

Auberger Waldes auszuweichen. Auf dem Höhenrücken zwischen dem Spindlegger und der Pleschnitzzinkenhütte konnte ich den Marmor trotz intensiver Suche und nicht allzu schlechten Aufschlussverhältnissen nicht mehr finden. Er scheint hier tatsächlich auszuweichen.

Die lithologisch markante Grenze zwischen dem Wölzer Glimmerschieferkomplex und dem Schladminger Kristallinkomplex verläuft über das Kar der Pleschnitzalm auf den Grat zwischen dem Scheibleck (2117 m) und der Ochsenkarhöhe (1957 m). Auf diesem Grat lässt sich die Grenze bis auf wenige Meter genau bestimmen. Durch Entfernung der Grasnarbe auf dem Sattel ließe sich wohl eine noch größere Genauigkeit erzielen. Im Hinblick auf die Erfordernisse einer geologischen Karte 1:50.000 hielt ich das aber für eine unnötige Fleißaufgabe. Die Grenze liegt auf dem Sattel in 1990 m Höhe, ziemlich genau 30 m nordöstlich vom Gipfel des Scheiblecks.

Das Schladminger Kristallin im Bereich Scheibleck – Fockenkar besteht vorwiegend aus keinkörnigen, plattig brechenden Paragneisen und leicht migmatischen Paragneisen. Verhältnismäßig häufig sind Biotit-Plagiogneise, Glimmerquarzite und Arkosegneise. Metabasite sind hier anscheinend nicht vorhanden.

Von den quartären Sedimenten des Aufnahmegebietes halte ich vor allem die großen Schwemmfächer unmittelbar

nördlich der Enns zwischen Assach und Pruggern für bemerkenswert. Der große Schwemmfächer bei Kunagrün bedeckt eine Fläche von fast 1 km². Sein gegenwärtiges fluviales Einzugsgebiet ist jedoch nicht einmal halb so groß. Es ist kaum anzunehmen, dass das kleine Rinnsal oberhalb von Kunagrün diesen riesigen Schwemmfächer gebildet hat. Selbst wenn man die Wirkung von Jahrhundertgewittern und Jahrhundertmuren in Betracht zieht, bleibt das Missverhältnis zwischen der riesigen Kubatur des Schwemmfächers und dem winzigen Einzugsgebiet bestehen. Ich vermute daher, dass es sich um einen spätglazialen, heute inaktiven Schwemmfächer handelt. Es wäre vorstellbar, dass das Haupttal der Mur etwas früher eisfrei wurde als das Tal zwischen Kammspitz und dem vorgelagerten Höhenrücken Sticklereck – Freienstein – Kulm. Schmelzwässer in Eisrandlage könnten über die Sättel am Freienstein in Richtung Kunagrün abgefließen sein und dabei den Schwemmfächer gebildet haben. Nach dem Abschmelzen dieses nördlichen Eisfeldes hatte der Schwemmfächer einen Großteil seines Einzugsgebietes verloren, da das Wasser aus dem Kemetgebirge nun über das Tal des Gröbmingbaches abfloß. Eine ähnliche Entstehung halte ich auch für den Schwemmfächer westlich von Assach für wahrscheinlich.

Blatt 148 Brenner

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär der Nördlichen Tuxer Alpen auf Blatt 148 Brenner

ALFRED GRUBER

Im Herbst 2004 wurden in den nördlichen Tuxer Alpen, speziell im Arzatal, Viggartal, Voldertal und auf den Nordhängen des Glungezers quartärgeologische Aufnahmen im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Erfassung der aktiven und relikten Permafrosterscheinungen, v.a. der Blockgletscher und ihrer Ablagerungen. Weiters wurden glaziale Sedimente (Grund-, End- und Seitenmoränen) aus dem Hoch- und Spätglazial, verschiedene Typen von Massenbewegungen (en-bloc-Sackungen, tiefgründige Hangbewegungen, grobblockige Rutschmassen etc.), fluviale (Wildbach- und Schwemmfächerablagerungen), gelifluidale (Solifluktionsschuttkörper) und gravitative Sedimente (Hangschutt-, Fels- und Bergsturzablagerungen) auskartiert. Zusätzlich wurden auch lineare und punktuelle geomorphologische und hydrologische Elemente wie Wälle und Böschungen von Moränen und Blockgletschern, Gletscherschliffe, Abrisskanten, Nackentälchen und Rutschbuckel von Massenbewegungen eingezeichnet.

Das Festgestein wurde als Einheit behandelt und lithologisch nicht weiter unterteilt, da diesbezüglich schon eine genaue Kartierung von M. ROCKENSCHAUB vorliegt.

Kriterien zur Unterscheidung der aktiven Blockgletscher von den relikten Blockgletschern sind frische, unbewachsene und steile Böschungen, sowie die Verbreitung in einer Höhe, wo in diesem Gebiet noch aktiver Permafrost auftritt (2500–2600 m, je nach Exposition).

Für die relikten Blockgletscher ist die Bezeichnung „Blockgletscherablagerungen“ angebracht, da das „bewe-

gende“ Medium, das gefrorene Wasser in den Zwickeln und Poren, bereits vollständig geschmolzen ist und damit der transportierte Grobblockschutt an Ort und Stelle liegen blieb (siehe auch „Zusammenfassung“ hinten).

Einzugsgebiet Voldertal

Das Voldertal ist ein rechtsseitiges Nebental des Inntales, das über 15 km in N–S-Richtung verläuft und von bis 2800 m hohen Bergen umrahmt wird. Das Tal ist durch eine ausgeprägte, strukturell bedingte (Schieferung) Talasymmetrie gekennzeichnet: steile, durch Kare untergliederte Westhänge, flache, kaum akzentuierte Osthänge, die mehr oder weniger parallel zur Schieferung angelegt wurden. Der Talverlauf ist stufenförmig angelegt, mit meist kurzen Steilstufen und Flachstrecken. Die Stufen werden von Felsriegeln, von Bergstürzen, Moränen, Massenbewegungen und Murkegeln gebildet.

Naturfreundehaus – Klausboden

Die westliche (orographisch linke) Talflanke des Voldertales wird von der Stiftsalm taleinwärts von steilen Sturz- und Lawinenschuttkegeln eingenommen, aus denen sich im unteren Teil Murkegel entwickelt haben.

Die orographisch rechte Talseite ist von ausgedehnten Moränenablagerungen bedeckt. Diese sind entlang der Talstraße immer wieder angeschnitten und auch morphologisch durch sanfte Hänge, auf denen Almen gerodet wurden (Vorbergalm, Nösslachalm), erkennbar. Ein Großteil dieser Moränendecken ist nach ihrer Ablagerung in Rutschprozesse involviert worden. Sackungen, Treppen, Buckel, Vernässungen, etc. bezeugen dies.

