

flach bis halbsteil nach SSE gerichtet; die Lineare tauchen wie im Altkristallin flach nach ENE. Die Phyllite führen häufig planare unverfaltete und bis mehrfach verfaltete, dann oft zu stengelförmigen Körpern umgebildete, mm- bis cm-dicke Lagen aus reinem Quarz. Diese Lagen stellen ein Relikt einer ersten Foliation S1 dar. Eine isoklinale Verfallung F2 dieser Quarzlagen im mm- bis dm-Bereich wird von einer penetrierenden Achsenflächenschieferung, der Hauptfoliation S2 begleitet. F2 und S2 wiederum finden sich zu offenen bis engen, mm- bis dm-großen F3-Falten überformt. Eine Lineation L der Phyllite wird durch eine den F3-Falten entsprechende Crenulation erzeugt. In unverfalteten Porphyroiden ist L ein Streckungslinear aus gelängten Quarz-Feldspat-Aggregaten; in Amphiboliten bilden kleine straff geregelte Amphibolnadeln ein lineares Gefügeelement. F3-Faltenachsen, Crenulations-, Streckungs- und Kornregelungs-Lineare im Thurntaler Komplex verlaufen parallel zueinander und zeigen gleiche Raumlagen. Der Gipfelbereich der Hochrast wird von einer NE-streichenden und vermutlich sinistralen Blattverschiebung gequert. Hangabsetzungen waren anhand von etlichen Nackentälchen um den Schwebaskofel auffällig.

Im Thurntaler Komplex auf der Sonnseite des Thurntaler nördlich von Sillian (Sillianberg) gibt es neben den Chlorit-

Muscovit- und Muscovit-Phylliten auch flächenhaft weit verbreiteten Granat-Phyllit. Die Foliation fällt halbsteil nach N bis NE, die Lineare und Faltenachsen tauchen in nord-östlicher Richtung. Entlang der Forststraße zum Thurntaler waren bis auf eine Höhe von 1600 m etliche Amphibolit-Horizonte auskartierbar. Porphyroide sind hier eher selten. Ein Vorkommen findet sich am westlichen Eingang zum Villgratental; ein weiteres und durch eine frische Blockhalde auffälliges Vorkommen liegt etwas südöstlich des Thurntaler Gipfels.

Im Tödterbach war bei 1450 m eine kleine Sulfid-Vererzung zu finden.

Im Weidenbach sind zwischen 1300 und 1400 m rötliche konglomeratische Sandsteine angerissen. Ein weiteres Vorkommen dieser Gesteine liegt auf gleicher Höhe etwas weiter westlich, streicht aber nicht bis zum Staudenbach durch. Nördlich grenzen Granat-Phyllite an die Sedimentgesteine; südlich werden diese vom Quartär überdeckt. Das Vorkommen lässt sich im Streichen nicht direkt mit den weiter südwestlich gelegenen Schuppen von Trias-Karbonatgesteinen am Nordrand der Pustertal-Linie verbinden. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Sandsteinen also um eine isolierte Einschuppung permischer Sandsteine im Thurntaler Komplex.

Blatt 179 Lienz

Bericht 2000 über geologische Aufnahmen in der Schobergruppe und in den Deferegger Alpen auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Mit der Fertigstellung der Revisionskartierung der Schobergruppe wurde eine bedeutende Etappe der Neubearbeitung des Kartenblattes 179 Lienz abgeschlossen. Dies erforderte die Aufnahme von zwei größeren Gebieten: In der nordwestlichen Schobergruppe der Bereich zwischen Hochschober und Staniska und in der östlichen Schobergruppe das äußere Debanttal zwischen Neualpseen und Seichenköpfen, sowie das angrenzende Wangenitzseegebiet. Zusätzlich konnte die Kartierung der Deferegger Alpen mit der Aufnahme von Michelbachtal und Göriacher Wald vorangetrieben werden.

Relativ einförmige Paragesteine bauen das Ostalpine Kristallin im Bereich Hochschober bis Staniska auf. Hingegen verleihen zahlreiche Einlagerungen von Orthogesteinen den hochmetamorphen Kristallinserien der östlichen Schobergruppe ein abwechslungsreiches Erscheinungsbild. Zwischen Petzeck und Wangenitzsee sind den Paragesteinen vorwiegend Amphibolite eingeschaltet und um den Kamm Geißkofel – Seichenköpfe scharen sich saure Orthogneise. Während die genannten Kristallinareale frühalpidische Metamorphose in Amphibolitfazies aufweisen, zeichnet sich das Gebiet Neualpseen – Debanttal ein-schnitt durch frühalpidische Eklogitfazies aus.

In den Deferegger Alpen grenzen entlang einer steilstehenden Störungszone alpidisches und variszisches Kristallin aneinander. Im tektonischen Grenzbereich treten vereinzelt Einschuppungen permomesozoischer Gesteine auf. Beide Kristallinblöcke sind durch Paragesteinsserien mit geringmächtigen Amphibolit- und Pegmatitlagen gekennzeichnet. Das variszische Kristallin führt darüber hinaus Marmore und Orthogneise.

Im vorliegenden Bericht werden, gegliedert nach den drei Aufnahmegebieten, typische und besondere Lithologien, maßgebliche Strukturen, sowie Massenbewegungen und quartäre Bedeckung beschrieben und diskutiert.

Staniska bis Hochschober

Kartiert wurden der Kalsertal-Westhang zwischen Mülitzgraben und Unterpeischlach, das weitläufige Kar um die Staniskaalm mit zugehörigen Hochkaren, im Leibnitztal der Südhang zwischen Leibniger Tor und Hochschober sowie die angrenzenden Gebiete Leibniger Alpl und Schwarze Wand.

Für das Kristallin konnten Teile der Aachener Diplomkartierungen von FLESC (1993), LAUSMANN (1996), LÜRKENS (1996), ROTH (1994) und SIEGERT (1993) als Grundinformation verwendet werden. Bei der Kartierung der Bedeckung waren die quartärgeologischen Arbeiten von BUCHE-NAUER (1990) und VEIT (1988) sehr hilfreich.

Lithologie

Das Kartierungsgebiet umfasst nahezu die gesamte Paragesteinsserie zwischen dem mächtigen Amphibolit-Orthogneiszug in den Lesachtal-Nordhängen und den Eklogitamphiboliten Prijakte – Barrenle See. Die für das Schoberkristallin typische Vergesellschaftung von Paragneis und Glimmerschiefer mit vielfältigen Varianten, Wechsellagerungen und Übergängen ergibt ein wechselvolles Detailbild und zugleich monotones Gesamtbild.

Granat-Hellglimmerschiefer mit feinstschuppigem Hellglimmer charakterisieren die Paragesteine einer E–W-streichenden Zone im Nordteil des Staniska-Kares. Die Einschaltung dieser im Schoberkristallin atypischen Lithologie wurde mit einer Übersignatur ausgeschieden. Nur selten finden sich geringmächtige Amphibolit- und Orthogneislagen. Auffällige lithologische Abwechslung bieten die jungalpidischen Tonalit- und Lamprophyrgänge.

Zweigliimmerschiefer, feinkörnige Biotit-Plagioklas-Gneise und quarzitisches Paragneis sind die Grundtypen der Paragesteine. Zwischen Glimmerschiefern und Paragnei-

sen können kontinuierliche Übergänge bestehen, die feldgeologisch als Schiefergneise bezeichnet werden. Die quarzitischen Paragneise vermitteln zu hell- bis dunkelgrauen Quarzgneisen und selten reinen Quarzlagen, wie sie beispielsweise in den Rundhöckern nördlich der Staniskascharte anstehen. Scharfe Wechsellagerungen verschiedener Paragesteine in mm- bis dm-Dimension bilden das Gegenstück zu kontinuierlichen Übergängen. Quarz mobilisate entwickelten sich in jeder Art von Glimmerschiefern, teilweise auch in Schiefergneisen.

Granat tritt in Glimmerschiefern wie Paragneisen verbreitet auf, meist feinkörnig, aber auch mit bis zu 7 mm Durchmesser. Staurolith findet sich makroskopisch nur in Glimmerschiefern des Zilinkopfes. Biotit und Muskovit sind in wechselnden Anteilen zugegen, wobei der Hellglimmer gewöhnlich fein- bis mittelblättrig ausgebildet ist. Glimmerschiefer-Varianten mit hohem Anteil an feinstschuppigem Hellglimmer sind um die Rotspitzen sporadisch, ansonsten selten beigemengt. Eine Vergrünung der Paragesteine ist allgegenwärtig, wobei das Ausmaß der Chloritisierung von Granat und Biotit stark variiert.

Die Zone mit Granat-Hellglimmerschiefern erstreckt sich vom Rücken zwischen Staniskabach – Leportenbach über Staniskaalm und Viehleiten zum Kreuzegg und zur Höhe 2768 m und quert den Kamm zum Ralfal im Abschnitt Winkelegg – Südliche Wasserfallspitze. Feinkörniger Granat und eine Matrix aus feinstschuppigem Hellglimmer charakterisieren die Granat-Hellglimmerschiefer. Hinzu kommen neben Quarz immer etwas Biotit und nur wenig Feldspat. Diese Gesteine werden begleitet von ebenfalls hellen Quarz-Glimmerschiefern und untergeordnet Zweiglimmerschiefern bis -gneisen. Auch Lagen aus Quarzitschiefer und -gneis bis hin zu Quarzit können wiederholt eingeschaltet sein.

