

## Eisrandterrassen

In den bearbeiteten Gräben sind mehrere übereinanderliegende, zwischen ca. 80 und 120 m mächtige Eisrandterrassenkörper aufgeschlossen. Das Spektrum ist stark lokal beeinflusst. So finden sich in den höher gelegenen Terrassen überwiegend lokale Gerölle, während in den tieferen das Spektrum deutlich bunter ist, was die Unterscheidung zur Grundmoräne insbesondere in den flacheren Talflanken mit schlechten Aufschlussverhältnissen erschwert. In der oberen Terrasse im Mühlbachtal südwestlich von Raitis wurden u.a. Stillwassersedimente (tonige gebänderte Schluffe, wechsellagernd mit Feinsanden) zwischen 1070 Hm und 1100 Hm gefunden. Gegen oben hin werden die Terrassen gröber und sind oftmals erosiv von lokalen Wildbachschottern überlagert. Die Kiese und Sande weisen Imbrikation sowie Schräg- und Horizontalschichtung auf. Sie fallen auch teilweise talauswärts ein und können, vor allem über stauenden Schichten, konglomeriert sein. Auch finden sich immer wieder gekritzte Gerölle, die auf die kaltzeitliche Entstehung hinweisen.

## Postglaziale Sedimente

### Schuttfächer

Das tektonisch stark zerlegte Brennermesozoikum liefert große Mengen an Kiesen und Schottern, die als mächtige Schuttfächer weite Gebiete überdecken. Es sind dies fast nur Karbonatkomponenten, die schlecht bis kantengerundet sind. In den liegenden Bereichen und in der Nähe des

unterlagernden Festgesteins findet sich vermehrt Moränenmaterial wie kristalline Gerölle und gekritzte Komponenten. Der Schluffanteil in den Schuttfächern ist relativ hoch, da sekundär durch die durchsickernden Wässer viel feinklastisches Material eingeschwemmt wurde.

Murschuttablagerungen und hangparallele Schichtung sowie in tieferen Bereichen feinkörnigere Kiese sind zu erkennen.

Auch rezent sind die Murschuttströme z.B. oberhalb 1400 Hm im Mühlbachtal südöstlich Telfes zu sehen.

### Schwemmfächer

An den Seitentalausgängen wurden Schwemmfächer geschüttet, auf denen die Ortschaften liegen. Sie sind morphologisch gut zu erkennen.

Am Ausgang des Mühlbachtals bei Telfes wird der karbonatreiche Schutt abgebaut.

### Massenbewegungen

Instabile Hangbereiche bzw. großräumige Rutschungsbereich sind in den erosiv übersteilten Seitentälern fast durchgehend gegeben. Es kommt daher auch häufig zu Anrissen und Rutschungen. Über weite Bereiche lassen sich daher nur mehr umgelagerte Sedimente aufnehmen. Auch außerhalb der Gräben kommt es in den steileren Geländeabschnitten zu Bodenkriechen und Sackungen.

Weiters wurden auch Bergsturzmaterial und Gleitblöcke aufgenommen.

## Blatt 179 Lienz

### Bericht 2003 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen, der Schobergruppe und in den Lienzer Dolomiten auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Die geologischen Aufnahmen erfolgten in verschiedenen Bereichen der südlichen Blatthälfte um Lücken zu schließen und Revisionen in Gebieten anderer BearbeiterInnen durchzuführen.

Mit der Kartierung im Pustertal zwischen Burgfrieden und Bannberg und im Wilfernertal zwischen Böses Weibele und Munzalspitze konnte die Kartierung der Deferegger Alpen auf Blatt Lienz fertiggestellt werden. Das Kristallin im Gebiet Burgfrieden – Bannberg gehört zum Deferegger-Komplex und setzt sich um Burgfrieden aus leukokrater Orthogneis und um Bannberg aus Paragesteinen mit vorwiegend Zweiglimmerschiefer zusammen. Bei regional südgerichtetem Einfallen überlagert Orthogneis und bildet gemeinsam mit den Paragesteinen einen Teil des Südchenkels der Synform, durch welche der Thurntaler-Komplex in den Deferegger-Komplex eingefaltet ist. Im hinteren Wilfernertal wurde ebenfalls Deferegger-Komplex kartiert. Der mächtige, hangende Teil aus einförmigen Paragesteinen reicht vom Orthogneiszug Rotstein bis zum überlagernden Thurntaler-Komplex im Gebiet Böses Weibele. Bei regional SE-gerichtetem Einfallen zeigt sich ein kontinuierliches Metamorphoseprofil von unterer Amphibolitfazies bis in Epidot-Amphibolitfazies von NW nach SE, dabei auch über die lithologische Grenze zum Thurntaler-Komplex.

Die südwestlichste Schobergruppe bei Ainet und Oberlienz kartierte REITNER (2003) quartärgeologisch unter Ver-

wendung der Kristallinkartierungen der Arbeitsgruppe SPAETH der RWTH Aachen (LUCKGE, 1993; SCHNURR, 1993). Im Luftbild erkennbare Störungszonen fanden im Kartenbild keinen Niederschlag und bei Übersichtsbegehungen zeigte sich eine Gliederung des Kristallins als erforderlich. Insofern wurden Teilbereiche neu kartiert, dabei die Störungen erfasst und das Kristallin in Komplexe gegliedert. Am Hangfuß bei Tratte ist Deferegger-Komplex aufgeschlossen. Ein Teil davon ist durch die Kontaktmetamorphose der Intrusion Edenwald überprägt und belegt damit eine sinistrale Bewegung im Iseltal. An einer dextralen Störung stößt Deferegger-Komplex an Petzeck-Komplex, den amphibolitfazialen Komplex im Schoberkristallin. Der eklogitfaziale Prijakt-Komplex überlagert den Petzeck-Komplex und ist mit diesem verfalltet.

In den Lienzer Dolomiten, südlich Tristacher See und östlich Thal, waren schließlich auf verschiedenen Manuskriptkarten verzeichnete basische Ganggesteine, Lamprophyre, in Bezug auf Vorkommen, Lithologie und Struktur zu klären. Die grauschwarzen Lamprophyre führen verbreitet Nephelin und sind als Camptonit zu klassifizieren. Zur regionalen Streichrichtung lagern die Gänge konkordant, jüngere spröde Verformung hat auch die Lamprophyre erfasst.

Der Bericht gliedert sich in die Beschreibung von Lithologie und Struktur der jeweiligen Gebiete, sowie eine Diskussion von Metamorphose und Deformation. Kurz werden Massenbewegungen und quartäre Bedeckung beschrieben.

### Pustertal – Burgfrieden bis Bannberg

Kartiert wurde der Südhang um Burgfrieden und Bannberg, ausgehend vom Hangfuß Leisach – Gries – Lienzer Klause – Anger-Leiten – Ploner – Glöre hinauf bis Kerschbaumer – Gloriach – Höhe 1647 m – Filgisbachgraben bei

1600 m – Markbachgraben bei 1350 m Seehöhe. Die Diplomkartierungen von GRUNDMANN (1989) und REILING (1990) dienen als erste Information über die kristallinen Gesteine und die quartärgeologische Kartierung wurde von REITNER (2003) übernommen.

### Lithologie Pustertal

Paragesteine des Deferegger-Komplexes sind im Markbach- und Filgisbachgraben aufgeschlossen. Östlich vom Filgisbach überlagert Orthogneis, der sich bis Leisach-Gries erstreckt. Nur im Einschnitt nördlich Burgfrieden treten unter dem regional südlich einfallenden Orthogneis Paragesteine zu Tage. Da dieser Orthogneis um Burgfrieden seine größte Ausdehnung aufweist, wird er im folgenden als Burgfrieden-Orthogneis bezeichnet. Lithologisch und strukturell gehören Orthogneis und Paragesteine zum Deferegger-Komplex. Basische Gänge, den Periadriatischen Intrusivgesteinen zugehörig, finden sich im unteren Markbachgraben.

Den Hauptteil der Paragesteine stellt hellglimmerdominierter Zweiglimmerschiefer, grausilbrig mit schuppigem Muskovit und mitunter feinkörnigem Plagioklas. Der wenige Biotit ist großteils chloritisiert, dadurch erscheint der Glimmerschiefer graugrünlich und Quarzmobilisat darin ist hellgrau bis schwarz durchsetzt. Selten sind größere Biotitblättchen erhalten und auch Granat ist makroskopisch kaum zu finden. Nur westlich Ploner ist im Osthang zum Markbach-Schwemmfächer Zweiglimmerschiefer mit reichlich Biotit und deutlich Granat aufgeschlossen. Zusätzlich kann noch Staurolith in diesen Gesteinen auftreten. Neben etwas quarzreicherem Quarzlimmerschiefer sind Lagen mit graugrünlichem Quarzitgneis und grauem Quarzit nicht selten. Diese sind als nicht vergrünte, violettbraune bzw. violettgraue Variante wieder die Ausnahme, wie beispielsweise im unteren Markbachgraben. In diesem Gebiet ist verstärkt auch Schiefer- und Paragneis, mit einem im Vergleich zu Glimmerschiefer und Quarzitgneis höheren Anteil an Plagioklas, beigemischt.

Einzige Abwechslung in dieser insgesamt relativ einförmigen Lithologie der Paragesteine können Kalksilikatlagen bieten. Im Bachbett des Markbaches ist in 1030 m Seehöhe ein etwa 0,5 m mächtiger Kalksilikatgneis aufgeschlossen. Dieser helle Gneis, mit Plagioklas und Quarz als Matrix, führt Amphibol sowie feinkörnigen Granat und Klinozoisit sowie etwas Calcit und sekundären Chlorit.

Der Burgfrieden-Orthogneis ist ein heller, leukokrater Orthogneis, mittel- bis grobkörnig mit schuppig grünlichem Muskovit. Bei den Feldspäten dominiert Kalifeldspat und bildet bis 2 cm große Porphyroklasten. Das mittelkörnige Gefüge ist linsen- bis augenförmig, mit sporadischen Porphyroklasten, die inhomogen verteilt sind. Diese typische Textur zeigt der Orthogneis im Rücken Oberburgfrieden. Besonders um Burgfrieden und östlich davon ist auch durchgehend grobkörniger Orthogneis mit Augentextur anzutreffen. Feinkörniger Orthogneis mit homogener Textur bildet die Ausnahme, zu finden beispielsweise im Hang zwischen Lienzer Klause und Oberburgfrieden. Quarz kann im Orthogneis mitunter auffällig grau erscheinen, so im Osthang östlich Oberburgfrieden. In diesem Bereich ist auch das Quarzmobilisat im Orthogneis deutlich grau durchzogen.

Periadriatische Ganggesteine schließt der untere Markbachgraben zwischen Bannberg und Schrottendorf auf. Die beiden hellgrauen Semilamprophyre sind bis zu 4 m mächtig, erscheinen massig homogen und weisen ein leicht porphyrisches Fluidalgefüge auf. Die Einsprenglinge sind überwiegend aus schuppigem Biotit, Amphibol und Plagioklas sind stark karbonatisch alteriert. Entsprechend dem Mineralgehalt sind diese Gänge als Kersantite zu klassifizieren.

### Struktur Pustertal

Die Gesteine streichen regional WSW–ENE bei mittelsteilem SSE-Fallen, wobei Streichrichtung und Fallwert sehr stark streut. Der Burgfrieden-Orthogneis überlagert dabei die im Quelltrichter Burgfrieden und den Gräben von Filgisbach und Markbach aufgeschlossenen Paragesteine regional. Die Mineralstreckung ist im Orthogneis deutlich, mittelsteil bis flach nach SW bis SE gerichtet, mitunter auch flach in nördliche Richtung. Zwei Falten-generationen lassen sich unterscheiden, eine ältere mit südgerichteten Achsen und mittelsteilen Achsenebenen gegen SW oder SE, sowie eine jüngere mit WSW–ENE-orientierten Achsen, leicht streuend und um die Horizontale pendelnd. Die Achsenebenen der jüngeren Falten fallen einheitlich steil gegen Süden.

Die Beschreibung der lokalen Lagerungsverhältnisse erfolgt von Liegend gegen Hangend, also zuerst die Paragesteine in Markbach- und Filgisbachgraben und folgend der überlagernde Burgfrieden-Orthogneis. Im Markbachgraben lagern die Paragesteine sehr variabel und lassen bevorzugt nordöstliche und südwestliche Fallrichtung erkennen. Im Osthang zum Schwemmfächer Markbach zeigt sich bevorzugt SW- bis S-gerichtete Lagerung. Dabei kann im gesamten Markbacheinschnitt beispielsweise auch nördliches Einfallen auftreten. In Paragneis und Quarzit kann die ältere Faltung als isoklinale Faltung (mm bis cm) oder offene Faltung (cm bis dm) reliktdisch erhalten sein. Die jüngere Faltung ist in glimmerreichen Gesteinen mit flach W-gerichteten Achsen und steil S-gerichteten Achsenebenen deutlich, wobei die Falten offen spitzwinklig in mm- bis dm-Dimension oder als Knickfalten auftreten. Diese Faltung kann auch den Wechsel der Lagerung über Meter bis Zehnermeter bedingen.

