



## Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 im Jahr 1999

### Blatt 16 Freistadt

#### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

GERHARD SCHUBERT

Im Rahmen der diesjährigen Aufnahmestätigkeit wurde das zwischen Rainbach, Summerau, dem Heiligenberg, Kerschbaum und der Feldaist liegende Gebiet neu kartiert. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse geht der Großteil des Kartierungsergebnisses auf Lese-Steine zurück.

Nach den Eintragungen auf der im Maßstab 1 : 100.000 erstellten „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich“ (FRASL et al., 1965) war im Süden des besagten Gebiets ein etwa W-E-streichender Körper aus Weinsberger Granit und daran nach Norden anschließend Freistädter Granodiorit zu erwarten.

Gegenüber der Übersichtskarte ergeben sich nun folgende Neuerungen: Südwestlich des Heiligenbergs konnte über einen 750 × 200 m großen Bereich ein heller Zweiglimmergranit verfolgt werden. Vermutlich handelt es sich hierbei um eine hellere Abart der Freistädter-Granodiorit-Gruppe. Ein kleineres Vorkommen von Zweiglimmergranit befindet sich am südöstlichen Ortsrand von Kerschbaum. Zwischen dem Lackenbach und Kerschbaum waren immer wieder Lesesteine und Blöcke eines Porphyroids anzutreffen. Für den in der Übersichtskarte dargestellten Porphyroidkörper östlich des Stubenhofs konnten hingegen keine Anzeichen gefunden werden.

Entlang der Bahn und zwischen dem Bahnhof Summerau und der Kranklau sind tonreiche Böden sowie reichsweise rötliche Sande und Schotter anzutreffen. Es dürfte sich hierbei um Ausläufer des Freistädter Tertiärs handeln. In der Umgebung des Stubenhofs sind Reste einer älteren Sedimentbedeckung in Form von kantengerundeten bis völlig zugerundeten Quarzgeröllen erhalten.

### Blatt 23 Hadres

#### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

IVAN CICHÁ & JIŘÍ RUDOLSKÝ  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung auf Blatt 23 Hadres erfolgte im Jahr 1999 im Gebiet zwischen Kalladorf, Wullersdorf, Immendorf, Schalladorf, Oberstinkenbrunn bis nördlich Nappersdorf.

In diesem Gebiet fanden sich in verschiedenen Zufallsaufschlüssen Schichten, die stratigraphisch dem Karpatium bis unteren Badenium entsprechen.

Vorkommen von Sedimenten der Laa-Formation wurden nur im nordöstlichen Kartierungsbereich, südöstlich der Kote 346 (Galgenberg) festgestellt. In braunen bis dunkelbraunen Tonen treten Mikrofaunen mit *Pappina parkeri* bre-

*viformis* (PAPP. et TURN.), *Chilostomella ovoidea* CZJZEK, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina otnangiensis* RÖGL, *Lenticulina inornata* (D'ORB.) und „*Spiratella*“ auf. Teilweise ist die Mikrofauna stark pyritisiert.

In Proben in der weiteren Umgebung dieses Vorkommens der Laa-Formation treten jedoch bereits Mikrofaunen mit *Globorotalia bykovae* AISENST. auf, die stratigraphisch bereits der Grund-Formation entsprechen.

In den Ablagerungen der Grund-Formation haben im bearbeiteten Gebiet grüngraue bis gelbgraue, z.T. auch bräunliche, kalkige Tone die größte Verbreitung, welche mitunter mit Feinsandpaketen, Sandsteinbänken oder bioklastischen Kalksteinen wechsellagern.

In den untersuchten Proben sind für den älteren Teil der Grund-Formation folgende Arten typisch: *Lenticulina inornata* (D'ORB.), *Plectofrondicularia digitalis* (NEUGEB.), *Bolivina hebes* MACFADIEN, *Bolivina dilatata dilatata* RSS., *Pappina parkeri breviformis* (PAPP et TURN.), *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Uvi-*

*gerina acuminata* HOSIUS, *Bulimina elongata* D'ORB., *Valvulinera complanata* (D'ORB.), *Globigerina otnangiensis* RÖGL, *Globigerinoides trilobus* (RSS.), *Globorotalia bykova* AISENST., *Globorotalia transsylvanica* POPESCU etc. Die Schichten mit *Globigerinoides bisphericus* TODD sind in der Umgebung von Wullersdorf und Kalladorf entwickelt.

Im höheren Teil der Grund-Formation, in der Umgebung von Immendorf, Kalladorf und der Flur Satzen, wurde das Vorkommen von *Praeorbulina glomerosa curva* BLOW und teilweise *Orbulina suturalis* BRÖNNIMAN festgestellt. Die Feinsande, Sandsteinbänke und bioklastischen Kalksteine führen außer Mollusken *Ammonia beccarii* (L.), *Amphistegina hauerina* (D'ORB.), *Elphidium crispum* (L.), *Elphidium fichtelianum* (FICHT. et MOLL) und *Asterigerinata planorbis* (D'ORB.).

Bei den Sedimenten der Grund-Formation kann z.T. auf eine Sedimentation im Seichtwasserbereich geschlossen werden.

Im Gebiet des Stinkenbrunner Berges, westlich von Oberstinkenbrunn und südwestlich von Nappersdorf sind die Schotter der Hollabrunn-Mistelbach-Formation relativ weit verbreitet, wobei die größte Mächtigkeit südwestlich Nappersdorf festgestellt wurde.

Im untersuchten Gebiet überwiegen miozäne Sedimente, quartäre Ablagerungen sind im kartierten Gebiet nur wenig verbreitet.

Aufschlüsse in Lößablagerungen gibt es im kartierten Gebiet keine. Im gesamten kartierten Bereich besitzen die Ablagerungen des Quartärs Mächtigkeiten, die nicht größer als 100–150 cm sind. Flächig nur wenig ausgedehnte Löss wurden nur nördlich Nappersdorf, südlich der Flur „Linzesgruben“ und östlich Wullersdorf, südlich der Kote 244 festgestellt.

Entlang der Bäche im Bereich Wullersdorf – Schalladorf sind keine Schotterterrassen entwickelt. Längs des Gmoosbaches und im Immendorfer Graben und nördlich Oberstinkenbrunn, zwischen Seebergen und Rötäcker, bestehen die fluviatilen Akkumulationen aus groben Sanden bis feinen Schottern. Die Schwemmkegel, wie in der Flur Rohrbergen, östlich Immendorf und in der Flur Seebergen sind überwiegend aus Feinsanden zusammengesetzt.

Das Gebiet südlich der Kote 346 Galgenberg wurde im Frühjahr 1941 durch einen Erdbeben arg betroffen. Nach älteren Angaben rutschte das Gelände in großer Breite ab.

## Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

PAVEL HAVLIČEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1999 wurden die geologischen Aufnahmen zwischen Mailberg und Diepolz durchgeführt. Neben der lithostratigraphischen Charakterisierung der Sedimente bei den Geländeaufnahmen wurden diese Einstufungen durch 15 mikropaläontologische Analysen (J. ČTYROKA), eine Analyse von Löß-Malakofauna (J. KOVANDA) und 13 Schwermineralanalysen (Z. NOVÁK) bestätigt.

### Miozän

Bei den geologischen Untersuchungen und Aufnahmen in diesem Bereich des Blattes Hadres wurden als älteste Sedimente hellgelbbraune, kalkige, glimmerige Silte und Siltsteine und sandige Tone und Tonsteine des Karpatium

(Laa-Formation) ermittelt. In den Aufschlüssen in der Umgebung von Mailberg finden sich deutlich geschichtete siltige Sandsteine, örtlich mit Knollen und Bänken von Sandsteinen und Siltsteinen, die mehr als 1 m lang und 30 bis 50 cm mächtig sind. Im Einschnitt eines Feldweges, etwa 800 m südöstlich vom Schloß Mailberg, sind diese Sedimente tektonisch gestört, ähnlich wie im Profil im Einschnitt eines Weges direkt unter der Kirche in Mailberg.

Vereinzelt treten auch Einschaltungen feinkörniger Sande und monomikter Schotter (Diepolz) auf. Diese vorkommen gerundeten Quarzgerölle, 1–4 cm im Durchmesser, sind oft von weißen, kalkigen Krusten bedeckt. Diese Schotter und Sande sind häufig im Ackerboden verbreitet.

Vereinzelt treten auch Eisenkonkretionen (Eisenknollen), z.B. im Feld 750 m südöstlich der Kirche in Diepolz, auf. Der untersuchte Bereich ist praktisch ein Denudations- oder Deflationsgebiet.

Schwermineralanalysen (von Z. NOVÁK) zeigen eine Dominanz von Granat. Diese Granatassoziation ist typisch für die Sedimente des Karpatium.

Durch die Ergebnisse der vorläufigen mikropaläontologischen Analysen der beschriebenen Sedimente (J. ČTYROKA) können sie ebenfalls in das Karpatium eingestuft werden. Sie gehören überwiegend zur Laa-Formation, stellenweise auch mit Übergang in den unteren Teil der Grund-Formation.

Nur im Südwest-Teil des kartierten Bereiches findet man lithologisch ähnliche Sedimente, die man aufgrund mikropaläontologischer Analysen wahrscheinlich schon in den unteren Teil der Grund-Formation einstufen kann (z.B. Sedimente ca. 1,7 km SSE vom Schloß Mailberg oder 1,8 km SW von der Kirche in Diepolz).

### Pleistozän

Flächlich nur wenig verbreitet sind hellbraune, sandige Löss in Mailberg und südlich von Mailberg. Im Einschnitt eines Feldweges tritt unter Hanglehm ein mehr als 2 m mächtiger sandiger Löß mit Malakofauna auf. Es handelt sich um eine Löß-Malakofauna wärmeren Charakters, die so genannte Striata-Fauna, die z.B. in den risszeitlichen oder unterwürmzeitlichen Sedimenten vorkommt. Die geologische Lage und Abwesenheit fossiler Böden in dieser Löß-Formation spricht eher für ihr oberpleistozänes Alter.

### Pleistozän – Holozän

Am Fuß der sanften Hänge wurden deluviale, sandig-tonige Lehme gefunden.

### Holozän

In den periodisch durchflossenen kleinen Tälern wurden humose, tonig-sandige, deluvio-fluviatile, bis 1 m mächtige Lehme mit Beimischung von Geröllen abgelagert. Diese Sedimente bilden örtlich flache Schwemmkegel, wie z.B. südlich und südöstlich von Mailberg.

Die Talflur wird von schwarzbraunen, humosen, fluviatilen, tonig-sandigen, 1 bis 2 m mächtigen Sedimenten (Überschwemmungslehme) bedeckt.

Anthropogene Ablagerungen finden sich nur in den Schutzdämmen (nördlich von Diepolz und südlich von Mailberg). Zu den anthropogenen Sedimenten kann man auch das ausgebagerte Gesteinsmaterial entlang des Galgenberggrabens zählen, das auch Hochwasser-schutzdämme bildet.

## Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

OLDŘICH HOLÁSEK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1999 wurden die geologischen Aufnahmen auf Blatt 23 Hadres im Bereich zwischen den Gemeinden Nappersdorf, Kleinweikersdorf und Dürnleis fortgesetzt. Die Nordgrenze des Kartierungsgebietes liegt etwa 2,4 km nördlich der Straße zwischen diesen Gemeinden. Mit Ausnahme der nordwestlichen Ecke ist das Gebiet flach und wird geologisch vor allem aus miozänen Sedimenten des Karpatium gebildet. Quartäre Ablagerungen sind nur in sehr beschränkten Maße erhalten geblieben.

### Miozän

Die Sedimente des Karpatium (Laaer Schichten) sind hier vor allem durch hellbraune, braungelbe bis gelbe, oft grünliche, lokal grauweiße, graugelbe, weißliche bis gelbe, meist stark kalkige, veränderlich tonige und feinglimmerige Feinsande bis Silte vertreten, die örtlich mit hellbraunen bis braungelben, gelbgrauen bis grauen, stellenweise grünlichen, rostfarbig fleckigen, stark kalkigen, feinglimmerigen Tonen mit schwankender, feinsandiger Beimischung unregelmäßig wechsellagern. Lokal treten in den sandigen Tonen weiße, kalkige Pseudomycelien auf. Diese Schichtfolge ist den Laaer Schichten zuzurechnen, was durch die Foraminiferenfaunen mit *Globigerina oltnangiensis* RÖGL, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Bolivina dilatata dilatata* REUSS, *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN., *Uvigerina acuminata* HOSIUS nachgewiesen ist (det. J. ČTYROKA).

An mehreren Stellen kommt im Ackerboden oder an der Oberfläche dieser Sedimente eine aus kantigen bis kantengerundeten, 0,5–5 cm, stellenweise 7–10 cm, vereinzelt 12–15 cm großen Geröllen aus weißen und honigfarbigen Quarzen zusammengesetzte Schotterbestreuung vor. Einige Gerölle haben an ihrer Oberfläche eine weiße, kalkige Kruste.

Am Südostrand von Nappersdorf konnten in einer Ausgrabung nach der Foraminiferenfauna Tonsteine des unteren Teiles der Grunder Schichten festgestellt werden. Die Mikrofauna führt z.B. *Globigerina bisphericus* TODD, *Globigerina trilobus* (REUSS), *Globigerina quadrilobatus* (D'ORB.), *Praeorbulina ex gr. glomerata*, *Bolivina antiqua* D'ORB. (det. J. ČTYROKA). Die flächige Verbreitung kann jedoch nicht auskartiert werden.

### Pleistozän

Löß reicht nur geringfügig nördlich von Nappersdorf von Westen in das kartierte Gebiet herein. Er ist hellbraun, siltig, stark kalkig, mit weißen, kalkigen Pseudomycelien. Die nachgewiesene Mächtigkeit beträgt über 1 m.

### Pleistozän – Holozän

Deluviale Lehme und Tone, bis mehr als 1 m mächtig, bilden kleine, unzusammenhängende Decken am Hangfuß, besonders in der nördlichen Umgebung von Dürnleis und Nappersdorf. Es handelt sich um dunkelbraune, humose, tonige bis stark tonige Lehme, die allmählich in braune, schwarzbraune oder graubraune Tone übergehen.

### Holozän

Die deluvio-fluviatilen, stark humosen, dunkelbraunen, tonigen, feinglimmerigen Lehme, die allmählich in schwarzbraune, stark humose, schwach feinglimmerige

Tone übergehen, besitzen eine nachgewiesene Mächtigkeit von mehr als 1 m.

Fluviatile Lehme und Tone sind meistens in der Talflur des Dürnleiser Grabens angehäuft. Ihren oberen Teil (bis in die Tiefe von 1 m) bilden dunkelbraune, humose, stark tonige Lehme, tiefer graubraune, dunkelgraue oder dunkelbraune, humose, stellenweise rostbraun gefleckte und feinglimmerige Tone.

Anthropogene Ablagerungen von kommunalem Müll wurden in kleinerem Ausmaß in einem Hohlweg nördlich von Nappersdorf festgestellt.

## Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres

ZDENĚK NOVÁK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gelände als Bestandteil der alpin-karpatischen Vortiefe liegt zwischen den Gemeinden Mailberg und Immendorf. Das Terrain ist in seiner Höhe stark gegliedert. Die höchste Stelle des kartierten Geländes ist der Buchberg (417 m), die tiefste Stelle das Tal eines namenlosen Baches im südlichen Teil des Kartenblattes mit einer Höhe von 260 m.

Am geologischen Aufbau des kartierten Geländes sind die Sedimente des Karpatium (Laa-Formation), des Badenium (Grund-Formation) und die Quartärsedimente beteiligt.

Die karpatischen Sedimente der Laa-Formation bilden überwiegend den östlichen Teil des Kartenblattes, im kleineren Ausmaß wurden sie auch an dessen nördlicher Grenze festgestellt. Sie werden durch hellbeige, gelbbraun, hellgrau bis hellgrüngrau gefärbte, meist kalkhaltige Tone mit einem variablen Schluffanteil gebildet. Weniger häufig treten schwach kalkhaltige, stark schluffige, braune bis ziegelrote Tone auf. Die Tone beinhalten stellenweise Linsen von feinkörnigen, hellgrauen bis weißgrauen, stark hellglimmerigen Sanden oder gelbbraunlichen Kalksandsteinen.

Die Sande treten vor allem am Westrand von Mailberg auf, während sie in geringmächtigeren Lagen auch in anderen Teilen des Kartenblattes festgestellt wurden, und zwar dort, wo die karpatischen Ablagerungen bis zur Oberfläche ansteigen. Es handelt sich um feinkörnige, stellenweise stark schluffige bis tonig-schluffige, hellglimmerige, gelbbraune Sande mit einzelnen brettförmig zerfallenden Bänken von hellgrauen bis beigegrauen, mechanisch widerstandsfähigen, kalkhaltigen Sandsteinen. Die Assoziationen der durchsichtigen Schwerminerale in den karpatischen Gesteinen sind ausgeprägt durch Granat dominiert.

Die Sedimente des Badenium (Grund-Formation) bilden den größten Teil des kartierten Geländes. Sie werden überwiegend durch graubeige, gelbgraue, hellgraue und hellbraune, stark kalkhaltige, unterschiedliche Schlufftone, sehr oft mit weißen Ausscheidungen von  $\text{CaCO}_3$ , gebildet. Im Gestein ist die schluffige Komponente relativ gleichmäßig verteilt, stellenweise ist aber eine nestartige, bzw. lagige bis ausgedehnt linsenartige Anordnung deutlich. Durch die Verwitterung bekommen die Pelite des Badenium eine hellbraune und braune Färbung.

In den Tonen kommen sehr oft Bänke oder längliche Linsen aus weißlichgrauen bis hellbeigen Kalksteinen mit

unterschiedlicher, meist stark rekristallisierter Karbonatmatrix vor. Durch ihre ausgeprägte mechanische Widerstandskraft bilden sie im Gelände auffallende Erhöhungen. Besonders die höchsten Punkte des kartierten Geländes, die Höhen des Buchberges und Galgenberges, verdanken ihre Existenz den verwitterungsresistenten Lagen dieser Kalksteine, die ihre Gipfel bilden. Der Anteil von Nichtkarbonaten in diesen Gesteinen, vor allem Quarz, ist sehr niedrig. In den analysierten Proben schwankte er zwischen 3–5 %, nur in einem Fall überschritt er 7 %. An der Zusammensetzung der Kalksteine sind überwiegend biogene Reste beteiligt, vor allem Fragmente von Rotalgen (*Lithophyllum* und *Lithothamnion*), Bruchstücke von Muscheln, Schalen vorwiegend benthonischer Foraminiferen und Schwammnadeln. Vor allem die Anhäufung der Rotalgenresten ist in manchen Lagen deutlich und übersteigt oft 50 % des gesamten Gesteinsvolumens. Die Gesamtmächtigkeit der Kalksteine, die öfters stark geklüftet sind, beträgt viele Meter. Die einzelnen Bänke werden oft durch stark kalkhaltigen Pelit mit unterschiedlicher Feinsandkomponente getrennt. In der Vergangenheit wurden diese Kalksteine intensiv abgebaut, wovon zahlreiche Stellen zeugen, die in vielen Fällen schon zur Gänze verschüttet und durch die Vegetation überwachsen sind. Der kalkhaltige Boden über diesem Gestein bedingt eine besondere Vegetation wie z.B. das Vorkommen von *Adonis vernalis* am Galgenberg.

Auf Grund einer mikropaläontologischen Analyse wurden zum Badenium auch feinkörnige, stellenweise stark schluffige Kalksteine gestellt, die im Einschnitt des Feldweges im Tal am westlichen Rand der Gemeinde Mailberg auftreten. Es ist anzunehmen, dass dieser Block aus badenischen Ablagerungen aus höherer Lage abgerutscht ist. Eine ähnliche Umlagerung ist im Falle eines Blocks von hellbraunem Schluffton mit einer Lage von Algenkalkstein zu vermuten, der in einem Steilhang unter der Straße westlich von Mailberg auftritt.

An der Zusammensetzung des Komplexes des Badenium im kartierten Gebiet beteiligen sich in einem geringeren Ausmaß auch fein- bis mittelkörnige, brüchige Sandsteine mit einer karbonatischen Grundmasse, die ebenso verwitterungsbeständig ist. Die einzelnen Sandsteinlagen werden durch feinkörnigen Schluffsand oder Tonschluff unterbrochen.

Am südöstlichen Rand des Kartenblattes zieht ein Streifen von fein- bis mittelkörnigem, weißgrauem und hellgelbbraunem Kalksand, der Teile von stark kalkhaltigem, weißlichgrauem Schluffton und Schluff beinhaltet. Eine Lage von Mittel- bis Grobsand, beige verfärbt und mit Schalenfragmenten, wurde nur im schluchtartigen Einschnitt hinter den Weinkellern nordöstlich vom Immendorf gefunden. In den Assoziationen der durchsichtigen Schwerminerale der Sedimente des Badenium überwiegt, so wie bei den karpatischen Sedimenten, der Granat.

Auf Grund der festgestellten Mikro- und Makrofaunen und des Sedimentcharakters ist für die Ablagerungen des Badenium eine Sedimentation in einem seichten, warmen und gut durchlüfteten Meer anzunehmen.

Die Quartärsedimente sind durch fluviatile, deluviofluviatile, deluviale Ablagerungen und einen Lößkomplex repräsentiert. Die relativ geringe flächige Verbreitung ist durch das stark gegliederte präquartäre Relief morphologisch bedingt.

Die größte Verbreitung besitzt der Löß, und zwar am südwestlichen Rand des kartierten Bereiches, westlich der Kellergassen von Immendorf, wo er die Hänge eines flachen Tales bedeckt und am westlichen Rand von

Mailberg. Es ist aber nicht anzunehmen, dass der Löß im kartierten Gebiet außer lokal in Depressionen im vorquartären Relief größere Mächtigkeit erreicht.

Deluviale Sedimente sind vor allem durch braune oder gelbbraune, meist feinsandige Lehme repräsentiert. In der Nähe von anstehenden, tertiären Kalksteinen beinhalten diese auch Kalksteinfragmente. Oft sind die Lehme stark kalkhaltig und ihr Erscheinungsbild erinnert an Löß. Es ist sehr wahrscheinlich, dass gerade das Lößmaterial von heute schon erodierten Lößdecken lokal an dessen Aufbau mehr oder weniger beteiligt ist.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen füllen den Grund von periodisch durchflossenen Tälern und spiegeln, ähnlich wie deluviale Sedimente, meistens den Gesteinscharakter der unmittelbaren Umgebung wider. Meistens handelt es sich hier um unterschiedliche, schluffige, schwach sandige, kalkige Lehme.

Fluviatile Ablagerungen sind meist dunkelbraun bis dunkelbraungrau und in ihrer Verbreitung im kartierten Gebiet nur von geringer Bedeutung.

### **Bericht 1999 über geologischen Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 23 Hadres**

ZDENĚK STRÁNÍK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmetätigkeit im Jahr 1999 konzentrierte sich auf die Revision der Kartierung im Bereich NE der Ortschaft Kalladorf. Das Gebiet ist morphologisch schwach gegliedert und die Aufschlußverhältnisse sind daher nicht sehr gut. Das letzte Mal wurde das Gebiet im Jahr 1995 von P. ČTYROKÝ kartiert. In seinem Bericht (ČTYROKÝ, 1996) sind die älteren Kartierungen zitiert.

#### **Miozän**

Die Laaer Schichtenfolge bildet die ältesten Ablagerungen, die im nordwestlichen Teil des kartierten Gebietes verbreitet sind. Relativ gute Aufschlüsse dieser Sedimente sind westlich der Kote 340 Blickenberg zu beobachten. In den Äckern und Weinbergen treten braungraue und grüngraue, weiß und gelb verwitternde, siltige, geschichtete Tonmergel (Schlier) mit Laminae und dünnen Lagen von hellgrauen, glimmerigen Silten bis Sanden, die vereinzelt zu Sandstein verfestigt sind, und mächtigen Einschaltungen von Mittel- bis Grobkies auf. Die Tonmergel (Proben 10/99 und 11/99) enthalten eine Foraminiferenfauna, die nach I. CÍCHA der Laaer Schichtenfolge entspricht. Diese Einstufung stimmt mit der von J. ČTYROKÁ (Probe 13/95 und Bohrung 10; in ČTYROKÝ, 1996) vollkommen überein. Die Nannoplanktonflora mit *Helicosphaera waltrans* entspricht der Grenze Karpatium/Badenium (Probe 9/99; det. L. ŠVÁBENICKÁ). Nur an einer Lokalität (13/99), westlich der Flur „Heide“, haben die Pelite eine karpatische Mikrofauna mit *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. geliefert (det. I. CÍCHA).