Amphibolitlagen in geringer Mächtigkeit und Ausdehnung sind in kleinen Scharen in den Hochkaren zwischen Hochschober und Riegelkopf anzutreffen. Sie sind gewöhnlich feinkörnig, feingebändert und von Amphibol dominiert. Selten sind einzelne Schlieren oder Linsen mit feinkörnigem Granat oder Epidot zu beobachten. Amphibol-Garbenigneise weisen etwa gleich viel Plagioklas wie Amphibol auf. Zusammen mit Amphibolitlagen tritt am Westrand des Kares nördlich der Kreuzspitze weißer Calcitmarmor auf.

Einen kleinen Orthogneiskörper schließt die Karstufe östlich der Staniskaalm auf. Dieser helle Augengneis erscheint muskovitbetont und stark verschiefert. Südlich vom Staniskabach zeigt ein Aufschluss unter einer Blockgletscherstirn dm-gebänderten, fein- bis mittelkörnigen Orthogneis.

Tonalitgänge mit einer Mächtigkeit von rund 10 m durchziehen den Südwesthang vom Kreuzegg und queren den Bergkamm zwischen Riegelkopf und Bosling. Weitere Tonalitintrusionen stecken im Kalsertal-Westhang beim Rantschner und gegenüber Staniska. Die Tonalite sind helle, fein- bis mittelkörnige und leicht porphyrische Magmatite aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Amphibol mit porphyrischem Granat. Die bis zu 2 cm großen Granate weisen eine makroskopisch erkennbare, zweiphasige Zonierung auf. Nicht selten sind dunkelgraue Enklaven (cm – dm) zu beobachten und im Kontaktbereich zum Nebengestein kann bis zu 0,5 m mittelgrauer Tonalit auftreten.

Lamprophyrgänge finden sich südwestlich Kreuzegg und Winkelegg sowie in den Hochkaren nördlich Riegelkopf und Kreuzspitze. Mit einer Mächtigkeit von 1–3 m ist ihre Erstreckung auf wenige Zehnermeter beschränkt. Charakteristisch für diese feinkörnigen, dunkelgraugrünen Gesteine sind Abkühlungsrande am Kontakt zu den Paragesteinen. Mit ihrem hohen Amphibolgehalt und etwas Plagioklas sind sie als Spessartite zu klassifizieren.

Strukturen

Durch die Aufnahmen kann ein Überblick über die Strukturen und den geologischen Bau zwischen dem Amphibolit-Orthogneiszug im Lesachtal und den Eklogitamphiboliten der Prijakte gegeben werden. Bei regionalem Südfallen dieser Gesteinszüge lagern die Paragesteine des Kartierungsgebietes im Hangenden der Lesachtal-Orthogesteine und im Liegenden der Prijakt-Eklogitamphibolite. Die generelle Streichrichtung der duktilen Strukturelemente verläuft etwa in E–W-Richtung. Insofern wird der geologische Bau quer dazu, von N nach S, besprochen.

Bis zur Linie Leportenbach – Staniskaalm – Südliche Wasserfallspitze fallen die Gesteine relativ homogen mittel bis steil nach SSW–SSE, mitunter steil in nördliche Richtung ein. Weiter gegen S bis zum Kamm Kegelstein – Hochschober nehmen steil nördliche Fallrichtungen sukzessiv überhand und mittelsteil nordöstliche kommen hinzu. Dass diese Änderungen der Lagerung gleichzeitig auch vom Liegenden ins Hangende erfolgen, wird durch vergleichbare Änderung der Fallrichtungen vom Kalsertal-Westhang hinauf zum Riegelkopf bestätigt.

In den Karen südlich des Kammes Kegelstein – Hochschober und im Leibnitztal-Südhang setzt sich zunehmend regional mittelsteil bis flache Lagerung, in nördliche bis nordöstliche Richtung, durch. Und südlich vom Leibnitzbach zeigt schließlich der Felsfuß der Schwarzen Wand flaches Einfallen in östliche Richtungen.

Falten mit flachen Achsen Richtung ENE und Axialebenen mittelsteil nach NE fallend sind in den Karen von Hochschober bis Zutrugenspitze verbreitet. Da diese Faltenachsen konstante Orientierung zeigen und die Axialebenen subparallel zu den dominierenden Schieferungsflächen sind, erscheinen sie mit diesen genetisch verknüpft. Eine Feinfältelung mit sehr flach nach E fallenden Faltenachsen und subvertikalen Axialflächen ist, wenn auch schwach ausgebildet, im gesamten Gebiet verbreitet.

Zusammengefasst zeigt der regionale Bau im Bereich Staniskaalm eine enge, steilstehende Synform mit E–W-streichender saigerer Axialfläche, in deren Kern sich die Zone mit Granat-Hellglimmerschiefern befindet, und eine südlich anschließende weitgespannte Antiform mit der Scharnierlinie parallel zum Leibnitzbach.

Die beiden Tonalitgänge nördlich und südlich der Staniskaalm streichen NNE–SSW und gemessene Kontaktflächen zu den Paragesteinen fallen mittelsteil gegen SW (Gang südwestlich Kreuzegg) beziehungsweise steil gegen WNW (Gang nordwestlich Riegelkopf). Die im gleichen Gebiet intrudierten Lamprophyrgänge sind einheitlich orientiert, mit einer Streichrichtung annähernd N–S (015-195) und saigeren Kontaktflächen.

Südwestlich vom Kamm Winkelegg – Hochschober verläuft eine Schar NW–SE-streichender Störungen. Sie sind an den stärker auswitternden Kataklastiten morphologisch gut erkennbar. Die Störung durch die Staniskascharte weist beispielsweise alle typischen Merkmale dieser Störungen auf: schwarze Kataklastische Schiefer, kataklastisch zerüttetes Gestein, chloritgefüllte Klüfte und starke Anreicherung von Eisenhydroxiden in Klufflächen. Eine weitere markante Störung quert mit steil westlichem Einfallen den Kamm östlich Kreuzegg.

Als Beispiel für die Orientierung von Harnischflächen und deren Bewegungsrichtung sei der Bereich Leibniger Alpe – Leibniger Tor angeführt. Mittelsteil gegen SW fallende Harnischflächen mit flach gegen SE gerichteten Strömungen weisen auf dextrale Versetzung. Diese Flächen erscheinen parallel zu den verbreiteten NW–SE-Störungen. Ebenfalls dextrale Bewegung zeigen N–S- und E–W-orientierte saigere Harnischflächen an, deren Strömungen dabei horizontal verlaufen. Jeweils sinistral abschiebende

Versetzung lassen Strömungen auf mittelsteil nach SSW oder NW fallenden Harnischflächen erkennen.

Metamorphose und Deformation

Als prägende Metamorphose kann frühalpide Amphibolitfazies angenommen werden. Angezeigt wird der Metamorphosegrad durch verbreiteten Granat und bisweilen Staurolith in den Paragesteinen. Die Amphibolite sind durch dunkelgrünen Amphibol charakterisiert und enthalten nur ausnahmsweise Granat. Die jungalpidische Überprägung ist vor allem an einer Chloritisierung von Granat und Biotit erkennbar.

Die feinschuppige Hellglimmermatrix der Granat-Hellglimmerschiefer könnte auf schwächere Metamorphose oder auf einen höheren Anteil an Paragonit bei den Hellglimmern verweisen. Da Glimmerschiefer mit sehr feinschuppigem Hellglimmer auch in Begleitung von Paragesteinen mit Granat und Staurolith auftreten, erscheint die feine Glimmermatrix eher materialbedingt.

Die dominierenden duktilen Strukturelemente wie regionale Schieferung und Faltenbau gehören der frühalpidischen Strukturprägung an. Die Synform mit den Granat-Hellglimmerschiefern könnte jungalpidisch stärker überformt und dabei auch steilgestellt worden sein. Ansonsten hatte die jungalpidische Deformation auf bestehende duktile Strukturen eine geringe Wirkung. NW-SE-Störungen und nicht an Störungen gebundene Harnischflächen sind nach Orientierung und Schersinn syngenetisch einer dextralen Zerschneidung des Schoberkristallins zuzuordnen.

Massenbewegungen

Kleinere Zerreibungen und Sackungen sind, dem Abtragungsprozess der steilen Hänge und Felsleitens entsprechend, im gesamten Kartierungsgebiet anzutreffen. Einzeln werden nur die größeren Massenbewegungen besprochen.

An einer Staffel von Abrisslinien im oberen Teil des Rückens von den Viehleitens in den Kalsertal-Westhang zeigt sich Auflockerung durch Zergleiten. Am Nordosthang zwischen Riegelkopf und Bosling macht sich ebenfalls Auflockerung bemerkbar, mit einer deutlichen Sackung im westlichen Teil. Vor der Stirn des Sackungskörpers entwickelte sich ein größerer Schuttkörper, der einen Blockgletscher speiste. Dieser fossile Blockgletscher liegt an der jetzigen Waldgrenze und weist auf eine bereits länger andauernde Hangauflockerung.

Zahlreiche Antitheter markieren eine großflächige Hangbewegung durch Kippung im Kalsertal-Westhang bei und unterhalb der Rantschneralm. Am Hangfuß südlich Rantschner sind die Felsen stark aufgelockert und Blockschutt überschüttet Moräne und Eisrandsedimente. Weiter südlich sind in den Felsleitens gegenüber Oberpeischlach Abrissnischen von Felsstürzen und Zerrspalten erkennbar.