Im Westhang zum Filgisbach überlagert der Burgfrieden-Orthogneis die Paragesteine konkordant. Oberhalb der Pustertaler Höhenstraße fallen Paragesteine wie Orthogneis mittelsteil gegen SE und von der Höhenstraße bis in die Seitenhänge vom Schwemmfächer zeigt sich ebenfalls konkordante Lagerung bei variabel SE-gerichtet bis flacher Lagerung. Die Mineralstreckung vom Orthogneis weist dabei flach bis mittelsteil gegen Süden. In den Paragesteinen ist die ältere Faltung wiederholt erhalten, mit duktil offenen cm-Falten und Achsen parallel der Mineralstreckung im Orthogneis. Die jüngere Faltung ist in Glimmerschiefer wieder mit spitzwinklig offenen mm- bis dm-Falten und bisweilen auch im Orthogneis als Knickfaltung ausgebildet, die Achsenebene dabei einheitlich steil südgerichtet. Die Interferenz der beiden Faltungen lässt einen großen Winkel von jüngerer Achsenebene zu älterer Schieferung und Faltenachse erkennen.

Der Orthogneis zeigt im liegenden Teil des Orthogneiskörpers, also im Bereich Oberburgfrieden – Filgisbach – Höhe 1647 m einheitliches Einfallen nach SE mit Mineralstreckung flach nach Südsüdwesten. Zwischen Oberburgfrieden und Hangfuß stellt sich NNW–SSE-Streichen ein. Im Hang nördlich Anger-Leiten fällt der Orthogneis mittelsteil gegen Ostnordosten, im Felssporn nördlich Angerlehauser streicht Orthogneis steilstehend NNW–SSE und Richtung Lienzer Klause überwiegt mittelsteiles Einfallen gegen Westsüdwesten. Die Mineralstreckung weist dabei bevorzugt flach nach SE, untergeordnet nach SW oder in nördliche Richtung. Von Burgfrieden nach Leisach-Gries setzt sich die Tendenz der Struktur im Orthogneiskörper, im Liegenden SW–NE-Streichrichtung und gegen hangend quer dazu, fort. Durch die flachere Lagerung schwankt die Richtung jedoch stärker, gleiches gilt für die Orientierung der Mineralstreckung. Die Faltenachsen der jüngeren Faltung, als Knick- bis Chevronfaltung mit 2 bis 5 cm Abstand der Achsenebenen entwickelt, streichen im gesamten Orthogneiskörper subhorizontal W–E mit steil südfallenden

Achsebenen. Bevor ein Überblick über die spröden Strukturelemente im Gebiet Burgfrieden – Bannberg gegeben wird, sei noch die Orientierung der Semilamprophyre angemerkt. Die beiden Gänge im Markbachgraben streichen SW–NE und ihre Kontaktflächen fallen mittelsteil nach NW ein.

Zwei sprödetektonische Elemente können aus verbreiteten Harnischflächen, Scherflächen und Scherzonen mit Kakirit abgeleitet werden. Den Markbachgraben durchzieht oberhalb der Pustertaler Höhenstraße eine NNW–SSE-streichende Störung. Die Harnischflächen sind durch schwärzliche Kataklasite belegt und zeigen dextrale Bewegung an. Ein gänzlich anderes Bild zeigen die zahlreichen Scherflächen und Scherzonen entlang der Pustertaler Höhenstraße zwischen Bannberg und Burgfrieden, sowie in den Hängen der Bacheinschnitte. Scherzonen von wenigen dm bis 3 m zerlegen Paragesteine wie Orthogneis, wobei sich, begrenzt von Scherflächen, bis 30 cm Kakirit bildete. Im Orthogneis ist der Kakirit feinsandig weiß und mit bis zu 5 cm großen Bruchstücken, in den Paragesteinen hellgrau und teilweise zu Kluffletten zerkleinert. Diese dominierenden Scherzonen, mittelsteil gegen NNW einfallend, sind durch unzählige, W–E-streichende Scherflächen begleitet, die wenige cm Kakirit aufweisen können. Synthetische Riedelflächen weisen auf eine relativ aufschiebende Bewegung des nördlichen Blocks. Zu beiden Seiten am Ansatz Schwemmfächer Burgfrieden legt die Morphologie eine Schar dieser Scherzonen im Orthogneis nahe. Diese lässt sich mit Aufschlüssen an der Höhenstraße und morphologisch weiter nach W verfolgen. Somit kann eine Zone spröder Bewegung zwischen Gloriach, Oberburgfrieden und südlich Bannberg lokalisiert werden.

#### Metamorphose und Deformation Pustertal

Der Burgfrieden-Orthogneis und die unterlagernden Paragesteine gehören hinsichtlich amphibolitfazieller Metamorphose und regionaler Struktur zum Deferegger-Komplex. Sie repräsentieren als Teil des Südschenkels der nordgerichtet W–E-streichenden Synform den südlichsten Teil Deferegger-Komplex.

Die Augentextur und verbreitete Mineralstreckung im Orthogneis verdeutlichen die amphibolitfazielle Prägung. In Glimmerschiefer und Paragneis engen Granat und Staurolith diese auf mittlere Amphibolitfazies ein. Bei der zugehörigen Feinfältelung rekristallisiert Hellglimmer im Faltenchenkel beziehungsweise es entwickelt sich eine neue Schieferung. Die Faltenachsen dieser älteren Faltung weisen wie die Mineralstreckung im Orthogneis in südliche Richtung. Dieses ältere Strukturinventar mit NNW–SSE Streichrichtung ist im Orthogneiskörper in Bereich Lienzer Klause – Anger-Leiten – Oberburgfrieden weitgehend erhalten, in den Paragesteinen im Markbachgraben noch deutlich.

Die jüngere Deformation dokumentiert mit W–E-streichender Faltenachse und südgerichteter Achsenebene die Einfaltung von Thurntaler- in Deferegger-Komplex. Die Feinfältelung ist im Glimmerschiefer teilweise als Knickfaltung ausgebildet, wobei Hellglimmer nicht rekristallisiert und Biotit chloritisiert wird. Da auch Orthogneis fein gefaltet wird, sind die Bedingungen dieser Überprägung möglicherweise im Bereich der unteren Grünschieferfazies. Eingeregelt in die regionale Synform sind die Bereiche liegend und hangend der lithologischen Grenze Paragesteine/Orthogneis.

Die dominierenden spröden Strukturen sind Scherzonen und Scherflächen mit Kakirit, die eine Störungszone bilden, entlang der von Gloriach bis südlich Bannberg der Nordblock aufgeschoben erscheint. Diese Bewegung kann in Zusammenhang mit der jüngsten, sinistralen Bewegung im Iseltal stehen.

#### Quartär Pustertal

Das Quartär wurde von REITNER (2003) kartiert, insofern wird hier ein kurzer Überblick gegeben und ergänzende Beobachtungen angefügt. Die Bedeckung besteht aus Eisrandsediment, Bergsturzablagerung und Schwemmfächer.

Teilweise erodierte Eisrandsedimente bedecken großflächig die Rücken Gloriach, Oberburgfrieden, Bannberg und Schrottendorf. Am Rücken Oberburgfrieden weist der kippende Hang zwischen Oberburgfrieden und Höhe 1647 m nur spärliche Reste ehemaliger Bedeckung auf. Der östliche Teil der Eisrandbedeckung Oberburgfrieden zeigt sich ebenfalls geringer mächtig und ist von Erosionsrinnen durchzogen. Eine Rinne bildete sich auch am Rücken südlich Gloriach. Die Sedimente auf diesen beiden Orthogneisrücken weisen einen hohen siltig bis sandigen Feinkornanteil auf und sind matrixgestützt. Die Komponenten (mm bis cm, ausnahmsweise 2–3 dm) sind kantengerundet bis gut gerundet, mitunter auch eckig. Das polymikte Spektrum umfasst Glimmerschiefer, Quarzit, Orthogneis, Quarzmobilisat, Tonalit und Hornfels. Die beiden Letzteren treten in den Eisrandsedimenten wiederholt auch als metergroße gerundete Blöcke auf.

In den Gräben von Filgis- und Markbach findet sich schlecht sortiertes und wenig gerundetes Material, wahrscheinlich umgelagert und mit Hangschutt vermengtes Eisrandsediment. Hingegen sind auf Höhe der Pustertaler Höhenstraße in den riedelförmigen Rücken unmittelbar östlich Filgisbach und westlich Markbach gut sortierte Kiese mit Schrägschichtung erhalten. Auf dem breiten Rücken Bannberg liegt fein- bis mittelkörniges Material, mäßig sortiert und ohne Schichtung, vergleichbar der Ablagerung am Rücken Oberburgfrieden. Die Komponenten sind hier ebenfalls polymikt, wobei neben überwiegend Paragesteinsmaterial auch Amphibolit, wiederholt Hornfels und kaum Orthogneis anzutreffen ist. Bis 1000 m Seehöhe ist auch Karbonat als Komponente beigemischt. Anzumerken bleibt noch eine kohäsionslose, monomikte Orthogneisbrekzie am Riedel östlich vom Filgisbach in 1370 m Seehöhe. Hoher Feinkornanteil, fehlende Sortierung wie Rundung und Komponenten bis 50 cm kennzeichnen diese Einschaltung innerhalb eines polymikten, schlecht gerundet und sortierten Eisrandsediments. Es könnte sich um eine lokale Felssturzablagerung in Eisrandsediment handeln.

Der Bergsturz Gailwald – Mortbichel wurde von REITNER (2003) als Gleitung s.l. eingestuft. Zwischen Schwemmfächer Markbach und Filgisbach ist im Stirnbereich dieser Bergsturzablagerung aus mesozoischen Sedimenten immer etwas Kristallin beigemischt. Auffällig ist dabei ein 1,5 m großer, gut gerundeter Block aus Hornfels 300 m östlich Ploner. Das Auffächern der Bergsturzmasse gegen E geht soweit, dass noch am Hangfuß östlich vom Schwemmfächer Filgisbach zwei kleine Vorkommen mit Bergsturzmateriale anzutreffen sind. Zum zweiten Bergsturz, jenen von der Scheibenwand zur Lienzer Klause, sei noch bemerkt, dass vor der Stirn der terrassenförmigen Ablagerung der Orthogneis am Hangfuß mindestens 20 Höhenmeter von Bergsturzmateriale überstreut ist.

Die Einzugsgebiete von Mark- und Filgisbach kennzeichnen Sackungen und teilweise erodierte Eisrandsedimente. Dementsprechend und zusätzlich durch den Aufstau an der Bergsturzmasse Mortbichel setzt der Schwemmfächer vom Markbach bereits bei 1000 m Seehöhe an. Der Schwemmfächer Filgisbach ist durch diesen Bergsturz sicherlich abgelenkt, wenn nicht außerdem etwas aufgestaut und setzt bei 940 m Seehöhe an. Den ebenfalls hoch ansetzenden Schwemmfächer Burgfrieden speist die große Sackung zwischen Leisacher Alm und Burgfrieden. Dieser ausgedehnte Schwemmfächer ist von der Drau partiell erodiert.

Abschließend ist noch die Verbreitung der Hornfelse in der Bedeckung zu diskutieren. Sie treten als Komponenten, mitunter als größere Blöcke, in den Eisrandsedimenten von Gloriach bis Bannberg auf und ferner als Blöcke in den Rinnen und Schwemmfächern von Mark- und Filgisbach. Die Hornfelse vom Kontakthof der Tonalitintrusion Edenwald können von westlich der Leisacher Alm durch Massenbewegung und fluviatile Erosion lediglich bis Burgfrieden und Bannberg können die Hornfelse also nur mit einem vom Iseltal ins Pustertal überfließenden Eisstrom oder fluviatil während der Abschmelzphase im Spätglazial stromaufwärts ins Pustertal verfrachtet worden sein.

### Massenbewegungen Pustertal

Nördlich Burgfrieden reicht eine große Sackung, deren Abriss westlich der Leisacher Alm liegt, ins aufgenommene Gebiet. Durch den kompakteren Orthogneis verengt sich die Sackung und bei 960 m Seehöhe schließt der Schwemmfächer unmittelbar an. Eine größere Kippung lockert den Hang zwischen Oberburgfrieden und der Höhe 1647 m auf. Nördlich besagter Höhe weist ein markanter, 5 bis 10 m tiefer und mehr als 10 m breiter Zerrgraben auf starke Dehnung. Zahlreiche Antitheter am Hang hinunter bis 1300 m Seehöhe lassen dann insgesamt kippende Bewegung erkennen. Eine kleinere Sackung löst den Hang im Bereich des östlichen Zuflusses vom Filgisbach (Zeluttbach) derart tiefgründig auf, dass der östliche Graben kaum Entwässerung an der Oberfläche zeigt.

