

nalen Streichrichtung beziehungsweise Lagerung der Glimmerschiefer.

Die Abfolge Metamorphose und Deformation beginnt mit syndeforimativer Granatbildung. Bei der folgenden Deformation, verbunden mit isoklinaler Faltung wird Granat teilweise resorbiert und die Rekristallisation überdauert die Deformation. Da Granat verbreitet ist, Chlorit in den Paragenesen durchgehend stabil erscheint und Plagioklas auch in Glimmerschiefer deutlich ist, lässt sich der maximale Grad der Metamorphose auf unterste Amphibolitfazies abschätzen. Überprägend zeigt sich eine WSW–ENE-orientierte Faltung mit Achsenebenenschieferung in Glimmerschiefer, wobei die Hellglimmer nicht mehr rekristallisieren. Diese Deformation bestimmt maßgeblich lokale wie regionale Lagerung.

Ein Vergleich von Tristach-Komplex mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen, Thurntaler- und Deferegger-Komplex, ergibt folgende Relationen. Der Tristach-Komplex führt im Gegensatz zum Thurntaler-Komplex keine Porphyroidschiefer und Amphibolitlagen, wie sie im Thurntaler-Komplex, beispielsweise südlich Böses Weibele, verbreitet sind. Hingegen zeichnet sich der Deferegger-Komplex als einförmige Wechselfolge mit Glimmerschiefern und Paragneisen aus, darin größere Züge Orthogneis am Rotstein und bei Burgfrieden. Die Paragesteine des Tristach-Komplexes sind dabei am Besten dem hangenden Bereich des Deferegger-Komplexes vergleichbar, aufgeschlossen zum Beispiel nördlich Böses Weibele und im Pustertal um Bannberg. Orthogneise sind jedoch im Tristach-Komplex nicht aufgeschlossen.

Vom Mineralbestand und Grad der Metamorphose zeigt sich ebenfalls eine enge Übereinstimmung mit dem hangenden Deferegger-Komplex, also Granat in Paragenese mit Biotit, Chlorit und Hellglimmern. Diese Vergesellschaftung entspricht etwa der untersten Amphibolitfazies, insofern werden diese Paragenesen im Deferegger-Komplex auch von Paragesteinen mit Staurolith unterlagert. Die Metamorphose im Thurntaler-Komplex erscheint etwas geringer, der Epidot-Amphibolit-Fazies zuzuordnen. Ein Vergleich der Strukturen zeigt eine vergleichbare Abfolge im Deferegger-Komplex, wobei eine rekristallisierte ältere Schieferung mit Isoklinalfalten durch eine W–E-gerichtete Faltung mit steilen Achsenebenen überprägt wird. Diese jüngere Deformation ist im südlichen Deferegger-Komplex am stärksten dort entwickelt, wo Thurntaler als Synform in den Deferegger-Komplex eingefaltet ist. Insgesamt ist der Tristach-Komplex im Vergleich mit den Gesteinskomplexen der südöstlichen Deferegger Alpen also am ähnlichsten dem hangendsten Deferegger-Komplex. Dazu ist einzuschränken, dass vom Tristach-Komplex bislang keine Altersdaten vorliegen und zu ergänzen, dass zur regionalen Parallelisierung auch die kristallinen Gesteinskomplexe der östlichen Kreuzeckgruppe und im Gailtal in Betracht zu ziehen sind. Jedenfalls völlig verschieden ist der Tristach-Komplex zum Prijakt-Polinik-Komplex der südlichen Schobergruppe.

