

Dösenertal vom Ausgang zum Mallnitzbachtal bis zur Dösenerrhütte

Auf der Talseite nördlich des Döseners Baches, am Ausgang des Döseners Tales in das Mallnitzbachtal, prägt der so genannte „Bergsturz vom Auernig“ die Landschaft. Nach Interpretation der Luftbilder und Auswertung der Geländekartierung ist dieser Bergsturz im Westen durch die Linie des Grates „Köpfl“ zum Umspannwerk Mallnitz, im Osten durch die ungefähre Linie „Roßkopfbalm“ bis zur Straße ins Dösenertal begrenzt. Den südlichen Abschluss bildet im Wesentlichen die Straße ins Dösenertal bzw. nach Einebnung des Bereiches südlich des Bahnhofes Mallnitz, der Hang NE der Bahnstrecke.

Nach Osten, dem Dösen (oder auch Dösner) Tal folgend, herrscht am Nordrand des Tales eine Moränenlandschaft vor, die sich zungenartig vom Mallnitzbachtal nach NNW und NNE Richtung Kote 1576 m im Westen und Kote 1448 m im Osten erweitert, um sich dann, vom Festgestein wieder eingeengt, Richtung Döseners Schönberg fortzusetzen. Östlich der Kote 1448 m, in deren unmittelbarem Bereich das Festgestein kurz im Tal aufgeschlossen ist, bis zur Konradlacke wird ein Wechsel von Moränen, Moränenstreu (von mit Schutt teilweise bzw. größtenteils überprägten Moränen) mit Schuttkegeln beobachtet. Die Konradlacke selbst wird durch solche jüngst gebildete Schotterkegel, die viel Feinkorn beinhalten, gestaut, wie dies die teilweise abgestorbenen Bäume im Gewässer eindrucksvoll zeigen.

Ab dem Anstieg von der Konradlacke in östliche Richtung bis zur Dösenerrhütte (1976 m) ist das Tal, flankiert im Norden und Süden von Festgestein, durch die Moränen des ehemaligen „Dösenergletschers“ geprägt. Nur im Bereich um 1900 m zeigt sich eine ca. 500 m lange und bis zu 300 m breite Felsstufe über die der Dösenerbach teilweise

kaskadenartig Richtung W abfließt. Im diesem Gebiet können auch schöne Spuren von Gletscherschliff beobachtet werden. Das Gebiet südlich des Dösenerbaches, vom Eingang des Dösenertales im Westen bis zum Gebiet unmittelbar östlich der Konradlacke (Beginn des Wandersteiges zu Dösenerrhütte) prägt durch seine Schwemm- und Schotterkegel und Bergsturzmassen die Landschaft.

Das Tauerntal von Mallnitz bis zur Jamnighütte

Am Eingang des Tauerntales zum Mallnitzbachtal unmittelbar nach dem Ortsende von Mallnitz befinden sich nördlich und südlich des Mallnitzbaches die Reste eines Walles als Zeugen eines Gletschervorstoßes.

In der Fortsetzung nach Westen finden sich an den nördlichen und südlichen Talflanken des Tauerntales Moränen bzw. deren Reste („Moränenstreu“), weiters teilweise sehr mächtige Schuttkegel und Bergsturzmassen, die einen Großteil der eiszeitlichen Sedimente in ständigem Wechsel überlagern. Eindrucksvoll sind die jüngsten Schuttablagerungen in der Umgebung des Grabenwaldes, wo vermutlich im Zuge starker Regenfälle im letzten Jahr in einzelnen Gräben Gesteinsmaterial bis zu 3 m Höhe abgetragen und in östliche Richtung weiterverfrachtet wurde.

Unmittelbar südlich der Laschghütte zieht sich von NW nach SE verlaufend ein nierenförmiger Gesteinswall bis zur Jamnighütte (Kote 1748 m), der auf einen späten Vorstoß der Tauerntalgletschers zurückzuführen sein dürfte. Das südlich gelegene Gebiet im Bereich der Jamnighütte zeichnet sich durch Schuttkegel und Geröllhalden aus. Das Ostterritorium ist in der Talsenke durch Moränen geprägt, der NE-Teil entlang der Zufahrtsstraße ebenfalls durch Moränen in einem Wechsel mit Festgestein, das zum Teil durch den Straßenbau sehr schön aufgeschlossen ist.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 2003, 2004 und 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau

GERHARD PESTAL

Die Reißbeckgruppe und die südlichen Ausläufer der Lieserbogengruppe nehmen nahezu die Hälfte der Gesamtfläche des Kartenblattes Spittal an der Drau ein und bauen die hochalpinen Areale im Nordwesten und Norden der Karte auf. Das Göß- und das Maltatal, bzw. die Täler des Feistritz-, des Radl-, des Reinitz-, sowie des Mühldorferbaches erschließen dieses Gebiet. Die Reißbeckgruppe wird zum überwiegenden Teil von den Deckensystemen des Tauernfensters aufgebaut. Lediglich am Südostrand im Bereich des Liesertals werden jene Einheiten von der unterostalpinen Katschbergzone überlagert. Ein großer Teil der Lieserbogengruppe besteht ebenfalls aus den Deckensystemen des Tauernfensters. Gegen Osten hin etwa im Bereich Torscharte werden jene wiederum vom Unterostalpin und in weiterer Folge von tektonisch höheren Ostalpinen Decken überlagert.

In den vergangenen drei Jahren wurden in den einleitend genannten Gebieten zahlreiche Revisionskartierungen durchgeführt. Deren wichtigstes Ziel war es, die von Kollegen RATAJ kompilierte und seit 1994 fertig gestellte Manuskriptkarte des Blattes 182 Spittal a.d. Drau zu ergänzen und für die Ausgabe mit Erläuterungen vorzubereiten. Weiters dienten sie auch der Vorbereitung der Arbeitstabelle in Gmünd, die im Spätsommer 2005 von der Geologi-

schen Bundesanstalt erfolgreich durchgeführt werden konnte. Die Revisionskartierungen in der Reißbeckgruppe erfolgten in Zusammenarbeit mit Kollegen REITNER, dem die quartärgeologische Bearbeitung des Kartenblattes obliegt. Jene in der Lieserbogengruppe wurden in Absprache mit Kollegen SCHUSTER vorgenommen, dem die Bearbeitung des Ostalpins am gegenständlichen Kartenblatt übertragen wurde. Der folgende Bericht befasst sich daher nur mit den tektonischen und lithostratigraphischen Untersuchungsergebnissen, die den geologischen Internbau und die Abgrenzung des Tauernfensters gegen das Unterostalpin betreffen.