### Wilfernertal – Böses Weibele, Rotstein und Munzalspitze

Das aufgenommene Gebiet erstreckt sich vom Kamm Böses Weibele – Schönbergspitze – Rotstein nach SW bis Munzalspitze – Jakoberjoch – Pedretscherkaser – Waldhuberkaser – Mairkaser. An Diplomkartierungen lagen als Hinweis auf Lithologie und Struktur jene von ZEHN (1988) und LUDWIG (1990) vor. Von REITNER (2003) wurde die Aufnahme von Quartär und Massenbewegungen übernommen und vor allem im Kambereich ergänzt.

### Lithologie Wilfernertal

Die Beschreibung der Lithologie folgt der tektonischen Lagerung von Liegend zu Hangend, also vom Rotstein in Richtung Böses Weibele. Der Rotstein-Orthogneis und die mächtig wie einförmigen Paragesteine bis zum Monstreitbach gehören dem Deferegger-Komplex an, überlagert durch Paragesteine des Thurntaler-Komplexes.

Der Rotstein-Orthogneis erstreckt sich vom Lavantegg und Schlaitner Kofel über den Kamm vom Rotstein gegen W bis zur Gelenkscharte, wo eine Wechselfolge mit Paragesteinen einsetzt. Paragneis und Glimmerschiefer unterlagern den Orthogneiszug nördlich Rotstein – Weißes Kar und überlagern südlich Lavantegg – Gelenkscharte. Bei den überlagernden Paragesteinen, die vom Kamm zwischen Lavantegg und Schönbergspitze zur Munzalspitze streichen, steht Paragneis und Schiefergneis gegenüber Glimmerschiefer im Vordergrund. Eingelagert ist Orthogneis sowie vereinzelt Amphibolit, Kalksilikatgneis und Kalkmarmor. Von der Schönbergspitze zum Jakoberjoch stellt sodann Glimmerschiefer und Schiefergneis einen höheren Anteil, oft mit reichlich Granat. Schließlich dominiert Glimmerschiefer den hangendsten Teil vom Deferegger-Komplex, der von den Lavantspitzen bis Grödel und Monstreithütte aufgeschlossen ist. Phyllonitischer Glimmerschiefer mit grauen Quarzlitlagen überlagert als Teil des Thurntaler-Komplexes von Böses Weibele bis Mairkaser. An Ganggesteinen sind Lamprophyre und Semilamprophyre von westlich der Gelenkscharte bis zur Hintere Lavantspitze ver-

breitet und ein Tonalitgang quert den Kamm zwischen Vorder Lavantspitze und Böses Weibele.

In den Paragesteinen liegend vom Rotstein-Orthogneis findet sich ein Spektrum von Zweiglimmer-Paragneis, Schiefergneis und Zweiglimmerschiefer mit grauen Quarzlitlagen, die teilweise dynamisch rekristallisiert und chloritisiert erscheinen. Der Orthogneiszug zeigt sich im Kamm Rotstein – Schlaitner Kofel – Lavantegg geschlossen und in größter Mächtigkeit, von der Gelenkscharte nach W setzt lateral eine Wechselfolge mit Paragesteinen ein, wobei Paragesteine den Orthogneiszug im Wesentlichen zerteilen. Auch mit den hangenden Paragesteinen ist der Orthogneis durch Wechselfolge verbunden, südlich der Wilfernerlacke erstreckt sich ein Zehnermeter mächtiger Orthogneis über einige hundert Meter.

Der Orthogneis weist eine doch beträchtliche lithologische Vielfalt auf. Verbreitet ist fein- bis mittelkörniger Orthogneis, wobei entweder Muskovit oder Biotit überwiegt. Frische Bruchflächen sind grau, violettgrau bei feinschuppigem Biotit oder grünlichgrau bei Chloritisierung oder bei höherem Anteil Amphibol. Der helle, durch schuppigen Muskovit charakterisierte Orthogneis ist reich an Quarz und arm an Biotit, kann deutlich Turmalin und etwas metamorphen Granat führen. Bei verbreitet mylonitischer Textur kann in mittel- bis grobkörnigem Orthogneis auch Augentextur, wie im Gipfelbereich Rotstein, auftreten. Der deutlich dunklere, durch Biotit dominierte Orthogneis enthält Klinozoisit, kaum Muskovit und dafür wiederholt Amphibol, textuell ausgezeichnet durch mylonitische Textur mit deutlicher Mineralstreckung. Der Gehalt an Plagioklas und Kalifeldspat schwankt im Orthogneis ebenfalls erheblich. In sehr quarzreichem und Amphibol führendem Orthogneis ist Plagioklas vorherrschend, ansonsten kann auch Kalifeldspat in Form von Mikroklin überwiegen.

Der helle, saure Orthogneis bildet mit dem dunkleren, teilweise Amphibol führenden Orthogneis einen wechsellagernden Verband, der bei der Kartierung nicht zu untergliedern ist. Regional steht im Gebiet Lavantegg – Schlaitner Kofel – Rotstein der helle Orthogneis im Vordergrund, nördlich um die Gelenkscharte der dunklere Orthogneis. Diesem Trend entspricht auch die Verbreitung orthogener Begleitgesteine des Orthogneiszuges, Lagen leukokrater Orthogneis östlich Rotstein und Amphibolit westlich Gelenkscharte. Der leukokrater Orthogneis tritt in Form von 5 bis 15 m mächtigen Lagen in den Paragesteinen im Kamm zwischen Rotstein und Schlaitner Kofel und südöstlich Lavantegg auf. Hoher Feldspatgehalt und blassgrünlicher Muskovit charakterisieren diesen mittelkörnigen, eher massigen Orthogneis, wobei Kalifeldspat dominiert und bisweilen eine Augentextur bewirkt. Amphibolit ist im Kar westlich der Gelenkscharte dem Orthogneis eingelagert und weist wie dieser straffe Schieferung und Streckung auf. Fein- bis mittelkörnig und durch Amphibol dominiert, können Biotit sowie Plagioklas und Quarz auch höheren Anteil nehmen und damit zum Amphibol-führenden, dunklen Orthogneis überleiten. Im Gelände erwies sich damit die Abgrenzung zwischen Amphibolit und Amphibol-führenden Orthogneis als schwierig.

Die Paragesteine, welche nördlich und nordwestlich der Gelenkscharte mit Orthogneis wechsellagern, sind vorwiegend Zweiglimmer-Paragneis, mit körnig bis metablastischer Textur und schuppigen Glimmern, dabei teils quarz- und feldspatbetont und gebändert oder glimmerreich in Schiefergneis übergehend. Wenn die feldspatreichen Paragesteine grünschieferfaziell überprägt sind, deutlich an der graugrünligen Färbung, sind sie von überprägtem Orthogneis im Gelände mitunter schwierig zu unterscheiden. Ähnlich kann überprägter feldspatreicher Gneis im Bereich der Hangendgrenze vom Orthogneis, westlich und östlich der Gelenkscharte, erschwert zuzuordnen sein. Wenn vergrünter Glimmerschiefer wechsellagert, erschei-

nen die Paragesteine deutlich. Umgekehrt sind im Südhang Lavantegg, die Hangendgrenze Orthogneis/Paragesteine ist dort zusätzlich zur grünschieferfaziellen Überprägung stark deformiert, ein hoher Feldspatgehalt, die Homogenität des Aufschlusses und kaum vorhandenes Quarz mobilisat die Merkmale des Orthogneises.

Paragneis und Schiefergneis überwiegen bei den Paragesteinen, die vom Kamm Lavantegg – Schönbergspitze bis Gelenkscharte – Munzalspitze den Orthogneiszug überlagern. Bezeichnend sind der signifikante Plagioklasgehalt und beide Glimmer, wobei Biotit stark chloritisiert sein kann und zwischen Lavantegg und Schönbergspitze garbenförmig gesprosst ist. Hinzu kommen silbergrauer, hellglimmerreicher Zweiglimmerschiefer, teilweise auch mit erkennbarem Plagioklas, sowie einzelne Lagen quarzitischer Paragneis und grauer Quarzit. Granat ist rar und wenn vorhanden bevorzugt im Glimmerschiefer anzutreffen, so zum Beispiel am Sporn von der Munzalspitze zur Gelenkscharte. An Einlagerungen sind Orthogneis, Amphibolit, Kalksilikatgneis und Kalkmarmor anzutreffen. Die Orthogneislagen wurden zusammen mit dem Orthogneiszug Rotstein – Gelenkscharte lithologisch beschrieben. Amphibolit ist geringmächtig und selten, beispielsweise im Kamm nordwestlich der Schönbergspitze und in den Felsabbrüchen östlich der Munzalspitze zu finden. Fein- bis mittelkörnig, mit Biotit oder höherem Gehalt an Plagioklas und Quarz, sowie feingebänderter oder massig homogener Textur ist der Amphibolit ähnlich demjenigen, der mit dem Orthogneis wechsellagert. Einige Dezimeter mächtige Kalksilikatlagen sind bevorzugt zwischen Jakoberkaser und Munzalspitze verbreitet und manchmal mit Quarzit vergesellschaftet. Dieser helle Gneis, reich an Quarz und Plagioklas, ist durch feinkörnigen Granat und garbenförmigen Amphibol charakterisiert. Knapp nördlich der Gelenkscharte tritt Kalkmarmor in quarz- und amphibolbetontem Kalksilikatgneis als dezimetergroßes Boudin auf. Im Südhang Lavantegg fanden sich, ebenfalls nahe der Hangendgrenze des Orthogneises, Lesesteine von Kalkmarmor. Der Marmor zeigt sich feinkörnig blassgrau, mit selten 1 bis 2 mm Lagen Dolomit.

Die weiter überlagernden Paragesteine, die von der Schönbergspitze zum Jakoberjoch streichen, sind durch Schiefergneis und Glimmerschiefer bestimmt und durch relativ häufigen Granat charakterisiert. Die Korngröße von einschliessreichem Granat liegt zwischen 2 und 4 Millimeter. Vom Jakoberkaser reicht diese Vergesellschaftung ins Hangende bis zur Felsrippe westlich Grödel. Glimmer sind immer beide vorhanden, wobei meist Hellglimmer überwiegt und Biotit teilweise chloritisiert sein kann. Typisch sind durch feinschuppigen Hellglimmer dicht belegte Domänen (0,5 bis 2 cm) der Schieferungsflächen, die den Paragesteinen einen fleckigen Habitus verleihen. Mitunter ist der Glimmerschiefer silbriggrau, durch Hellglimmer dominiert und durch Grafit pigmentiert. Hinzu kommen als Einschaltungen Paragesteine mit mehr Quarz, wie Quarzreicher Schiefergneis, quarzitischer Paragneis und grauer Quarzit. Diese wechsellagern dm bis 0,5 m mächtig und können wie in den Felsschroffen östlich Mairhoferkaser gehäuft vorkommen. Paragneis, also Lagen mit mehr Plagioklas, zeigt sich nur sporadisch.

Der hangendste Teil vom Deferegger-Komplex streicht vom Grödel im Liegenden beziehungsweise Monstreithütte im Hangenden zu den Lavantspitzen und ist ebenfalls eine Vergesellschaftung von ausschließlich Paragesteinen. Zweiglimmerschiefer ist die vorherrschende Lithologie, die Glimmer sind feinschuppig, wobei Biotit, teilweise chloritisiert, oft nur im frischen Bruch erkennbar ist. Kennzeichnend sind reichlich feinkörniger Plagioklas und auch in diesem Glimmerschiefer durch feinschuppigen Hellglimmer dicht belegte Domänen. Granat, reich an Einschlüssen, ist nur wenig vorhanden. Höherer Gehalt an Plagioklas und

Quarz führt zu Schiefergneis und mitunter Paragneis und besonders Lagen mit quarzitischem Paragneis und silbergrauem Quarzit sind allgegenwärtig.

Silbriggrauer, phyllonitischer Glimmerschiefer des Thurntaler-Komplexes überlagert südöstlich der Monstreithütte und baut den Rücken von Böses Weibele bis Mairkaser auf. Graue Quarzitlagen (dm bis 0,5 m) sind gängig, Lagen mit bedeutsam Plagioklas als Porphyroklasten rar. Ebenfalls nur ausnahmsweise, wie im Fuß der Schroffen bei 2000 m Seehöhe, kann feinkörniger Amphibolit eingelagert sein.