Eine weitere größere Massenbewegung erfasst als tiefreichende Sackung den Leibniger Wald. Die Abrisslinie verläuft westlich Leibniger Tor zwischen 2300 m und 2100 m, wobei die Absetzung mindestens 60 m beträgt. Die abgesetzten Felspartien sind stark aufgelockert und von Schuttkörpern mit Blockwerk umgeben. Im flacheren Gelände zwischen 2100 m und 2000 m haben sich Zerrspalten und unterhalb 2000 m antithetische Brüche gebildet.

Quartär

Die Böden der Staniskaalm und der umgebenden Hochkare sind Großteils von Moräne und Blockgletscher bedeckt. Nur im mittleren Teil zwischen 2200 m und 2400 m prägen Rundhöcker und geringe Moränenbedeckung die Morphologie. Zahlreiche Moränenwälle belegen die Ausdehnung der spät- und postglazialen Vergletscherung. Markante Wälle des Standes um 1850 sind im Kar westlich der Rotspitzen und vom Staniskakees erhalten. Das Sta-

niskakees weist auch Moränenwälle vom Stand um 1920 auf. Zur Zeit ist dieses Kees so weit zurückgewichen, dass die Rundhöckerschwelle um 2850 m eisfrei ist und sich in der Moräne unterhalb nur mehr Toteis befindet.

Im Vorfeld der Gletscherstände um 1850 konnten sich ausgedehnte Blockgletscher entwickeln, wobei das Material von älteren Moränen oder unmittelbar den 1850er-Moränen geliefert wurde. Ansonsten entstanden Blockgletscher aus allen größeren Schutthalden, wobei sukzessive Überlagerung durch frischere Formen mehrphasige Entstehung bedeuten.

Westlich der Staniskaalm wird die geschlossene Moränenbedeckung von einer zunehmend von Vegetation überwachsenen Rundhöckermorphologie abgelöst. Gletscherschliffe und Rundhöcker reichen entlang vom Staniskabach bis 1600 m hinunter. Weiter abwärts sind wiederum Moränenreste eines spätglazialen Staniskagletschers erhalten. Beim Bauernhof Rantschner sind zwei eindrückliche Seitenmoränenwälle jenes bis ins Kalsertal hinunterreichenden Gletschers erhalten.

Eisrandsedimente sind am Kalsertal-Westhang zu beiden Seiten der Mündung vom Leportenbach und gegenüber Staniska erhalten. Es wechseln sehr gut sortierte dm- bis m-Schichten aus Sand und Kies, die letzteren fein bis mittel in der Korngröße. Die Sandlagen sind auch intern fein geschichtet. Am Zufahrtsweg Rantschner ist in einer dm-Wechsellagerung zwischen Sand und sandigem Kies eine Schrägschichtung dokumentiert. Mittelsteil gegen SSW gerichtet ergibt sich ein Hinweis auf eine Schüttungsrichtung parallel zum Kalsertal. Zwischen 1160 m und 1180 m werden die Sande und Kiese beim Rantschner und am Bichl von Moräne des Staniskagletschers überlagert. Zu erwähnen sind noch terrassenförmige Verflachungen zwischen Egger und Staniska, orographisch links der Kalserbachschlucht. Sie zeigen keine Bedeckung und könnten ein Talniveau vor dem Einschneiden des Baches repräsentieren.

Von den hochalpinen Quartärablagerungen sind noch jene südlich vom Staniska-Kar zu besprechen. Im Einzugsgebiet vom Leportenbach und am Leibniger Alpl sind keine Karformen ausgebildet. Die vorhandenen Moränenablagerungen sind teilweise von Schutt- oder Murenmaterial überlagert beziehungsweise erodiert. Zwischen Oberes Tor und Hochschober sind typisch verzweigt stufige Karformen anzutreffen. Die Karböden sind wiederum weitgehend von Moränen und Blockgletschern bedeckt, jeweils eine mehrphasige Genese belegend. Ein außergewöhnlich großer Blockgletscher baute sich aus dem Kar östlich Zilinkopf in Richtung Hochschoberhütte vor. Schließlich seien noch zwei frische Muranrisse in den Gräben südöstlich Leibniger Tor und südwestlich Zilinkopf erwähnt, wobei tiefgründig verwitterter Fels (5–8 m) erodiert wird.

Äußeres Debanttal und Wangenitzseegebiet

Im äußeren Debanttal wurde der Nordwesthang zwischen Nußdorfer Alm und Wellalm sowie das Gebiet um die Neualpseen von den Sattelköpfen bis zum Goisele kartiert. Nordöstlich vom Debantbach erfassten die Aufnahmen den Hang zwischen Geißlitzbach und Reiteralm (östlicher Blattschnitt) und die Hochkare südlich der Seichenköpfe. Zusätzlich wurde der südlich anschließende Südwest- bis Westhang der Debanttalchlucht zwischen Eggbach und Obergöriach vervollständigt. Das auf Blatt Lienz liegende Gebiet Wangenitzsee – oberes Wangenitztal wird umrahmt von Mulleter Seichenkopf, Geißkofel, Feldkopf, Perschitzkopf, Kruckelkopf, Petzeck, Georgskopf und Friedrichsköpfe und hier als Wangenitzseegebiet zusammengefasst.

Von den Diplomkartierungen der Aachener Arbeitsgruppe SPAETH konnten für das Debanttal Teilbereiche von BABERG (1995), VAN BETTERAEY (1996), HÜSGES (1993)

und LÜCKGE (1993) verwendet werden. Im Wangenitzseegebiet lagen Aufnahmen von FEESER (1991) und DE ZEEUW (1996) vor. Die geomorphologische Karte von BUCHENAUER (1990) bildete eine Grundlage für die Kartierung der quarzären Bedeckung im Debanttal.

Lithologie

Jeweils dominierende Einschaltungen aus Eklogitamphiboliten, Orthogneisen oder Amphiboliten untergliedern die Paragesteine im regionalen Kartenbild. Im Gebiet Neualplseen – Debantaleinschnitt sind Eklogitamphibolite, vom Schwarzkofel bis zum Geißkofel Ortho(augen)gneise und nördlich vom Wangenitzbach Amphibolite tonangebend. Auch die Charakteristiken der Paragneise und Glimmerschiefer weisen regionale Schwankungen auf, daher wurde die Hüllserie der Eklogitamphibolite mit einer eigenen Signatur belegt. Im Debanttal-Südwesthang reicht diese Hüllserie bis etwa 2000 m und wird von einer Paragesteinsserie mit Orthogneisen überlagert.

Granat-Glimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit und feinkörnige, gebankte Paragneise sind typisch für die Hüllserie der Eklogitamphibolite. Höherer Feldspatgehalt wird durch metablastisch rekristallisierte Plagioklase verdeutlicht und ein höherer Quarzgehalt der Paragneise vermittelt zu Quarzgneisen. Variable Gehalte an Biotit und Plagioklas ermöglichen kontinuierliche Übergänge zwischen Glimmerschiefer und Paragneis, wobei alle Paragesteine bevorzugt plattigen bis gebankten Habitus offenbaren.

Im Ostsporn der Sattelköpfe sind Eklogitamphibolite in einer Mächtigkeit von etwa 200 m aufgeschlossen, im hangenden Teil in Wechsellagerung mit Paragneisen und Glimmerschiefern. Ein gut 50 m mächtiger Zug Eklogitamphibolit streicht bis zum Wellkopf, wo Einschaltungen von Paragesteinen in eine Wechsellagerung der beiden Lithologien überleiten. Die feinkörnigen Eklogitamphibolite sind amphibolreich und brechen scharfkantig plattig. Mittelkörnige Typen können Biotit und Dolomit führen. Um die Neualplseen und ums Goisele verbreiten sich Eklogitamphibolite als Lagen. Sie werden von Amphibolitlagen ohne erkennbare Eklogitrelikte begleitet. Bei den Amphiboliten handelt es sich um teilweise boudinierte Biotit-Amphibolitlagen (cm–dm) und gebänderte Granat-Amphibolite. Eine weitere Zone mit Eklogitamphibolit- und Amphibolitlagen schließt der Debanttal-Südwesthang zwischen Unterer und Oberer Göriacher Alm sowie der Debanttal-Westhang gegenüber Wirtshaus zur Säge auf.

Mit den Metabasiten sind immer auch Orthogneislagen vergesellschaftet. Meist handelt es sich um Zweiglimmeraugengneise mit variabler Korngröße, teilweise um leukokrate Orthogneise ohne Augentextur. Zehnermeter-Orthogneiszüge und geringmächtige Pegmatitgneise durchziehen den Rücken nordöstlich der Wellalm zwischen 1900 und 2000 m. Ein feinkörniger, massiger Biotit-Orthogneis ist bei der Abzweigung zur Nußdorfer Alm (1530 m) aufgeschlossen. Südlich vom Eggbach schaltet sich in der Hüllserie der Eklogitamphibolite eine Zone mit Pegmatitgneisen ein.

Eine Paragesteinsserie mit Orthogneisen baut den Kamm zwischen Debanttal und Wangenitztal von der Oberen Seescharte bis zu den Seichenköpfen auf sowie die südwestlich vorgelagerten Höhen Mitteregg, Schwarzkofel und Großbohn. Einförmige Glimmerschiefer, Schiefergneise, plattig quarzitisches Paragneise oder feldspatreiche, gebankte Paragneise, teilweise mit Granat und Staurolith, bilden die Matrix für mächtige Orthogneiszüge. Diese zeigen sich meist mittelkörnig mit unregelmäßig verteilten, grobkörnigen Augen oder hellen Bändern aus Feldspat und Quarz. Daneben gibt es feinkörnige Biotit-Orthogneise oder leukokrate Orthogneise ohne Augentextur. Vereinzelt finden sich auch Pegmatitgneise (dm–m), im Kamm süd-

östlich vom Seichenkopf in einer Mächtigkeit von 10 bis 15 Meter.