Die Sedimente, die im Bereich der Flur „Holzbüchel“, nördlich von Kalladorf aufgeschlossen sind, können aufgrund der Lithologie mit obenerwähnten Ablagerungen verglichen werden. Die geschichteten Tonmergel (Proben 1/99, 3/99, 4/99, 23/99, 25/99 und 26/99) führen eine Foraminiferenfauna mit *Globorotalia bykovae* AISENSTAT, die nach I. CÍCHA in der Grunder Schichtenfolge häufig vertreten ist. Im Nannoplankton (Proben 3/99 und 23/99; det. L. ŠVÁBENICKÁ) dominiert *Helicosphaera waltrans* und selten vor-

kommende *Sphenolithus heteromorphus*. Sie entsprechen dem Zeitabschnitt oberes Karpatium – unteres Badenium. Die Sandsteine (Probe 24/99; det. Z. NOVÁK) sind durch ein Schwermineralspektrum charakterisiert, das eine starke Dominanz von Granat (81 %) zeigt. Aus diesen Sedimenten ist nur vereinzelt eine Makrofauna erwähnt (ČTYROKÝ, 1995; Punkt 28/95).

Die Grunder Schichtenfolge ist lithologisch sehr wechselhaft. An ihrem Aufbau sind hauptsächlich Silte, Sande, Tone, Algenkalke und untergeordnet Quarzgerölle beteiligt. Diese Sedimente nehmen im Süden und Osten des Teilblattes den größeren Teil des kartierten Gebietes ein. Die hellgrauen, feinkörnigen, hellglimmerigen, kalkigen Silte und Sande bilden in den weißlich und gelbgrau verwitternden, stark kalkigen Tonen zahlreiche Linsen und mächtige Einschaltungen, die lateral rasch wechseln. Die dünnen Lagen der Algenkalke sind nach der Lithologie wahrscheinlich ident mit jenen, die im höheren Teil der Grunder Schichtenfolge eine flächig größere Ausdehnung besitzen. Die Sedimente führen stellenweise eine reiche Molluskenfauna. Aus den Lokalitäten 17/99, 18/99, 29/99 (S, SW, E der Flur Teichäcker) und 39/99 (SE Gottlehof) hat Š. HLADILOVÁ (Universität Brno) folgende Vertreter bestimmt: *Ancilla (Baryspira) glandiformis* (LAMARCK), *Turritella bicarinata bicarinata* EICHWALD, *T. cf. turris* BASTEROT, *T. badensis* ssp., *Narona (Inermia) inermis* (PUSCH), *Euthria pushi* ANDRZEJOWSKI, *Glycimeris pilosa deshayesi* (MAYER), *G. sp.*, *Callista cf. italica* (DEFRANCE), *Pelecypora (Cordiopsis) gigas vindobonensis* (KAUTSKY), *Neopycnodonta cf. navicularis* (BROCCHI), *Ostrea cf. digitalina* DUBOIS, *O. sp.*, *Pecten cf. bessi* ANDRZEJOWSKI und unbestimmte Fragmente von gen. *Bivalvia* (Cardidae, Veneridae, Pectinidae), Gastropoda und Bryozoa. Nach Š. HLADILOVÁ gehört die erwähnte Makrofauna dem Badenium an.

Nach Auswertung der Mikrofaunen durch I. ČIČHA wurden in den Peliten und Sanden (Proben 5 bis 8/99, 14 bis 18/99, 20/99, 22/99, 29/99, 31/99, 32/99, 36/99, 37/99, 46/99, 49/99 und 53/99) reiche, stellenweise aus dem Seichtwasser stammende Foraminiferenfaunen mit häufigen Vorkommen von *Globorotalia bykovae* AISENSTAT und weniger häufigen *Globigerinoides bisfericus* TODD und *Praeorbulina glomerosa circularis* BLOW festgestellt. Nur im aufgelassenen

Hohlweg am Ostrand des Teilblattes nördlich der Kote 323 Griegkreuz (Probe 46/99) wurde *Orbulina suturalis* BRONN. gefunden. Diese Assoziation, ebenso wie die Nanoflora mit *Helicosphaera waltrans* (Probe 22/99 und 29/99; det. L. ŠVÁBENICKÁ), entsprechen der Grenze Karpatium/Badenium resp. der Basis des Badenium. Die Schwermineralspektren aus sieben von Z. NOVÁK ausgezählten Proben (16 bis 18/99, 30/99, 32/99, 43/99 und 45/99) zeigen ein monominerales Granatspektrum (durchschnittlich 77 %), daneben treten Zirkon, Rutil, Apatit und Epidot (5 %), selten Staurolit (2 %) und Turmalin (1 %) auf.

Die massigen Algenkalke bilden am Nordrand des kartierten Gebietes den Gipfelbereich des Mailberger Kammes. Diese wurden im großen, aufgelassenen Steinbruch und in mehreren flachen Gruben am Südrand des Locatelliwaldes abgebaut. An einigen Stellen der verschütteten Wände des Steinbruches wurden weiß- und gelbgraue, organodetritische Kalke beobachtet. Die 80–300 cm mächtigen Kalksteinbänke führen unregelmäßige, dünne Lagen (bis 20 cm) von gelbgrauen, siltigen, stark kalkigen Tonen bis Silten. Diese enthalten Seichtwasserforaminiferen, deren Aufzählung in ČTYROKÝ (1996) enthalten ist.

#### Quartär

Die Quartärablagerungen sind im untersuchten Gebiet hauptsächlich durch äolische, fluviatile, deluvio-fluviatile und anthropogene Sedimente vertreten.

Am Aufbau der äolischen Ablagerungen sind gelb- bis ockerbraune, geringmächtige Lössen und deluvio-äolische, lehmige Sedimente (Lößlehme) beteiligt. An der Basis der Lößlehme sind stellenweise Quarzgerölle eingestreut. Eine flächige, äolische Bedeckung wurde nur in der östlichen Hälfte des Gebietes auskartiert. Diese erreicht dort an einigen Stellen eine Mächtigkeit bis 2 m.

Fluviatile Lehme und Sande sind an die Tallagen der Wasserläufe gebunden. Deluvio-fluviatile, sandige und tonige Lehme füllen die seichten, vom Wasser durchströmten Senken aus.

Anthropogene Ablagerungen sind entlang des Weges westlich der Flur „Holzbühel“ zu beobachten. Es handelt sich hauptsächlich um Bauschutt.

## 53 Amstetten

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Moldanubikum auf Blatt 53 Amstetten

GERHARD FUCHS  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Kartierungen befassten sich mit dem moldanubischen Kristallin südlich der Donau. Dieses wird gegen S und E zunehmend von jungen Ablagerungen bedeckt. Teils handelt es sich um Schotterdecken, Taschen von Sanden, teils um schlecht abzugrenzende Verwitterungslehme.

Der Moldanubische Pluton ist im Gebiet Geißstein – Oberholz, SE von Freyenstein, aufgeschlossen. Er besteht aus Weinsberger Granit mit häufigen Gängen von fein- bis mittelkörnigem Granit. Der Kontakt gegen die Paragneise der Monotonen Serie dürfte z.T. tektonisch gestört sein. Letztere bauen die Donauleiten

westlich des Ortes Willersbach auf, weiters das Gebiet Unterholz – Scheiterbichl, den Buchenwald, Neuhaus – Fürholz bis in den Südabfall der Hügel W von Hubertendorf. Dass es sich um die Monotone Serie handelt, ist durch den Nachweis von Cordierit in den meist anatektischen Paragneisen sowie einen Zug von leukokrater Orthogneis bei Oberberg belegt. Dieser Sillimanit und Granat führende Granitgneis entspricht dem des Raumes Laimbach – Ulrichschlag (Bl. 36) sowie dem Zug von Brand – Viehtrift nördlich von Persenbeug auf Blatt 53.

Die lichten Gneise sind seltene, aber charakteristische Einschaltungen in der Monotonen Serie. Die mächtige Gneisserie fällt im Raume von Willersbach steil gegen E bis ENE ein, schwenkt aber im Bereich von Scheiterbichl immer mehr in eine SE-Streichrichtung ein, mit NE-Fallen.

Der Granulitzug, der die Monotone Serie im E begrenzt, ist von Willersbach durch die orographisch rechte Talseite des „Graben“ über Aigen bis 800 m N Neuhaus zu verfolgen.

Östlich der Granulitlamelle folgt der Zug von Rastemberger Granodiorit. Er baut den Brandkogel auf und ist von dort über Rothberg, Bernau, westlich an Ess vorbei, in den Graben des Ennsbach zu verfolgen. N von Habich verschwindet der Rastemberger Granodioritzug endgültig unter dem Tertiär der Molassezone. Der Granodiorit ist ein kompaktes, meist grobkörniges Gestein mit sporadischen Einsprenglingen von idiomorphem Mikroklin. Biotit und häufig auch Hornblende sind die dunklen Gemengteile. Das magmatische Gestein zeigt meist straffes Parallelgefüge und grenzt sowohl an den Granulit wie an die im E überlagernden Mischgneise mit konkordanten aber intrusiven Kontakten. An der Grenze gegen die Gneise sind konkordant eingeschaltete Granitoide von geringer Mächtigkeit und schollige Körper von mittel- bis grobkörnigem Diorit häufig anzutreffen. Gelegentlich finden sich auch Paragneise eingeschlossen im Granodiorit, was die Abgrenzung erschwert. Auch nördlich der Donau bei Kalkgrub war die Grenzziehung in der Kontaktzone östlich des Granodiorits nicht einfach.

Östlich des Granodiorits folgt überlagernd ein mächtiges Paket von Mischgneisen mit einigen Einschaltungen von Amphibolit. Die Migmatite sind teils Metablastite, teils Paragneise mit schlierig-linsig verteiltem Leukosom. Die Gneise sind meist reich an Granat und Sillimanit. Dieser Gesteinskomplex baut die Donauleiten im Bereich Teuch – Ybbser Berg auf und zeigt im Raume Hengstberg – St. Martin weite Verbreitung. Größere Amphibolitkörper finden sich im Ybbser Berg und W vom Hengstberg. NE und SE von Kniebichl zeigen kleinere Amphibolitvorkommen dünnbändrigen Charakter durch lagenweise unterschiedlichen Gehalt an Pyroxen, Hornblende und seltener Kalksilikaten; dadurch erinnern diese Gesteine an Rehberger Amphibolit, dem sie auch durchaus entsprechen können. Der mächtige Mischgneis-Amphibolitkomplex wird von mir nämlich als riesige Einmuldung der Gföhler Einheit aufgefasst (s.u.).

Der Mischgneiskomplex vom Hengstberg grenzt im E, wie in der Donauleiten zu beobachten ist, an Granulit (gegenüber von Weins). Nahe dem Kontakt sind die angrenzenden Gesteine wild verfault nach Achsen, die gegen NNE flach abtauchen.

Im Raum von Karlsbach findet sich eine Reihe inselartiger Kristallinaufschlüsse. Der Hügel, auf dem in Karlsbach die Kapelle steht, wird von Amphibolit mit Paragneislagen aufgebaut. Der Schlosshügel besteht aus massivem Granitgneis. Die Aufschlüsse E davon, auf der anderen Bachseite, zeigen diesen Granitgneis hybrid durch amphibolitische Lagen, weiters Paragneise und mehrere Meter mächtige Bänke von mittel- bis grobkörnigem Diorit mit seltenen Gängen von Lamprophyr. Dieser bunte Gesteinsverband erinnert an die Kontaktzone, welche den Rastemberger Granodiorit im E begleitet (E Kalkgrub). Tatsächlich steht Rastemberger Granodiorit begleitet von obiger Gesteinsvergesellschaftung in einem Bachaufschluss W von P 326 im Bereich Hochfeld an. Die erwähnten Vorkommen zeigen E- bis SE-Fallen mit mittleren bis steilen Einfallswinkeln. Ein anderer Aufschluss 500 m NW vom Schloss besteht aus ENE-fallenden plattigen, granulitartigen Gneisen.

Eine Einordnung dieser isolierten Vorkommen ist derzeit nicht möglich. Dies gilt auch für diejenigen des Griesheimer Baches, wo Paragneis, Granulit, feinkörniger Granit und intermediäre Ganggesteine auftreten.

Gänge und kleine Durchschläge von Granit finden sich im gesamten heuer bearbeiteten Gebiet, spielen aber mengenmäßig keine Rolle: In der Monotonen Serie treten feinkörnige Granite am Gröbler Bach und bei Schlögelwiese auf. 500 bzw. 300 m W von Habich finden sich zwei zehnermetermächtige Durchschläge von massigem, grobkörnigem glimmerarmem Mikroklingranit. Die unregelmäßig idiomorphen Kalifeldspäte erreichen 1–2 cm Länge.

In der Mischgneisserie vom Hengstberg finden sich Granitoide teils eingeregelt (z.B. S Teuch), teils als quer greifende Gänge. In dem schlecht aufgeschlossenen Waldgebiet nördlich St. Martin (Alter Tiergarten, Rotes Kreuz) sind diese granitischen Gesteine die häufigsten Zeugen für Grundgebirgsauftragungen. Sie täuschen durch ihre Resistenz bei der Verwitterung größere Verbreitung vor, da die Paragneise eher bedeckt sind.

Kleine Durchschläge von mittel- bis grobkörnigem Diorit wurden S und NW von Ess, sowie S P. 358 NW von Kniebichl gefunden. Sie dürften mit dem Rastemberger Granodiorit genetisch verbunden sein.

Überblickt man den heuer aufgenommenen Bereich, so zeigt sich, dass die das Donautal in N–S-Richtung querenden Gesteinsserien gegen S allmählich in die SE-Richtung einschwenken. Es scheint sich der bogenförmige Verlauf der Gesteinszüge um den S-abtauchenden Ostrong-Dom auch hier noch auszuwirken.

Großtektonisch ergibt sich folgendes Bild: An den Moldanubischen Pluton grenzt im E die tiefste Einheit des Moldanubikums, die Ostrong-Einheit. Sie zieht von Nöchling in den Raum nördlich Blindenmarkt. Die Granulitlamelle von Willersbach markiert die Überschiebungsbahn, an der die Gföhler Einheit (Mischgneise vom Hengstberg) aufgeschoben wurde.

Der fertige Deckenbau wurde großräumig gefaltet, wodurch die Monotone Serie im Ostrong als riesige W-überkippte Antiklinale emportaucht. Die Granulite der Gleisen und von Weins entsprechen denen von Willersbach und bilden den Gegenflügel der großen Synklinale vom Hengstberg. Deren Kern wird vom Mischgneis-Amphibolitkomplex gebildet, einer Einmuldung der Gföhler Einheit. Die Granulitlamellen von Willersbach, der Gleisen und der Mandelgupf bei Pöggstall markieren einen Bewegungshorizont, an dem im E die Drosendorfer Einheit (Bunte Serie, Dobra-Gneis) auf die Ostrong-Einheit aufgeschoben wurde; weiter gegen W spitzt die Bunte Serie aus, so dass die Gföhler Einheit, die höchste Einheit des Moldanubikums, in direkten Kontakt mit der tiefsten Einheit, der Ostrong-Einheit, kommt. Der fertige intra-moldanubische Deckenbau wurde später durch eine kräftige W-gerichtete Faltung deformiert.

Der Rastemberger Granodiorit ist im Typusgebiet im Grenzbereich Monotone Serie/Dobra-Gneis intrudiert. Der ihm entsprechende Durbachit des Trebic-Plutons in Tschechien ist mit Bunter Serie (?) und Gföhler Einheit in magmatischem Kontakt. Der von mir im Strudengau entdeckte Rastemberger Granodiorit zeigt Primärkontakt mit dem Granulit, welcher die tektonische Grenze Monotone Serie/Gföhler Einheit markiert, aber auch mit den Gneisen der Gföhler Einheit. Die Fakten sprechen dafür, dass die Rastemberger Granodiorite den bereits bestehenden intra-moldanubischen Deckenbau durchschlagen haben, aber in einer jüngeren Deformationsphase zusammen mit ihrer Umgebung in einen straffen Faltenbau gelegt wurden.

\*\*\*

## 55 Obergrafendorf

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 55 Obergrafendorf

GODFRIED WESSELY  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenstand der Kartierung war die „Tradigistgegend“ zwischen Margrabensattel und dem Soistal bzw. der Linie Tradigistbach – Dörfel – Sommerau und dem südlichen Blattrand. Das Gebiet liegt in der Lunzer Decke und ist aus Schichtfolgen der Mittel- und Obertrias aufgebaut. Sie bilden einen Faltenbau, der allerdings starken Teilver-schiebungen unterworfen war.

Mitteltrias wurde als Antiklinalkern im südwestlichsten Abschnitt des Gebietes östlich des Soisbaches erfasst. Über algenreiche Kalke des Steinalmkalkniveaus (außerhalb des Blattes) folgen Reifflinger Kalke, gegliedert in eine tiefere dunkle und eine hangende helle Ausbildung, jeweils mit Hornsteinführung. Im höheren Teil schalten sich mächtige graue Tonschieferlagen ein.

Lunzer Schichten sind in zwei Streifen angeordnet, die morphologische Senken bilden und neben der angeführten Mitteltrias Antiklinalkerne markieren, die vielfach nach N überkippt sind.

Durch die Kartierung ist der nördlichere der beiden Streifen nur teilweise erfasst, und zwar zwischen Breimühl und dem N-Abschnitt des Soistales, allerdings zwischen Dörfel und N der Karlswarte von Opponitzer Schichten überdeckt.

Der südliche Streifen erstreckt sich vom Margrabensattel über den Oberlauf des Pichlgrabens, den Schreiberhof, die Höfe Reith und Hageck bis zum Soisbach. Entlang des Streichens sind die Lunzer Schichten S der Kote 716 und ESE der Kote 694 durch hangende Opponitzer Schichten oder etwas Hauptdolomit verdeckt.

In tieferen Abschnitten der Lunzer Schichten überwiegen Sandsteine neben Tonsteinen. Kohlentone und Kohlen stellen sich gegen das Hangende ein. Kaum erhaltene Stolleneingänge (ausgenommen im Vorkommen S Grandlstein) und Halden von Bergbauen und Schürfen sind vermehrt an der Grenze zum Opponitzer Kalk zu verfolgen, wie im Bereich des Hachgrabens N Hageck, des Pichlgrabens, des Grabens S Grandlstein und beim Hauseck und SW und davon bis zum Margrabensattel.

Die Opponitzer Schichtserie enthält Opponitzer Kalk, Opponitzer Rauhwacke und Hangendschichten mit Dolomiten, Tonschiefern und Rauhwackenlagen.

Die Ausbildung der Kalke reicht von massiger bis zu bankiger und feinschichtiger, z.T. laminiertes Beschaffenheit. In letzterem Fall erhalten die üblicherweise dunkelgrauen Kalke eine hellere, z.T. bräunliche Beschaffenheit und dünne Lagen und Schmitzen von meist bräunlichen Mergelschiefern sind zwischengeschaltet. Die Kalke bilden häufig Wände oder Käbme (z.B. N-Abhänge des Lindenberg, Talflanken S und W ehem. Gh. Grabl sowie des

Hachgrabens, Hohenzüge W Pichl, N Sumertsberg und bei der Karlswarte). Bei annähernd geländeparalleler Lagerung nehmen die Kalke größere Flächen ein (SW Dörfel). Den Kalken liegen meist Rauhwacken auf, wenn auch fallweise nur spurenhafte (N-Abhang Lindenberg). Im Normalfall folgen darüber Dolomite mit bräunlichen Lagen von Tonen und mit untergeordneten Rauhwackenlagen. Diese Schichten drücken sich durch Verebnungen oder Senkenbildung aus. Die größte Verbreitung besitzen sie SE und SW von „Dörfel auf der Eben“. S bis W Pichl nimmt die Opponitzer Rauhwacke stellenweise auch eine Position über den Dolomiten und Tonen ein.

Im Wesentlichen wird die marine Fazies der Opponitzer Kalke überlagert von einer evaporitisch-lagunären Fazies, wobei die Rauhwacken erfahrungsgemäß von Sulfatgesteinen abstammen. Die lagunäre Fazies leitet über zum Hauptdolomit, der zwei Muldenzonen zwischen den Antiklinalkernen dieses Gebietes bildet. Die nördlichere derselben setzt mit dem Eibenberg ein und reicht bis zum Tradigistbach östl. Grandlstein. Es handelt sich um meist gebankten Dolomit mit den typischen sedimentologischen Merkmalen des Hauptdolomits. Das bis zur Südgrenze des Streifens reichende südliche Einfallen, das an mehreren Forststraßen vielfach gemessen werden konnte, zeigt zumindest im Ostabschnitt die nördliche Überkipfung des Muldenkerns an. Erhärtung findet diese durch mehrere inverse Geopetalgefüge im Dolomit und im südlichen angrenzenden Opponitzer Kalk. Die südliche der beiden Muldenzonen wird gebildet durch den Höhenzug, der vom Lindenberg bis östlich des Gehöftes Sumertsberg reicht. Die Bankung desselben fällt bei aufrechter Lagerung mitteilsteil gegen SE.

Im Bereich E bis SW der Kote 938 ist hangender Plattenkalk erhalten geblieben. Er besteht aus dunklem Kalk, z.T. schichtig und laminiert, an Schichtflächen gelegentlich Mergelbelag mit Biodetritus (Ostracoden) und ein unbestimmter Ammonitenrest. Ein Blockschutt in einem Graben in Verlängerung des Pichlgrabens führt Blöcke von dunklem Obertriaskalk und rotem Jurakalk, die vom Rücken außerhalb der südlichen Blattgrenze stammen.

Tektonisch ist neben dem Faltenbau bei streckenweise nördlicher Überkipfung der Strukturen eine Verselbständigung des Opponitzer Komplexes über seiner Unterlage aus Lunzer Schichten anzumerken. Darauf ist die Ausbildung einer Basalschuppe zurückzuführen, die vom Taleingang beim ehem. Gh. Grabl an entlang der Sohle des Tales, das zum Mugelbauer ansteigt, angeschnitten ist. Es liegt eine Verdopplung von Opponitzer Kalk und Opponitzer Rauhwacke mit Hangendschichten vor. Infolge des Abschervorganges gelangten stellenweise neben dem Opponitzer Kalk auch die Rauhwacken und Dolomite in direkten Kontakt mit Lunzer Schichten, wie im Bereich der Karlswarte, im Falle des Steinkogls und östlich des Gehöftes Steingraben. Eine Querstörung W des Gehöftes „Hauseck“ verursacht die Einklemmung eines langen N-S-ausgerichteten Dolomitspanes.



## 56 St. Pölten

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 56 St. Pölten

HANS EGGER

Für die Erstellung der Geologische Karte 1 : 200.000 Niederösterreich wurden im Berichtsjahr insgesamt 10 Tage für eine erste Übersichtskartierung der Flyschzone auf Blatt St. Pölten verwandt. Der Großteil des untersuchten Gebietes wird von der Altlenzbach-Formation aufgebaut, daneben treten Zementmergelserie und Ablagerungen der Greifenstein-Formation auf. Das Einfallen der Bänke weist durchwegs in südliche Richtungen.

Gesteine der Zementmergelserie treten an der Basis zweier Schuppen in lange durchstreichenden Vorkommen auf. Der nördlichere dieser Züge, der die Basis der Eichberg-Schuppe bildet, ist nur sehr geringmächtig und quert bei Furth das Tal des Michelbachs. Die besten Aufschlüsse wurden am Eichberg, am Weg N Kote 415 m, und westlich des Michelbachs im Graben W von Kote 406 m gefunden. In einer Probe dieses Aufschlusses wurde eine campanane Nannoflora nachgewiesen. Im Hangenden der Zementmergelserie folgt mächtige Altlenzbach-Formation des Maastricht und Paleozän. Letzteres ist im Gebiet von Kasten weit verbreitet. So konnte z.B. eine reiche oberpaleozäne Nannoflora (NP9) südlich von Kasten im Graben bei Kronabet nachgewiesen werden. Das Profil setzt sich von hier noch weiter fort hinein in die Greifenstein-Formation, die jedoch meist sehr schlecht aufgeschlossen und nannofossilarm ist. Als jüngstes Alter wurde Untereozän (obere NP 10) in einer Probe aus dem ins Michelbachtal einmündenden Aigenbach bestimmt. Bei diesen eozänen Ablagerungen handelt es sich um graue Mergel mit einzelnen dünnen Siltsteinbänken.

Das Untereozän der Eichberg-Schuppe wird von der Zementmergelserie der südlich anschließenden Hegerberg-Schuppe nordvergent überschoben. Diese Zement-

mergelserie konnte vom Nordhang der Rudolfshöhe bei Wilhelmsburg bis in den Hendlgraben nördlich von Stössing auskartiert werden. Sie bildet auch den Nordanstieg des Hegerberges, dessen Gipfelbereich allerdings von der grobkörnigen und dickbankigen Roßgraben-Subformation der Altlenzbach-Formation aufgebaut wird. Diese wurde dort in kleinen Steinbrüchen als Baustein gewonnen. Auch am Gipfelkamm der Rudolfshöhe wurde die Roßgraben-Subformation angetroffen.

Südlich vom Ort Michelbach, einsetzend etwa bei Berlau, folgt über dem mächtigen Maastricht das Paleozän. Dieses konnte in der streichenden Fortsetzung gegen Westen auch im Oberlauf der Perschling (etwa ab 550 m Seehöhe) und im Oberlauf des Schwarzenbaches (etwa ab der Einmündung des Hinterwallnergrabens) nachgewiesen werden.