Anzufügen bleiben noch die Aufnahmen zu einer Störung im Tristach-Komplex und der Störung am Kontakt zur Alpen-Buntsandstein-Formation. Eine bislang nicht kartierte obwohl morphologisch auffällige Störung streicht vom Strandbad Tristacher See bis Bad Junbrunn in WSW–ENE-Richtung und begrenzt damit den Rücken Heimwälder im Südosten. Die Aufschlüsse an der Straße zum Tristacher See zeigen subvertikale Harnischflächen mit schwarzem Kataklastit. Die Striemung ist flach ENE-fallend und der Bewegungssinn sinistral. Am Hangfuß südlich vom Sportplatz Tristach grenzt Tristach-Komplex entlang einer kataklastischen Scherzone an Alpine-Buntsandstein-Formation. Die vertikale Scherzone, am Weg in die Heimwälder aufgeschlossen, streicht SW–NE mit flach NE-gerichteter Striemung und es ist ebenfalls sinistrale Versetzung angezeigt. Bei der westlichen Kehre des Weges ist

die Scherzone durch überschiebende Bewegung des Tristach-Komplexes überprägt. Harnischflächen und Striemungen fallen mittelsteil gegen SE ein. Regional betrachtet können die beiden Störungen mit der sinistralen Drautal-Störung in Zusammenhang stehen, die jüngere Aufschiebung vom Tristach-Komplex mit einer Einengung der Lienzer Dolomiten.

Orthogneis Ulrichsbichl

Der Orthogneiskörper bei Ulrichsbichl wurde von W. BAUER & P. BAUER (1993) mit dem Orthogneiskörper Burgfrieden parallelisiert und eine sinistrale Versetzung um 3 bis 4 km durch die Drautal-Störung abgeleitet. Lithologie und Strukturen der beiden Vorkommen stimmen sehr gut überein, und da der Burgfrieden-Orthogneis lithostratigraphisch einen Teil des Deferegger-Komplexes darstellt, gehört somit der Orthogneis Ulrichsbichl ebenfalls dazu. Im Folgenden werden kurz die Aufnahmen der Übersichtsbegehung bei der Kirche Ulrichsbichl und im Lawitschgraben, östlich von Ulrichsbichl, zusammengefasst.

Die Muskovit-Orthogneise sind durchgehend helle Gesteine, mittel- bis grobkörnig und infolge ausgeprägter Deformation oft mit Augentextur. Charakteristisch sind reichlich Kalifeldspat und mitunter schuppiger Muskovit. Infolge einer durchgreifenden kataklastischen Zerrüttung sind die Orthogneise beigegrau und brüchig. Bei steil süd- bis südöstlichem Einfallen weist die Streckungslineation flach gegen Ostnordosten. Überprägt ist dieses straffe Gefüge durch eine offene Feinfältelung mit mittelsteil E-gerichteten Faltenachsen und steilen Achsenebenen. Im Vergleich dieser Strukturen mit dem Orthogneis Burgfrieden, wo südgerichtete Lagerung im liegenden Teil zwischen Kerschbauer und der Höhe 1647 m vorherrscht, ergibt sich der Anhaltspunkt, dass der steilstehende Orthogneisblock Ulrichsbichl im Zuge der sinistralen Verschiebung an der Drautal-Störung im Uhrzeigersinn rotiert ist. Dabei können Streckungslineare und Faltenachsen, die im Burgfrieden-Orthogneis südwestlich einfallen beziehungsweise horizontal W–E streichen, in östliche Richtung gedreht worden sein. Neben der verbreitet kataklastischen Beanspruchung zeigen die Orthogneise bei der Kirche Ulrichsbichl mit protomylonitischen und kataklastischen Deformationsgefügen einerseits die Nähe der Drautal-Störung und andererseits deren Aktivität im Grenzbereich duktil-spröde an.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz

WOLFGANG PAVLIK

Arbeitsschwerpunkt im laufenden Jahr waren Revisionsbegehungen auf Blatt 179.