Bei den Ganggesteinen sind Lamprophyre- und Semilamprophyrgänge dominierend, eine dichte Schar durchsetzt Munzalspitze und Jakoberjoch. Auch im Gebiet Mairhoferkaser – Schönbergspitze – Westhang Lavantspitzen treten wiederholt Lamprophyre zu Tage. Den Kamm zwischen Lavantspitzen und Böses Weibele quert ein Tonalitgang mit porphyrischem Granat. Dieser Gang erscheint infolge starker Alteration trüb graugrünlich.

Die Lamprophyre im Gebiet Munzalspitze – Jakoberjoch sind 0,5 bis 1,5 m mächtig und sind wenige Meter bis Zehnermeter verfolgbar. Sie erscheinen als sehr feinkörnige, dichte und massige Gesteine, mit grau bis graugrüner Farbe, bei zunehmender Alteration entsprechend heller. Charakteristisch sind bis zentimetergroße rundlich resorbierte Xenolithe, die aus dem Nebengestein aufgenommene Fragmente aus Quarz mobilisat darstellen. Mikroskopisch zeigen die Lamprophyre eine heterogranular bis schwach porphyrische Textur aus Amphibol, Plagioklas und Quarz. Demzufolge handelt es sich um Spessartite. Klinopyroxen kann in Form reliktscher Aggregate erhalten sein und Biotit tritt nur in geringsten Mengen als Produkt zunehmender Hydratisierung auf. Durch autometasomatische Alteration mit CO<sub>2</sub>-reichem Fluid bildete sich Calcit, Klinozoisit, Hellglimmer und Chlorit, wobei Kernbereiche und porphyrische Minerale bevorzugt umgewandelt sind. Bei den hellsten Gängen erfolgte die Alteration vollständig zu Chlorit, Hellglimmer und Calcit und vom ursprünglichen Mineralbestand blieb nur Quarz. Bei den Xenolithen aus Quarz mobilisat erweist sich im Dünnschliff der mittel- bis grobkörnige Quarz deformiert, und mitunter sind zusätzlich völlig alterierter Biotit und Plagioklas zu erkennen.

Vom Jakoberjoch bis zum Westende vom Kar südlich Munzalspitze und am Rücken nördlich Munzalspitze sind Gänge aufgeschlossen, die sich durch sichtbare Korngröße, sowie höheren Plagioklas- und Quarzgehalt unterscheiden. Insofern sind sie als Semilamprophyre anzusprechen und mit Amphibol als mafischem Mineral als Spessartite zu klassifizieren. Die hell-graugrünlich und feinkörnig-massigen Gesteine zeigen im Dünnschliff iso-bis heterogranulare Textur, deutliche Alteration und es können Xenolithe aus Quarz mobilisat erhalten sein. Die Semilamprophyre treten gruppiert und mit ähnlicher Mächtigkeit auf, die südlich der Munzalspitze sind 0,5 bis 2 m mächtig und jene nördlich der Munzalspitze 5 bis 12 Meter. Bei Letzteren bildete sich eine porphyrische Randzone mit feinstkörnig hellgraugrüner Matrix. Dabei erscheint diese Randzone mehrphasig aus zunehmend feinkörnigen Schlieren und Adern gebildet, welche auch die angrenzenden Paragesteine wenige Dezimeter durchdringen.

Zwischen Mairhoferkaser und Westhang Lavantspitzen erweisen sich die Lamprophyre als geringmächtige, sehr feinkörnige Spessartite, ebenfalls variabel alteriert und mit sporadischen Xenolithen. Textuell und mineralogisch besonders ist der bis zu 7 m mächtige Gang nördlich Pedretscherkaser. Die Textur ist feinkörnig doleritisch, mit wenigen Einsprenglingen und die Randzone des Ganges zeigt sich feiner körnig. Mineralogisch zeichnet sich dieser Spessartit durch geringen Biotitgehalt und reichlich Ilmenit in Form von Skelettkristallen aus. Signifikant unterschiedlich sind die Lamprophyre bei der Schönbergspitze. Die

feinstkörnig dichten, dunkelgrauen Ganggesteine aus Biotit, Ilmenit, Plagioklas und Quarz mit wenigen Plagioklas-Einsprenglingen sind als Kersantite zu klassifizieren. Bei geringer Mächtigkeit von 0,5 bis 2,5 m ist der den Südwestrücken der Schönbergspitze querende Kersantit über 700 m im Streichen zu verfolgen.

### Struktur Wilfernertal

Die Paragesteine von Deferegger- und Thurntaler-Komplex streichen regional SW–NE und fallen mittelsteil gegen SE ein. Abweichende Lagerung zeigt der Orthogneiszug Rotstein, der bei mittelsteil südlichem Einfallen in W–E-Richtung streicht, und westlich der Gelenkscharte lagern die Gesteine flacher. Mineralstreckung ist von Schönbergspitze – Jakoberjoch bis zum Rotstein deutlich und die Lineare weisen flach bis mittelsteil in südliche Richtung. Verfaltung zeigt sich mit flach SSW-fallenden und subhorizontal W–E-streichenden Achsen. Die detaillierte Beschreibung der duktilen Struktur erfolgt vom tektonisch Liegenden ins Hangende, also vom Rotstein bis Böses Weibele.

Der W–E-streichende Orthogneis zeichnet sich im Rotsteinkamm durch straffe Schieferung und deutliche Mineralstreckung aus, beide mittelsteil südgerichtet und deutlich streuend. Gleich orientiert sind die unmittelbar unterlagernden Paragesteine nördlich vom Rotstein. Spitzwinkelige mm–cm-Chevron- bis Knickfalten sind im Orthogneis im Bereich Lavantegg und Schlaitner Kofel entwickelt. Die Achsen streichen subhorizontal W–E mit Achsenebenen steil nord- oder südfallend. Westlich der Gelenkscharte, im Bereich der Wechsellagerung von Orthogneis und Paragesteinen, und im Nordhang der Munzalspitze ist das Einfallen flach südgerichtet bis subhorizontal. Die Mineralstreckung weist flach gegen S bis SW und entsprechend der Lagerung mitunter flach nach NNE. Verbreitet sind Faltenachsen, flach gegen S bis SW einfallend, mit Achsenebenen parallel der Schieferung. Die dm-Falten sind isoklinal bis spitzwinkelig in Orthogneis, rund in Paragneis und spitzwinkelig in Glimmerschiefer, in diesem auch als Feinfältelung entwickelt.

Von der Munzalspitze zum Jakoberjoch überwiegt mittelsteil südöstliche Lagerung, wobei sich im Westhang der Munzalspitze die Lagerung nach ESE richtet und im Osthang flacher wird. Die Mineralstreckung weist überall flach gegen Südsüdwesten. An Falten sind spitzwinkelig isoklinale Falten (cm-dm) in Glimmerschiefer und runde, teilweise offene Falten (dm-m) in Paragneis, verbreitet, charakterisiert durch Faltenachsen flach gegen SSW und Achsenebenen parallel der Schieferung. Am Jakoberjoch überprägt eine Feinfältelung (mm) mit Achsen subparallel zur älteren Faltung und steilstehend NNE–SSW-streichenden Achsenebenen die duktile ältere Faltung. Als jüngste Deformation tritt in Glimmerschiefer Knickfaltung mit W–E-streichender Achse und steil südfallender Achsenebene auf. Zu dieser Deformation können auch die in quarzitischen Paragesteinen im Dünnschliff deutlichen Scherbänder gezählt werden, südgerichtet mit aufschiebendem Charakter. Mit dem regionalen Streichen der Paragesteine Munzalspitze – Jakoberjoch nach E bis zum Kamm südlich Lavantegg bis Schönbergspitze setzen sich auch Lagerung und Strukturen fort, flach bis mittelsteil SE- bis S-gerichtete Schieferung mit flach S- bis SW-gerichteter Mineralstreckung und gleich orientierten Faltenachsen.

Die Schieferungsflächen fallen im hangendsten Deferegger-Komplex, zwischen Schönbergspitze und Böses Weibele, ebenfalls flach bis mittelsteil gegen SE bis S, wobei die flach nach SSW gerichtete Mineralstreckung rar wird. Faltenachsen der isoklinal duktilen Faltung sind parallel der Mineralstreckung und die Achsenebenen entsprechen der Schieferung. Überprägt wird diese Faltung durch eine knickende Feinfältelung mit subhorizontal NNE–SSW-

streichenden Achsen und steilstehenden Achsenebenen. Als jüngste duktile Überprägung sind im Dünnschliff südlich einfallende Scherbänder zu sehen.

Der Thurntaler-Komplex überlagert zwischen Mairkaser und Böses Weibele mit Schieferungsflächen flach bis mittelsteil gegen SE bis S, das ohne diskrete Struktur und somit tektonisch konkordant. Faltenachsen der älteren duktilen Faltung sind flach nach SE einfallend, die Achsenebenen entsprechen der Schieferung. Letztere wird durch eine jüngere Feinfältelung mit horizontal W–E-streichender Faltenachse und teilweise penetrativer Achsenebenenschieferung, etwas steiler südlich einfallend, überprägt.

Scherzonen und Störungen bündeln sich um den Rotsteinkamm. Vom Lavantegg und der Munzalspitze nach S verdecken ausgedehnte Massenbewegungen spröde Strukturelemente und Störungen sind nur im Kambereich zu erkennen, beispielsweise eine WSW–ENE-streichende Störung im Bereich der Lavantspitzen. Eine duktil bis kataklastische Bewegungsfläche quert den Rücken zwischen Weißes Kar und dem Kar nordwestlich Gelenkscharte und fällt subparallel zur Schieferung des umgebenden Orthogneises, flach gegen SE ein. Im Dünnschliff ist ein tieftemperierter Mylonit mit S-C-Gefüge zu sehen, von Kataklastit durchsetzt. Die Mylonite belegen gegen E- bis NE-gerichtete Aufschiebung und die graubräunlichen Kataklastite bestehen aus feinstkörniger quarzreicher Matrix mit Eisenhydroxid und bis zu 3 mm Klusten. Die Mylonite und Kataklastite sind von jüngeren Harnischflächen durchsetzt und von einer steil südfallenden Störung abgeschnitten. Letztere gehört zu einer WSW–ENE-streichenden Störungszone mit zwei randlich begrenzenden Hauptscherflächen, die sich durch das Weiße Kar zum Rotstein und nördlich Schlaitner Kofel fortsetzt. Beim Rotstein sind südlich der Störungen die Gesteine durch Schleppung steilgestellt und damit ist relative Abschiebung des Südblocks angezeigt. Eine Störung mit Scherzonen bis zu einem halben Meter streicht zwischen Gelenkscharte und Wilfernerlacke in WNW–ESE Richtung. Diese Scherzonen fallen mittelsteil in nordöstlich bis nördliche Richtung und auf Harnischflächen zeigt sich abschiebender Schersinn. Eine weitere Störungsrichtung ist durch die NNE–SSW-Störung gegeben, die den Rücken nördlich der Munzalspitze quert. Steil nach E einfallend zeigt sie leicht südgerichtet aufschiebende Versetzung.

Zur tektonischen Lagerung der Ganggesteine wurden Streichrichtung und Kontaktflächen aufgenommen. Die Lamprophyre und Semilamprophyre streichen im Gebiet Munzalspitze – Jakoberjoch und Schönbergspitze sehr einheitlich saiger NW–SE. Ausnahmen bilden vornehmlich die mächtigeren Gänge, die Kontaktflächen der Semilamprophyre am Rücken nördlich der Munzalspitze fallen mittelsteil nach SE und der Lamprophyr nördlich Pedretscherkaser streicht steilstehend NNE–SSW. Der geringmächtige Lamprophyr im Westhang der Lavantspitze lagert subhorizontal und der Tonalitporphyritgang, welcher den Kamm nordwestlich Böses Weibele quert, fällt mittelsteil gegen SE.

### Metamorphose und Deformation Wilfernertal

Das aufgenommene Gebiet im Wilfernertal lässt eine Zonierung der Metamorphose im hangenden Deferegger-Komplex erkennen. Die Granat-führenden Zweiglimmer-Paragesteine, vom Rotsteinkamm bis zur Schönbergspitze, weisen, da sie keinen Staurolith führen, auf maximal untere Amphibolitfazies. Ins Hangende nimmt Korngröße und Gehalt von Plagioklas kontinuierlich ab und ebenso werden die Glimmer feiner schuppig. Für den hangendsten Teil des Deferegger-Komplexes, in den Lavantspitzen aufgeschlossen, kann aufgrund der Dominanz der Glimmerschiefer mit feinerer Korngröße, geringem Granat- und doch signifikantem Plagioklasgehalt, unterste Amphibolit-

fazies angenommen werden. Die Glimmerschiefer und Quarzite des überlagernden Thurntaler-Komplexes zeigen schließlich Epidot-Amphibolitfazies. Insofern erscheint die Zonierung der maximalen Metamorphose kontinuierlich, vor allem auch über die lithologische Grenze zum Thurntaler-Komplex.

