

rund 800 m nach NW, so trifft man jenseits der großen Schwemmfächerkombination des Kotusch- und des Plieschbachgrabens auf die Erosionsreste eines Moränenwalls. Jene befinden sich am Hangfuß wenige Meter über den Auenablagerungen der Malta, erstrecken sich über 1,3 km Länge und wurden teilweise vom Tandalmbach erodiert, bzw. von seinen Schwemmfächerablagerungen überschüttet. Diese Seitenmoräne ist vermutlich die Fortsetzung der Schlatzinger Endmoräne des Gschnitzlobes an der Westseite des Maltatales (siehe Berichte von J. REITNER).

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau

RALF SCHUSTER

Vorbemerkungen

In einer Besprechung am 12. 5. 2003 wurde G. PESTAL, R. SCHUSTER und J. REITNER von Direktor H.P. SCHÖNLAUB mitgeteilt, dass das Blatt Spittal a.d. Drau bis Sommer 2005 fertigzustellen sei und auf der Arbeitstagung 2005 vorgestellt werden solle. Aus der begrenzten zur Fertigstellung verbleibenden Zeit ergab sich, dass keine großflächigen Neukartierungen durchgeführt konnten, sondern nur bestimmte Fragen im Gelände abzuklären sind.

Folgende Punkte wurden von mir nachbearbeitet:

- 1) Schließung der Kartierungslücke in der Goldeckgruppe im Bereich SW von Oberamlach.
- 2) Abgrenzung des Metagabbrokörpers in den Nockbergen nördlich des Tschirnocks.
- 3) Abgrenzung der Amphibolitkörper im Radenthein Komplex nahe der Tangerner Alm.
- 4) Auffindung und Abgrenzung der Eklogitamphibolite im Millstätter Seengebirge in Bereich der Lieserschluht.

Es stellte sich heraus, dass ein größerer Bereich um die Kartierungslücke bei Oberamlach einer Neukartierung bedurfte und dass weitere Tage für Übersichtsbegehungen notwendig waren. Dieser Bericht umfasst die Kartierungsergebnisse der Jahre 2003 und 2004.

Kartierung der Goldeck-Gruppe südwestlich von Oberamlach

Geplant war, ein in der Manuskriptkarte von W. RATAJ fehlendes Stück nachzukartieren, welches zwischen den Gebietsgrenzen der Kartierungen von DEUTSCH (1977: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **120/2**, 231–294; 1988: Die frühalpideische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 553–562) und HEINZ (1987: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 175–203) offen geblieben war. Die Kartierung ergab jedoch neue Gesichtspunkte und so wurde ein größeres Areal in die Arbeiten einbezogen.

Das kartierte Gebiet befindet sich in der Goldeckgruppe südwestlich von Spittal a.d. Drau. Es beinhaltet die Abhänge der Goldeckgruppe zum Drautal im Bereich oberhalb von Oberamlach (Sh. 530 m) zwischen dem Einödgraben und dem Durachgraben. Im Westen reicht es bis zur Bergerhütte (Sh. 1306 m) und im Süden bis zur Durlachalm (Sh. 1231 m).

Die Goldeckgruppe wird von generell gegen SSW einfallenden Gesteinen des Ostalpins aufgebaut. Der liegende Anteil wird von Kristallin des Gaugen-Komplexes aufgebaut, welcher vom Goldeck-Komplex überlagert wird. Letzterer zeigt zum Beispiel bei Stockenboi und am Nordhang

des Staff und Latschur einen transgressiven Kontakt zu den permomesozoischen Sedimenten des Drauzuges.

Die in dieser Arbeit als Gaugen-Komplex (SCHUSTER & SCHUSTER, 2003: Bericht 2001 über die geologische Aufnahme in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 453–455.) bezeichneten Lithologien ziehen vom Gaugen in der Kreuzeckgruppe über den Stangor bis in die Goldeckgruppe. In der Goldeckgruppe wurden sie von ANGEL & KRAJICEK (1939: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, **129**, 26–57) als „zweistufig durchgeprägtes, häufig diaphthoritisches Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ von der „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ abgetrennt, welche den Goldeck Komplex repräsentiert. In der, im Wesentlichen auf den Kartierungen von A. DEUTSCH und H. HEINZ beruhenden Manuskriptkarte Blatt 182 wird der Gaugen-Komplex als retrogrades Kristallin, der Goldeck-Komplex als prograd grünschieferfazielles Kristallin bezeichnet.

