

Blatt 102 Aflenz

Siehe Bericht zu Blatt 101 Eisenerz von GERHARD BRYDA.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg

AXEL NOWOTNY

Im Berichtsjahr wurde der NW-Bereich von Veitsch zwischen Pretalgraben im S und Schwarzkogel im N beziehungsweise Großveitsch im E und Hinterhofgraben im W. Weiters wurden Übersichtbegehungen im Raum E von Veitsch, W Feistritzberg und W Kindberg im Gebiet Lammertal durchgeföhrt.

N des Pretalgrabens tritt ein schmaler Streifen von Metasedimenten der Veitscher Decke auf. Es sind durchwegs dunkle, meist ebenflächige selten gewellte Schiefer und Sandsteine. Konglomerate und Karbonateinschaltungen konnten nicht angetroffen werden. Hangend folgt die Silbersberg-Decke. Im Wesentlichen handelt es sich um silbrige Phyllite und Quarzite mit Einschaltungen von Chlorit-schiefer und Grünschiefer. Die hangend folgende Kaintal-eck-Decke tritt nur W des Pretalsattel auf. Gegen E finden sich keine Anzeichen von höher metamorphen Gesteinen. Die starke tektonische Beeinflussung vor allem im Bereich des Pretalgrabens spiegelt sich in der intensiven Verschuppung von Silbersberg-Decke und Veitscher Decke aber auch Silbersberg-Decke und Norischer Decke wider.

Einen breiten Raum nimmt der Blasseneck-Porphyr oid der Norischen Decke ein, welcher hangend der Silbers-berg-Decke folgt. Einschaltungen von Schiefen der Rad-Formation finden sich häufig. Zu den Schiefen gehören sicherlich auch die von A. MATURA (1995) beschriebenen

schwarzen Schiefer als Einlagerungen im Blasseneck-Porphyr oid im Bereich Hinterhofgraben. N des Eisnerkogels treten Schiefer der Rad-Formation mit Einschaltungen von Quarzit im Gebiet W Großveitsch und Erz föhrendem Kalk auf.

E der Ortschaft Veitsch beschränkte sich die Aufnahmen auf das Gebiet „Auf der Schmölz“. Es lagern, von N–S- und NW–SE-Störungen begrenzt, Serizit-Quarzit, Schiefer und helle Porphyroide über dem Troiseck-Kristallin. Makroskopisch sind diese Metasedimente ident mit den Vorkommen von Verrucano entlang des Pretalgrabens und Stübminggrabens im Hangenden des Troiseck-Kristallins.

Das Gebiet zwischen Massingbach und Feistritzbach nördlich von Feistritz wird im S von Grobgneis aufgebaut. Die Abhänge gegen N zur Mürz werden durchwegs von neogenem Grobgneisgrus überlagert. Randlich zum Quarzphyllit im N treten Quarzite des Typus Rittis auf. Das dem Quarzphyllit auflagernde zentralalpine Permomesozoikum besteht im kartierten Gebiet aus Quarzit an der Basis, weiters aus untergeordnet gebänderten, meist aber weißen Kalkmarmoren. Der Grenzbereich zwischen Quarzphyllit mit permomesozoischer Hülle und Troiseck-Kristallin zeigt steile Störungen in SW–NE-Richtung.

Aufnahmen im Gebiet W Kindberg im Lammertal dienten zur Probenahme verschiedener Grobgneistypen. Die an der Oberfläche stark zerlegten teils grusig verwitterten Grob-gneise sind in einem Steinbruch N von Althadersdorf prächtig aufgeschlossen. Zwischen Grobgneis teilweise Granat föhrend mit großen Feldspäten finden sich Lagen von feinkörnigem Habitus. Flächenmäßig lassen sich die verschiedenartigen Orthogneise im Feld jedoch nicht trennen.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Wegen der Umstellung auf UTM-Blattschnitte wurden die Geländeaufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone an den Nordwestrand des Blattes Neukirchen verlegt und auf das Nachbarblatt Wörgl ausgedehnt. Thematisch sollte die Aufnahme des Ultrabasil-Komplexes vom Markbach-

joch im Vordergrund stehen. Als Reinzeichnung im Maßstab 1 : 10.000 liegt ein Geländestreifen von 5 x 4,5 km vor, also rund 22 km², der im Berichtsjahr neu aufgenommen wurde.

