

anstehender Orthogneis eingezeichnet ist. Der Orthogneis würde im Wölz-Komplex auftreten, aus dem bisher noch keine derartigen Gesteine bekannt sind. Eine genaue Nachsuche zeigt, dass keiner der dort auftretenden Orthogneise als anstehend betrachtet werden kann.

Mehr oder weniger durchgehende Profile aus dem liegenden Anteil des Wölz-Komplexes finden sich im Graben auf der Preberalm zwischen 1.850 und 2.130 m, und in den Felsbauten auf der östlichen Seite des Preberkessel bis etwa 2.200 m. Es sind enge Wechselfolgen aus Granat-Glimmerschiefern, Paragneisen und Amphiboliten. Die Glimmerschiefer sind grobkörniger als jene des Radenthein-Komplexes, und neben Muskovit ist immer wieder auch Biotit und Granat zu sehen. Über quarzitisches Glimmerschiefer gibt es Übergänge zu Paragneisen, die zum Teil auch Hornblende führen. In den Amphiboliten sind schwarze Hornblendestängel, heterogen verteilter Plagioklas und manchmal auch Granat auszumachen. Die Hauptschieferung ( $S_x$ ) fällt mittelsteil bis steil gegen NW, Faltenachsen ( $F_{x+1}$ ) fallen mittelsteil gegen Westen ein.

Die Grenze zwischen Wölz- und Schladming-Komplex liegt in einem Bereich mit unzusammenhängenden Aufschlüssen und konnte nicht genau festgelegt werden. Über 2.200 m werden die Wände des Kares jedenfalls durch Gesteine des Schladming-Komplexes aufgebaut. Der Schladming-Komplex besteht vorwiegend aus Paragneisen bis Glimmerschiefern. Diese sind heterogen, gröber kristallisiert als jene im Wölz-Komplex und brechen blockig mit rostbraunen Verwitterungsoberflächen. Eingeschaltet finden sich Granat führende Quarzite mit bis zu 1 cm großen Granatkristallen und dünne, schwarz gefärbte Grafitquarzitlagen. Weiters sind Augengneise mit bis zu 1,5 cm großen Kalifeldspat-Augen und feinkörnige Orthogneise vorhanden. Eine Einschaltung dieser Orthogneise erreicht eine Mächtigkeit von über 50 m. Auch Lagen von Amphiboliten mit hellen Aplitgneisgängen und grobkörnige Metagabbro-Amphibolite sind zu finden. Darin sind Harnische mit Chloritbelägen vorhanden. Die Gesteine stehen sehr steil und fallen nach Norden oder Süden ein.

Im Talschluss und unter den südlichen Ausläufern auf der Westseite des Kares sind inaktive Blockgletscher vorhanden.

### **Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur**

CHRISTOPHER KOLLMANN (Auswärtiger Mitarbeiter) &  
RALF SCHUSTER

Der vorliegende Bericht beinhaltet Ergebnisse von Kartierungen um Krakaudorf, entlang des Südrandes der Niederen Tauern. Das Gebiet wird von verschiedenen Komplexen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Die Grenzen zwischen den Komplexen sind kretazische Deckengrenzen oder känozoische Störungen, deren Lage im Zuge der Kartierungen erstmals festgelegt werden konnte. In diesem Bereich werden zunächst die verschiedenen, in den einzelnen Komplexen vorhandenen Lithologien beschrieben. Im Anschluss daran folgt die Beschreibung der Lagerungsverhältnisse.

Das Gebiet ist in der Karte von THURNER (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl-Murau, Geol. B.-A., 1958a) dargestellt und in den Erläuterungen von THURNER (Erläuterungen zur Geologischen Karte Stadl-Murau, 106 S., Geol. B.-A., 1958b) beschrieben. Zusätzliche petrologische und strukturgeologische Daten über den westlichen Teil des Kartierungsgebietes sind der Masterarbeit von KOLLMANN (Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladming-Tauern (Eastern Alps/Austria), Masterarb. Univ. Wien, 56 S., 2014) zu entnehmen.

#### **Tektonische und Lithostratigraphische Einheiten**

Das tektonisch tiefere ostalpine Deckensystem im Kartierungsgebiet ist das Silvretta-Seckau-Deckensystem, welches aus dem Schladming-Komplex aufgebaut wird. Darüber lagert das Koralpe-Wölz-Deckensystem, welches mit zwei bisher unbenannten Decken vertreten ist. Die liegende wird vom Wölz-Komplex, die hangende vom Rappold-Komplex aufgebaut.

