

There is a series of very well-defined large cirques to the south-west and west of the Naßfeld valley which, together with the valley itself, form a high mountain landscape of quite unique beauty. These are the Schlapperebenkar, Röckkarl, Silberkarl (both between Schlapperebenkar and Höllkar; EXNER, 1956), Höllkar and Eselkar cirques, all of which bear well-preserved traces of glaciations from the past 150 years including end and lateral moraines, currently inactive rock glaciers, debris fields, and debris fans. Höllkar is the most impressive of these cirques; its step is nearly 350 m high forming a vertical or overhanging wall over which the Höllkarbach stream forms a waterfall before flowing north towards Veitbaueralm.

The Weißenbach valley forms part of the headwaters of the Naßfeld valley, draining from the south-east and east. The moraine that covers the slopes of the Naßfeld valley downstream continues up this valley on both sides, but only reaching to a much lower height (50–150 m) above the valley floor. The low, crescent-shaped ridge located north of Tauernleiten is probably an end moraine of early to middle Holocene age.

A large area of well-preserved glacial sediments (lateral and end moraines) exists in the Ödenkar cirque, extending as far as Sonnenalm (ca 1100 m s.s.l.). Isolated patches of the moraine also occur below the Knappenbäudlsee lake and Schideck, at a similar altitude to Sonnenalm. Moraine fields with a well preserved end moraine ridge can be seen on the other side of the Radhausberg ridge, in the Blumfeld cirque.

The deep, narrow Naßfeld-Ache gorge contains hardly any Quaternary sediments or landforms. Only in the vicinity of Astenalm does the valley floor broaden out, and there it is covered with coarse-grained alluvium and alluvial fans. The morphology of north-west slope leading down to the gorge, above Ortalm, suggests a landslide or rockfall which, although now inactive, could if remobilized threaten the main road along the valley road.

Present-day glacial and periglacial phenomena are common within the investigated area. Active glaciers occur north-east of the Schareck peak (the Schareckkees glacier), north of the Herzog-Ernst Spitze peak, east of the Baumbachspitze peak, and north of the Schlappereben-spitzen peak (the Schlapperebenkees glacier). These areas have not been inspected because of their inaccessibility following snow falls in the middle of September.

Solifluction debris flows (appearing as lobes) are rather common in the upper parts of the north-west, north and north-east facing slopes, particularly north-east of the Seekopf peak, north-east of the Aperes Schareck peak, south-east of the Knappenbäudlsee lake, and north-west of the Mallnitzer Tauern pass.

## **Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris**

GERHARD PESTAL & JOHANN HELLERSCHMIDT-ALBER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In beiden Berichtsjahren wurden die Revisionskartierungen des gegenständlichen Kartenblattes im Grenzbereich Rauristal – Hüttwinkltal und am Talschluss des Hüttwinkltals südlich von Kolm Saigurn fortgesetzt. Die

Aufnahmen konzentrierten sich zum einen auf das Glockner-Deckensystem, und zwar auf jene Bereiche, die sich von Rauris über den Retteneggwald, den Fröstlberg bis ins mittlere Hüttwinkeltal erstrecken. Zum anderen wurde der schon zur Goldberggruppe zählende Nord-Rand des Sonnblick-Kerns zwischen dem Pilatuskees, der Neubau-Hütte und dem Wurtenkees kartiert. Die Dokumentation der neuen Kartierungsergebnisse im Rahmen des diesjährigen Berichts wird aber textlich eher knapp gehalten, da der Hauptteil des Berichtes der Beschreibung der tektonischen Einheiten und ihrer hierarchischen Gliederung gewidmet ist, die ein wichtiges Ordnungskriterium der Kartenlegende darstellt. Im Speziellen wird der tektonische Internbau der penninischen und subpenninischen Einheiten im Bereich der mittleren Hohen Tauern beschrieben. Dabei werden auch die von Forschergenerationen analysierten und benannten Deckeneinheiten im Lichte von Metamorphose-Ereignissen und plattentektonischen Prozessen betrachtet. Die am Kartenblatt 154 Rauris vertretenen tektonischen Einheiten werden gemäß ihrer tektonischen Hierarchie geordnet und definiert. Die verfassten tektonischen Definitionen sollen in weiterer Folge in den *Thesaurus der tektonischen Einheiten* eingearbeitet werden, der an der Geol. B.-A. zurzeit entwickelt wird, um eine Legenden-Harmonisierung der digitalen Geologischen Karten zu ermöglichen. Im Speziellen geht es um die Legenden-Harmonisierung des in Bearbeitung befindlichen Kartenblattes GÖK 154 Rauris und zahlreicher benachbarter geologischer Karten, die sich im Falle von GÖK 155 Bad Hofgastein, GK UTM Blatt Lienz-Ost und GK UTM Blatt Obervellach ebenfalls zurzeit in Bearbeitung befinden oder die bereits in früheren Jahren fertiggestellt und ausgedruckt wurden, wie beispielsweise GÖK 122 Kitzbühel, GÖK 123 Zell am See, GÖK 151 Krimml, GÖK 152 Matrei in Osttirol, GÖK 153 Großglockner, GÖK 156 Muhr, GÖK 157 Tamsweg und GÖK 182 Spittal an der Drau. Alle Definitionen beruhen auf der Bewertung von Literaturdaten und eigenen Geländekenntnissen beider Kartenblattbearbeiter. Folgende am Kartenblatt Rauris vertretenen tektonischen Einheiten werden in diesem Bericht behandelt:

- 1) Die zum subpenninischen Venediger-Deckensystem gezählten Einheiten (Sonnblick-Kern, Neubau-Decke, Romate-Decke)
- 2) Die Mallnitzer Mulde
- 3) Das Modereck-Deckensystem als neues, zweites subpenninisches Deckensystem und die zu diesem gezählten Einheiten (Seidlwinkl-Decke, Trogereck-Schuppe)
- 4) Die Untergliederung des Glockner-Deckensystems in eine Glockner-Decke s.str. und in die Rauris-Decke.