Eine größere Verlandungsebene befindet sich W' unterhalb der Vorbergalm. Hier stauten die Fels- und Bergsturmassen von der Westseite des Tales, lokal „Vorbergreisen“ genannt, den Bach auf. Zwei Sturzereignisse sind jüngerem

Datums, die Abbruchkanten sind noch frisch. Die aktive Bergerzreißung kündigt noch weitere Stürze an.

Die nächste Verebnung, die bis zu den Schwarzbrunnen zurückreicht, entstand durch Aufsedimentation hinter einer sich schwach abhebenden Endmoräne eines spätglazialen Gletschers (?) teilweise auch infolge westseitig herandrängender Hangschutt- und Murschuttkegel, S' an die Bergsturmassen anschließend.

Die genannten Quellen entspringen als Schuttquellen aus den stark aufgelockerten und rutschenden grobblockigen Hängen der Ostseite des Tales.

Das Haupttal beschreibt von den Schwarzbrunnen bis zum Klausboden eine ausgeprägte Steilstufe von mehr als 200 Höhenmetern, die im anstehenden Fels und in Moränen angelegt ist. Die schmale Schwemmebene des Klausbodens zieht sich mehrere 100 m taleinwärts, links und rechts von grobblockigen Rutschmassen und Murkegeln eingeengt. Die nächste Geländestufe wird durch Grobblockschutt und Rutschungen von zwei Seiten gebildet. Auf ihr steht die Steinkasernalm.

Gamskar

Der Weg vom Klausboden zur Gwannschafalm (1966 m) verläuft anfangs durch eine stark reliefierte grobblockige Rutschzone. Kurz vor Erreichen des Gamskarbaches öffnet sich der Weidegrund der Alm, der aus sanfteren Geländeformen besteht. Kleine Anrisse zeigen ein diamiktisches, ungeschichtetes Lockergestein mit gerundeten Geröllen in kiesig-sandiger Matrix. Diese Sedimente sind als Lokalmoränen anzusprechen. Die Seitenhänge entlang des Höhenweges zum Mitterkar lösen sich in grobblockige Rutschkörper und Schutthalden auf, an deren Hangfuß kleine Blockgletscher ihren Ansatz haben.

Die Hänge unterhalb der Gwannschafalm gliedern sich in grobblockige Rutschkörper und in Moränenreste, durch kleine Wandstufen getrennt. Moränenreste „kleben“ am N-Ende des Klausbodens links am Hang und dämmen diesen selbst auch ab.

Das Gamskar im engeren Sinn weist eine auffallende Gliederung in Steilstufen und Verflachungen auf. Die erste Flachzone über der Gwannschafalm setzt sich vorwiegend aus Lokalmoränen zusammen. Auf der zweiten Ebene (ca. 2200 m hoch) nimmt ein Grobblockfeld die Hälfte des Talbodens ein. Es endet talwärts mit einer steilen, wulstartigen Böschung. Auch beim Blick von oben erkennt man Querwülste. Es liegen hier offensichtlich relikte Blockgletscherablagerungen vor, die vermutlich aus grobblockigen Moränen (Obermoräne) hervorgegangen sind. Aus mehreren Teilkörpern zusammengesetzt, ziehen sich diese Ablagerungen gegen das Rosenjoch (2798 m) hoch.

Auf der nächst höheren Verflachung (ca. 2400 m) breiten sich Grund- und Seitenmoränen aus, deren Feinanteil lokal ausgewaschen wurde, wodurch blockreiche Zonen verblieben. Nur an der Bearbeitung des Materials erkennt man noch dessen glaziale Herkunft. Es fällt auf, dass das Moränenmaterial später unter Bedingungen des Permafrostes oberflächlich in Solifluktionsschuttzungen weitertransportiert wurde, in denen der Grob- und Feinanteil sortiert und entsprechend eingeregelt wurden. Die genannte Verflachung geht rückwärts in eine trogförmige, hangparallele Talung über, die modellhaft die glaziale Tiefenerosion in Form steiler, ansteigender Gletscherschrammen in Fließrichtung des Lokalgletschers nachzeichnet.

Die höchstgelegenen Bereiche des Gamskars sind von aktiven und relikten Blockgletschern bedeckt, wobei der aktive Blockgletscher N' unterhalb des Rosenjochs der Moräne eines historischen Gletscherstandes (1850er-Stand?) entstammt. Der Gletscher ist bis auf einen kleinen Firnrest verschwunden. In der alten Schraffenkarte 1:75.000 (Blatt Matri, 2. Ausgabe 1930) ist in diesem

Bereich noch ein ansehnliches, vergletschertes Areal eingezeichnet, das bis 2.400 m hinabreichte.

Flachgründige Fließschuttdecken kennzeichnen den Gipfelhang des Rosenjochs.

Rosenjoch – NE-Grat

Die Hangschultern westlich über der Steinkasernalm weisen markante Moränenwälle von ehemaligen Kar- und Wandfußgletschern auf. Die Moränenwälle, die sie gegen die steilen Talflanken zur Steinkasernalm hin akkumulierten, ziehen, mäßig absteigend, nach N hinaus und zeigen talseitig hohe Böschungen aus grobblockigem Schutt, der sich mit großen Sturzblöcken bis zum Talbach erstreckt. Die Größe der Blöcke erreicht Ausmaße von nahezu 1000 m³. Möglicherweise sind diese schon während der Vergletscherung über die Hanggletscher gestürzt bzw. und somit als Obermoräne zu deuten.

Auf Höhe 2350–2450 m erstreckt sich hinter dem Moränenwall ein mächtiger reliktscher Blockgletscherkörper, der sich aus mehrere Kubikmeter großen Blöcken zusammensetzt. Ein Merkmal dieses Blockgletschers sind Senken, deren Entstehung möglicherweise mit dem Abschmelzen des Poreneises oder von verschütteten Toteisresten in Zusammenhang zu bringen ist.

Etwas höher liegt ein weiterer Schuttkörper, dessen äußere Form und Strukturen (Wülste, Scherflächen an den Seiten, konvexe Oberfläche) auf eine Permafrostbildung hindeuten („embryonaler Blockgletscher“?).

NE' unterhalb von Punkt 2496 m breitet sich ein großer Bergsturzkegel mit markanter Ausbruchsnische aus. Die entsprechenden grobblockigen Ablagerungen weisen eine auffallend talseitige Wölbung auf wie sie allgemein für einen Rutschkörper kennzeichnend sind.

Die nach N geneigten Hänge fallen durch Sackungstrepfen und Rutschwülste auf. In der Tat ist die gesamte Nordflanke des Gipfels (Pkt. 2496 m) bis zur Gwannschafalm aufgelockert und in mehrere große Rutschkörper, wechselnd tiefgründig und oberflächlich, aufgelöst.

Teilbereiche, die flacher sind, ähneln eher Blockgletschern. Daher ist eine zeitweilige Permafrosttätigkeit anzunehmen, womit diese Blockmassen und damit auch die Rutschungen altersmäßig vermutlich ins Spätglazial gestellt werden können.

