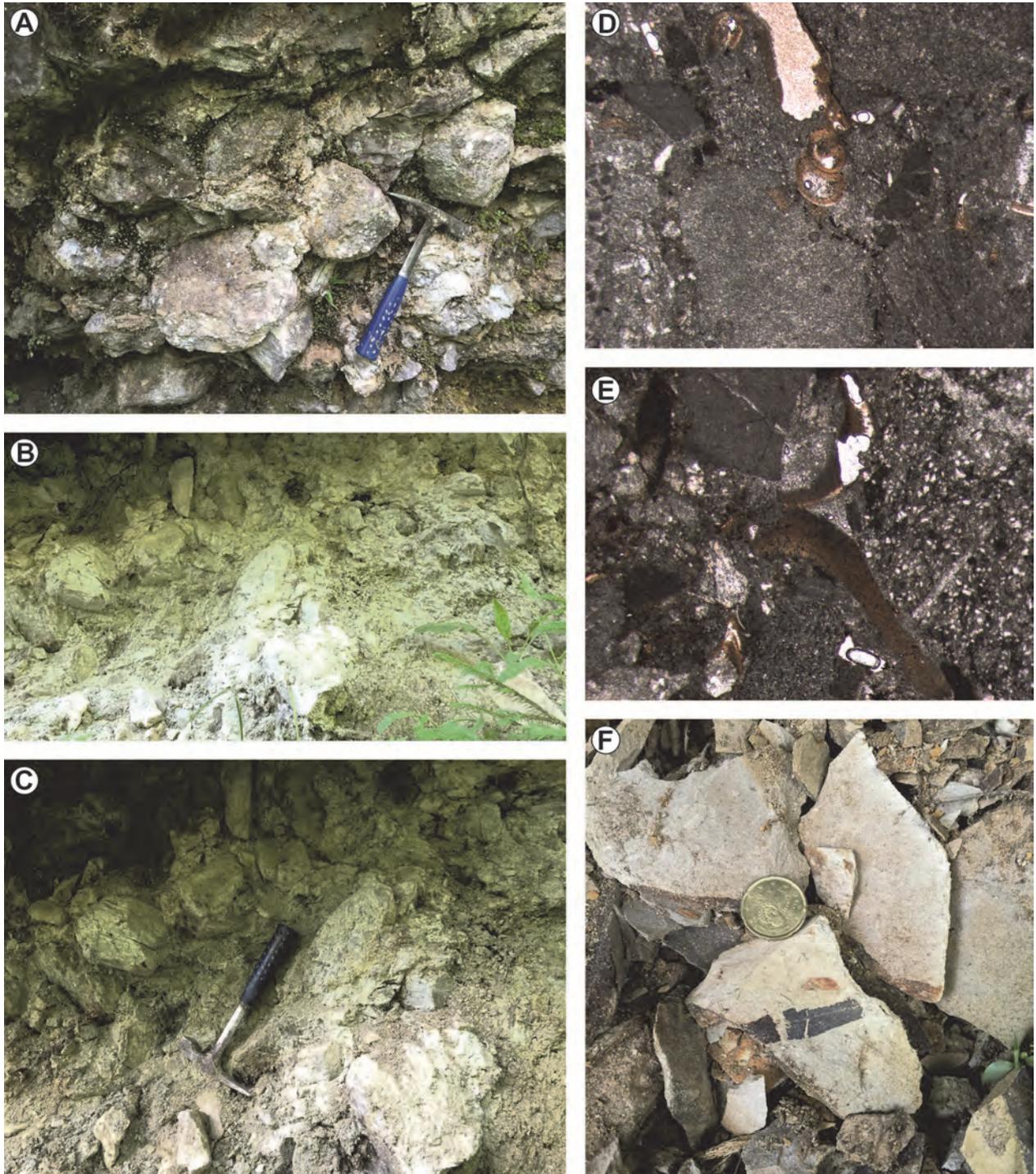


Abb. 10: **A)** Brekzie der Feistring-Formation mit bis zu 15 cm großen Karbonatkomponenten. **B/C)** Quartäre Schuttbildung. **D)** Gastropoden-Querschnitt in einer Brekzie der Feistring-Formation (Vergrößerung 16 x) (Foto: G. BRYDA). **E)** Schalenbruchstücke in der feinkörnigen Matrix zwischen angularen Komponenten verschiedener Herkunft (Werfener Feinsandstein, Mikritklusten der kalkalpinen Trias) (Vergrößerung 16 x) (Foto: G. BRYDA). **F)** Tone der Groisenbach-Subformation mit inkohlten Pflanzenresten.

Im Graben ist eine bis 2,5 m mächtige und ca. 30 m lange quartäre Schuttbildung durch einen deutlichen Hangknick von der Feistring-Formation getrennt (Abb. 9 – Nr. 2, Abb. 10B, 10C). Dieser Schuttkörper besteht überwiegend aus Komponenten der Feistring-Formation, die in einer hellgrauen bis braunen, lehmig-sandigen Matrix eingebettet sind. Komponenten aus der Feistring-Formation beinhalten zahlreiche Schalenbruchstücke von Mollusken innerhalb der feinsandigen Grundmasse (Abb. 10D, 10E). Eine idente, reiche, endemische Molluskenfauna wurde 850 m westlich aus grobklastischen Sedimenten der Feistring-Formation nahe der Ortschaft Jauring beschrieben (HARZHAUSER et al., 2012).

#### Göriach-Formation (Groisenbach-Subformation)

Über den grobklastischen Sedimenten der Feistring-Formation folgen die Tone der Groisenbach-Subformation, die hier ca. 70 m entlang des Grabens aufgeschlossen sind (Abb. 9 – Nr. 1). Die Tone sind grau bis braun und teilweise reich an inkohlten Pflanzenresten (Abb. 10F). Vereinzelt sind schlecht erhaltene Molluskenreste vorhanden.