### **ad 1) Internbau des Venediger-Deckensystems am Kartenblatt Rauris**

Das Venediger-Deckensystem, die tektonisch tiefste, regional verbreitete Großeinheit des Tauernfensters wurde von FRISCH (Geol. Rundschau, 65, 1976; N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977) basierend auf den Überlegungen von STAUB (Beitr. Geol. Kt. Schweiz, 52, N.F. 82, 1924) begrifflich neu gefasst und von SCHMID et al. (Eclogae geol. Helv., 97, 2004) als subpenninisches Deckensystem definiert.

Eine aktuelle zusammenfassende Beschreibung des Venediger-Deckensystems wird in den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg (1:200.000) gegeben, die im

Jahre 2009 ausgedruckt wurden (PESTAL et al. [Red.]). Die am Kartenblatt GÖK 154 Rauris vertretenen tektonischen Einheiten, die dem Venediger-Deckensystem untergeordnet werden, lauten: Sonnblick-Kern, Neubau-Decke und Romate-Decke. Sie werden nun im Einzelnen kurz charakterisiert.

### **Sonnblick-Kern (inkl. Knappenhaus-Walze und Wurten-Keil)**

Ganz allgemein handelt es sich beim Sonnblick-Kern um einen großen, variszischen Pluton, der letztmalig alpidisch metamorph und massiv deformiert wurde. Sein innerer Bereich besteht aus mehreren tausend Meter mächtigen Zentralgneisen. Über diesem folgt ein maximal wenige hundert Meter mächtiger, randlicher Bereich, der sich überwiegend aus verschiedenen prävariszischen Gesteinen des Alten Dachs zusammensetzt, daneben aber auch einige kleinere lagig oder gangförmig ausgebildete Zentralgneiskörper enthält. Der Sonnblick-Kern erstreckt sich in der Goldberggruppe über ein weites Areal, das auf den Kartenblättern ÖK 154 Rauris, UTM-Blatt Lienz-Ost und UTM-Blatt Obervellach liegt. Bei der Betrachtung des Kartenbildes, der von EXNER (1962) erstellten Geologischen Karte der Sonnblickgruppe fällt sofort die Extension des gesamten „Sonnblick-Zentralgneiskörpers“ in NW-SE-Richtung auf. Im N wird seine äußere Gestalt von Teilkörpern mitbestimmt, die durch schmale, steil stehende und in Extensionsrichtung lang hinstreichende Züge von Nebengesteinen des Alten Dachs vom Hauptkörper getrennt werden. Diese wurden von EXNER (1964) in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe als Knappenhaus-Walze und Wurten-Keil beschrieben. Gegen SW nach dem Auslaufen der Nebengesteine hängen diese Teilkörper noch mit dem Hauptkörper zusammen. Wie in den Profilschnitten (die EXNER den Erläuterungen beigelegt hat) zu sehen ist, bilden die beschriebenen Zentralgneiskörper mit ihrem Alten Dach eine riesige, in NW-SE-Achsenrichtung, walzenartig, in die Länge gezogene Antiform, die asymmetrisch ausgebildet ist und nach SW mittelsteil sowie nach NE saiger bis überkippt einfällt. EXNER (1964, siehe oben) gibt die Dimensionen des Sonnblick-Kerns in Extensionsrichtung mit 24,5 km (zwischen Kruml-Kees und Mallnitzer Schlucht) und senkrecht dazu mit maximal 8 km (entlang des Profils Herzog Ernst – Alteck – Zirknitz-Tal) an. Der Sonnblick-Kern endet aber nicht im Gebiet der Mallnitzer Schlucht. Hier wird lediglich sein Zentralgneis tektonisch zu einer gering mächtigen Gneislamelle reduziert. Diese Sonnblick-Lamelle kann danach als dünne, maximal 300 m mächtige Fortsetzung des Sonnblick-Kerns über Obervellach hinaus weitere 16 km in südöstlicher Richtung parallel zur Mölltallinie bis in den Bereich von Mühlendorf (nicht mehr auf UTM Obervellach, sondern wenig östlich der Blattschnittgrenze bereits ÖK 182 Spittal a.d. Drau gelegen) verfolgt werden. (Siehe auch PESTAL et al.: Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal a. d. Drau, 2006 und SCHUSTER et al., Erläuterungen zur Geol. Karte, Blatt 182, 2006).

Lithologisch besteht der Sonnblick-Kern in seiner Hauptmasse aus grobkörnigem, meist duktil deformiertem Zentralgneis (Granitgneise oft mit Augentextur, z.T. auch Flaserigneise). In seinem Randbereich können aber auch Amphibolite, Glimmerschiefer und Paragneise des Alten Dachs kartiert werden. Die strukturelle Prägung dieser Ge-

steine wird von der alpidischen Tauernkristallisation und von den tektonischen Prozessen gesteuert, die zur Bildung der Antiform führten. Strukturgeologische Studien und Rb-Sr-Mikroproben-Datierungen zeigen, dass die alpidische tektonometamorphe Entwicklung (= Tauernkristallisation im Gebiet des Sonnblick-Kerns) vorrangig im oberen Oligozän erfolgte, ihren thermischen Höhepunkt bei rund 25 Ma erreichte und danach im Miozän schrittweise abkühlte (CLIFF & MEFFAN-MAIN: Geol. Soc. London, Spec. Publ., 220, 2003).