Lagen aus feinkörnigem Amphibolit sind selten in dieser Paragesteinsserie mit Orthogneisen. Ein einzelner Tonalitgang ist am Rücken nördlich der Seichenköpfe aufgeschlossen. Der 1,5 bis 2 m mächtige Gang weist randlich wenige Millimeter Abkühlrand, zahlreiche Nebengesteinschollen und wenige, mittel- bis dunkelgraue Enklaven auf. Der fein- bis mittelkörnige Tonalit führt bis 5 mm Granat und weißer Plagioklas belegt eine intensive, autohydrothermale Alteration.

Die Zone östlich und westlich vom Wangenitzsee und die Hänge bis Innerer Schatten kennzeichnen monotone Paragesteine ohne jegliche Einschaltung von Orthogesteinen, wobei Quarz-Glimmerschiefer und Schiefergneise vorherrschen. Nördlich vom Wangenitzsee und Wangenitzbach dominieren Amphibolite die Orthogesteine. Gebänderte Amphibolite wechsellagern mit Paragneisen (dm–m) und boudinierte Amphibolitlagen finden sich in Granat-Quarz-Glimmerschiefern. Oft sind Amphibolgneise mit den Amphiboliten vergesellschaftet. Sie entsprechen in Mineral- und Modalbestand den hellen Lagen der Bänderamphibolite. Als besondere Amphibolite sind moosgrüne Typen mit mittelkörnigen Amphibolklasten und seltene Granat-Amphibolite zu erwähnen. In Amphibolitboudins südlich vom Petzeckgipfel finden sich im Kernbereich dm-Lagen Aktinolithschiefer. Sie sind nahezu monomineralisch aus hellgrünem, mittel- bis grobkörnigem Aktinolith. Bei den Paragesteinen sind als Besonderheit cm-große Granate in den Glimmerschiefern im Petzeck-Südsporn zu erwähnen. An Orthogneisen treten glimmerarme Augengneiskörper nördlich um den Kreuzsee und biotitreiche Augengneislagen im Südanstieg zum Petzeck auf.

Die Einschaltungen von Amphibolit reichen gegen NE bis zur Linie Petzeck – Zenitzen. Den Georgskopf und das untere Prititschkar bauen wiederum einförmige Paragesteine, vorwiegend Granat-Quarz-Glimmerschiefer und Quarz-Schiefergneise, auf. Im Kar südöstlich der Friedrichsscharte belegen Quarzitschiefer einen größeren Anteil. Die Lithologie vom Großen und Kleinen Friedrichskopf und Friedrichsschneidkopf ist durch Orthogesteine wieder deutlich vielfältiger. Die Matrix bilden hier (Granat)-Quarz-Glimmerschiefer und Schiefergneise sowie Quarzgneislagen. An Orthogesteinen herrschen Bänderamphibolite und Amphibolgneise vor, sporadisch begleitet von sauren Augengneisen.

Strukturen

Der geologische Bau wird entsprechend der lithologischen Gliederung in der Reihenfolge Neualplseen, Debanttal, Wangenitzseegebiet besprochen. Im Gebiet Neualplseen – Debantaleinschnitt zeigen die Eklogitamphibolite und Hüllgesteine regional mittelsteil gegen SW gerichtete Lagerung, dazu kommen flach östliche und mitunter steil nordöstliche Fallrichtungen. Weiter südlich schwenkt die Streichrichtung in W–E-Richtung ein, sodass in der Debantschlucht die Gesteine regional steil südlich einfallen.

Die Streckungslineationen der penetrativ verschieferten Eklogitamphibolite und die Faltenachsen isoklinaler wie offener Falten fallen flach gegen Südosten. Entsprechend ihrer Orientierung könnten die dominierenden Schieferungsflächen, die Streckungslineationen und Faltenstrukturen der ersten Phase der Exhumation der Hochdruckgesteine entstammen. Auf eine weitere, duktile Überprägung weisen die offene, weitgespannte Synform des Eklogitamphibolitzuges im Wellkopf und die gegen NE gerichteten Schieferungsflächen, die verstärkt im Debantaleinschnitt auftreten, hin.

Nordöstlich des Debantbaches lagern die Eklogitamphibolite und Hüllgesteine im Bereich der Göriacher Almen flach. Sie werden von den Paragesteinen und Orthognei-

sen, die den Kamm Seichenköpfe – Geißkofel aufbauen, flach überlagert. In diesen überlagernden Gesteinen nehmen mittelsteil nordöstliche Fallrichtungen zu und es treten Verfaltungen mit nach NE einfallenden Achsen auf. Bemerkenswert ist eine Mylonitzone am Schwarzkofel mit 15–20 m Paragneis-Ultramylonit. Mylonitische Foliation und Streckungsliniation fallen mittelsteil gegen NE und der Schersinn zeigt Top gegen SW gerichtete Bewegung an.

Um den Wangenitzsee und beiderseits vom Wangenitzbach zeigt sich regional flach bis mittelsteile Lagerung in südöstliche bis nordöstliche Richtung. Damit schließt dieser Einschnitt das Liegende der von Orthogneisen dominierten Zone Seichenköpfe – Geißkofel auf. Nördlich vom Wangenitzbach dominiert in den Karen zum Kamm Perschitzkopf – Petzeck – Georgskopf mittelsteiles Nordostfallen und in den Friedrichsköpfen zunehmend steiles Nordfallen. Gerade dieses Gebiet mit relativ einheitlichem regionalem Einfallen offenbart mehrphasige Verfaltung. In den Ortho(augen)gneisen sind Isoklinalfalten mit Achsen subhorizontal NW–SE-streichend erhalten. Verbreitet sind offene, teilweise spitzwinkelige Falten in Paragesteinen wie in Wechsellagerungen Amphibolit – Paragneis. Die Faltenachsen weisen flach nach NW (Axialflächen mittelsteil NE) oder NE (Axialflächen mittelsteil NW).

Als sicher jüngere Deformationsphase zeigt sich im gesamten Wangenitzseegebiet eine schwache Feinfältelung mit flach nach E fallenden Achsen und subvertikalen Axialebenen. Zu erwähnen ist noch die Orientierung des Tonalitganges am Nordfuß vom Mulleter Seichenkopf, dessen Kontakt steil gegen WNW fällt und damit klar diskordant intrudiert ist.

Im gesamten Kartierungsgebiet zeigen die morphologisch deutlichen Störungen und die verteilten Harnischflächen eine bevorzugt saigere NW–SE-Orientierung. Die Strömungen auf den Harnischen weisen flach gegen SE und belegen dextrale Versetzung.

Metamorphose und Deformation

Das Kristallin der Neualpseen und im Debanttalbereich besteht aus eklogitfaziell metamorphen Gesteinen, markiert durch Eklogit-amphibolite und grobschuppige Glimmerschiefer. Im Unterschied dazu fehlen im Wangenitzseegebiet und Kamm zum Debanttal Hinweise auf Hochdruckmetamorphose. Somit erscheint dieses Kristallinareal maximal amphibolitfaziell metamorph. Zusätzlich treten im Kern von Amphibolitboudins südlich vom Petzeckgipfel Aktinolithschiefer auf, die als metastabile Relikte einer mittleren Grünschieferfazies aufzufassen sind.

Im Debanttal-Südwesthang überlagert das amphibolitfazielle Kristallin das Hochdruckkristallin. Bemerkenswert ist dabei eine Mylonitzone, die hangend dieser lithologischen Grenze im Schwarzkofel durchzieht und ein Äquivalent der Mylonitzone im Liegenden der Prijakt-Eklogite (E Mirschachscharte) darstellt. Foliation und Schersinn fallen im Schwarzkofel-Mylonit nordöstlich ein und im Mirschachscharten-Mylonit in südöstliche Richtung. Eine regionale Verfaltung mit E–W- bis NW–SE-Faltenachse könnte die Rotation der Mylonitstrukturen und Überlagerung der eklogitfaziellen Gesteine durch amphibolitfazielle verursacht haben. Diese Abfolge erscheint jedenfalls konträr zum Kristallin der südwestlichen Schobergruppe, wo die Hochdruckgesteine das Hangende darstellen.

An duktilen Faltenstrukturen dominieren im eklogitfaziellen Kristallin Falten mit Achsen subparallel zur Streckungsliniation der Hochdruckgesteine, spätere Überprägungen sind wenig ausgebildet. Umgekehrt zeigen sich im amphibolitfaziellen Kristallin SE-Faltenachsen reliktsch und duktile Faltenachsen mit mittelsteilen Achsen in nördliche Richtungen vorherrschend. Ein Teil dieser Faltenstrukturen könnte auch rotierte ältere darstellen.

Frühalpines Alter erscheint für die Eklogit- und Amphibolitfazies und die zugehörigen duktilen Strukturelemente sehr wahrscheinlich. Sicher jungalpines erfolgten die Feinfältelung mit subvertikalen Axialflächen und die Tonalitintrusion. Als jüngste Deformationsphase zeigen die verbreiteten NW–SE-Störungen und Harnischflächen eine durchgreifende dextrale Zerschneidung an.

