

Exkursion Tauernfenster (16. 9. 2005) Zur Geologie des Maltatales

**G. Pestal & J. Reitner
Geologische Bundesanstalt, 1030 Wien**

Exkursionsroute (Abb. 1): Gmünd – Maltaberg – Ballonwald – Feistritzbachtal – Faschauner Törl – Perschitz – Schlüsselhütte – Gößfälle – Probsttratte – Gmünd.

Die etwa fünf Stunden dauernde Exkursion wird mit Kleinbussen durchgeführt. Für mehrere kurze Fußmärsche zu den Aufschlüssen und zu Aussichtspunkten vorwiegend entlang von Forststraßen wird festes Schuhwerk und die Mitnahme eines Regenschutzes empfohlen.

Haltepunkt I: Profil „Ballonwald“ und Aussichtspunkt „Geologie der Umgebung von Gmünd“

Eine erst vor kurzer Zeit neu angelegte Forststraße erschließt im Ballonwald und an der östlichen Talseite des Feistritzbachtals den liegenden Teil der Peripheren Schieferhülle und den hangenden Teil der Storz-Decke. Die entlang unseres Profils exzellent auf über 1,5 km Länge durchgehend aufgeschlossenen Gesteinseinheiten fallen mit 30° bis 50° nach SE ein und zeigen folgende lithologische Einheiten:

- a) Kalkglimmerschiefer und dunkler Phyllit der Bündnerschiefer-Gruppe (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.5.4.3. und 2.5.4.4.)
- b) Dunkle Albitblastenschiefer der Murtörl-Formation (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.5.1.)
- c) Phyllonitischer Gneis und Albitblasten führender Gneis des Kareck-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.3. und Folgende)
- d) Altkristallin des Storz-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.2. und Folgende)

Die ersten Aufschlüsse zeigen uns die Kalkglimmerschiefer in ihrer typischen Ausbildung. Sie gehören zu einem weit über hundert Meter mächtigen Kalkglimmerschieferzug, der die Bergkuppe des Ballonwaldes bildet. Jener lässt sich nach Süden bis zum Ort Malta und nach Norden in den Felswänden östlich der Faschaun weithin auskartieren. Im liegenden Teil des Kalkglimmerschieferzuges befindet sich eine Einschaltung dunkler Phyllite und danach eine Einschaltung von Chloritschiefern.

Die Gesteine der Schrovín-Gruppe fehlen in unserem Profil. Es wurde in diesem Abschnitt ganz offensichtlich tektonisch reduziert! Denn Ch. EXNER (1980) kartierte die Schrovín-Gruppe entlang der Maltabergstraße (siehe: Geologischer Bau des Tauernfensters; Abb. 4) mit nahezu zehn Metern und im Ballonwald auf 1360 m Seehöhe mit 30 m aufgeschlossener Mächtigkeit.

Die danach folgende 25 Meter mächtige Murtörl-Formation wird hier ausschließlich von dunkelgrauen Schiefen aufgebaut, deren s-Flächen in der Art klassischer Phyllite von durchgehenden grauen Glimmerhäuten überzogen sind. Auf diesen s-Flächen entdeckt man aber sofort millimeterkleine, warzenartige Knoten, die sich im Querbruch mit der Lupe leicht als Feldspatblasten identifizieren lassen. Es handelt sich hier ausschließlich um Albitblasten, die spätkinematisch im Zuge der alpinen Regionalmetamorphose gebildet wurden. Oligoklasblasten, die zusammen mit Quenadinit bei höherer Metamorphose in den Blastenschiefern der Murtörl-For-

mation auftreten, wurden von J. MEYER (1977) im wesentlich weiter südlich gelegenen Bereich Stoder-Ostkamm – Gmeineck-Südostgrat nachgewiesen.