Steinkasernalm, Melkböden

Die Steinkasernalm (2019 m) liegt inmitten von Felssturztrümmern, die von den Hängen W' darüber stammen. Weiters greift eine tiefgründige Massenbewegung von SE bis zur Alm vor und bewirkt dort das Einschneiden des Voldertalbaches. Diese tiefreichende Rutschmasse zeigt zahlreiche Zugrisse, offene Spalten, Nackentälchen, etc. Sie ist in Phylliten der Innsbrucker Quarzphyllitzone entwickelt und lässt sich deutlich abgrenzen. Der durch anhaltende Bergerzreißung von oben auf die Massenbewegung stürzende Grobblockschutt wird auf dieser weiter talwärts transportiert.

Die Hänge SW' und SSW' der Steinkasernalm, orographisch links vom Bach, bestehen aus Blockschutthalden, die in den unteren Hangbereichen in mehrere Murkegel übergehen, denen noch die am weitesten gerollten Felssturzblöcke entragen.

Die Schwelle zum höher gelegenen Melkboden (ca. 2200–2300 m) ist eine klassische glaziale Geländestufe, die im oberen Bereich mit Grundmoräne überkleidet ist. Anschnitte entlang des Weges zu den Melkböden gewähren Einblicke in diese Ablagerungen: man erblickt gut gerundete bis angerundete, polymikte Komponenten in einer kiesig-sandig-lehmigen Matrix.

Am Melkboden finden Moränen weite Verbreitung. Große verstreute Blöcke im Westteil des Bodens sind als

Obermoränenreste – linienförmig aufgereiht – zu betrachten.

Ein Seitenmoränenrest ist NE' der Hütten ausgebildet.

In der kleinen Verflachung N' unterhalb des Naviser Jöchls liegt ein letztes größeres Grundmoränenareal. Flachgründige Solifluktionenloben und -girlanden sind auf den etwas stärker geneigten Moränen- und Schutthängen häufig ausgebildet. An der Oberfläche ist die Einregelung der plattigen Gerölle mit talwärtiger Neigung in typischer Weise sichtbar.

Naviser Jöchl, Grafmartspitze

Im Talschluss des Voldertales ist der Verbindungsgrat zwischen Sonnenspitze (2619 m) und Grafmartspitze (2720 m) durch Massenbewegungen verschiedenster Ausformung sehr stark geprägt: sie umfassen Sackungen, Blockgleitungen, Talzuschübe, etc. Große Bergflanken sackten und sacken an NW-SE- und E-W- bis WSW-ENE-streichenden Störungen, Klüften, Spalten und offenen Gräben v. a. in das hinterste Navistal ab. Weiter talwärts lösten sich die Sackungsmassen in ein wirres unzusammenhängendes Blockwerk auf.

Nach Norden sind die Massenbewegungen kleinräumiger entwickelt: offene Spalten und kleine Blockfelder geben Zeugnis davon. In den Karen und Karschultern E' der Grafmartspitze haben sich aus dem Blockschutt schmale, längliche Blockgletscher entwickelt. Aus dem feineren Schutt auf den steileren Hängen entstanden hingegen schöne Solifluktionsschutt-Loben.

Eine deutliche morphologische Depression findet sich 500 m westlich des Naviser Jöchls; sie könnte teilweise auch auf Verkarstung der dort durchziehenden, bräunlichen Glimmermarmore zurückzuführen sein.

ENE' unterhalb der Grünbergspitze (2790 m) liegt auf ca. 2400 m Höhe ein wulstartiger Grobblockkörper, der teilweise auf Moränen und schönen glazialen Rundhöcker aufliegt. Dieser Körper ist genetisch schwer zuordenbar, da sein rückwärtiger Bereich durch einen großen Hangkegel verschüttet ist. Es handelt sich entweder um eine große Sackung oder um einen reliktschen Blockgletscher mit halbboogenförmiger Struktur und hoher, steiler Böschung.

Etwas höher am Hang, zwischen 2400 m und 2600 m dominiert eine größere Sackungsmasse, bestehend aus großen, teils noch zusammenhängenden, teils schon losen Felsteilen, welche von höher gelegenen Wänden abgesackt sind. Man beobachtet solche sich ab- und auflösende und talwärts wandernde Felsareale auch weiter NW' und besonders eindrucklich NE' unterhalb des Rosenjochs (2798 m).

Im Kar zwischen Grünbergspitze und Rosenjoch, E' unterhalb der beiden Gipfel, kommen mehrere, teilweise aktive Blockgletscher übereinander vor. Der am nördlichsten gelegene hat sich aus der genannten großen Flankenabsackung vom Rosenjoch herausgeformt; er weist hohe frontale Böschungen auf. Unterhalb dieses Blockgletschers schließt in einem engen Durchlass in kanalisierter Form ein zweiter, sehr schmaler Blockgletscher mit klassischen Bewegungswülsten an, der bis zu einem Felsabbruch auf 2400 m Höhe vorgestoßen ist und dort Lokalmoränen verschüttet hat.

Ein steiler, leicht gewölbter Hang zwischen 2150 m und 2350 m Höhe SW' der Steinkasernalm am NE-Ausgang des Kares zwischen Grünbergspitze und Rosenjoch ist als stark verschüttete Moräne zu interpretieren.

Einzugsgebiet Silltal – Arzthal

Rechte Talseite

Der rechtsseitige Eingang des Tales ist im Bereich der Wiesen des Hinterlarcherhofes von Lokalmoränen eines Lokalgletschers aus dem Arzthal bedeckt. Der Forstweg ins

Arzthal schneidet diese Moränen, die als Erosionsrücken stehen geblieben sind, mehrmals an.

Etwas ab der ersten Kehre (Kapelle) ostwärts folgt die Talstraße einem großen, einigermaßen klar abgrenzbarem Rutschkörper, der sich im N vom Grat zwischen Morgenköpfl (2216 m) und Überfallgründl (2302 m) abgelöst hat und in einer Breite von fast 1 km bis zum Falggasenerbach hinabreicht. Die Rutschmasse wird kontinuierlich mit nachstürzendem Grobblockschutt von den Gratflanken verschüttet. Rutschtreppen und Wülste mit offenen Spalten belegen anhaltende Aktivität. In einem Erosionsanbruch entlang des Talbaches sind diamiktische Sedimente mit gekritzten Geschieben (Moränen), aber auch Murablagerungen am Top des Anrisses entblößt. Hier finden sich also auch überschüttete Moränenreste, die in die große Rutschmasse integriert bzw. von dieser umringt sind.

Die Südhänge vom Überfallgründl (2302 m) bis zum SE-Grat des Morgenkogels sind durch intensive Bergzerreibung, Doppelgratbildung, antithetische Sackungstreppen und Nackentälchen charakterisiert. Diese streichen E-W bzw. WNW-ESE und sind strukturell durch ein Kluff- bzw. Störungssystem vorgegeben. Größere Felsareale wechseln rasch mit Blockarealen ab. Die Bergzerreibung greift weit über den Westgrat des Morgenkogels hinaus, wie man an offenen Spalten und am aufgelockerten Gesteinsverband, sehen kann.