Bei den Sedimenten der Groisenbach-Subformation nördlich Dörflich handelt es sich um leicht verfestigte Tonsilte (Nomenklatur nach MÜLLER, 1961 und FÜCHTBAUER, 1959) mit kaum erwähnenswerten Sandanteilen. In der gesamtmineralogischen Zusammensetzung überwiegen bei Weitem die Schichtsilikate. Ihr Anteil liegt bei knapp über 70 Gew.%. Quarz ist mit unter 20 Gew.% vertreten. Feldspäte (hauptsächlich Albit neben Spuren von Alkalifeldspat) sind zwischen 10 und 15 Gew.% nachgewiesen. Die tonmineralogische Zusammensetzung der Fraktion < 2 µm ist mit über 70 Gew.% bei Weitem von den quellfähigen Dreischichtsilikaten der Smektit-Gruppe dominiert. Neben geringen Anteilen von Chlorit und Kaolinit trägt nur noch die Illit/Muskovit-Gruppe wesentlich zum Aufbau der Tonfraktion bei. Karbonate fehlen. Der nachgewiesene Kohlenstoff in Form von 5,4 Gew.% CO<sub>2</sub> ist ausschließlich organisch und makroskopisch als Pflanzenreste auf den Schichtflächen zu erkennen (det. I. WIMMER-FREY).

Etwas südlich des Exkursionspunktes im Gebiet von Groisenbach treten in drei weiteren Aufschlüssen der Groisenbach-Subformation Diatomit führende Tone auf. Sie weisen neben einer qualitativ sehr ähnlichen gesamt- und tonmineralogischen Zusammensetzung höhere Anteile an Diatomeen auf, die röntgenografisch als Cristobalit vorliegen. Reiche Diatomeen-Vergesellschaftungen in der Groisenbach-Subformation südöstlich Aflenz (HAJÓS, 1972) weisen auf ein relativ warmes, leicht salinares Ablagerungsmilieu hin. Aufgrund der *Stephanodiscus*-Arten konnten die Sedimente dem Karpatium bis unteren Badenium zugeordnet werden (HAJÓS, 1972).