Scharf begrenzt folgen im Liegenden der Murtörl-Formation Gesteine mit altkristallinen Strukturelementen. Aplitisches injiziertes Paragneis und Amphibolite sowie Relikte migmatischer Texturen sind noch recht gut zu erkennen. Zahlreiche lediglich dezimeterdünne Zonen von phyllonisiertem Gneis belegen, dass es sich bei diesen Gesteinen um den Kareck-Komplex handelt. Bei eingehender Betrachtung der prächtigen Aufschlüsse erkennt man den mehrere Zehnermeter mächtigen, Albitblasten führenden Horizont im Hangenden des Altkristallins, der ein weiteres, aber überaus wichtiges Bestimmungskriterium für den Kareck-Komplex ist. Die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit sind nach der alpinen Deformation unter schwach metamorphen Bedingungen rekristallisiert. Nur allmählich und ohne scharfe Grenze gehen die Gneise in das sozusagen „normale Altkristallin“ des Storz-Komplexes über, das entlang der Forststraße bis zum Feistritzbach bestens aufgeschlossen studiert werden kann.

Haltepunkt 2: Profil „Faschauner Törl“ und Aussichtspunkt „Geologie des Gößgrabens“

Im Gebiet um das Faschauner Törl erreichen wir den zentralen Teil der Storz-Decke. Hier können wir in zahlreichen guten Aufschlüssen einen biotitreichen Augengneis mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspatäugen studieren. Jener ist deutlich geregelt, zeigt ein gut ausgeprägtes flach gewelltes Parallelgefüge und fällt mit 130/30 bis 155/30 nahezu hangparallel zum Faschaunerbachtal ein. Der Mineralbestand dieses grobkörnigen Biotitgranitgneises mit klassisch ausgebildeter Augentextur kann mit flau gegittertem Mikroklin, zum Teil perthitisch entmischt, Karlsbader Zwillingen, schwach gefülltem, verzwillingtem Plagioklas mit geringem Anorthitgehalt, weitem Quarz und Biotit mit Pleochroismus von hellgelb bis braungrün angegeben werden. Ferner konnte Chlorit sekundär nach Biotit, Epidot, Orthit, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon im mikroskopischen Bild beobachtet werden. Hellglimmer beschränkte sich auf Mikrolithen im Plagioklas (Ch. EXNER, 1980).

Der etwa 200 Meter mächtige Augengneis lässt sich bis zirka 800 m NNW des Faschauner Törls entlang der Forststraße verfolgen. Danach folgt im liegenden Teil der Storz-Decke wiederum das Altkristallin des Storz-Komplexes, welches hier das Alte Dach des zuvor beschriebenen Augengneises bildet. In den prächtigen Aufschlüssen eines mehrere hundert Meter langen Profils durch den Storz-Komplex erkennt man dünne, im cm- bis dm-Bereich wechselnde, oft stark verfaltete, dunkle und helle Lagen. Es handelt sich um Paragneise, die von zahlreichen verschiedenen Orthogneisen injiziert wurden. Die Paragneise können als dünnplattige, feinkörnige Biotitgneise beschrieben werden (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters; Kapitel 2.2.2.1.). Sie sind stark geschiefert und lassen sich sehr leicht in cm-dünne Platten spalten. Die beobachteten Orthogneise sind hauptsächlich als konkordante und diskordante Aplitgneise und feinkörnige Biotitgranitgneise anzusprechen. Untergeordnet sind auch Biotitgranitgneise mit Augentextur und Granodioritgneise zu beobachten. Manche Aufschlüsse zeigen auch migmatische Strukturen. Im weiteren Verlauf erschließt die Forststraße auch Amphibolite, die hier am Aufbau des Storz-Komplexes beteiligt sind. Der grünweiß gesprenkelte, mittel- bis grobkörnige Amphibolit ist gut geschiefert ausgebildet. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 2 cm Länge wechseln mit gelblich-grünen aus Albit und Epidot bestehenden Bereichen, die noch Formen der ursprünglichen Feldspäte erkennen lassen. Die Edukte dieses Gesteins waren vermutlich Gabbros. Ein Vorkommen von Hornblendit mit bis zu 5 cm großen schwarzgrünen Hornblenden zeigt Kumulatstruktur und wird als Rest einer Magmenkammer interpretiert.