### **Neubau-Decke**

EXNER (1964) unterscheidet in den Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe ein autochthones Altes Dach des Sonnblick-Kerns und einen ehemals weiter SW gelegenen Teil des Alten Daches, der heute in allochthoner Position als Neubau-Decke den autochthonen Teilen auflagert. Speziell im Gebiet nordöstlich vom Astromspitz (2811 m), des Bösecks (2834 m) und des Ressecks (2498 m) (alle auf UTM Obervellach gelegen) stellt EXNER (1962) in der Geologischen Karte der Sonnblickgruppe dünne mesozoische Gesteinszüge und Schuppen dar, auf die die Gesteine der Neubau-Decke tektonisch überschoben wurden.

Wie schon einleitend erwähnt, konzentrierten sich unsere aktuellen Kartierungen am Nordrand des Sonnblick-Kerns auf die südlich von Kolm Saigurn – etwa zwischen dem Hocharn und dem Wurtenkees – gelegenen Gebiete. In diesem Abschnitt gelang es uns bisher nicht, die mesozoischen Deckenscheider aufzufinden, die in der von EXNER beschriebenen Art eine tektonische Trennung der Neubau-Decke vom Sonnblick-Kern belegen. Dies ist auch der Grund dafür, dass in unseren Manuskriptkarten (der GÖK 154 Rauris) bisher auf die Abtrennung einer tektonisch eigenständigen Neubau-Decke verzichtet wurde. In der Kartierungsplanung für die kommenden Geländesaisonen sind weitere Kartierungsgebiete am Nordrand des Sonnblick-Kerns – südöstlich des Wurtenkees bis zum Astromspitz – vorgesehen. Ihr Ziel ist es, Klarheit zu schaffen, ob in diesem Teilabschnitt mesozoische Deckenscheider eine Abtrennung der Neubau-Decke vom Nord-Rand des Sonnblick-Kerns ermöglichen.

### **Romate-Decke**

Die Romate-Decke erstreckt sich über ein weites, auf den Kartenblättern ÖK 155 Bad Hofgastein, ÖK 156 Muhr, UTM Obervellach und ÖK 154 Rauris gelegenes Gebiet. Ihre äußere Form ist über diesen großen Bereich bogenförmig in N-S-Richtung in die Länge gezogen. Die Abgrenzung der Romate-Decke vom Hölltor-Rotgülden-Kern erfolgt an ihrem Ostrand (gestützt auf die von EXNER, 1956, erstellte Geologische Karte der Umgebung von Gastein) durch den Glimmerschieferzug des Woischen-Komplexes, der sich von Mallnitz bis zum Hohen Stuhl (2334 m) und zum Graukogel (2492 m) verfolgen lässt. Dieser wichtige Leithorizont fehlt in der zuvor genannten Geologischen Karte auf einer kurzen Strecke an der Nordwestabdachung des Hölltor-Rotgülden-Kerns, wird aber hier in den erläuternden Beschreibungen (BECKE, 1906; BECKE & BERWERTH, 1902–1908 bei EXNER, Erläuterungen zur geologischen Karte von Gastein, 1957) erwähnt und klar positioniert.

Die von EXNER dargestellten Großstrukturen zeigen anschaulich, dass die Granitgneise der Romate-Decke (Siglitzgneis und Romategneis) gemeinsam mit den Woiskenschiefern den Hölltor-Rotgülden-Kern an dessen West-Seite überlagern. Diese zusammenhängende Großstruktur besteht regional betrachtet aus einer westlich des Hölltor-Rotgülden-Kerns gelegenen Wurzelzone und aus in östlicher Richtung über den Hölltor-Rotgülden-Kern geschobenen Schuppen und Gneislamellen der Romate-Decke. Die westlich des Hölltor-Rotgülden-Kerns gelegene Hauptmasse der Romate-Decke wurzelt in tiefen Grundgebirgsstrukturen und nimmt in Relation zum Hölltor-Rotgülden-Kern eine autochthone Position ein. Die langgezogenen Gneislamellen, die sich am Kartenblatt GÖK 155 Bad Hofgastein von der Nordspitze der Romate-Decke (bei Badbruck am Ausgang des Kötschachtales) weiter nach Osten über den Bergrücken des Heidentempels in das Hubalmtal und darüber hinaus in Richtung oberstes Großarlal bzw. Schödertal erstrecken, haben die Form von aufrechten, isoklinalen Antiformen. Sie sind vom Hölltor-Rotgülden-Kern z.T. durch mylonitische Orthogneise, z.T. durch dünne Lagen permomesozoischer Gesteine getrennt. Das gegenüberliegende, südöstliche, im Gebiet von Mallnitz (am UTM-Blatt Obervellach) gelegene Ende der Romate-Decke wurde von EXNER (Jb. Geol. B.-A., 93/1-2, 1948) strukturgeologisch untersucht und beschrieben. Dargestellt ist dieses Gebiet in der Geologischen Karte der Sonnblickgruppe (EXNER, 1962).