Der **Schladming-Komplex** wird vornehmlich von Orthogneisen, Paragneisen und Amphiboliten aufgebaut. Die graugrün gefärbten Paragneise brechen nach einem ausgeprägten Kluftsystem und nach den Schieferungsflächen zu Blöcken und Platten mit bis zu mehreren Kubikmetern Größe. Auf den Trennflächen sind häufig rostbraune Eisenhydroxid-Beläge vorhanden. Plan ausgebildete, steilstehende und etwa Nord-Süd orientierte Kluftflächen sind oft mit Chlorit überzogen. Makroskopisch erkennt man unterschiedlich stark chloritisierten Biotit und Feldspat. Immer wieder sind intensiv duktil verfaltete Typen mit diffus begrenzten Quarz-Feldspat-Mobilisaten vorhanden, die als migmatische Paragneise zu bezeichnen sind. Quarzmobilisate haben eine Dicke von wenigen Zentimetern und sind stark verfaultet, lokal sind re-fold-structures zu sehen.

Nördlich von Krakaudorf finden sich feinkörnige, leukokrate Orthogneise, die sich innerhalb der Paragneise als massive helle Lagen zu erkennen geben. Diese Lagen sind oft boudiniert und zumeist nur wenige Dezimeter bis Meter mächtig. Makroskopisch ist Feldspat/Quarz und Biotit zu erkennen. Lokal sind einzelne größere Feldspat-Augen erhalten.

Amphibolite bilden im Gelände sehr dunkle, leicht grünliche und sehr massige Lagen. Manchmal sind darin geringe Mengen Pyrit anzutreffen.

Im **Wölz-Komplex** dominieren Granat-Glimmerschiefer, daneben sind Paragneise, Amphibolite, Marmore, Arkosegneise, Quarzite und Grafit-schiefer vorhanden.

Die Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes erscheinen ocker bis silberig und brechen blockig bis linsenförmig. Eine großräumige Verfaltung der Einheit kommt im Aufschlussbereich durch Falten höherer Ordnung zum Ausdruck. Zumeist sind es weit offene wellige Falten, und eine sehr häufig anzutreffende Krenulation. Nördlich der Raffalhhütte sind quarzreichere Mylonite vorhanden. Granat erreicht eine Größe von lokal über 5 mm, er ist aber nicht überall zu finden. Östlich der Fixlhütte sind geringmächtige grafitreiche Lagen in den Glimmerschiefern vorhanden. An deren Oberflächen sind weiße Gipsausfällungen zu erkennen.

Die Verteilung der Amphibolite ist im Gelände sehr heterogen. Der Schafssitz (2.164 m) und der von dort nach SW führende Kamm bestehen aus einem über 10 m mächtigen Amphibolitzug. Das feinkörnige Gestein hat eine deutliche Schieferung. Es bricht in großen Platten und Blöcken. Lokal sind kleine grüne Aggregate von Epidot anzutreffen. Granat, der eine Größe von einigen Millimetern erreicht, ist lagenweise vorhanden. Quarzmobilisate sind in den Amphiboliten zu *pinch-and-swell* Segmenten deformiert.

Bei den Marmoren handelt es sich um silikatisch verunreinigte Dolomitmarmore mit einzelnen Kalkmarmorlagen. Tremolit konnte nur in einem Rollstück nahe der Raffalhhütte gefunden werden. Der Dolomitmarmor ist stark geschiefert, oft sehr feinkörnig und hell grau(blau) gefärbt. Lokal ist eine leichte Bänderung vorhanden, die zu *pinch-and-swell* Strukturen deformiert wurde. Kalkmarmorlagen befinden sich bevorzugt an den Rändern. Die sind etwas grobkörniger und zumeist weiß gefärbt. Lokal können deformierte Quarzlagen mit einer Dicke von 1 cm beobachtet werden, welche auch Schersinnindikatoren aufweisen.

Quarzite sind im Gipfelbereich des Hochfeldes (2.304 m) und immer wieder auch an dessen Hängen zu finden. Sie sind weiß bis gelblich gefärbt und brechen zu Platten mit bis zu 1,5 m Kantenlänge bei nur wenigen Dezimetern Dicke. Damit vergesellschaftet, finden sich feinstückig brechende, durch Grafit grau bis dunkelgrau gefärbte Quarzite und quarzitisches Grafitchiefer.