Im Bereich nordöstlich Rossboden reicht die Jura-Kreide-Mulde bis knapp unterhalb 1300m. Die Felsen oberhalb der Forststraße im Graben zwischen 1260 und 1270m bestehen aus Steinplattekalk. Die Rotkalke streichen fast parallel zur oberen Forststraße. Die Felsrippen werden überwiegend von Steinplattekalk aufgebaut. Bei der Kehre ist noch ein schmaler Streifen Schrambachschichten aufgeschlossen. Die Nordflanke des Roßbodens, unterhalb des Wiesenareals, ist als stark aufgelockerter Felsbereich mit Übergängen zu Blockfeldern zu interpretieren. Dieses Areal wird überwiegend von Steinplattekalken und Lavanter Brekzie gebildet.

Die Seefelder Schichten beim Lavanter Altalpl lassen sich als schmale Züge auskartieren.

Im Graben nördlich der Kehre bei 970m ist an der Forststraße westlich Forellenhof südlich Lavant ein schmaler

Streifen Kössener Schichten in die Steinplattekalke eingeschuppt.

Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Kristallin nordwestlich Lavant verläuft im Graben südlich Weidezaunknick östlich Freundwiese. An der unteren Forststraße gegen Süden liegt diese Grenze südlich der Hangkuppe westlich Freundwiese.

Nördlich Kreithof sind schmale Linsen Bunter Kalke in die Steinplattekalke eingespießt. Weiters bedeckt eine Moränenstreu aus Kristallinblöcken diese Kuppe. Auf der Verebnung östlich Kreithof bei 1000m liegt ein kleiner Moränenrest.

Aus der Hohlkehle nördlich Auerlingköpfl erstreckt sich ein großflächiger Bergsturz über Schretiswiese, westlich Kreithof, östlich Ghf. Seewiese, Buchwiese bis Bad Jungbrunn.

Nördlich des Grabens bei der Schretiswiese sind noch Schrambach-, Biancone- und Allgäu-Formation aufgeschlossen.

Östlich der Lienzer-Dolomiten-Hütte fehlen nördlich der Steinplattekalke die bunten Kalke des unteren Lias, diese werden hier direkt von der Allgäu-Formation überlagert. Es lassen sich zwei Streifen mit Rotkalken auskartieren. Dies belegt eine enge Verfaltung oder eine kleinräumige Schuppung. Die Rotkalke unterhalb des Parkplatzes bei der Lienzer-Dolomitenhütte sind verkieselt. In der Kössen-Formation lassen sich mit unterschiedlicher Mächtigkeit Lithodendronkalke ausscheiden. Vereinzelt können mehrere Lagen mit Korallen kartiert werden. Der Hauptdolomit in Plattenkalkfazies zeigt sehr intensive Bioturbation.

Am Weg nördlich Heimwälder, bei der Abzweigung Richtung Tristach, liegen Eisrandstaukörper, westlich des Steiges von Tristach zum Tristacher See bei 800m Moränenstreu. Nordöstlich Blasbründl liegen mächtige Schuttkegel des Rauchkofels. Auf der Schulter südlich Blasbründl sind Reste einer Lokalmoräne aufgeschlossen.

Entlang der Straße zur Klammbrücke sind in einem breiten Kristallinspan zwischen 820 und 880 m östlich der Straße mehrere Linsen, bestehend aus Hauptdolomit, aufgeschlossen. Der Kristallinspan reicht bis knapp oberhalb der untersten Biegung des Lienzer Stadweges. Oberhalb von 880 m liegen Eisrandstaukörper.

Im Röttenbach kann sehr gut das steile Abtauchen der Schichtglieder nach Norden verfolgt werden. Bei 900m liegen die Rotkalke sehr flach. Westlich Röttenbach ziehen die Rotkalke wie auf der Ostseite weit den Hang hinauf. Nordwestlich Schwandhütte reichen die Rotkalke bis auf 840 m. Steinplattekalke liegen südlich der Hütte und unterhalb der oberen Forststraße.