Den Nordrand bildet der Talboden der Wildschönau mit den Orten Wildenbach, Marchbach und Grafenweg. Der Ostrand ist durch die weitflächigen Terrassen von Penning und die Talfurche Kelchsau gegeben. Im Süden ist das Gebiet durch die Linie Turmkogel – Kühbrandalm – Katzenberg begrenzt, im Westen etwa durch die Linie Horlerstiegl – Rosskopf – Wildenbach. Damit liegen der Höhenrücken des Marchbachjoches und die Talfurche des Brummgraben im Arbeitsgebiet.

Trotz zahlreicher Arbeiten zum Ultrabasilkomplex des Marchbachjoches war nie eine zusammenhängende Dar-

stellung der geologischen Verhältnisse gelungen. Versuche verschiedener Institute, das Gebiet im Rahmen von Diplomarbeiten und Dissertationen zu kartieren, waren fehlgeschlagen. Dies ist einerseits im kleinräumigen Wechsel der Lithologie, andererseits auch in spezifischen Geländeeigenschaften begründet. Man hat die Wahl zwischen sehr schlechten Aufschlüssen wegen Moränenbedeckung, dichter Bewaldung ohne Aufschlüsse, starker anthropogener Überprägung oder extrem steilen, teils unbegehbaren Bachanrissen, letztere vor allem in der Nordflanke des Marchbachjochs. Eine gewünschte detaillierte Neuaufnahme erforderte einen hohen Zeitaufwand. Das Kartiergebiet wurde so gewählt, dass der gesamte Ultrabasitkomplex mit Rahmen erfasst wurde.

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Besondere Aufmerksamkeit galt dem Marchbachjoch seit jeher durch die hier vorkommenden Ultrabasite und Metabasite. Zwischen Halsgatterl, Marchbachjoch und Kropfrad erstreckt sich in mehreren Einzelvorkommen der größte Serpentin-Pyroxenitkörper der westlichen Grauwackenzone. Er steckt in basaltischen Pyroklastika, die mit siziliklastischen Sedimenten verzahnen. Der Ultrabasitkomplex um Anton-Graf-Hütte und Gesenkalm ist vom Hauptkomplex des Marchbachjochs durch Pyroklastikalaugen getrennt.

Die üblichen Siliziklastika der Nördlichen Grauwackenzone, vor allem vom Typ Löhnersbach-Formation, umrahmen den Ultrabasitkomplex im Westen und Süden. Im Norden verschwinden die Einheiten unter dem Quartär, während im Osten an einer Sprödstörung Gröden-Formation direkt angrenzt.

Der sedimentäre Rahmen wird von Löhnersbach-Formation dominiert. Im Westen, z.B. am Roßkopf, sind Wechselagerungen mit gröberer Schattberg-Formation zu beobachten. Eine Dominanz von Phylliten ergibt sich lediglich im Süden, im Umfeld des Brummergrabens.

Die Pyroklastika verzahnen auffällig oft mit karbonatischen Vulkanitschiefern, aus denen sich gelegentlich auch reine Marmore entwickeln (im Verband mit den Pyroklastika, z.B. im Steilhang zwischen Marchbach und Anton-Graf-Hütte). Untergordnet enthalten die Pyroklastika auch Basaltlaven. Es handelt sich also unzweifelhaft um eine vulkanosedimentäre Wechselfolge, wie sie für den basaltischen Vulkanismus der Grauwackenzone typisch ist.