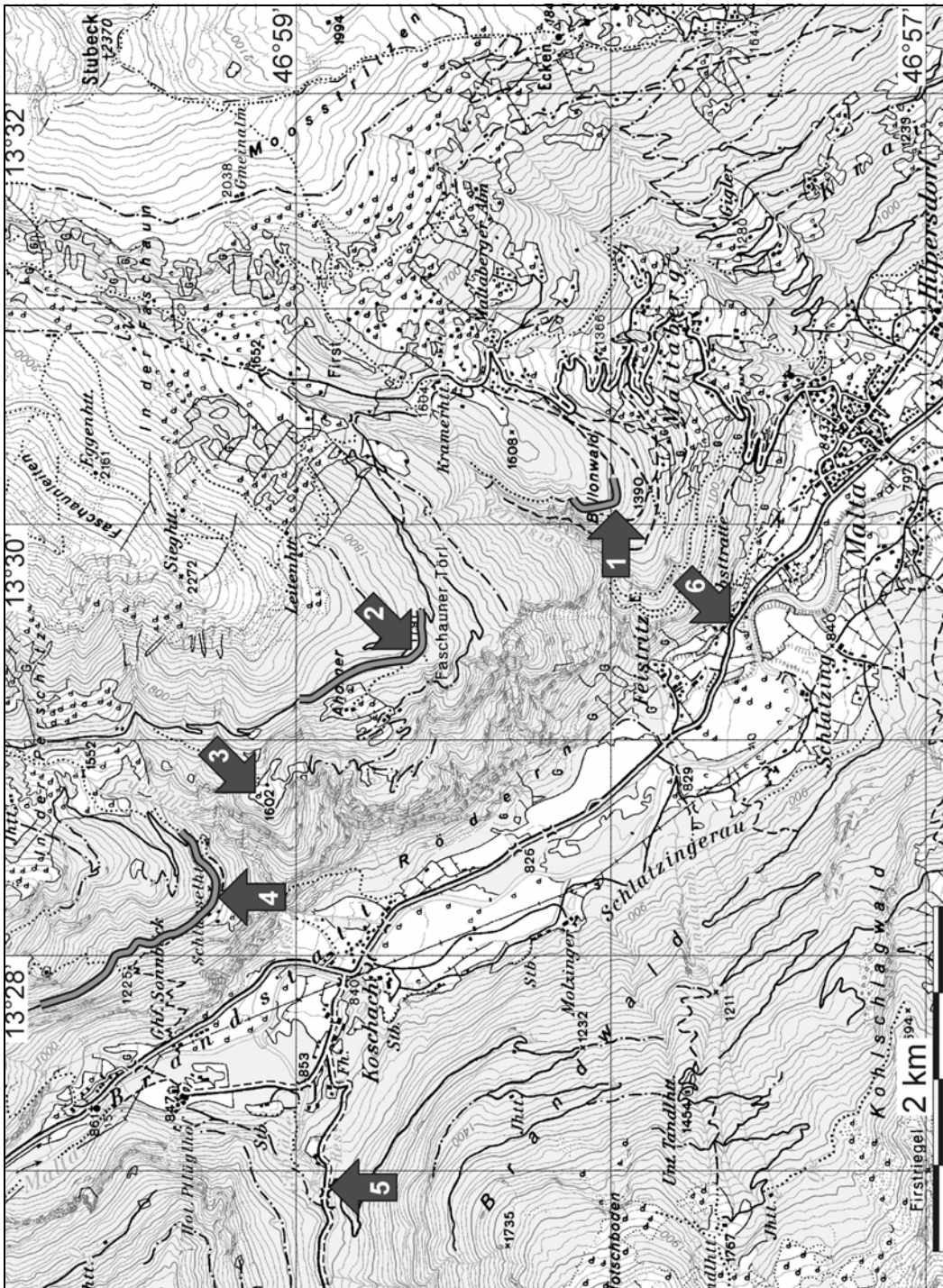


Abb. 1: Karte der Exkursionsroute.