Die Deformation ist in drei Phasen zu gliedern und die zugehörigen Strukturen lassen eine regionale Verteilung erkennen. Eine hochduktile Deformation, im Orthogneis noch als mylonitisch erkennbar, bildete Schieferung und damit verbunden Mineralstreckung und teilweise isoklinale Falten, allesamt in südliche Richtung einfallend. Anzumerken ist die statische Rekristallisation dieser beim Höhepunkt der Metamorphose gebildeten Gefüge und dass die Mineralstreckung an Deutlichkeit ins Hangende abnimmt. Granatporphyroklasten weisen im Dünnschliff auf südlich abschiebenden Charakter dieser mylonitischen Deformation. Als nächste Deformation zeigt sich im gesamten Gebiet im Glimmerschiefer eine NNE–SSW-gerichtete Feinfältelung mit subhorizontaler Achse und steilstehender Achsenebene. Die Faltenscheitel zeigen dabei beginnende Rekristallisation. Zur jüngsten duktilen Deformation gehören W-E-streichende Strukturen, wie Knickfaltung, Scherbänder und Feinfältelung mit Achsenebenenschieferung. Die Knickfalten sind im mylonitischen Orthogneis am Lavantegg und im Glimmerschiefer von der Munzalspitze bis zum Jakoberjoch verbreitet. Scherbänder sind in diesem Gebiet nur im Dünnschliff erkennbar, werden aber gegen hangend deutlicher. Im Thurntaler-Komplex ist diese Deformation schließlich als Feinfältelung mit Achsenebenenschieferung entwickelt. Die Rekristallisation bei dieser Deformation ist eher gering, Hellglimmer und Quarz löschen stark undulös aus und im Wesentlichen erfolgte dynamische Kornzerkleinerung. Die Scherbänder zeigen dabei aufschiebenden Charakter. Diese jüngsten Strukturelemente sind in Zusammenhang mit der synformalen Faltung des Thurntaler-Komplexes zu sehen und auch die steiler südgerichtete Lagerung vom Orthogneiszug Rotstein kann durch diese regionale N–S-Einengung und Verfaltung verursacht sein.

Die Mylonit/Kataklasit-Bewegungsfläche nördlich der Gelenkscharte weist auf E- bis NE-gerichtete Aufschiebung und wird durch die südlich abschiebende Störungzone Weißes Kar – Rotstein abgeschnitten. Diese beiden Strukturelemente sind in Duktilität und Orientierung ähnlich jenen bei Schlaiten, wo nach duktiler Aufschiebung und spröder Abschiebung Deferegger Kristallin an Schoberkristallin stößt. Insofern hat sich bei der oligozänen Transpression am Ostende der Deferegger–Antholz–Vals Linie eine Überschiebungsbahn auch innerhalb des Kristallinblocks der Deferegger Alpen entwickelt und auch diese wurde durch spröde Abschiebung bei der folgenden dextralen Bewegung überprägt.

#### **Quartär Wilfernertal**

Ausgedehnte Moränenbedeckung mit gut erhaltenen Wallformen erstreckt sich im hinteren Wilfernertal vom Jakoberkaser und Mairhoferkaser bis zum Pedretscherkaser. Südlich vom Rotsteinkamm ist um die Wilfernerlacke Moräne mit Wällen erhalten. Nordöstlich der Lacke liegen sehr große Orthogneisblöcke auf Moränenmaterial. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um durch den Gletscher verfrachtete Felssturzböcke. In den Karen zwischen Gelenkscharte, Munzalspitze und Jakoberjoch ist die Bedeckung mit Moräne kleinräumig zwischen Rundhöckern mit Moränenstreu und im Kar nördlich der Schönbergspitze überdeckt Blockgletscherschutt. In den Karen westlich und östlich der Hinteren Lavantspitze belegen Moränenwälle jeweils westlich der Karrinne NW-gerichtete Lokalgletscher.

Verbreitet sind Blockgletscher am Fuß hochgelegener Schutthalden. Aber auch unmittelbar aus Sackungen formten sich ehemals Blockgletscher. Bemerkenswert ist die ausgedehnte Ablagerung eines Blockgletschers, der, aus einer Sackung zwischen Schlaitner Kofel und Lavantegg gespeist, die Schwelle östlich der Wilfernerlacke überfahren und bis in den Talboden beim Jakoberkaser vorgezungen ist. Größere Schutthalden bildeten sich am Fuß von Felsschroffen, besonders beiderseits des Rotsteinkammes und am östlichen Fuß von Munzalspitze und Jakoberjoch.

#### **Massenbewegungen Wilfernertal**

Die Sackungen im hinteren Wilfernertal sind in Ausdehnung und Formenvielfalt bemerkenswert. Oft aktivieren die Sackungen die regional südfallenden Schieferungsflächen als Bewegungs- und Trennflächen. Es liegen verschiedene Entwicklungsstadien vor, mit initialen, gegliederten und erodierten Formen, sowie Sackungen die unmittelbar Blockgletscher belieferten.

Die Sackung am Südhang Hintere Lavantspitze reicht von Abrissen bei 2400 m Seehöhe bis zum Hangfuß am Thaler Bach. Diese Sackung, vor allem der Stirnbereich unterhalb der Monstreithütte, erscheint stark erodiert. Vom zerrissenen Südsporn der Hinteren Lavantspitze entfaltete sich eine kleine Sackung ins Lavantseekar und speiste einen kleinen Blockgletscher. Deutlich abgesackt sind die beiden Sackungen vom Südsporn in die glazial geformte Karrinne westlich.

Die Schönbergspitze ist ebenfalls durch Sackungen nach S und W weitgehend aufgelockert. Die Sackung Grödel reicht von den obersten Abrisslinien bei 2400 m Seehöhe bis zum Hangfuß am Thaler Bach. Vom Hauptabbriss bei 2200 m Seehöhe teilt sich die Sackung in zwei Körper und im Stirnbereich haben sich südlich Waldhuberkaser und Richtung Pedretscherkaser abgrenzbare Sackungsmassen entwickelt. Nach W setzen knapp unterhalb vom Gipfel Schönbergspitze zwei Sackungen an, die nördliche reicht bis 2400 m und die südliche bis 2100 m Seehöhe, womit beide den Hangfuß nicht erreichen.

Deutlich abgesetzt und morphologisch sehr deutlich ist die Sackung am Lavantegg. Der gesamte Südhang ist vom Gipfel bis zum Hangfuß beim Mairhoferkaser abgesackt und in mehrere Teilkörper gegliedert. Zwischen Lavantegg und Schlaitner Kofel zeigt sich eine nach SW gerichtete Nische einer weitgehend abgetragenen Sackung, die einen ausgedehnten, bis in den Talboden vordringenden Blockgletscher belieferte. Initial erscheint hingegen die Sackung am Südosthang der Munzalspitze, mit geringer Absetzung und antithetischen Bewegungsflächen im Stirnbereich. Der Gipfel südlich der Munzalspitze, Höhenkote 2645 m, ist durch Zerreißen stark zerlegt und eine kleine Sackung speiste einen Blockgletscher im Kar östlich.

Eine wiederum die gesamte Bergflanke bewegende Sackung hat sich vom Jakoberjoch hinunter zum Gampnbach entwickelt. Die Hauptabbrisslinie liegt bei 2400 m, eine weitere markante Abrisslinie mit Absetzung bei 2200 m Seehöhe. Im östlichen Teil der Sackung sind Absetzung und Auflockerung stärker und es bildeten sich im Stirnbereich kleine sekundäre Sackungen. Richtung Lexerkaser sind die Gesteine mehr im Verband abgesackt. Von der Hauptabbrisslinie zweigt nach W ein markanter Zerrgraben ab, der in einen Doppelkamm bei der Höhenkote 2447 m führt.

#### **Schobergruppe bei Oberlienz und Ainet**

Vollständig neu aufgenommen wurde das Kristallin am Südwesthang zwischen Oberlienz und Ainet, um die Störungszonen parallel zum Iseltal zu erfassen. Kartiert wurde das Gebiet vom Hangfuß bei 700 m bis zur Höhe Ilwitscher – Ranach in 1200 m Seehöhe. Zusätzlich wurden die

Störungen im Daberbachgraben auskartiert. Die lithologische Grenze zwischen Prijakt-Komplex und Petzeck-Komplex, als Hochdruck- beziehungsweise Mitteldruck-Gesteinskomplex im Schoberkristallin, wurde vom Pitschedboden durch den Daberbachgraben und über die Almen nördlich vom Daberwald bis Prappernitze verfolgt. Eine weitere Revision wurde am Südabhang der Schobergruppe um den Grafenbach durchgeführt, um von der Arbeitsgruppe SPAETH (GÖDDE, 1996; HÜSGES, 1993; LÜCKGE, 1993) ausgeschiedene Migmatite lithologisch zu klären. Von REITNER (2003) konnte die quartärgeologische Kartierung übernommen und die Abgrenzung verfeinert werden.

### Lithologie Schobergruppe

Entlang einer steilstehend NW–SE-streichenden Störung zwischen Ainet und Oberlienz, im Folgenden Daberwald-Störung genannt, grenzt am Südwestfuß der Schobergruppe Deferegger-Komplex an Petzeck-Komplex. Die Paragesteine des Deferegger-Komplexes setzen sich aus Glimmerschiefer und Schiefergneis zusammen. Der silbrig-grau bis graugrüne Zweiglimmerschiefer führt reichlich Quarzmobilisat. Im Dünnschliff zeigt sich eine amphibolit-fazielle Paragenese mit Granat (bis 4 mm), selten Staurolith, metablastischem Plagioklas und schuppigem Glimmer. Durch grünschieferfazielle mylonitische Deformation sind Plagioklas und Hellglimmer feinkörnig rekristallisiert, Biotit und Granat chloritisiert. Eingelagert sind gelegentlich quarzreiche Paragesteine wie quarzbetonter Schiefergneis oder Paragneis, sowie gelegentlich Plagioklas und Glimmer führender Quarzit.

Der Deferegger-Komplex ist im Bereich Tratte, Lesendorf und Perlog kontaktmetamorph überprägt. Von der stärksten Überprägung am Hangfuß östlich Tratte klingt die Kontaktmetamorphose bis zur Glanzer Brücke relativ rasch aus, und auch Richtung Lesendorf und Perlog nimmt die Intensität ab. Die kontaktmetamorphen Paragesteine sind als Hornfelse anzusprechen, mit gneisiger und schiefriger Textur, abhängig vom überprägten Paragestein und vom Grad der Kontaktmetamorphose. Bei Tratte ist gneisiger Hornfels verbreitet, mit violettbraunen und graugrünen Glimmer-Plagioklas-Domänen, charakterisiert durch feinstschuppigen Biotit beziehungsweise Hellglimmer. Quarzmobilisat ist feinkörnig statisch equilibriert und erscheint makroskopisch auffällig weiß. Schuppige Glimmer der Ausgangsgesteine sind auf den prä-kontaktmetamorphen Schieferungsflächen gut erhalten, reliktscher Granat ist rar. Falten sind statisch überprägt und Hornfels aus Glimmerschiefer bricht schiefriger als jener aus quarz- und feldspatbetonten Paragesteinen. Dieser Unterschied wird mit abnehmender Kontaktmetamorphose deutlicher und es zeigt sich zunehmend schiefriger Hornfels mit Andalusit. Charakteristisch bleiben dabei die kontaktmetamorph gebildeten, violettbraunen und graugrünen Domänen, sowie weißes Quarzmobilisat. Die Gesteinsansprache als Hornfels und damit die räumliche Begrenzung der Kontaktmetamorphose wurde an die gut erkennbaren violettbraunen Domänen mit Biotit geknüpft. Außerhalb zeigt sich das Ausklingen der Überprägung an der weiter ausgreifenden Rekristallisation von Quarzmobilisat und der stärkeren Vergrünung der Paragesteine.

Anzumerken bleibt eine derbe Vererzung mit Magnetkies im gneisigen Hornfels östlich von Tratte, aufgeschlossen oberhalb eines ehemaligen kleinen Steinbruchs in 750 bis 760 m Seehöhe. Einer 10 bis 50 cm mächtigen Magnetkieslage folgt ein etwa 25 m langer Schurfstollen. Die von Magnetkies durchsetzten Gesteine sind deutlich kontaktmetamorph und Magnetkies wurde dabei auch in Scherflächen mobilisiert. Das Quarzmobilisat im Bereich der Vererzung ist jedoch nur zum Teil feinkörnig equilibriert.