Die bereits erwähnte Manuskriptkarte (RATAJ, 1994) basiert im Gebiet der Reißbeckgruppe und der Lieserbogengruppe vorrangig auf der im Jahrbuch der Geol. B.-A. 1980 erschienenen monographischen Arbeit EXNERS zur „Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten“. In jener wurden, petrographische und feldgeologische Detailbeobachtungen der Jahre 1970–1979, zahlreiche Profilschnitte und eine geologische Karte der Hohen Tauern bei Gmünd publiziert. Über weitere Kartierungen vom Südrand des Tauernfensters aus dem Bereich Mühldorf – Lieserhofen berichtete EXNER (1980–1984)^{*)}. Weiters kartierten im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt ELSNER (1990, 1991) im Bereich Radlbachtal – Reinitzbachtal, GIESE (1984,

^{*)} Falls nicht ergänzend angegeben beziehen sich diese und alle weiteren nachfolgenden, per Jahreszahl zitierten Arbeiten auf im Jahrbuch der Geol. B.-A. erschienene Beiträge.

1985) westlich des Riekener Sonnblicks und des Reißbecks, und HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) das Hohe Gößkar. Die Untersuchungsergebnisse von MEYER (1977), der im Rahmen seiner Dissertation die Geologie des mittleren Liesertales erforschte, wurden ebenfalls berücksichtigt. Der flächenmäßig größte Teil des Tauernfensters, wurde in den Jahren 1991–1994 von einer 12 Mitarbeiter umfassenden Arbeitsgruppe des Slowakischen Geologischen Dienstes und der Universität Pressburg aufgenommen. Einige Ergänzungen nahe der westlichen Blattschnittsgrenze konnten von der Geologischen Karte der Reißbeck- und der südlichen Ankogelgruppe übernommen werden (CLIFF, NORRIS, OXBURGH & WRIGHT, 1971).

Die Katschbergzone und die Nordrahmenzone

Die Phyllonite der Katschbergzone erreichen 500 m SW Gmünd die Auenablagerungen des Zusammenflusses von Malta und Lieser. Jene können von hier rund 1,5 km nach SSW, das Liesertal entlang, durch Lesesteine und kleinere Aufschlüsse, die jedoch vorwiegend nur stark verwittertes Material zeigen, weiter verfolgt werden. Etwa 700 m vor dem Mündungsbereich des Radelbachs in die Lieser findet man ansprechende, im Zuge der Bundesstraßenverbreiterung neu geschaffene Aufschlüsse von grauen, oberflächlich rostbraun angewitterten, quarzreichen Phylloniten. Jene repräsentieren die weit verbreitete typische Lithologie der Katschbergzone und können hier in frischen Handstücken beprobt werden. Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Hellglimmer, Biotit und Chlorit, ferner aus Albit, Turmalin und Opakem. Jene Felsstufe wird an ihrem SW-Ende, nördlich der Radlbachmündung von Eisrandsedimenten überlagert. Im darüber anschließenden Hangbereich, in Richtung Großhattenberg, lagert Moränenmaterial. Der nun westlich daran anschließende Bereich des Sonnühels und des Ebenwaldes wurde von EXNER (1980) kartiert und im Jahrbuch der Geol. B.-A. beschrieben. Besonderes Augenmerk wurde erst wiederum dem obersten Teil des Ebenwaldes gewidmet, der von altpaläozoischem Katschberg-Quarzphyllit mit Lisabichl- und Tschaneck-Schollen und von einem großen, serpentinisierten Ultrabasitkörper aufgebaut wird. Der Ebenwalder Serpentinikörper, wie auch sein kleineres südwestlich der Torscharte gelegenes Äquivalent wurden bislang von EXNER zur Katschbergzone gerechnet. Hier ist nun folgender, regionaler Aspekt von Interesse: In vielen Bereichen der Matreier Zone, aber auch in der Nordrahmenzone des Tauernfensters treten etliche, größere (aber auch kleinere) Serpentinikörper auf. Jene spielen in plattentektonischen Überlegungen, die zur Definition der tektonisch höchsten penninischen Deckenkörper des Tauernfensters angestellt werden, eine wichtige Rolle.

Ähnliche Ideen dürfte wohl schon EXNER gehabt haben, als er die Katschbergzone als „Quetschzone, bestehend aus Hochpenninikum, Unterostalpin und Diaphthoritzone an der Basis der Ostalpinen Decke“ betitelte. Um aber nun in der Hierarchie der Legende des aktuellen Kartenblattes Spittal a.d. Drau klare Verhältnisse zu schaffen, werden die Serpentinikörper und assoziierte Gesteine von der Katschbergzone getrennt und als tektonisch stark reduzierte **Schuppen der Nordrahmenzone** zum Penninikum des Tauernfensters gestellt. Die Katschbergzone ist somit als rein unterostalpinen Deckenelement zu betrachten. Diese neue Gliederung bedeutet für die „Tschaneck-Schollen“ EXNERS¹⁾ eine Zweiteilung. Jene Schollen aus Perm- und Triasgesteinen, die im Verband mit dem altpaläozoischen Katschberg-Quarz-

phyllit vorkommen, werden weiterhin zur Katschbergzone gerechnet. Alle Schollen, die im Liegenden des Serpentinits vorkommen und eine Melange mit dunklen Phylliten (Fuscher Phyllit) der Bündnerschiefer-Gruppe bilden, gehören zur Nordrahmenzone.

Um Einwände, dass selbstverständlich auch im Liegenden des Serpentinits „Quarzphyllit“ auftritt, von Beginn an mit fundierten Argumenten beantworten zu können, wurde eine Detailkartierung der westlich von Dornbach und Brochendorf gelegenen Hangbereiche unternommen. Hier treten nämlich mehrere Zehnermeter mächtige Trias-Karbonatgesteinsschollen im Verband mit siliziklastischen Metasedimenten auf. Es handelt sich um das bedeutendste Vorkommen des ganzen Gebietes.