Weitere Paleozänvorkommen wurden im Oberlauf des Kreisbaches (etwa ab Kote 443 m) und in den südlichen Zubringergräben des Kreisbaches entdeckt. Diese müssen von den altersgleichen Ablagerungen des Schwarzenbaches durch Querstörungen getrennt sein. Auch die Zementmergelserie an der Basis der Hegerberg-Schuppe ist mehrfach an ENE-WSW-streichenden sinistralen Blattverschiebungen versetzt bzw. wird bei Wilhelmsburg und bei Stössing von solchen Blattverschiebungen abgeschnitten. Der Verlauf dieser Störungen innerhalb der weiten von Altlenzbach-Formation aufgebauten Gebiete lässt sich einstweilen noch nicht genau festlegen. Allerdings kann angenommen werden, dass diese Brüche eine wesentlich größere Schichtmächtigkeit dieser Formation vortäuschen, als tatsächlich vorhanden ist.

Der Verdacht liegt nahe, dass eine sinistrale Blattverschiebung auch den Nordrand der Flyschzone auf Blatt St. Pölten bildet, da dort die auf den Nachbarblättern auftretende Unterkreide der „Nordzone“ fehlt und statt dessen Maastrichtablagerungen der Altlenzbach-Formation direkt an die Molassezone herantreten. Der Versatz an dieser Struktur dürfte rund 30 km betragen (EGGER, 1997).

## 68 Kirchdorf an der Krems

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

INKA EBERT  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1999 wurde das Gebiet Dorfer Berg – Waldergraben des Blattes ÖK 68 Kirchdorf an der Krems im Maßstab 1 : 10.000 geologisch neu aufgenommen.

Die Karte von G. GEYER & O. ABEL (1913) zeigt einen einfachen Faltenbau mit zwei Mulden und einem zwischengeschalteten Sattel. Im Sinne von TOLLMANN (1976) handelt es sich um die Größenberg-Mulde im Norden und die Ebenforst-Mulde im Süden. Die geologische Neuaufnahme ergab jedoch ein wesentlich komplexeres Bild von den Gesteinsschichten und dem tektonischen Baustil mit

einer Vielzahl von Störungen und einem intensiven Schuppenbau. Als Ursache hierfür ist die Nähe der Deckenbahn der Staufen-Höllengebirgsdecke zu sehen, deren nördlichen Anteile (Spering am Beginn des Sengsengebirges) die südlichen Teile der Reichraminger Decke überschieben. Die Reichraminger Decke (Hochbajuvarikum) erschließt flächenmäßig den größten Teil des Gebietes.

Als einziges Schichtglied der Staufen-Höllengebirgsdecke ist der Wettersteinkalk (Ladin-Karn) in typischer Flachwasserfazies aufgeschlossen, dessen zyklische Bankfolgen Algenlaminite, Dasycladaceen-Kalke und Mikrite enthalten. Die tirolische Deckenfront ist anhand der steilen, sehr hellen Wettersteinkalkfelsen im Gelände gut zu verfolgen. In der Morphologie spiegelt sich der andersartige Landschaftscharakter der Reichraminger Decke durch sanftere Formen in den Ost-West-verlaufen-

den Höhenzügen und dazwischen liegenden Tälern sehr deutlich wider. Ein Großteil der meist bewaldeten Berggrücken wird von dem Hauptdolomit eingenommen, z.B. der Dorfer Berg und der Bergkamm nördlich des Wallergrabens, der auch geologisch eine Antikline darstellt. Im Gegensatz dazu ist im Gipfel des Windberges die Größtenberg-Mulde aufgeschlossen. Im tiefen Einschnitt des Wallergrabens erschließt sich die Schichtfolge der Ebenforst-Mulde, wo allerdings eine sehr intensive Schuppung und tektonische Reduktion der Schichtfolge durch die Deckenüberschiebung in unmittelbarer Nähe vorliegt.

In der Reichraminger Decke sind Gesteine von der oberen Trias bis zur oberen Kreide aufgeschlossen. Die älteste Gesteinsschicht ist der Opponitzer Kalk aus dem Karn. Darauf folgt der mächtig aufgeschlossene Hauptdolomit (Nor) in seiner typischen Ausprägung. Es schließt sich aus dem oberen Nor der Plattenkalk an, der jedoch nur kleinräumig im Osten des Gebietes am Effertsbach aufgeschlossen ist. Das nächste Schichtglied, die Kalk-Mergel-Wechselfolge der Kössener Schichten (Rhät) ist nur in wenigen Profilen gut aufgeschlossen. Vielfach kann ihr Ausstrich nur durch Relief und Lesesteinkartierung erfasst werden. Hingegen bilden die im Hangenden auftretenden Rhätkalke sehr deutliche morphologische Rippen und kleine Felswände aus. Das Auftreten von Loferiten und Oolithen sowie das Fehlen von Riffstrukturen weisen die gut gebankte Folge als typische Flachwasserplattformfazies aus.

Die Schichtfolge des Lias zeichnet sich durch besondere Vielfalt und enge Verzahnung verschiedener Lithofazies aus. Es sind dies der Liasfleckenmergel, der Hierlatzkalk und die Bunten Liaskalke. Die Bunten Liaskalke besitzen vielfältige Erscheinungsformen. Die mikritischen Kalke können mergelige Einschaltungen und Mangankrusten beinhalten. Sie können fossilfrei bis sehr fossilhaltig mit Crinoiden, Belemniten, Brachiopoden, Muscheln und Schwammnadeln sein. Die Farbe variiert von intensivem rot über blass rosa bis beige. Die jüngere Juraabfolge beinhaltet Dogger-Kieselkalk, roten Radiolarit und helle mikritische Malm-Aptychenkalke in typischer Ausbildung. Lokal treten noch Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Oberalmer Schichten auf. Es handelt sich hierbei um eine bräunlich-graue, dünnbankige Kalk-Mergel-Wechselfolge mit zeitweiliger Bioturbation. Im Gegensatz zu der aktuellen Kartierung wurden in der geologischen Aufnahme von 1913 der Malm und die verschiedenen Kreideschichten nicht differenziert, sondern als Neokomkalk und Mergel zusammengefasst.

Die Kreide beginnt mit den Mergeln des Neokoms. Wahrscheinlich diskordant darüber finden sich noch Gesteine der Gosau-Formation, die in der Vorkartierung bisher nicht erkannt wurden. Allerdings konnten eindeutig identifizierbare Leitfossilien noch nicht gefunden werden. In den Gosau-Schichten wurden jedoch benthische Foraminiferen identifiziert, die klar für flachmarine Bedingungen und eine Einstufung in die Kreide sprechen. Es sind ebenfalls planktische Foraminiferen vorhanden. Es handelt sich hier womöglich um Branderfleckschichten.

Eine einzigartige Besonderheit in dieser Gegend ist das Vorhandensein von Glaukonit in diesen Schichten. Glaukonit ist in dieser gesamten Kalk-Mergel-Wechselfolge dispers verteilt. Einzelne Bänke bestehen aus einem Glaukonitkalksand mit Beimengungen von detritischen Quarzen und Eisenoxiden. Die Kalke und Mergel weisen zahlreiche Farbvarianten von hellgrau bis dunkelgrau, beige, grün und rot auf. Die Schichtoberflächen sind unregelmäßig wellig. Im Osten des Gebietes (südöstlich der Sickard-

hütte im Tal) sind typisch graue, siltige bis schwach feinsandige Gosau-Mergel aufgeschlossen, die zur Verlehmung und Verebnung des Talkessels beitragen.

Das Quartär zeigt sich besonders in den überschotterten Hängen und den Schuttschneisen, die von den Wettersteinfelsen ausgehen. In den Wetterstein- und Rhätkalken sind Karsterscheinungen sichtbar. Der Hauptdolomit ist ebenfalls sehr verwitterungsanfällig. Er bildet durch seine Bruchform viel kleinsplittrigen Grus auf den Hängen. Im Hauptdolomit kommen Dolinen vor. Die Mergel verwittern häufig zu lehmigen Böden. In der Talfläche im Osten des Gebietes bildet das Neokom eine Vernäsungsfläche. Von den Rhätkalken und den Hierlatzkalkfelsen geht zum Teil Blocksturzwerk aus. Das Uferrandgebiet des Klausers Sees besteht aus Flussschottern der Steyr. Dort ist auch eine Flussterrasse erhalten. Im Westen des Gebietes gibt es anthropogene Aufschüttungen im Zusammenhang mit dem aktuellen Weiterbau der A9.

## **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems**

SVENJA SUER  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 1999 (Juli/August) wurde eine etwa 14 km<sup>2</sup> große Fläche (Großer Spitzberg – Kleiner Spitzberg – Schwarzkogel) östlich von Klaus auf Blatt ÖK 68 Kirchdorf an der Krems geologisch neu aufgenommen. Die letzte Kartierung des Gebietes wurde im Jahre 1913 von GEYER durchgeführt.

Die stratigraphische Abfolge umfasst Einheiten aus Trias (ab Nor), Jura und Kreide (bis Apt–Alb).

Die Einheiten der Trias umfassen Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten und Rhätkalke. Der Hauptdolomit liegt meist in klassischer Ausbildung vor und ist häufig brekziiert und stark intern verfault. Der Rhätkalk ist oft als Plattformfazies ausgebildet, es sind Ooide sowie Loferite zu finden. Eine Rifffazies liegt nicht vor. Er kann zwischen 30 und 160 m mächtig werden.

Die Schichtfolge des Jura umfasst die folgenden lithofaziellen Einheiten: Fleckenmergel, Hierlatzkalk, Bunte Liaskalke, Dogger-Spatkalk und Dogger-Kieselkalk sowie Radiolarit und Malm-Aptychenkalk. Der zwischen 40 und 110 m mächtige Hierlatzkalk ist dickbankig bis massig ausgebildet, enthält neben Crinoiden reichlich Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Muscheln sowie Bruchstücke weiterer Echinodermen und zeigt viele Farbvarianten von hellem Rosa bis hin zu dunklem Rot. Er erreicht eine Mächtigkeit von 40–110 m.

Die Bunten Liaskalke umfassen eine große Variationsbreite an Gesteinen, häufig handelt es sich um beige-braune Kalke mit roten Äderchen, es können aber auch durchgehend rote Mikrite vorkommen. In den Bunten Liaskalken sind oft knollige Ausbildungen vorhanden. Der Übergang zwischen Hierlatzkalken und Bunten Liaskalken ist meist fließend; beide Faziesbereiche kommen oft innerhalb eines Aufschlusses vor.

Die kartierten Einheiten der Kreide sind Neokom-Mergel, Tannheimer und Losensteiner Schichten, die in klassischer Ausbildung vorliegen.

Strukturell erschließt das Kartiergebiet einen Teil der Reichraminger Decke, die im Süden knapp außerhalb des Aufnahmegebietes von der Staufen-Höllengebirgsdecke überschoben wird. Die tektonische Untergliederung des

Gebietes in Sinne von TOLLMANN (1976) mit zwei Mulden und einem dazwischenliegenden Sattel konnte nachvollzogen werden. Im Gegensatz zur letzten Kartierung (GEYER, 1913) wurden jedoch bei der Neuaufnahme zahlreiche Störungen und ein komplexer, interner Schuppenbau mit erheblicher Mächtigkeitsreduktion und Reduktion von Schichten erkannt.

Laut TOLLMANN (1976) wird die nördliche der beiden Synklinalen als „Größtenberg-Mulde“ bezeichnet. Der Kern dieser Mulde ist im Bereich des Großen und des Kleinen Spitzberges mit Hierlatzkalken und schmal ausstreichenden Dogger-Spatkalken sowie Radiolarit aufgeschlossen. An den Flanken des Kleinen Spitzberges ist der Muldenkern verschuppt und stark ausgedünnt vorhanden. Zwischen dem Großen und dem Kleinen Spitzberg wird die Muldenachse durch eine S–N-verlaufende Querstörung versetzt.

An die „Größtenberg-Mulde“ schließt sich südlich der „Siebenstein-Sattel“ mit einem Kern aus Kössener Schichten an, wobei ein Teil der Südflanke, eine Rippe bestehend

aus Rhät- und Hierlatzkalk, in den Sattelkern eingeschuppt und dabei in Richtung Nordwesten rotiert wurde.

Die südliche Synklinale, nach TOLLMANN die „Ebenforst-Mulde“, erschließt im Kern Kreide-Schichten mit einer Abfolge von Neokom-Mergeln, Tannheimer und Losensteiner Schichten. Im Südwesten des Gebietes wird die Großmulde infolge starker Einengung in zwei Teilmulden untergliedert. Zudem sind die Abfolgen hier noch durch intensive Schuppung überprägt. Die Fortsetzung der Mulde ist im Bereich der Anstandmauer sowie östlich des Schwarzkogels zu finden. Dazwischen wird die Mulde von mehreren Schuppen aus Rhätkalken und Hauptdolomit überschoben, die wiederum mehrfach durch Querstörungen versetzt werden. Die Südflanke der Mulde liegt überkippt.

Insgesamt ist das gesamte Kartiergebiet tektonisch stark beansprucht worden. Eine große Anzahl an Störungen und Überschiebungen sowie die Tatsache, dass alle Mulden und Sättel eine Vergenz nach Norden zeigen, belegen dies.

## 74 Hohenberg

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 74 Hohenberg

GODFRIED WESSELY  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das untersuchte Gebiet liegt zwischen dem Schwarzatal bei Schwarzau (Koten 601–810) und der Linie Freudentaler Mauer – Steinritz – Mitterriegel und bildet im Hauptareal größtenteils eine aus Malmkalk bestehende Platte, deren Sockel in absteigender Folge aus tiefem Malm, spurenhafte Dogger/Lias, Kössener Schichten, Dachstein-Hangendkalk und Hauptdolomit besteht. Über dem Malm liegen isolierte Vorkommen von Gosau in unterschiedlicher Ausdehnung.

Mit dem Südostteil des Aufnahmegebietes (Gebiet Mitterriegel und NE und SW anschließende Bereiche) wurde ein Bereich intensiver Tektonik angerissen, die eine komplexe Zergliederung einer Schichtfolge von Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten, Hauptdolomit und Gosau bewirkte. Die konkrete Anordnung der Karbonate, vor allem der Trias-Dolomite ist erst nach fazieller Analyse und der weiteren Verfolgung der Gesteinselemente gegen E und NE zu möglich. Die Verschiebungen dürften auf WSW–ENE-streichende Störungen zurückzuführen sein.

Die Malmkarbonatplatte des Hauptareals, die unter anderem die markanten Wände entlang des Schwarzatales (u.a. denen des Falkensteins), der Freudentaler Mauer, des Steinritzels, der Langen Wand bilden und bis zu 200 m Mächtigkeit erreichen kann, besteht aus unterschiedlichen Ablagerungstypen, deren konkrete Abgrenzungen voneinander noch intensiver mikrofazieller Kartierung bedürften. Die Variationen reichen von hellen cremefarbenen bis hellrötlichen riffnahen Kalken mit größeren Bioklasten aus Korallen, Schwämmen, Bivalven etc. bis zu feindetritischen oder feinkreidigen bräunlichen Kalken, die Bankungen erlangen können. Weiße Crinoidenstielglieder könnten einen bestimmte Horizont charakterisieren. Ähnliches gilt für eine stellenweise konglo-

meratische Ausbildung mit gelber oder rötlicher kalkigmergeliger Matrix (E und ENE Atzberg). Auf einstige Oberflächeneinflüsse im Malmkalk weisen Rotfärbungen an Klüften sowie Füllungen durch rote Tonsubstanz hin. Sie sind beispielsweise stark verbreitet im Bereich nördlich der „Langen Wand“, ersichtlich entlang einer gewundenen Forstraße. Trotz Entnahmen vieler Proben aus den roten Kluffüllungen konnte keine Mikrofauna darin festgestellt werden, doch dürften sie mit Erosions- und Sedimentationsvorgängen in der Gosauzeit zusammenhängen.

Die Schichtfolge des Sockels unter der Malmplatte tritt unter den Schutthalde der Kalkwände, die das Schwarzatal begleiten, hervor. Im Norden zieht sie von der Kote 810 bis unter die Nordwände der Freudentaler Mauer.

Zuoberst besteht dieser Sockel aus tieferem Malm mit grauen Mergeln, sandigen Kalken und Hornstein, darunter aus roten Radiolariten. Dazwischen liegt spurenhafte Rotkalk. Lias konnte hier nicht ermittelt werden. Unterlagert wird der Jura von Kössener Schichten und massigem, grauem, biodetritischem Obertriaskalk in Seichtwasserfazies und vereinzelt Riffkomponenten. Gelegentlich ist ab der Basis ein konglomeratischer Horizont entwickelt. Dieser Obertriaskalk wird als Dachstein-Hangendkalk bezeichnet. Meist ist dieser Fels bildende Kalk durch die weicheren Schichten des tieferen Malm von der ähnlich felsbildenden Malmplatte abgrenzbar. Dachstein-Hangendkalk wird direkt von Hauptdolomit unterlagert.

Radiolarit und grauer Hornsteinkalk des Malm zeigen in unregelmäßigen Vorkommen entlang des Schottererbaches und der Flanken des Steinhauer Baches (hier auch spurenhafte roter Liaskalk) das Auftauchen des Malmsockels an. Ebenso kommt innerhalb des Malmkalkes grauer Hornsteinkalk (reich an Radiolarien) ENE der Herrengrotte N der Langen Wand und NNW des Steinritzels hoch.

Von den Gosauvorkommen des Gebietes NE und E von Schwarzau bildet nur das größte davon im Gebiet östlich des Falkenstein einen zusammenhängenderen Verband. Hier liegt eine Schichtfolge des Campan bis Maastricht vor. Das tiefste Schichtglied ist repräsentiert durch schichtigen roten Kalkmergel, der auf den Malm trans-

grediert. Die Transgression, wenn auch tektonisch etwas gestört, ist ca. 100 m ENE des Gehöftes „Grubenfranzel“ aufgeschlossen. Gelegentlich ist ein Basiskonglomerat ausgebildet. Der rote Kalkmergel bildet einen Saum entlang der SE-Grenze des Gosauvorkommens mit einigen inselförmigen Malmvorkommen darin. Die Mikrofauna besteht aus Globotruncaniden mit der Leitform *Globotruncanita elevata* und typischer Begleitfauna.

Gegen oben zu wird der Kalkmergel blassrosa bis grau-violett und wird überlagert von einem grauen, gelblich anwitternden kalkig-schiefrigen Mergel mit Lagen von Kalkareniten mit einer ebenfalls reichen Mikrofauna. Weiterhin ist *Globotruncanita elevata* vertreten, doch weist im höheren Teil *Globotruncanita subspinosa* auf etwas jüngeres, etwa mittelcampanes Alter hin. Obercampan konnte nicht nachgewiesen werden, doch ist es bei geringer Mächtigkeit nicht auszuschließen.

Den Abschluss der Schichtfolge bildet ein ausgedehntes Vorkommen von massigem bis undeutlich schichtigem, cremegelben, z.T. auch bräunlichem bis rötlichem Kalkarenit mit wechselndem Gehalt an Orbitoiden, gelegentlich auch Bivalven und anderen Biogenen. Die Bestimmung der Orbitoiden ist noch ausständig, doch ist aus Analogiegründen Maastrichtalter für den Orbitoidenkalk anzunehmen. Er bildet die Anhöhen des Windhages und des Atzberges und dessen NW-Abhänge. Gegen W ist er an einer Störung gegen Malm versetzt. Gegen N zu lappt er progradierend über Schichten des Jura und Rhät bis teilweise über den Hauptdolomit. Spuren von Sandsteinen als Vertretung einer noch anzuführenden Turbiditserie wurden ohne ersichtlichen Verband am Fahrweg ENE Kote 810 festgestellt, ansonsten fehlt sie in diesem Gosauvorkommen.

Ein nächstgrößerer Rest von Gosau liegt im Bereich „Hansl im Berg“ – „Ödenwiese“ vor. Wieder wird die Ostflanke größtenteils von rotem Kalkmergel mit einer Globotruncanidenfauna des Unter- und Mittelcampan (*Globotruncanita elevata*) gebildet, das über Malm transgrediert. Die Westgrenze des Gosauvorkommens bildet offensichtlich auch hier eine Störung, da im Westen der „Ödenwiese“ nur die graue mergelige-kalkig-arenitische Folge des Unter- und Mittelcampan auftritt. Nur ab dem „Steinhauer“ begleitet untercampaner roter Mergelkalk einen Streifen Malm, der die felsbetonte östliche Talflanke des südwärts ziehenden Steinhauer Baches bildet. Entlang der westlichen Talflanke desselben stehen jedoch, erschlossen an einer parallel zum Graben verlaufenden Forststraße, Konglomerate und Blockschichten mit Lokalmaterial aus Jura an (Malmkal-

ke, graue kieselige Kalke und Mergel, Rotkalke, gelegentlich mit Ammoniten). Diese grobklastischen Schichten transgredieren über die Hauptmasse des Jura und sind noch nicht datierbar. Der Wiesenhang SE des „Steinhauer“ wird von flach WNW-fallender grauer Serie des Unter- und Mittelcampan eingenommen.

Das offensichtlich jüngste Schichtglied des Gosauvorkommens „Hansl im Berg“ bildet eine überwiegend sandige Entwicklung mit turbiditischem Charakter, der am besten unmittelbar nordöstlich des Gehöftes „Steinhauer“ in alten Pingen ausgeprägt ist. Hier wurden seinerzeit Gesteinsplatten abgebaut (verbaut und gut ersichtlich in einer Mauer des Gehöftes), wo Gradierung und diverse Sedimentmarken inkl. Fließwülste in den grauen, kalkarmen Sandsteinen und (untergeordneten) polymikten Feinbrekzien zu beobachten sind. Die Tonzwischenlagen sind schiefrig hart und fossilfrei. Etwa 600 m NNW dieses Vorkommens treten in einer einzelnen Probe neben reichlich Foraminiferen der Oberkreide Globigeriniden vom Paleozäntyp auf. Alle übrigen Mergelproben dieses Bereiches sind entweder fossilfrei oder enthalten eine Mikrofauna mit meist campanen Elementen, vor allem Globotruncaniden. Dr. H. EGGER (Geol. B.-A.) untersuchte in dankenswerter Weise die Nannoflora und konnte ebenfalls nur campana Formen feststellen. Erfahrungsgemäß können oft Mikrofaunen und Nannofloren massenhaft als Umlagerungen in jüngeren Schichten auftreten und dort den einzigen Fossilinhalt bilden. Im vorliegenden Fall wird noch eine breitere biostratigraphische Beweisführung angestrebt. Bei aufrechter Lagerung ist das Einfallen dieser Schichten flach gegen WSW gerichtet. Orbitoidenkalk fehlt hier eigentümlicherweise. Nördlich des „Steinritzels“ liegt ein kleines isoliertes Gosauvorkommen von rotem Mergelkalk und grauer Serie der Elevatazone auf Malmkalk und Malm-Hornsteinkalk.

Ein größeres Gosauvorkommen reicht schließlich vom Mittelabschnitt des Steinhauer Baches bis nahe zum Unterlauf des Schotterbaches. Es besteht aus polymikten Konglomeraten mit roter Matrix. Auch rote, oft sandige Mergel sind in der Folge eingeschaltet. Eine Einstufung konnte mangels Fossilien nicht erfolgen. Auch wurde ein Verband mit eingestuften Schichten noch nicht gefunden. Die Fazies dieses Vorkommens unterscheidet sich von der der oben genannten marinen Gosaufolgen durch eine fluviatil-terrestrische Entstehung mit stärkerem Anteil an Fremdmaterial inklusive Exotica. Die isolierte Stellung ist auf tektonische Verschiebungen zurückzuführen, deren Deutung jedoch der Betrachtung eines weiteren Rahmens bedürften.

## 101 Eisenerz

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Die Salzatalstörung („SEMP“) verläuft knapp südlich des Brunnkogelgipfels ungefähr in WSW-ENE-Richtung in das Brunntal und weiter über das Schwabeltal in die Gesäusestörung. Das Gebiet nördlich dieser Linie wird im Hangenden von lagunären Dachsteinkalken aufgebaut. Diese Kalke werden von hellen Dolomiten, Wettersteindolomiten, unterlagert.

Südlich der Salzatalstörung sind lagunäre Wettersteindolomite und -kalke aufgeschlossen. Der Wettersteinkalk bildet in vielen Gebieten eine dünne Platte im Hangenden der Wettersteindolomite wie z.B. am Höhenzug südlich Brunnkogel. In Bereichen mit steileren Flanken und der stärkeren Erosion der Liegenden Dolomite wie z.B. auf der West- und Südseite des Höhenzuges südlich Brunnkogel zerbricht diese Platte, und die Kalke gleiten auf dem Dolomit zu Tale. Dies zeigt sich sehr eindrucksvoll in vielen unterschiedlich großen Felspfeilern und offenen Kluftsystemen.