Massenbewegungen

Größere Massenbewegungen lockern die Hänge im Debanttal auf. Eine tiefgreifende Sackung setzt den gesamten Südwesthang zwischen Geißlitzbach und Dietenbach um bis zu 100 m ab. Die Hauptabrissskante befindet sich in rund 2200 m Seehöhe. In der Verflachung unterhalb dieser Abrissskante haben sich zahllose Absetzungs- und Antitheterflächen entwickelt. Auch die an diese Sackung nordöstlich anschließenden Rücken und der Hang östlich vom Hauptabritt sind deutlich aufgelockert.

In der orographisch rechten Talseite zeigen sich beiderseits der Nußdorfer Alm Hangbewegungen, südlich flächige Auflockerung und nördlich eine Staffel von Abrissskanten. Weitere Massenbewegungen sind beiderseits des Rundhöckertroges südwestlich der Neualpseen. Eine modellhafte Kippung mit prächtigen Antithetern konnte sich am Wellkopf entwickeln und Bergzerreißung kennzeichnet den Kamm Neualpschneid – Schoberköpfl. Das Wangenitzseegebiet zeichnet sich durch vergleichsweise stabile Hänge aus. Lediglich der Rücken nördlich Innerer Schatten zeigt Hangtektonik in Form einer Sackung.

Quartär

Die Hänge des Debanttales sind großflächig von Moräne bedeckt. Ausdehnung und Mächtigkeit nehmen vom Geißlitzbach bis zum Eggbach deutlich zu. Auf überwiegend fluvialen Abtrag der Moränendecke weisen die großen Schwemmfächer von Geißlitzbach und Weißenbach. Auch am Hangfuß zwischen diesen beiden Schwemmfächern zeigt sich fluvial verfrachtetes Moränenmaterial. Im Einzugsgebiet des Dietenbaches sind zahlreiche Moränenwälle spätglazialer Lokalstände erhalten.

Am Debanttal-Nordosthang sind bei der Wellalm und der Nußdorfer Alm ebenfalls Moränenwälle spätglazialer Vergletscherung erhalten, beide aus dem Nährgebiet Neualpseen – SE-Abdachung Schleinitz. Im Kar westlich der Nußdorfer Alm ist ein weiterer, jüngerer Spätglazialstand erhalten. Eine prächtige Rundhöckerlandschaft ohne Moränenbedeckung reicht von den Neualpseen bis zur Karschwelle nördlich vom Goisele, wobei die Depressionen von zwei kleinen Seen und zahlreichen Lacken erfüllt sind. Den Hang zwischen Wellalm und Nußdorfer Alm bedeckt eine hochglaziale Moränendecke, die im Bereich der Hangbewegung südlich der Nußdorfer Alm weitgehend abgetragen ist.

Im Wangenitzseegebiet sind keine großflächigen Moränen vorhanden. Rundhöckergebiete sind um den Wangenitz- und Kreuzsee sowie in den nördlichen Karen bis zum Petzeck, wobei kleine Moränenflecken mit Wallresten lokale Gletscherstände dokumentieren. Eine größere Moränenbedeckung im Inneren Schatten ist von Murschuttflächen teilweise überdeckt und starker Erosion ausgesetzt.

Schutt und Blockwerk bedecken das Prititschkees bis über 2800 m. Der jüngste Moränenwall stirbt bei 2660 m und der Stand um 1850 bis 2570 m. Ein weiterer, älterer Wall reicht bis 2550 m hinunter. Einzigartige Rundhöcker nehmen das untere Prititschkar ein, wobei die Geschiebe, welche die Schrammen auf den Gletscherschliffen verursachten, noch auf den Rundhöckern liegen. Seitenmoränen bildete der spätglaziale Prititschgletscher östlich Kleines Petzeck und südlich Relischscharte. Weitgehend abgeschmolzen, hat auch der kleine Gletscher östlich Friedrichsschneidkopf einen deutlichen Wall hinterlassen.

Ausgedehnte und mehrphasige Blockgletscher bedecken die Karböden beiderseits vom Schwarzkofel. Bemerkenswert sind auch die Blockgletscher nördlich der Neualpschneid. Da die speisenden Schutthalden im Vergleich zur Ausdehnung der Blockgletscher sehr klein sind, ist von einer kontinuierlichen Belieferung mit Schuttmaterial der zerreißenen Neualpschneid auszugehen. Im Wangenitzseegebiet haben sich mehrere kleine Blockgletscher entwickelt, bevorzugt unter Schutthalden in NE-Exposition. An jüngster Bedeckung sind Schutthalden und Murschuttflächen in der Umrahmung der Karböden und im Einschnitt von Debant- und Wangenitzbach zu nennen.

Michelbachtal und Göriacher Wald

Das Michelbachtal ist das einzige Seitental vom Iseltal nach SW in die Deferegger Alpen. Markante Erhebungen der Umrahmung sind Schlaitener Tor, Rotstein, Paterskopf, Bockstein, Schneidegg und Rudnig. Der Blattschnitt ÖK 178 Hopfgarten – ÖK 179 Lienz teilt das Tal in zwei etwa gleich große Teile. Die Blattgrenze verläuft knapp westlich der Linie Wirtsalm – Klosterfrauenalm. Damit entfallen auf das Blatt Lienz die drei Hochkare nordwestlich des Kammes Schlaitener Tor – Rotstein, die Gebiete um Göriacher Alm, Klosterfrauenalm und Wirtsalm sowie der schluchtartige Einschnitt des Michelbaches. Im Iseltal wurde die Kartierung auf den Göriacher Wald ausgedehnt.

Vorhandene Diplomkartierungen der Arbeitsgruppe SPAETH der RWTH Aachen – EWALD (1991), HANSTEIN (1990), GOSSEL (1990) – standen als Grundinformation zur Verfügung. Hinweise gab auch die Aufnahmeskizze von SCHADLER (1929), in deren Mittelpunkt das Arsenerzvorkommen Tiefenbach steht. Weitere Informationsquellen bildeten die quartär- und kristallinegeologischen Übersichtsskizzen der Deferegger Alpen von SENARCLENS-GRANCY (1942, 1965).

Lithologie

Paragesteine des frühalpidsch metamorphen Kristallins bauen den Rücken zwischen Gossenbach und Michelbach sowie das Rundhöckergebiet nördlicher Göriacher Wald – Böse Platte – Göriach auf. Plattige bis bankige Paragneise und Zweiglimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit charakterisieren diese Lithologie, die im Aufschluss kompakt und massiv wirkt.

Wiederholt zeigen sich scharfe Wechsellagerungen zwischen Paragneis und Glimmerschiefer in mm-, cm- bis 0,5 m-Dimension. Ansonsten vermitteln vielfältige lithologische Varianten zwischen glimmer-, quarz- oder feldspatdominierten Paragesteinen. Paragneise erscheinen wiederholt quarzitisch und einzelne Lagen sind als Quarzitgneis oder Quarzit anzusprechen. Die biotitreicheren Gesteine weisen im frischen Bruch eine typisch violettbraune Farbe auf, die durch weitgehende Chloritisierung von Biotit einer grünlichen bis graugrünen Gesteinsfarbe weichen kann. Granat ist in den Paragesteinen eher selten.

Quarzmobilisate als mm- bis cm-Linsen oder Lagen symmetromorpher Bildung sind in den Glimmer- und Quarz-führenden Paragesteinen gewöhnlich. Diskordante Quarzmobilisate sind westlich Göriach aufgeschlossen. Besonders umfangreich treten sie beim Bauernhof Außergonig auf und führen dm-große Schollen aus Paragestein und monomineralischen Chlorit-Aggregaten. Auch diese diskordanten Mobilisate erscheinen leicht deformiert.

Verstreute Einlagerungen von Amphibolit und Pegmatitgneis sind lithologisch auffällig, mengenmäßig gegenüber den Paragesteinen jedoch völlig unbedeutend. Amphibolitlagen finden sich gehäuft am Rücken westlich der Ortschaft Michelbach und verstreut auch im Göriacher Wald. Ob boudiniert oder nicht sind sie durch Amphibolvormacht gekennzeichnet, fein- bis mittelkörnig und meist feingebändert. Als Ausnahme erscheint ein feinkörniger, grauer Kalk-

marmor, der zusammen mit einer Amphibolitlage gut 400 m südlich der Abzweigung 1432 m im Göriacher Wald vorkommt.

Konkordante Einschaltungen von Pegmatitgneisen verteilen sich recht gleichmäßig auf die Paragesteinserie. Sie zeichnen sich aus durch sehr variable Mächtigkeit (dm bis mehrere m), Korngröße (mittel-, grob- bis riesigkörnig) und Mineralogie (Quarz, Feldspat, Muskovit, fakultativ Turmalin, selten Granat).

Ein variszisch metamorphes Kristallin wird durch das Michelbachtal von Wirtsalm und Göriacher Wald taleinwärts aufgeschlossen. Paragesteine dominieren auch diese Gesteinsserie, jedoch sind neben Amphibolit- und Pegmatitlagen auch Marmore und Orthogneise präsent.

Der lithologische Charakter der Paragesteine ändert sich Richtung SW mit zunehmender Entfernung von der tektonischen Grenze zum frühalpidschen Kristallin. Dies ist im Wesentlichen durch eine retrograde Überprägung der Gesteine bis etwa zur Göriacher Alm verursacht, die in Richtung SW abklingt.