Im Deferegger-Komplex sind Einschaltungen von Orthogesteinen rar, eine Lage Orthogneis am Forstweg von Ainet in den Westhang und zwei kleine Körper Gabbroamphibolit im kontaktmetamorphen Bereich südlich Perlog. Der leukokrate Orthogneis ist mittelkörnig mit schuppig grünlichem Muskovit. Der Gabbroamphibolit ist ein mittel- bis grobkörnig massiges Gestein mit etwas mehr Amphibol als Plagioklas. Die Kerne der Amphibole lassen pseudomorph ersetzten magmatischen Klinopyroxen erkennen. Die Umwandlung in Amphibol kann spätmagmatisch wie metamorph erfolgt sein. Die Überprägung war jedenfalls intensiv, wobei Plagioklas unter Ausscheidung von Klinozoisit vollständig rekristallisierte. Auch etwas Biotit kann beigemischt und teilweise chloritisiert sein, wiewohl die kontaktmetamorphe Überprägung in diesen eher trockenen Gesteinen gering ist.

Am Hang nördlich der Kapelle Tratte ist um 800 m Seehöhe ein Tonalitgang aufgeschlossen. Die Textur ist heterogranular bis leicht porphyrisch mit Amphibol, Biotit und Plagioklas, sowie wenig zwickelfüllendem Quarz. Der Gang ist auch kontaktmetamorph überprägt, makroskopisch an der violettgrauen Färbung und mikroskopisch an einer zweiten Amphibol- und Biotitgeneration deutlich.

Nordöstlich der Daberwald-Störung wurde ein Streifen vom Hangfuß östlich Ainet über den Hang südlich Maiser und Ranach sowie über den südlichen Daberwald bis Ilwitschger kartiert. Die Paragesteine, mit Glimmerschiefer und Paragneis lithologisch ebenfalls recht einförmig, sind dem Petzeck-Komplex im Schoberkristallin zuzuordnen. Mineralogisch und texturell sind diese Paragesteine zu jenen im Deferegger-Komplex sehr verschieden und einfach unterscheidbar. Es überwiegt schuppiger Zweiglimmerschiefer mit vorherrschend Muskovit und reichlich Plagioklas. Die bis zu 2 mm Glimmer bilden auf den Schieferungsflächen Muskovit- oder Biotitaggregate mit bis zu 5 mm Durchmesser. Der Paragneis ist ebenso durch schuppigen Glimmer gekennzeichnet. Mit etwas mehr Biotit und hohem Plagioklasgehalt bricht Paragneis typisch plattig bis bankig. Quarz-betonte Paragesteine sind selten und daher ist auch Quarzmobilisat rar. So sind zum Beispiel nur westlich Ilwitschger feinkörniger Granat-Paragneis, betont an Quarz und Biotit, und Zweiglimmer-Schiefergneis mit Quarzmobilisat aufgeschlossen.

Die Lithologie des Petzeck-Komplexes ist im Einschnitt vom Daberbach zwischen Maiser und Dabernig, sowie am Hang zur Obermairalm, durch Einlagerungen von Orthogneis und Amphibolit abwechslungsreich. Zweiglimmerschiefer führt schuppigen Muskovit und Quarz-betonter Para- und Schiefergneis ist feiner körnig mit vorherrschend Biotit. Biotit ist zum Teil sichtbar chloritisiert und feinkörniger Granat rar. Der saure Orthogneis bildet halbmeter bis zehnermeter mächtige Lagen, teilweise in dm-Wechselfolge mit Paragneis. Die jeweiligen Lagen sind lithologisch variabel, fein- bis mittelkörnig mit Muskovit und Biotit oder es dominiert ein Glimmer. Gewöhnlich weist der Orthogneis Augentextur auf, mit bis zu 1 cm Augen unregelmäßig verteilt, ansonsten schlierig-linsig und gebänderte Textur. Die vielfach boudinierten Amphibolitlagen, wenige Dezimeter bis einige Meter mächtig, bestehen aus Amphibol und Plagioklas in wechselnden Anteilen, hinzu kommt Granat oder Biotit und Quarz. Amphibolit weist bevorzugt feine bis mittlere Korngröße bei straffer Schieferung und Mineralstreckung auf. Auch feine Bänderung oder grobkörnig massiges Gefüge ist vorhanden. Bei der Obermairalm findet sich auch ein einige Meter mächtiger Pegmatitgneis mit Muskovitpaketen mit einem Durchmesser bis 5 cm und stark deformiertem Turmalin. Die mylonitische Deformation ist bei der Obermairalm und im Hang östlich davon in allen Gesteinen besonders stark.

Die lithologische Grenze zwischen Petzeck-Komplex und Prijakt-Komplex wurde entsprechend den eingelager-

ten Metabasiten gezogen, wobei Amphibolit Petzeck-Komplex und Eklogitamphibolit Prijakt-Komplex kennzeichnen. Der regionalen NW-SE Streichrichtung folgend wird die Lithologie vom Pitschedboden bis Prappernitze beschrieben, jeweils hangendster Petzeck-Komplex und liegendster Prijakt-Komplex.

Den Petzeck-Komplex baut zwischen Unteres Törl und Pitschedboden vorwiegend schuppiger Zweiglimmerschiefer und feinkörniger Biotit-Paragneis auf, wechsellagernd in mm bis m-Dimension. Auch hier ist mitunter mittelkörniger Amphibolit, der Granat oder Biotit führen kann, eingelagert. Der am Rundhöckerrücken südlich Pitschedboden aufgeschlossene Zweiglimmer-Paragneis, reich an Granat und Staurolith, ist noch zum Petzeck-Komplex zu stellen. Am Rundhöcker nördlich vom Seeabfluss überlagert Granat-Muskovitschiefer mit grobschuppigem Muskovit, dieser ist typisch für den Prijakt-Komplex und wurde zur Abgrenzung verwendet. Wenig weiter im Hangenden sind in der Felsstufe Richtung Gutenbrunn leukokrater Orthogneis und Eklogitamphibolit aufgeschlossen, charakteristische Gesteine des Prijakt-Komplexes.

Im Westhang vom Einschnitt Daberbach streicht die Grenze der beiden Gesteinskomplexe von gegenüber der Raggeralm zur Tschitscheralm. Die Paragesteine im Petzeck-Komplex setzen sich aus quarzbetontem Paragneis und Schiefergneis sowie etwas Glimmerschiefer zusammen. Glimmer sind in variierenden Anteilen immer beide vorhanden, wobei Biotit im Paragneis und schuppiger Muskovit im Glimmerschiefer dominieren kann. Ein 20 bis 30 m mächtiger Amphibolitkörper mit Granat-Amphibolit und Bänderamphibolit ist in 1600 m Seehöhe, vom Fuß der Felsschroffen nach SE streichend, aufgeschlossen. Granat-Amphibolit ist mittelkörnig mit deutlich mehr Amphibol als Plagioklas und bis zu 3 mm Granat. Bänderamphibolit ist fein- bis mittelkörnig, mit mm bis wenige cm metamorph differenzierten Lagen aus Plagioklas und Quarz. Der Amphibolit kann ferner auch etwas Biotit führen. Nördlich vom Amphibolitkörper sind geringmächtig saurer Orthogneis und Pegmatitgneis anzutreffen. Die Hauptmasse der überlagernden Paragesteine des Prijakt-Komplexes ist ebenfalls feinkörnig quarzbetonter Biotit-Paragneis und Zweiglimmerschiefer, wirklich kennzeichnend ist Hellglimmerschiefer mit grobschuppigem Muskovit. Der liegendste Eklogitamphibolit in diesem Gebiet ist beim Ende vom Forstweg nördlich Tschitscheralm aufgeschlossen. Dieser zeigt sich gewöhnlich, mit Granat, Amphibol und feinstem Symplektit nach Omphacit, sowie mylonitischer Textur mit feiner Korngröße wie Bänderung. Mittelkörniger Zweiglimmer-Orthogneis ist in den Felsschroffen südöstlich der Kunigalm aufgeschlossen, sowohl in dm-Wechselagerung mit Paragneis als auch als zehnermeter Gesteinszug.

Von der Tschitscheralm bis zur Possenigalm sind weite Bereiche des Grenzbereiches durch Moräne bedeckt. Paragneis und Glimmerschiefer im Petzeck-Komplex enthält merklich mehr Plagioklas, wodurch die Korngröße etwas gröber ist. Die Glimmer sind wiederum schuppig, hier zum Teil auch der Biotit. Im Prijakt-Komplex dominiert untypischer Paragneis, feinkörnig Biotit-betont, und variabel im Quarz- und Plagioklasgehalt. Charakteristisch ist einzig stark metablastisch rekristallisierter Zweiglimmer-Paragneis mit grobschuppigem Muskovit. Kleine Körper von Eklogitamphibolit zeigen jedenfalls Hochdruckmetamorphose an, ihre Lithologie ist unterschiedlich. Feinkörniger Eklogitamphibolit bildet östlich der Oberen Petereralm einen Rundhöcker. Am Fahrweg südlich der Unteren Petereralm führt ein Eklogitamphibolit Muskovit und jener am Rücken südöstlich dieser Alm zeichnet sich durch hohen Biotitanteil aus. Letzterer wird von Amphibolit begleitet, bestimmt durch schwärzlichen Amphibol und ohne makroskopisch erkennbare Symplektite. Die Einschaltungen von Orthogneis sind in diesem Gebiet geringmächtig und rar.

Westlich Prappernitze bauen einförmige Paragesteine des Petzeck-Komplexes den Rücken Bannwald auf. Zweiglimmer-Paragneis mit schuppigem Glimmer und feinkörniger Biotit-Paragneis ist auch hier relativ reich an Plagioklas. Die überlagernden Paragesteine des Prijakt-Komplexes sind im Rücken St. Helena aufgeschlossen. Zweiglimmer-Paragneis und Zweiglimmerschiefer sind oft auffällig gröber kristallin, wobei metablastischer Plagioklas, schuppiger Biotit und besonders grobschuppiger Muskovit kennzeichnend sind. Ebenfalls typisch führt Paragneis wiederholt Granat. Eklogitamphibolit tritt am Rücken unmittelbar westlich St. Helena zu Tage, mit bis 3 mm Granat und deutlich Biotit, sowie Granat-Amphibolit im Randbereich der Einlagerung. Ein Zweiglimmer-Orthogneis mit Augentextur findet sich am Hangfuß südöstlich St. Helena.

Zur Übersicht wurde die Lithologie des Prijakt-Komplexes in einem Gebiet auch weiter im Hangenden aufgenommen. Gut aufgeschlossen und zugänglich sind die Gesteine entlang eines Forstweges vom Winkelwald bis westlich Gutternigalm. Charakteristisch sind Zweiglimmerschiefer und Zweiglimmer-Paragneis mit schuppigem bis grobschuppigem Muskovit und reichlich Plagioklas sowie quarz- und biotitbetonter, feinkörniger Paragneis. Paragneis zeichnet sich durch deutliche Mineralstreckung aus und bricht typischerweise bankig. Im Winkelwald ist im westlichen Graben ein Zweiglimmer-Orthogneis mit Augentextur aufgeschlossen und im Graben westlich Gutternigalm eine vielfältige Wechselfolge mit Orthogneis, Amphibolit und Eklogitamphibolit. Ein 7 bis 20 m mächtiger Orthogneiszug erweist sich als Granat-führender Muskovit-Orthogneis mit gebänderter bis augenförmiger Textur und eingelagert dm bis 1 m Glimmerschiefer, der Randbereich mitunter als feinkörnig homogener Zweiglimmer-Orthogneis. Amphibolit zeigt immer eine Vormacht an Amphibol und ist teilweise schön gebändert mit Lagen reicher an Plagioklas. In feinkörnigem Amphibolit sind spärlich aber eindeutig Symplektite nach Omphacit zu sehen.

An dieser Stelle soll die lithologische Klärung der von der Arbeitsgruppe SPAETH in der südlichen Schobergruppe verwendeten Übersignatur für sogenannte Migmatite angefügt werden. Es handelt sich zumeist um pegmatoides Mobilisat. Die Signatur wurde aber auch für leukokraten Orthogneis und stark dynamisch rekristallisierten Paragneis angewendet. Folgend werden die relevanten Vorkommen mit Mobilisat lithologisch charakterisiert. Diese befinden sich am Pließriegel, bei der Tschulealm und im Quelltrichter vom Grafenbach, sowie in Obergaimberg an der Straße südlich Kollnig. Aus konkordant grobkörnigen Mobilisatlagen (cm bis dm) ist lateral regelloses, sehr grobkörniges Mobilisat entwickelt (dm bis 0.5 m). Es besteht aus Plagioklas, Quarz, schuppigem Biotit in radialen Aggregaten und grobschuppigem Muskovit, selten kommt grobstängeliger Turmalin hinzu. Mitunter ist Glimmer randlich am Mobilisat angereichert. Entwickelt hat sich Mobilisat nur in plagioklasreichem Zweiglimmer-Paragneis, mit Granat, mitunter Staurolith und ausgeprägt metablastischer Textur. Konkordante Mobilisatlagen sind verbreitet augenförmig deformiert. Sehr grobkörnig diskordante Partien erscheinen makroskopisch zwar kaum verformt, im Dünnschliff ist eine postkristalline Deformation augenscheinlich. Die Mobilisate werden aufgrund von Textur und Zusammensetzung als pegmatoid bezeichnet. Gegen eine migmatische Bildung spricht paragenetischer Muskovit und das Fehlen von Kalifeldspat.