Der südliche Gipfelhang des Morgenkogels ist als zusammenhängende Sackung anzusprechen, auf deren Sackungstreppe in 2400 m Höhe blockgletscherartige Wälle zu erkennen sind. Der Gipfel selbst ist durch die Frostaktivität völlig in scharfes Grobblockwerk zerlegt.

Die genannte große Rutschung ist an ihrem Fuß auch noch von Moränen (Seitenmoränen) bedeckt, die der Talgletscher im Spätglazial hier abgesetzt hat. Diese Moränen zeigen keine klaren Anzeichen für Rutschaktivität, d.h. die Rutschung war schon vorher aktiv!

Auf der anderen Talseite, gegenüber den „Hohen Mähdern“, wölbt sich zwischen 1550 m und 1750 m von S eine mächtige Lockergesteinsmasse ins Tal vor. Es könnte sich hierbei um grobblockige Lokalmoränen (linke Seitenmoräne?) handeln. Weiter W' kommt eine morphologisch ähnliche, viel größere, echte Rutschmasse vor. Die dazugehörige, große konkave Ausbruchsnische ist hoch oben in den Westabhängen des Speikbodens ersichtlich. Frische Muranbrüche entlang des Talbaches geben Einblicke in den Sedimentaufbau dieses Körpers (kantiger Quarzphyllit-schutt verschiedener Korngrößen), der einen großen Geschiebeherd darstellt.

Unterhalb des Grates Morgenkogel – Kreuzspitze lassen sich ausgedehnte Moränenareale von einstigen (hochglazialen?) Hanggletschern auskartieren. Die Fließrichtung der Gletscher (nach SW) ist an den zahlreichen geschliffenen Rundbuckeln deutlich rekonstruierbar. Innerhalb der Moränen schließen Blockgletscher an, die teils aus Schutthalden, teils aus Moränen hervorgegangen sind. Sie sind aufgrund der südexponierten Lage alle reliktschen.

Eine Stufe tiefer sind die Hänge W' und E' des Arztaler Hochlegers von Grobblockhalden überzogen, die großteils durch größere Felssturzereignisse abgelagert worden sind. Murschuttkegel charakterisieren die unteren, flacheren Hangareale bis zum Bach.

In den hohen Karen W' und S' des Rosenjochs lassen sich neben grobblockigen Schuttfeldern auch kleine, deutlich akzentuierte Blockgletscher auskartieren. Teile davon sind noch aktiv, wie an den frischen Böschungen in dieser für den Permafrost relevanten Höhe (2600 m) ersichtlich ist.

Die Ursachen für den enormen Schuttanfall liegen in den WNW-ESE- und N-S-streichenden, strukturell vorgeprägten Bergzerreibungen des Rosenjoches, der Kreuz- und Grünbergspitze.

Linke Talseite

Auch auf der S-Seite des hinteren Talabschnittes sind spätglaziale Grund- und Seitenmoränen weit verbreitet, v.a. auf den „Seeblesböden“. Der Felsuntergrund, der hier und da entblößt ist, ist zu Rundhöckern mit Gletscherschliffen verformt.

S' des Arztaler Hochlegers umschließt ein Endmoränenbogen auf 2180 m Höhe einen stark verlandeten See. Dieser Wall besteht aus auffallend großen und eckigen Felsblöcken, die vermutlich durch Felsstürze auf den Gletscher gelangt und als Obermoräne an dessen Front ausgeschmolzen sind.

Höher oben kommen in den Karnischen zwischen Pkt. 2606 m und der Seeblesspitze (2628 m) infolge starken Schuttanfalls mehrere Blockgletscher vor. Der Blockgletscher NW' unterhalb der Seeblesspitze teilt sich durch einen Rücken in zwei Lappen.

Ein markanter Seitenmoränenwall setzt SE' des Arztaler Hochlegers auf 2100 m Höhe am Nordgrat von Pkt. 2606 m an und zieht über 500 m, leicht fallend, nach W, wo er sich verliert.

Im Kessel W' dieses Gratrückens, auf den Nordhängen der Speikböden, sind wechselnd ausgedehnte Moränenflächen und glazial geschliffene Rundhöcker aufgeschlossen. Zwei schöne Seitenmoränen vereinigen sich auf Höhe 2180 m zur Endmoräne. Die Schutthalden des Gratrückens wurden an ihrem Fuß zu Blockgletschern umgestaltet, die sich morphologisch nur schwach abheben.

Die Hänge gegen den Speikboden weisen eine sehr weiche Morphologie mit Buckeln, Tälchen und Treppen auf. Es handelt sich offensichtlich um Rutschhänge. Am Fuße der Rutschungen treten vermehrt Quellen aus dem aufgelockerten Gesteinsverband aus.

Einzugsgebiet Viggartal

Das Viggartal zieht sich als letztes rechtsseitiges Nebental des Wipptales sinusförmig von West nach Ost. Es zeigt im unteren und mittleren Talabschnitt strukturell bedingt eine ausgeprägte Talasymmetrie von steilen Südhängen (Patscherkofel) und flachen Nordhängen (Morgenkogel). Die Schattenseite hat sich mehr oder weniger parallel zur Schieferung herausgebildet, die Sonnenseite ist quer zur Schieferung, entlang von Klüften und Störungen herausmodelliert worden, die parallel zum Inntal-Störungssystem laufen. Im hinteren Talabschnitt ist diese Asymmetrie nicht mehr so akzentuiert. Hier verläuft das Tal in ESE-WNW. Die steilen Südhänge im äußeren und mittleren Teil des Tales sind durch Sturzschutthalden und -kegel sowie Felssturzareale, die Schattenseite eher durch Moränenablagerungen und Rutschhänge charakterisiert.

Viggartal – Oberleger

Östlich des Meißner Hauses ist im Jahr 2002 ein großer Felssturz von den Südflanken der Viggarspitze abgegangen.

Die Sturzmasse hat das Bachbett verschüttet und ist am Gegenhang etwas aufgeglitten. Mitten durch das Abrissgebiet verläuft die strukturelle Grenze zwischen dem Öztal-Stubai-Kristallin (Hangendscholle, rostfarben) und dem Innsbrucker Quarzphyllit (Liegendscholle, grau-grün), die überdies zur Auflockerung des Gesteinsverbandes beigetragen hat. Diese strukturelle Besonderheit und die intensive subvertikale, E-W-streichende Klüftung der Gesteine bildeten die Voraussetzungen für den Abgang des Felssturzes.

Entlang des Weges zum Viggart-Hochleger steht Moräne (gerundete Blöcke) an, die nach oben zusehends in einen Rutschhang mit Blockschutt übergeht. Die große Verflachung SE' des Hochlegers besteht ebenfalls aus Moränenmaterial. Auch die Hänge darüber weisen Rutschstrukturen

(Buckel) auf, die sowohl im Hangschutt als auch in den Moränen zu finden sind.