Mittelkörnige Glimmerschiefer bis Paragneise bilden die Grundmasse des **Rappold-Komplexes**. Die Gesteine zeigen an den Klufflächen häufig rostbraune Eisenhydroxid-Beläge. Xenomorpher Granat erreicht im Normalfall eine Größe von einigen Millimetern, östlich Gehöft Berger erreichen Querschnitte idiomorpher Granatkristalle in einem Aufschluss aber bis zu 4 cm Durchmesser. Dazwischen sind xenomorphe Kristalle mit etwa 5 mm zu sehen. Man kann daher davon ausgehen, dass zwei unterschiedlich alte Granatgenerationen im Gestein vorhanden sind. Hellglimmer zeigen im Normalfall einen Durchmesser von 1–3 mm, entlang einer Forststraße südlich der Fixlhütte auf Seehöhe 1.520 m sind jedoch einzelne Muskovitblasten mit bis zu 4 cm Durchmesser in muskovitreichen Glimmerschiefern zu beobachten. Lagenweise, besonders im Kontakt zu den Amphiboliten kann Biotit häufig sein. In den Glimmerschiefern und Paragneisen sind große Mengen an Quarzmobilisaten vorhanden. Diese sind durchschnittlich einige Zentimeter mächtig, können aber auch eine Dicke von bis zu 25 cm erreichen. Sie sind in die Schieferung eingeregelt und halten nicht lange an, da sie durch intensive Deformation und Verfaltung als verfaltete und zerscherterte *pinch-and-swell* Segmente vorliegen. An manchen Stellen sind Übergänge zwischen Granat-Glimmerschiefer und Paragneis zu beobachten. In den Paragneisen sind manchmal mylonitische Gefüge zu beobachten.

Die Amphibolite bilden Lagen mit einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis Dezimetern. Sie haben eine dunkelgraue bis schwarze Färbung, können aber auch dunkelgrün erscheinen. Trotz einer ausgeprägten, zum Teil mylonitischen Schieferung sind die Gesteine sehr massig und brechen blockig. Immer wieder sind offene bis enge Falten zu beobachten. Dünnere Amphibolitlagen zeigen *pinch-and-swell* Geometrien, sowohl im kleinen als auch im großen Maßstab. Oft sind die Amphibolite als Granat-

amphibolite mit bis zu 2 mm großen, poikiloblastischen Granatkristallen ausgebildet. Die Granate sind in einzelnen Lagen unterschiedlich häufig, vereinzelt gibt es aber auch granatfreie Lagen oder Aufschlussbereiche. In mylonitischen Varietäten bilden die Granate deutliche Sigma- und Deltaklasten aus. Weiters sind Amphibolite mit bis zu 5 mm großen, braunen Biotitblasten zu finden.

Die Marmore bilden Dezimeter bis mehrere Meter mächtige Lagen innerhalb der Glimmerschiefer. Die meist weißen, selten leicht gelblichen Marmore enthalten dünne biotitreiche Lagen. Diese Glimmerplättchen haben eine Größe von einigen Millimetern. Zumeist handelt es sich um Kalzitmarmore, es sind aber auch Dolomitmarmore und Übergänge zu Kalksilikaten vorhanden. Der beste Aufschluss findet sich im Graben, der westlich der Fixlhütte hinaufzieht, in 1.380 m Seehöhe direkt an der Straße.

Die Pegmatite fallen durch ihre weiß-gelbe Farbe und den blockigen Bruch auf. Das auffälligste Merkmal der Pegmatite ist jedoch das Auftreten von zentimetergroßen Muskovitplättchen. Typisch sind massige, nur wenig deformierte zentrale Bereiche und deutlich geschieferte Randzonen.

