

### 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 verzwilligt), 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  $313 \pm 10$  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  $\sim 100$  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