Der Intrusivkomplex, der eine Aufschlussfläche von max. zwei km² einnimmt, besteht aus Pyroxeniten, Serpentiniten, anorthositischen Gabbros, Gabbros und Dioriten. Der enge räumliche Wechsel zwischen Pyroxeniten und Serpentiniten sowie interne kontinuierliche Übergänge machen wahrscheinlich, dass die Serpentinite retrograd aus den Pyroxeniten hervorgegangen sind. Auffällig sind cm große bastitisierte Pyroxene. Die Intrusivkontakte zwischen Gabbros, Dioriten und den Ultrabasiten sind unregelmäßig geformt und nicht lagig. Das Modell einer einphasig gefüllten in situ differenzierten Magmenkammer kann im Gelände nicht bestätigt werden. Petrologisch mag die Vorstellung eines sich differenzierenden Ausgangsmagmas trotzdem prinzipiell richtig sein. Die Ultrabasite befinden sich tendenziell mehr im Südosten, während im Nordwesten eher die Gabbros dominieren. Geometrisch läge also eine verkippte bis invers lagernde Magmenkammer vor. Durch die komplizierte tektonische Überprägung lässt sich die Ausgangsgeometrie nicht mehr sinnvoll rekonstruieren. Wegen der überregionalen Bedeutung der Frage und divergierender Literaturmeinungen wird im Folgenden auf die Art der Kontakte näher eingegangen: Im Westen umrahmt ein größerer Komplex basaltischer Pyroklastika die Ultrabasite und Gabbros, der südlich des Roßkopfs bis zum Horler Stiegl reicht. Häufig schneiden Spröd-

störungen die vulkanischen Gesteine abrupt ab. Im Süden stecken die Ultrabasite intrusiv in basaltischen Pyroklastika, welche wiederum mit Löhnersbach-Formation verzahnen. Bei Kropfrad spielen ebenfalls Sprödstörungen eine Rolle, längs derer die Serpentinite weit nach Süden geschleppt wurden. Im Osten grenzt eine junge Sprödstörung den Ultrabasitkomplex gegen Gröden-Formation ab. Im Norden lassen sich eindeutig Intrusionsverbände zwischen Ultrabasiten, Gabbros und Dioriten kartieren, die in die vulkanosedimentäre Wechselfolge eingedrungen sind. Der Vulkanitkomplex verschwindet insgesamt im Talgrund der Wildschönau.

Aufgrund der diskordanten Kontakte sowohl zwischen den einzelnen Intrusionen als auch zu den Nebengesteinen ist plausibel, dass es sich um eine in mehreren Schüben erfolgte Intrusion handelt, die aus einer tieferen gemeinsamen Quelle gespeist wurde. Damit bestätigt der Geländebefund jene geochemischen Modelle, nach denen es sich um eine kleinere Magmenkammer in einer alkalibasaltischen Ozeaninsel handeln dürfte, wie aus Rezentbeispielen gut bekannt (z.B. La Palma, basaler Komplex). Das geringe Gesamtvolumen macht es plausibel, die Ultrabasite als ultrabasisches, teils pikritisches Saigerungsprodukt einer derartigen mafischen Magmenkammer zu sehen. Die These eines Ophiolithkomplexes als Rest eines ozeanischen Rückens ist nicht zu bestätigen. Neben unpassender Intrusionsgeometrie fehlen die sheeted dikes und die Pillowlaven.

Großregional hat der Beweis des Intrusivverbandes zwischen Marchbachjoch-Komplex und herkömmlicher Grauwackenzone fatale Folgen: Damit existieren nachweislich zwei basische Magmenprovinzen verschiedenen Alters, die sich nur durch aufwendige geochronologische Verfahren unterscheiden lassen. Denn die durch Conodontenstratigraphie als devonisch datierten Metabasalte und Pyroklastika des Glemmtals sind im Gelände vollkommen identisch mit den Pyroklastika des Marchbachjochs, die durch die Datierung der Gabbro-Intrusion geochronologisch als ordovizisch oder älter angesehen werden müssen.