Der Weg zur Seegrube quert SW' des Glungezer ein Kar, das mit Moränen erfüllt ist, welche von einem Seitengletscher stammen. Die talwärtigen Fleißstrukturen des einstigen Gletschers sind in den Moränen noch in Form von stromlinienförmigen Striemen („fluted moraines“) nachgezeichnet.

Die schattseitigen Hänge gegenüber dem Hochleger bestehen aus grobblockigem Hangschutt, der durch Bergzerreißung auf einer Höhe von 2000–2050 m gebildet wurde, und aus dem Schutt von Felsstürzen bzw. -gleitungen.

Die abgesackten und verrutschten Blockmassen engen das Viggartal in diesem Abschnitt stark ein.

Hinteres Tal – Kreuzspitze

Am Wanderweg vom Viggart-Oberleger zur Seegrube trifft man auf 2180 m Höhe auf dem „unteren Moränenboden“ auf ausgedehnte Moränen- und Permafrostablagerungen. Die Westhänge der Gamslahnerspitze (2681 m) sind völlig abgesackt und lösen sich in grobes Blockwerk auf. Die gesamte Bergflanke ist eine einzige große tiefgreifende Massenbewegung. Am Hangfuß gehen daraus relikte Blockgletscher hervor, die trotz ihrer Grobblockigkeit deutliche Wülste und frontale Böschungen aufweisen. Teile davon könnten auch als Seitenmoränen von spätglazialen Gletscherständen interpretiert werden. Schwach ausgebildete Endmoränenwälle sitzen dem abgeschürften Felsuntergrund der Karschwelle auf. Die Schwelle selbst ist am Rand ihres Abbruches (etwa bei 2160 m) durch NNE-SSW-streichende offene Spalten quer zum Tal zerschnitten.

An der nächsthöheren Steilstufe, die zur Seegrube führt, kann modellhaft das frostbedingte Herausreißen von großen Felspartien im steilen Lee dieses Rundhöckers nachvollzogen werden.

Eine Besonderheit stellt der „Geschriebene Stein“ am distalen Ende des genannten Blockgletschers dar. Dieser meterhohe Block wurde durch die Materialsortierung infolge des Frostwechsels senkrecht aufgerichtet. Im näheren Umfeld finden sich weitere Frostmusterphänomene wie Solifluktuationsloben und Strukturböden.

N' um den Blauen See (ca. 2250 m) sind mehrere End- und Seitenmoränen gestaffelt angeordnet, wobei der Punkt 2235 m ein steil aufragender Moränenkopf ist, der vermutlich zwei Gletscherzungen trennte. Dies ist auch an den tief ausgeschürften Wannen links und rechts davon erahnbar. Der Blaue See gilt daher als Beispiel für einen Zungenbeckensee.

Ein Gletscherast dürfte auch aus dem Kar zwischen dem Rauhen Kamm und dem Morgenkogel in nordnordöstliche Richtung abgeflossen sein. Dies kann aus dem Umbiegen obiger Moränenwälle nach NW geschlossen werden.

Eine mächtige Grund- und Seitenmoränenstaffel zieht vom genannten Kar von Höhe 2250 m nach N bis zum Viggartbach hinab. Hierbei werden mehrere Steilstufen überwunden, die stark abgeschliffen sind. Die äußerste (östlichste) und mächtigste Seitenmoräne reicht fast bis zum Bach hinab. Sie schließt sich etwa auf 2000 m Höhe zur Endmoräne.

Da sich während und nach dem Abschmelzen der Gletscher die zurückbleibenden Moränen- und Hangschuttmassen unter Permafrostbedingungen zu Blockgletschern weiterformten, wurden die Moränenwälle teilweise überformt, lokal überschüttet und zerstört, vor allem im Stirnbeereich. Sie sind daher nicht mehr einwandfrei erkennbar, da die Blockgletscherränder und die Außenseiten der Moränenwälle miteinander korrespondieren. Wie schon erwähnt, ist die Endmoräne mit ihrer hohen Böschung in eine

Blockgletscherstirn umgewandelt worden. Teilbereiche dieser Stirnböschung sind nachträglich abgerutscht oder als kleinere Teilblockgletscher weitergewandert.

Die genannte Seitenmoräne könnte prinzipiell auch die linke Seitenmoräne eines spätglazialen Standes des Talgletschers darstellen. Die dazugehörige rechtsseitige Seitenmoräne steigt auf der rechten Seite des Viggarbaches von 2180 m an klar ausgebildet ins Tal ab und verliert sich dort bald.

Über einer Felsstufe zwischen 2250 und 2350 m folgt die Seegrube, eine Art „Oberer Moränenboden“ mit sehr schönen Grund-, Mittelmoränen- und lokalen Eiszerfallsablagerungen (Toteislöcher), in denen mehrere Karsen liegen.

Die Moränenablagerungen lassen sich noch bis 2500 m die gleichmäßig steilen Hänge hoch verfolgen.

In den höchstgelegenen Karen und stark beschatteten Flanken N' unterhalb der Kreuzspitze (2746 m), N' unterhalb von Pkt. 2651 m, S' des Blauen Sees, N' und NE' des Morgenkogels und S' des Kreuzjöchls liegen mehrere relikte und noch aktive Blockgletscher. Die Gletscherschliffe und Moränen verschwinden deutlich unter deren Groblockschutt.

Auf der Gipfflanke der Kreuzspitze trifft man auf schöne, aktive Solifluktilosen. Am Gipfel der Kreuzspitze (2746 m) selbst beeindruckt die ausgeprägte Bergzerreißen, wodurch die Ostflanke des Berges bereits um mehrere Meter abgesackt ist.

Viggarspitze – Glungezer

Die unruhige Morphologie N' und NE' des Viggar-Hochlegers mit Geländetritten, steilen Böschungen und Wülsten lässt auf eine große Rutschzone schließen, die aus der Bergzerreißen und Ablösung von Felsteilen vom Grat Viggarspitze – Glungezer hervorgegangen ist.

Zwischen 2150 m und 2300 m ist die Rutschung von fossilen Blockgletschern überprägt.

Der Bereich um die Viggarspitze (2306 m) sowie der gesamte Grat Patscherkofel – Glungezer sind durch starke Bergzerreißen, Doppelgratbildung und ausgedehnte Sackungen en bloc, die vor allem nach Norden erfolgen, gekennzeichnet. Die Ursachen für den hohen Zerlegungsgrad und die intensive Bergzerreißen der hier vorkommenden Paragneise und Mylonitgneise des Ötztal-Stubai-Kristallins sind die N-fallende Schieferung und ein dichtes Netz an Sprödstrukturen (Klüfte, Abschiebungen mit N–S- und WNW–ESE-Richtungen). Offene Spalten kennzeichnen v.a. die Südhänge der Viggarspitze entlang des Weges zum Glungezer. Die Absackungen erfolgen vorzugsweise parallel zu den inntalparallelen Sprödstrukturen synthetisch nach Norden, auch wenn die hohe Reliefenergie der Südhänge Massenbewegungen ins Viggartal implizieren würde.