#### **Stopp 1.5: Troiseck-Floning-Decke (J. NIEVOLL & R. SCHUSTER)**

Lokalität: ÖK50 Blatt 103 Kindberg, Forststraße im oberen Stollingergraben (WGS84 47°31'41"N / 015°20'57" E, Sh. 935 m).

Haltemöglichkeiten: An der Abzweigung der Forststraße.

An der Abzweigung der Forststraße sind Aufschlüsse aus Paragneisen und Amphiboliten vorhanden, welche blockig bis stückig brechen und zumeist braune Verwitterungsoberflächen zeigen.

Die Paragneise sind teilweise mylonitisch und zeigen ein undeutliches Streckungslinear. Im Schliff 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 Grt + Pl + Bt + Ms + Qtz. Plagioklas ist polysynthetisch verzwilligt, hypidiomorpher Granat erreicht bis zu mehrere Millimeter im Durchmesser. Im Zuge einer retrograden Überprägung kam es zum Wachstum von Albit, Serizit, Chlorit, Klinozoisit/Epidot und Leukoxen. Granat und Biotit werden 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 sind gebogen, gekinkt und löschen undulös aus.

Die Amphibolite sind feinkörnig, gut geschiefert und die Hornblenden zeigen größtenteils eine gut ausgeprägte Streckungslineation. 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. Plagioklas ist großteils in ein feinkörniges Gemenge aus Serizit/Muskovit, Chlorit, Klinozoisit und Epidot umgewandelt. Teilweise sind noch die polysynthetischen Zwillingslamellen erhalten. 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. Nach SCHMIDT (1999) ist eine ältere Paragenese aus Hbl + Pl + Qtz ± Grt ± Ttn + Ilm + Ap vorhanden, die retrograd von Act, Bt, Chl, Serizit, Czo/Ep, Hem und Cc überwachsen wird.

Die Paragneise und Amphibolite werden dem Troiseck-Flöning-Komplex zugerechnet. Diese Einheit zeigt eine ältere amphibolitfaziale Prägung, die dem Variszischen Ereignis im späten Oberdevon und Karbon zugeschrieben wird. Die jüngere Überprägung erfolgte während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide (HANDLER, 1994; HANDLER et al., 1999; SCHMIDT, 1999).

### Stopp 1.6: „Grobgneis“ der Stuhleck-Kirchberg-Decke (R. SCHUSTER)

Lokalität: ÖK50 Blatt 134 Passail, Forststraße im unteren Stollingergraben (WGS84 47°31'41"N / 015°20'57" E, Sh. 935 m).

Haltemöglichkeiten: An der Abzweigung der Forststraße.