Die Karbonatgesteine können als weiße bzw. grau gebänderte, zuckerkörnige Kalkmarmore und blonde Dolomitmarmore beschrieben werden. Sie treten meist in engem Verband auf, wobei der Dolomitmarmor mengenmäßig recht deutlich dominiert. Zwei Karbonatgesteinsschollen wurden kartiert. Eine größere, seit langem bekannte befindet sich westlich von Dornbach, die kleinere liegt zwischen 1080 m und 1120 m Seehöhe, rund 800 m westlich von Kote 880 (Weggabelung oberhalb von Brochendorf). Die Karbonatgesteinsschollen fallen steil nach Osten ein und stecken klippenartig in siliziklastischen Metasedimenten. Jene bilden 20 m bis maximal 40 m mächtige Gesteinszüge, die unter anderem aus dem schon einleitend angesprochenen „Quarzphyllit“ bestehen. Der „Quarzphyllit“ ist ein grauer, z.T. leicht grauvioletter Serizit-Quarzschiefer, in dem lokal grünliche Serizit-Chloritphyllitlagen eingeschaltet sind. Neben dem „Quarzphyllit“ setzen sich die siliziklastischen Metasedimente aus blassgrünem, dünnplattigem Lantschfeldquarzit, grauem bis grünlich-grauem Albitblastenschiefer und hellem, weiß-grünlich gesprenkeltem Arkosegneis zusammen. Demnach bestätigt die nun vorliegende Detailkartierung, dass es sich bei jenen siliziklastischen Gesteinen um Lantschfeldquarzit und Alpinen Verrucano handelt. Im Liegenden des Ebenwalder Serpentinits tritt somit kein ältalpaläozoischer Katschberg-Quarzphyllit auf.

Das Glockner-Deckensystem

Diesem Kapitel möchte ich einleitend einige kurze Erläuterungen voranstellen, die zum besseren Verständnis der tektonischen Interngliederung des Tauernfensters am Kartenblatt Spittal a.d. Drau beitragen sollen. Bislang wurden von EXNER alle tektonisch unter der Nordrahmenzone lagernden jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinsformationen in der Peripheren Schieferhülle zusammengefasst. Jener Begriff war viele Jahre hindurch ein wichtiges Ordnungsprinzip für die Erläuterung des tektonischen Baues der östlichen Hohen Tauern, so z.B. auch auf den Kartenblättern 156 Muhr und 157 Tamsweg. Er konnte aber nicht in unser heutiges, auf plattentektonischen Überlegungen basierendes Gliederungsprinzip übernommen werden. Daher wurde der Begriff der Peripheren Schieferhülle in der Legende des aktuellen Kartenblattes Spittal an der Drau nicht mehr verwendet. Die in der Peripheren Schieferhülle bislang zusammengefassten Einheiten werden nun zum Großteil dem **Glockner-Deckensystem** und zu einem kleineren Teil dem **Venediger-Deckensystem** zugeordnet.

Der tektonische Bau des östlichen Tauernfensters ist somit begrifflich und inhaltlich mit den mittleren Hohen Tauern und den Zillertaler Alpen leichter zu parallelisieren und wird nun, den redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt entsprechend, wie folgt geordnet: Im Liegenden der Nordrahmenzone (bzw. der Katschbergzone) folgt das Glockner-Deckensystem, ein 500 bis maximal 1500 Meter mächtiger zweigeteilter (in die Marislwand-

¹⁾ Als Tschaneck-Schollen (innerhalb der Katschbergzone) werden winzige Fragmente von Perm- und Triasgesteinen der Radstädter Tauern bezeichnet.

Schuppe und die Kolm-Decke untergliederter) Deckenkörper dessen lithologischer Charakter hauptsächlich von den Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe bestimmt wird. Bei diesen handelt es sich um die metamorphen Produkte von kreidezeitlichen kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten des penninischen Ozeans und um die metamorphen Reste der ozeanischen Kruste. Die jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteine der Rote-Wand-Moder-Decke und die Murtörl-Schrovin-Schuppe werden dem Venediger-Deckensystem zugeordnet. Es handelt sich dabei um Fragmente des externen europäischen Schelfs, die mit der Basis der Glockner-Deckensystems verschuppt weiter nach Norden transportiert wurden.

Die in den vergangenen Jahren durchgeführten Aufnahmen erfassten das Glockner-Deckensystem nördlich des Maltatals im Bereich Maltaberg – Ballonwald und in der Faschaun, sowie südwestlich des Maltatals in der Umgebung des Gehöfts Reiter. Weiters wurde der Bergrücken westlich des Sparberkopfes und das zwischen Biedermannalm und Oberloibeneck liegende Gebiet mit Übersichtskartierungen revidiert.

Nördlich des Maltatales, im Bereich Maltaberg, dominieren die Kalkglimmerschiefer. Sie bilden hier einen weit über Hundertmeter mächtigen Gesteinszug, der auch die Bergkuppe des Ballonwaldes bildet. Jener fällt mit 30° bis 50° nach SE ein und lässt sich nach Süden bis zum Ort Malta und nach Norden in den Felswänden östlich der Faschaun weithin auskartieren. Lithologisch handelt es sich bei den Kalkglimmerschiefern um Glimmermarmore und Kalkschiefer. Die oberflächlich sandig angewitterten Glimmermarmore gliedern sich im Aufschlussbereich in Bänke und Platten. Der Glimmer tritt zumeist in Einzelblättchen mit 2 bis 5 mm Durchmesser im gleichmäßig körnigen Kalzitgewebe auf. Der gesamte Glimmergehalt (Hellglimmer, Phengit und Phlogopit) liegt im Glimmermarmor meist unter 10%. An der Oberfläche der Felspartien finden sich verbreitet lichtbraune Farbtöne mit z.T. leicht gelblichem Anflug. Im frischen Bruch dominieren aber stets grauweiße bis graublauere Farben. In die Glimmermarmore sind auch einige mittelgraue, glimmerreichere Kalkschieferzüge eingelagert. Insgesamt besteht der Kalkglimmerschiefer aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz. Sehr variable Prozentsätze jener Minerale bestimmen darüber, ob er hier als Glimmermarmor und dort als Kalkschiefer entwickelt ist. In einigen Bereichen sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen) und Dolomit weitere Bestandteile dieser aus kalkigen und mergeligen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine. Ferner sind Albit, graphitische Substanz, Titanit, Rutil, Turmalin, Zoisit und Opakes unter dem Mikroskop zu erkennen. Im liegenden Teil des Kalkglimmerschieferzuges befinden sich eine Einschaltung dunkler Phyllite und danach eine Einschaltung von Chloritschiefern. Auch in der Faschaun sind Metabasitzüge (Chloritschiefer und Prasinit) den Kalkglimmerschiefern zwischengelagert.