Die Neunerspitze und die Mohrenköpfe haben sich als Ganzes an einer glatten, steilen Abschiebungsfläche, die morphologisch die Nordflanke der Viggarspitze (2306 m) bildet, von dieser losgelöst. Der in den zwischenliegenden Talfurchen anfallende Blockschutt zeigt eine Überarbeitung unter Bedingungen des Permafrostes. Auch hier spricht dies für eine alte, spätglaziale Anlage der Massenbewegungen.

Der kleine Sattel im Südostgrat der Neunerspitze ist von einer Seitenmoräne belegt, die demnach auch jünger als die Abspaltung von der Viggarspitze sein dürfte.

Entlang des Weges von der Viggarspitze zum Glungezer (2677 m) läuft man stets in einem Nackental, wobei der Nordteil abgesackt ist. Die markante Hangschulter S' der Sonnenspitze (2639 m) und S' von Pkt. 2500 m besteht aus Moränen und glazial abgeschliffenen Rücken. Interessanterweise verlaufen die Gletscherschliffe hier in W–E bzw. WSW–ENE-Richtung. Sie dürften aufgrund des talpa-

rallelen Richtungstrends Relikte aus dem Hochglazial sein. Schmale Blockgletschersäume bedecken am Auslauf der Schutthalde und innen an die Moränen anschließend den Hangfuß der genannten zwei Gipfel.

Auch die Südhänge des Glungezers sind großflächig abgesackt und gerutscht. Eine große Ausbruchsnische läuft wenige Höhenmeter unter dem Grat quer über den Hang. An den Rändern geht diese Massenbewegung – wie schon öfters beobachtet – kontinuierlich in kleine Blockgletscher über; es liegt nahe, dass die Massenbewegung als Schuttlieferant für den Blockgletscher fungierte und zur Zeit der Aktivität des Blockgletschers im ausgehenden Spätglazial bzw. im frühen Postglazial weitgehend ruhte, ansonsten hätte sie diesen möglicherweise verschüttet. Langsame Bewegungsraten der Sackung sind jedoch bis in die heutige Zeit anzunehmen. Weitere relikte Blockgletschervorkommen gibt es im Kessel zwischen dem Glungezer (2677 m) und der Gamslahnerspitze (2681 m). Moränen und glaziale Rundhöcker, abwechselnd mit Rutschmassen, bedecken das Vorfeld.

Einzugsgebiet Inntal

Nordhänge des Glungezers und der Viggarspitze

Kalte Kuchl – Tulfeinalm – Tulfeinjöchl

Am Weg vom Kraftwerk Rinn den Lavierenbach hoch steht immer wieder Quarzphyllit an. Er ist meistens stark zerklüftet und vermutlich en bloc abgesackt. Auf den Flanken des tief eingeschnittenen Gerinnes sind an Forststraßen (z.B. auf 1380–1450 m) mehrmals Lokalmoränen angeschnitten, vereinzelt auch Muren- und Wildbachsedimente. Oberhalb von 1500 m wird das Gelände flacher. Das sich öffnende Tal („Kalte Kuchl“) wird nun weitgehend von Moränen eingenommen. Zwischen 1550 m und 1600 m (orographisch links) und 1550 m und 1700 m (orographisch rechts) heben sich an den Flanken Seitenmoränen spätglazialer Gletschern ab.

Auf der Ostseite des Tales kommt das Festgestein immer wieder zum Vorschein. Allerdings ist dieses selbst wieder verrutscht und versackt, wie man an den vielen Treppen und Buckeln erkennen kann. Die Hänge über dem Hauptlift (von der Halsmarter Hütte kommend) sind mit Groblockwerk übersät, das aus großflächigen Rutschvorgängen resultiert. Auf der Straße zur Tulfeinalm, kurz unterhalb dieser (Höhe 2020 m ca.), sind auch erdstromartige Rutschungen entwickelt. Sie zeigen muschelförmige Ausbrüche und rotationelle Rutschbewegungen. Da die Piste nach Halsmarter planiert wurde und an dieser keine Anzeichen von Sackungen oder Zugrissen ersichtlich sind, ist anzunehmen, dass die meisten Rutschungen alt, relik oder inaktiv sind. Darauf weisen auch die alten Zirbenbestände hin, die – obwohl mehr-100-jährig – keinen Säbelwuchs zeigen.

Das Tal von der Tulfeinalm zum Tulfeinjöchl ist fast durchgehend moränenbedeckt. Moränen finden sich auch noch im NE-exponierten Kessel E' des Tulfeinjöchls. Es handelt sich zumeist um Lokalmoränen, aber auch um hochreichende Fernmoränen, die von einem aus dem Voldertal „überfließenden“ Gletscher hier abgesetzt wurden. Dies belegen NE–SW-orientierte Gletscherschliffe N' der Talstation der Glungezer-Materialseilbahn. Der Lokalgletscher des oben erwähnten Kessels dürfte sich am Jöchl in einen NE- und einen N-Lappen aufgespalten haben. Von den Seiten werden diese Moränen durchwegs von Blockgletschern und groblockigen Rutschmassen bedrängt.

Wie schon früher und anderswo erwähnt, sind die Blockgletscher das distale Produkt der ausgedehnten Sackungs- und Hangbewegungen der Glungezer-Nordflanke. Am Fuß dieser Massenbewegungen und Blockgletscher treten ergiebige Quellen aus, die auch mehrfach gefasst wurden.

Der Rücken W' der Tulfeinalm, auf dem eine Kapelle steht, ist ein Musterbeispiel für einen glazialen moränenüberkleideten Rundhöcker.

Über diesem Rücken und W' davon, mehr oder weniger entlang des Zirbenweges, kommen loben- und zungenartige Blockgletscherformen vor. Sie sind aus dem starken Blockschuttanfall an den Nordhängen des Glungezers hervorgegangen. Diese Hänge sind durch Massenbewegungen großteils tiefgründig aufgelockert und verrutscht.

Ein großer Blockgletscherkörper findet sich in der Senke NE' unterhalb des Bärenbader Jochs.

Die westseitige Umräumung der „Kalten Kuchl“ besteht unterhalb des Zirbenweges aus scharfen, stark zerrissenen, durch Doppelgrate und Sackungserscheinungen gekennzeichneten Felsrücken. Die Bergzerreißen und ihre Nackentälchen verlaufen meist N–S.

Rinn – Rinner Alm – Bärenbader Jöchl – Zirbenweg

Die Gegend um die Rinner Alm besteht aus dem felsigen Steilabbruch N' unterhalb der Alm und der moränenbedeckten Verflachung bei der Alm selbst, die sich weiter nach Westen bis über die Aldranser Alm hinaus erstreckt. In den Felswänden über der Rinner Alm, auf denen die Kriegerkapelle steht, machen sich schon beginnende Sackungen bemerkbar.