Gaugen-Komplex

Lagerung und Lithologien

Der Gaugen-Komplex wird im bearbeiteten Bereich aus folgenden Lithologien aufgebaut. Die Hauptmasse bilden Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise mit unruhig gewellten Schieferungsflächen und unregelmäßigem Bruch. Quarzmobilisatlagen sind zumeist isoklinal verfalltet. Im Handstück lassen sich grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete, Biotit, Plagioklas und Quarz erkennen. In einzelnen Glimmerschieferlagen ist Granat mit bis zu 1 mm Durchmesser recht häufig. Die Schieferungs- und Kluffflächen zeigen manchmal rostbraune Anflüge von Eisenhydroxiden.

Aus den Zwei-Glimmerschiefern entwickeln sich gegen das Hangende retrograde Glimmerschiefer. Auch diese zeigen grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete. Biotit und Granat sind jedoch in Chlorit umgewandelt. Letzterer verleiht dem Gestein eine grünlich-silbrige Erscheinung. An Schieferungs- und Kluffflächen sind rostbraune Eisenhydroxide vorhanden, die dem Gestein eine typische Verwitterungsfarbe verleihen. Eingelagert finden sich unterschiedlich mächtige Lagen aus feinerkörnigen, quarzitischen Gneisen, die jedoch nicht flächendeckend ausgeschieden werden können. Die Gesteine zerbrechen zu dezimetergroßen oft plattigen Stücken. Im hangendsten Bereich, nahe der Grenze zu den Phylliten des Goldeck-Komplexes, aber auch im Einödgraben sind die Gesteine an manchen Stellen feinstückig kataklastisch zerbrochen.

In die Zweiglimmerschiefer ist in ca. 680 m Seehöhe zwischen dem Durlachgraben und dem Einödgraben eine etwa 10 m mächtige Augengneislage eingeschaltet. Der granitische Augengneis ist leukokrat, straff geschiefert (S_x), bankig brechend und zeigt bereichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear (L_x). Makroskopisch lassen sich bis zu 2 cm große Kalifeldspatungen und etwa 1mm große Muskovitblättchen in einer Matrix aus Feldspat und Quarz erkennen. Immer wieder sind konkordante Quarzlagen mit einer Dicke bis zu 5 cm vorhanden.

In den retrograden Glimmerschiefern befindet sich auf etwa 900 m Seehöhe eine Lage aus Amphibolit. Die Amphibolite zeigen makroskopisch Hornblende und Plagioklas, in Deformationszonen ist auch Chlorit zu erkennen.

Im hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes sind bis über 100 m mächtige Marmore vorhanden. Sie bilden eine Lage, die sich von Lind im Oberdrautal quer über den Siflitzgraben bis zum Matzenkofel und bis nahe zum Durlachgraben verfolgen lässt. Hier wird sie an der Störung zum südwestlich angrenzenden Goldeck-Komplex abgeschnitten. Bei Kleinsass erscheinen die Marmore erneut, wobei sie in diesem Gebiet durch ein SW-NE-streichendes Störungssystem tektonisch vervielfacht auftreten. Es handelt

sich um unreine dolomitische Marmore, grau-weiß gebänderte Kalzitmarmore und rein weiße Kalzitmarmore. In letzteren sind stellenweise mehrere Millimeter große Muskovitblättchen zu erkennen. Aus den Marmoren ist das Auftreten von fraglichen Crinoiden-Resten beschrieben (DEUTSCH, 1977).

Strukturprägung

Die Zwei-Glimmerschiefer und retrograden Glimmerschiefer zeigen folgendes generelles Deformationsbild: Eine Hauptschieferung (S_x) bildet die Achsenebenenschieferung zu isoklinal verfalteten Quarzmobilisatlagen. Die Achsen dieser Falten (F_x) sind in das nur selten erkennbare Streckungslinear L_x einrotiert. S_x wird durch die Faltungen F_{x+1} und F_{x+2} , überprägt. Im Zuge dieser Faltungen kommt es vor allem in den Faltscheiteln auch zur Ausbildung von Crenulationen (L_{x+1g} , L_{x+2g}). Auffällig ist eine intensive spröde Deformation des Gaugen-Komplexes. Diese beinhaltet eine inhomogen verteilte kataklastische Deformation sowie eine engständige Klüftung. Zusammen führen beide zu einem recht feinstückigen Zerfall der Gesteine.