Haltepunkt 3: Der Silbereckmarmor

Die Silbereck-Zone besteht aus post-variszischen Metasedimenten, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Grundgebirge auflagern. Sie erstreckt sich vom Rauristal über 45 km West–Ost-streichender Länge bis ins Maltatal. Ihren Namen hat sie nach dem östlich der Rotgüldenseen gelegenen, 2804 m hohen Silbereck, wo sie am vollständigsten entwickelt ist. Sie umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (? Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. Darüber lagern kompakte Karbonatgesteine und schließlich eine kreidezeitliche Abfolge aus Kalkschiefer, dunklem Pyllit, Karbonatquarzit und Brekzie. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt wurde von EXNER (1983) noch zur Gänze als Trias interpretiert, ist aber auf Grund neuer Fossilfunde (HÖFER & TICHY, 2005) von der Typlokalität am Silbereck größtenteils im Malm einzustufen und daher keinesfalls als stratigraphisches Äquivalent der Seidlwinkel-Formation aufzufassen.

Im Rahmen unserer Exkursion erreichen wir südlich des Fallbaches bei der Kote 1602 einige kleinere Aufschlüsse des Silbereckmarmors. Lithologisch handelt es sich um einen weißen zuckerkörnigen Kalkmarmor, der hier stark verwittert und oberflächlich ocker gefärbt ist. Die mesozoischen Metasedimente der Silbereck-Zone treten hier nur mehr in sehr reduziertem Schichtumfang auf und keilen wenig südöstlich dieser Lokalität gänzlich aus. Sie erreichen jedenfalls nicht mehr den Talgrund des Maltatales nördlich von Feistritz. Am gegenständlichen Kartenblatt lagert der Silbereckmarmor über Granitoiden des Hochalmkerns und markiert nördlich des Maltatales als mesozoischer Deckenscheider die Basis der Storz-Decke.

Haltepunkt 4: Profil „Schlüsselhütte“ und Aussichtspunkt „Geologie der Hochalmspitze“

Rund 500 m östlich der Schlüsselhütte können wir entlang der Forststraße den zum Hochalmkern gehörenden Granodioritgneis studieren. Mehrere Aufschlüsse zeigen ein mittelkörniges, schwarz-weiß-gesprenkeltes Gestein. Die in dunklen Nestern zusammengeballten Mafite bestehen überwiegend aus Biotit mit etwas Titanit und Orthit. In den hellen Bereichen sind leistenförmige Plagioklase (häufig komplex verzwillingt), Quarznester und Kalifeldspäte zu erkennen (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters: Kap. 2.1.2.1.). Die nicht besonders deutlich entwickelte Schieferung des Granodioritgneises kann mit 120/30 angegeben werden. Die Lineation (Elongation des Biotits) lautet 095/20. Zentimeter- bis dezimetergroße, dioritische Schollen sind in Richtung der Lineation brotlaibartig gelängt. Einzelne Aplitgneisgänge durchziehen den Granodioritgneis. Eine bereichsweise beobachtbare Schlierigkeit wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Paragneise verursacht. Die Edukte des Granodioritgneises intrudierten vor rund 320 Millionen (R.A. CLIFF, 1981) Jahren in den Reißbeck-Komplex. Geochemisch wurde dieser Gesteinstyp (Maltatonalit) von B. HOLUB & R. MARSCHALLINGER (1990) als high-K kalkalkalischen I-Typ-Granitoid charakterisiert, der eine für „Volcanic-Arc“-Granitoide typische Spurenelementcharakteristik besitzt.

Nordwestlich der Schlüsselhütte erschließt die Forststraße ein mehrere km langes Profil durch die Migmatite des Reißbeck-Komplexes (siehe auch lithologische Beschreibung: Geologischer Bau des Tauernfensters: Kapitel 2.2.1.). Diese sind teilweise als deutlich hell-dunkel gebänderte, teilweise als schlierige Gneise entwickelt. Die Neosombereiche sind abhängig von der Zusammensetzung der Edukte als Aplitgneise, Aplitgranitgneise, Granodioritgneise oder leukokrate Tonalitgneise ausgebildet. Sie bestehen mineralogisch und texturell aus dem exakt gleichen Material, das wir in den hellen Lagen der Bändergneise und in diskordanten Gängen beobachten können. Die Migmatite sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen.