Lithologisch besteht die Romate-Decke aus Zentralgneis-Varietäten (dem Siglitzgneis und dem Romategneis) aus dem überwiegend jungpaläozoischen Gesteinskomplex der Woiskenschiefer sowie aus der Wustkogel-Formation des Hüttwinkltales, dem Angertalmarmor und der Brennkogel-Formation im Bereich der Mallnitzer Mulde. Ihre strukturelle Prägung erhielt die Romate-Decke im Zuge der alpidischen Tauernkristallisation im Oligozän. Diese erfolgte gemeinsam mit der strukturellen und metamorphen Prägung der Zentralgneise des Hölltor-Rotgülden-Kerns und des Hochalm-Kerns. Exhumiert wurde dieses große, strukturell zusammenhängende Zentralgneis-Massiv der östlichen Hohen Tauern gemeinsam mit den weiteren, tektonisch höheren subpenninischen und penninischen Decken während des Miozäns. Die schrittweise Abkühlung der Gesteine in dieser Zeit wurde wohl durch die Katschberg-Abschiebung kontrolliert (GENSER & NEUBAUER, Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 1989; LUTH & WILLINGSHOFER, Swiss J. Geosci., 101, Suppl. 1, 2007).

### ad 2) Mallnitzer Mulde

Am Talschluss des Hüttwinkltales zeigt der Blick in Richtung Riffelscharte und Niedersachsenhaus die beeindruckende Struktur der Mallnitzer Mulde, die durch die dunkle Farbe der Phyllite der Brennkogel-Formation im Gelände sichtbar gemacht wird. Hier beginnt diese bedeutende, komplex zusammengesetzte, asymmetrische Synform, die zwischen dem Sonnblick-Kern und der Romate-Decke liegt. Sie setzt sich rund 20 km, NW-SE-streichend über das Schareck (3123 m), die Geißl Köpfe (2888 m bzw. 2974 m) und das Lonzaköpfel (2317 m) fort, bis sie das Mallnitz-Tal zwischen Obervellach und Mallnitz quert und danach weiter parallel zur Sonnblick-Lamelle (und dem Mölltal) Richtung SE streicht (EXNER, 1948, 1964, siehe oben). (Siehe auch HAMMER, Jb. Geol. B.-A., 77/1-2, 1927). Zwischen

der Riffelscharte und den Geißl Köpfen (also bis zur östlichen Blattschnittgrenze des aktuellen Kartenblattes) wird ihr Nordostflügel strukturell von der mittelsteil nach SW einfallenden Romate-Decke bestimmt, während die steilstehende bis überkippte Form ihres Südwestflügels durch den NE-Rand des Sonnblick-Kerns vorgegeben ist.

Wie wir im Zuge unserer Kartierungen feststellen konnten, besteht die Mallnitzer Mulde lithologisch aus der Brennkogel-Formation, die parautochthon auf der Romate-Decke liegt, und aus überschobenen Kalkglimmerschiefern mit dünnen Einlagerungen von Prasiniten und Serpentiniten (Bündnerschiefer-Gruppe) des Glockner-Deckensystems. Die Entstehung der Mulde ist zeitlich und strukturell eng mit der Bildung der Antiform des Sonnblick-Kerns verknüpft (siehe oben).

### ad 3) Modereck-Deckensystem

Vor allem die in den tektonisch hangenden Teilen der Seidwinkl-Decke vorkommenden eklogitischen Prasinite haben uns dazu bewogen, innerhalb des Subpenninikums neben dem Venediger-Deckensystem eine weitere tektonische Großeinheit (im hierarchischen Rang eines Deckensystems) abzutrennen, die wir im Folgenden als „Modereck-Deckensystem“ bezeichnen. Der Name „Modereck-Decke“ wurde von KOBER (Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 98, Wien, 1922) in die klassische Tauernfensterliteratur eingeführt. TOLLMANN (N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, Stuttgart, 1975) fasste diese Decke inhaltlich neu, grenzte sie im östlichen Teil des Tauernfensters gegenüber benachbarten tektonischen Einheiten ab und korrelierte sie mit äquivalenten Decken im westlichen Teil des Fensters. Die nachfolgenden Bearbeiter orientierten sich an TOLLMANNs tektonischem Konzept, der die Modereck-Decke als großräumige, selbstständige tektonische Einheit im Liegenden des Glockner-Deckensystems betrachtete (siehe auch THIELE, O., in: OBERHAUSER, R. [Red.] Springer, 1980; KURZ et al., Geol. Rundsch., 87, 1998.)

Lithologisch besteht das Modereck-Deckensystem aus kleinen oft tektonisch fragmentierten Vorkommen kristalliner Gesteine (prävariszische Gesteinskomplexe und Zentralgneise) sowie aus jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten, die ursprünglich den Rand des externen Europäischen Schelfs – zum Penninikum hin – bildeten. Aber auch Schuppen und tektonische Späne aus Eklogiten und Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe treten auf.

Im Zuge der alpidischen Ereignisse gerieten Teile des externen Europäischen Schelfs mit benachbarten penninischen Gesteinen in den Subduktionskanal, der sich vor dem penninischen Akkretionskeil gebildet hatte. Diese Einheiten wurden in südöstliche Richtung unter die penninischen Decken und schließlich unter den ostalpinen Rand der Apulischen Platte versenkt. Im Subduktionskanal erreichten die verschiedenen Gesteinseinheiten unterschiedliche Tiefen, bevor alle Decken des heutigen Modereck-Deckensystems von ihren Sockelgesteinen abgetrennt wurden. Dadurch wurde es möglich, die zuvor in Tiefen von rund 70 km bis 80 km subduzierten und zu Eklogiten umgewandelten Gesteine – retour – in mittlere Krustentiefen zu transportieren. Diese tektonischen Prozesse eigneten sich wahrscheinlich im obersten Eozän kurz vor der Tauernkristallisation (SMYE et al., EPSL, 306/3-4, 2011;

siehe auch STÖCKHERT et al., Lithos, 41, 1997). Danach wurden alle Decken des Modereck-Deckensystems an der Basis des penninischen Glockner-Deckensystems nach Nordwesten auf die Einheiten des heutigen Venediger-Deckensystems überschoben.