Im Kar E' der Kriegerkapelle liegen mächtige Grobblockmassen, die eine steile Stirnböschung nach N und eine kleine rückwertige Depression („Bärenbader Loch/Lacke“) aufweisen, deren Entstehung unklar ist. Die darüberliegenden Hänge sind teils als Blockgletscher, teils als Böschungen von Massenbewegungen zu deuten, die auch über dem Zirbenweg noch das Landschaftsbild dominieren.

Die scharf zerrissenen Felskämme im Halbrund des Schuttessels zeichnen sich durch intensive Bergzerreißen aus. Große Felspartien sacken zur Seite hin in die Kare ab und nähren damit die Blockgletscher.

Zwischen dem Bärenbader Jöchl und der Neunerspitze ist ein auffallend trogförmiges Tal mit einer Karschwelle am Talaustritt und einer dahinterliegenden Depression eingetieft. Am Grund dieses Troges kommen bis zu einer Höhe von 2350 m Lokalmoränen mit End- und Seitenmoränen vor. Diese Moränen zeigen Spuren von Überformung durch Permafrosttätigkeit.

Die Anlage der Wanne und die Depression vor der Karschwelle deuten auf eine Entstehung durch Bergzerreißen hin. Die glazialen Zeugnisse in diesem Tal sind die besten Beweise für ein zumindest spätglaziales Alter der Massenbewegungen an den Nordhängen des Glungezerkammes. Diese setzten unmittelbar nach dem Eisfreiwerden bzw. noch vor neuerlichen, lokalen Eisvorstößen ein.

Entlang des Zirbenweges W' der Roten Wand (2073 m) beobachtet man wieder die bekannten Phänomene: Schutthalde, Felssturzablagerungen, Massenbewegungen und Blockgletscher. Der Abschnitt zwischen der Isshütte, Boscheben und Patscherkofel ist durch riesige tiefreichende Bergzerreißen und durch das Absacken großer Hangteile der ehemaligen Gratverbindung Glungezer – Patscherkofel charakterisiert. Das große Nackental, das von der Isshütte fast 2 km nach WSW zieht und hinter dem Grünbichl in die Luft ausstreicht, beeindruckt in besonderer Weise. Diese Kuppe ist nichts anderes als ein Stück abgesackter Patscherkofel, was auch von weitem bei optimaler Sonneneinstrahlung sehr gut ersichtlich ist. Hier liegt auch das Westende des großen Massenbewegungskomplexes der Glungezer-Nordflanke vor, markiert durch den tiefen Perchegggraben. Der große Murkegel am Ausgang dieses Grabens gibt Zeugnis von der Instabilität der Hänge darüber.

Zusammenfassende Betrachtungen

Das kartierte Gebiet in den nordwestlichen Tuxer Alpen weist eine große Vielfalt an jüngeren quartären Lockerseimenten auf, die sich infolge der hochalpinen Lage auch morphologisch deutlich abzeichnen.

- Dazu zählen **glaziale und glazifluviale Ablagerungen** des Hochstandes und der spätglazialen Gletscherschwankungen der Würmvereisung, die sich vorzugsweise an Talflanken, in Talschlüssen und höheren Karen durch Grundmoränenareale, Moränenwälle, und erratische Geschiebe mit entsprechenden glazialen Erosionsformen wie Rundhöckern und Gletscherschrammen belegen lassen. Eine Zuordnung der lokalen End- und Seitenmoränenwälle, die großteils oberhalb von 1800 m entwickelt sind, zu den verschiedenen spätglazialen Gletscherständen (Steinach, Gschnitz, Daun, Egesen, etc.) wurde aufgrund der laufenden Diskussion hierüber nicht für sinnvoll erachtet. Ein besonders reichhaltiges glaziales Inventar findet sich im hinteren Arz- und Viggartal.
- **Gravitative Massenbewegungen** verschiedener Ausformung und Größe: ein Großteil der Talflanken ist von relikten und aktiven Massenbewegungen geprägt, die sich v.a. in tiefreichenden Sackungen zusammenhängender Felsareale, grobblockigen Rutschmassen und oberflächlichem Hangkriechen äußern. Begleitende Erscheinungen der Massenbewegungen sind Doppelgrate, Nackentälchen, Sackungstreppen, offene Spalten, Rutschbuckel- und Wülste. Die meisten Massenbewegungen entstanden und entstehen hauptsächlich in Folge groß angelegter, gerichteter Bergzerreißen auf den Graten und Kämmen. Die Ursachen der Bergzerreißen sind im strukturellen Bau des Gebirges bedingt: die im untersuchten Bereich vorkommenden Festgesteine, der Innsbrucker Quarzphyllit und die Glimmerschiefer und Paragneise der Ötztal-Stubai-Masse, weisen eine zumeist mittelsteil NW- bis N-fallende Hauptschieferung und ein dichtes Muster von Klüften und spröden Störungen im meso- bis makroskalinen Bereich auf, die spitzwinklige Verschnitte mit der Schieferung bilden. Bei den Störungen handelt es sich v.a. um inntalparallele Abschiebungen mit Top nach N bzw. NW (siehe Viggarspitze). Daneben kommen auch N–S- bis NW–SE-Richtungen vor, die u.a. von Kataklyse- und Fault-gouge-Bändern begleitet sind. Beispiele für große Sackungen sind die Nord- und Süd-hänge des Glungezers, der Südhang des Morgenkogels („Hohe Mähder“), der Nordwesthang der Speikböden und die Südseite des Naviser Jöchls. Grobblockige Rutschmassen sind weit verbreitet. Sie zeigen fließende Übergänge zu den Sackungen. Im Voldertal und im Viggartal finden sich auch größere Felssturzareale. Stellvertretend seien der Felssturz von der Viggarspitze (2002 abgegangen) und die Sturzmassen W' gegenüber der Vorbergalm („Vorbergreißen“) genannt.
- **Blockgletscher und Blockgletscherablagerungen** sind als typische Zeugen von Permafrostaktivität wegen ihrer klimarelevanten Aussagekraft und ihrer morphologischen Charakteristik ein besonders erwähnenswertes quartärgeologisches Phänomen des Arbeitsgebietes. Die (aktiven) Blockgletscher stellen im Idealfall ein gletscherzungenähnliches, oft lobenartiges Gemisch aus Blockschutt und gefrorenem Porenwasser dar, das sich sehr langsam durch Kriechen und Rutschen fortbewegt und dadurch charakteristische Bewegungswülste und -girlanden sowie frische, steile frontale und laterale Böschungen erzeugt. Mit Gletschern hat der Blockgletscher nur die äußere Form gemein. Von relikten Blockgletschern spricht man, wenn das Eis in den

Zwickeln vollständig ausgeschmolzen ist und dadurch der Schutt in situ liegen bleibt und folglich ein Sediment darstellt. Die exakte Bezeichnung für „relikte Blockgletscher“ ist demnach „Blockgletscherablagerungen“. Die relikten Blockgletscher unterscheiden sich in ihrer äußeren Form kaum von den aktiven, mit dem Unterschied, dass sie schon bewachsen sind und die Böschungen erosionsbedingt abflachen.