Die prägende Schieferung S_x zeigt auf Grund der Verfaltungen F_{x+1} und F_{x+2} ein unregelmäßiges Einfallen (285/08, 000/20, 275/18, 017/33, 060/45, 130/32, 000/55, 190/50, 160/18, 250/40, 355/60, 199/50, 180/35, 195/50, 171/72, 191/61). Aus dem Kartenbild ergibt sich aber generell ein mittelsteiles Einfallen gegen SSW. Auch die Augengneise folgen zwischen den Gräben diesem Streichen, im Durlachgraben biegen sie jedoch um und fallen gegen Norden ein (S_x 020/62, S_x 355/67). In diesem Bereich fällt das Streckungslinear L_x und die Faltenachsen F_x gegen E ein (L_x 090/29, F_x 095/27). Die Feldspat-Augen der Orthogneise bilden in der Streckungslineation σ -Klasten, die in ihrer heutigen Lage für eine gegen W gerichtete simple shear Deformation sprechen. Die Deformation (D_x) erfolgte zur Zeit des Metamorphosehöhepunktes.

Im Zuge der Deformation (D_{x+1}) wird die Hauptschieferung S_x bereichsweise in enge, manchmal überkippte Falten gelegt. Die Faltenachsen (F_{x+1}) streuen auf Grund der nachfolgenden Faltung (F_{x+2}), steichen aber etwa WSW–ENE (F_{x+1} 252/16, L_{x+1g} 250/07, L_{x+1g} 248/14, L_{x+1g} 070/40). Diese Deformationsphase (D_{x+1}) erfolgte im Anschluß an D_x bei fallenden Temperaturen.

Die offene Faltung (F_{x+2}) erfasste die Gesteine bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies. Quarz wird dabei undulös, Chlorit entsteht in Deformationszonen. Die Faltenachsen streichen WNW–ESE (F_{x+2} 080/10, F_{x+2} 095/09) und sind von einer weit verbreiteten Crenulation (L_{x+2g} 096/10, L_{x+2g} 100/03) begleitet.

Die Paragesteine weisen zwei dominante Kluftrichtungen (K_1 137/86, K_2 280/88) auf. Auch in den Orthogneisen sind diese zu erkennen (K_1 148/83, K_2 271/70), wobei die K_2 -Klüfte Abstände von wenigen Dezimetern zeigen und durch schwarze Ultrakataklasite an den Oberflächen gekennzeichnet sind, die etwa 5 mm Dicke erreichen.

Interpretation

Basierend auf lithologischen Vergleichen und dem wahrscheinlichen Vorhandensein von Crinoiden-Resten in den Marmoren wurde ein altpaläozoisches Sedimentationsalter für die Gesteine des Gaugen-Komplex angenommen (DEUTSCH, 1977; HEINZ, 1987). Die prägende Metamorphose erreichte zumindest lokal die Bedingungen der Amphibolitfazies. Dieses Metamorphoseereignis wird auch von DEUTSCH (1977; 1988) und HEINZ (1987) als variszisch interpretiert. Für diese Interpretation sprechen auch die Ar-Ar-Muskovitalter des Gaugen-Komplexes, die zwischen 300 und 320 Ma ergeben (PROYER, A., SCHUSTER, R., HOINKES, G. & FAUPL, P., 2001: Permo-Triassic metamor-

phic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **146**, 240–242). Die Deformationsphasen D_x und D_{x+1} gehören zu diesem Kristallisationszyklus und sind demnach ebenso als variszisch einzustufen.

In eoalpidischer Zeit erlebte die Einheit eine Überprägung, die in den tiefsten Anteilen Bedingungen der untersten Grünschieferfazies erreichte. Die Deformation D_{x+2} ist damit zu korrelieren und demnach dem eoalpidischen Ereignis zuzuordnen. Die postmetamorphe, kataklastische Deformation benutzt zum Teil bereits vor der späten Kreide vorhandene Strukturen. Manche Strukturen lassen sich bestimmten Deformationsereignissen, wie z.B. den dextralen Bewegungen an der Mölltalstörung zuordnen, der allergrößte Teil entstand aber zu einem bisher unbestimmten Zeitpunkt und wurde zum Teil mehrfach reaktiviert.

Goldeck-Komplex

Lithologien

Der Goldeck-Komplex wird im kartierten Gebiet zum allergrößten Teil aus Phylliten bzw. phyllitischen Glimmerschiefern aufgebaut. Diese sind dunkelgrau oder silbrig glänzend gefärbt, feinkörnig und dünnplattig brechend. Sie zeigen konjugierte Kink- und chevron-type-Falten. Außer feinschuppigem Hellglimmer und Quarz sind makroskopisch keine Mineralphasen erkennbar. Das Fehlen von rostigen Anflügen ist ein wesentliches Kriterium für die Unterscheidung von den retrograden Glimmerschiefern des Gaugen-Komplexes.

Eine wenige Meter mächtige Lage von hellem Quarzit ist im Graben südwestlich von Kleinsaß anstehend.

Im liegenden Teil des Goldeck-Komplexes ist eine bis zu etliche Zehnermeter mächtige Marmor-Lage eingeschaltet. Diese zieht von Oberallach im Oberdrautal über die Südseite des Siflitzgrabens bis zur Bärenbißhütte. Ab hier scheinen die tiefen Anteile des Goldeck-Komplexes und somit auch der Marmorzug auf Grund des tektonischen Zuschnittes zu fehlen. Im Unterdrautal setzt der Marmorzug etwa bei der Mittelstation der Goldeckseilbahn wieder ein und lässt sich über die Felswände des Martenocks bis zum südlichen Blattrand verfolgen. Weiters finden sich die Marmore des Goldeck-Komplexes auf den Weißwänden, an deren Ostseite sie wahrscheinlich durch eine komplizierte Tektonik in zahlreiche einzelne Züge zerfallen. Die Marmore zeigen unterschiedliches Aussehen. Es lassen sich Kalk- und Dolomitmarmore unterscheiden. Neben sehr feinkörnigen weißen Typen finden sich gelbliche, graue und bräunliche Varietäten.

Eingeschaltete Lagen von Grünschiefern sind im Allgemeinen nur bis zu wenige Zehnermeter mächtig. Häufig sind sie im Hangenden der Marmore zu finden, so etwa auf der Nordseite des Kreuzbühels und im Bereich des Goldeckgipfels. Auch sie sind feinkörnig und dünnplattig brechend. Makroskopisch erkennbarer Chlorit gibt ihnen die grüne Färbung.

Strukturprägung

Das Streichen der Marmore und Grünschiefer zeigt, dass die stratigraphische Abfolge ebenso wie die prägende Schieferung S_x gegen S bis SW einfällt (170/70, 190/62, 180/35, 190/65, 178/75, 181/29, 144/70, 190/50, 180/65, 190/41). Isoklinale F_x -Faltenachsen fallen gegen SW ein (F_x 255/22). Im Nahbereich der Störung, welche die Grenze zum Gaugen-Komplex bildet, ist eine überprägende crenulation cleavage ausgebildet. Die Faltenachsen der dazugehörigen Knickfaltung (F_{x+1}) fallen gegen W ein (300/45, 280/44, 270/40, 295/07, 260/87), die Schieferungsflächen (S_{x+1}) liegen im Abstand weniger Zentimeter und fallen mittelsteil bis steil gegen NW (345/74, 310/50, 350/85).

Interpretation

Für den Goldeck-Komplex wird von DEUTSCH (1977) und HEINZ (1987) ein altpaläozoisches Sedimentationsalter angenommen. Die prägende Metamorphose erreichte die untere Günschieferfazies. Basierend auf K-Ar-Altern an Gesamtgesteinen (BREWER, 1969: Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – *Earth and Planetary Science Letters*, **6**, 321–331.) und einem Ar-Ar Hellglimmeralter (SCHUSTER & FAUPL, 2001) erfolgte die Metamorphoseprägung während des variszischen Ereignisses. Die synmetamorphe Deformationsphase D_X ist demnach auch als variszisch einzustufen.

Die D_{X+1} -Strukturen sind an die tektonische Grenzfläche zwischen dem Gaugen- und dem Goldeck-Komplex gebunden. Diese verläuft in kartierten Gebiet WNW–ESE und ist damit in spitzem Winkel zur Mölltalstörung orientiert (siehe Kapitel Sprödttektonik). Die D_{X+1} -Strukturen passen zu einer Kompression mit etwa N–S-gerichtetem σ_1 . Eine derartige Einspannungsrichtung entspricht der eoalpidischen Tektonik des Gebietes.

Die Grenzfläche zwischen dem Goldeck- und Gaugen-Komplex

Basierend auf dem in der Manuskriptkarte dargestellten Verschnitt der Grenze der Einheiten mit der Morphologie überlagert der Goldeck-Komplex den Gaugen-Komplex vom Sifflitzgraben über den Matzenkofel bis zur Bergerhütte mit einer mittelsteil gegen Süden einfallenden Grenzfläche. Wie in AMMAN et al. (2002: Auriferous arenopyrite-pyrit and stibnite mineralisation from the Sifflitz-Guginock area (Austria): indications for hydrothermal activity during Tertiary oblique terrane accretion in the Eastern Alps. – *Geol. Soc. London, Special Publications*, **204**, 103–117.) beschrieben, wird diese Grenze durch steil gegen Süden fallende, nahezu E–W-orientierte Bewegungszonen überprägt. Von der Bergerhütte gegen Osten wird diese Grenzfläche durch eine steilstehende WNW–ESE-streichende Störung abgeschnitten, welche wiederum in spitzem Winkel von der NW–SE-orientierten Mölltalstörung abgeschnitten wird. Damit ist zwar eine relative zeitliche Abfolge für die Entstehung der Teilstücke der Grenzfläche gegeben, eine absolute zeitliche Einstufung und Interpretation ihrer Kinematik ist aber derzeit schwierig:

Der primär als Deckengrenze ausgebildete Kontakt der Einheiten entstand frühestens nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose und sehr wahrscheinlich schon vor der eoalpidischen kompressiven Tektonik in der Unterkreide. Dies deshalb, da einerseits an dieser Grenze ein markanter Sprung in der Intensität der variszischen Metamorphoseprägung festzustellen ist und andererseits keine permomesozoischen Deckenscheider vorhanden sind. Die in der hangenden Einheit niedrigere variszische Metamorphose kann als Hinweis auf einen abschiebenden Kontakt gewertet werden. Der Zuschnitt des Goldeck-Komplexes, welcher eine Zunahme der Mächtigkeit der Phyllite im Liegenden des Marmores gegen Süden zu aufweist kann, wenn es sich um eine Abschiebung handelt, als schwacher Hinweis auf eine südgerichtete Bewegungsrichtung gesehen werden. Daraus ergibt sich, dass es sich möglicherweise um eine südgerichtete, spätvariszische oder permische Abschiebung handelt.

Die eoalpidische Kompression führte im gesamten Ostalpin südlich des Tauernfensters zu einer Faltung mit W–E-orientierten Achsen. Im Gaugen-Komplex entspricht die Deformation D_{X+2} diesem Ereignis. Auch die Grenze zwischen Gaugen und Goldeck könnte im Zuge dieser unterkretazischen, kompressiven Tektonik als nordgerichtete Überschiebung reaktiviert worden sein. Dafür sprechen, von AMMAN et al. (2002) unter D_2 beschriebene, WSW–

ENE-gerichtete isoklinale Faltenstrukturen die eine NNW-gerichtete Deformation in den liegenden Anteilen des Goldeck-Komplexes belegen. In der oben zitierten Arbeit werden diese D_2 -Strukturen jedoch als variszisch eingestuft. In jedem Fall kann die Relativbewegung der Einheiten zueinander nicht bedeutend sein, da beide Einheiten, soweit feststellbar, eine kontinuierliche, lediglich anchizonale bis schwach grünschieferfazielle eoalpidische Metamorphose erfahren haben. Wie bereits oben diskutiert, passen auch die D_{X+1} -Strukturen des Goldeck-Komplexes zu einer Kompression mit N–S-gerichtetem σ_1 . Diese Strukturen müssen aber trotzdem nicht eoalpidisch sein, da eine ähnliche Einspannungsrichtung auch im Tertiär vorhanden war.

Sprödttektonik

Im Kartierungsgebiet ist ein SW–NE-streichendes Störungssystem von Bedeutung. Es ist jünger als die Störung zwischen Goldeck und Gaugen-Komplex, da es diese versetzt. Im Bachbett des Einödgrabens ist in einer der Störungen, in etwa 870 m Seehöhe ein Ultrakataklasit bis Kakirit aufgeschlossen. Bei Kleinsaß ist ein Störungsbündel vorhanden, welches insbesondere die Marmore des Gaugen-Komplex erfasst. Berücksichtigt man diese Störungen nicht, wie es in der Karte von HEINZ (1987) und in der Manuskriptkarte von W. RATAJ der Fall ist, so biegen die Marmore unverständlicherweise senkrecht auf das regionale Einfallen der Hauptschieferung S_X gegen NE ab. Die Störungen liegen leicht schräg auf die Falllinie des Hanges. Im Bereich der Festgesteine erzeugen sie kleine Gräben, welche sich morphologisch noch deutlicher hervortretend in den quartären Sedimenten am Hangfuß fortsetzen. Das impliziert, dass die Störungen noch nach dem Rückzug des Eises geringfügig nachbewegt wurden, möglicherweise im Zuge der Eisentlastung des Gebietes.

Tertiäre Gänge

In Kartierungsgebiet konnten zwei magmatische Gänge angetroffen werden, welche dem periadriatischem Gangfolge zuzuordnen sind. Beide befinden sich auf der Südostseite des Durachgrabens in ca. 1000 m Seehöhe.

Ein extrem stark alterierter, basischer Gang ist im Goldeck-Komplex anzutreffen. Im Gelände fällt er durch seine gelbliche Farbe und die bröselige Verwitterung auf. Vom primären Mineralbestand ist nichts mehr zu erkennen, der Gang streicht 180/55. In den retrograden Glimmerschiefern des Gaugen-Komplex steckt ein heller, massig brechender, tonalitischer Gang mit einem Mineralbestand aus Granat + Biotit + Plagioklas + Quarz.

Quartär

Die talnahen Hangbereiche der Goldeckgruppe sind von quartären Sedimenten und mächtigeren Hangschuttmassen bedeckt. Im Bereich südwestlich Oberamlach reichen diese bis etwa 640 m Seehöhe, während sie bei Kleinsaß bis über 800 m reichen. Die wenigen nicht umgelagerten, anstehenden Quartärsedimente stellen ausschließlich Eisrandsedimente dar.

Gerölle quartärer Ablagerungen (Eisrandsedimente?) finden sich weiters im Bereich der Bergerhütte und etwa 300 m nordwestlich davon. An diesen Lokalitäten finden sich Biotitgneise, Orthogneise, Quarzite und Eklogite. Gemischt mit Hangschutt aus Phylliten des Goldeck-Komplexes finden sich Gerölle quartärer Ablagerungen auf dem Rücken östlich der Durachalm.

Metagabbros nördlich des Tschiernocks

Bei Geländeaufnahmen im Jahr 1997 (SCHUSTER, 1998) wurde im Bereich der Nockberge, nördlich des Tschiernocks ein Blockfeld aus Metagabbros aufgefunden. Die

hier dokumentierte Kartierung hatte zum Ziel das Liefergebiet der Blöcke und deren Verbreitung zu erfassen. Kartiert wurde das Gebiet von der Bergstation des Sesselliftes über den Gipfel des Tschirnocks sowie der Bergrücken nördlich davon.

Festgesteinsgeologie

Das Arbeitsgebiet wird vom Bundschuh-Priedröf-Komplex aufgebaut, welcher sich aus monotonen, z.T. quarzitischen Paragneisen (Priedröf-Paragneis; SCHWINNER, 1923), Glimmerschiefern, graphitischen Granatglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten aufbaut. Eingelagert finden sich die charakteristischen Bundschuh-Orthogneise.