Quarzreiche Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Quarzite und untergeordnet Quarzitgneise bauen die Zone Wirtsalm – Göriacher Wald auf. Die retrograde Überprägung ist an der Chloritführung leicht zu erkennen, welche weitgehend auf Kosten von Biotit geht. Das Spektrum der Glimmerschiefer reicht von flatschig grünlichen Glimmerschiefern mit Biotitresten, Glimmerschiefern mit fleckigen Chloritaggregaten bis zu weißlichen Hellglimmerschiefern. Für diese retrograd überprägten Glimmerschiefer sind weiters serizitisch schimmernde Schieferungsflächen und eine intensiv rötlichbraune Verwitterungsfarbe typisch.

Die übrigen Paragesteine – Quarzite, Quarzitschiefer und -gneise – erscheinen infolge retrograder Beeinflussung im frischen Bruch meist graugrün. Sie brechen plattig entlang hellglimmerreichen Lagen und treten oft als cm- bis dm-Lagen in Glimmerschiefer oder in Wechsellagerung damit auf.

Südwestlich der Göriacher Alm werden Zweiglimmerschiefer häufiger und Feldspat-Schiefergneise treten hinzu. Zwischen Tiefenbach (Graben südlich Abzweigung 1675 m) und Klosterfrauenalm können biotitreiche Paragneise reichlich Granat (bis 5 mm) und Sillimanit führen. Anzumerken bleibt eine Mobilisierung von opaken Erzphasen in Klüften. Sie erscheint verbunden mit einer Fluid-durchtränkung und der Chloritisierung von Biotit und zeigt sich an kataklastisch beanspruchten Proben aus dem Tiefenbachgraben und dem südlichen Göriacher Wald.

Lagen von Amphibolit, Pegmatit und Marmor finden sich bei der Klosterfrauenalm und in der Umgebung der Göriacher Alm vergesellschaftet und gehäuft. In diesen Bereichen erzeugen sie ein abwechslungsreiches lithologisches Bild. Eine Schar von boudinierten Amphibolitlagen quert die Michelbachschlucht östlich der Wirtsalm. Die Amphibolite sind in sich einförmig, dabei feinkörnig und feingebändert, durch Amphibol dominiert und plattig bis bankig brechend. Ein Amphibolitzug im östlichen Göriacher Wald enthält Granatamphibolit.

Marmorlagen erreichen wie die Amphibolite einige Meter Mächtigkeit und wiederholen sich lokal mehrfach. Typisch sind feinkristalline, oftmals leuchtend weiße Kalkmarmore. Kalksilikatlagen (mm bis cm) mit Amphibol und Pyroxen sind rar und enge Wechsellagerung mit Metapeliten kaum zu beobachten. Ein Einzelfund von Graphitquarzit im Göriacher Wald an der Kante zur Michelbachschlucht zeigt die Gegenwart geringer Mengen graphitreicher Gesteine an.

Die Pegmatitlagen sind zumindest in den Randbereichen verschiefert, konkordant zur metamorphen Deformation. Dezimeter bis wenige Meter mächtig sind sie mittel- bis grobkörnig und meist relativ gleichkörnig. Zu Feldspat und Quarz kommen variable Gehalte an Muskovit oder Turmalin, die bisweilen auch fehlen. Mineralogisch ähnlich, mit

einem fein- bis mittelkörnigen Gemenge aus Feldspat, Quarz und Muskovit stellen sich drei 0,75 bis 1,5 m mächtige Lagen am Rücken ESE der Wirtsalm dar. Diese Gesteine sind als Aplite anzusprechen.

Neben zwei größeren Orthogneiskörpern – NW Wirtsalm und Rotstein – finden sich nur sporadisch Orthogneise. Sie präsentieren sich texturell und mineralogisch vielfältig. Der Orthogneiskörper am Rücken nordwestlich der Wirtsalm besteht aus mittelkörnigem Muskovit-Augengneis. Im Dünnschliff sind die Augen als Aggregate aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz in einer feinkörnigen, dynamisch rekristallisierten Matrix erkennbar. Ein lithologisch vergleichbarer Orthoaugengneis ist als Lage im Bachbett des Michelbaches (1265 m Höhe) aufgeschlossen. Die südliche Umrahmung vom Weißen Kar bilden Orthogneise mit ausgeprägtem Streckungslinear. Texturell sind sie als Mylonite anzusprechen. Mineralogisch handelt es sich um feinkörnige Biotit-Orthogneise, wobei die helleren Typen reichlich Klinozoisit und auch etwas Muskovit enthalten können. Im Göriacher Wald sind zwei Lagen aus sehr biotitreichem Orthogneis mit Amphibol und Klinozoisit aufgeschlossen. Die fein- bis mittelkörnigen Gneise weisen eine massige, leicht flasrige Textur auf.

Als besondere Lithologie treten im südöstlichen Göriacher Wald, nahe der tektonischen Grenze zum frühalpidschen Kristallin, graue Kalke auf. Ein Profil dieser Karbonateinschuppung in Kristallin schließt der Weg bei einer Heuschuppe in 1500 m Höhe auf. Hangend von 1,5 m gesprenkelt grünlich-rosa Quarzit folgen gut 4 m hellgrauer, mit Calcitadern durchsetzter und dm-gebankter Kalk. Liegend vom Quarzit, im hangenden Teil und an der Hangendgrenze der Karbonate befinden sich jeweils 30–40 cm konkordanter Kataklasit aus zerschertem Glimmerschiefer. Dem hangenden Kataklasit folgt eine Pegmatitlage (1,5 m) und nach weiteren 50 cm Kataklasit ungestörter Glimmerschiefer. Auch innerhalb der Karbonatbänke befindet sich ein Pegmatitschürfling (20 x 50 cm).

Die jungalpidschen Ganggesteine durchschlagen sowohl frühalpidsches wie variszisches Kristallin. Regional verteilen sich die Gänge auf das Gebiet nördlich der Wirtsalm und die Umgebung von Moschumandl – Schlaiteiner Tor. Verbreitet sind helle, meist leicht porphyrische, fein- bis mittelkörnige Tonalite, immer reich an Plagioklas und mit variablen Gehalten an Biotit, Amphibol und Granat. Am Nordhang des Moschumandl tritt ein auffällig quarzreicher Gang auf. Rundliche Einsprenglinge aus Quarz oder Plagioklas (3–5 mm) in feinstkörniger Matrix prägen die magmatische Textur. Quarze zeigen Korrosionsbuchten und -schläuche, die Kerne der Plagioklase sind stark alteriert und Biotite vollständig chloritisiert.

Ein mafischer Gang (60 cm) ist im Graben nördlich der Wirtsalm (Almbach) an der Almstraße zu genannter Alm aufgeschlossen. Das dunkelgraue, feinstkörnige Gestein ist unverschiefert und weist Einsprenglinge und gefüllte Blasen Hohlräume auf. Im Dünnschliff erweisen sich die vereinzelt Einsprenglinge als zonierte braune Amphibole in einer feinstkörnigen Matrix aus Amphibol und Plagioklas. Demzufolge kann der Gang als Lamprophyr (Spessartit) klassifiziert werden.

Strukturen

Das Michelbachtal schließt ein Profil quer zum regionalen Streichen und sprödektontischen Grenzbereich der beiden Kristallinblöcke auf. Daher folgt die Beschreibung der Strukturen dem Talverlauf von Nordosten nach Südwesten.

Die frühalpidschen Gesteine streichen regional einheitlich WNW–ESE und fallen mittelsteil gegen SSW. Eine Feinfältelung mit Faltenachsen gegen SE und Axialflächen gegen E bis SE, jeweils mittelsteil einfallend, dokumentie-

ren die Glimmerschiefer. Ausnahmsweise sind ältere Faltenstrukturen mit flachen Faltenachsen nach ESE erhalten.

Entlang einer steilstehenden Störungszone grenzt das frühalpidsche an das variszische Kristallin. Den Rücken nördlich der Wirtsalm schräg querend zieht die Hauptstörungsfläche durch den Almbachgraben in die Michelbachschlucht, quert diese normal und setzt sich durch den Göriacher Wald bis Göriach fort.

Die Gesteine des variszischen Kristallinblocks streichen ebenfalls WNW–ESE. Die Fallrichtungen markieren einen regionalen Großfaltenbau mit Faltenachsen parallel zur Streichrichtung und vertikalen Axialflächen. Bis in den Bereich Wirtsalm – Göriacher Alm fallen die Schieferungsflächen nach SSW. Sie weisen eine Feinfältelung mit SE-gerichteten Faltenachsen und E- bis SE-fallenden Axialflächen auf, allesamt mit mittelsteilem Fallwinkel. Die schwach metamorphen Kalke im südöstlichen Göriacher Wald sind konkordant in diesen regionalen Bau eingeschuppt.

Südlich der Göriacher Alm fallen die Gesteine mittelsteil gegen NE und zeigen damit eine offen spitzwinkelige Synform an. Taleinwärts schließt sich eine weitgespannte Antiform an, mit flacher Lagerung östlich der Klosterfrauenalm und zunehmend mittelsteilem Südwestfallen in Richtung Weißes Kar.

Die Orientierung der jungalpidschen Gänge ist in beiden Kristallineinheiten mittelsteil gegen NW gerichtet. Diese einheitliche Ausrichtung klar diskordant zum regionalen Bau lässt für den Zeitraum der Intrusion eine NW–SE-Dehnung erkennen. Einen Hinweis auf eine weitere Deformationsphase geben verstreute Knickfalten. Auf plattigen Glimmerschiefern mit mittelsteilem SSW-Fallen pendeln die konjugierten Faltenachsen um die E–W-Richtung und weisen auf N–S-Einspannung.