Der Zweiglimmergneis mit meist schon makroskopisch erkennbarem Kalifeldspatgehalt bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in Diatexitgneis über. Gelegentlich sind auch daumennagelgroße Anreicherungen von Hellglimmern (Cordieritpseudomorphosen) zu beobachten. Der schlierige Biotit-Plagioklasgneis zeigt prächtige, dunkle, biotitreiche Paläosombereiche. Teilweise sind auch noch Schollen der alten Paragneise erkennbar, die in diatektischen Bereichen schwimmen. In den liegenden Teilen des Reißbeck-Komplexes sind die schlierigen Migmatite auch häufig als Biotit-Hornblendegneis entwickelt. Ihr Mineralbestand kann wiederum mit hauptsächlich Plagioklas und in Nestern angereichertem Quarz, Biotit, \pm Hornblende angegeben werden. Ferner kann man reichlich Epidot und Titanit bereits mit der Lupe erkennen. Die Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt hier bereichsweise zu quarzdioritischen bis tonalitischen Nebuliten.

Es wird angenommen, dass die Stoffmobilisation der leukokraten Neosome und die Bildung der Migmatite zeitlich eng mit der Intrusion des Gößplutons und der variszischen Regionalmetamorphose verbunden waren.

Haltepunkt 5: Der Gößkern im Bereich zwischen Koschach, den Gößfällen und Pflüghof

Das tief eingeschnittene Tal des Gößgrabens zeigt eindrucksvoll die Ausmaße der Granitoide des Gößkerns (aufgeschlossene Mächtigkeit mehr als 1500 m). Der Gneisdom des Gößkerns ist ein alpin metamorpher, variszischer Pluton (von R.A. CLIFF [1981] durchgeführte geochronologische Untersuchungen erbrachten ein Intrusionsalter von 313 ± 10 Millionen Jahre). Der Gößkern ist, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefste Einheit der südöstlichen Hohen Tauern. Dieser große Orthogneiskörper ist petrologisch nicht einheitlich aufgebaut. Grob charakterisiert besitzt er einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand.

Der Gößgraben mündet im Bereich zwischen Koschach und Pflüghof mit der markanten Geländestufe der Gößfälle ins Maltatal. Die Straße ins Gößtal quert in 970 m Seehöhe oberhalb des „Dritten Gößfalls“ den Gößbach. Von hier führt ein kleiner Weg entlang der Gößfälle hinunter ins Maltatal. Entlang dieses Weges können wir in mehreren guten Aufschlüssen die Granitoide des Gößkerns studieren.

Die Gößfälle sind das Resultat der geringeren glazialen Erosionsleistung des Gößgletschers gegenüber der des Maltagletschers während des letzten Glazials und älterer Eiszeiten, die zur Ausbildung eines Hängetales führte. Wobei die Höhendifferenz von ~ 100 m zwischen Beginn der Wasserfälle und heutigem Talboden diesen Unterschied der beiden Gletscher nur bedingt veranschaulicht. So ist zu vermuten, dass mit der bei der Brandstatt einsetzenden Talweitung auch eine merkbare glaziale Übertiefung im unteren Maltatal und somit eine tiefe Lage der Felssohle unter der Geländeoberkante vorliegt.

Die Gößfälle und die anschließenden Festgesteinsschwellen zwischen Koschach und Pflüghof werden überwiegend vom hellgrauen Granodioritgneis des Gößkerns aufgebaut. Dieser wird von verschiedenen, teils Granat führenden Aplit- und Pegmatitgneisen durchschlagen und enthält hier auch mehrere kleine Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes). Die Granodioritgneise dieses Bereiches besitzen eine mittelsteil nach NNE bis NE fallende Schieferung sowie eine deutliche, flach nach SE fallende Lineation. Hervorragende Aufschlüsse dieser Gesteine bieten die Steinbrüche bei Koschach und Pflüghof sowie die Gößfälle. Im Granodioritgneis überwiegt der Plagioklas deutlich gegenüber dem Alkalifeldspat. Der Alkalifeldspat bildet lokal bis 2 cm große Augen. Jene zeigen teils noch klare, durchsichtige Innenbereiche mit einer Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz. Manchmal, wie z.B. in der Felsformation des obersten Gößfalles, können die sonst typischen Kalifeldspatäugen auch gänzlich fehlen. Hier besitzt der Orthogneis

tonalitische Zusammensetzung. In den benachbarten Steinbrüchen wird ein straff geregelter Granodioritgneis mit zahlreichen hellen und dunklen Striemen und prächtiger Augentextur abgebaut. Der Plagioklas bleibt deutlich kleiner als der Kalifeldspat, ist stärker rekristallisiert und bildet zusammen mit gelängten Quarznestern die hellen Striemen. In den dunklen Striemen sind Biotit, Titanit, Orthit und Epidot angereichert.