Die Bildung von Blockgletschern setzt die Existenz von Permafrost und – besonders wichtig – einen entsprechend hohen Anfall von Blockschutt, der den Blockgletscher nährt, voraus. Diese Bedingungen sind in den schattigen Karen und Nischen der Tuxer Alpen bestens erfüllt: die intensive Bergzerreißung und die daraus resultierenden Massenbewegungen und die in diesen Höhen wirksame Frostverwitterung liefern reichlich Schutt. Nicht selten gehen Blockgletscher auch direkt aus Massenbewegungen (siehe unten) und aus grobblockigen Moränenablagerungen hervor, beispielsweise im Gamskar.

Die Verteilung von aktiven und relikten Blockgletschern spiegelt in etwa die Lage bzw. Schwankung der Permafrostgrenze im Hochgebirge wieder. Die wenigen aktiven Blockgletscher treten im obersten Gamskar und Viggartal erst oberhalb von 2450 bis 2500 m auf. Demgegenüber reichen die tiefstgelegenen Blockgletscherablagerungen im Viggartal bis 1850 m hinab, im Kar N' des Bärenbader Jöchls möglicherweise bis 1700 m. Auf der Schattenseite ist die Untergrenze der Blockgletscherablagerungen wesentlich tiefer als auf der Sonnenseite (hier erst oberhalb von 220 m).

Während die Entwicklung von Blockgletschern an Grobblockschutt gebunden ist, formen sich aus dem feinkörnigen Hang- und Moränenschutt die charakteristischen flachgründigen Solifluktionsschuttungen heraus. Im Untersuchungsgebiet wurden entsprechend der Höhenlage aktive und relikte Formen vorgefunden, beispielsweise N' des Rosenjochs und der Grafmartspitze.

○ Altersbeziehungen zwischen glazialen Ablagerungen, den Massenbewegungen und Blockgletschern

Im Laufe der Kartierung wurde an mehreren Stellen (v.a. im Arz- und Viggartal, an der Nordflanke des Glungezers) beobachtet, dass Sackungen und stark abfallende grobblockige Rutschkörper mit Erreichen des Talbodens oder beim Übergang in ein flacheres Gelände frontal und lateral unscheinbar in Blockgletscher übergehen. Welche Schlüsse sind daraus zu ziehen? Die Massenbewegungen dienten den Blockgletschern unmittelbar als Schuttlieferant und müssen demnach zumindest vor oder gleichzeitig mit den Blockgletschern aktiv gewesen sein. Seit dem „Reliktwerden“ der Blockgletscher (im Spätglazial oder frühen Postglazial?) waren vermutlich auch die mit den Blockgletschern zusammenhängenden Massenbewegungen bis heute nur mehr geringfügig aktiv (dies gilt nicht für alle Massenbewegungen!). Ansonsten wären die Blockgletscherablagerungen verschüttet oder weiter verfrachtet worden.

Nachweise für das Einsetzen der Bergzerreißung und der Massenbewegungen im Spätglazial finden sich in den Nackentälern am Nordabhang des Glungezers: in diesen mehrere 100 Meter breiten, hangparallelen Tälern liegen spätglaziale Moränenwälle und kleine Blockgletscherablagerungen, deren Bildung klarerweise eine Bergzerreißung vorausgegangen sein muss. Vermutlich wurden die Massenbewegungsprozesse noch im frühen Spätglazial, unmittelbar nach dem Ende der Eisbedeckung aktiv.

- Das Höchstalter der relikten Blockgletscher lässt sich anhand der spätglazialen Moränenwälle eingrenzen. Auf der Schattenseite des Viggartales haben sich die am tiefsten herabreichenden Blockgletscher aus Seiten- und Endmoränenwällen herausgeformt, die etwa auf 1900 m Höhe endeten. Sie entsprechen vermutlich einem Gletscherstand jünger als Gschnitz (Daun?).
- **Spät- bis postglaziale Sedimente:** Mit dem Eisfreierwerden großer Talflächen im späten Spätglazial bzw. dem Zurückweichen der Vergletscherung in die hinteren Talbereiche und Kare setzte die fluviale Dynamik durch Erosion und talwärtige Umlagerung und Wiederablagerung bereits bestehender Lockergesteine neue Akzente in der Landschaftsformung. Diese Prozesse sind auch heute noch aktiv, wegen des Pflanzenbewuchses jedoch nur in eingeschränktem Maße. Die resultierenden fluvialen Sedimente sind die Wildbach-, Mur- und Schwemmfächerablagerungen, die mit ihren Kegelformen ein charakteristisches morphologisches Element der Täler darstellen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Tarntaler Bergen auf Blatt 148 Brenner

REINHARD KLIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet zwischen Lizumberbach im Osten, Pluderling und Griffjoch im Süden, Obere und Unter Knappenkuchl, Klammer Schober, Roßboden und Mölsalm im Westen und Mölser Berg im Norden.

Innerhalb des Tarntaler Mesozoikums (TM) gibt es zwei deutliche Bereiche:

- Die Einheiten des zentralen Tarntales, die sich zwar stark und mehrphasig verfaltet präsentieren, aber den stratigraphischen Verband bewahrt haben.
- Die Einheiten des Nordrandes des TM, die im Mölstal ihre größte Verbreitung aufweisen. Diese sind tektonisch völlig aus dem stratigraphischen Kontext gerissen und liegen als isolierte Scherlinge oder Schollen vor.

Lithologie

Glockner-Decke

Die Glockner-Decke befinden sich im Liegenden des TM. Nur ganz im Süden an den Südhängen des Geier gibt es einen direkten Kontakt zwischen der Glockner-Decke und den Einheiten des TM, ansonsten liegt dazwischen Innsbrucker Quarzphyllit (IQP), dessen Mächtigkeit nach Süden abnimmt. Die Bündnerschiefer der Glockner-Decke unterscheiden sich vom IQP durch rostig anwitterndes Karbonat, das nicht in Linsen oder Lagen auftritt, sondern diffus im Gestein verteilt ist.

Innsbrucker Quarzphyllit (IQP)

Angrenzend an die Einheiten des TM finden sich vor allem die stratigraphisch höheren Bereiche des IQP mit Schwarzschiefern und Eisendolomiten. Im Liegenden des TM keilt der IQP in Richtung Süden aus. Auch die Einheiten des TM sind in Richtung Süden stark ausgedünnt. Im Mölstal wird das TM auch von IQP überlagert, dieser fehlt im zentralen Bereich. Weiters tritt der IQP in Form von Komponenten in der weiter unten beschriebenen tektonisierten Rauhwacke auf, allerdings nur dort wo ein Kontakt zwischen den beiden Einheiten besteht. Sowohl diese Beobachtung als auch der Habitus der Komponenten legen nahe, dass es sich um tektonisch und nicht sedimentär entstandene