Südlich der Brummergräben ändert sich die Lithologie der Gesteine drastisch; es dominieren monotone Sedimentfolgen, in die eine Lage von Porphyroiden eingefaltet ist. Die im Osten angrenzende Gröden-Formation enthält reichlich Quarzkonglomeratlagen.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Die Serien sind in sich mehrfach gefaltet; messbar sind vor allem etwa Nord-Süd-gerichtete W-vergente Kleinfaltenstrukturen. Diese Deformationen sind duktil erfolgt. Um die Gesamtgeometrie des Marchbachjochgebietes vereinfacht zu beschreiben, mag man sich eine ältere Großfaltenstruktur um eine steile Achse vorstellen, die eine nach Süden offene U-Form des Ultrabasitkomplexes verursacht. Die spätere mehrfache wellblechartige Querverfaltung lässt auch Anklänge an eine Schüsselstruktur entstehen. Dadurch wird verständlich, daß bei diesen Bedingungen chaotische geologische Grenzverläufe vorherrschen, die nicht mehr konstruktiv fassbar sind und kleinräumig abgegangen werden mußten.

Die jungen Sprödstörungen verkomplizieren das Faltenbild weiter. Wo Permoskyth in die Tektonik einbezogen ist, kann das Ausmaß der jungalpidisch-spröden Deformation abgeschätzt werden. So ist am Tennladen Permoskyth halbgrabenartig längs einer vertikalen Störung in Größenordnungen von 500m Sprunghöhe eingesenkt. Das Permoskyth ist in sich schüsselartig verfaultet, ein merklicher Teil der Deformation ist als Schlepplung längs der halbgrabenartigen Abschiebung zu verstehen. Ähnliche

Schleppfallen treten längs der dominant Nord–Süd-verlaufenden Internstörungen auf, die auch den Intrusivkomplex zerschneiden. Serpentine werden aufgrund ihrer hohen Mobilität gerne entlang der Störungen mitgeschleppt, sie sind häufig störungsbegrenzt und intern stark zerschert.

Ost–West-Strukturen verursachen das markante Tallineament des Brummergrabens. Die Störungen verlaufen jedoch nicht im Taltiefsten; sie müssen am Talausgang unter mächtigem Quartär verborgen sein. Der Südteil des kartierten Gebietes fällt durch seine straffe Regelung (Steilstellung, Nord–Süd-Streichen) auf. Ein Teil einer größeren Faltenstruktur wird durch den Verlauf der Porphyroidzüge südlich des Turmkogels abgebildet.

Das Verbreitungsgebiet von Innsbrucker Quarzphyllit wird, entgegen der Darstellung in alten Karten, nicht erreicht. Hingegen zeigen Teile der Grauwackenzone, etwa am Horlerstiegl, eine stärkere duktile Deformation, die zur Ausbildung welliger Scherflächen führt und Verwechslungen mit Quarzphyllit verursachen kann.

Quartär, Massenbewegungen

Das Gebiet enthält viel Grundmoränenbedeckung. Erratika in hoher Zahl ermöglichen den Schluss, dass neben lokalen Eismassen aus der Kelchsau auch Eis aus dem Inngletscher bis in die Furche des Brummergrabens geraten sein muß. Die Petrographie der Erratika wurde getrennt vermerkt. Spätglaziale Eisstau-Situationen haben mächtige Terrassensedimente mit reichlich Schlufflagen hinterlassen. Relikte dieser Terrassenkörper reichen bis in den Talschluß des Brummergrabens. Hier könnten auch vor-

hochwürmglaziale Sedimente erhalten sein. Es bestehen Auffassungsunterschiede hinsichtlich der Abgrenzung Grundmoräne/Eisstauterrasse bei Penningberg. Offensichtlich liegen mehrere Terrassenniveaus übereinander vor, dazwischen kann wieder Grundmoräne auftreten. Da die Situation noch nicht im Detail geklärt ist, wurden quartärinterne Signaturen zunächst nur in Bleistift abgegrenzt. Eine endgültige Bearbeitung durch den Quartärgeologen ist notwendig.