Am aktuellen Kartenblatt wird der Internbau des Modereck-Deckensystems von der Seidlwinkl-Decke und der Trogereck-Schuppe (siehe unten) bestimmt. Die weiter westlich an der Südabdachung der Venediger- und der Granatspitzgruppe (HÖCK & PESTAL, Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 153 Großglockner, 1994; FRANK et al., Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 152 Matrei in Osttirol, 1987) gelegenen Teile des Modereck-Deckensystems wurden „**Schuppenzone zwischen Glockner-Decke und Venediger-Decke**“ genannt. Die letztgenannte tektonische Mélange enthält einerseits die bekannte „Eklogit-Zone“ mit den alpidischen Eklogiten und verschiedenen meist kalkigen Bündnerschiefern. Andererseits tragen Schuppen und Späne der Europäischen Kontinentalen Kruste zu ihrem Aufbau bei, die in Form von Gesteinen der Wustkogel-, der Seidlwinkl- und der Brennkogel-Formation sowie in der Muntanitz-Schuppe als Glimmerschiefer und Paragneise (prävariszische Gesteinskomplexe) vorkommen.

Die alpidische Metamorphose im Modereck-Deckensystem ist insgesamt durch einen Druck-Temperaturpfad mit druckbetonter prograder und temperaturbetonter retrograder Metamorphose gekennzeichnet. Hochdruckparagenesen, die mit den Subduktionsereignissen in Zusammenhang stehen, zeigen sich in der Eklogit-Zone und in einigen randlichen Teilen der Seidlwinkl-Decke. Von der nachfolgenden Tauernkristallisation wurden alle Gesteine des Modereck-Deckensystems erfasst. Die Bedingungen der Letztgenannten erreichten im Oligozän gebietsabhängig die obere Grünschiefer-, die Epidot-Amphibolit- oder die Amphibolitfazies und kühlten danach im Miozän wiederum schrittweise ab (siehe auch SCHUSTER et al., Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 2004)

### Trogereck-Schuppe

Die Bezeichnung Trogereck-Schuppe geht auf EXNER (1964, siehe oben) zurück, der ihren charakteristischen Leithorizont, den bereichsweise stark mylonitisierten Trogereckgneis, kartierte und diesen in seiner tektonischen Übersicht nach dem nördlich von Döllach gelegenen 2731 m hohen Trogereck (Trogereck-Lamelle = Gneislamelle 3) benannte. Wie wir in unseren aktuellen Manuskriptkarten zeigen können, besteht die Trogereck-Schuppe aus dem Trogereckgneis und aus durchwegs stark deformierten Metasedimenten der Brennkogel-Formation, die stellenweise mit dünnen Dolomiten-Spänen der Seidlwinkl-Formation verschuppt sind. Diese tektonische Einheit kann in der westlichen Goldberggruppe von der Ost-Flanke des obersten Kruml-Tals bis in die nordöstliche Basis der Roten Wand (2855 m) über rund 30 km Länge verfolgt werden. Die räumliche Lage der Trogereck-Schuppe wird von der Antiform des Sonnblick-Kerns maßgeblich bestimmt.

### Seidlwinkl-Decke

Die Seidlwinkl-Decke wurde von CORNELIUS & CLAR (Geol. Karte des Großglocknergebietes 1:25.000, Geol. B.-A., 1934; Erläuterungen, 1935) in der nordöstlichen Großglocknergruppe erkannt. Im Gegensatz zur ursprünglichen

Seidlwinkl-Decke umfasst die heutige auch die ehemalige Brennkogel-Decke, die von den zuvor genannten Autoren aufgrund der damaligen stratigraphischen Vorstellungen (sie betrachteten noch Teile der Brennkogel-Formation als paläozoisch) als eigenständige Decke definiert werden musste. Die Seidlwinkl-Decke erreicht ihre größte flächenmäßige Ausdehnung im SW-Teil des aktuellen Kartenblattes im oberen Seidlwinkltal und setzt sich daran westlich anschließend am benachbarten Kartenblatt (GÖK 153 Großglockner) in das Gebiet des oberen Fuschertales um Ferleiten fort. Auch die Scheitelstrecke der Großglockner Hochalpenstraße zwischen Ferleiten und Heiligenblut führt mitten durch diese tektonische Einheit. Die Seidlwinkl-Decke kann im SE von Heiligenblut über viele Zehnerkilometer weiter verfolgt werden. Zunächst verläuft sie – in ihrer Mächtigkeit bereits deutlich reduziert – noch als zusammenhängendes Band durch die gesamte Goldberggruppe bis Obervellach (auf den Blättern UTM Lienz-Ost und UTM Obervellach). Danach erstreckt sie sich in Form perl-schnurartig aneinander gereihter, dünner Schuppen, parallel zum Mölltal, bis sie bei Mühlendorf ein Gebiet erreicht, das bereits zum Kartenblatt GÖK 182 Spittal a.d. Drau gehört (PESTAL et al., 2006, siehe oben).