Haltepunkt 6: Probsttratte bei Malta mit Erläuterungen zur spätglazialen Entwicklung im Maltatal und Aussichtspunkt „die Endmoräne von Schlatzing“

Lokalität: ÖK 50, Blatt 182, Spittal a.d. Drau, Gemeinde Malta, 46°57'46" N, 13°29'24" E, ~ 860 m ü. NN; auf dem Weg in das hintere Maltatal liegt ~ 1,3 km nach dem Gemeindehaus von Malta (= Informationsstelle des Nationalparks Hohe Tauern) an der rechten Straßenseite beim Weiler Probsttratte ein Parkplatz. Von dort führt ein markierter Fußweg auf einen hochgelegenen Schwemmfächer des Feistritzbachs, eines linksseitigen Zuflusses der Malta.

Südlich bzw. südwestlich des Aussichtspunktes befindet sich der das Maltatal querende Endmoränenzug von Schlatzing, der ein Zungenbecken umkränzt (s. Abb. 7, 8, 9 in REITNER, dieser Band). Typisch für eine glaziale Serie schließt flussabwärts an die Moräne eine mindestens 10 m mächtige Schotterterrasse an. Weiters sind gegen Süden, auf der orographisch rechten Maltaseite, Reste eines äußeren Endmoränenzuges zu erkennen. Beide Moränenzüge repräsentieren einen längeren Halt des Maltagletschers samt einer kleinen Oszillation. Die Verbreitung der damit assoziierten Terrassenschüttungen bis knapp vor Gmünd belegt eine freie Vorflut im Maltatal.

Aufgrund der paläogeographischen Situation (Größe des Gletschers, Fehlen etwaiger Toteisreste im Gletschervorfeld), die der des Gschnitzgletschers bei Trins gleicht, wurde der Halt des Maltagletschers bei Schlatzing dem Gschnitz-Stadial (~ 16.000 kalibrierte Jahre vor heute) zugeordnet. Dies ist allerdings mit Vorsicht zu betrachten, da konkretere Evidenzen für eine Korrelation, wie die Expositionsaltersdatierungen, derzeit* noch fehlen.

Gegen SE ist auf der orographisch rechten Maltatalseite die Innenseite der Endmoräne bei Schloss Dornbach ersichtlich. Diese ist mit einem Schotterkörper assoziiert, dessen Höhenlage deutlich über dem heutigen Maltatalniveau die Existenz von Toteisresten im Maltatal anzeigt. Dieser Moränenwall repräsentiert gemeinsam mit seinem Pendant bei Hilpersdorf eine kurzfristige Stabilisierung des Maltagletschers in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial (~ 21.000–19.000 kalibrierte Jahre vor heute; s. Abb. 10, Beitrag REITNER [dieser Band]). In denselben Zeitabschnitt fallen die gegen SE im Hintergrund erkennbaren mächtigen Staukörper am Eisrand bei Gmünd.

Von dem Zeitabschnitt zwischen Eiszerfallsphase und Gschnitz-Stadial, also von ~ 19.000 bis 16.000, ist im Maltatal nur fluviatile Erosion belegt.

* Beim Wirtshaus bei Koschach startet ein sogenannter Gletscherweg, der die glazial überformte Fellslandschaft (Rundhöcker) erschließt. Die Hauptattraktion ist der Gletscherschliff, der vom Maltagletscher letztmalig während des Gletscherhaltes von Schlatzing (?Gschnitz-Stadial) überformt wurde. An dieser Stelle wurden daher von A. REUTHER (Univ. Regensburg) und S. IVY-OCHS (ETH Zürich) Proben (Quarze) für Expositionsaltersdatierungen (SED; ^{10}Be , ^{26}Al) genommen, um so den Stand von Schlatzing zeitlich einzugrenzen zu können.