Südwestlich des Maltatales findet man in den oberhalb von Dornbach gelegenen Hängen die Fortsetzung des Glockner-Deckensystems. Dabei tritt in etlichen Aufschlüssen, westlich des Gehöfts Reiter, hauptsächlich Metabasit in Erscheinung. Es handelt sich um Prasinite, die mächtige, im Streichen weithin (bis ins Radlbachtal) verfolgbare Gesteinszüge bilden und im Verband mit den Kalkglimmerschiefern stehen. Lithologisch können die Prasinite als kräftig grüne bis gelblichgrüne, üblicherweise sehr zähe Gesteine beschrieben werden. Bemerkenswert ist ein im Handstück oder im Aufschlussbereich deutlich erkennbarer, hoher Epidotgehalt, der sowohl gleichmäßig verteilt im Gestein (gelblich grüne Farbe) auftritt, als auch oftmals in leuchtenden Adern und Schlieren vorkommt. Albit ist mit freiem Auge nicht einwandfrei erkennbar, zumal er durch die zahlreichen Einschlüsse oft grün gefärbt ist. Die Dün-

schliffe bestätigen ihn aber als Hauptgemengteil. Daneben treten auch die Minerale Chlorit und aktinolithische Hornblende in bedeutenden Prozentsätzen auf. Biotit ist verbreitet und tritt ebenfalls z.T. in bemerkenswerten Gehalten auf. Örtlich ist auch Karbonat in dünnen Lagen vorhanden. Daneben treten noch Quarz, Muskovit, Titanit, Apatit und Erz in Erscheinung. Geringmächtige in den Kalkglimmerschiefern eingeschaltete Lagen der Metabasite sind teilweise als Grünschiefer ausgebildet. Sie besitzen merklich geringere Albit- und Epidotgehalte aber deutlich mehr Chlorit als die zuvor beschriebenen Prasinite. Die Grünschiefer bilden meist grüne bis grüngraue, gut geschieferte Gesteinspakete. Manche zeigen eine auffällige, über mehrere Zehnermeter Mächtigkeit anhaltende, feinlagige (im mm- bis cm-Bereich sichtbare) Bänderung. Diese kann mehr oder minder deutlich gefaltet sein. Die Bänderung wird vielfach als Hinweis für tuffogene oder tuffitische Edukte interpretiert.

Der weiter südwestlich anschließende zwischen dem Reinitzbachtal und dem Radlbachtal gelegene Teil des Glockner-Deckensystems wurde, wie schon einleitend erwähnt, von MEYER (1977) im Rahmen seiner Dissertation kartiert. MEYER erstellte eine hervorragende, aufschlussbetonte, geologische Karte. Im Zuge der nun vorgenommenen Revisionsbegehungen wurden lediglich all jene Bereiche (Bergrücken westlich des Sparberkopfes und das Gebiet zwischen Biedermannalm und Oberloibeneck) weitgehend abgedeckt, in denen das Anstehende nur von dünnem Verwitterungsschutt verdeckt ist.

Die Murtörl-Schrovin-Schuppe und die Storz-Decke des Venediger-Deckensystems

An der östlichen Talseite des Feistritzbachtals, unmittelbar an den Bereich Ballonwald angrenzend, erschließt eine erst vor kurzer Zeit angelegte Forststraße den hangenden Teil des Venediger-Deckensystems, der sich aus der Murtörl-Schrovin-Schuppe und der Storz-Decke zusammensetzt. Die hier entlang eines Profils exzellent, über mehrere hundert Meter Länge durchgehend aufgeschlossenen Gesteinseinheiten befinden sich im Liegenden der Kalkglimmerschiefer des Glockner-Deckensystems, fallen mit 35° bis 40° nach SE ein und zeigen folgende lithologische Einheiten:

- a) Dünnplattiger Quarzit und heller, leukophyllitreicher, quarzitischer Schiefer der Wustkogel-Formation; Murtörl-Schrovin-Schuppe
- b) Dunkler Albitblastenschiefer der Murtörl-Formation; Murtörl-Schrovin-Schuppe
- c) Phyllonitischer Gneis und Albitblasten führender Gneis des Kareck-Komplexes; Storz-Decke
- d) Altkristallin des Storz-Komplexes; Storz-Decke

Die Wustkogel-Formation (Schrovin-Gruppe) ist in diesem Profil auf ein dünnes, lediglich 2–3 Meter Mächtigkeit messendes Band aus hellen, glimmerreichen, quarzitischen Schiefen reduziert. Jene wurden in diesem Abschnitt ganz offensichtlich tektonisch stark ausgequetscht. Denn EXNER (1980) kartierte sie entlang der Maltabergstraße mit nahezu 10 Meter und im Ballonwald auf 1360 m Seehöhe mit 30 Meter aufgeschlossener Mächtigkeit (siehe geologische Profile von EXNER, 1980).

Die danach folgende, etwa 30 Meter mächtige Murtörl-Formation wird hier ausschließlich von dunkelgrauen Schiefen aufgebaut, deren s-Flächen in der Art klassischer Phyllite von durchgehenden grauen Glimmerhäuten überzogen sind. Auf diesen s-Flächen entdeckt man aber sofort millimeterkleine, warzenartige Knoten, die sich im Querbruch mit der Lupe leicht als Feldspatblasten identifizieren lassen. Es handelt sich ausschließlich um Albitblasten, die spätkinematisch im Zuge der alpinen Regionalmetamorphose gemeinsam mit Biotit gebildet wurden.