Drei sprödektontische Hauptelemente sind für das Michelbachtal und den Göriacher Wald bedeutend: die Störungszone zwischen frühalpidschem und variszischem Kristallin (Göriach-Störung), die Iseltal-Störung und die Störung im Gossenbachgraben (Gossenbach-Störung). Die Göriach-Störungszone streicht WNW–ESE quer durch die Michelbachschlucht und setzt sich im Göriacher Wald in Richtung Göriach fort. Die Hauptstörung wird von einer Parallelstörung begleitet, die in einem Abstand von durchschnittlich 500 m südlich das variszische Kristallin durchsetzt. Dieser Verlauf weist die Störungsflächen als steil (~80°) nach SSW einfallend aus.

Als Luftbildlineament erscheint die Hauptstörung deutlicher als die südwestliche Parallelstörung. Das bestätigen im Gelände m-mächtige Kataklasite in der Hauptstörung. Saigere synthetische Riedelflächen beiderseits der Hauptstörung sind WSW–ENE-orientiert und zeigen horizontal dextralen Versatz. In der Parallelstörung weisen Harnischflächen in schwarzen Kataklasiten ebenfalls auf dextralen Versatz. Der Bereich zwischen den Störungen und einige 100 m weiter nach S erscheint zerrüttet und die Klüfte sind oft mit Eisenhydroxiden gefüllt. Im Göriacher Wald ist südlich der Parallelstörung eine weitere Störung morphologisch erkennbar. Sie reicht von südwestlich Pedarnig bis in die Zerreißung östlich der Göriacher Alm. In der Umgebung dieser Störung weisen Harnische auf vertikale Verstellungen.

Eine breite NW–SE-Störungszone mit regional dextralem Versatz zeichnet das Iseltal, die nordöstliche Begrenzung des Kartierungsgebietes, vor. Eine Auswertung von Harnischflächen des Iseltalhanges zwischen Böse Platte – Innergonig und Talboden ergibt N–S-gerichtete Harnischflächen mit dextralem Versatz und E–W-gerichtete Harnischflächen mit sinistralen Versatz. Die Streubreite der Streichrichtungen umfasst jeweils etwa 50° und die Strömungen sind subhorizontal.

Die Entwässerung durch den Gossenbach verläuft im Unterschied zu den übrigen Seitenbächen nicht normal zum Iseltal, sondern in E–W-Richtung und im Verhältnis zu seinem Einzugsgebiet ist der Gossenbach auffällig eingesenkt. Diese morphologischen Hinweise auf eine E–W-Störung sind durch zahlreiche Störungsflächen im Gossenbachgraben bestätigt. Sie zeigen vertikalen Versatz mit relativer Hebung des Südblocks. Die Gossenbach-Störung quert das Iseltal und setzt sich über Hiesl – St. Maria – Fercher geradlinig ins Schoberkristallin fort. Interessant ist auch die Fortsetzung nach Westen, wo sich die Gossenbach-Störung knapp außerhalb der Blattgrenze am Naßfeld mit der Göriach-Störung trifft und sich ein rhombisches Lineamentmuster zeigt.

Metamorphose und Deformation

Die Bezeichnung der Kristallineinheiten als frühalpisch oder variszisch bezieht sich auf den Zeitraum der höchstgradigen Metamorphose. Das frühalpidische Kristallin im Bereich Michelbach – Göriacher Wald zeigt druck- und temperaturbetonte Metamorphose in Amphibolitfazies. Insofern erscheint dieses Kristallin dem nördlichen, amphibolitfazialen Schoberkristallin vergleichbar. An Strukturen sind ältere Faltenstrukturen und die Schieferungsflächen der frühalpidischen Prägung zuzuordnen. Das variszische Kristallin des Michelbachtals zeichnet sich durch eine temperaturbetonte, amphibolitfaziale Metamorphose mit gleichzeitiger Strukturprägung aus.

Eine jungalpidische Struktur- und Metamorphoseüberprägung ist im frühalpidischen Kristallin und im nördlichen Bereich des variszischen Kristallins als Feinfältelung entwickelt, verbunden mit retrograder Metamorphose. Aus der Orientierung der Feinfältelung lässt sich als Kompressionsrichtung SW–NE ableiten, die auf sinistrale Transpression von variszischem gegen frühalpidischen Kristallinblock weist. Während dieser Transpression könnten auch die jungalpidischen Gänge intrudiert sein, deren Streichrichtung parallel zur Kompressionsrichtung ist. Ein Teil der Fluidzufuhr bei der retrograden Überprägung könnte also auch mit der Intrusion dieser Gänge in Verbindung stehen. Die konkordante Einlagerung von niedrig metamorphen Kalken wäre als Einschuppung von Hüllgesteinen im Zuge dieser jungalpidischen Transpression erklärbar.

Abschließend noch zur relativen Abfolge der spröden Strukturelemente. Die Göriach-Störungszone bildet die Grenze zwischen frühalpidischem und variszischem Kristallinblock. Die spröden Störungen weisen die gleiche Streichrichtung wie der jungalpidische Transpressionskontakt auf, stehen aber deutlich steiler. Sie könnten nach der Änderung der Bewegung entlang der Defereggan-Antholz-Vals-Linie (DAV-Linie) von sinistral zu dextral als spröde Abschiebungsflächen nach der vorgehenden Transpression angelegt worden sein. Betrachtet man Streichrichtung und Versatzrichtung im Verhältnis zur Iseltal-Störung, so ist eine Reaktivierung der Göriach-Störungszone bei der Bildung der dextralen Iseltal-Störung sehr wahrscheinlich. Als jedenfalls jünger zeigt sich die vertikale Verstellung entlang der Gossenbach-Störung mit relativer Hebung des Südblocks. Diese quert die Iseltal-Störung, ohne von dieser versetzt zu werden.

Massenbewegungen

Bergzerreibungen zerlegen den Kamm Moschumandl – Schlaitener Tor und den Hang östlich der Göriacher Alm. Vereinzelt kleine Zerrungen begleiten die Eintiefung der Michelbachschlucht.

Die Zerreißung Moschumandl setzt im Sattel zum Schlaitener Tor an. Gegen NE haben sich zwei morphologisch erkennbare Sackungskörper entwickelt. Dazugehörige Zerrgräben streichen NW–SE und WSW–ENE und als vorgegebene Trennflächen kommen mittelsteil NNW- und NE-

fallende Harnischflächen in Betracht. Am Westhang Moschumandl zeigen Antitheterflächen kippende Hangbewegung quer zum Gesteinsstreichen an. Kleinere Zerreibungen weist der Kamm von Schlaitener Tor bis zur Verflachung in 2380 m Höhe auf. Antitheter am Westhang Schlaitener Tor und am Rücken Richtung Klosterfrauenalm sind gleich orientiert wie jene am Moschumandl.

Eine Zerreißung östlich der Göriacher Alm lockert den Bereich zwischen Hangfuß Moschumandl und Rundhöckergebiet Göriacher Wald deutlich auf. Die Trennflächen erscheinen durch eine morphologisch erkennbare Störung, die von S Pedarnig in diese Zerreißung hineinstreicht, vorgegeben.

In den Felsleiten Michelbachschlucht und Böse Platte sind fallweise kleine Zerrstrukturen entwickelt. Die spontane Erosion dieser Felsleiten zeigt beispielsweise ein Felssturz, der den Rollbahnweg des ehemaligen Arsenkiesabbaues im Michelbachtal ein kurzes Stück unterbrochen hat.

Quartär

Moränen spätglazialer Vergletscherung bedecken die drei Karböden nordwestlich des Kammes Schlaitener Tor – Rotstein. Im Weißen Kar sind sie ausgedehnt und mehrere Seiten- und Stirnwälle erhalten. Blockgletscher und Murenmaterial überformen beziehungsweise überdecken im Kar westlich der Höhe 2412 m die Moräne weitgehend und im Kar westlich Schlaitener Tor reicht die Moränenbedeckung bis 1700 m hinunter.

Eine mächtige Moränenverkleidung umgibt die Göriacher Alm, und auch im nördlichen Göriacher Wald bedeckt Grundmoräne weite Bereiche. Sie wird charakterisiert durch einen hohen Anteil an stark verfestigter, schluffig bis toniger Matrix sowie gute Rundung und schlechte Sortierung der Komponenten. Zahllose Rundhöcker und ein lappiges Verteilungsmuster der Moräne im Kartenbild kennzeichnen den Göriacher Wald als typisches Rundhöcker – Grundmoränenengebiet. In Bereichen mit geringer Moränenverkleidung, wie im südlichen Göriacher Wald, entwickelten sich zwischen den Rundhöckern zahlreiche kleine Flachmoore.

Am Südosthang des Michelbachtals sind mächtige Moränen erhalten. Die Moränenrücken beiderseits des Tiefenbaches (Bachgraben südlich Abzweigung 1675 m) und des nächsten Grabens südlich lassen für diesen Bereich ehemals mächtige Moränenablagerungen erkennen. Die aktive Abtragung dieser Moränenrücken dürfte ein Grund sein, dass die Mundlöcher des ehemaligen Arsenkiesabbaues im Bereich Tiefenbach nicht mehr auffindbar sind. Auch die auf alten Skizzen verzeichneten Mundlöcher orographisch rechts des Michelbaches sind unter Schutt und Grünerlen verschwunden.