Im zuvor genannten Typusgebiet ist die Seidlwinkl-Decke über 1300 m mächtig und sie zeigt hier eine komplexe kinematische Entwicklung. Einerseits besitzt sie die großflächige Form einer isoklinalen, liegenden Falte, deren Stirn (mit WNW-ESE verlaufender Faltenachse) im Fuschertal südlich der Bärenschlucht genauso wie auch weiter östlich im mittleren Seidlwinkltal steil unter die Talsohle abtaucht (FRANK, Wiss. Alpenvereins., 21, München, 1969). In der weiteren Fortsetzung gegen SE quert sie als asymmetrisches Synklinorium nahe der Rohrmooseralm das Kumital, um danach (mit gegen SE ansteigender Faltenachse) an der Ostseite des Tales, hoch oben in der Goldlacklscharte (2675 m) mit dem Scheitel auszuheben (ALBER: Seriengliederung, Metamorphose und Tektonik des Hocharngebietes (Rauristal/Salzburg). – Unveröff. Diss., Univ. Phil. Fak. Wien, 1976). Andererseits dokumentieren ältere N-S-verlaufende Faltenachsen (= Glockner Richtung im Sinne von FRASL & FRANK, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57/1, 1964) die ursprüngliche primäre Faltenform der Seidlwinkl-Decke. Den innersten Faltenkern der Decke bildet in weiten Bereichen die Wustkogel-Formation, ihren Außenrand die Brennkogel-Formation. Dazwischen treten die Seidlwinkl-, die Piffkar- und die Schwarzkopf-Formation in Erscheinung. Die genannten lithostratigraphischen Einheiten sind im Hangendschenkel stets prächtig entwickelt, treten aber im Liegendschenkel in durchwegs deutlich reduzierter Form in Erscheinung, ermöglichen es aber immer die Polarität der Decke zu erkennen. (siehe dazu auch Kartierungsberichte PESTAL, Jb. Geol. B.-A., 148/2, 2008; Jb. Geol. B.-A., 149/4 2009).

Die Deckengrenze der Seidlwinkl-Decke zum hangenden Glockner-Deckensystem und zur liegenden Trogereck-Schuppe ist eine bis zu mehrere hundert Meter mächtige tektonische Mélange. Hier sind in den Metasedimentgesteinen der Brennkogel-Formation tektonische Schüflinge von Permotrias-Gesteinen, der Modereckmarmor, Granatglimmerschiefer, eklogitische Prasinite, Serpentinite, und Kalkglimmerschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe eingeschaltet. Die heutige räumliche Lage der Seidlwinkl-Decke bildete sich im Zusammenhang mit der Antiform des Sonnblick-Kerns (siehe oben), den sie regional betrachtet im S

und W überlagert. Die Anlage ihrer ursprünglichen, großmaßstäbigen (von N-S Achsen bestimmten) Faltenstruktur muss nach der Exhumation der Eklogite im Zusammenhang mit der Überschiebung des Modereck-Deckensystems auf das Venediger-Deckensystem erfolgt sein (siehe oben). Die für die Charakterisierung der druckbetonten Metamorphose bedeutsamen eklogitischen Prasinite wurden beispielsweise im Bereich um den Magrötzenkopf von DACHS & PROYER (Eur. J. Mineral., 13, 2001) petrologisch untersucht. Es handelt sich bei diesen Vorkommen um Omphazit führende Symplektite. Die genannten Autoren ermittelten an den Gesteinen dieses Vorkommens für die subduktions-relevanten Prozesse ~15–17 kbar bei ~550 °C, während die kurz danach folgende Tauernkristallisation bei 4,6–5 kbar und 470–540 °C erfolgte.

#### ad 4) Untergliederung des Glockner-Deckensystems

Hejl & Pestal waren im Rahmen der Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al. [Red.], 2009) bestrebt die übergeordnete interne Hierarchie der Penninischen Decken des Tauernfensters mit den beiden großtektonischen Einheiten Glockner-Deckensystem und Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone abzubilden. Ursprünglich beruht der hierarchisch übergeordnete tektonische Begriff „Glockner-Deckensystem“ auf der von STAUB (1924, siehe oben) geprägten „Glockner-Decke“, in der dieser Autor „die große Masse der Bündnerschiefer und Ophiolithe, vom Katschberg bis zum Brenner“ zusammenfasste. Heute werden in diesem Deckensystem die metamorphen Produkte von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen, z.T. turbiditischen Sedimenten, die im Penninischen Ozeanbecken abgelagert wurden, und metamorphe Reste der ozeanischen Kruste zusammengefasst. Diese Metasedimente liegen uns nun hauptsächlich als Kalkglimmerschiefer und dunkle, kalkige bzw. kalkfreie Phyllite vor. Die Basalte der ehemaligen ozeanischen Kruste wurden von der alpidischen Metamorphose in Grünschiefer, Prasinite und Amphibolite (zu einem geringen Teil auch in Eklogite) umgewandelt. Darüber hinaus treten in den Ophiolith-Sequenzen noch geringmächtige Metagabbros und Serpentinite auf (HÖCK & MILLER, in: FLÜGEL & FAUPL [Hrsg.], Wien, Deuticke, 1987).

Wir vermuten, dass das heutige Glockner-Deckensystem aus einem unmittelbar südlich an den europäischen Schelf angrenzenden Teil des penninischen Ozeanbeckens hervorgegangen ist und dass seine Gesteine lithostratigraphisch den kreidezeitlichen Teilen der Bündnerschiefer-Gruppe im Sinne von LEMOINE (Bull. Soc. Géol. France, 174/3, 2003) zugeordnet werden können. Außerhalb des Tauernfensters sind analoge Einheiten beispielsweise in der Pfundser Zone des Unterengadiner Fensters wiederzufinden. Dies entspricht auch den Vorstellungen von SCHMID et al. (2004, siehe oben), die die unteren penninischen Decken mit dem Glockner-Deckensystem und die oberen penninischen Decken mit dem Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone parallelisieren.