Zur Erläuterung der Aussichtspunkte

Abschnitt Tandelspitze – Bartelmänner – Ebenwald:

Gößkern: 1 = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 2 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis.

Draxel-Komplex: 3 = Granatglimmerschiefer (30 bis 40 m).

Geometrische Fortsetzung des Hochalpkerns und Hüllgesteine: 4 = Amphibolit (10 m). 5 = Granit- und Aplitgneis (250 m). 6 = Strahlsteinfels (Serpentin-Begleitgestein), Amphibolit und Bändergneis (3 m).

7 = Granatglimmerschiefer (40 m) mit 8 mm großen Granatkristallen; s: 12/20 E, Lineation = Faltenachse: 40/12 N. 8 = Amphibolit (10 m). 9 = Grobkörniger Augengranitgneis (25 m). 10 = Kleinkörniger Paragneis und Biotitschiefer.

Geometrische Fortsetzung der Silbereck-Serie: 11 = Quarzit (1,5 m).

Storz-Decke:

Storz-Komplex: 12 = Amphibolit (10 m), s: 40/23 SE. 13 = Paragneis, Chlorit- und Biotitschiefer (3 m); spitz gefalteter Bändergneis (5 m), s: 37/34 SE, Faltenachse: 144/25 SE. 14 = Amphibolit (10 m). 15 = Quarzdioritgneis (40 m) mit Quarzadern, s: 42/32 SE, Lineation: 146/23 SE. 16 = Grobkörniger Biotit-Epidotamphibolit (1 m). 17 = Quarzdioritgneis (150 m), an seiner Basis: Lagerquarz (0,5 m); s: 52/22 SE, Lineation: 160/22 S. 18 = Amphibolit (15 m). 19 = Migmatitgneis und Amphibolit (15 m). 20 = Amphibolit (50 m). 21 = Prasinit (10 m). 22 = Migmatischer, Chlorit und Hellglimmer führender Augengneis mit Amphibolitlagen (10 m), s: 12/24 E, Lineation = Faltenachse: 148/16 SE. 23 = Augengranitgneis (80 m), Chlorit und Hellglimmer führend, s: 38/26 SE, Lineation = Faltenachse: 156/21 SE. In der Steilwand prächtige Falten im 10-m-Bereich.

Kareck-Komplex: 24 = Migmatischer Bändergneis, Stengeltekonit; Paläosom: Chlorit reicher Gneis, Neosom: Aplitgneis, s: 12–26/24–28 E, Hauptlineation = Stengelachse: 137/23 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/8 S. 25 = Prasinit, wechsellagernd mit Amphibolit und Aplitgneis.

Periphere Schieferhülle:

Murtörl-Formation: 26 = Schwarzschiefer (35 m), teilweise mit dunklen Albitknoten, s: 20/25 E.

Schrovin-Gruppe: 27 = Heller Serizitschiefer mit Albitblasten (4 m). 28 = Phengitquarzit (0,5 m) vom Typus Lantschfeldquarzit, s: 9/28 E, Achse der Kleinfalten: 4/horizontal.

Bündnerschiefer-Gruppe: 29 = Grünschiefer, s: 10/32 E. 30 = Kalkschiefer (ca. 100 m) mit einer Schwarzphyllitlage, s: 163–170/22–48 E, Lineation: 90/22 E. 31 = Quarzit, s: 138–163/33 SE. 32 = Grünschiefer (30 m), s: 142–152/26–34 SE, Lineation: 72–107/32–35 E. 33 = Kalkschiefer (80 m).

Nordrahmenzone: 34 = Dunkler Phyllit (Fischer Phyllit). 35 = Schollen von Karbonatgesteinen (Mitteltrias; 15 m) vermengt mit Alpinem Verrucano. 36 = Serpentin (60–80 m).

Katschbergzone: 37 = Katschberg-Quarzphyllit. 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit und Bänderkalkmarmor (1,5 m) als Schollen im Quarzphyllit (Lisabichl-Schollenzone). 39 = Mylonit. 40 = Phyllonit (retrograd überprägter Glimmerschiefer und Paragneis).