### Struktur Schobergruppe

Ein Kristallinblock aus Deferegger-Komplex baut den Südwesthang vom Hangfuß bei Tratte bis zur Daberwald-Störung auf. Eine zweite Störung, ebenfalls WNW-ESE-streichend, teilt diesen Kristallinblock in zwei etwa gleich

breite Stücke. Die beiden Störungen streichen diskordant in den kontaktmetamorph überprägten Bereich bei Tratte. Die Gesteine fallen insgesamt recht einheitlich flach bis mittelsteil gegen E (ENE bis ESE) mit einer Mineralstreckung flach nach ESE bis SE gerichtet. Diese Struktur lässt sich kontinuierlich in die ansteigend kontaktmetamorphen Paragesteine verfolgen. Ein sachter Unterschied der Lagerung ist zwischen den durch die Störung geteilten Kristallinblöcken zu bemerken. Im Block vom Hangfuß Tratte bis zur Störung bei Perlog lagern die Gesteine flach gegen ESE mit SE-gerichteter Mineralstreckung und im Block zwischen der Störung bei Perlog und der Störung Daberwald mittelsteil gegen ENE mit ESE-gerichteter Mineralstreckung. An Faltungen lässt sich als relativ ältere eine Verfallung der Quarzmobilisate erkennen, Faltenachse parallel der Mineralstreckung und Achsenebene entsprechend der dominierenden Schieferung. Als Feinfältelung und ausnahmsweise in Meterdimension ist eine NNE–SSW-streichende Verfallung ausgebildet, Faltenachse flach südgerichtet und Achsenebene steilstehend. Beide Faltungsgenerationen sind im kontaktmetamorphen Bereich statisch rekristallisiert. Die konkordante Magnetkieslage lagert flach gegen WSW gerichtet und könnte zusammen mit dem umgebenden Hornfels einen kurzen, westgerichteten Schenkel der jüngeren Faltung darstellen.

Die Lagerung im Schoberkristallin ist durchaus variabel. Nördlich der Daberwald Störung, vom Hangfuß bei Ainet bis in den südlichen Daberwald, streichen die Paragesteine W–E und fallen steil gegen Norden. Zwischen Daberwald und Ilwitschger stellt sich NW–SE-Streichen mit mittelsteil bis flachem Einfallen ein. Die Mineralstreckung ist dabei gleichförmig flach nach E gerichtet. Im Einschnitt vom Daberbach zwischen dem Graben nördlich Maiser und Dabernig fallen die Schieferungsflächen in südliche Richtung und die Mineralstreckung weist nach SE, jeweils mittelsteil.

Die Kartierung der lithologischen Grenze zwischen Petzeck und Prijakt-Komplex zeigt konkordante Überlagerung durch Letzteren und übereinstimmende Struktur. Vom Pitschedboden bis Prappernitze streichen die Gesteine regional NW–SE und fallen mittelsteil gegen NE bis E ein, die Mineralstreckung weist flach in östliche Richtung. Im Detail betrachtet lässt die Lagerung einen regional offenen Faltenbau erkennen. Zwischen Pitschedboden und Daberbach fallen die Schieferungsflächen der Paragesteine mittelsteil gegen NE und die Mineralstreckung flach gegen Ost-südosten. Im Einschnitt vom Daberbach, von den Felschroffen gegenüber Raggeralm bis zur Tschitscheralm, weist die Mineralstreckung bei mittelsteilem Südost- bis Ostfallen flach nach Nordosten. Bei den Petereralmen, der Possenigalm und weiter nach E über Gutternigalm bis in den Winkelwald fallen Schieferung und Mineralstreckung bevorzugt mittelsteil gegen Osten. Westlich Prappernitze, im Bannwald und um St. Helena, fallen die Schieferungsflächen schließlich mittelsteil gegen NNE und die Mineralstreckung ist flach nach NE gerichtet.

Zusammenfassend folgt also auf eine Antiform um den Daberbach eine Synform im Bereich der Almen und bei Prappernitze wieder der Nordschenkel einer Antiform. Die Achsen dieser offenen Großfaltung streichen etwa WSW–ENE, die Achsenebenen erscheinen steilstehend. Insgesamt fällt der Faltenbau flach gegen E ein. An Falten im Aufschluss sind in Paragneis mitunter ältere, isoklinale Falten sichtbar, mit Faltenachse parallel zur Mineralstreckung und Achsenebene parallel zur Schieferung. Verbreitet ist in Glimmerschiefer eine Feinfältelung mit Faltenachse flach gegen E bis NE und steilstehenden Achsenebene, in Paragneis kann diese Fältelung mit duktilen Falten in Meterdimension verbunden sein. Diese jüngere Faltungsgeneration reflektiert den gleich orientierten Großfaltenbau.

Die zahlreichen spröden Strukturelemente lassen sich in bezug auf Orientierung, Bewegungssinn und Störungsgesteinen drei Phasen spröder Bewegung zuordnen. Zu einem relativ älteren Störungssystem gehört die Daberwald Störung. Entlang dieser Störung, zwischen Ainet und Oberlienz WNW–ESE-streichend und steil gegen SSW einfallend, stößt Deferegger-Komplex an Petzeck-Komplex. Eine gleich orientierte und ebenfalls morphologisch deutliche Störung teilt den Deferegger-Komplex in zwei Teile. Im südlichen Daberwald erscheinen die Paragesteine beiderseits der Störung grünschieferfaziell dynamisch rekristallisiert. Südöstlich Ainet sind Klüfte und Fiederklüfte im Nahbereich der Störung mit Eisenhydroxid gefüllt. Harnischflächen streichen steilstehend gleich wie die Störung, die Striemung ist subhorizontal und die Bewegungsrichtung dextral indiziert. Vergleichbare Störungen mit dextral bewegten Harnischflächen sind im Schoberkristallin wiederholt aufzuspüren, bei den Übersichtsaufnahmen beispielsweise im Morinitzbachgraben östlich der Gutternigalm.

Eine zweite Phase spröder Deformation, mit morphologisch sehr deutlichen Störungen, ist mit einer sinistralen Bewegung im Iseltal verknüpft. Die Störungszone streicht im Talboden NW–SE und versetzt den Kontakt der Intrusion Edenwald um mindestens 1 km linksseitig, im Deferegger-Komplex der Schobergruppe nach Nordwesten. Am Hangfuß nordwestlich Tratte zeigen sich zahlreiche Harnischflächen, die steilstehend und mit subhorizontaler Striemung NNE–SSW streichen. Mit dextralem Bewegungssinn sind diese Harnische als Antitheterflächen zur Störung im Talboden zu stellen. Der Einschnitt Daberbach erscheint ebenfalls durch Störungen vorgegeben. Zwischen Dabernig und Ranach streichend zwei steilstehende Störungen in WSW–ESE Richtung. Die Harnischflächen zeigen subhorizontale Striemung und sinistrale Bewegung, insofern sind die Störungen als sinistrale Syntheter zu interpretieren. Von östlich Dabernig bis Gutenbrunn folgt der Einschnitt einer NNE–SSW-streichenden Störung, die als möglicherweise dextral antithetische Bewegungsfläche auch zur sinistralen Bewegung im Iseltal zu stellen wäre. Mit Eisenhydroxid gefüllte Klüfte zeigen östlich Dabernig, wo die Störung den Einschnitt verlässt.

Als relativ jüngste spröde Bewegung sind Scherzonen und Harnischflächen mit abschiebendem Charakter zu sehen. Mehrere Dezimeter grauer Kataklasit und Kakirit füllen die Scherzonen. Westlich Ilwitschger sind die Scherzonen, flach gegen NE einfallend, durch steil östlich einfallende Harnischflächen versetzt. Striemung und Schleppung belegt ostgerichtete Abschiebung. Südlich Maiser streichen steilstehende Scherzonen W–E, mit nördlich abschiebendem Block. Die jüngste Spröddeformation ist morphologisch nicht wirksam.

### Metamorphose und Deformation Schobergruppe

Der Kristallinblock zwischen Tratte und Daberwald Störung mit Gesteinen des Deferegger-Komplexes zeichnet sich durch amphibolitfazielle Paragenese mit grünschieferfaziell mylonitischer Rekristallisation aus. Um Tratte sind die Paragesteine zusätzlich kontaktmetamorph überprägt, der verursachende Intrusionskörper ist nicht aufgeschlossen. Ein geringmächtiger Tonalitgang nördlich Tratte ist ebenfalls kontaktmetamorph.

Es bietet sich ein Vergleich mit Lithologie und Struktur im Deferegger-Komplex südwestlich der Isel an. Vergleichbarer Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith sowie deutlicher, dynamischer Rekristallisation ist im hangenden Deferegger-Komplex um den Röttenbach aufgeschlossen. Die regionale Lagerung erscheint ähnlich, wobei dort die Fallrichtung im Mittel statt nach E gegen SE weist. Ein weiterer Anknüpfungspunkt ist die Kontaktmetamorphose, die am stärksten um Tratte entwickelt ist und nach W und E, wie

auch in nördliche Richtung abnimmt. Insofern ist ein Intrusionskörper im S anzunehmen. Südlich der Isel reicht die Tonalitintrusion Edenwald bei Stöckl an den Hangfuß. Zusätzlich deutet dort die Wechselfolge von Tonalit mit Hornfels ein laterales Auslaufen der Intrusion an. Die Lithologie der kontaktmetamorphen Hornfelse entspricht jener um Tratte, wobei anzumerken ist, dass der Tonalit Edenwald großteils in Thurntaler-Komplex intrudierte und der Kontakthof erst im Hangfußbereich den Deferegger-Komplex erfasst. Da nun sowohl Lithologie und Struktur des Deferegger-Komplexes als auch die Kontaktmetamorphose Anschluss südwestlich der Isel finden, kann der Deferegger-Komplex bei Tratte als ehemals nordöstliche Fortsetzung des hangenden Deferegger-Komplexes um den Rötensbach interpretiert werden. Die nordwestliche Grenze der Kontaktmetamorphose ist zu beiden Seiten der Isel aufgeschlossen, und es lässt sich als Minimum etwa einen Kilometer sinistrale Versetzung durch die Störung im Iseltalboden ablesen.

Das Schoberkristallin bauen zwei Gesteinskomplexe auf, wobei die Grenzziehung lithologisch begründet ist und auf dem Metamorphosegrad beruht. Petzeck- und Prijakt-Komplex bestehen gleichwohl aus Glimmerschiefer und Paragneis mit sporadischer Einschaltung von Orthogneis und Metabasit. Der Prijakt-Komplex zeichnet sich durch Glimmerschiefer mit sehr grobschuppigem Muskovit und besonders durch Eklogitamphibolit aus, wodurch eklogitfaziale Metamorphose dokumentiert ist. Maximal Amphibolitfazies ist im Petzeck-Komplex zu sehen, da die Metabasite ausschließlich durch Amphibolit ohne Hochdruckrelikte vertreten sind. Die beiden-Komplexe zeigen gleiche Struktur. Bei regional gegen E einfallender Schieferung überlagert der Prijakt-Komplex den Petzeck-Komplex, also eine – bezogen auf die Metamorphose – inverse Lagerung. Eine regional Faltung mit WSW–ENE-Achsen verfaltet beide Komplexe und dabei auch die lithologische Grenze. Das steilstehende W–E-Streichen östlich Ainet könnte durch Schleppung an der Daberwald Störung verursacht sein.

Die spröde Deformation erweist sich als mehrphasig. An der dextralen Daberwald-Störung stoßen Deferegger-Komplex und Petzeck-Komplex aneinander. Durch sinistrale Bewegung einer Störungszone im Talboden wurde folgend ein Teil Deferegger-Komplex zusammen mit dem Schoberkristallin mindestens 1 km nach NW versetzt. Als relativ jüngstes Element sind lokal Scherzonen und Harnische mit abschiebender Bewegung entwickelt.

#### **Quartär und Massenbewegungen Schobergruppe**

Zu den Aufnahmen von REITNER (2003) seien hier ergänzende Beobachtungen angeführt. Erratische Blöcke aus Prasinit sind südöstlich Ranach und südwestlich Possenigalm zu finden. Letzterer misst 4 mal 8 Meter und zeigt grobkristalline Quarzadern. Die Blockgletscher südlich vom Pitschedboden führen reichlich Eklogitamphibolit. Da die Kippung Oberes Törl als potenzielles Liefergebiet ausschließlich Paragesteine auflockert, muss Moränenmaterial in diesen Blockgletschern zumindest beigemischt sein. Die genannte Kippung reicht über Unteres Törl und Brennteregg weit den Hang Richtung Oberalkus hinunter und gegen E bis zum Daberbach, auch südöstlich der Obermairalm.