Im Gamsbach ziehen die Steinplattekalke ca. 150 m südlich der Schottergrube ins Tal. Die Steinplattekalke lassen sich auf der Westseite ungefähr 100 m südlich der Schottergrube bis nördlich Öder-Freithof auf ungefähr 900 m weiterverfolgen. Somit verläuft im Graben eine dextrale Blattverschiebung. Am Steig von der Schottergrube zum Schwarzboden ist im unteren Hangbereich eine Brekzienlage in der Allgäu-Formation ausgebildet. Diese lässt sich ebenfalls westlich des Grabens bis nördlich Öder-Freithof weiterverfolgen. Auf der Ostseite des Grabens ist ungefähr 250 m südlich der Schottergrube Kristallinmaterial (Phyllite) aufgeschlossen. Ungefähr 250 m östlich Schottergrube bei Öder-Freithof bedeckt bei 900 m ein wenige Meter breiter Bereich Quellsinter den Hang.

Die Dolomite der Gedeindlspeitz sind wahrscheinlich als Wettersteindolomite einzustufen. Es handelt sich um graubraune, zuckerkörnige, mäßig gebankte Dolomite. Da Algenlaminite und Messerstichdolomite ausgebildet sind, konnte kein Nachweis mit Dasycladaceen geführt werden.

Raibl-Gruppe und Plattendolomite setzen sich westlich der Kerschbaumeralm bis westlich Kühbodentörl fort.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Aufnahmungsgebiet umfasst den Bereich Kreuzlscharte – Schöngöbsee – Tresdorfer Wölla – Sandfeldkopf – Hochkreuz – Hochleitenkopf – Gursgenalm – Gürsagl)

Das Gebiet wird zum Großteil von siliziklastischen Metasedimenten aufgebaut, die geringmächtige Einschaltungen von sauren und basischen Orthogesteinen aufweisen. Vor allem im Kontaktbereich von Metabasiten und Metasedimenten treten weiters geringmächtige Kalksilikate auf, die sehr variable Ausbildung, Gesamtgesteinszusammensetzung und Mineralogie zeigen. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit der sauren Orthogneislagen zu Porphyroidgneisen des Thurntaler Komplexes wird ein genetischer Zusammenhang bzw. eine ebenfalls vulkanogene Bildung der hier bearbeiteten Orthogesteine vermutet. Die intensive Wechsellagerung von Ortho- und Paragesteinen im cm-Bereich und die gemeinsame metamorphe Prägung weisen auf einen primären sedimentären Zusammenhang der verschiedenen Lithologien hin. Die Gliederung der domi-

nierenden Paragesteine in phyllitische Granat-Glimmerschiefer und Granat-Glimmerschiefer erfolgte nach dem makroskopischen Erscheinungsbild des Hauptmineralbestandes, welches ein Produkt der Metamorphosebedingungen vor und während der Hauptdeformation D_2 darstellt.

Lithologie

Phyllitische Granatglimmerschiefer + Graphitquarzitlagen

Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Chl, Qtz, Pl, Grt, Bt, Ilm, Gr, \pm Tur, \pm Ap

Dieser metapelitische Hauptgesteinstyp ist durch eine hellgraue phyllitische Hellglimmer-Chlorit-Matrix charakterisiert, die meist nur untergeordnet Biotit führt und lagenweise durch Graphitanreicherung dunkelgrau bis schwarz gefärbt ist. Graphitische Lagen enthalten sehr feinkörnige serizitische Hellglimmer, während Lagen mit geringerem Graphitgehalt auch feinschuppige Hellglimmerdomänen aufweisen können. Vor allem im unmittelbaren Kontaktbereich zu Qtz-Mobilisaten ist ebenfalls eine Kornvergrößerung der Hellglimmer zu beobachten. In den Metapeliten durchwegs vorhandene 2–5 mm große Granat-Blasten besitzen häufig idiomorphe Kornformen, sind jedoch teilweise chloritisiert. Granat übersprossete bereits einen verfalteten Lagenbau oder eine mylonitische Foliation, die