Südöstlich Lichtenegg treten östlich des Wanderweges oberhalb 1100 m Reingrabener Schichten und Leckko-

gelschichten zu Tage. Die Tonsteine der Reingrabener Schichten fungieren in diesem Bereich als Karstwasserhemmer, was sich in den vielen kleinen Quellen entlang dieses Horizontes dokumentiert. Da die Reingrabener Schichten im übrigen Arbeitsgebiet zumeist nur linsenförmig auftreten, haben sie als Karstwasserhemmer nur lokale Bedeutung.

Die lagunären Dolomite im Hangenden der Karnserien sind mit einer Mächtigkeit von ungefähr 150 m als Dachsteindolomite anzusprechen. Es sind im Liegenden graue, gut gebankte, im dm- bis m-Bereich, Algenlaminiten. Gegen das Hangende nehmen sie eine hellgrau bis weißliche Farbe an und die Bankung wird undeutlich. Bei Fehlen der Karnserien ist dann eine Trennung von den Wettersteindolomiten sehr schwierig, wie z.B. in einem großen Teil des südwestlichen Plateaus.

Unterhalb der Dachsteinkalke des Grasberges liegt bis knapp südöstlich Lichtenegg ein Bergsturz, der in jüngster Vergangenheit, am 20. April 1977, abgegangen ist.

Das Areal zwischen Grasberg, Hirschkogel und Kl. Grasberg wird von lagunären Dachsteinkalken aufgebaut. Südlich Hirschkogel, sowie südöstlich und südlich Grasberg wird der Dachsteinkalk von Dachsteindolomiten, Leckkogelschichten, Reingrabener Schichten und Wettersteindolomit unterlagert. Im Hangenden der Wettersteindolomite sind unterschiedlich mächtige Rauhwaacken entwickelt. Die Reingrabener Schichten keilen gegen Süden aus. Die Leckkogelschichten sind häufig nur noch als schmale Linsen aufgeschlossen. Somit ist, wie schon oben erwähnt, südlich der Stanglhütte eine Trennung zwischen mitteltriadischen Wettersteindolomiten und obertriadischen Dachsteindolomiten sehr schwierig.

Im Gebiet zwischen Gröbenhütte, östlich Windberg und Melkböden sind lagunäre Wettersteindolomite ausgebildet. Biogene und Fazies sind nur noch schemenhaft erkennbar. Unter den sehr schlecht erhaltenen Dasycladaceen konnte bei den Begehungen *Teutloporella herculea* (STOPPANI)/PIA bestimmt werden. Diese Dolomite sind somit in den hangenden Abschnitt der Mitteltriassschichtfolge, Langobard bis Jul 1/I, zu stellen.

In den Kollmannstöcken sind lagunäre Wettersteinkalke eines stark eingeschränkten Ablagerungsmilieus ausgebildet. Insbesondere im Liegenden sind diese Kalke sehr dolomitisch und werden überwiegend von Algenlaminiten aufgebaut. Sie sind weiters sehr gut im Meterbereich gebankt. Aus der Ferne können sie sehr leicht mit lagunären Dachsteinkalken verwechselt werden, und dies dürfte bei den vorangegangenen Kartierungen zur Fehlansprache geführt haben. Diese Kalke zeigen jedoch eindeutig mitteltriadische Dasycladalen mit *Teutloporella herculea* (STOPPANI)/PIA und *Diplopora annulata annulata* HERAK. Eine genauere zeitliche Einstufung der einzelnen Bereiche muss noch anhand der Dünnschliffe vorgenommen werden.

Östlich Windberg sind überwiegend lagunäre Wettersteinkalke entwickelt. Entlang der tektonischen Linien sind unterschiedlich breite Dolomitstreifen aufgeschlossen. Diese belegen, dass der Wettersteinkalk oft nur eine dünne Platte im Hangenden der Wettersteindolomite bildet und die Dolomite entlang der Störungen emporgeschleppt worden sind. Dies belegt den schon im restlichen Hochschwab nachgewiesenen sehr komplizierten tektonischen Bau, mit einem sehr engständigen Schuppenbau, mit sehr großräumig flachliegenden Schenkeln, der in einem späteren Akt von Blattverschiebungen weiter zerlegt wird. Der Südwestteil des Brandstein zeigt eine große Sackung. Der tiefe Graben südlich des Gipfels bis knapp südlich Fobisturm markiert die auf den unterla-

gernden Wettersteindolomiten abgeglittene Masse. In den einzelnen Setzungsnischen treten die unterlagernden Wettersteindolomite zu Tage.

Auf den diversen Verebnungsflächen und in den Karstformen sind bräunliche, lehmige Böden, Kolluvium ausgebildet. Augensteine belegen für einzelne Vorkommen eine Zuordnung zur oligozänen-miozänen Augensteinlandschaft.

Eiszeitliche Sedimente liegen östlich Spereck, westlich Sagkogel (Grundmoräne), nördlich Grasberg (Würmmoräne) und südwestlich Hinterwildalpen (?Würmmoräne). Erratika treten nördlich und östlich Melkböden bis südlich Windberg auf.

Das Gebiet zwischen Hinterem Polster, Vorderem Polster, Öhler und Seemauer wird von mitteltriadischen Riffkalken aufgebaut. Südlich schließen Riffschuttkalke einer proximalen Hangfazies an, die unter dem Arbeitsbegriff „Heller Massenkalk“ geführt werden. Die ehemals benachbarten Schichtglieder werden von Brüchen getrennt und gegeneinander verstellt. Die Kalke bilden unterschiedlich mächtige Platten im Hangenden der Wettersteindolomite in Rifffazies. Entlang der tektonischen Fugen sind unterschiedlich breite Streifen Wettersteindolomit zwischen geschaltet. Dieser Aufbau zeichnet den sehr komplexen Schuppenbau des Hochschwab nach, der in einem späteren Akt von Blattverschiebungen zerschnitten wird.

Auf Verebnungsflächen und in den Karstformen sind sehr häufig bräunliche, lehmige Böden (Kolluvium), ausgebildet. Funde von Augensteinen belegen für einige Vorkommen eine Zuordnung zur Augensteinlandschaft.

In den Mulden und Senken liegen vereinzelt verkittete Schuttmassen.

**Bericht 1999  
über geologische Aufnahmen  
sowie stratigraphische und fazielle  
Untersuchungen im Bereich der Meßnerin  
auf den Blättern  
101 Eisenerz und 102 Aflenz Kurort**

JÖRG KÖLBL & HANS-JÜRGEN GAWLICK  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Jahr 1999 wurden die Kartierarbeiten sowie die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen im Bereich der Meßnerin/Tragöß-Oberort abgeschlossen. Die Meßnerin liegt südlich des Hochschwabmassivs am Südrand der Nördlichen Kalkalpen. Das Kartierungsgebiet, welches ca. 10 km<sup>2</sup> umfasst, liegt nördlich von Tragöß-Oberort und wird im Süden vom Haringgraben begrenzt. Im Norden wird das Kartierungsgebiet vom Josertal, im Osten durch die Verbindung Fuchsgraben – Pillsteiner Alm – Grubeck und im Westen von der Verbindung Heinzleralm – Scheideck – Klamm – Klammhöhe – Kampelsteig begrenzt. Den höchsten Punkt markiert der Gipfel der Meßnerin mit 1835 m AN.

Die bisherige Vorstellung einer durchgehenden, vollständigen Schichtfolge der Meßnerin vom permischen Haselgebirge über die skythischen Werfener Schichten, den als anisich und ladinisch gedeuteten Wettersteinkalk und -dolomit, den unterkarnischen Raibler Schichten und dem stratigraphisch bis ins Nor reichenden Hauptdolomit und Dachsteinkalk im Gipfelbereich, konnte mit Hilfe von biostratigraphischen Daten (meist Conodonten) widerlegt werden.

Aus den Ergebnissen der Untersuchungen kann heute für den Bereich der Meßnerin eine Einteilung in drei tekto-

nische Großeinheiten bzw. Decken vorgenommen werden. Die stratigraphisch älteste Einheit bildet das permische Haselgebirge, welches im Haringgraben, wo sich eine der größten Gips- und Anhydritlagerstätten der Ostalpen befindet, in einer Mächtigkeit von über 100 Meter als tektonische Schuppe im Hangenden der stratigraphisch jüngeren Werfener Schiefer, welche die zweite Einheit bilden, auftritt.

Die skythischen Werfener Schichten bilden die tektonisch liegendste Einheit und unterlagern den gesamten Karbonatkomplex der Meßnerin. Sie treten sowohl im Haringgraben zutage, von wo aus sie in Richtung NW einfallen, als auch an der Heinzleralm, wo sie sich als steilstehende Schuppe präsentieren und dadurch wahrscheinlich bis in eine Tiefe von 1200 Meter unter Geländeoberkante auftreten.

Im Ober-Skyth reißt die Schichtfolge tektonisch bedingt ab. Die nächsthöhere Einheit drei stellt der über 1000 Meter mächtige Karbonatkomplex aus der Wetterstein Formation, der Raminger Formation und den Leckkogelschichten dar. Die oberladinischen Gesteine der Raminger Formation treten an der Basis auf. Es handelt sich dabei um einen Verzahnungsbereich zwischen den Schuttfächern der ab dem höheren Ladin rasch progredierenden Wettersteinkarbonatplattform und den pelagischen Beckensedimenten der Reiflinger Kalke. Daneben folgt die oberladinische Entwicklung des Wettersteindolomites, welcher an der Basis Vor-Slope-Sedimente und in den hangenden Bereichen Rifffazies zeigt. Im Ladin/Karn-Grenzbereich kommt es auch zum Auftreten von fossilen Verkarstungserscheinungen. Die Karsthohlräume sind mit siliziklastischem Material verfüllt. Darüber folgen unterkarnische Gesteine der Raminger Formation i.w.S. Der Transgressionshorizont wird durch eine Lumachellenlage repräsentiert. Nach dieser neuerlichen Transgression im Unter-Karn mit Einschaltungen von Beckensedimenten zeichnet sich eine zweite Progradation der Wettersteinkarbonatplattform ab, was im Bereich der Meßnerin mit dem Auftreten von Wettersteinkalk in Rifffazies, welcher stratigraphisch das Jul 1 umfasst, zum Ausdruck kommt. Ab dem Jul 2 beenden siliziklastische Einträge (Leckkogelschichten), welche in der Nähe des Scheidecks auftreten, das Wachstum der Wettersteinkarbonatplattform weitgehend.

Der gesamte Karbonatkomplex der Meßnerin ist, wie das Haselgebirge, durchwegs stark verkarstet, was in zahlreichen Dolinenbildungen und Karsthöhlen zum Ausdruck kommt.

Die bisher als Hauptdolomit und Dachsteinkalk kartierten Einheiten konnten anhand von Dünnschliffen und mit Hilfe von Conodontendatierungen als Rifffazies der unterkarnischen Wettersteinformation erkannt werden, was eine grundlegende Neuerung im Kartenbild zur Folge hat. Dadurch verliert auch der Begriff der Fölfazies die Gültigkeit für diesen Bereich.

Große Areale des Gebietes werden von quartären Ablagerungen bedeckt, wobei man zwischen Hangschutt, Bergsturzmaterial, Schuttfächern und fluvioglazialen Ablagerungen zu differenzieren hat. An der Basis der Wände kommt es zum Auftreten von teilweise sehr mächtig ausgebildeten Schuttfächern, während vor allem im Haringgraben und an der Heinzleralm Hangschuttalagerungen dominieren. Im Bereich „In der Klausen“ findet man hauptsächlich postglaziale Bergsturzmassen, welche sowohl von der Meßnerin als auch vom Pribitz stammen.

Zur Bestimmung der Temperaturüberprägung und somit des Metamorphosegrades wurden Untersuchungen

mit Hilfe der Conodont-Colour-Alteration-Index-Methode durchgeführt. Es wurden dabei CAI-Werte im Bereich von CAI 5,5, CAI 5,5–6,0 und CAI 6,0 ermittelt, was mit der relativ hohen Temperaturüberprägung der zentralen Mürzalpen-Decke übereinstimmt. Diese Werte entsprechen einer Temperaturüberprägung von mehr als 350°C, was auf eine beträchtliche Versenkungstiefe des gesamten Karbonatkomplexes der Meßnerin schließen lässt.

Damit ist für den Bereich der Meßnerin eine ähnliche lithofazielle Entwicklung und ein gleichartiger tektonischer Aufbau wie für die sich im Westen anschließenden Karbonatkomplexe der Pribitz, der Gries- und Heuschlagmauer sowie des Trenchtling belegt.

Auch im Bereich des Trenchtling wurden die geologischen Aufnahmen fortgesetzt. Die stratigraphischen und faziellen Untersuchungen zu diesen Arbeiten ist im Gange. Diese Ergebnisse werden später bekannt gemacht. Wichtig für den Bereich des Trenchtling sind die neu entdeckten Flussschotterfunde im südöstlichen Bereich.

### Probennummern und stratigraphische Einstufung (Conodonten det. L. KRYSZYN)

Das Material wird im Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie der Montanuniversität Leoben aufbewahrt.

#### M4

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

Conodont Colour Alteration Index (CAI-Wert): 6,0.

#### M6

Alter: Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gladigondolella malayensis* NOGAMI 1968, durch Deformation nicht zu entscheiden: *Gondolella inclinata* KOVACS 1983 oder *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

CAI-Wert: 6,0.

#### M7

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

#### M9

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: Juvenile *Gondolella inclinata* KOVACS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

#### M10

Alter: Ober-Ladin–Jul.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVACS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

#### M11

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Neocavitella tetrica* SUDAR & BUDUROV 1979, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

#### M12

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella foliata* BUDUROV 1975, *Neocavitella tetrica* SUDAR & BUDUROV 1979.

CAI-Wert: 6,0.

#### M13

Alter: Jul 1/2.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella auriformis* KOVACS 1977.

CAI-Wert: 6,0.

**M14**

Alter: Mittel- bis Ober-Trias.

Conodonten: *Hindiodella triassica* MÜLLER 1956.

CAI-Wert: 6,0.

**M15a**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M16**

Alter: Jul 1/1.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Neocavitella tetrica* SUDAR & BUDUROV 1979, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Budurovignathus mostleri* KOZUR, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

CAI-Wert: 6,0.

**M19**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER.

CAI-Wert: 6,0.

**M20**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M22**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M26**

Alter: Jul.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella tadpole* HAYASHI 1968.

CAI-Wert: 6,0.

**M27**

Alter: Ober-Ladin–Jul.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

**M28**

Alter: Ladin-Karn-Grenzbereich.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Budurovignathus diebeli* KOZUR & MOSTLER.

CAI-Wert: 6,0.

**M35**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

**M36**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M37**

Alter: Ober-Ladin–Jul.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

**M40**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M42**

Alter: Ober-Ladin–Jul.

Conodonten: *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M46**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M50**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Neocavitella tetrica* SUDAR & BUDUROV 1979.

CAI-Wert: 6,0.

**M51**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella malayensis* NOGAMI 1968, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M52**

Alter: Jul.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

CAI-Wert: 6,0.

**M54**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M55**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M58**

Alter: Ober-Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis* HUCKRIEDE 1958, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Neocavitella tetrica* SUDAR & BUDUROV 1979.

CAI-Wert: 6,0.

**M59**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M63**

Alter: höchstes Ladin bis Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella foliata* Budurov 1975, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983.

CAI-Wert: 6,0.

**M65**

Alter: Ober-Ladin–Jul.

Conodonten: *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M66**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M67**

Alter: Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella foliata* BUDUROV 1975.

CAI-Wert: 5,5–6,0.

**M79**

Alter: Ladin–Unter-Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972.

CAI-Wert: 6,0.

**M80**

Alter: Grenze Ladin/Karn.

Conodonten: *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983, *Neocavitella cavitata* SUDAR & BUDUROV 1979, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

CAI-Wert: 6,0.

**M81**

Alter: Grenze Ladin/Karn.

Conodonten: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965.

CAI-Wert: 6,0.

## 102 Aflenz Kurort

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

WOLFGANG PAVLIK

Südöstlich des Weichselriegels sind die bei früheren Aufnahmen als Riff- bis Riffschuttkalke der Mitteltrias und als pelagische Kalke angesprochenen Gesteine (wie schon im restlichen Hochschwabmassiv) unter dem Arbeitsbegriff „Heller Massenkalk“ zusammenzufassen. Diese „Hellen Massenkalke“ sind Schuttkalke einer proximalen Hangfazies mit „pelagischen“ Einschaltungen un-

terschiedlicher Mächtigkeit. Der Karlstein und der Weichselriegel sind weiterhin als Wettersteinriffkalke anzusprechen.

Der Wettersteinriffkalk und der „Helle Massenkalk“ liegen als unterschiedlich mächtige Platte auf Wettersteindolomiten, deren Biogene und Fazies meist nur noch schemenhaft erkennbar sind.

Die sehr komplexe Tektonik führt zu sehr kleinräumigen und in die Tiefe zu keilförmigen Zuschnitten der einzelnen Gesteinskomplexe.

Im Bereich südlich Gschöder wurden die Vorläufer der Moränenwälle, basierend auf den Aufnahmen von Ch. KOLMER (1993), ergänzt.

\*\*\*

Siehe auch Bericht zu Blatt 101 Eisenerz von J. KÖLBL & H.-J. GAWLICK.

## 103 Kindberg

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 103 Kindberg und 104 Mürzzuschlag

RUDOLF BERKA  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmegebiet liegt südlich des Mürztales in der näheren Umgebung von Krieglach. Das Zentrum des Arbeitsgebietes bildet der Freßnitzgraben, der untere Abschnitt des Traibachgrabens bildet in etwa die Ostgrenze des Arbeitsgebietes. Der Span von Semmeringquarzit und Sericitschiefer, der zum Wackenberger Kogel hochzieht, wurde in die Kartierung noch miteinbezogen.

#### Traibachschiefer

Im Zentrum des Interesses stand die Erfassung der Verbreitung und der Lagerungsverhältnisse der Traibachschiefer. Der Begriff „Traibachschiefer“ geht auf H.P. CORNELIUS zurück, der die erste detaillierte geologische Aufnahme (Maßstab 1 : 75.000) dieses Gebietes in den Jahren 1928–1935 unternommen hat. Die Karte wurde 1936, die zugehörigen Erläuterungen im Jahre 1952 veröffentlicht.

CORNELIUS beschreibt die Gesteine als „biotitreiche Schiefer mit Granat, Andalusit usw., oft diaphthoritisiert“. „Unveränderter Andalusit“ ist selten, vielfach sind „blaugraue Stengeln von Andalusitpseudomorphosen“ zu erkennen.

In der Geländeaufnahme stellte sich heraus, dass das Auftreten dieser Pseudomorphosen ein wichtiges Erkennungsmerkmal für die „Traibachschiefer“ darstellt. Jedoch ist dieses Merkmal kein unzweifelhaftes, da auch in den „Quarzphylliten“ vereinzelt Formrelikte (Pseudomorphosen) zu finden sind. Die Ausgangsminerale sind außerdem in beiden Fällen oft nicht eindeutig bestimmbar. So besteht die Möglichkeit, dass die Pseudomorphosen sowohl als solche nach Andalusit, als auch nach Staurolith aufzufassen sind (vgl. R. BERKA, 1999). Die „blaugrauen Stengel“ der Pseudomorphosen sind auf angewitterten

s-Flächen auffällig, wenn auch nicht allzu häufig zu finden. Durchschnittlich sind die gestreckten Kristalle 0,5–1 cm lang, es finden sich auch Einzelkristalle von bis zu 10 cm Länge. Eine Wachstumsorientierung der Kristalle ist kaum ausgebildet, jedoch sind die Stengel öfters boudiniert, mit einer undeutlichen Vorzugsrichtung der Extension. Im Querbruch sind die Pseudomorphosen eher unscharf begrenzt und durch die helle blaugraue Farbe sofort erkennbar. Überhaupt ist die „Pseudomorphosenführung“ recht durchgängig, d.h. in den als Traibachschiefer ausgedehnten Bereichen sind Pseudomorphosen führende Gesteine in der näheren Umgebung immer zu finden.

Die Biotitführung bildet zwar ein weiteres wichtiges Merkmal und ist für die Aufnahme nicht unbedeutend, jedoch wird Biotit mit zunehmender Überprägung verdrängt, weshalb dieses Kriterium als Unterscheidungsmerkmal nur bedingt anzuwenden ist. Weitere makroskopische Charakteristika und auch Unterscheidungsmerkmale gegenüber den „Quarzphylliten“ sind die Grobblockigkeit, der bevorzugte Bruch normal auf S sowie ein ausgeprägter Lagenbau im mm- bis cm-Bereich. Die Ausbildung einer Feinfältelung (Crenulation), wie dies für die Hüllschiefer typisch ist, ist kaum zu beobachten. Granatführung ist zwar festzustellen, obzwar eher selten, jedoch führen auch die „Quarzphyllite“ reliktschen Granat, weshalb das Vorhandensein von Granat nicht als Unterscheidungskriterium heranzuziehen ist. Teilweise sind die Gesteine nur wenig verschiefert und zeigen einen gneisigen Habitus.

Die Traibachschiefer sind also je nach dem Grad der Überprägung gut bis schlecht von den „Quarzphylliten“ zu unterscheiden. Die Grenzen lassen sich im Zehnermeterbereich angeben.

Aufgrund der Detailbearbeitung kann für die Traibachschiefer die Wirksamkeit von drei Metamorphosen, die jeweils den Grad der Amphibolitfazies erreichen, konstatiert werden.

Das von CORNELIUS eingetragene Verbreitungsgebiet der Traibachschiefer fand sich für das Gebiet Granegg –

Freßnitzgraben – vorderer Traibachgraben (bis Zutrum) grundsätzlich bestätigt. Das in der Karte von CORNELIUS ausgewiesene weitere größere Vorkommen der Traibachschiefer im Bereich des Kathreiner Kogels („Kreßbachhöhe“ [1274 m] in ÖK 50 Blatt Nr. 104) liegt außerhalb des Aufnahmegebietes. Besichtigungsbegehungen und Probennahme in diesem Gebiete bestätigten das Auftreten von Traibachschiefer, jedoch erschien aufgrund der hier obwaltenden schlechten Aufschlussbedingungen eine Kartierung vorerst nicht sinnvoll, da dies mit einem unverhältnismäßig hohem Aufwand verbunden gewesen wäre. Der in der Kartierung erfasste Gesteinszug von Traibachschiefern, der vom Gebiet Kühberg – Höllkogel gegen Ost in den Traibachgraben zu verfolgen ist, findet in dem von CORNELIUS ausgewiesenen Gebiet östlich von Zutrum seine Fortsetzung.

Grundsätzlich ergab sich, dass die Traibachschiefer im Aufnahmegebiet eine größere Verbreitung besitzen, als dies in der Karte von CORNELIUS ausgeschieden ist. Im Übrigen erbrachte auch die Neuaufnahme von ÖK 104 (Mürzzuschlag) durch die Geologische Bundesanstalt weitere Vorkommen von Traibachschiefer (z.B. Pretulgraben; vgl. Aufnahmebericht M. ROCKENSCHAUB).

Im Bereich des Rotriegels fand sich die von CORNELIUS eingetragene Grobgneislinse bestätigt, wurde jedoch in ihrer Verbreitung von mir nicht auskartiert und ist deshalb in der Karte nicht aufgenommen. Der östlich dieses Grobgranitgneisbandes eingetragene Feingranitzug („Gf“) dagegen streicht in das Verbreitungsgebiet der Traibachschiefer hinein, bzw. liegt innerhalb dessen. Die auskartierte Westgrenze der Traibachschiefer wird hauptsächlich von Weißschieferhorizonten begleitet. Feinkorngranite erscheinen als Protolithen dieser Horizonte recht wahrscheinlich.

Im Bereich des Graneggs wurde eine flächendeckende Verbreitung der Traibachschiefer vom Freßnitzgraben bis knapp unterhalb des Höhenrückens des Granegg festgestellt. Aufschluss- und Erhaltungsbedingungen der Gesteine sind in dem höheren und flacheren Gelände als mäßig bis schlecht zu bezeichnen. Sowohl am Westende als auch an der Südgrenze am Granegg ist die Auflagerung dieses zusammenhängenden Verbreitungsgebietes der Pseudomorphosenschiefer über den Grobgranit und seinen Hüllschiefern bei allgemeinem Nordfallen gut fassbar. Der Rücken des Granegg sowie der südliche Abfall in den Heugraben wird von den Hüllschiefern der Grobgneise mit geringmächtigen Einschaltungen von Granitgneisen aufgebaut. Im Heugraben selbst erscheint die Nordgrenze der großen Masse des Grobgneises der „Pretuldecke“, der hier gegen Nord mit 45–60° unter die Hüllschiefer einfällt.

Im engeren Bereich des Freßnitzgrabens gestaltete sich die Erfassung der Traibachschiefer schwieriger. Die bereits erwähnte großräumige Verschüttung des Nordgehänges macht eine durchgehende Verfolgung der Gesteinszüge über den Graben hinweg problematisch. Wahrscheinlich folgt der Graben einer Störungszone.

Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Traibachschiefern westlich Wegscheidkreuz, südlich des Graben: In diesem Zug sind Gesteine mit noch erhaltenem präalpinem Andalusit und Sillimanit zu finden. Gelegentlich findet man hier auch leukokrate, meist feinkörnige Orthogneise. Weiters zeigt die Lagerung dieses Zuges, dass die Traibachschiefer von den Hüllschiefern über- und unterlagert werden, was auch auf weitere Vorkommen zutrifft. Diese Tatsache ist für die tektonische Interpretation nicht ganz unerheblich.

An den nördlichen Abfällen des Grabens sind im Bereich Wegscheidkreuz – teils mächtige – blockige Gesteinsbänke, meist Traibachschiefer, zu beobachten. Dazwischen ziehen einzelne, steil einfallende Gesteinsrücken hoch. Aufgrund der diskordanten Lagerungsverhältnisse und der intensiven Gesteinszerrüttung ist hier eine spröde tektonische Störungszone anzunehmen.

Die weiteren größeren oder kleineren Areale von Traibachschiefern sind der Karte zu entnehmen (z.B. „Alter Alpsteig“ NW Kühberg).

Neben den erwähnten feinkörnigen Orthogneisen, die nur als Lesesteine auftreten, finden sich mit den Pseudomorphosenschiefern auch Pegmatite vergesellschaftet. Ein einzelnes anstehendes Vorkommen von Pegmatiten findet sich am NE-Fuß des Granegg, meist finden sich jedoch nur Lesesteine.

### Phyllitische Glimmerschiefer

Was CORNELIUS als die „großen, einförmigen Schiefermassen“ mit dem Begriff „Quarzphyllit“ zusammenfasst, zeigt im Gelände doch eine gewisse Varianz. Im Wesentlichen sind zwei Gesteinstypen zu unterscheiden: einerseits phyllitische Glimmerschiefer, die im weiteren Gebiet die Hauptmasse der Gesteine ausmachen, andererseits Granatglimmerschiefer. Ob diese beiden kontinuierlich ineinander übergehen, scheint noch nicht eindeutig geklärt da einerseits durch retrograde Überprägung eine Angleichung der Lithologien stattfindet, andererseits die Traibachschiefer meist gerade im Verband mit den Granatglimmerschiefern auftreten, was die Problematik der Abgrenzung zusätzlich verkompliziert.

Bei den „gewöhnlichen Quarzphylliten“ handelt sich um feinschiefrige, helle graubraune bis grünlichgraue Gesteine. Hauptgemengteile bilden Hellglimmer (Serizit) und Quarz, oft auch Chlorit. Albitführung ist öfters zu beobachten; Turmalinsprossung auf den S-Flächen ist ebenso charakteristisch. Die rostige Verwitterung ist ein weiteres Kennzeichen der phyllitischen Glimmerschiefer und erweist sich als ein einfaches Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Sericitschiefern des Permoskyth.

Die „gewöhnlichen Quarzphyllite“ bilden weithin das unmittelbare Nebengestein der Grobgneise und wären daher als die eigentlichen „Hüllschiefer“ zu betrachten. Im Aufnahmegebiet nehmen sie das Gebiet des Abfall des Granegg gegen S zum Heugraben, den Grobgneis überlagernd, ein. Das weite Gebiet vom Alpl (Offenberger, Bruggraber) gegen Ost (Hauereck) ist ebenso von diesen Gesteinen aufgebaut. Die leichte Verwitterbarkeit führt zu der allgemeinen Aufschlussarmut der phyllitischen Glimmerschiefer, weshalb Gefüge- und Strukturdaten kaum zu gewinnen sind.

Die im Anschlag meist dunklen, grün- bis blaugrauen Granatglimmerschiefer sind gut geschieferte, teils relativ kompakte Gesteine. Hauptgemengteile sind wiederum Quarz und Hellglimmer, der auch gröber rekristallisiert sein kann. Häufig sind Quarzlagen, die intensiv (häufig isoklinal) und mehrfach gefaltet sind, was zur Ausbildung der typischen Quarzknauren (bis zu >1 dm dick) führt. Teilweise kann das Gestein bis zu 30 % aus gefalteten Quarzlagen bestehen.

Die Granate sind durchschnittlich 3–5 mm groß und oft lagenweise angehäuft. Im Schriff lässt sich manchmal auch ein zweiphasiges Wachstum der Granate beobachten, typischerweise sind die Granate aber mehr oder minder stark chloritisiert. Manchmal finden sich in den Gesteinen auch schichtig angeordnete, dunkle Pseudomorphosen (Formrelikte). Eine Parallelisierung der Granat-

glimmerschiefer mit den Gesteinen vom Typ „Tommer-schiefer“ (wie von R. SCHWINNER vorgenommen) wäre im Konkreten zu überprüfen. Ebenso ist die Verbreitung der Granatglimmerschiefer, ihre Beziehung zu den „gewöhnlichen Quarzphylliten“, aber auch zu den Traibachschiefern noch nicht eindeutig geklärt. In der Karte werden die Granatglimmerschiefer durch die Übersignatur hervorgehoben.

Die „phyllitischen Glimmerschiefer“ zeigen die Ausbildung von mindestens zwei Hauptdeformationen an. Eine erste durchgängig fassbare Deformation führt zur Ausbildung einer Hauptschieferung (mit teilweiser Isoklinalfaltung der Quarzlagen). Diese wird von einer weiteren penetrativen zweiten Transversalschieferung überlagert. Eine nachfolgende Überprägung führt zur Ausbildung einer Crenulationsfältelung, die allgemein beobachtbar und für die phyllitischen Glimmerschiefer typisch ist.

### Grobgneise, Granitgneise

Das Auftreten der zusammenhängenden Grobgnéis-masse des Stuhleck-Pretul-Gebietes bildet im Wesentlichen die Südgrenze des Aufnahmegebietes. Soweit der Grobgnéis in der Kartierung erfasst wurde, handelt es sich um einen Zweiglimmergranitgneis. Die durchschnittliche Korngröße der Feldspate liegt zwischen 0,5 und 1 cm. Ausgesprochen grobkörnige Varietäten sind in dem Arbeitsgebiet nicht zu finden. Die grobgebankten Gesteine sind mäßig geschiefert. Im Zuge der Deformation ist es, verbunden mit der Rekristallisation von Feldspat und Quarz, zur Kornverkleinerung gekommen. Je nach der relativen Mengen der in S auftretenden Glimmer macht das Gestein einen dunkel- bis hellgrauen Farbeindruck. Häufig sind die Glimmer feinkörnig rekristallisiert, was den S-Flächen ihr wellig-buckeliges Aussehen verleiht. Granatführung ist untypisch (nach dem Schliffbefund ist jedoch eine alpine Granatblastese festzustellen). Aufschlüsse von Grobgnéis sind nur selten zu finden und dann meist als Brüche oder Straßenanschnitte.

### Semmeringquarzit

Der Semmeringquarzit tritt als feinkörniger, homogener, weißer bis lichtgrüner Quarzit auf. Er ist im dm-Bereich gut geschichtet und zeigt auf diesen Flächen einen grünlichen Sericitbelag. Duktile Deformationsstrukturen sind makroskopisch nur schwer zu erkennen. Feinfältelung und Streckung sind teilweise zu beobachten. Eine späte spröde Überprägung ist weit verbreitet. Diese führte zur völligen Zerrüttung des Gesteines („Vergrusung“), weshalb auch viele kleine Abbaue für den lokalen Straßenbau zu finden sind. Meist an der Basis (teils auch als lokale Einschaltungen) des homogenen Quarzites treten Quarzkonglomerate auf. Merkmale dieser sind die relativ

gute Zurundung der Quarze (1–3 cm), ihr monomikter Charakter sowie die überwiegend quarzitisches Zusammensetzung der Matrix.

### Sericitschiefer

Die den Semmeringquarzit unterlagernden und mit diesem eng verbundenen Sericitschiefer bestehen im Wesentlichen aus Quarz und Hellglimmer, weshalb sie auch gerne als „Quarzphyllite“ bezeichnet werden, obzwar sie von den „Quarzphylliten“ (i.S. von phyllitischem Glimmerschiefer) unbedingt zu trennen sind. Neben der mangelnden sprachlichen Trennung ist auch eine mangelnde geländemäßige Trennung in bestimmten Gebieten der Ostalpen zu befürchten.

Die Sericitschiefer sind meist helle, weiße bis leicht grünliche Phyllite. Selten sich rötliche bis violette Typen. An klastischen Einsprenglingen sind Feldspat und Quarz zu beobachten (gewöhnlich im mm-Bereich), detritäre Muskovite sind manchmal auf den Schichtflächen zu beobachten; ausgesprochene Arkosen finden sich nur selten. Übergangstypen zu Porphyroidgesteinen sowie echte Porphyroide (wie sie von CORNELIUS als hier vorkommend genannt sind) treten wahrscheinlich auf, nur fehlt dem Bearbeiter der größere Beobachtungsrahmen, sowie die detaillierte mikroskopische Erfassung dieser Gesteine, um darüber nähere Angaben machen zu können.

In den Sericitphylliten eingestreut treten auch Konglomerate auf. Diese lassen sich von den obengenannten (Semmeringquarzit) durch den höheren Matrixgehalt, den geringeren Grad der Sortierung und Zurundung, also insgesamt durch die geringere Reife unterscheiden. Aufgrund ihrer lithologischen Parameter sind sie auch stärker verschiefert. Die Vergleichbarkeit mit den Konglomeraten des Roßkogel wäre zu prüfen.

### Kalkmarmore

Triassische Karbonate bilden die nördliche Begrenzung des Aufnahmegebietes. Die steil gegen N einfallende Grenze ist tektonisch überprägt, weshalb die Karbonate an verschiedene Glieder der genannten Gesteinsfolgen herantreten. Im Aufnahmegebiet selbst sind dies meist die Quarzite/Sericitschiefer, gegen Osten grenzt die Triasfolge direkt an die Glimmerschiefer. Ebenso ist die Basis der Karbonatfolge diskordant ausgebildet: teils erscheinen an der Grenze dunkle Kalkmarmore, die als Basisglieder der Karbonatfolge zu betrachten sind (Anis), teils helle dolomitische Kalke (Ladin), denen manchmal konglomeratische Partien eingeschaltet sind. Rauwacken sind nur untergeordnet zu finden.

Die Kalkmarmore zeigen eine duktile Deformation mit kleinräumiger Internfaltung, eine kornvergrößernde Rekristallisation ist jedoch nicht zu beobachten.

## 107 Mattersburg

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 107 Mattersburg**

AXEL NOWOTNY

Die Geländebegehungen des Jahres 1999 beschränkten sich auf den Bereich W Sieggraben. Die Aufschlüsse an der Schnellstraße S31 werden durchwegs von Gesteinen der Grobgneseinheit aufgebaut. Es sind vor allem Grobgneseis und Glimmerschiefer, teilweise Granat führend, die angetroffen werden konnten. Die Gesteine lassen sich bis zum W-Rand des Kartenblattes verfolgen. Innerhalb der Glimmerschiefer treten Einschaltungen von Amphibolit, teilweise mächtige Quarzmobilisate und Pegmatit wie am Marriegel auf. Im Bereich des Hoheckgrabens finden sich innerhalb der Glimmerschiefer mehrere Lagen von hellem Quarzit und Aplit, während typischer Leukophyl-

lit wie im Bereich von Stoob am Noppler-Berg nicht angetroffen werden konnten.

Hangend der Grobgneseinheit lagert die Sieggrabener Deckscholle. Als Gesteinsbestand dieser Deckscholle finden sich Schiefergnese, meist Biotit, daneben auch Mikroklin und Muskovit führend, mit Einschaltungen von Pegmatit häufig Turmalin führend und Aplit. Mächtiger Amphibolit begleitet von Eklogit und Serpentin baut den NE-Bereich des Sieggrabener Kogels auf. Marmor und Kalksilicate treten in kleineren Vorkommen N des Sieggrabener Kogels und mächtig entwickelt im Gebiet von Schwarzenbach auf. Das Auftreten von Grobgneseis innerhalb der Sieggrabener Deckscholle konnte im Bereich des Hönigsbichls beobachtet werden. Allerdings scheint es sich hier um Einschuppungen randlich der Sieggrabener Deckscholle zu handeln, da die begleitenden Schiefer eher dem Hülschiefer der Grobgneseinheit zuzuordnen sind als dem Schiefergneseis der Sieggrabener Deckscholle.

## 114 Holzgau

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau**

MELF JÜRGENS  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Landesaufnahme wurde im Sommer 1999 ein ca. 16 km<sup>2</sup> großes Gebiet um Vorderhornbach kartiert. Morphologisch wird das Hornbachtal durch die Gebirgszüge der Hochvogel-Masse im Norden mit Roßkarspitze, Grubachspitze und der Hornbach-Kette im Süden mit Klimmspitze, Lachenkopf geprägt. Die Schichtfolge dieser Massive der Lechtaldecke besteht ausschließlich aus Hauptdolomit in laminiertem, bituminöser bzw. zuckerkörniger Ausbildung. Die Lechtaldecke wurde vom Süden während der Orogenese der Nördlichen Kalkalpen auf die Allgäudecke überschoben. Die Deckengrenzen verlaufen entlang der Höhenzüge. Die Allgäudecke enthält die Triasabfolge in klassischer Ausbildung. Besonderheiten sind die Rhätkalke, die teilweise sekundär dolomitisiert worden sind, was die Unterscheidung zum oberrheinischen Plattenkalk, welcher nicht aufgeschlossen scheint, erschwerte. Der Adneter Kalk (Lias) enthält Aufarbeitungsflächen mit Oolithen aus dem Rhätkalk.

Die tektonische Struktur erwies sich als sehr komplex und ist in der Vergangenheit als „Hornbachfenster“ vielfach kontrovers diskutiert worden. JACOBSHAGEN erwähnt auf beiden Talflanken die Mittleren Allgäuschichten, die allerdings eindeutig nur in der Lokation im Schaffelgraswald bestimmt werden konnten. Nicht geklärt werden konnte, ob die Mittleren Allgäuschichten als durchgängiger Muldenkern vorhanden sind, da eine Begehung an einigen Steilhängen nicht möglich war. Aufgrund des Kartenbefundes wäre denkbar, dass der Hochkopf-Sattel weiter nach Norden streicht als vermutet. Der Sattelkern enthält Hauptdolomit, der gegen Ältere Allgäuschichten verschert wurde. Als weiterer Anhaltspunkt dazu dient die

verscherte Schuppe der Älteren Allgäuschichten östlich des Hagwaldes. An deren Nordseite muss eine Seitenverschiebung in nordöstlicher Richtung stattgefunden haben. Direkt daran grenzt der Hagwald-Sattel, zu dessen Südflanke nur der isoklinale Schenkel des Hauptdolomits gehört. Der Nordschenkel des Hagwald-Sattels konnte dagegen eindeutiger zugewiesen werden. Ein Nachweis der Stall-Mulde konnte aufgrund nur eines gesicherten Aufschlusses nicht vollständig erbracht werden.

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau**

JÜRGEN TITSCHACK  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1999 wurden im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Blattes ÖK 114 Holzgau das Gebiet Birkenal – Gappenfelscharte – Nesselwängler Edentalpe in den österreichischen Allgäuer Alpen in einer Kartierung im Maßstab 1 : 10.000 neu aufgenommen.

Es wurden Gesteine der Trias, Jura und Kreide erfasst, wobei die triassischen Gesteine der Lechtal-Decke und die jurassischen und kretazischen Gesteine der Allgäudecke zugeordnet werden konnten. Ein besonderes Augenmerk galt bei der Kartierung der Deckengrenze zwischen Allgäu- und Lechtal-Decke, sowie den pleistozänen und quartären Ablagerungen.

Es konnten im Rahmen der Kartierung die großtektonischen Strukturen im Sinne von TOLLMANN (1976a,b) und ZACHER (1959) wiedergefunden werden, wobei die Korrelation problematisch ist, da der festgestellte Falten- und Schuppenbau wesentlich komplexer ist als der von TOLLMANN (1976a,b) und ZACHER (1959) dargestellte.

Die Lechtal-Decke entspricht im Wesentlichen den Beschreibungen von TOLLMANN (1976a,b) und ZACHER

(1959). Allerdings zieht sich die Lailach-Schuppe weiter nach Osten bis mindestens zur hinteren Kienbichlhütte und nicht nur bis zur vorderen Kienbichlhütte (ZACHER, 1959). Des Weiteren lässt sich die Lechtal-Decke weiter in kleinere Sattel- und Muldenstrukturen unterteilen, die ein E-W-Streichen bzw. SE-NW-Streichen aufweisen. Die Rekonstruktion dieser Falten im Schmidtschen Netz zeigen große Öffnungswinkel (119–167°) und ein geringes Abtauchen der Falten von 1–21° nach Osten.

Bei der Allgäu-Decke konnte im Untersuchungsgebiet ein wesentlich komplexerer Aufbau festgestellt werden als in der Karte von TOLLMANN (1976b). Da die Gesteine sensibler auf tektonische Beanspruchung reagieren, hat sich ein Mosaik von isoklinalen, N- bis NE-vergente Falten und nach Süden einfallenden Schuppungskörpern gebildet. Die Schuppungsbahnen liegen bevorzugt in den Faltschenkeln und führen meist zu einer Reduktion der Sättel. Die Faltung und Schuppung der Allgäu-Decke dürfen als gleichzeitig, das heißt während einer tektonischen Phase, angesehen werden.

Die Störungen der Lechtal-Decke wurden in einer tektonischen Phase mit einer N-S-Einengung angelegt. Dies wird erkennbar an der Verteilung der Polpunkte der Störungen auf einem Großkreis im Schmidtschen Netz. Der sinistrale Bewegungssinn der Störung im unteren Krottenbach deutet auf ein eozänes Alter dieser Störungen hin, wenn man sie in Verbindung mit den sinistralen Störungen der Escape-Tektonik der Nördlichen Kalkalpen bringt (NEUBAUER, 1994).

Bei der Abschiebung zwischen Nesselwängler Edentalpe und Gräner Ödenalpe ist eine zeitliche Zuordnung

nicht möglich, da ihr Einfallen nicht gemessen werden konnte. Auf jeden Fall wurde sie nach dem Abschluss des Deckenbaues in den Allgäuer Alpen angelegt. Ob sie allerdings mit dem eozänen Ereignis in Verbindung steht, bleibt offen.

Die Störung am Nordosthang der Schochenspitze kann als jüngstes tektonisches Ereignis gesehen werden, da sie offensichtlich mit einem neu erkannten, postglazialen Bergsturz in der Gappenfeldscharte in Verbindung steht.

Die pleistozänen Ablagerungen im Kartiergebiet zeichnen mehrere Gletscherkare aus:

- das Gappenfelder Notland,
- das Weißenbacher Notländer Kar,
- den Südosthang des Litnisschrofen,
- die Gappenfeldscharte,
- das Quellgebiet des Strindenbaches,
- das Quellgebiet des Gappenfeldbaches und
- den Südhang des Litnisschrofen.

Die vier zuerst genannten Gebiete speisten den Birken-taler Gletscher. Die drei zuletzt genannten Gebiete nährten die Gletscher der jeweiligen Nachbartäler. Die Eisflussrichtung konnte anhand der Lage der Moränen rekonstruiert werden. Es handelt sich um Nahmoränen aus dem Würm-Glazial.

Die quartären Ablagerungen im Kartiergebiet werden im Bereich der Lechtal-Decke von Schuttkegeln, Schwemmfächern und Bachterassen, im Bereich der Allgäu-Decke von Muren, Verlehungen und kleinen Schuttkegeln dominiert.

## 121 Neukirchen am Großvenediger

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

#### Stand der Arbeiten

Nach Abschluss von Nachbarblatt Kitzbühel wurden die geologischen Aufnahmearbeiten auf das Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger verlagert. Bereits 1998 wurde am Ostrand des Blattes im unmittelbaren Anschluss an die in Druckvorbereitung befindlichen Flächen kartiert. Bedingt durch Restarbeiten auf Blatt 122 konnte im Jahre 1999 nur eine Fläche von 11 km<sup>2</sup> im Maßstab 1 : 10.000 neu bearbeitet werden. Es handelt sich um folgende Bereiche:

- Rettenbach – Himmeltalbach – Hiesleggbach
- Brixenbachtal
- Gaisbergtrias und Umrahmung
- Gampenkogel
- Brechhorn

Die lithologische Grundgliederung von Blatt Zell am See und Kitzbühel kann im bisher bearbeiteten Bereich von Blatt Neukirchen ohne Probleme angewendet werden. Dies gilt auch für den tektonischen Baustil. Bei Kartierfortschritt nach Westen tritt mit dem Grenzbereich zum Innsbrucker Quarzphyllit eine neue Situation auf.

#### Bereich Rettenbach – Himmeltalbach – Hiesleggbach

Der neu aufgenommene Unterlauf des Rettenbachs markiert die Grenze zwischen dem Paläozoikum der Grauwackenzone und dem nördlich anschließenden, größeren Verbreitungsgebiet von Permoskyth der Ehrenbachhöhe.

Der ursprüngliche winkeldiskordante Verband ist in komplizierter Weise tektonisch überformt. Selbst im Maßstab 1 : 10.000 kaum darstellbar, zeigt sich einerseits eine grabenartige Einsenkung der Rotsedimente in die Schieferserien, aber auch eine N-vergente Überschiebung von Löhnersbach-Schiefern auf das Permoskyth sowie die Ausbildung von Scherspänen bedingt durch Blattverschiebungssysteme. Die Deformationsschritte müssen in der genannten Reihenfolge erfolgt sein.

Der Himmeltalbach, als Seitenbach des Rettenbachs, wird von einer NW-SE-verlaufenden Blattverschiebung mit Vertikalkomponente durchzogen. Längs dieser sind nochmals Permoskythspäne in das Paläozoikum der Grauwackenzone eingeschuppt. Mehrfach treten Ultrakataklasite auf – teils mit Verdacht auf Pseudotachylitbildung.

Die interne Architektur des liegenden Paläozoikums stellt sich als Fortsetzung von Blatt Kitzbühel dar: Eine ausgeprägte Block-in-Matrixstruktur von olistholithischen Spänen aus devonischem Spielbergdolomit, Dolomit-Kieselschieferkomplex, Gabbrokörpern, basaltischen Pyroklastika, carbonatischen Tuffitschiefern und Porphyroiden in einer deformierten Matrix aus Löhners-

bachformation. Dies gilt für den gesamten Hangbereich zwischen Rettenbach und Hiesleggbach. Im oberen Teil des Himmeltalbachs streicht eine mächtige Folge von Basalttuffen und basaltischen Gängen durch, die sich auch gut in den Hangflanken verfolgen lässt. Liegend und Hangend dieses Metabasaltzuges treten Megabrekzienlagen vom Typ der Ehrenbachhöhe auf, evident im sedimentären Verband zu den Pyroklastika-Folgen. Die Wechselfolgen fallen im Normalfall flach mit etwa 20° nach SE in den Hang ein. Im Einflussbereich der Blattverschiebungen rotiert die Raumlage subparallel zur Verschiebungsrichtung ein (Vertikalstellung, NW–SE-Streichen).

Die talnahen Hänge (Issbühel) sind flächenhaft von Grundmoräne bedeckt. In den südlich anschließenden Flanken Richtung Katzendorf treten Eisstaukörper mit Bänderschluften auf, diese überlagern am Ausgang des Hiesleggbachs eine Grundmoräne.

### **Bereich Brixenbachtal**

Im Anstehenden dominiert die Schattbergformation, als Wechselfolge aus m-bankigen Sandsteinen, Silt- und Tonsteinen. Erst oberhalb der Einmündung des Schranbachs wechselt der Charakter der Siliciklastika zur distalen Löhnersbachformation. Ein von Löhnersbach- und Schattbergformation umgebener Zug von Porphyroid bildet die Wasserfallstufe auf 1200 m Höhe. Ob es sich hierbei um einen primär stratigraphischen Verband handelt, ist offen.

In den Oberläufen der Bäche wird erkennbar, dass die Bachtäler Störungen verbergen. Es handelt sich um vertikale Brüche, sicher mit Blattverschiebungskomponente. Auch Teile des die Gaisbergtrias umrahmenden Grabenbruchsystems münden in den Brixenbach.

Eisstau-Ablagerungen finden sich auf 1100 m Höhe oberhalb der Brixenbachalm längs des Fahrwegs zur Wiegalm. Der aus gutem Grund mit zahlreichen Wildbachverbauungen versehene Brixenbach durchschneidet in seinem talnahen Bereich flächenhafte Grundmoräne und hat bei Winkl-Feuring einen ausgeprägten Schwemmfächer akkumuliert.