Scharf begrenzt folgen im Liegenden der Murtörl-Formation Gesteine mit alkristallinen Strukturrelikten. Mit dieser Grenze endet auch die tektonische Einheit der Murtörl-Schrovin-Schuppe und die Storz-Decke beginnt. Aplitisches injizierte Paragneise und Amphibolite sowie Relikte migmatischer Texturen sind hier noch recht gut zu erkennen. Zahlreiche lediglich dezimeterdünne Zonen von phyllonisiertem Gneis belegen, dass es sich bei diesen Gesteinen um den Kareck-Komplex handelt. Bei eingehender Betrachtung der prächtigen Aufschlüsse erkennt man den mehrere Zehnermeter mächtigen, Albitblasten führenden Horizont im Hangenden des Altkristallins, der ein weiteres, aber überaus wichtiges Bestimmungskriterium für den Kareck-Komplex ist. Die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit sind nach der alpinen Deformation unter schwach metamorphen Bedingungen rekristallisiert. Nur allmählich und ohne scharfe Grenze gehen die Gneise in das sozusagen „normale Altkristallin“ des Storz-Komplexes über, das entlang der Forststraße bis zum Feistritzbach bestens aufgeschlossen kartiert werden konnte.

Die in diesem Abschnitt gemachten Beobachtungen stimmen mit den lithostratigraphischen Kartierungskriterien, die von EXNER zur Charakterisierung der eingangs genannten Gesteinseinheiten publiziert wurden bestens überein. Große Differenzen ergaben sich in jenem Bereich jedoch zur Manuskriptkarte von BEZAK et al. (1994). Daher wurde auf die Einarbeitung der Kartierungsergebnisse der slowakischen Arbeitsgruppe in das aktuelle Kartenblatt Spittal a.d. Drau östlich des Feistritzbaches verzichtet.

Westlich des Feistritzbaches und im daran anschließenden Gebiet bis zum das Faschauner Törl erreicht man den zentralen Teil der Storz-Decke. Hier kann in zahlreichen guten Aufschlüssen ein biotitreicher Augengneis mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspatagen studiert werden. Dieser ist deutlich geregelt, zeigt ein gut ausgeprägtes flach gewelltes Parallellgefüge und fällt mit 130/30 bis 155/30 nahezu hangparallel zum Faschaunerbachtal ein. Der Mineralbestand dieses grobkörnigen Biotitgranitgneises mit klassisch ausgebildeter Augentextur kann mit flau gegittertem Mikroklin, zum Teil perthitisch entmischt, schwach gefülltem, verzwillingtem Plagioklas mit geringem Anorthitgehalt, weiters Quarz und Biotit mit Pleochroismus von hellgelb bis braungrün angegeben werden. Ferner konnten Chlorit sekundär nach Biotit, Epidot, Orthit, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon im mikroskopischen Bild beobachtet werden. Helglimmer beschränkte sich auf Mikrolithen im Plagioklas.

Der etwa 200 m mächtige Augengneis lässt sich bis zirka 800 m NNW des Faschauner Törls entlang einer Forststraße verfolgen. Danach folgt im liegenden Teil der Storz-Decke wiederum das Altkristallin des Storz-Komplexes, welches hier das Alte Dach des zuvor beschriebenen Augengneises bildet. Es handelt sich einerseits um dünnplattige, feinkörnige, dunkelbraune Biotitgneise. Diese Paragneise sind meist stark geschiefert und lassen sich sehr leicht in zentimeterdünne Platten spalten. Weiters erkennt man in vielen Aufschlüssen dünne, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich wechsellagernde, oft stark verfaltete, dunkle und helle Gneise. Es handelt sich um die bereits erwähnten Paragneise, die von zahlreichen verschiedenen Orthogneisen injiziert wurden. Das heute meist spitzwinklig, z.T. sogar parallel zur Hauptschieferung verlaufende Gangmuster zeugt von einer intensiven duktilen Deformation, die diese Einheiten überprägte.

Lithologisch waren die Orthogneise hauptsächlich als Aplitgneise und feinkörnige Biotitgranitgneise anzusprechen. Untergeordnet konnten auch Biotitgranitgneise mit Augentextur und Granodioritgneise beobachtet werden. Manche Aufschlüsse zeigten auch migmatische Strukturen. Darüber hinaus ist in einigen Abschnitten auch reichlich Amphibolit am Aufbau des Storz-Komplexes beteiligt.

Der grünweiß gesprenkelte Amphibolit ist meist mittel- bis grobkörnig ausgebildet. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 2 cm Länge wechseln mit gelblichgrünen, aus Albit und Epidot bestehenden Bereichen, die noch Formen der ursprünglichen Feldspäte erkennen lassen. Die Edukte dieses Gesteins waren vermutlich Gabbros. Auch diese Amphibolite sind meist deutlich geschiefert und verbreitet injiziert. Ein rund 500 m nördlich Ahorner unmittelbar an der Forststraße in die Perschitz aufgefundenes Vorkommen von Hornblendit mit bis zu 5 cm großen, schwarzgrünen Hornblenden zeigt Kumulatstruktur und wird als Rest einer Magmenkammer interpretiert.

Die Silbereck-Zone des Venediger-Deckensystems

Der Deckencharakter der zuvor beschriebenen Storz-Decke, wird durch die Silbereck-Zone begründet. Während der alpinen Orogenese wurden Teile des Hochalpkerns und seines Alten Daches vom Hauptkörper abgeschert und als Storz-Decke kilometerweit über benachbarte Gesteinseinheiten aufgeschoben (EXNER, 1971). Wir finden jene auch am hiesigen Kartenblatt nördlich von Malta. Die Storz-Decke wurde nämlich hier auf die primärstratigraphisch das spätvariszisch erodierte Grundgebirge überlagernde mesozoische Silbereck-Zone überschoben. Da nur ein verschwindend kleiner Teil der Silbereck-Zone am Kartenblatt Spittal a.d. Drau liegt, ist es wichtig, jene unter regionalgeologischen Aspekten zu betrachten.