### Räumliche Verteilung und Lagerung der Gesteine

Der **Schladming-Komplex** des Silvretta-Seckau-Deckensystems baut als tektonisch liegendste Einheit die Bereiche um den Etrachsee auf. Gegen die überlagernden Einheiten ist er durch eine flach bis mittelsteil, S-fallende Phyllonitzone bzw. durch kataklastisch überprägte Mylonite begrenzt. Die Phyllonite der Scherzone sind einige Dekameter mächtig und olivgrün bis dunkelgrau gefärbt. Das Gestein bildet C'-Typ Scherbänder aus, nach denen es auch bricht. Die Gefüge zeigen eine NNW-gerichtete Bewegung unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies an. Die Phyllonitzone ist auf der Westseite des Etrachtales im Graben nördlich der Raffalhhütte bei etwa 1.600 m an den Forststraßen gut aufgeschlossen. Von hier lässt sie sich bis etwa zum Fuchsgraben verfolgen. Auf der Ostseite ist sie im Talgrund etwa 500 m nördlich der Ulrichskirche vorhanden und zieht über den Heinzlberg bis in die Scharte nördlich des Trübeck (2.367 m). Eine Komplikation ergibt sich durch eine jüngere E–W streichende, sehr steilstehende Störung, welche sich auf der Westseite des Tales knapp südlich des Etrachsees befindet, während sie auf der Ostseite von der Karlhütte Richtung Scharte nördlich des Trübeck zieht. Messungen am Westhang ergaben einen dextralen Schersinn mit einer leichten Abschiebungskomponente. Da die Verteilung der Einheiten auf der östlichen Talseite eine Absenkung des Nordblockes um mindestens 300 m impliziert, muss mit einer bedeutenden seitlichen Verschiebung gerechnet werden. Wahrscheinlich ist im Etrachtal eine noch jüngere Störung vorhanden, die sowohl die Deckengrenze, als auch die steilstehende Störung dextral um 300–500 m versetzt.

Die prägende Schieferung ( $S_x$ ) im Schladming-Komplex fällt bevorzugt nach SW, aber auch nach NW und SE ein, wobei eine relativ große Streuung im Fallwinkel, im Rahmen von 30° bis 90° zu verzeichnen ist. In den migmatischen Paragneisen ist die Schieferung ( $S_{x-1}$ ) variszisch, häufig dominiert aber eine Schieferung ( $S_x$ ), die unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstand und die als kretazisch einzustufen ist. Die Streckungslineare ( $L_x$ )

in den Paragneisen zeigen eine starke Streuung, da  $L_{x-1}$  und  $L_x$  nicht gut zu unterscheiden sind. Faltenachsen der Krenulation fallen mit einem Winkel von  $10^\circ$ – $60^\circ$  nach Süden bis SSW ein. Die Axialebenen stehen steil ( $75^\circ$ – $80^\circ$ ) und fallen nach WSW und NNW ein.

Während die Liegendgrenze des **Wölz-Komplexes** durch die grünschieferfazielle Phyllonitzone gebildet wird, ist die Hangendgrenze zum Rappold-Komplex durch eine spröde, S-fallende, kaum aufgeschlossene Störung gegeben. Diese liegt nördlich der Fixlhütte in ca. 1.750 m Seehöhe und quert das Etrachtal etwa 400 m nördlich der Ulrichskirche. Von hier aus zieht sie gegen ENE bis etwa 1.460 m und dann hangabwärts gegen Roßangen, wo sie etwa an der Vereinigung von Mühlbach und Kaserbach den Graben quert.

Die interne Deformation des Wölz-Komplexes ist durch eine aufrechte Verfaltung mit Amplituden von einigen hundert Metern und mittelsteil bis steil S-fallenden Achsenebenen gegeben. Sie lässt sich am besten an Hand der über mehrere Kilometer weit verfolgbar Marmorlage entschlüsseln. So bildet diese auf der Westseite des Etrachtals eine große Synform. Der Hangendschenkel zieht vom SE-Grat des Hochfeldes in 2.150 m bis zum Scheitelbereich bei der Raffalhhütte. Von dort aus zieht die Marmorlage wieder hangaufwärts bis knapp nördlich des Gipfels der Tockneralm (2.357 m). Auf der westlichen Tal-seite findet man sie am Grat zwischen Feldkögel (2.203 m) und Feldeck (2.460 m) in 2.360 m Seehöhe und in den Felswänden auf der Ostseite von Feldeck, Brennfeldeck (2.507 m) und Arfeld (2.491 m). In der Scharte zwischen den beiden letztgenannten Gipfeln ist eine Zehnermeter-große Falte mit flach E–W streichender Achse vorhanden, die eine Vergenz gegen Norden zeigt. Die im Aufschlussbereich beobachtbaren Strukturen stehen im Einklang mit den großmaßstäblichen Strukturen. Die Schieferung ist in allen Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes sehr deutlich ausgebildet und fällt nach Norden oder Süden ein. Streckungslineare und Faltenachsen fallen flach gegen Osten bis mittelsteil gegen Westen ein. Je nach Position sind S-, Z-, oder wie z.B. um die Raffalhhütte, M-Falten ausgebildet. Axialebenen fallen mit  $20^\circ$  bis  $70^\circ$  nach Süden ein. Im Marmor sind innerhalb des Scharniers bei der Raffalhhütte ältere Strukturen erhalten geblieben. Ein Quarz-Sigma-Klast zeigt einen Schersinn gegen Norden an. Des Weiteren sind *pinch-and-swell* Strukturen und duktile N-vergente intrafolial *duplex-structures* zu finden.