### **Bereich Gaisbergtrias und Umrahmung**

Der 1999 untersuchte Westrand der Gaisbergtrias zeigt zunächst analoge Verhältnisse zum bereits im Vorjahr dargestellten Ostrand. Entlang einer horizontal verlaufenden Überschiebungsbahn sind immer wieder extrem kataklasierte Späne von Permoskyth erhalten (z. B. Fahrweg zur Wiegalm), lokal findet sich graugrüner Kakiritbrei. An diese Überschiebungsbahn grenzt unmittelbar Hauptdolomit an. Im Gegensatz zur Situation im Aschauer Tal ist somit die gesamte Unter- und Mitteltrias tektonisch amputiert. Südlich von Punkt 1749 tritt, an einer E–W-verlaufenden Vertikalstörung beginnend, Wettersteindolomit auf. Raibler Schichten sind tektonisch unterdrückt. Die Abgrenzung Hauptdolomit/Wettersteindolomit ist im Falle stark kataklasierter Bereiche nicht immer einfach. Als Entscheidungskriterien wurden reliktsche Bankung, Lamination durch Algenmatten bzw. Fossilführung (Dasycladacea) herangezogen. Ein Abgleich mit stratigraphischen Untersuchungen wäre wünschenswert.

Nach der Überschiebungsphase wurde die Gaisbergtrias grabenartig abgesenkt. Eine breite NW–SE-verlaufende Scherzone (Schranbach – Wiegalm – Lichteneggalm – Kienzighbach) mit Duplexkörpern bildet die Südgrenze. Aus dem Kartenbild ist eine dextrale Blattverschiebungskomponente ableitbar.

Die Situation an der SE-Ecke der Gaisbergtrias wurde neu dargestellt, Die Alpine Untertrias (Alpiner Buntsand-

stein, Reichenhaller Rauhacken, Alpiner Muschelkalk) ist hier mehrfach duplexartig gestapelt. Auch der Verlauf der Raibler Schichten in den Almflächen und Abbrüchen zwischen Kobingerhütte und Bärstättalm konnte neu gefasst werden. An der Kapelle oberhalb der Kobinger Hütte sind letztmals Raibler Kalke und Schiefer erhalten. Beträchtliche Vertikalversätze bis zu 250 m führen dazu, dass das Raibler Band unterhalb der Leitner Alm in den Steilabbruch versetzt wird und in der Hangkante nach N streicht. Erst bei der Bärstättalm sind die Raibler Schichten wieder in der Verebnungsfläche der Almen auffindbar.

Insgesamt stellt sich die Gaisbergtrias als diagonal aus der Stratigraphie herausgeschnittener Keil dar, der nach W gekippt ist. Dadurch ist die Schichtenfolge im Aschauer Tal (E-Seite) vollständiger erhalten, während im W und N lokal der Hauptdolomit direkt an die Überschiebungsbahn angrenzt, wenn man von ultrakataklastischen Resten von Rotsedimenten absieht.

Die jüngste ableitbare Tektonik stellen W–E-verlaufende Brüche dar, die sowohl Überschiebungen, Abschiebungen und Blattverschiebungen erneut versetzen. Das Kartenbild erzwingt somit die Annahme eines polyphasen tektonischen Ablaufes folgender Reihung: Abscherung eines Sedimentkeils, Überschiebung im spröden Niveau, Extension mit grabenartiger Einsenkung, transpressiv-dextrale Blattverschiebungen, junge E–W-Strukturen.

Zwischen Leitner Alm und Bärstättalm mehren sich die Hinweise auf eine spätglaziale bis postglaziale Großgleitung. Zahlreiche Bergzerreibungen in der Gipfflur sowie ein in Kuppen gegliedertes, mit weiteren Bruchstufen akzentuiertes Kleinrelief auf Almniveau stützen diese These. Damit ist der kräftige Versatz der Grenzen Wettersteindolomit/Raibler/Hauptdolomit nicht nur tektonisch zu erklären.

Die freien Flanken des Hauptdolomits liefern mächtige Schuttschleier. Es ist offen, welcher Teil der Gehängeschuttmassen zeitlich mit Eisstau-Phasen zusammenfällt. Durch hangparalleles Einfallen der Schichten ist einer der Felsvorsprünge deutlich bergsturzgefährdet (gesondert markiert).

### **Bereich Gampenkogel**

Die schroffe Morphologie des Gampenkogels wird durch einen mächtigen Porphyroidkörper verursacht. Ein sedimentärer Verband des Porphyroids zu Löhnersbach- und Schattbergformation ist im N und W gegeben. Zwischen Einkölscharte und Gampenkogelgipfel ist ein Span von Devondolomit in Löhnersbachformation erhalten. Das Auftreten einer lagigen Wechselfolge zwischen Porphyroid und Wildschönauer Schiefen beweist einen sedimentären Verband. Daraus folgt eine inverse Raumlage des Gampenkogelkomplexes, der im Mittel mit 40° nach SE einfällt.

Vertikale Störungen schneiden das Porphyroidvorkommen im E ab und durchschlagen es auch intern. Eine Verbindung zum Porphyroidkörper des Brixenbach-Wasserfalles ist möglich, aufgrund der mächtigen Quartärablagerungen und darin verlaufender Störungen aber nicht nachweisbar.

Der Grobblockschutt des Porphyroids ermöglichte die Bildung von kleinen Lokalmoränen in den Karen rings um den Gampenkogel. Eine Bergsturzmasse ging über die Südflanke Richtung Brechhornhaus nieder. Richtung Brixenbach im Almboden der Talkaser-Niederalm sind mächtige Schuttkegel und Lawinsturzkegel ausgebildet.

Die Erfordernisse des Wintertourismus verursachen schwere Landschaftsschäden S und W des Gampenko-

gels – akzentuiert durch ein folienbewehrtes, im Bau befindliches Wasserbecken in der Streitschlag-Scharte auf 1686 m zur Bereitung von Kunstschnee. Völlig offen bleibt, wo hier, in Gipfelnähe, denn das Wasser herkommen soll ....

### **Bereich Brechhorn**

Der Grat längs des Wanderweges von der Brechhornhütte zum Brechhorngipfel weist eine sehr bunte Wechselfolge von Gesteinen auf. In Löhnersbachformation finden sich zahlreiche Einschaltungen von Pyroklastika und basaltischen Laven, lokal auch mit noch erkennbaren Pillowstrukturen. Die massigeren Metabasalte bilden auch bevorzugt die jeweiligen Steilwände des Brechhornmassivs und des benachbarten Punktes 1898 aus. Den Brechhorngipfel bildet eine Kappe aus proximaler Schattbergformation. Überraschend fand sich am Anstieg wenig S des Kreuzjochs nahe der Schledereralm eine Megabrekzie, sehr ähnlich der Brekzie der Ehrenbachhöhe. Sie kommt benachbart zu Tuffitschiefern und einem Kalkmarmor vor.

Die Zone bunterer, metabasalt dominierter Gesteinsfolgen rings um das Brechhorn wird im N und E durch Störungssysteme gegen den monotonen Bereich von Metasiliciklastika und die mächtigeren Porphyroidzonen abgegrenzt. Am Brechhornhaus selbst tritt eine störungsgebundene Linse von silurischem Dolomit-Kieselschieferkomplex auf. Der Porphyroid von Punkt 1728 steht in Verbindung mit dem Gampenkogel-Porphyr und wird im Süden durch Störungszonen abgeschnitten.

Die Abfolgen sind kräftig verfalltet, der Lagenbau bildet sich pauschal in einem Südfallen ab. Nahe dem Kreuzjoch dominieren steile Einfallswerte von 60–80° Süd, im Gipfelaufbau des Brechhorns flache Raumlagen von 45–20°. Dies bedingt ein Umlaufen von Schichtausbissen um den Gipfelstock.

Aufgrund der Höhe des Gipfels haben sich in den Karen Lokalmoränen-Reste erhalten. Am Ostgrat ist ein Blockgletscher auskartierbar.

## **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Raum Hopfgarten auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

MECHTHILD SUTTERLÜTTI  
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Wörgl. Im Norden wird es vom Mühlthal begrenzt und reicht bis zur Festgesteinsgrenze östlich Schwendtdörfel. Sodann zieht sich das Gebiet beidseitig des Brixentales bis Haslau. Das nach Westen anschließende Kelchsautal wurde bis kurz nach Hörbrunn kartiert. Im südlich Haslau anschließenden Windautal wurde die orographisch linke Talseite aufgenommen. Als südöstliche Grenze diente die Terrasse von Westendorf, die bis Auner mitbearbeitet wurde.

### **Festgestein**

#### **Gesteine der Nördlichen Kalkalpen (NKA)**

Das im bearbeiteten Gebiet aufgeschlossene Permoskyth (PS) wird aus rot gefärbten Sandsteinen und Konglomeraten aufgebaut. Sanfte Geländeformen sind typisch. Nur im Bereich der Talverengung bei Schloß Itter und an der linken Talseite sind Wandbildungen anzutreffen. Die typische Rotfärbung zeichnet sich auch in den quartären Ablagerungen (z.B. Verwitterungshorizont; Moräne), die im Bereich des Permoskyths abgelagert sind, ab.

Aufgeschlossen sind diese Sedimente im Norden des Gebietes und ziehen an der linken Achseite bis zum Schönbachtal durch. An der rechten Talseite finden sich nur einzelne Aufschlüsse bis Ramstätt. Typisch sind Vernässungen und Sackungen in den bindigen Verwitterungsschichten.

#### **Gesteine des Innsbrucker Quarzphyllits (Quph)**

Die grauen, stark gefalteten Phyllite mit Quarzlagen und -linsen bilden im Süden des Gebietes die Festgesteinsumrahmung. Sie sind insbesondere im hinteren Kelchsautal aufgeschlossen. Sanfte Geländeformen dominieren. Es kommt zu tiefgründiger Verwitterung; oft wurden Vernässungen und Sackungen beobachtet. Ältere Erosionsniveaus sind morphologisch an Verebnungsflächen zu erkennen.

#### **Gesteine der Grauwackenzone (GWZ)**

Die Grauwackenzone wird aus phyllitischen Tonschiefern der Wildschönauer Schiefer, aus Porphyroiden der vulkanischen Abfolge, dem Unterdevonischen Schwazer Dolomit und den darüberlagernden Quarzporphyrtuffen aufgebaut. Sie sind im Nordosten des Gebietes zu finden und bauen u.a. die Hohe Salve auf.

Auch hier sind sanfte Geländeformen mit Vernässungen und Sackungen typisch.

### **Quartäre Ablagerungen**

#### **Terrasse oberhalb Itter- und Schwendtdörfel**

In hangparallelen Rücken, die von ca. 750–920 Hm reichen und auf dem Festgestein aufliegen, ist diese Terrasse nur mehr in Resten vorhanden und schlecht aufgeschlossen. Es finden sich sandreiche Kiese und Schotter mit bis zu 20 cm großen Geröllen. Das Geröllspektrum ist kristallinreicher (Granite, Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite) als der Hauptterrassenkörper, auch ortsfremde Karbonate sind zu finden. Dies deutet auf die stärkere Beeinflussung durch das Inntal hin. Die Gerölle sind oft stark verwittert. Auf dem Rücken „Niveau 1100 Hm“ östlich von Itter konnte eine der Terrasse aufliegende Grundmoräne kartiert werden; womit nachgewiesen ist, dass dieser Terrassenkörper vor dem Eishöchststand geschüttet wurde.

#### **Grundmoräne**

Im Süden des Gebietes ist die Grundmoräne über weite Strecken im Liegenden der Hauptterrasse aufgeschlossen. Beispiele hierfür sind der Schindergraben zwischen 650 und 760 Hm. Auch bergseitig bzw. über der Hauptterrasse konnte sie vor allem anhand von Vernässungen und Erratikastreu kartiert werden (z.B.: bei Pechl).

Die Grundmoräne ist gut konsolidiert. Sie kann Fein- bis Mittelsandlinsen eingelagert haben. Im Hangenden kommt es zur Wechsellagerung mit Sanden bzw. sind Grundmoränenschollen in den überlagernden eisnahen Sedimenten aufgearbeitet. Die Terrassenschotter überlagern die Moräne erosiv. Das Spektrum enthält neben lokalen Geröllen der GWZ und des Quph PS-Komponenten, zentralalpine Gerölle (Granite, Gneise, Amphibolite) und Karbonate, die gekritz und gut bearbeitet sind.

Weder auf der Penningerterrasse noch entlang der linken Seite des Kelchsautales fand sich im Liegenden der Hauptterrasse Grundmoräne. Im Norden des Gebietes, bei Berghäusl, Nasen und auf der älteren Terrasse oberhalb Schwendtdörfel fanden sich ebenfalls noch Reste, die deutlich karbonatreicher sind, was auf die stärkere Inntalbeeinflussung hinweist.

#### **Ältere Eisrandterrasse**

Eine ältere Eisrandterrasse findet sich im Brummergraben, der westlich von Hörbrunn in das Kelchsautal

einmündet. Die Terrassenkante liegt bei 900 Hm und lässt sich auch südseitig des Brummergrabens morphologisch erkennen, während nordseitig einige Aufschlüsse einen Überblick über den Aufbau der Terrasse geben.

Schwach talauswärts einfallende Kiese, Sande und Schotter, die sedimentologisch in den Delta-Foreset-Bereich einzuordnen sind, gehen in eine feinklastische, lakustrine Entwicklung über. Sie werden von bis zu 60 m mächtigen, fluviatilen, teils konglomerierten Sedimenten überlagert. Die feinklastischen, lakustrinen Sedimente werden von Sanden, mit Deformationsstrukturen, horizontaler Schichtung sowie Ton- und Schluffwechsellagerung aufgebaut. Die bindigen Zwischenlagen können auch als „Flatschen“ aufgearbeitet sein, was ebenfalls auf eine rasche kaltzeitliche Schüttung hinweist.

Der Brummergraben dokumentiert ein Eisrandniveau der Abschmelzphase und ist vor der tiefer liegenden Hauptterrasse geschüttet worden.

#### Hauptterrassenkörper

Er erstreckt sich beidseitig der Brixentaler und Kelchsauer Ache und ist bis zu 140 m mächtig (vgl. Kelchsautal). Im Rahmen der Bearbeitung wurde er in einzelne Bereiche unterteilt.

##### – Eisnahe Sedimente

Diese finden sich bergseitig entlang des Festgesteins, sind an ihrer welligen Topographie und den extrem chaotischen Internstrukturen, die auf Toteis hinweisen, zu erkennen. Sie gehen in die ebene Hauptterrasse über. Versätze, Sackungen, verkippete Sedimentstapel, kleinräumige Deltaschüttungen mit stark wechselnden Schüttungsrichtungen und Murschuttablagerungen weisen auf direkten Kontakt mit dem abschmelzenden Eis hin.

Vor allem auf der Gruberterrasse sind diese Sedimente gut zu erkennen und teilweise durch Kiesentnahmestellen gut aufgeschlossen.

##### – Fluviale Ablagerungen

Sie über- und unterlagern die lakustrine Abfolge der Terrasse, bzw. gehen in proximale Deltaschüttung über. Aufgebaut werden sie überwiegend aus Kies und Sanden, die milieuentsprechend meist schlecht sortiert sind. Horizontal- und Schrägschichtung, Imbrikation, Gradierung und Rinnenbildung sind weitere Merkmale. Das Spektrum ist vor allem im Bereich der kleineren Seitentäler (z.B. Kelchsautal) lokal dominiert, weist aber deutlich einen Anteil von ferntransportierten, oft stark verwitterten Komponenten auf. Konglomerierte Lagen sind häufig (z.B. Nordseite Schloßberg Itter, Graben oberhalb Steinhäusl, bzw. oberhalb der stauenden Schluffe und Tone). Die größten Mächtigkeiten erreichen die fluviatilen Schotter bei der Westen-

dorfer Terrasse und im Schönbachtal, wo sie zwischen 40 und 60 m mächtig sind und maximale Korngrößen bis 50 cm aufweisen.

##### – Deltasedimente

Die lakustrinen Sedimente wurden rasch in den während des Eisrückzugs entstandenen See geschüttet und haben diesen verfüllt. Der Foreset-Bereich zeichnet sich durch deutliches Einfallen (20–30°) und eine gut ausgebildete Wechsellagerung sortierter Sedimente aus. Die Sortierung nimmt zum Distalen hin deutlich zu, wird zunehmend feinklastischer, um schließlich in das Bottomset überzugehen. Rippelschichtung, Imbrikation, Schrägschichtung, durch die rasche Schüttung bewirkte Versätze und teils sehr gut sortierte Lagen sind typisch.

Aufschlüsse aus den unterschiedlichsten Deltabereichen bzw. die gesamte Entwicklung von fluviatil über Foreset bis zum Bottomset finden sich z.B. im Anriss südlich Haslau, im Schindergraben, oberhalb Steinhäusl zwischen 720–740 Hm, Nordseite Schloßberg Itter und unterhalb der alten, rekultivierten Tongrube oberhalb Hopfgarten.

##### – Bändertone

Die im Gebiet von Hopfgarten auftretenden Bändertone erreichen abbauwürdige Mächtigkeiten. Sie werden von Mehlsanden (schluffigen Feinsanden) über- und unterlagert bzw. gehen auch seitlich in sie über. Dropstones, Wickelschichtung und Eingleitstrukturen deuten auf den kaltzeitlichen Ablagerungsraum und die rasche Sedimentation hin.

#### Postglaziale Entwicklungen

##### – Austufen

Zwei über dem heutigen Talniveau liegende Erosionsniveaus konnten kartiert werden.

Die ältere Austufe bei Nasen wurde laut mündl. Mitt. durch bronzezeitliche Funde datiert.

Die zweite ist jünger und im südlichen Bereich des Gebiets morphologisch zu erkennen.

##### – Schwemmfächer

Auf der Terrassenoberfläche finden sich meist inaktive, teils bereits anerodierte Schwemmfächer mit der typischen Wechsellagerung von Murschuttströmen und fluviatilen Lagen.

Im heutigen Talniveau wurden ebenfalls von Seitenbächen Schwemmfächer geschüttet, die die älteren Austufen überlagern können.

##### – Hangbewegungen

Rutschungen, Sackungen, weiträumiges Bodenkriechen und oberflächliche Rutschungsbereiche wurden je nach Exposition, Steilheit und unterschiedlicher Geologie an den erosiv übersteilten Talflanken häufig gefunden.

## 124 Saalfelden

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Bereich des Hinteren Blühnbachtals auf Blatt 124 Saalfelden

GERT FURTMÜLLER  
(auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung wurde in den Jahren 1998 und 1999 im Hinteren Blühnbachtal im Bereich Eckberthütte – Hohes

und Niederes Tenneck bis zum östlichen Kartenrand durchgeführt.

#### Kalkalpine Schichtglieder

Die liegendsten kalkalpinen Gesteine sind im Arbeitsgebiet die Gutensteiner Dolomite. Als dunkle, im Bereich 5–10 cm geschichtete Gesteine treten sie im Graben südlich des Sulzbachkarls sowie in den Gräben von der Eckberthütte in Richtung Niederes Tenneck auf. In einigen

**Bericht 1999**  
**über geologische Aufnahmen**  
**im Salzahtal**  
**zwischen Hasenbach und Taxenbach**  
**auf Blatt 124 Saalfelden**

CHRISTOPH URBANEK  
 (Auswärtiger Mitarbeiter)

Bereichen sind die Gutensteiner Dolomite gefaltet. Die Ramsau Dolomite sind heller als die Gutensteiner Dolomite und haben ein für viele Dolomite typisches „brekziöses“ Aussehen. Im Unterschied zu den Gutensteiner Dolomiten konnten in den Ramsau-Dolomiten keine Faltungen beobachtet werden.

Der Hauptdolomit ist im Arbeitsgebiet schichtungslos und durch seine bräunlichgraue Farbe von den anderen Dolomiten unterscheidbar. Der Hauptdolomit ist durch ein feinmaschiges Netz von Trennflächen stark zerlegt und größere Blöcke zerfallen beim Aufprall auf einen anderen Block in ein splittriges Haufwerk.

Im Hangenden des Hauptdolomits treten massige Dachsteinkalke, die stellenweise dunklere Ausprägungen aufweisen, auf. In den hangenden Bereichen des Dachsteinkalkes gehen diese in gebankte Form über (etwa im Bereich des Hohen Tennecks).

Rote, weiße und graue Hallstätter Kalke, teilweise sehr grobspätig, treten im Bereich des Niederen Tennecks auf und sind in N-S-Richtung auf eine Länge von etwa 1200 Meter aufgeschlossen.

Der vom Fliegerköpfl in Richtung Norden zum Blühnbachtal herabziehende Rücken ist von einem konjugierten Kluft- und Störungssystem zerlegt. Eine markante Überschiebungsfäche fällt mittelsteil bis steil in Richtung SSE.

#### Quartär

Im Blühnbachtal sind mächtige quartäre Ablagerungen aufgeschlossen. Der Blühnbach hat sich teilweise bis zu 70 m tief in diese jungen Lockersedimente eingeschnitten. Unterschneidungen des Hangfußes führen zu rezenten Absetzungen einzelner Bereiche der Lockermaterialien in unmittelbarer Nähe zum Blühnbach. Der Großteil dieser Lockersedimente besteht aus Murenschuttmaterial. Entlang der tiefen Bacheinschnitte sind teils Horizonte, bestehend aus Blöcken bis zu 1,5 m Größe, erkennbar. Eine seitliche Verzahnung sowie eine vertikale Wechschichtung mit Kiesen, Sanden und teilweise auch tonigen Lagen ist erkennbar. Auf diesem Murenschuttmaterial liegen Reste (Blöcke bis 5 m Durchmesser) junger Felssturzereignisse. Reste von alten Bachbetten des Blühnbaches sind zwischen Forstweg und Blühnbach vereinzelt erkennbar.

Der Talschlussbereich (südlich der Eckberthütte) besteht vorwiegend aus rezentem Hangschuttmaterial mit spärlicher Vegetation. Moränenreste konnten bis jetzt in diesem Bereich noch nicht kartiert werden.

Entlang des angesprochenen Rückens vom Fliegerköpfl in Richtung Norden treten im Bereich des Niederen Tenneck in den Hallstätter Kalken Bergzerreibungen und Doppelgratbildungen auf.

#### Hydrologische Beobachtungen

Eine Reihe von Gräben und Bächen führen Wasser aus dem Einzugsgebiet des Hinteren Blühnbachtales (etwa 40 km<sup>2</sup>) in den Blühnbach ab. Die Bäche (ausgenommen der Blühnbach) sind nicht permanent wasserführend. So verschwindet Wasser plötzlich, um etliche 100 Meter bachabwärts wieder an Quellen zu entspringen. Der Wandbach (nahe dem Blattrand zur ÖK 125) sowie der Bach vom Sulzenkarl sind dafür gute Beispiele.

Die Morphologie des Hinteren Blühnbachtales ist geprägt durch die wandbildenden Dachsteinkalke, welche von Hauptdolomit unterlagert werden. Die Grenze Hauptdolomit/Dachsteinkalk ist farblich vom Gegenhang aus sehr gut zu verfolgen.

Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich entlang des Salzahtals von Hasenbach bis Taxenbach und reicht nördlich der Salzahtal bis zum Grad des Hoheggs, südlich davon bis 1,5 Kilometer auf eine Höhe von rund 1000 Hm.

Nördlich der Salzahtal finden sich Gesteine der Grauwackenzone, die entweder der Glemmtaleinheit oder der Uttendorfer Schuppenzone zuzuordnen sind. Nach meiner bisherigen Bearbeitung stelle ich sie zur Uttendorfer Schuppenzone, wobei die endgültige Zuordnung erst im Laufe meiner Diplomarbeit unter Rücksprache mit Dr. PESTAL getroffen wird. Die Gesteine südlich der Salzahtal gehören zur Nordrahmenzone des Penninikums, genauer zur Klammkalkzone (s. EXNER, 1979). Die südlich daran anschließende Sandsteinbreccienzone wurde im Rahmen der Kartierung nicht erreicht, sondern nur für geochronologische Fragen beprobt. Getrennt werden die Grauwackengesteine von der Nordrahmenzone durch die Salzahtal-Ennstalstörung. Diese ist allerdings im vorliegenden Gebiet oberflächlich nicht mehr anstehend aufgeschlossen, sondern vom glazialen Möränenschutt und von postglazialen Sedimenten bis zu mehreren Metern bedeckt.

#### Grauwackenzone

Die Grauwackengesteine des Kartierungsgebietes werden durch Schwarz- und Grünphyllit, schwarzen Tonschiefer, mylonitischen Marmor und Kalkphyllit repräsentiert. Schwarz- und Grünphyllit dominieren aufgrund ihrer größeren Mächtigkeit das Landschaftsbild, wobei der Schwarzphyllit die für die Grauwackenzone typischen Wiesenflächen, Vernässungen und Rutschungen bildet. Der Grünphyllit hingegen baut den Gschwandtnerberg beziehungsweise die Taxberhöhe auf und bildet einen Hirtlingszug, der sich aus ESE kommend in Richtung WNW fortsetzt. Unterbrochen wird dieser Zug nur stellenweise von schmälere Schwarzphyllitbändern. Umgekehrt stecken auch in der Hauptmasse des Schwarzphyllites immer wieder Lagen von Grünphyllit. Bei dieser Wechsellagerung im Karten- und Aufschlussmaßstab zwischen Schwarz- und Grünphyllit handelt es sich vermutlich um tektonische Verschuppung.