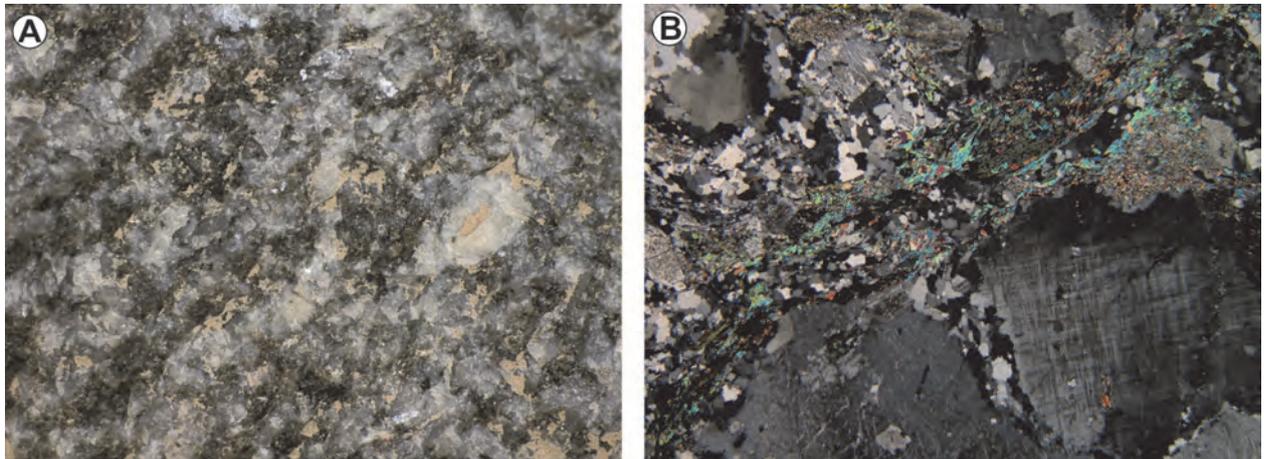


Abb. 11: Porphyrischer Pretul Orthogneis („Grobgneis“) der Stuhleck-Kirchberg-Decke aus dem Steinbruch Hadersdorf. **A)** Frische Bruchfläche (Bildbreite: ca. 10 cm). **B)** Dünnschliffbild bei gekreuzten Polarisatoren mit zerbrochenem und rekristallisiertem Alkalifeldspat (rechts unten), feinkörnig rekristallisiertem Quarz (links oben) und Hellglimmer und chloritisiertem Biotit in der Schieferung (Bildbreite: 12 mm).

Der Aufschluss besteht aus porphyrischem Granitgneis (Abb. 11A), der blockig nach der Schieferung und nach Kluffflächen bricht. Die Alkalifeldspat-Phänokristalle machen einen Großteil des Gesteins aus. Sie sind bis zu 3 cm groß, leicht gelblich gefärbt, deutlich deformiert und daher unregelmäßig geformt. Die Matrix besteht aus grauem Quarz und weißem Plagioklas. Die wellig ausgebildeten Schieferungsflächen sind durch feinkörnigen Hellglimmer silberig gefärbt (Abb. 11B). Biotit ist nur sehr untergeordnet vorhanden und zumeist chloritisiert. Im Dünnschliff ist erkennbar, dass es sich nicht mehr um magmatische Biotite handelt, sondern um rekristallisierte Biotitaggregate. Datierungen eines derartigen Orthogneises aus dem 3 km weiter östlich gelegenen Steinbruch Hadersdorf ergaben ein Laser ablation ICP-MS Alter an Zirkon von  $256 \pm 8$  Ma, ein Rb-Sr Muskovitalter von  $219 \pm 2$  Ma, ein Ar-Ar Muskovitalter von  $169 \pm 2$  Ma und ein Rb-Sr Biotitalter von  $77 \pm 2$  Ma.

Die längste Zeit wurden diese Orthogneise als „Grobgneis“ bezeichnet und als variszische Intrusionen innerhalb einer unterostalpinen Decke angesehen (TOLLMANN, 1977; FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; SCHARBERT, 1990). Zirkondatierungen an verschiedenen, als „Grobgneis“ bezeichneten Gesteinen zeigen jedoch, dass der Großteil der vormaligen porphyrischen Granite im Perm kristallisierte, wie auch die Probe aus dem Steinbruch Hadersdorf. Hingegen sind „Grobgneise“ aus dem Leithagebirge und vom Nordrand der Buckligen Welt im Ordovizium

intrudiert (PUMHÖSL et al., 1999; SCHUSTER et al., 2010; eigene unpublizierte Daten). Diese Erkenntnis hatte wesentliche Auswirkungen auf die tektonische Gliederung des Ostalpins am Alpenostrand und auf die lithostratigraphische Nomenklatur (siehe SCHUSTER et al., 2016). Die Rb-Sr und Ar-Ar Muskovitalter zeigen, dass Muskovit während des Eoalpidischen Ereignisses nicht vollständig equilibriert wurde. Das Rb-Sr Biotitalter belegt eine Abkühlung der nördlichen Anteile der Stuhleck-Kirchberg-Decke in der späten Oberkreide.

## Literatur

- CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Müzzzuschlag. – Geol. B.-A., Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1938): Die eiszeitliche Lokalvergletscherung in den Kalkalpen des oberen Müürztals. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **26**, 258–276, Innsbruck.
- CORNELIUS, H.P. (1952): Die Geologie des Müürztalgebietes. Erläuterungen zu Blatt Müzzuschlag 1:75.000. – Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Sb **4**, 94 S., Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark 1:200.000. – 127 S., Geol. B.-A., Wien.
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, **12/8**, 605–613, Hamburg.
- HAJÓS, M. (1972): Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63** (1970), 149–159, 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. Diss., Karl-Franzens-Universität, 143 S., Graz.
- HANDLER, R., NEUBAUER, F., HERMANN, S. & DALLMEYER, R.D. (1999): Silurian-Devonian  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral ages from the Kaintaleck nappe: evidence for Mid-Paleozoic tectonothermal activity in upper Austroalpine basement of the Eastern Alps (Austria). – *Geologica Carpathica*, **50/3**, 229–239, Bratislava.
- HARZHAUSER, M., NEUBAUER, T., MANDIĆ, O., ZUSCHIN, M. & ĆORIĆ, S. (2012): A Middle Miocene freshwater mollusc assemblage from an intramontane Alpine lake (Aflenz Basin, Eastern Alps, Austria). – *Paläontologische Zeitschrift*, **86**, 23–41, Berlin–Heidelberg.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s12542-011-0117-x>
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit (Würm) 1:500.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KOLMER, C. (1993) Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Wien, 111 S., Wien.
- LEITHNER, W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf der Veitsch auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/3**, 559–560, Wien.
- LEITHNER, W. (1990): Geologie und posttektonische Zerlegung der Veitschalpe (Mürztaler Alpen, Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133/4**, 575–598, Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Conferenz, Wien, September 1936, 141–147, Wien.
- LOBITZER, H. (1987): Bericht 1986 über fazielle Untersuchungen im Wettersteinkalk des Veitschalpen-Plateaus auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 298–299, Wien.
- MAGIERA, J. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Müzzuschlag. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 508–510, Wien.
- MAGIERA, J. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär (Westliche Schneetalpe und Hohe Veitsch) auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **140/3**, 304–305, Wien.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, **1962**, 148–163, Stuttgart.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **86**, 61–74, Wien.
- NIEVOLL, J. (1984): Der Südrand der Grauwackenzone zwischen Stübing und Neuberg (Obersteiermark, ÖK 103 Kindberg). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 63–71, Wien.

- NIEVOLL, J. & SUTTNER, T.J. (2016): Stratigraphie der Norischen Decke auf GK50 Blatt 103 Kindberg. – Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 2. Auflage, 58–70, Wien.
- PICKL, O. (1979): Geschichte der Gemeinde Veitsch. – 438 S., Graz.
- 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.
- REISCHENBACHER, D. (2003): Geologie und Entwicklungsgeschichte des Aflenzner Beckens. – Unveröff. Diplomarbeit, Montanuniversität Leoben, 122 S., Leoben.
- SCHAPPELWEIN, K. (1966): Geomorphologische Untersuchungen in den nordöstlichen Steirischen Kalkalpen (Östlicher Hochschwab, Zeller Staritzen, Veitschalpe). – *Geographischer Jahresbericht aus Österreich*, **31**, 95–132, 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, Geologisches Institut Universität Graz, 22–25, Graz.
- SCHMIDT, K. (1999): Geochronologie entlang eines Metamorphoseprofils vom S-Rand der Nördlichen Kalkalpen bis zum Unterostalpin des Semmeringgebietes (Niederösterreich, Steiermark). – Unveröff. Diplomarbeit, formal-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 127 S., Wien.
- 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*, **52**, Abstract PANGEO 2010 Leoben, 228, Wien.
- SCHUSTER, R., NIEVOLL, J. RUPP, C., ČORIĆ, S. & ILICKOVIĆ, 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.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Band 1. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien.

Online: <http://www.swisseduc.ch/glaciers> (abgerufen am 13.08.2015).