Am Hang östlich Ainet befindet sich eine mehrere Hektar große Ablagerung von Travertin (REITNER, 2003), hangparallel mit versinterter Hangschutt und Eisrandsediment. Abrisskanten und Antitheter zeigen im oberen Teil der Kalksinterablagerung eine Auflockerung im Petzeck-Komplex. Diese Struktur bildet den Stirnbereich einer tiefgründigen Zerreißung und Absetzung, die über Ranach bis in den westlichen Daberwald reicht. Südöstlich Maiser und damit am Hang oberhalb vom Travertin ist in der Absetzung derzeit eine größere Quellfassung. Dies bestätigt den Hinweis

auf einen Zusammenhang zwischen Massenbewegung und der Bildung von Travertin. Ein nicht aufgeschlossener Kalkmarmor im Bereich der Zerreißung ist insofern zu vermuten. Eine Verbindung der Travertinbildung mit den umliegenden Störungen ist jedenfalls nicht zu erkennen.

#### **Lamprophyre in den Lienzer Dolomiten**

Südlich Tristacher See und östlich Thal intrudierte jeweils ein Schwarm basischer Ganggesteine, lithologisch als Lamprophyre zu bezeichnen. Die grauschwarzen Gesteine sind augenfällig, aber geringe Mächtigkeit und Aufschlusssituation führen zu unterschiedlich dichter Darstellung auf Manuskriptkarten. Anstehend sind die Gänge zumeist in Bacheinschnitten, Lesesteine können allerdings im Bach- und Hangschutt weit verfrachtet sein. Bei der vorliegenden Aufnahme wurden systematisch alle aus Karten und Literatur bekannten Vorkommen aufgesucht und die anstehenden Gänge in der Karte dargestellt. Damit ist bei weiterer detaillierter Kartierung und bei neuen natürlichen und künstlichen Aufschlüssen mit zusätzlichen Vorkommen von Lamprophyre zu rechnen.

#### **Lithologie**

Südlich vom Tristacher See schließt der Kohlstattbach drei Lamprophyrgänge auf, ein Lamprophyre ist südlich der Dolomitenstraße (1200 m Seehöhe) über 200 m im Streichen zu verfolgen und westlich der Mitterwiesenhütte tritt ein weiterer Gang zu Tage. Die Lamprophyre sind grauschwarze, fein- bis mittelkörnige Gesteine, die massig brechen und isometrische Klüftung aufweisen. Mit der Mächtigkeit, die von 1 bis 3 m reicht, variiert die Lithologie, als dass geringmächtige Gänge und Randbereiche durch schuppigen Biotit in schwärzlicher Matrix und Kernbereiche durch feinstängeligen Amphibol und höheren Anteil an Plagioklas charakterisiert sind. Intrudiert sind die Gänge in eine Wechselfolge mit Sandstein, Siltstein und Tonschiefer, die Amlacher-Wiesen-Formation.

Eine zweite Schar Ganggesteine ist im Pustertal im Nordhang östlich Thal zu finden. Im Krümmen Graben (890 m Seehöhe), im Graben gegenüber vom Bahnübergang der Bundesstrasse (870 m Seehöhe) und am Forstweg zum Schwarzboden (1095 m Seehöhe). Die schwärzlichen Lamprophyre sind wenige dm bis maximal 2 m mächtig, insofern ist porphyrische Textur mit schuppigem Biotit typisch. Makroskopisch augenfällige Besonderheiten sind rundliche Einsprenglinge aus Nephelin, weitgehend in Plagioklas und Analcim umgewandelt, und gefüllte Blasen Hohlräume. Die Gänge in den Gräben intrudierten in Allgäu-Formation, bräunlichgrau mergelige Kalke mit dunklen Hornsteinlagen und grauschwarzen Tonschieferzwischenlagen. Jener am Forstweg zum Schwarzboden steckt in Steinplatte-Kalk, ein rosahell- bis bräunlichgrau massiger Kalk mit reichlich Fossilien.

Im Dünnschliff zeigt sich der Mineralbestand mit Augit, Amphibol, Biotit, Plagioklas und Nephelin, sowie Calcit und Natrolith. Die Färbung der mafischen Minerale weist auf titanreiche Vertreter. Zonarbau ist bei den idiomorphen Einsprenglingen deutlich, auch im Biotit der Gänge östlich Thal. Augit erscheint immer frisch, hingegen sind Amphibol-einsprenglinge durchwegs in feine Aggregate umgewandelt. Im Modalbestand dominiert im Kernbereich der Gänge Amphibol und im Randbereich Augit und Biotit. Plagioklas ist hypidiomorph leistenförmig und füllt fein- bis mittelkörnig die Zwischenräume. Sowohl als Einsprengling wie zwickelfüllend tritt Nephelin teilweise alteriert zu Analcim auf. Die rundlichen Einsprenglinge sind teils durch Plagioklas pseudomorph ersetzt oder zu Natrolith hydratisiert, im Zwickel ist Nephelin bzw. Analcim mitunter getrübt oder ebenfalls in Zeolith umgewandelt. Zusammen mit Calcit kann Nephelin auch hohlraumfüllend sein. Insgesamt lassen titanbetonte

mafische Minerale und Plagioklas als dominierender heller Gemeineteil, sowie die verbreitete Beimengung von Nephelin die Gänge als Vertreter der Alkali-Lamprophyre erkennen und als Camptonit klassifizieren.

Die Kontaktmetamorphose ist aufgrund der geringen Mächtigkeit der Lamprophyre sehr gering. So reicht bei Kalk feinste Rekristallisation kaum einen Zentimeter ins Kontaktgestein. Makroskopisch scheint die Kontaktwirkung teilweise bis zu 10 cm ins Nebengestein zu reichen. Andererseits sind cm-breite Abkühlränder im Gang entwickelt, mit feinstkörnig porphyrischem Fluidalgefüge und resorbierten Einsprenglingen. Die Calcitadern der Kalke sind wiederholt vom Kontakt abgeschnitten. Aber auch Adern über den Kontakt und in Verbindung mit überprägenden Harnischflächen sind vorhanden.

#### Struktur

Südlich des Tristacher Sees streichen die Lamprophyrgänge W–E und fallen mittelsteil gegen Norden. Zu den

umgebenden Gesteinen der Amlacher-Wiesen-Formation ist die Streichrichtung konkordant und das Einfallen leicht bis deutlich diskordant. Meist ist der Kontakt durch Harnischflächen überformt. Östlich von Thal streichen die Gänge gleich wie die intrudierten Gesteine steilstehend in WSW–ENE-Richtung. Der Gang im Steinplatte-Kalk östlich Schwarzboden ist an einer steil nördlich einfallenden, im Schersinn aufschiebenden Scherzone abgeschnitten und geschleppt. Jener im Graben gegenüber vom Bahnübergang ist durch eine steil SSE-fallende, dextrale Scherzone merklich deformiert. Im Krümmen Graben ist der Lamprophyr wiederum durch eine NNW–SSE-streichende Störung mit dextraler Versetzung abgeschnitten und nur orographisch rechts aufgeschlossen.

Insgesamt lässt sich erkennen, dass beide Gangscharen in die bestehende regionale Streichrichtung und Faltung der Nebengesteine intrudiert sind und nachfolgend spröde überformt wurden.

## Blatt 197 Kötschach

### Bericht 2004 über paläontologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach

THOMAS SUTTNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Untersuchungen dienen zur Verfeinerung der Conodontenstratigraphie im Unterdevon der Karnischen Alpen westlich der Seewarte

Das bearbeitete Profil verläuft entlang dem Westhang der Seewarte (nahe der Eduard-Pichl-Hütte: N46°36'46"; E12°52'05"). Gut erreichbar liegt die Seewarte (2595 m) als Teil der Kellerwand-Decke SE des Wolayersee (Karnische Alpen, Kärnten) im Grenzbereich zu Italien. Aufnahme und Beprobung wurde durch Überarbeitung einer detaillierten Profilgrundlage nach POHLER (2001) erleichtert.

Das beprobte Profil trägt unter Berücksichtigung von Störungszonen eine Mindestmächtigkeit von etwa 320 m und umfasst folgende-Formationen: Megaerella-Formation, Rauchkofel-Lst-Formation und die Hohe-Warte-Lst-Formation. Ein Alter von Obersilur (Pridolium) bis oberes Unterdevon (Pragium bis Emsium?) wurde aufgrund von Litho- und Biofazies vorgeschlagen (BANDEL, 1969; FLÜGEL, 1977; KREUTZER, 1992; POHLER 1982; SCHÖNLAUB, 1970, 1985, 1992; SCHÖNLAUB & KREUTZER, 1997; SCHÖNLAUB, HISTON & POHLER, 2004; VAI, 1973).

Die vorliegende Arbeit soll dieses Alter prüfen und den Grenzbereich der vorhandenen Stufen und Conodonten Zonen durch eine dichte Probennahme feinstratigraphisch fixieren. Dazu wurden 130 Gesteinsproben im Abstand von etwa 2 bis 3 m geschlagen (Probenmenge: 2–5 kg). In 115 davon konnten bereits Conodonten nachgewiesen werden. Die bisherige Analyse der gelösten und abgetrennten Proben (0,63 bis 250 µm Fraktion) ergibt folgende Gattungsliste: *Ancyrodelloides*, *Belodella*, *Caudicriodus* (?), *Icriodus*, *Lanea*, *Latericriodus*, *Neopanderodus*, *Oulodus*, *Ozarkodina*, *Panderodus*, *Pandorinellina*, *Pedavis*, *Pelekysgnathus*, *Pseudooneotodus* und *W* (n. gen.). Noch nicht belegte Gattungen: *Eognathodus* und *Polygnathus*.

#### Megaerella-Formation

- Proben: Se/01/01 bis Se/01/07.

- Lithologie: Wacke- und Packstones (Orthoceren, Gastropoden und Crinoiden führend); Dolomite (vereinzelt Crinoiden führend).
- Conodontenföhrung: Der beprobte Abschnitt ist durchgehend reich an Conodonten (50 bis 150 Elemente in manchen Proben bis über 500). Vorwiegend handelt es sich dabei um Multielemente von *Oulodus* sp., *Ozarkodina r. remscheidensis* (ZIEGLER), *Pedavis* sp. und *W eosteinhornensis* (WALLISER). Einzelzahn-Conodonten wie *Belodella resima* (PHILIP), *Panderodus unicastatus* (BRANSON & MEHL) und *Pseudooneotodus beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN machen eher einen geringen Teil der Proben aus.

#### Rauchkofel-Lst-Formation

- Proben: Se/01/08 bis Se/02/41.
- Lithologie: lithoklastische Kalke (Lithoklasten sowie Matrix bestehen aus feinkörnigen Karbonaten); dunkle, leicht bituminöse Mudstones; lithoklastische Kalke; wellig bis knollig geschichtete, dunkle Kalke; Megakonglomerathorizont (dolomitische Matrix und mittelgraue, massige Lithoklasten von einem Durchmesser zwischen 1 m bis 10 m); gebankter Crinoidenspatkalk.
- Conodontenföhrung: Ein Großteil der gewonnenen Conodontenfauna dieser Formation stammt aus bioklastischen Wackestones. Im Durchschnitt sind in 2 bis 3 kg Kalkgestein zwischen 50 bis 100 Elemente (vereinzelt auch über 200) enthalten. Einzelzahn-Elemente (*Belodella devonica* (STAUFFER), *Belodella resima* (PHILIP), *Panderodus unicastatus* (BRANSON & MEHL), *Pseudooneotodus beckmanni* BISCHOFF & SANNEMANN sind zwar häufig vertreten; den Hauptanteil jedoch bilden Zahnreihen und Plattform-Elemente von *Ancyrodelloides delta* (KLAPPER & MURPHY), *Ancyrodelloides kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN, *Lanea eleanorae* (LANE & ORMISTON), diverse Arten von *Oulodus* sp., *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON & MEHL) und *Pandorinellina optima* (MOSKALENKO). Das Zonenleitfossil des Mittleren Lockkoviums, *Ancyrodelloides delta* (KLAPPER & MURPHY), tritt bereits 10 Meter oberhalb der Basis der-Formation auf (Se/01/13/04 bis Se/02/05/04). Vereinzelt kommen Pa-Elemente von *Icriodus* sp. vor. Die Häufigkeit der Conodonten nimmt im darauffolgenden Crinoidenspatkalk stark ab. Selten sind mehr als 10 Elemente in einer Probe.