Auch im **Rappold-Komplex** ist eine enge Verfaltung um E–W orientierte Achsen gegeben. Bedingt durch fehlende Markerhorizonte ist diese aber schlechter aufzulösen. Mit Bezug auf die boudinierten Amphibolit- und Pegmatitlagen ist eine noch intensivere interne Deformation anzunehmen. Die Schieferung fällt mit  $30^\circ$ – $85^\circ$  nach N–WNW bzw. S–SSE ein. Streckungslineare und Faltenachsen fallen flach bis mittelsteil nach Westen ein. *Refold-structures* mit S- und Z-Falten sind im Gelände zu finden.

### Quartäre Ablagerungen

Glazigene Ablagerungen zeigen im Bereich der Südabfälle der Niederen Tauern eine charakteristische Verteilung. Die S- und SW-Hänge sind von den Gipfeln bis etwa 1.800 m von grobblockigem Periglazialschutt überronnen. Darunter folgen vom Eis abgeschliffene Bereiche mit Rundbuckeln und Resten von Moränenmaterial. In den gegen NE- und N- abfallenden Hängen sind Kare ausgebildet und es finden sich Blockgletscherablagerungen. So z.B. im Kar östlich der Tockneralm (2.357 m). Die Blöcke bestehen hier aus Glimmerschiefern und Amphiboliten des Wölz-Komplexes. In den Talausgängen gegen Süden sind Eisrand-sedimente in verschiedenen Höhenlagen vorhanden. Im Mühlbachgraben in 1.640 m sind noch gut erkennbare Reste von Eisrandterrassen. Im Etrachtal reichen sie nahe dem Talausgang auf beiden Talseiten bis in ca. 1.400 m Seehöhe. Im Haupttal erreichen die glazigenen Sedimente Mächtigkeiten von über 100 m. Noch gut sind die Konturen von bis über 1 km langen und 500 m breiten Tot-eiskörpern auszumachen, auch wenn deren Ränder durch kleinräumige Massenbewegungen verrutscht sind. Ein gut erhaltenes Toteisloch mit 400 m Länge und bis zu 180 m Breite ist auch SW der Ortschaft Krakaudorf erhalten. Die Bezeichnung Krakauenebene erklärt sich damit, dass in diesem Bereich Eisrandterrassen vorhanden sind. Immer wieder sind auch talparallele ehemalige Abflussrinnen, zum Teil mit Terrassenbildungen vorhanden. Der Etrachsee wird durch zwei größere Schwemmfächer, welche von den Seiten kommend das Tal sperren, aufgestaut. Talaustritts findet sich ein weiterer Staubereich, der aber bereits mit Talalluvionen verfüllt und verlandet ist. Kleinräumige Massenbewegungen in den Festgesteinen sind z.B. östlich Schafspitz (2.164 m) und südlich Rupprechtseck (2.591 m) vorhanden.

## Blatt 181 Obervellach

### Bericht 2014 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

TANJA ILICKOVIC & RALF SCHUSTER

Das kartierte Gebiet erstreckt sich entlang des Mölltales zwischen Rakowitzen und Flattach. Es umfasst den süd-östlichsten Teil der Sadnig-Gruppe bei Rakowitzen, die nordwestliche Kreuzeckgruppe zwischen Göbnitz und der Ragga und den Grafenberg nördlich von Außerfragant. Weiters wurden der Talausgang des Wöllatales um Wöll-

tratten, das Gebiet um die Raggaalm in der Ragga und der untere Teil der Alten Straße in der Teuchl mit Hinblick auf die Deformationsgeschichte untersucht.

Geologisch umfasst es vom Liegenden gegen das Hangende die Sonnblick-Decke des Subpenninikums, Elemente des Glockner-Deckensystems und die Matreier-Zone des Penninikums, das Unterostalpin im Rahmen des Tauernfensters und verschiedene Einheiten des Oberostalpins. Zu nennen sind dabei die Prijakt-Decke des Koralpe-Wölz-Deckensystems und die Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler Alpen-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems.