

ren Grundes besteht weitgehend aus Rutschmassen oder Sackungen. Damit ist keine Glazialmorphologie mehr erhalten. Lediglich in hochgelegenen Karten sind Lokalmoränen auszumachen (Tiefsölikar SE des Schwarzkarkogels).

Da einige Gesteine durch Dünnschliffuntersuchung charakterisiert werden müssen, wurden für diese Bereiche zunächst nur vorläufige Feldkarten eingereicht, die später durch die Enddarstellung ersetzt werden müssen.

Allgemeine Feststellungen

Durch die Kartierung des Großen Rettensteins kommt es zu einem geologischen Kreisschluss. Das Phänomen der Block-in-Matrix-Struktur wurde zunächst für den Bereich der Hochhörndler Spitze südlich des Wildseeloders auf Blatt Kitzbühel festgestellt (HEINISCH, 1986). Die dort definierte „Hochhörndler Schuppenzone“ konnte über die Kar-

tenblätter Zell am See, Kitzbühel bis Neukirchen verfolgt werden. Hier im Westen löst sich der Schichtverband weitgehend auf und große Bereiche der Grauwackenzone sind durch Olistholithe gekennzeichnet.

Der Rettenstein als südlichster Olistolith dieser Folgen bildet jedoch gleichzeitig auch die Grenze zum Innsbrucker Quarzphyllit. Er ist daher gleichzeitig auch der westlichste Vertreter einer Kette von Dolomitspänen, die sich zurück nach E zum Paß Thurn und bis nach Uttendorf verfolgen lassen. Diese „Uttendorfer Schuppenzone“ sensu HEINISCH (1986) verschwindet im Quartär der Salzachtalfurche und markiert in Konsequenz sowohl den Grenzbereich Grauwackenzone/Quarzphyllit als auch Grauwackenzone/Penninikum. Die variscisch angelegte Hochhörndler Schuppenzone mündet damit in die alpidischen Scherzonen zwischen Tauernfenster, Quarzphyllit und Grauwackenzone ein.

* * *

Siehe auch Bericht zu Blatt 90 Kufstein von G. PESTAL.

Blatt 125 Bischofshofen

Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 125 Bischofshofen und 126 Radstadt

CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das annähernd W–E-verlaufende Gesteinspaket längs des Nordrandes der Grauwackenzone zwischen dem Wasserfall des Gainfeldbaches bei Bischofshofen und der Dachstein-Mautstraße in der Ramsau ist 30 km lang und einige 100 m mächtig. Es handelt sich um hauptsächlich permische, epimetamorphe, ursprünglich grob- und feinklastische Sedimente, die bisher im genannten geographischen Bereich noch keine Fossilfundpunkte enthalten. Von der Steiermark kommend, kann man sie heute am besten mit dem Sammelbegriff Prebichl-Formation (F. NEUBAUER, 1993) benennen.

Von W kommend unterscheidet man rund um das geologisch viel bearbeitete, heute verlassene Bergbaugelände Mitterberg den unteren Teil des Schichtpaketes als „Fellersbachschichten“ vom oberen Teil, der als „Mitterberger Schichten“ im engeren Sinne verstanden wird (A. TOLLMANN, 1977). Aus dieser Gegend stammt auch die von H. MOSTLER (1972) zusammenfassend versuchte stratigraphische Ausdeutung des Gesteinspaketes im Detail vom Oberkarbon bis zur Untergrenze der Trias.

Die Prebichlformation zwischen Bischofshofen und Dachstein-Mautstraße beprobte ich seit dem Sommer 1995 auf zahlreichen Übersichtsbegehungen, um die von mir bearbeiteten permischen Schichten der Ginau-Scholle (tektonische Scholle inmitten der Grauwackenzone) besser von der altpaläozoischen Gesteinsgesellschaft abgrenzen zu können. Dabei lernte ich gute neue Aufschlüsse der Prebichlformation an Güterwegen kennen, die erst nach der geologischen Letztbearbeitung (O. GANSS et al., 1954) errichtet wurden. Als bestgeeignete Region einer Neuaufnahme erschien mir Anstehendes und Bergsturz SE Richlegg (4 km W Filzmoos) und das Quertal des Schattbaches.

Nach Abschluss meiner geologischen Aufnahmetätigkeit in der Umgebung Wagrains konnte ich im Sommer 2000 im Gebiet um Filzmoos mit einer geologischen Kartierung der Prebichlformation und der angrenzenden Grauwackenzone im Maßstab 1 : 25.000 beginnen. Angestrebt wird zunächst der Anschluss an die W-Grenze der Geologischen Karte der Dachsteinregion von G.W. MANDL (1998). Im Berichtsjahr kartierte ich den 10 km langen, W–E-verlaufenden Streifen N und S der Längstalfurche von Fritzbachtal und Übermoos bis zum Einzugsgebiet des Hammerbaches, also zwischen den Lokalitäten Schattau (6,5 km W Filzmoos) und dem Meridian von Hachau (3,5 km E Filzmoos).

In diesem Gebiet streichen die Schichten der Prebichlformation generell W–E und fallen mittelsteil bis flach nach N. Söhlige Lagerung kommt vor (z.B. im Raume der Gsengplatte). Eine N-konvexe Sigmoidale der Schichten befindet sich um den vorspringenden NNE-Kamm des Roßbrands. Geomorphologisch bedingt er den Knick zwischen W–E-verlaufendem Übermoos und dem WSW gerichteten Fritzbach-Längstal, das zwischen Brücke P. 964 (Einmündung des Fritzbachquelltales von Neuberg) und Brücke P. 826 (1 km N Ortschaft Eben im Pongau) sich befindet.

Die altpaläozoische Grauwackenzone fällt an der N-Flanke des sich in W–E-Richtung erstreckenden, 6 km langen Roßbrand-E-Kammes unter die Prebichlschichten mittelsteil ein. Die Gesteine dieser Grauwackenzone im engeren Sinne zeigen polydeformationelles Verhalten mit schwankenden und sich überprägenden Lineationen, Faltenachsen in Querrichtung zum Streichen sowie häufig Diaphthorite des grünen Gesteinsmaterials (siehe unten!). Hingegen zeigt der von mir in den beiden höheren Serien gemessene Achsenplan kaum Abweichungen zwischen dem Streichen der Schichten, der Hauptlineation und den im Gelände beobachteten Faltenachsen. Das gilt für die nachstehend genannten Filzmoos- und Plattenseerie. Diese scheinen hauptsächlich nur eine Epimetamorphose und Deformation erlitten zu haben.

Im kartierten Gebiet kann man vom Hangenden (N) zum Liegenden (S) vorläufig drei W–E-verlaufende Gesteinsserien der Prebichlformation unterscheiden:

(1) Die mehrere 100 m mächtigen einförmigen Quarzite, die ich nach der Gsengplatte P. 1671 (NW Neuberg) kurz **Plattenserie** nenne und schon von W. SCHLAGER (1967) als permisch sedimentiert gedeutet wurde. Genau aufgenommen habe ich vorläufig nur die S-Grenze dieser Quarzite, wo sie auf der Filzmoosserie (siehe unten!) mit Verschuppung auflagern. Als Übersichtsprofil wurde die längs neuer Güterwege gut aufgeschlossene Plattenserie an ihrer 4 km zwischen Liegend- und Hangendgrenze breiten Region Schattaubach – Gsengplatte – Langeggssattel begangen. An der E-Grenze des Arbeitsgebietes wurde der Anschluss der Serie an die betreffende Schicht Signatur Nr. 62 der eingangs genannten neuen Geologischen Karte der Dachsteinregion in der Gegend des Nößlerriedels hergestellt.

Das Gebiet der Plattenserie ist noch keineswegs auskariert. Durchwegs scheinen in dieser Serie tonig-sandige „normale“ Werfener Schichten zu fehlen. Es handelt sich hingegen um sehr harte, massig wirkende, aber geschichtete feinkörnige Quarzite, deren Mineralbestand teilweise unter dem petrographischen Arbeitsmikroskop bestimmbar ist. Doch ist häufig eine Matrix von Siltkorngröße (unter 0,06 mm) vorhanden. Sie wird freundlicherweise in einigen von mir gesammelten Gesteinsproben röntgenographisch an der Geologischen Bundesanstalt Wien (Frau Kollegin Dr. Inge WIMMER-FREY) untersucht.

Petrographisch lässt sich aussagen, dass die Plattenserie aus epimetamorphen feinkörnigen Quarziten einschließlich epimetamorpher quarzreicher Siltite (Meta-Siltite) besteht. Es wechseln im Gelände (m- und deka-m-Bereich) farblose, hellgraue, grünliche Gesteinspartien schichtig ab mit typischen, stratigraphischen Leitgesteinen dunkelgrüner, violetter und dunkelgrauer Farbe. Diese enthalten neben den normalen sonstigen Hauptgemengteilen (Quarz und Hellglimmer) auch bedeutende volumetrische Gesteinsanteile von Chlorit, opakem Erz und auch Plagioklas. Pauschalchemisch dürften sie epimetamorphes quarzandesitische klastisches Material darstellen. Mikrostrukturell sind Hinweise auf vulkanogene Strukturen der Einzelkristalle des Protoliths dieses klastischen Meta-Sedimentes möglich.

(2) Mit dem Namen **Filzmoosserie** bezeichne ich die in gleichnamiger Ortschaft, 100 m N Pfarrkirche beim Beginn des markierten „Arno“-Touristensteiges aufgeschlossene Filzmoosbreccie (Signatur Nr. 65 in geologischer Karte von MANDL) und den zugehörigen schwarzen Filzmoosphyllit (Signatur Nr. 64 genannter Karte), der in meinem Arbeitsgebiet mit der Breccie vielfach wechsellagert. Über Entdeckungsgeschichte und petrographische Merkmale der Gesteine wurde bereits berichtet (EXNER, 1996). Die Kartierung der Filzmoosserie konnte im Berichtsjahr recht sauber und einfach von MANDLS Kartierung auf der Dachsteinkarte N Hachau und Hammertal längs N- und S-Flanke der Längstalfurche bis in das Fritzbachtal bei Schattau durchgeführt werden.

Die Filzmoosserie ist ca. 300 m mächtig und mittelsteil N-fallend, durchwegs sehr gut aufgeschlossen. Die größten Komponenten der Filzmoosbreccie befinden sich am S-Rand der Filzmoosserie. Es handelt sich lokal um eckige, m-große Kalkmarmor- und Dolomitblöcke, die teilweise linsenförmig parallel zur Faltenachse deformiert sind: Anstehend aufgeschlossen im markanten Felseck in SH. 1300 bis 1320 m am Güterweg 600 m SE Richlegg. Genetisch dürfte es sich hier um permischen Lokalschutt aus der altpaläozoischen Bunten Serie (? Silur–Devon) handeln, die auch heute nahe ansteht am Kamm zwischen Roßbrandgipfel und Karalm.

Der Hauptkörper der Filzmoosbreccie erweist sich als nur mittel- bis grobkörnig mit den größten Komponenten von ca. 0,15 m Ø. Die hauptsächliche Anreicherung des Schwarzphyllits (Filzmoosphyllits) befindet sich im Han-

gendteil der Serie. Er wechselt aber vielfach lagenförmig mit der Breccie ab.

Im Berichtsjahr fand ich einen Aufschluss, der eindeutigen sedimentogenen Übergang vom Phyllit (ursprünglicher Pelit) zur Breccie (fortschreitende Anreicherung von Fremdkomponenten im ursprünglichen Pelit) erkennen lässt (Lokalität: E-Seite der Schlucht des Schattbaches 60 m S Brücke SH. 960 m. Böschung des über die Brücke abzweigenden Nebengüterweges, welche derzeit frisch bei der Querung eines kleinen Nebenbaches im Zuge der Wiederherstellung der Fahrbarkeit des Weges an dieser erodierten Stelle freigelegt wurde). Hier konnte erstmals auch petrographisch gut untersuchbares Material der für die Filzmoosbreccie regional charakteristischen, aber in der Regel nur sehr dünn ausgewalzten feinkörnigen, meist gelblichen Serizitschiefer gewonnen werden. Sie lagern hier in der Breccie neben dem Übergang zum Schwarzphyllit als linsenförmige, 2,5 m lange und 0,4 m dicke Linsen und abgetrennte kleinere Boudins. Vorläufige mikroskopische Untersuchung im Dünnschliff (Se 3611) ergab feinkörnige, ebenflächig angeordnete Hellglimmermatrix mit massenhaft parallel s angeordneten Linsen von 0,3 mm Länge und 0,08 mm Dicke, bestehend aus Quarz und polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas. Auch Aggregate feinkörnigen Opazits bilden Linsen gleicher Größenordnung.

Phyllit und Breccie der Filzmoosserie wurden nach Möglichkeit im Aufnahmegebiet, soweit es der Kartenmaßstab zuließ, gesondert kartiert. Durch jeweils eigene Signaturen wurden in der Karte die wichtigsten Verbreitungsgebiete der 3 Haupttypen der Filzmoosbreccie ausgedehnt als

- a) normale Filzmoosbreccie,
- b) karbonatgesteinsführende und
- c) besonders quarzreiche Filzmoosbreccie.

Porphyroblasten aus mm-großem Chloritoid sind sehr häufig. Reliktische Rotfärbung ist zwar unverkennbar an mm-großen Quarz-Einkristallen vorhanden, aber nicht sehr häufig zu beobachten. Selten sind cm-lange lithische Komponenten mit Rotfärbung vorhanden.

An der Hangendgrenze der Filzmoosserie fand ich ein prächtiges geologisches Profil an der im Sommer 2000 offenen Baustelle (Rekonstruktion und tiefgreifender Umbau des Halsegg-Skiliftes), wo 900 m NNW Pfarrkirche Filzmoos ein nur für temporäre Bauzwecke errichteter Güterweg in der Felswand frisch ausgesprengt war. Dort war Wechsellagerung von Phyllit und Breccie der Filzmoosserie mit dem darüber einsetzenden Leitgestein der Plattenserie (dunkelgrauer bis violetter Metasiltit) zu beobachten. Allerdings konnte man sich hier auch einen Begriff von mächtiger tektonischer Zerschneidung des Gebirgkörpers und von damit zusammenhängender Mylonitbildung machen.

(3) Die **Wexlerserie** besteht hauptsächlich aus „Bänderphyllit“, einem Serizit-Chlorit-Quarz-Plagioklas-Phyllit mit primärer sedimentogener Lagenstruktur farbloser und grüner (chloritreicher) Lagen (im Querschnitt „Bänderung“). Darinnen befinden sich grobklastische Lagen mit chloritreicher Matrix und mit cm-großen Quarz- und lithischen Komponenten. Die Serie ist zwischen dem namengebenden Bauernhof Wexler (SE Fritzbachbrücke P. 910) und Grubalm P. 1351 ca. 80 m mächtig.

Der beste Aufschluss im Bänderphyllit (hier schwach kalkhaltig) besteht im Felsbett des Richleggbaches in SH. 1190 m (Wasserfall). Dort quert der Güterweg aus dem Übermoostal (Abzweigung von der Landesstraße 300 m W Straßenbrücke P. 1037) in Richtung Grubalm den östlichsten der Richlegg-Quellbäche. Die Einzellagen der sedimentogenen Bänder sind hier 1 bis 50 mm dick. Längs dieses Güterweges in der W-Seite des Tales steht ein feinkörniges, rhythmisch gebändertes, hartes, eine Feinschich-

tung gut erkennen lassendes, epimetamorphes Gestein an:

Dieser Rhythmit zeigt im Dünnschliff (Se 3625) den Wechsel 0,5 mm dicker, makroskopisch farbloser Lagen (vorwiegend bestehend aus Quarz und Plagioklas) mit 0,3 mm dicken dunklen Lagen (bestehend vorwiegend aus Chlorit, Hellglimmer und Opazit). Die Ausmessung von 30 Rhythmen im Dünnschliff ergab eine mittlere Dicke des Einzelrhythmus (helle plus dunkle Lage) von 0,8 mm. Im Aufschluss bildet das Gestein eine mehrere m mächtige Zwischenlage im oben genannten Bänderphyllit. Bei meinen Vorexkursionen im Jahre 1968 waren die Aufschlüsse zwischen Wasserfall und dem in der topographischen Karte eingetragenen Haus (Futterkrippe in SH. 1220 m, Horizontalabstand 450 m NW Wasserfall) spektakulär frisch. Der Güterweg war jüngst ausgeschoben worden. Heute sind die Aufschlüsse bereits von Vegetation bedeckt. Im Berichtsjahr fand ich dasselbe Rhythmitgestein anscheinend in streichender Fortsetzung am neuen Güterweg in der E-Seite des Wallersbachtals in SH. 1080 m (300 m Horizontalabstand SSW Bauernhof Wexler).

Die oben genannten grobklastischen Lagen in der Wexlerserie sind im Querkammgebiet zwischen Richlegg- und Wallersbach als einige m mächtige und bis 700 m lange, WNW streichende Gesteinszüge im Umkreise von 2 verlassenen eingestürzten Stollenmundlöchern teils an den Güterwegen anstehend, teils als Lesesteine kartierbar. Die hier aufgefundenen, beprobte und teilweise auch mikroskopisch untersuchte Breccie zeigt Ähnlichkeit mit der von F. KARL (1954) als „Gainfeldkonglomerat“ beschriebenen in den Fellersbachschichten bei Bischofshofen.

Die Fortsetzung der Kartierung nach S und W der Grubalm wird schließlich mehr Klarheit bringen!

Bezüglich des Quartärs gibt es im kartierten Arbeitsgebiet des Berichtsjahres einen vorzüglich aufgeschlossenen postglazialen Bergsturz in den Prebichschichten N Karalm. Er erstreckt sich bis zum Übermoos-Längstal, wo im Gebiet des Reitsteiges das diesbezügliche Blockwerk auf Moräne aufliegt. Der Bergsturz ist durch mittelsteil N-fallende, grobklastische karbonatreiche, harte und daher geklüftete und wasserdurchlässige Filzmoosbreccie, die konform wasserstauendem Schwarzphyllit aufliegt, bedingt. Der alte isoklinal N-geneigte Berghang des Roßbrandzuges wurde im sanft zur Altfläche des Übermoos geneigten Bergsockel durch aus dem Fritzbach vordringende postglaziale Erosion unterschritten, versteilt, und das führte zum Abgleiten und Bergsturz. Kartierbar sind Abrisswand, Begrenzung von verrutschten Felsschollen im deka-m-Bereich und das Bergsturzblockwerk. Dieses konnte kartierungsmäßig sehr einfach in karbonatgesteinsführende im Gegensatz zur Normal-Filzmoosbreccie gegliedert und auch mit dem anstehenden Fels der Abrisszone korreliert werden.

Ferner wurden die bereits von GANSS et al. gefundenen pleistozänen Terrassenschotter und -sande in Richtung nach W weiterkartiert, wo sie reichlich verbreitet sind.

Interessant ist, dass sich in tiefer, steiler Felsschlucht eines kleinen Nebenbaches des Fritzbachtals ein Sedimentrelikt erhalten hat, das quasi angeklebt an den Felsen der Filzmoosserie sehr fremd in der heutigen Talgestaltung erscheint. Der Grundbesitzer des „Buschberg-Bauernhofes“, Herr G. JÄGER, hat mich auf dieses Phänomen aufmerksam gemacht. Es handelt sich um einen Delta-Schuttkegel gut sortierten, 30 m mächtigen, geschichteten Kiesel und Sandes mit Schichtneigung von bloß 20 bis 25° nach S in Richtung zum Längstal des Fritzbaches. Die Erklärung des Phänomens ist sicher schwierig. Es könnten aber durch solche Beobachtungen erdgeschichtliche Details aus der postglazialen Erosionsperiode unseres Raumes gewonnen werden. Die Lokalität des Deltaschuttkegels befindet sich in ca. 1090 m SH., 400 m N Burren. Es besteht Ähnlichkeit zur Lage der Sedimentrelikte in der postglazialen Felsschlucht des Wagrainbaches bei Wh. Arlerwald.

Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Matreier Zone auf den Blättern 125 Bischofshofen und 155 Bad Hofgastein

CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Es wurden einige Revisionsbegehungen an der Salzach-Enns-Störung bei Wagrain, in der Faltenregion des Saukarkopfes bei Großarl und rund um die Filzmoosalm in den Tappenkarbergen durchgeführt.

Unmittelbar nördlich der Salzach-Enns-Störung gelang es nicht, eine bis exakt in die Längstalfurche (Schwaighofbach) streichende Fortsetzung des permischen Wagrainzuges (siehe vorjährigen Aufnahmsbericht!) aufzufinden. Das diesbezüglich revidierte Gebiet befindet sich 2 bis 3 km NE Zentrum (P. 838) der Ortschaft Wagrain zwischen Mündungs-Schuttkegel des Halserbaches und Kapelle Schwaighof.

Man findet hier nur Moräne und Aufschlüsse von altpaläozoischem Schwarzphyllit. Dieser enthält in der Schlucht des bei Hubdörfel in die Längstalfurche mündenden Baches wohl einen konform eingelagerten, 5 m mächtigen, ESE-streichenden Zug aus Quarzit und dunkelgrauem Kalkmarmor, aufgeschlossen am Karrenweg in SH. 1040 m. Petrographisch entspricht er aber nicht den permischen Gesteinen, sondern hat den Charakter der altpaläozoischen Bunten Serie. Außerdem liegt er nicht genau in der Streichrichtung des Wagrainzuges, sondern 100 m nördlich derselben.

Somit ist das Resultat negativ. Ich konnte auch keine Lesesteine der permischen Gesteinsfolge im eingangs genannten Längstalbereich finden. Der südlichste sichere Aufschluss des permischen Ginau-Öbrist-Halserbach-Zuges bleibt, wie bereits bekannt, die Lokalität Unterberg an der E-Seite des Halsertales.

Tektonische Interpretation: Entweder bedecken Moränen das Ausstreichen des Wagrainzuges oder es gibt eine Seitenverschiebung an der in der Tiefe unter den Alluvionen des Längstales vermuteten Teilstörung des Salzach-Enns-Störungsbündels. Im zuletzt genannten Falle könnte man eventuell den farblosen Serizitquarzit mit prächtigen Chloritoidblasten bei Kapelle Schwaighof (BECHTOLD et al., 1981) als tektonischen Span in Fortsetzung des Ginau-Metasandsteines ansprechen.

Revisionsbegehungen im Bereiche des Saukarkopfes bei Großarl ergaben neue Beobachtungen im Gipfelgebiet dieses Berges sowie im gravitativen Hangrutschgebiet des Wildbachrichters südlich des Verbindungsgrates zum Karriedel (P. 2018). Vom Zusammenfluss der Quellbäche (SH. 1720 bis 1740) dieses geomorphologischen Trichters im mächtigen Schwarzphyllit tritt an der Basis desselben ein 20 bis 100 m mächtiger Quarzitzug auf, der kontinuierlich nach SE streicht bis zur Loosbichl-Alm (P. 1767) knapp unter der Wasserscheide gegen das Kleinarltal. Dieser von mir kartierte 4,5 km lange Quarzitzug bildet den besten lithologischen Leithorizont des Gebietes. Es handelt sich um Lantschfeldquarzit (Skyth), weil er im Gebiete um Grund (siehe amtliche ÖK 1 : 50.000 bei der Vereinigung der Ursprungtäler zum gemeinsamen Ellmautal!) eine stratigraphische Schichtfolge mit der Mitteltrias (Reichenhaller Rauhacke, Anis-Kalk, Wettersteindolomit) des Radstädter Tauernsystems (hier: Schneibensteine der Tappenkarberge) bildet.

Der Dolomitpfeiler mit eigenem Gipfelkreuz (SH. 1950 m und Horizontalabstand 275 m WSW Gipfel Saukarkopf P. 2048) heißt bei den Einheimischen: „Stuhlwand“. Sie bildet den anstehenden S-Schenkel einer W-E-streichenden Synklinale, deren Kern aus 50 m mächtiger (wahrschein-