Quartär: 41 = Moräne. 42 = Alluvionen.

Abschnitt Preimelspitze Ostgrat – Winterriegel – Gößtal beim Maltastollen:

Gößkern: 1 = Granit- und Granodioritgneis. 2 = Bändergneis-Zwischenlagen im Gößkern. 3 = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 4 = Amphibolit (Altes Dach des Gößkerns) s: 125/30 NE, Lineation: 120/12 W. 5 = Migmatischer Bändergneis (30 m); Paläosom: Amphibolit und Prasinit; Neosom: Aplitgneis. 6 = Biotit führender Aplitgneis (50 m) mit Lagen und Schollen von Amphibolit.

Draxel-Komplex: 7 = Granatglimmerschiefer (160 m), aplitisch injiziert und mit 8 = Graphitquarzit.

Das Profil am Grat zeigt von unten nach oben folgenden Bau des Draxel-Komplexes: Granatglimmerschiefer (50 m) mit 7 mm großem Granat und mit einer Graphitquarzitlage (0,1 m). Darüber (bei P. 2518) Migmatitgneis (40 m), Paläosom: Glimmerschiefer, Neosom: Aplitgneis. Darüber Graphitquarzit (spitz gefaltet, 3 m), s: 110/20 NE, Lineation: 110/horizontal. Darüber Granatglimmerschiefer (4 m). Darüber derselbe Migmatitgneis (28 m). Darüber Granatglimmerschiefer (30 m). Darüber Aplitgneis (5 m) mit Glimmerschiefer-Schollen. Im Maltastollen sind die Granatglimmerschiefer zwischen den Stationen 3980 und 4198 m zusammen mit Granatquarzit und mit Gneislagen aufgeschlossen. Zwischen den Stationen 4236 und 4300 m bildet der Granatglimmerschiefer ein domförmiges Gewölbe.

Hochalmkern: 9 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis (15 m), s: 90/26 N. Im Maltastollen als Bändergneis zwischen den Stationen 4198 bis 4206 m und über dem Glimmerschiefer-Dom aufgeschlossen. 10 = Granodioritgneis und Tonalitgneis (600 m), s: 85/28 N, Lineation: 90/15 W. Im Maltastollen Stationen 4206 bis 4236 und 4300 bis 7260 m. Bei Station 4410 m: Granodioritische Varietät. Station 4630: Tonalitgneis s: 82/30-53 N. Bei den Stationen 5830 und 6340 m: Pegmatitgänge im Tonalitgneis. Station 6750 m: Tonalitgneis s: 120/47 N. 11 = Grobkörniger Granitgneis. Im Maltastollen ist der Grenzbereich infolge mehrfachen Wechsels zwischen Tonalitgneis und Granitgneis unscharf.

Abschnitt Schmiednock – Gößtal bei der Kohlmayralm:

Gößkern: I = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Gößkernes (Reißbeck-Komplex): 2 = Migmatischer Bändergneis Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis. Darinnen 10 m dicke Lagen von Amphibolit und Aplitgneis. Raumlage unter dem Draxelnock: s: 87/35 N, Lineation: 87/10 W.

Draxel-Komplex: 3 = Granatglimmerschiefer. Am Draxelnock mit 1 cm großen Granatkristallen und mit Raumlage: s: 122–125/37–45 N, Lineation: 132/28 N. Auf der Tandspitze ist der Granatglimmerschiefer 40 m mächtig und enthält 3 cm große Granate. Die Raumlage beträgt dort: s: 32–36/22 SE.

Hochalmkern: 4 = Tonalit-Phyllonit, postkristallin deformiert, spitz gefaltet, s: 62/24 NW, Hauptlineation mit Elongation des Biotits: 120/12 W, junge Knitterungsachse: N–S/15 N. 5 = Granodioritgneis und Tonalitgneis, s: 107/38 N, Lineation: 112/10.

Literatur

Siehe: Beitrag von G. PESTAL: „Geologischer Bau des Tauernfensters“, dieser Band.

Abb. 2: Profilschnitte vom Gößkern bis zum Rande des Tauernfensters (nach Ch. EXNER, 1980)