Die Silbereck-Zone erstreckt sich nämlich vom Rauristal mit über 45 Kilometer W–E-streichender Länge bis ins Maltatal. Ihren Namen hat sie nach dem östlich der Rotgüldenseen gelegenen 2804 m hohen Silbereck, wo sie am vollständigsten entwickelt ist. Sie umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (?Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. Darüber lagern kompakte Karbonatgesteine (Silbereckmarmor) und schließlich eine kreidezeitliche Abfolge aus Kalkschiefer, dunklem Pyllit, Karbonatquarzit und Brekzie. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt wurde von EXNER (1983; Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.) noch zur Gänze als Trias (Äquivalent der Seidlwinkl-Formation) interpretiert, ist aber auf Grund neuer Fossilfunde (HÖFER & TICHY, 2005; Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.) von der Typlokalität am Silbereck größtenteils in den Malm einzustufen. Daher ist der Silbereckmarmor, wie übrigens bereits THIELE (1980; in OBERHAUSER: Geologischer Aufbau Österreichs) ohne Kenntnis der sensationellen Fossilfunde vermutete, stratigraphisch mit dem Hochstegenmarmor der Zillertaler Alpen zu parallelisieren.

Südlich des Fallbaches bei Kote 1602 wurden im Zuge des Forststraßenbaus einige kleinere Aufschlüsse im Silbereckmarmor geschaffen. Lithologisch handelt es sich um einen weißen, zuckerkörnigen Kalkmarmor, der hier stark verwittert und oberflächlich ocker gefärbt ist. Die mesozoischen Metasedimente der Silbereck-Zone, treten hier nur mehr in sehr reduziertem Schichtumfang auf und keilen wenig südöstlich dieser Lokalität gänzlich aus. Sie erreichen jedenfalls nicht mehr den Talgrund des Maltatales nördlich von Feistritz. Westlich der Perschitz konnte der Silbereckmarmor im Blockschutt bis zur nördlichen Blattschnittsgrenze am Südabhang der Loibspitze verfolgt werden.

Die tektonisch tiefsten Einheiten des Venediger-Deckensystems (Zentralgneiskerne und Altes Dach)

In Ergänzung zu den Kartierungen von GIESE (1984, 1985) und von KOVACIK et al. (1992) wurden westlich des Reißbeks und des Zaubernocks einige Revisionen durchgeführt. Der Anlass hierfür war die Vermutung, dass der

aus dem Schönangerkar⁷⁾ und dem Hohen Gößkar⁷⁾ bekannte Schönangergneis aufgrund der regionalen Streichrichtung auch am aktuellen Kartenblatt 182 im Bereich der westlichen Blattschnittsgrenze vorkommen könnte. Diese Überlegungen bestätigten sich, denn es konnte tatsächlich eine im Reißbeck-Komplex steckende Apophyse des Schönangergneises südlich des Stapniksees im Gebiet um die Obere Mooshütte auskartiert werden. Beim Schönangergneis handelt es sich um einen Zweiglimmergranitgneis, wobei der Hellglimmer dieses speziellen Orthogneises nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten oder der Metamorphose (Füllungsmikrolithe, lidförmige Umrahmung von Feldspatäugen etc.) zustande gekommene Bildung ist, sondern ein selbständiger Gemengteil. Die Korngröße der Minerale beträgt zumeist 1 bis 3 mm, wobei Biotit und Hellglimmer eigenständige, im Handstück gut sichtbare, gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Von diesem speziellen Orthogneis ist weiters bekannt, dass er sowohl die Gößgranitoide wie auch die Granitoide des Hochalmkerns durchschlägt (EXNER, 1980 bzw. HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989). Sein ganzes Erscheinungsbild weist sowohl in feldgeologischer wie auch in mikrostruktureller Hinsicht auf einen ursprünglichen spätvariszischen Zweiglimmergranit-Stock hin.

Wenig südlich der Oberen Mooshütte trifft man auf den lakkolithischen Körper eines grauen, reichlich Biotit führenden, grobkörnigen Augengneises, der sich vom obersten Riekenbachtal zur Grübelwand hin und wohl über diese hinaus weiter nach Süden erstreckt. Er ist zwar deutlich stärker deformiert als der Hochalmporphyrgranit des Hohen Gößkars, entspricht aber sonst den Kriterien, die HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) zur Charakterisierung dieser Zentralgneisvarietät publizierten. Es ist nämlich zu berücksichtigen, dass die Intensität der alpinen Deformation aller Gesteine speziell in diesem Abschnitt der Reißbeckgruppe nach Süden bzw. gegen die hangenden Einheiten zunimmt. Dadurch werden primäre Struktur- und Texturlemente mehr oder weniger stark überprägt, teilweise sogar ausgelöscht.

Durch die von CLIFF, NORRIS, OXBURGH & WRIGHT (1971) erstellte Geologische Karte der Reißbeck- und der südlichen Ankogelgruppe ist bekannt, dass der Tonalitgneis (Maltatal nach HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989) im oberen Riekenbachtal, unmittelbar an der westlichen Blattschnittsgrenze, nahe der unteren Mooshütte auskeilt. Es ist dies das südwestliche Ende eines großen, zusammen hängenden, flach lagernden, lakkolithischen Intrusivkörpers. Dessen weitläufige, sichelförmige Form ist erst zu erkennen, wenn man die auf den Kartenblättern 156 Muhr und 181 Obervellach befindlichen Anteile gemeinsam mit jenen auf unserem Kartenblatt betrachtet. Sein südöstliches Ende steckt in den Röderwänden nördlich des im Maltatal gelegenen Ortes Feistritz. Hier, aber auch nahe der Schlüsselhütte, ist jener Orthogneiskörper jedoch nicht als Tonalitgneis, sondern als Granodioritgneis ausgebildet. Es handelt sich um ein mittelkörniges, schwarz-weiß gesprenkeltes Gestein. Die mafischen Flecken bestehen überwiegend aus Biotit mit etwas Titanit und Orthit. In den hellen Bereichen sind leistenförmige Plagioklase, Quarznester und auch deutlich zahlreiche Kalifeldspäte zu erkennen. Die Schieferung des Granodioritgneises kann im Bereich nordöstlich des Maltatales mit 110/30 bis 135/45 angegeben werden, die Lineation (Elongation des Biotits) variiert von 090/20 bis 110/30. Zentimeter bis Dezimeter große, dioritische Schollen sind in Richtung der Lineation brotlaibartig gelängt. Einzelne Aplitgneisgänge durchziehen den Granodioritgneis. Eine bereichsweise beobachtbare Schlierigkeit

wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Paragneise verursacht.