Der südliche Teil des kartierten Gebietes, von der Sesselliftbergstation am Tschirnock bis über den Steinernen Tisch wird aus plattig brechenden, feinkörnigen, quarzitischen Paragneisen aufgebaut. Granat ist in den Paragneisen nur wenige Zehntelmillimeter groß und nur mit der Lupe erkennbar. Im Gebiet nördlich davon dominieren Granatglimmerschiefer mit einer Matrix mit Biotit und Muskovit sowie Granatporphyroblasten die zumeist 2–3 mm groß sind aber auch bis zu 5 mm Durchmesser erreichen können. Die Hauptschieferung S_x fällt flach nach NNE bzw. SSW ein (020/25, 188/22, 000/35, 020/35). Ein dazugehöriges Streckungslinear aus einem quarzitischen Paragneis wurde mit L_x 230/20 ermittelt.

Auf der Westseite des vom Tschirnockgipfel gegen Norden ziehenden Rückens sind in Seehöhe 1960–1980 m mehrere Aufschlüsse vorhanden. Darunter befinden sich die durch SCHUSTER (1998) beschriebenen, z.T. verwachsenen Blockfelder. Die Gabbros bilden einen über mehrere Zehnermeter verfolgbar, gangförmigen Intrusionskörper. Die Ganggesteine sind in jedem Fall präalpidisch, da sie von einer duktilen Deformation erfasst, und dabei sehr unterschiedlich stark deformiert wurden. In den Aufschlüssen und den darunterliegenden Blockfeldern finden sich Gesteine mit undeformierten, grobkörnigen und feinkörnigen, magmatischen Texturen (Formrelikte nach Pyroxen von wenigen mm bis mehrere cm Größe) aber auch gefaltete und mylonitische Typen. Auch in den Metagabbros mit den am besten erhaltenen primären Texturen ist vom magmatischen Mineralbestand nichts mehr erhalten. Die Bereiche der ehemaligen Pyroxene werden von blassgrüner Hornblende eingenommen. Manchmal sind konzentrische Zonierungen zu erkennen, die vielleicht noch magmatischen Ursprungs sind. Plagioklas ist durch Klinozoisit mit grauen Interferenzfarben und Muskovit ersetzt. Auch in den mylonitischen Typen sind die Gefüge gut rekristallisiert. In der nordöstlichen Fortsetzung der Metagabbros finden sich auf dem Bergrücken dunkle mittelkörnige Amphibolite als Blockwerk. Ein Streckungslinear aus einem mylonitischen Metagabbro fällt flach nach Norden ein ($L_{Mylonit}$ 350/10). Dieses Streckungslinear steht nahezu senkrecht auf jenes aus den quarzitischen Paragneisen.

Massenbewegungen

Entgegen der Darstellung in der Manuskriptkarte ist das kartierte Gebiet von großflächigen Auflockerungen betroffen. Rund um die Bergstation und die obersten Stützen des Sesselliftes wird der Grat und der Südwesthang von mehreren NNW–SSE-streichenden Bergrerißungsgräben zerlegt. Diese sind durch antithetische Bewegungen an den in den Hang einfallenden Schieferungsflächen und Kluffflächen verursacht. Im Gegensatz dazu spielen auf dem gegen NE geneigten Hang synthetische Bewegungen eine Rolle, welche zu großflächigen Sackungen führen.

Auch am Rücken nördlich des Tschirnocks sind mehrere, etwa parallel zum Grat orientierte Gräben vorhanden, die hier etwa NNE–SSW-orientiert sind. Dazu kommen

kleine Sackungen und eine große Sackungsmasse nordöstlich der Kote 1953 m.

Verbreitung von Amphiboliten am Tschierweger Nock

In der Manuskriptkarte von W. RATAJ sind am W- und S-Abhang des Tschierweger Nocks, großflächig Amphibolite eingetragen. Wegen Diskrepanzen in den zugrunde liegenden Kartierungen wurde das Gebiet um die Tangener Alm einer Neukartierung unterzogen, vor allem um die Amphibolite besser abzugrenzen.