Bisher erwiesen sich die deckentektonische Unterteilung und eine großräumige Korrelation einzelner Decken innerhalb des Glockner-Deckensystems als ziemlich schwierig. Im Bereich des aktuellen Kartenblattes haben uns regional bemerkenswerte Unterschiede in der metamorphen Entwicklungsgeschichte, die zweifellos den internen Baustil des Glockner-Deckensystems abbilden, dazu bewogen,

eine interne Deckengliederung vorzunehmen. Das Glockner-Deckensystem erreicht zwischen dem Fuschertal und dem Gasteinertal mehrere tausend Meter Mächtigkeit und setzt sich hier aus zumindest zwei Decken zusammen. Die Deckengrenze quert im Bereich des aktuellen Kartenblattes nördlich der Bärenschlucht das Fuschertal und verläuft rund 1 bis 1,5 Kilometer südlich des Weichselbachtals, quert den Grat rund 500 Meter NE des Königstuhlhornes (2603 m), erreicht das Seidlwinkltal südlich der Seidlau, verläuft an der Ost-Seite des Seidlwinkltals nach NE und quert schließlich am Platteck den Grat zum Hüttwinkeltal. In diesem Abschnitt entspricht die Deckengrenze ziemlich genau jener Grenze, entlang der FRASL & FRANK (Der Aufschluß, Sh. 15, Heidelberg, 1966) aufgrund lithofazieller Überlegungen die „Zone der Glocknerfazies“ von der Zone „der Fuschertfazies“ trennten. Ausschlaggebend für die nun vorgenommene tektonische Untergliederung in zwei Decken waren aber nicht die lithofaziellen Argumente, sondern zwei differenzierbare Metamorphose-Entwicklungen. In der hangenden Decke des Glockner-Deckensystems, die wir nun Rauris-Decke nennen, kann lediglich die Tauernkristallisation nachgewiesen werden, die im Oligozän Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreichte und danach im Miozän schrittweise abkühlte. In der tektonisch tieferen Decke des Glockner-Deckensystems der Glockner-Decke s.str., die das Modereck-Deckensystem unmittelbar überlagert, kann eine mehrphasige alpidische Metamorphose-Entwicklung aufgezeigt werden (SCHUSTER et al., Mitt. Österr. Miner. Ges., 149, 2004). In dieser tektonischen Einheit befinden sich kleine lokal begrenzte Vorkommen von Eklogiten, die während jener Subduktions-Prozesse gebildet wurden, die letztendlich zur vollständigen Schließung des Penninischen Ozeans führten. Wahrscheinlich ereigneten sich diese im Eozän, kurz bevor auch die benachbarten Gesteine des externen Europäischen Schelfs (des heutigen Modereck-Deckensystems) in den Subduktionskanal gerieten (siehe oben). Darüber hinaus ist in einem wesentlich größeren Bereich der Decke eine blauschieferfazielle Metamorphose durch Lawsonit-Pseudomorphosen überliefert, die zeitlich nach der Eklogit-Bildung aber vor der Tauernkristallisation stattgefunden hat. Bereichsweise finden sich auch immer wieder extrem siliziumreiche Phengite und selten Relikte von Natriumamphibolen, die aber bedingt durch ihre tauernkristalline Überprägung keine exakte Abschätzung der P/T-Bedingungen der blauschieferfaziellen Metamorphose erlauben (siehe auch HÖCK et al., in SEEMANN: Mineral & Erz in den Hohen Tauern, Naturhistorisches Museum Wien, 1994). Die mehrphasige kinematische Entwicklung der Glockner-Decke s.str. endete schließlich wie jene der Rauris-Decke mit der Exhumation und der schrittweisen Abkühlung der Tauernkristallisation im Miozän (LUTH & WILLINGSHOFER, 2008, siehe oben). Die frühe kinematische Entwicklung beider Decken ist aber, wie wir nun vermuten, unterschiedlich verlaufen. Während jenes Zeitintervalls, als die Glockner-Decke s.str. (wahrscheinlich im Eozän) in den Subduktionskanal eingetreten ist, war die Rauris-Decke wohl schon an den südöstlich daran anschließenden tektonisch höher positionierten Orogenkeil akkretioniert.

#### Rauris-Decke

Im Zuge der Kartierungen des Jahres 2008 (PESTAL, Jb. Geol. B.-A., 149/4, 2009) konnten zwischen dem Fuschertal und dem Rauristal, also im Gebiet das wir nun zur

Rauris-Decke stellen, wichtige lithologische Leithorizonte (beispielsweise mehrere Gesteinszüge mit charakteristischen Metagabbros) aufgenommen werden. Kollegen Hellerschmidt-Alber ist es im Anschluss an die zuvor erwähnten Kartierungen gelungen, die Fortsetzung der Metagabbros östlich von Rauris vom Retteneggwald über den Fröstlberg bis ins mittlere Hüttwinkeltal zu kartieren.

Im Retteneggwald südöstlich von Rauris, im Talgrund des Vorsterbaches und im unteren Hüttwinkeltal bilden mehrere 100 m mächtige Schwarzphyllite die Hauptmasse der Gesteine über den Randgesteinen der Romate-Decke. EXNER, der dieses Gebiet in den späten 1940er und frühen 1950er Jahren für die Geologische Bundesanstalt kartierte, bezeichnet diese Einheit als Mittlere Schwarzphyllitzone (1957, S. 65). Es handelt sich vorwiegend um dunkle Phyllite, bereichsweise können hellgraue, etwas karbonatreichere Phyllite, mitunter quarzreichere Einlagerungen beobachtet werden. In diesen kalkarmen bis kalkfreien Phyllitarten sind bis einige Zehnermeter mächtige Quarzit- und Kalkglimmerschieferzüge eingelagert. Dazu gesellen sich noch Metagabbro-Einlagerungen. Dieses Gesteinspaket baut nördlich der Marmore der Adelpark-Alm und des Schreibergrabens die Flanken des Hüttwinkels, Kalkbretterkopf, Stanzscharte, Rührkübel und den Sockel der Türchlwände und des Fröstlberges auf, wobei die mächtigen Schwarzphyllite die großen Rutschungen des unteren Hüttwinkeltales verursachen.