Im Anschluss an die Aufschlüsse des Granodioritgneises nahe der Schlüsselhütte erschließt eine Forststraße ein mehrere Kilometer langes Profil durch die Migmatite des Reißbeck-Komplexes. Jene sind teilweise als deutlich hell-dunkel gebänderte, teilweise als schlierige Gneise entwickelt. Die Neosombereiche sind abhängig von der Zusammensetzung der Edukte als Aplitgneise, Aplitgranitgneise, Granodioritgneise oder leukokrate Tonalitgneise ausgebildet. Die Migmatite sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis, oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen. Der Zweiglimmergneis mit meist schon makroskopisch erkennbarem Kalifeldspat bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in Diatexitgneis über. Gelegentlich sind auch daumennagelgroße Anreicherungen von Hellglimmern (Cordiaritpseudomorphosen) zu beobachten. Der schlierige Biotit-Plagioklasgneis zeigt prächtige, dunkle, Biotit reiche Paläosombereiche. Teilweise sind auch noch Schollen der alten Paragneise erkennbar, die in diatektischen Bereichen schwimmen. Im liegenden Teil des Reißbeck-Komplexes nahe der Talsohle des Maltatales südöstlich des Kerschhacklhofs (bereits auf Ök 156) aber auch nördlich des Pflüglhofs (Ök 182) ist der schlierige Migmatit auch häufig als Biotit-Hornblendegneis entwickelt. Sein Mineralbestand kann mit hauptsächlich Plagioklas und in Nestern angereichertem Quarz, Biotit ± Hornblende angegeben werden. Ferner kann man reichlich Epidot und Titanit bereits mit der Lupe erkennen. Die Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt hier bereichsweise zu quarzdioritischen bis tonalitischen Nebuliten.

Ein weiterer Problembereich, der durch Revisionskartierungen ergänzt werden musste betraf das Radlbachtal südlich der Trebesinger Hütte. Hier stellte die Abgrenzung der Gößgranitoide gegen die Hochalmgranitoide ein bislang ungelöstes Problem dar. Aus diesem Bereich lagen zwar die Kartierungen von ELSNER (1989) bzw. von BEZAK et al. (1993) vor, im entscheidenden Abschnitt bestand aber eine Lücke nicht aufgenommenen Gebietes zwischen beiden Manuskriptkarten. Ein nur wenige Zehnermeter mächtiges Paket aus Migmatiten des Reißbeck-Komplexes, welches mit 30°–40° nach ESE einfällt, konnte in der Verlängerung der Zlattingalm als trennender Horizont bis ins Radlbachtal hinab auskartiert werden.

Einige Revisionsbegehungen betrafen auch das westlich der Ortes Malta gelegene Gebiet, welches sich von der Tandlalm über den Kohlschlagwald bis zum Kotuschgraben erstreckt. Der über 2,5 km² große, glazial geformte Kargrund der Tandlalm besteht im mittleren und oberen Teil aus hellgrauem, fein- bis mittelkörnigem, deutlich geschiefertem Biotitgranitgneis. Jener ist durchwegs stark deformiert, lässt sich gut in Dezimeter bis Meter dicke Platten spalten und führt nur in wenigen Abschnitten meist einzeln oder nur in geringer Zahl auftretende, stark geflaserte Kalifeldspatäugen. Im Biotitgranitgneis stecken einige wenige aus Hornblendegneis bzw. Amphibolit des Reißbeck-Komplexes bestehende Schollenzüge. Die Einheiten fallen mit 20°–30° nach E bis ESE. Im unteren Kargrund etwa ab der oberen Tandlhütte setzt eine hangabwärts mächtiger werdende Moränenbedeckung ein. Am südlichen Karende gegen den Firstriegl zu und im Kohlschlagwald lagern prächtig ausgebildete Blockgletscherablagerungen (siehe Berichte von J. REITNER). Danach folgt grauer, reichlich Biotit führender, grobkörniger Augengneis. Vermutlich handelt es sich um stark deformierten Hochalmporphyrgranit. Jener baut den Grat auf, der über den Firstriegl und weiter parallel zum Kohlschlagwald verläuft und sich als Felsrippe bis ins Maltatal südlich von Schlatzing fortsetzt. Folgt man nun dem Talgrund des Maltatales

⁷⁾ Beide Lokalitäten befinden sich am Kartenblatt 181 Obervellach wenig westlich der Blattschnittsgrenze des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau.

rund 800 m nach NW, so trifft man jenseits der großen Schwemmfächerkombination des Kotusch- und des Plieschbachgrabens auf die Erosionsreste eines Moränenwalls. Jene befinden sich am Hangfuß wenige Meter über den Auenablagerungen der Malta, erstrecken sich über 1,3 km Länge und wurden teilweise vom Tandalmbach erodiert, bzw. von seinen Schwemmfächerablagerungen überschüttet. Diese Seitenmoräne ist vermutlich die Fortsetzung der Schlatzinger Endmoräne des Gschnitzlobus an der Westseite des Maltatales (siehe Berichte von J. REITNER).

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal an der Drau

RALF SCHUSTER

Vorbemerkungen

In einer Besprechung am 12. 5. 2003 wurde G. PESTAL, R. SCHUSTER und J. REITNER von Direktor H.P. SCHÖNLAUB mitgeteilt, dass das Blatt Spittal a.d. Drau bis Sommer 2005 fertigzustellen sei und auf der Arbeitstagung 2005 vorgestellt werden solle. Aus der begrenzten zur Fertigstellung verbleibenden Zeit ergab sich, dass keine großflächigen Neukartierungen durchgeführt konnten, sondern nur bestimmte Fragen im Gelände abzuklären sind.