Nach der Kartierung von SCHUSTER (1998) werden die W- und S-Abhänge des Tschierweger Nocks bis etwa 1700 m durch den Radenthein-Komplex und darüber durch den Bundschuh-Priedröf-Komplex aufgebaut. Ersterer besteht aus z.T. quarzitischen Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Amphiboliten, Marmoren und Paragneisen. Besonders typisch sind Granatglimmerschiefer mit feinschuppiger, paragonitischer Hellglimmermatrix und zahlreichen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten, welche bis zu 2 cm Durchmesser erreichen können. Ebenso charakteristisch sind hellglimmerführende Amphibolite. Der Bundschuh-Priedröf Komplex setzt sich aus monotonen, z.T. quarzitischen Paragneisen, Glimmerschiefern, graphitischen Granatglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten zusammen.

Im Bereich zwischen Tschierweger Nock und Pichlerhütte bildet die Abfolge eine Faltenstruktur mit einer sehr flach gegen Osten einfallenden Faltenachse. Im höheren Bereich ist die Falte sehr weit offen, während sie sich gegen Westen zu verengt. Im Aufschussbereich ist ein wechselndes Einfallen zu messen (S_x 355/25, 335/69, 145/35, 130/15, 114/30, 345/45, 082/55, 088/47, 140/60, 110/25, 085/36, 050/31, 050/40, 020/20, 015/17, 082/60) welches auf Falten höherer Ordnung zurückzuführen ist. Dazu kommt eine vor allem in den Glimmerschiefern ausgebildete Grenulation (F_{x+1g} 120/15) Die Amphibolite bilden eine bis über 200 m mächtige Platte mit vereinzelt Glimmerschiefer einschaltungen. Es handelt sich fast ausschließlich um dunkle, hornblendereiche Amphibolite mit untergeordnetem Plagioklasanteil. Diese sind zumeist straff geschiefert und blockig oder plattig brechend. In manchen Aufschlüssen zeigen die Hornblendekristalle eine ausgeprägte Regelung (L_{xHb} 020/08, L_{xHb} 023/13). Eine etwa 5 m mächtige Lage von Glimmermarmoren findet sich im Bereich der Tangener Alm. Sie zeigen eine Streckungslineation die gegen S einfällt (L_x 170/10) und die von einer Faltung F_{x+1g} überprägt wird.

In wenigen Aufschlüssen konnte eine späte überprägende Faltungsphase F_{x+2} mit N–S-orientierten Faltenachsen beobachtet werden (F_{x+2} 000/02).

Quartär

Im Zuge der Kartierung wurden die von quartären Sedimenten bedeckten Flächen gegenüber der Manuskriptkarte etwas unterschiedlich abgegrenzt. Von Bedeutung ist, dass es sich bei den Ablagerungen am Südhang des Tschierweger Nocks in etwa 1000 m Seehöhe durchwegs um Eisrandsedimente und nicht um Moränenmaterial handelt. Ein großer Aufschluß ist 600 m ESE Gasthof Burgstaller vorhanden.

350 m NE Gasthof Burgstaller finden sich im Wald auf ca. 1100 m einige mehrere Kubikmeter große Blöcke von Orthogneisen. Bei diesen sollte es sich um Zentralgneise aus dem Tauernfenster handeln. Eben solche Blöcke sind zahlreich in der Verebnung 500 m WSW Pichlerhütte vorhanden.

Eklogite im Bereich der Lieserschluht

Nach HERITSCH (1927: Kristallin der Lieserschluht bei Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 1926, 143–146)

sollen im Bereich der Lieserschluft nördlich von Spittal a.d. Drau Eklogitamphibolite im Millstatt-Komplex auftreten. Diese wurden aus einem Steinbruch beschrieben, welcher in etwa 680 m Seehöhe westlich der Lieserschluft lag und der heute völlig verwachsen ist. Bereits ANGEL & MEIXNER (1953: Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch

der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, **63/1**, 169–170) stellten fest, dass es sich dabei nicht um Eklogite, sondern um Kalksilikatfelse in Verband mit Amphiboliten handelt. In der Karte ist an dieser Lokalität Amphibolit eingetragen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2006

Band/Volume: [146](#)

Autor(en)/Author(s): Schuster Ralf

Artikel/Article: [Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau 118](#)