Wie schon EXNER (1957) berichtet, streicht der Schwarzphyllit von der Grieswiesalm bis Wörth im linken Hang des Hüttwinkels über der Wustkogel-Formation durch und unterlagert die Kalkglimmerschiefer und die Prasinite des Edlenkopfs (2923 m), des Edweinschöderkopfs (2764 m) und des Schafkarkogels (2732 m), die wir nun zur Glockner-Decke s.str. zählen (siehe oben). Die Schwarzphyllite bilden auch den Talgrund des Vorsterbaches, des Hüttwinkels bei der Einödkapelle und des Rauristales bis Wörtherberg. Zwischen Einödkapelle und Platteck richtet sich die Grenze zwischen dem zur Rauris-Decke gehörenden Schwarzphyllit und (den oben genannten Kalkglimmerschiefern und Prasiniten) der Glockner-Decke s. str. steil auf und verläuft an der Ost-Seite des Seidlwinkeltal nach SW. Hier setzt sich die „Mittlere Schwarzphyllitzone“ EXNERS (siehe oben) nach W in die „Zone der Fuscher Phyllite“ nach FRASL & FRANK (1966, siehe voriges Kapitel) fort.

An einem neuen Straßenaufschluss in 1630 m Seehöhe im Retteneggwald konnte im Fortsetzungsbereich des Kalkglimmerschiefer-Leithorizontes, den PESTAL (2009) südwestlich von Rauris beschreibt, ein flach N-fallendes Metabasitband im Schwarzphyllit eingelagert kartiert werden. Dieses zeigt im geschonten Bereich grobkörnige gabbroide Strukturelemente. Weiter südlich am Riedel SW Retteneggalm, der von P. 1951 nach SE zum Kramkogel (2454 m) zieht, sind bis knapp 2000 m Seehöhe mehrere Meta-

sitlagen, die ebenfalls grobkörnige gabbroide Strukturelemente zeigen, in Gesellschaft von Quarzit in den Phyllit eingelagert.

Ein weiteres Metagabbro-Vorkommen ist in der östlichen Talflanke des Vorsterbachtals im Bereich der Muldenstruktur des Kramkogels im Birgkendlgraben auf etwa 1600 m Seehöhe in Begleitung eines Kalkglimmerschieferbandes aufgeschlossen. Am gegenüberliegenden Hang 500 m östlich von P. 1835 m (Südgipfel des Fröstlberges) konnte in 1600 m Seehöhe am Ende einer Forststraße ein weiteres 35–40 m mächtiges Metagabbro-Band im Verband mit Prasinit mehrere 100 m im Gelände verfolgt werden.

Die Ostflanke des Hüttwinkeltales ist bis auf eine Höhe von 1900 bis 2000 m Seehöhe aus Schwarzphylliten mit geringmächtigen Einschaltungen von Quarzit-, Kalkglimmerschiefer- und Prasinit/Metagabbro-Bändern aufgebaut. Diese Gesteinspakete lassen sich trotz der tiefgreifenden Massenbewegungen in den jeweiligen Schollen mehrere 100 m weit verfolgen.

Im Teufenbachgraben lässt sich zwischen 1120 und 1340 m Seehöhe eine mehrere Zehnermeter mächtige, in die Schwarzphyllite eingelagerte Quarzit-Metagabbro-Kalkglimmerschiefer-Abfolge auf einer Länge von 500 m nach S verfolgen. Es handelt sich um eine im Verband abgesetzte Scholle der großen Massenbewegung W des Rührkübels. Die südliche Fortsetzung dieses verrutschten Gesteinspaketes ist in 1600 m im Gemeindewald ca. 300 m weit entlang einer Forststraße verfolgbar. S der Lercheggalm konnte am Fuß der Wandstufen in 1900 m Seehöhe eine weitere Teilscholle von Metagabbro in Begleitung von Kalkglimmerschiefer und Quarzit aufgefunden werden. Ein im Ochsenmaißgraben auf 1640 m Seehöhe anstehender Metagabbro-Zug kann ca. 500 m weit im Streichen verfolgt werden. Die obersten Metagabbro-Lagen dieses Gebiets sind uns aus den Beschreibungen von MATUREA (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17, 1967) bekannt. Er konnte diese im Liegenden des mächtigen aus Prasiniten und Kalkglimmerschiefern bestehenden Gipfelaufbaus, der sich vom Rührkübel zur Türchlwand hinzieht, auffinden.

Die Frage nach der tektonischen Zugehörigkeit der Kalkglimmerschiefer und der Prasinite des Türchlwand-Areals (zur Glockner-Decke s.str. oder zur Rauris-Decke) konnte bisher nicht geklärt werden. Im Liegenden der Türchlwand sollte sich aber die Fortsetzung der Rauris-Decke nach E in den von EXNER (1956) zwischen Stanzscharte und dem obersten Lafenbachtal kartierten mächtigen Schwarzphylliten wiederfinden. Die Detailaufnahme, Beprobung und Untersuchung ihrer Leithorizonte ist derzeit noch ausständig, sollte aber in der kommenden Kartierungssaison gelingen.

## Blatt 165 Weiz

Siehe Bericht zu Blatt 135 Birkfeld von AXEL NOWOTNY & RALF SCHUSTER

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2011

Band/Volume: [151](#)

Autor(en)/Author(s): Pestal Gerhard Herbert Josef, Hellerschmidt-Alber Johann

Artikel/Article: [Bericht 2009 und 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 154 Rauris 142](#)