Folgende Punkte wurden von mir nachbearbeitet:

- 1) Schließung der Kartierungslücke in der Goldeckgruppe im Bereich SW von Oberamlach.
- 2) Abgrenzung des Metagabbrokörpers in den Nockbergen nördlich des Tschirnocks.
- 3) Abgrenzung der Amphibolitkörper im Radenthein Komplex nahe der Tangerner Alm.
- 4) Auffindung und Abgrenzung der Eklogitamphibolite im Millstätter Seengebirge in Bereich der Lieserschluht.

Es stellte sich heraus, dass ein größerer Bereich um die Kartierungslücke bei Oberamlach einer Neukartierung bedurfte und dass weitere Tage für Übersichtsbegehungen notwendig waren. Dieser Bericht umfasst die Kartierungsergebnisse der Jahre 2003 und 2004.

Kartierung der Goldeck-Gruppe südwestlich von Oberamlach

Geplant war, ein in der Manuskriptkarte von W. RATAJ fehlendes Stück nachzukartieren, welches zwischen den Gebietsgrenzen der Kartierungen von DEUTSCH (1977: Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **120/2**, 231–294; 1988: Die frühalpideische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten) – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 553–562) und HEINZ (1987: Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 175–203) offen geblieben war. Die Kartierung ergab jedoch neue Gesichtspunkte und so wurde ein größeres Areal in die Arbeiten einbezogen.

Das kartierte Gebiet befindet sich in der Goldeckgruppe südwestlich von Spittal a.d. Drau. Es beinhaltet die Abhänge der Goldeckgruppe zum Drautal im Bereich oberhalb von Oberamlach (Sh. 530 m) zwischen dem Einödgraben und dem Durachgraben. Im Westen reicht es bis zur Bergerhütte (Sh. 1306 m) und im Süden bis zur Durlachalm (Sh. 1231 m).

Die Goldeckgruppe wird von generell gegen SSW einfallenden Gesteinen des Ostalpins aufgebaut. Der liegende Anteil wird von Kristallin des Gaugen-Komplexes aufgebaut, welcher vom Goldeck-Komplex überlagert wird. Letzterer zeigt zum Beispiel bei Stockenboi und am Nordhang

des Staff und Latschur einen transgressiven Kontakt zu den permomesozoischen Sedimenten des Drauzuges.

Die in dieser Arbeit als Gaugen-Komplex (SCHUSTER & SCHUSTER, 2003: Bericht 2001 über die geologische Aufnahme in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 453–455.) bezeichneten Lithologien ziehen vom Gaugen in der Kreuzeckgruppe über den Stangor bis in die Goldeckgruppe. In der Goldeckgruppe wurden sie von ANGEL & KRAJICEK (1939: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, **129**, 26–57) als „zweistufig durchgeprägtes, häufig diaphthoritisches Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ von der „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ abgetrennt, welche den Goldeck Komplex repräsentiert. In der, im Wesentlichen auf den Kartierungen von A. DEUTSCH und H. HEINZ beruhenden Manuskriptkarte Blatt 182 wird der Gaugen-Komplex als retrogrades Kristallin, der Goldeck-Komplex als prograd grünschieferfazielles Kristallin bezeichnet.

Gaugen-Komplex

Lagerung und Lithologien

Der Gaugen-Komplex wird im bearbeiteten Bereich aus folgenden Lithologien aufgebaut. Die Hauptmasse bilden Zwei-Glimmerschiefer bis -Gneise mit unruhig gewellten Schieferungsflächen und unregelmäßigem Bruch. Quarzmobilisatlagen sind zumeist isoklinal verfalltet. Im Handstück lassen sich grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete, Biotit, Plagioklas und Quarz erkennen. In einzelnen Glimmerschieferlagen ist Granat mit bis zu 1 mm Durchmesser recht häufig. Die Schieferungs- und Kluffflächen zeigen manchmal rostbraune Anflüge von Eisenhydroxiden.

Aus den Zwei-Glimmerschiefern entwickeln sich gegen das Hangende retrograde Glimmerschiefer. Auch diese zeigen grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete. Biotit und Granat sind jedoch in Chlorit umgewandelt. Letzterer verleiht dem Gestein eine grünlich-silbrige Erscheinung. An Schieferungs- und Kluffflächen sind rostbraune Eisenhydroxide vorhanden, die dem Gestein eine typische Verwitterungsfarbe verleihen. Eingelagert finden sich unterschiedlich mächtige Lagen aus feinerkörnigen, quarzitischen Gneisen, die jedoch nicht flächendeckend ausgeschieden werden können. Die Gesteine zerbrechen zu dezimetergroßen oft plattigen Stücken. Im hangendsten Bereich, nahe der Grenze zu den Phylliten des Goldeck-Komplexes, aber auch im Einödgraben sind die Gesteine an manchen Stellen feinstückig kataklastisch zerbrochen.

In die Zweiglimmerschiefer ist in ca. 680 m Seehöhe zwischen dem Durlachgraben und dem Einödgraben eine etwa 10 m mächtige Augengneislage eingeschaltet. Der granitische Augengneis ist leukokrat, straff geschiefert (S_x), bankig brechend und zeigt bereichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear (L_x). Makroskopisch lassen sich bis zu 2 cm große Kalifeldspatungen und etwa 1mm große Muskovitblättchen in einer Matrix aus Feldspat und Quarz erkennen. Immer wieder sind konkordante Quarzlagen mit einer Dicke bis zu 5 cm vorhanden.

In den retrograden Glimmerschiefern befindet sich auf etwa 900 m Seehöhe eine Lage aus Amphibolit. Die Amphibolite zeigen makroskopisch Hornblende und Plagioklas, in Deformationszonen ist auch Chlorit zu erkennen.

Im hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes sind bis über 100 m mächtige Marmore vorhanden. Sie bilden eine Lage, die sich von Lind im Oberdrautal quer über den Siflitzgraben bis zum Matzenkofel und bis nahe zum Durlachgraben verfolgen lässt. Hier wird sie an der Störung zum südwestlich angrenzenden Goldeck-Komplex abgeschnitten. Bei Kleinsass erscheinen die Marmore erneut, wobei sie in diesem Gebiet durch ein SW-NE-streichendes Störungssystem tektonisch vervielfacht auftreten. Es handelt