Der Grünphyllit lässt sich makroskopisch im Gelände noch zusätzlich in einen fein- und einen grobkörnigen Typ unterscheiden, wobei die genaue petrographische Beschreibung und Interpretation erst im Zuge meiner Diplomarbeit erfolgen kann. Deshalb ist die Unterscheidung am Handstück in fein- und grobkörnigen Grünphyllit nur als Hilfsmittel für die Kartierung zu sehen, noch nicht aber als endgültige Gesteinsbezeichnung. Bei den Grünphylliten handelt es sich um chloritreiches, teilweise serizitführendes, vermutlich vulkanogenes Material, das stark mit Sediment vermengt ist. Deshalb halte ich sie für Tuffitderivate. Auffällig ist noch, dass die Grünphyllite nach EXNER mit meinem feinkörnigen Typus und sein Uralit-Metadiabas/Diabasschiefer mit meinem grobkörnigen Typ größtenteils übereinstimmen.

Der erst im nördlichen, etwas weniger metamorphen Teil des Kartierungsgebietes auftretende schwarze Tonschiefer formt hauptsächlich die sanften Almbö-

den im Bereich der Gschwandtner-, Fois- und Mentlalm und sieht dem Schwarzphyllit sehr ähnlich. Der Übergang zwischen diesen beiden Lithologien ist nicht abrupt, sondern mehr fließend. Das zeigt sich vor Allem im Aufschluss daran, dass auch im schwarzen Tonschiefer noch einzelne schmale Lagen von Schwarzphyllit auftreten können. Dort, wo der schwarze Tonschiefer allerdings überwiegt, ist er auch als eigene Lithologie auf der Karte ausgeschieden. Der genaue petrographische Unterschied zwischen diesen beiden Gesteinen ist auch erst nach dem Dünnschliffstudium möglich.

Als makroskopische Hilfsmittel für die Gesteinsansprache im Gelände können folgende einfache Kriterien herangezogen werden: Der schwarze Tonschiefer ist nicht so stark geschiefert und somit wesentlich kompakter als der Schwarzphyllit. Weiters weist er im bergfeuchten Zustand nicht schwarze, sondern mehr dunkelgraue Gesteinsfarben auf. Außerdem sind die Schieferungsflächen beim Tonschiefer nicht so dicht mit Serizit überzogen und glänzen daher nicht so stark. In beiden Gesteinen sind idiomorphe Pyrite oder ihre braun-gelben limonitischen Verwitterungshöfe zu erkennen. Die Pyritführung spricht für ein anoxisches reduzierendes Bildungsmilieu.

Aus diesen einfachen feldgeologischen Beobachtungen heraus kann ich die Auffassung von EXNER teilen, dass der Schwarzphyllit und der schwarze Tonschiefer petrographisch sehr ähnlich sind. Da allerdings ein geringer Metamorphoseunterschied besteht, ist der schwarze Tonschiefer als schwächer metamorphes Äquivalent des Schwarzphyllits zu sehen.

Die letzten auftretenden Lithologien der Grauwackenzone sind mylonitischer Marmor und Kalkphyllit, die gemeinsam einen maximal 500 Meter mächtigen Karbonatzug bilden. Dieser aus ESE kommende Zug (siehe geol. Karte EXNER) lässt sich in Richtung WNW weiterverfolgen und bildet den südseitigen Hang der Aigenalm aus. Außerdem baut er die schroffen Felsen bei HP 1733 und den südseitigen Hang bei HP 1415 auf. Die Bezeichnung mylonitischer Marmor habe ich deshalb gewählt, da im Handstück ein metamorpher Lagenbau deutlich sichtbar ist und keine primären Karbonatstrukturen mehr vorhanden sind. Er wurde von EXNER als „metamorpher Kalk“ ausgeschieden. Der Kalkphyllit deckt sich mit der von EXNER ebenso bezeichneten Lithologie.

Die Grenzziehung zwischen Kalkphyllit und mylonitischem Marmor ist im Feld nicht immer so einfach möglich, da zwischen diesen beiden Gesteinstypen kontinuierliche Übergänge sehr häufig sind. So geht der stärker geschieferte Kalkphyllit mit Abnahme des Glimmer- und Quarzgehalts oft in etwas kompakteren mylonitischem Marmor über. An vielen Stellen entwickelt sich auch der Kalkphyllit aus kalkfreiem oder kalkarmem Schwarzphyllit oder schwarzem Tonschiefer.

Abschließend möchte ich noch anführen, dass die Aufschlussverhältnisse wie so häufig in der Grauwackenzone eher schlecht sind. Das liegt sicher an der Dominanz der leicht verwitternden phyllitischen Gesteine, die am ehesten noch an neu angelegten Forststraßen und entlang von Gräben aufgeschlossen sind. Die landschaftlich dominierenden Wiesen- und Almflächen machen oft zusätzlich eine morphologische Abgrenzung zu den quartären Sedimenten schwierig.

### **Klammkalkzone**

Die wichtigsten Gesteine der Klammkalkzone, die im bearbeiteten Gebiet auftreten, sind mylonitischer Marmor (Klammkalk) und Schwarzphyllit. Untergeordnet in dün-

neren Lagen treten auch noch Rauhwacken, Dolomit, Quarzit und Grünphyllit auf.

Der Klammkalk bildet hauptsächlich die schroffen Felswände der namensgebenden Kitzlochklamm und bestimmt deren Morphologie. Er tritt im Bereich der Klamm in mehreren bis zu 150 Meter mächtigen Lagen auf, die fast senkrecht stehen und E-W streichen. Oberflächennah ist er oft aufgelockert und in einzelne große Blöcke zerbrochen. Die mächtigste Klammkalklage ist besonders gut beim Steinbruch auf der Rauriserhöhe (HP 978) und entlang der Straße aufgeschlossen. Besonders auffällig sind dort der mylonitische Lagenbau und die ausgeprägte Lineation, die anzeigen, dass der Klammkalk keine Merkmale eines Kalkes mehr aufweist und petrographisch als ein dynamisch rekristallisierter Marmor zu bezeichnen ist. Er sieht dem mylonitischen Marmor in der Grauwackenzone sehr ähnlich und unterscheidet sich makroskopisch nur durch seinen besser ausgebildeten Lagenbau und etwas niedrigeren Glimmergehalt. Allerdings zeigt auch er fließende Übergänge zu den zwischengeschalteten Phylliten.

Der Schwarzphyllit bildet hauptsächlich die leichter verwitternden Zwischenlagen im Klammkalk und zeigt daher an der Oberfläche Vernässungszonen und Sackungen im Gelände.

Untergeordnet treten auch noch Dolomit, Rauhwacken, Quarzit und Grünphyllit auf, die nur vereinzelt und oft schlecht aufgeschlossen sind. Wie zum Beispiel der Dolomit oder der Quarzit, der nur mehr als Blockwerk in der Wiese SW des Steinbruchs vorliegt. Direkt an der Straße Richtung Rauris oder im Bachbett am Anfang der Kitzlochklamm ist Grünphyllit aufgeschlossen. Dieser gehört zur Klammkalkzone und ist den Grünphylliten der Grauwackenzone sehr ähnlich. Ein Unterscheidungskriterium zwischen diesen beiden Gesteinen könnte die Geochronologie liefern.

Die weiter südlich anschließende Sandsteinbreccienzone wurde im Zuge der Kartierung nicht erreicht, ist aber für eine geochronologische Bearbeitung entlang der Straße nach Embach teilweise beprobt worden. Dafür wurden die flyschartigen Sandsteine und glimmerreichen Partien des Schwarzphyllits ausgewählt.

### **Quartäre Ablagerungen**

Die glaziale Abfolge Liegende Grundmoräne – Terasensediment – Hangende Grundmoräne, die im Kartierungsbericht 1995 von Mechthild SUTTERLÜTTI beschrieben ist, findet sich in diesem Gebiet nicht mehr. Hier wird das gesamte Gelände gleichmäßig von einer maximal 1,5 Meter dicken Schicht aus umgelagertem Moränenschutt bedeckt, der sich teilweise auch mit Hangschutt vermischt. Nur sehr vereinzelt können gekritzte Geschiebe und erratische Blöcke gefunden werden, die auf den glazialen Ursprung der Überdeckung schließen lassen. Aufschlüsse, in denen man eine echte Grundmoräne erkennen kann, wurden nicht gefunden.

Über der Moränenschuttbedeckung liegen zur Salzach hin einige postglaziale Schwemmfächer, die sich teilweise überlagern und eine letzte kleine Geländestufe zum Flussbett hin bilden.

### **Geochronologie**

Die geochronologische Fragestellung, die im Laufe dieser Diplomarbeit bearbeitet wird, betrifft die Auswirkungen der Salzach-Ennstalstörung auf die umgebenden Gesteine. Aus den ersten Ar/Ar-Messungen entlang des Profils Diental – Salzachtal – Kitzlochklamm ist folgender Trend bereits ablesbar:

- Zwischen tertiären Bildungsaltern der Metamorphose im Penninikum und kretazischen Abkühlaltern in der Grauwackenzone ist eine scharfe Trennung möglich. Dies kann in Zukunft im Grenzbereich der Störung vor allem bei ähnlichen Lithologien als Kriterium für eine Zuordnung zur Grauwackenzone oder zum Penninikum genutzt werden.
- Nahe der eigentlichen Störung verjüngen sich sowohl die kretazischen als auch die tertiären Alter. In den südlichsten Bereichen der Grauwackenzone, also nahe der Störungszone, ist eine geringe thermische Verjüngung im Niedrigtemperaturbereich feststellbar. Sonst zeigen die Grauwackengesteine einheitliche Abkühlalter um 90 Ma. Die südliche Klammkalkzone, schon nahe der Sandsteinbreccienzone, zeigt tertiäre Bildungsalter von 30–33 Ma mit älteren Relikten. Etwas jüngere Alter zeigen die stärker defomierten Bereiche der Klammkalkzone nahe der Störung. Vermutlich kommt es durch die Deformation an der Störung zu dieser Verjüngung.

### Strukturgeologische Beobachtungen

Das Einfallen der Schieferungsflächen in der Grauwackenzone ist durchschnittlich wesentlich flacher als in der Klammkalkzone, in der die Schichten fast senkrecht stehen. Die Hauptlineation und die Faltenachsen verlaufen in

der Grauwackenzone etwa ESE–WNW, in der Klammkalkzone liegen sie fast in E–W-Richtung. Das Einfallen der Lineationen ist in beiden Zonen eher flach und liegt zwischen 0° und 15°.

Die Grauwackenzone und die Klammkalkzone unterscheiden sich im vorliegenden Kartierungsgebiet in ihrem Deformationsstil grundsätzlich. Das liegt an den verschiedenen lithologischen und am somit unterschiedlichen rheologischen Verhalten. Die Grauwackenzone ist ein Bereich, in dem phyllitische Gesteine vorherrschen, die ein komplexes System an Schieferungsflächen ausbilden. Diese sogenannten SC-Gefüge entstehen hier an spröde/duktile Scherzonen, die durchschnittlich mit etwa 45 Grad nach N bis NW einfallen. Sie zeigen einheitlich Abschiebungen Richtung Norden an. Die mylonitischen Marmore, die in der Klammkalkzone vorherrschen, zeigen mit ihrem duktilen Linear auf den fast senkrechtstehenden Schieferungsflächen eine Blattverschiebung an.

Die Salzach-Ennstalstörung ist eine transpressive Störungszone, bei der es neben einer lateralen Verschiebung auch zu einer Einengung in N–S-Richtung kommt. Sowohl die Abschiebungen nach Norden als auch die Blattverschiebungskomponente passen sehr gut zu dieser Kinematik, nur treten sie in zwei voneinander getrennten Zonen auf. In der Fachliteratur wird das als strain partitioning bezeichnet.

## 125 Bischofshofen

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blättern 125 Bischofshofen und 126 Radstadt

CHRISTOF EXNER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahre wurde die E-Seite des Salzachtals zwischen St. Johann/Pongau und Urreiting mitsamt der wilden Schlucht des Wagrainers Baches sowie das Berggebiet Rettenstein – Knappenbrunn – Mittergründeck im Maßstabe 1 : 25.000 kartiert. Damit wurde die geologische Neuaufnahme des Streifens der Grauwackenzone zwischen Salzach-Enns-Störung im Süden und der W–E-Linie Urreiting – Altenmarkt im Norden abgeschlossen. Die diesbezügliche geologische Karte zwischen St. Johann und Altenmarkt/Pongau wurde neu gezeichnet, mit ausführlicher Legende versehen und dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt abgeliefert.

Die Mündungsschlucht des Wagrainbaches unterhalb Straßenbrücke P. 711 ist derzeit in dem großen geologischen Rutschgebiet der altpaläozoischen Schwarzschiefer (monotone Serie) und Tonsteine (bunte Serie von Dienten) schwierig begehbar. Es werden intensive technische Arbeiten der Wildbachverbauung mit neuen Staubecken und kleinen Kraftwerken errichtet sowie Schutzmaßnahmen gegen Erosion und Massengleitungen in den Steilhängen über der Bundesstraße an den diversen Quellbächen vorgenommen. Vielfach fehlen zur Zeit Stege und Steige. Trotzdem konnte ich zumindest ein Durchstreichen der Kalkmarmor-Kieselschiefer-Züge vom Alpendörfel südlich der Wagrainsschlucht (vorjähriger Bericht!) nach N in das Gebiet des Rettensteines quer durch

die Schlucht wahrscheinlich machen. Die oberflächigen Zusammenhänge dieser Züge sind allerdings in den beidseitigen Flanken der Schlucht weithin durch Hangschutt, gravitative Gleitmassen und Bergstürze verdeckt.

Tektonisch befindet sich die Wagrainsschlucht in einem achsial flach ESE einfallenden Gewölbe. Die zugehörigen Faltenachsen und Lineationen sind an anstehendem Fels im Talgrund 1 km W Brücke P. 711 beobachtbar. S Wagrainbach herrschen S-fallende s-Flächen, die sich mit Annäherung an die Tauern-Nordrand-Störung (Kreisteinalm) steilstellen. N Wagrainbach gibt es vielfach flach N-fallende s-Flächen, die dann weiter nördlich in horizontale Lagerung übergehen.

Im Talgrund lagert bei dem ehemaligen Kraftwerk (amtliche topographische Karte: 600 m WNW Wh. Grubhöhe), das im Vorjahre künstlich vernichtet wurde, kompakter dunkler Tonstein dem Schwarzphyllit auf. Die Schichten fallen hier flach nach SE, ebenso die Lineation. In der Felswand des orographisch rechten Ufers folgen darüber dunkler Kieselschiefer, Quarzit, noch einmal Tonstein und dann in dem mir nicht zugänglich gewesenen Wasserfall des Wagrainbaches anscheinend Kalkmarmor (nur als Blockwerk beobachtet).

Mit Sicherheit anstehender Kalkmarmor quert mit beiderseitigen Steilwänden das betretbare Felsbett des Wagrainbaches in der engen Schlucht 300 m SE Wh. Grubhöhe. Dieser Kalkzug ist 15 m mächtig und setzt sich im Süden der Schlucht anscheinend in das Gebiet der Glöckler Alm (vorjähriger Bericht!) und im Norden zum verlassenen Bauernhof „Kohlbichl“ (SH. 940 m, 700 m W P. 1227) fort.

Im Gebiet des Rettensteins ist diese bunte Serie mit söhligem Lagerung, entsprechend umlaufendem Streichen und Verzweigungen prächtig aufgeschlossen. Der über 100 m mächtige, recht kompakte dunkelgraue Meta-

Siltit (nur untergeordnet tritt Schwarzphyllit auf) bildet zur Hauptsache die hohen Felswände. Trotz seiner sichtbaren sedimentären Schichtung verhält er sich kompakt. Er ist kalkfrei. In den Bergsturzfeldern zerbricht er zu grobem Blockwerk mit Begrenzung parallelepipedischer Klufflächen, ganz im Gegensatz zu den eher fließenden Schwarzphyllit-Rutschgebieten.

Der Meta-Siltit (hier feldgeologisch kurz als „Tonstein“ bezeichnet) enthält mehrere dünne, 1,0 bis 30 m mächtige bunte Lagen, die subhorizontal um die S- und W-Seite des Rettensteins herumziehen. Sie verbinden sich nach E mit den bereits in den Vorjahren kartierten, hauptsächlich aus Kalkmarmor bestehenden Lagen des Floitenberges und der Öbristkopf-S-Flanke. N Rettenstein enden die bunten Züge im Bergsturzblockwerk des Helmbergtales NW Knappenbrunn.

Die bunten Lagen enthalten Eisendolomit, Kieselschiefer und schwarzen erzführenden Hornstein mit mm-dünnen fossilverdächtigen limonitischen Tonlagen, auch feinkörnige graue oolithische Kalkmarmore und den schon von Nowy genannten roten Spatkalk bei Plaik. Von diesem wurde ein Dünnschliff angefertigt ohne sichtbaren Crinoidenstielglied-Zentralkanal.

Der annähernd horizontale Zufahrtsweg zum Gehöft Plaik wurde in den Jahren 1979 bis 1983 errichtet und zeigt auch grauen Bänderkalk, der um die beinahe meridionale Faltenachse (N170E) deformiert ist.

Die ältere steile, 500 m NW Wh. Grubhöhe abzweigende Hauptgüterstraße zum Rettenstein hat im interessanten Gebiet der Steilwand durchwegs künstliche Mauerböschung.

Ein gutes Profil in der bunten Serie bietet jedoch die 300 m lange Felsböschung der neuen horizontalen Zufahrtstraße E Hundrisser: Die Schichtung der bunten Serie fällt hier flach nach E. Der Tonstein enthält bei der Kapelle einen weithin anhaltenden, 5 bis 10 m mächtigen Eisendolomitzug. Grauer Kalkmarmor quert 300 m östlich der Kapelle die W-E-verlaufende Zufahrtstraße. Spektakulär sind im Liegenden und Hangenden des Kalkmarmors mehrere m mächtige und um meridionale Achsen gefaltete schwarze erzführende Hornsteinlagen und graue Kieselschiefer, übergehend in Tonstein und allmählich Phyllit, auch mit farblosen Serizitlagen.

Zwei verbrochene Stollenmundlöcher unmittelbar neben der Straße befinden sich in feinschichtigem Hornstein mit mm-dünnen Tonstein-Lagen. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Reste des von HABERFELNER (1939) besichtigten Probeschurfes auf Manganerz in der „Hundrißwand“. Schwach metamorphen Radiolarit fand ich anstehend im östlichen der beiden Stollenmundlöcher. Eine karbonatische, dünne Lage im erzführenden Kieselschiefer (Dünnschliff-Nr. Se 3585) zeigt unter dem Mikroskop scharf begrenzte linsenförmige Quarzaggregate (0,7×0,4 mm) in feinkörnigem Karbonatgrundgewebe.

Feinschichtiges Eisenkarbonat mit Opazit (Korngröße 0,01 bis 0,04 mm) ohne Calcit, jedoch mit gröberkörnigem Quarz, bildet schichtkonforme Härtlingsbänke im Tonstein (z.B. an der Hauptgüterstraße in SH. 900 m, 100 m NE Weggabel „Oberwiesberger“).

Analoge, jedoch gröberkörnige Lagen im Tonstein des Rettenstein-Gipfelgebietes habe ich vorläufig ohne mikroskopische Untersuchung als „Siderit-Quarz-Fels“ in die geologische Karte eingetragen. Dabei handelt es sich um 5 bis 10 m mächtige, konforme, wahrscheinlich ursprünglich sedimentogene Lagen. Ein 2 km langer Härtlingszug beißt annähernd sählig im unsicheren Wiesengelände als NNE-streichende Felsterrasse aus. Auf die-

sem natürlichen Fundament verlaufen Güterstraße und Bauwerke des Hahnbaums.

Die sählige Lagerung eines 2 km weiten Bereiches altpaläozoischer Gesteine (Plaik – Rettenstein – Hahnbaumalm – Knappenbrunn) erscheint jedenfalls sehr bemerkenswert. Sie könnte in einem noch nicht ergründeten tektonischen Zusammenhang mit der weithin sähligen Lagerung der in die Grauwackenzone eingeschuppten Perm-Schichten (Filzmoosbreccie und Ginau-Quarzmetasandstein) des beckenförmigen rückwärtigen Ginautales bestehen.

Unter der bunten Serie besteht in der Wagrainschlucht und an der E-Seite des Salzachtales der Gebirgshang aus hauptsächlich gravitativ sekundär verrutschtem Schwarzphyllit der monotonen Serie. Darüber liegen Hangschutt, Bergstürze und Moräne. Die erstellte Strukturkarte meiner Messungen des Streichens und Fallens der s-Flächen und Lineationen im Schwarzphyllit gibt zwischen St. Johann und Rothof kein eindeutiges Bild der Orthotektonik.

Zwei Hartgesteinslagen (intermediäre Vulkanite und Porphyrmaterialschiefer) sind mit Mächtigkeiten von 3 bis 15 m dem Schwarzphyllit konform eingelagert und streichen ENE bis NE. Es handelt sich um das bereits im vorjährigen Bericht genannte metabasitische Gestein an der Bundesstraße 163 SE Kapelle P. 661, nunmehr mit wahrscheinlicher 550 m betragender Länge im Streichen (vom Wagrainbach bis zum Haus „Klein Unterberg“), und um einen neu gefundenen Porphyrmaterialschiefer in der Schlucht des Helmbergbaches, 150 m SE Kapelle 670.

Stratigraphisch ungeklärt bleibt vorläufig der Quarzit in Wechsellagerung mit Schwarzphyllit W Forstegg (Gebiet um den Beermaißbühl). Er scheint die streichende Fortsetzung des Ginau-Metaquarzsandsteines darzustellen. Nur hat er wenige petrographische Analogien zu diesem erkennen lassen. Daher habe ich ihn auf der geologischen Karte mit eigener Signatur versehen.

Nördlich davon bildet der monotone Schwarzphyllit eine NW-streichende Antiklinale zwischen Rothof, Urreiting und Obergründeck P. 1538.

Längs des Bergfußes N St. Johann gibt es wiederum vorzügliche Aufschlüsse im interglazialen Terrassensediment des Salzachtales. N Maschl sind die rundlichen Gerölle ärmer an Karbonatgesteinen und nicht konglomeriert. Das ist durch die weitere Entfernung der lokalen Sedimentzufuhr aus der Klammkalkzone (Mündung des Großarl- und Wagrainbaches) erklärlich.

Im Bereich des Arzen- und Helmbergbaches ist das Terrassensediment teilweise noch als Konglomerat ausgebildet. Die transgressive diskordante Lagerung des 5° nach E einfallenden Konglomerates über unverwittertem steilgestelltem Schwarzphyllit sieht man gegenwärtig am neuen Güterweg des orographisch linken Arzenbachufers. Die Lokalität befindet sich in SH. 630 m nahe vom Fußsteg über den Arzenbach, wo die geologische Grenze sogar im Felsbachbett wieder zu Tag tritt. Auch eine 0,75 m dicke Sandlage im Konglomerat ist tiefer unten am Güterweg beim „Waldbad“ gut aufgeschlossen.

Kontinuierliche, jeweils 200 m lange Ausbisse der subhorizontal geschichteten, gut gerundeten und dicht gepackten Gerölle beobachtet man derzeit längs der Straßenböschungen im Steilhang unter der Terrasse 100 m NE Rothof und 400 m ENE P. 559 Urreiting.

Die Auflagerung der Würm-Moräne über der Schotterterrasse ist sehr deutlich. Die im Gelände beobachtete Obergrenze der Terrassenschotter befindet sich an der

Kante der Friedhoferrasse (St.Johann) gegen Arzenbachtal in SH. 640 m, bei Rothof und Urreiting in SH. 620 m.

Petrographische Analoga zur Filzmoosbreccie des Ginautales wurden anstehend auf Blatt 126 Radstadt im Gebiet der Wasserscheide zwischen Warmer Mandling und Fritzbach (S Übermoos, S und N Reitsteg und bei Schattau) gefunden; ebenso anstehend auch auf Blatt 125 Bischofshofen im Fritztal NW Hütttau und im Gainfeldtal (längs des markierten Touristensteiges zwi-

schen Burgruine Bachsfall und dem Kreuz unter dem Wirtshaus Bürglhöh); außerdem in Form zahlreicher und großer nicht anstehender Blöcke in den Alluvionen unter dem Gainbach-Wasserfall des Naturschutzgebietes bei Bischofshofen.

Den Kollegen Herrn Dr. R. BRAUNSTINGL und Herrn Dr. W. NOWY sei ergebend gedankt für die Ermöglichung der Einsichtnahme in technisch-geologische Gutachten im Gebiete der Wagrainschlucht und für mündliche Auskünfte ihrer dort gewonnenen Erfahrungen.

## 126 Radstadt

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und an der Kalkalpenbasis auf Blatt 126 Radstadt**

WALTER KURZ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet liegt im Westteil der ÖK 126 Radstadt, zwischen St. Martin im Tennengebirge und Eben im Pongau (Autobahn-Raststätte) im Westen und Neuberg im Osten sowie zwischen dem Fritzbachtal im Süden und dem Gerzkopf im Norden. Geologisch befindet man sich im Südteil des Gebietes innerhalb der östlichen Grauwackenzone, im Nordteil innerhalb der Werfener Schichten.