Die gesamte Südflanke von der Linie Roßkopf – Marchbachjoch – Tennladen ist durch Hangbewegungen gekennzeichnet. Die fossilen Rutschungen enden im Brummergraben, ein weiterer Grund für die Probleme bei der Festlegung geologischer Grenzen. So ist die Unterkante der Pyroklastika oberhalb der Münchner Hütte nicht fassbar, zumal hier auch kleinst parzellierte Wochenendhausbebauung den gesamten Untergrund anthropogen verändert hat. Der Brummergraben schneidet neben Rutschmassen zusätzlich Lockersedimente inkl. Bänderschluße an. Er wird daher zum Geschiebelieferanten. Akut im Gleiten ist das Umfeld von Pkt. 924, Asten, wie sich deformierende Güterwege eindrucksvoll vor Augen führen. Auch hier liegen Bänderschluße im Untergrund. In der Nordflanke des Gebietes ist der aufwendige Verbau des Wildenbachs zu erwähnen, der vor seinem Abschluss steht.

Die massive Nutzung des Gebietes für touristische Zwecke führte zu reichlich Schwarzbauten, Massenumlagerungen in Größenordnungen zur Entschärfung von Skipisten (z.B. Tennladenabfahrt), Beschneiungsanlagen und künstlichen Wasserbecken.

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

DANIEL KRAUSE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Diplommkartierung wurde eine Fläche von 10 km² im Maßstab 1:10.000 am Westrand des Blattes neu kartiert. Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich von Auffach bis zum Schatzberg und umfasst den Weißenbach, den Aschbach sowie den Hohlriederkogl.

Neben den Metasedimenten der Nördlichen Grauwackenzone wurde in diesem Gebiet auch die Basis der Nördlichen Kalkalpen kartiert. Die dominierenden Gesteine im Kartiergebiet sind neben den klastischen Sedimenten des Permoskyth die Metasedimente der Glemmtal-Einheit. Das Permoskyth wird in Basisbreccie und Gröden-Formation unterteilt und die Glemmtal-Einheit in die Löhnersbach- und die Schattberg-Formation. In diese Metasedimente der Glemmtal-Einheit sind linsenartig Metatuffite eingeschaltet. Von dieser Einheit abgeschert findet sich noch der Spielberg-Dolomit, dieser steht im transgressiven Verband mit der Basisbreccie. Die Porphyroidgneise, Augengneise und die anisische Rauhwacke sind ausschließlich an tektonische Störungszonen gebunden. Einen großen Teil des Gebietes nehmen auch die Bildungen des Quartärs ein. In den Hangbereichen erstreckt sich das Moränenmaterial

teilweise bis in Höhen von 1500 m, die darüber folgenden Eisstausedimente bis über 1200 m.

Die tektonischen Daten belegen eine Faltung mit überwiegend NW–SE-gerichteten Achsen. Spätere sprödetektonische Ereignisse zeigen sinistrale Blattverschiebungen, die SW–NE verlaufen. Die strukturgeologischen Untersuchungen belegen eine gemeinsame Überprägung der Nördlichen Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen während der spätalpidischen Deformationsphase.

Lithologie

Löhnersbach-Formation

Die Löhnersbach-Formation ist vorwiegend im nördlichen Bereich des Kartiergebietes zu finden. Die Grenzziehung zur Schattberg-Formation gestaltet sich schwierig, da der Anteil und die Bankmächtigkeit der Metasandsteinlagen im Übergang zur Schattberg-Formation zunimmt und keine im Gelände eindeutige lithologische Grenze bildet.

Großräumig aufgeschlossen ist diese Formation im Tal des Weißenbachs, wobei durch die geringe Entfernung zur Überschiebungsbahn der Nördlichen Kalkalpen hier eine hohe tektonische Beanspruchung stattfand, die viele kleinräumige Störungen zur Folge hat. Am Nordosthang des Hohlriederkogls ist ebenfalls großflächig Phyllit und Meta-siltstein anzutreffen. Zwei weitere große Bereiche bilden das Gebiet südlich der Schatzbergalm und das Gebiet südlich des Aschbaches. In diesen beiden Bereichen zeichnet sich aber bereits der Wechsel zur beginnenden Schattberg-Formation ab. Das gipfelbildende Gestein des Schatzberges ist ein Mikrokonglomerat, welches als Rin-