Der breite Rücken zwischen Tiefenbach und Regenbach wird ebenfalls von mächtigen Moränen eingenommen, wobei auf der Verebnung oberhalb von 1600 m ein netzartiges Rinnensystem eine erosive Überformung anzeigt. In einer siltigen Matrix sind sowohl gut gerundete Komponenten als auch mäßig gerundeter Lokalschutt eingebettet.

Moräne bedeckt die benachbarte Verebnung südöstlich der Wirtsalm und ist auch am Rücken östlich der Alm großteils erhalten. Eine Wallform unmittelbar nördlich der Almhütte könnte auf eine spätglaziale Vergletscherung der Kare Weiße Wand – Rudnig zurückgehen. Auf Verebnungen und am Südhang des Rückens zum Gossenbach hin sind weitere Moränenreste vorhanden. Auch hier sind die Sedimente aus schlecht sortierten, matrixgestützten Komponenten in siltig bis feinsandiger Matrix (> 80 %) als lokale Moränenbildung zu deuten.

Schuttkörper mit Wallformen, die als Blockgletscher bezeichnet werden, haben sich in allen drei Karen entwickelt. Sukzessive Überlagerung durch Blockgletscher mit frischeren Wallformen belegt mehrphasige Entstehung. Als

weitere Schuttanhäufungen umrahmen Halden die Karböden, die mitunter von Murenrinnen durchzogen in Murenablagerungen übergehen können.

Der Michelbach hat sich in die Rundhöcker bei der Klosterrauenalm einige Meter eingesenkt. Flussabwärts drängen beidseitig aktive Murenschuttfächer in den Talgrund, und dazwischen bedecken Schuttkörper mit beigemengtem Moränenmaterial den Hangfuß. Mit zunehmender Versteilung zur Michelbachschlucht sind Schutt- und Schwemmkörper zusehends reduziert.

Ausgedehnte Schutt- und Blockhalden begleiten den Hangfuß im Iseltalboden bei St. Johann im Walde und in geringerem Ausmaß auch südlich Weirer. Künstliche Aufschüttungen entstehen in den Steinbrüchen am Ausgang Michelbachschlucht durch Zwischen- oder Ablagerung von Steinbruch- und Aushubmaterial sowie Bauschutt.

Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz

JÜRGEN M. REITNER

Im Jahr 2000 wurde das Pustertal vom Westrand des Lienzer Beckens bis Thal sowie der Abhang des Deferegger Gebirges südlich der Linie Sternalm – Dörfleralm kartiert. Weiters standen die becken- und talrandnahen Abschnitte südlich der Drau wie auch die in den Lienzer Dolomiten gelegenen Bereiche wie Hallebachtal, die Kerschbaumeralm, die Umgebung der Karlsbader Hütte und Leisachertal im Zentrum der Aufnahme.

Ziel der Kartierung war einerseits die Revision der Quartärgeologie, andererseits die genaue Analyse der teilweise schon in der Literatur erwähnten und dort heftigst diskutierten Massenbewegungen und Glazialablagerungen. Dies gilt besonders für die Lienzer Dolomiten, wo die Manuskriptkarte 1 : 25.000 von BLAU, GRÜN und SCHMIDT das Bild einer nahezu abgedeckten Karte vermittelt. Als weitere Arbeitsgrundlage dienten die Diplomkartierungen der Gruppe FLAJS (RWTH Aachen; mit BAUER, DESI, DESERY, HEINE, KÖHLER, MUSCIO), die ebenfalls den Dolomitenanteil des Blattes Lienz bearbeitet hat. Für den Südostabhang des Deferegger Gebirges wurde, wie in den Jahren zuvor, auf die Manuskriptkarte 1 : 25.000 der Gruppe SPAETH (RWTH Aachen) zurückgegriffen.

Ablagerungen und Formen des Würm-Hochglazials

Der überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes war während des „Letzten Glazialen Maximums“ vom Eis des Draugletschers bedeckt. Ein abgerundeter Felsriegel in der Fortsetzung der Lämperköpfe NE' Spitzkofel in einer Position wo sich Eis aus den Dolomiten mit dem Draueis vereinigte, deutet auf eine Eisstromhöhe von knapp über 2200 m ü. NN hin. Dies steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Schobergruppe im Randbereich des Lienzer Beckens.

Die wenigen Grundmoränenaufschlüsse im Deferegger Gebirge weisen ein monotones, lokal geprägtes Spektrum mit Quarzphyllit, Quarzit, Gneis und Tonalit auf. Auch bei der Hochstein-Talstation, dort wo auch anhand der Ausrichtung der Rundhöcker (z.B. bei und im Schloß Bruck) der Einfluss des kräftigen Isel-Eisstroms zu erkennen ist, findet man vergleichsweise monotone, kristallin-geprägte Grundmoräne.

In den Lienzer Dolomiten ist Grundmoräne selten und wenn, dann überwiegend nur im Konnex mit spätglazialen Ständen zu finden. Selbst beim Kofelpass, wo morphologisch eine klassische Transfluenzsituation mit abgeschliffenen Felsen, allerdings ohne klare Fließrichtungsindikato-

ren, zu erkennen ist, liegt nur eine kleinflächige Grundmoränenbedeckung mit lokalem Geschiebespektrum vor.

Die glaziale Formung ist am deutlichsten S' und W' des eisüberschliffenen Rauchkofels (1902 m ü. NN), so anhand der Felswanne des Tristacher Sees, in den Heimwäldern (überwiegend Kristallin- und Permoskythareal) und auf der Freundwiese (Kristallin) ersichtlich. Härteunterschiede in der obertriadisch bis kretazischen Schichtfolge wurden vom Eis mustergültig herauspräpariert, so wie z.B. der Oberrhätkalk-Felsen N' Kreithof.

Sedimente der Abschmelzphase

Die südschauenden Talflanken des Pustertales (S-Abhang der Deferegger Alpen) aperten zuerst aus, und damit kam es schon in der frühen Abschmelzphase zur Sedimentakkumulation in eisfreien Nischen und Buchten am Rand des zurückweichenden Draugletschers. So sind derartige Staukörper am Eisrand im Einzugsgebiet des Mark- und Filgisbaches schon ab 1760 m ü. NN abwärts zu finden. In den wenigen Aufschlüsse, z.B. 150 m NW' Kt. 1647 (SSE' Hochstein) in 1630 m ü. NN sind am Forstweg geschichtete Sande und sandige Kiese mit eckigen bis kantengerundeten, selten gerundeten Quarzphyllitgeröllen zu sehen. Die Erosionsreste dieses ehemals mächtigen Staukörpers sind ohne erkennbare morphologische Gliederung bis hinab ins Pustertal verfolgbar. Der wohl beste Aufschluss mit schön entwickelten Delta-foresets befindet sich an der Pustertaler Höhenstraße etwa 800 m NNW Schrottendorf.

Generell ist durch die kaum vorhandene Rundung der Quarzphyllit-Gerölle und das Fehlen morphologischer Kriterien eine Abgrenzung zu Quarzphyllitaren schwierig. Zudem sind die Mächtigkeiten bei den großflächigeren Vorkommen, so z.B. in der Umgebung der Schule von Dörfel mit 6 bis 8 m (gemäß Baugruben) nicht gerade weltbewegend.

An den Abhängen der Lienzer Dolomiten sind derartige hochgelegene Staukörper am Eisrand einerseits bedingt durch die Morphologie nicht (mehr) zu finden und waren wahrscheinlich aufgrund der Nordexposition nicht oder kaum vorhanden. Andererseits waren in dieser frühen Phase des Zerfalles des Eisstromnetzes die Gunstpunkte für die eisrandnahe Sedimentakkumulation, nämlich die Talausgänge, noch mit durchaus kräftigen Gletschern z.B. aus dem Einzugsgebiet des Galitzenbaches und Lesachbaches (s.u.) erfüllt. Die höchsten Eisrandsedimente, allerdings nur mit lokalem kalkalpinem Material, befinden sich als sporadische Reste S' des Haselbaches in 1300 m ü. NN und darunter.

Ab Burgfrieden drauabwärts sind an der orogr. linken Flanke Eisrandsedimente mit einem Vollspektrum (max. 1/3 Karbonat der Lienzer Dolomiten, sonst „Kristallin“) und mit einer Oberkante von max. 860 m (nächst Burgfrieden) bis 740 m (Griebelehof – W' Lienz) zu verfolgen. Gleichartige Vorkommen findet man auch von Amlach gegen Osten gehend am Ulrichsbichel, wo die tiefer gelegenen Sedimente in Form einer schön erkennbaren Terrasse (um 700 m SH) vorliegen, über die Heimwälder (N' Tristacher See) bis nahe an die Blattgrenze. Diese Sedimente (meist sandige Kiese, seltener Sande) belegen die letzte Akkumulationsphase vor Füllung des Lienzer Beckens. Das Pustertal war im Laufe des fortgeschrittenen Zerfalls des Eisstromnetzes bis vielleicht auf kleine einsedimentierte Toteisreste eisfrei geworden und der verbliebene Toteiskörper im Lienzer Becken war das letzte große Hindernis für eine freie Drainage im Untersuchungsgebiet. Die Sedimente auf den oberen Kuppen der Heimwälder heben sich hierbei von den ansonst relativ gut sortierten glaziofluvialen Ablagerungen ab. Anschnitte an neuen Forstwegen zeigen dort matrixgestützte, relativ locker gelagerte Diamikte, wobei die Matrix aus Grobschluff bis Grobsand be-