Innerhalb der Grauwackenzone konnten folgende kartierbare Einheiten in wechselnder Abfolge unterschieden werden:

- 1) Albit-Seritschiefer (Arkoseschiefer) sind fast immer mit Grünschiefern assoziiert, treten aber nur untergeordnet auf. Sie bestehen fast ausschließlich aus 1–2 mm großen Albiten und aus Muskowit-Serizit. Die Protolithen bilden wahrscheinlich (saure) Tuffe.
- 2) Grünschiefer, die einzelne geringmächtige Leithorizonte bilden. Sie bestehen im Wesentlichen aus Chlorit, mit geringen Anteilen an Albit, Quarz und Muskowit.
- 3) Dunkle (Biotit-)Quarzite unterscheiden sich von den Serizitschiefern durch höhere Gehalte an sehr feinkörnigem Biotit und durch ihre braune bis dunkelgrauschwarze Färbung. Auch sie können lokal Albit führen.
- 4) Biotitschiefer und Biotitphyllite bzw. Schwarzschiefer bestehen in ihrer Hauptmasse fast ausschließlich aus Biotit, untergeordnet aus Chlorit und Quarz; der Quarzanteil der Biotitschiefer ist höher, Schwarzschiefer führen Graphit. Auch Kiesvererzungen sind häufig. Biotitschiefer und Biotitphyllite bauen den Großteil dieses Abschnittes der Grauwackenzone auf.

Im Hangenden der Grauwackenzone kommen innerhalb der Biotitschiefer und Biotitphyllite Geröllschiefer vor. Weiße, rötliche oder violette Quarzgerölle mit einer Korngröße zwischen wenigen Millimetern und Dezimetern schwimmen dabei in einer Matrix aus Biotit, untergeordnet aus Chlorit und Quarz. Die Quarzgerölle sind nicht bis mäßig deformiert. Vereinzelt findet man Gerölle von Tonsteinen bzw. Tonschiefern, die stark deformiert sind und parallel zur penetrativen Schieferung eingeregelt sind. Aufgrund der Beschaffenheit der Gerölle werden diese Schichten dem „Alpinen Verrucano“ zugeordnet, womit eine Einstufung in das obere Perm gerechtfertigt scheint. Zwischen den Schwarz-/Biotitschiefern der Grauwacken-

zone und den Geröllschiefern bestehen kontinuierliche Übergänge.

Im Übergangsbereich zu den Werfener Schichten findet man häufig dunkelgraue bis schwarze Tonphyllite.

Innerhalb der Werfener Schichten können Sandsteine, Ton- und Siltsteine sowie Tonschiefer unterschieden werden. Vor allem die hellgrauen bis weißen Sandsteine sind in einzelnen Horizonten gut verfolgbar und wurden somit gesondert ausgeschieden. Vereinzelt findet man Brekzienlagen- und Linsen. Im kartierten Gebiet erreichen die Komponenten dieser meist matrixgestützten Brekzien maximal 3 cm. Eine weitere detailliertere Unterscheidung einzelner Lithologien innerhalb der Werfener Schichten war aufgrund der Aufschlussverhältnisse und Geländegegebenheiten nicht möglich. Weiters bestehen kontinuierliche Übergänge zwischen Ton-, Silt- und Sandsteinen. Sämtliche Varietäten der Werfener Schichten zeigen unterschiedlichste Färbung (hellgrau-weiß, rot-violett, grün), wobei i.A. grün dominiert. Eine Unterscheidung mit Tonphylliten der Grauwackenzone ist im Übergangsbereich zu den Werfener Schichten oft schwierig, da die Ton- und Siltsteine an der Basis der Werfener Schichten stärker verschiefert sind. Vereinzelt sind Sedimentstrukturen, wie Rippel und Kreuzschichtungen, gut erkennbar. Ob zwischen Grauwackenzone und Werfener Schichten ein primärer oder tektonischer Kontakt besteht, konnte nicht restlos geklärt werden.

Innerhalb der Grauwackenzone zeigen alle lithologischen Einheiten eine penetrative Schieferung, die E–W bis ENE–WSW streicht und mittelsteil bis steil mit 50 bis 89° nach N einfällt. Ein dazugehöriges Streckungslinear liegt subhorizontal und ist ca. E–W- bis NW–SE- orientiert. Das Einfallen wird nach N generell steiler. In Nordostteil des bearbeiteten Gebietes biegt das Streichen weiters auf NE–SW um. Charakteristisch ist ein N- bis NE-vergenger Faltenbau, wobei die Lithologien um subhorizontale, E–W- bis NW–SE-streichende Faltenachsen offen bis geschlossen verfalltet werden.

Die Schichtung innerhalb der Werfener Schichten liegt parallel zur penetrativen Schieferung in der Grauwackenzone. Auch die Werfener Schichten wurden von einer Verfaltung um E–W- bis NW–SE-streichende Faltenachsen betroffen.

Quartäre Ablagerungen (Moränen, Terrassensedimente, Alluvionen) überdecken große Bereiche des Arbeitsgebietes. Allerdings ist die Abtrennung zwischen Moränen und Terrassenschüttungen oft nicht klar durchführbar, da rezente und subrezente Hangrutschungen diverse Grenzen verwischen. Terrassenkörper sind hauptsächlich im Südteil des Kartiergebietes zu finden. Dabei sind zumindest zwei Terrassenstockwerke zu unterscheiden.

Im Bereich der Autobahnraststation Eben ist eine obere Terrassenoberkante auf Höhe der Raststation Gasthof (ca. 900 m ü.A.) und eine untere Terrassenoberkante auf ca. 830 m ü.A. anzutreffen. Teile der oberen Terrasse sind auch am Südabfall zum Fritzbachtal im Bereich Schattau zu erkennen. Dabei sind auch interne Schrägschichtungen aufgeschlossen, die mit ca. 30° nach E (talauswärts)

einfallen. Ein mächtiger Schwemmfächer ist morphologisch im Bereich Naudegg erkennbar; dieser bedeckt den gesamten Bereich zwischen Naudegg, Reichel und Möslehen des oberen Schattbachtals.

Rezente Hangrutschungen kleineren Ausmaßes findet man vor allem in der steilen Südflanke des Gerzkopfes im Bereich Gsengwinkel und an der Westflanke der Platten.

\*\*\*

Siehe auch Bericht zu Blatt 125 Bischofshofen von Ch. EXNER.

## 135 Birkfeld

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Strallegg-Komplex und im Grobgneiskomplex auf Blatt 135 Birkfeld**

ALOIS MATURA  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die Kartierung in der Osthälfte des Blattgebietes gegen Süden bis etwa zur Linie Graimschlag (NE Birkfeld) – Gschaidwirt (SW Miesenbach) – Lehenberg (NW Pöllau) ausgedehnt und damit auch die Abgrenzung des Strallegg-Komplexes gegen E und gegen S genauer gefasst.

Die verschiedenen im Vorjahr beschriebenen lithologischen Ausformungen des Strallegg-Komplexes – kompakte Migmatitgneise, phyllitische bis phyllonitische Granatglimmerschiefer, Disthenquarzite – sind auch in dem nun kartierten Bereich zwischen dem Sattel beim Wh Kreuzwirt und dem Gschaidwirt-Sattel, also die Anhöhen des Zeiselecks, des Wachholz und des Schlofferecks und damit auch den südlichsten Bereich des Strallegg-Komplexes betreffend, entwickelt.

Verbreiteter als bisher bekannt sind die Einschaltungen von sog. Disthenquarzit, der nach den bisherigen Erfahrungen eigentlich petrographisch entsprechender als

Disthen-Sheridanit-Quarzit zu bezeichnen wäre oder für welchen als Formations-Bezeichnung etwa „Schloffereck-Formation“ vorzuschlagen wäre. Größere geschlossene Vorkommen dieser Art sind – neben jenem, bestens bekannten vom Steinbruch am Schloffereck – SW Wildwiesen, NW Miesenbach beim Gehöft Pichlbauer, weitere vom Wachholz nach SE herunter ziehend und am Zeiseleck zu finden. Auch auf der Wenigzeller Seite des Floisenkogels an dessen Fuß bei „In Bergen“ tritt diese Formation in mehreren Dekametern Mächtigkeit auf.

Bis auf die durch den Strallegg-Komplex eingenommenen Anhöhen ist der Hauptteil des weiten, nach SE gegen Pöllau geöffneten Talschlusses von Oberpräts aus eintönigem Grobgnais aufgebaut, örtlich von schmalen Leukophyllitonen durchschnitten. In den tieferen Bereichen wurde mit der Kartierung auch schon Glimmerschiefer aus dem Liegenden des Grobgnais erreicht.

Ebenheiten, vermutlich im Tertiär angelegte Felsterassen, sind, sowohl in der Miesenbacher Senke als auch in den bisher erreichten NW Ausläufern des Pöllauer Beckens entwickelt. Bei Miesenbach sind die Terrassen stufenartig angelegt mit Höhenunterschieden von 20 bis 40 m zwischen den Niveaus. Ähnliche Landschaftsformen habe ich auch in anderen Bereichen des Blattgebietes von 135 Birkfeld, wie etwa S Ratten und im Raume Wenigzell festgestellt.

## 143 St. Anton am Arlberg

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 143 St. Anton am Arlberg**

KLAUS HEPPE  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das ca. 40 km<sup>2</sup> große Arbeitsgebiet wird im Westen durch den Lech und im Osten durch das Bockbachtal begrenzt. Die südliche Abgrenzung stellt eine gedachte Linie zwischen Krabachspitze, Rüsispitze, Rüsikopf und der Ortschaft Lech dar. Die nördliche Kartiergrenze ist durch den Kartenrand gegeben. Die Geländeaufnahmen beschränkten sich in diesem Jahr auf die Bereiche nördlich des Höhenzuges Wösterhorn, Wösterspitzen und Krabachspitze.

#### **Stratigraphie**

Der Hauptdolomit ist das am deutlichsten hervortretende Gestein im nördlichen Teil des Kartiergebietes und tritt aufgrund seines harten und spröden Charakters als Gipfelbildner von Höllenspitze, Nördlicher und Mittlerer Wösterspitze auf. Der rhythmisch gebankte, laminierte und meist arenitische Dolomit zeigt mittel- bis dunkelgraue, teilweise ocker-farbene Schichtglieder, die aus der Distanz gesehen einen für den Hauptdolomit typisch streifigen Eindruck vermitteln. Im frischen Anschlag ist der fossilarme Hauptdolomit hellgrau und zuckerkörnig. Manche Zwischenmittel sind dunkler und zeigen eine leicht bräunliche Färbung. Die Schichtmächtigkeit schwankt von plattig bis dickbankig (2,5 m) und ist immer parallelgeschichtet.

Kössener Schichten treten zwischen Mittagspitze und Rappenspitze auf, wo sie bis über die Bockbachtalpe

nach Prenten ausstreichen. Die 30–40 m mächtige, größtenteils feinklastische Abfolge bildet zwischen den harten Schichten des Hauptdolomits und Rhätolias-Kalkes Senken mit einem durch kalkige Zwischenlagen ausgebildeten Kleinrelief. Der Übergang zwischen Plattenkalk und Kössener Schichten ist gleichmäßig und durch Abnahme des kalkigen und Zunahme des mergelig bis tonig-schieferigen Charakters gekennzeichnet. Besonders ausgeprägt ist ein 1,5–2 m mächtiges, kalkiges Zwischenmittel im schieferreichen Abschnitt der Abfolge. Im oberen Teil treten zunehmend wieder kalkige und bankige Schichten auf, in denen häufig faustgroße Korallenstöcke (Thecosmilien) zu finden sind. Innerhalb der dunklen Mergel sind Muschel- und Brachiopodenpflaster häufig.

An der Südlichen Wösterspitze ist der Rhätolias-Kalk aufgrund seiner geringen Verwitterungsanfälligkeit als Gipfelbildner vertreten. Angeschnitten durch den Lech bildet er nördlich von Stubenbach in Richtung Warth schroffe, steil abfallende Stufen. Weitere Aufschlüsse sind westlich der Tristeller Alpe, am Flussanschnitt des Lech zwischen Bodenalpe und Schwabwannentobel und im Bereich der Mittagsspitze zu verzeichnen. Der Rhätolias-Kalk der Rappenspitze zieht über die Bockbachalpe ins Tal bis zum Lech. Die Rhätolias-Kalke sind bankige bis massige, blaugrau bis mittelgrau verwitternde fossilreiche Karbonate, die im frischen Bruch eine hellgraue bis mittelgraue Farbe zeigen. Die Variabilität der Mächtigkeit ist auffällig. Am Lech, NE von Stubenbach, treten wesentlich mächtigere und vor allem massigere Abfolgen auf als am Rükopf und an der Südlichen Wösterspitze. Besonders im Bereich der Mittagsspitze zum Bockbachtal sind bankige Karbonate vorherrschend. Demzufolge scheint eine gewisse laterale Faziesdifferenzierung innerhalb des Rhätolias-Kalkes aufzutreten. Der Fossilinhalt ist divers und meist zertrümmert. Es treten vorherrschend größere Trümmer von Anthozoen sowie Kleinstdetritus von Lamellibranchiaten, Foraminiferen und Gastropoden auf.

Die auffälligen Unterlias-Rotkalken treten südlich der Südlichen Wösterspitze oberhalb des Friedrich-Mayer-Weges, an den Flanken des Kälbergümples, beiderseits der Rappenspitze und SE der Höllenspitze auf. Die geringmächtige Abfolge stellt aufgrund der intensiven Färbung einen guten Leithorizont zwischen Rhätolias-Kalk und Allgäuschichten dar. Morphologisch bildet er einen Übergang zwischen den harten Karbonaten des Rhätolias-Kalkes und den Allgäuschichten.

Allgäuschichten stehen in einem breiten Streifen östlich des Lech an der Steilkante zur Rappenspitze an und streichen jenseits des Kamms in Richtung Bockbachtal. Weitere Vorkommen sind nördlich von Stubenbach am Bösen Tritt, der Boden- und Göldebodenalpe, dem Schwabwannentobel und der Tristelleralpe zu verzeichnen. Südöstlich der südlichen Wösterspitze und in den Steilwänden des Kälbergümples zur Krabachspitze und Rüggele treten stark reduzierte Abfolgen der Allgäuschichten auf. Morphologisch bilden die weichen Allgäuschichten sanfte Verebnungen und Senken, aus denen sporadisch härtere Mittel die weitausgedehnten Alpgründe und Bergwiesen durchstoßen. Die ältesten anstehenden Einheiten zeigen eine typische Ausbildung mit eintönigen, feingeschichteten bis bankigen, schmutzig-braunen bis ocker-farbenen Mergelkalken und Mergelschiefern. Das Erscheinungsbild ist parallelgeschichtet und scheinbar unsequenziert. Innerhalb der Allgäuschichten konnten in manchen Aufschlüssen am Schwabwannentobel nördlich von Stubenbach und im Bockbachtal die auffälligen schokoladenbraunen, deutlich tonigeren Man-

ganschiefer der mittleren Allgäuschichten abgetrennt werden. Die Oberen Allgäuschichten sind lithologisch differenzierter. Es treten neben den Fleckenmergeln dickbankige, sparitische und teilweise kieselige Kalke auf. Im obersten Abschnitt sind sogar plattige Hornsteinschichten zu erkennen. Die Hangendgrenze zu den Radiolariten ist scharf und aufgrund der Verwitterungsresistenz der kieseligen Abfolge auch aus der Ferne gut auszumachen. Zwischen Krabachspitze und Südliche Wösterspitze treten violett-stichige Mergel und Mergelkalke mit Hornsteinführung auf. Die hornsteinreichen Allgäuschichten stellen eine Übergangsfazies zwischen der Schwellenfazies am Monzabongrat und der zunehmenden Beckenfazies im Kälbergümpel dar. Schroffe Grate und Steilkanten bilden die im Hangenden der Allgäuschichten anzutreffenden mehrere Meter mächtigen Radiolariten. Sie treten als Kuppe am Top der Schäferspitze und an der Steilkante von der Rappenspitze zum Bockbachtal auf. Der Radiolarit bildet cm- bis dm-mächtige, dünnbankige Schichten. Im frischen Anschlag können vereinzelt Radiolarien mit der Lupe als helle, kugelige Gebilde in einer krypto- bis mikrokristallinen, kieseligen Matrix erkannt werden. Der Kieselsäuregehalt schwankt innerhalb der Abfolge und führt zur Ausbildung von splittrigen Kieselkalken und kieselig-mergeligen Zwischenmitteln. Die Schichtflächen sind wellig und zeigen SiO<sub>2</sub>-verheilte Risse.

Aptychenschichten treten mit den Radiolariten in einem breiten, stark tektonisierten Streifen am Wösterhorn, Schäferköpfe und Rappenspitze auf. An der Rappenspitze biegt die Schuppenzone nach E um und schneidet das Bockbachtal zwischen Großbach und Äpele. Morphologisch bildet die kalkige Formation anhaltende Steilstufen und Felsrippen aus. Die Aptychenschichten bestehen aus einer Abfolge von cremefarbenen, plattigen bis bankigen und mikritischen Kalksteinen und Mergelkalken, die häufig mit kalzitisch verheilten Klüften im mm-Bereich durchsetzt sind. Zwischen den Kalksteinen treten dunkel-braune bis schwarze, dünnhäutige, tonige Mittel auf, die bei intensiver Verfallung ausgeschmiert sind. Die basale Schichtabfolge entwickelt sich auf wenigen Metern mit grünlich bis rötlichen Kalken und Mergeln aus den Radiolariten. Zwischen Wösterhorn in Richtung Osten werden die Aptychenschichten mergeliger und bekommen eine hellbraune bis schmutzigbraune Färbung. Die Morphologie wird zunehmend weicher und die Grenze zu den Kreideschiefern ist kaum noch zu erkennen.

Aufschlüsse der im Bericht 1998 beschriebenen Kartiereinheit Jura-Unterkreide in Schwellenfazies treten am Monzabongrat und der Südlichen Wösterspitze auf. Im Sommer 1999 konnte eine Zunahme der Beckenfazies in Richtung NE zum Kälbergümpel erkannt werden. Hier stehen in unterschiedlicher Ausbildung eine geringmächtige Abfolge von differenzierbaren Allgäuschichten, Radiolariten und Aptychenschichten an. Die Lechtaler Kreideschiefer stellen die jüngste mesozoische Einheit des Kartiergebietes dar. Sie bilden aufgrund ihres tonigen bis mergeligen Charakters eine weiche Morphologie in Gestalt von Verebnungen und Senken aus. Die Formation ist weit verbreitet und tritt am Ochsen-gümpel in Richtung Rauher Kopf, zwischen Krabachspitze und Südlicher Wösterspitze sowie zwischen Wösterhorn und Wöstersattel, am Großbach und im Bockbachtal auf. Auffällig ist die Verwitterung der klastischen Abfolge in feinen schieferig-plattigen Detritus, der oftmals in Halden angehäuft ist. Es handelt sich um dunkelgraue, mitunter schwarze Mergel und Tonschiefer mit einer gele-

gentlich griffeligen Ausbildung. Die in den Mergeln auftretenden Glimmer verleihen ihnen einen seidigen Glanz. Besonders in den unteren Partien sind mittelkörnige, wenige Zentimeter mächtige, Quarz führende Kalkarenite eingeschaltet. An der Ostflanke des Rauher Kopf tritt 10–12 m unterhalb des Hauptdolomits der Inntaldecke auf 2330 m Höhe ein 70x30 cm großer, gebankter Hauptdolomit-Block (Olisthostrom?) innerhalb einer tonig-schieferigen Abfolge auf.

In den Sommermonaten 1999 wurde besonderer Wert auf die Kartierung des Quartärs gelegt. Die Einteilung erfolgte in pleistozäne Moränen sowie holozäne Hangschuttkegel, Hangschutt, Blockschutt, Terrassenschotter, Seetone, Muren- und Bachschuttkegel.

### Tektonik

Der Baustil des Kartiergebietes ist im Wesentlichen durch eine nach SW einfallende Rampe der Allgäudecke kontrolliert worden, die schon während der Überschiebung der Braunarispitz- (Wösterspitz)- und Allgäuer-Hauptkamm-Schuppe angelegt worden war und eine Internverschuppung der auffahrenden Lechtaldecke zur

Folge hatte. Die Überschiebung erfolgte aus südöstlicher Richtung und führte zu einer Schuppenzone im frontalen Bereich der Rampe und zu einem einfachen Sattel bei Lech. Der basale Schrägschnitt der triassischen und jurassischen Schichtglieder von der Höllenspitze zur Göldebodenalm ist durch die Überschiebung der Lechtaldecke aus SE über die nach SW abtauchende Allgäudecke zu erklären. Die hier vertretene Grenzführung der Allgäu- zur Lechtaldecke ist im untersuchten Gebiet heftig umstritten und führte in der Literatur zu den unterschiedlichsten Vorstellungen. Erst die Untersuchungen von TOLLMANN in den 70er Jahren ergaben einen Vorschlag, der durch eigene Beobachtungen nachvollzogen und unterstützt werden kann. Als höchste deckentektonische Einheit wurde schließlich die Rüfispitz-Deckscholle als Teil der Inntaldecke im SE des Kartiergebietes abgetrennt. Hier zeigt sich eine Überschiebung von Hauptdolomit auf die weichen Sedimente der Lechtaler Kreideschiefer. Die im Bericht 1998 vermutete Ausbildung einer großräumigen Duplex-Struktur im Raum Lech – Warth konnte im Sommer 1999 durch die Kartierung der nördlichen Gebiete bis zur Höllenspitze unterstützt werden.

## 148 Brenner

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Quartär des Obernbergtales auf Blatt 148 Brenner

JANUSZ MAGIERA  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In dem obersten Teil des Obernbergtales, unter dem Portjoch, in einer Höhe von 1600–1800 m sind kleinere Vorkommen von gering mächtigen Moränendecken erhalten. Sie bestehen aus Schutt und Felsblöcken, die bis zu mehreren Metern Größe erreichen. Stellenweise bilden sie niedrige, langgezogene Wälle, die Seitenmoränen sehr ähnlich sind. In den Kesseln unter dem Portjoch und dem Grubenkopf, in einer Höhe von ungefähr 1900–2050 m, haben sich niedrige und kleinräumige Wälle aus Grundmoräne erhalten.

Spuren einer viel intensiveren spätglazialen Vergletscherung sind in den südöstlichen Tälern, oberhalb von Kaserwald und in der Umgebung des Obernbergersees sichtbar. Der Talgrund ist dort mit Felsblöcken von einem Durchmesser bis zu über 10 Meter bedeckt. Das Blockwerk erstreckt sich in der Umgebung des Obernbergersees von einer Höhe von etwa 1800 m, bis zur Umgebung der Berghütte (ca. 1450 m). Die Felsblöcke stammen aus den Hängen des Tales. Infolge von Bergstürzen, wahrscheinlich aus den Wänden der Allerleigrube und des Geierskragens (2309 m), kamen diese Blöcke auf der Oberfläche des Gletschers zu liegen, der sie dann talabwärts beförderte. Nach dem Abschmelzen des Eises wurden die Felsblöcke auf dem Talgrund, wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, abgelagert. Das viele Wasser, das infolge des Abschmelzens der Gletscher frei wurde und die Felsspalten und die Verwitterungsdecke erfüllte, begünstigte periglaziales Frieren und somit die Entstehung der ausgedehnten Bergstürze. Ähnliches Blockwerk aus dieser Periode ist aus der polnischen Westtatra („Wantule“ in Mala Laka Tal) bekannt.

Der oberste Teil des Obernberger Gletschers, der oberhalb des heutigen Obernbergersees lag, war länger aktiv als der untere Teil. Viele der erwähnten Felsblöcke wurden durch diesen Gletscher am Fuße der Ostabhänge des Kleinen Tribulaun in einer Höhe von etwa 1500 m gelagert. Der Form nach handelt es sich um etwa 40–80 m hohe Endmoränenwälle. Der mittlere und der nördliche Wall stauen das Wasser aus dem Tal, wodurch der Obernberger See entstand. Es existiert auch die Meinung, dass diese Wälle durch Bergstürze aus dem Kleinen Tribulaun entstanden. Die Hauptmasse der Felsblöcke, aus denen die Wälle aufgebaut sind, stammt jedoch nicht aus dem Kleinen Tribulaun, sondern aus dem erwähnten südöstlichen Teil des Obernbergtales.

Spuren der späten Würmeiszeit haben sich auch in den Tälern erhalten, die vom Süden ins Obernbergtal münden. Auf der Karalm ist in einer Höhe von 1740–1770 m ein deutlicher Wall einer Endmoräne zu sehen. Ein anderer, mehr abgeschwemmter Wall befindet sich in einer Höhe von etwa 1780–1800 m. Der obere Teil dieses muldenförmigen Tales ist mit Schutt bedeckt, der infolge der gegenwärtigen periglazialen Prozesse schön ausgeprägte Girlanden und Schutfächer bildet.

Im Griessenbachtal reichte der Gletscher bis zur Umgebung der Almhütten auf der Niederbergeralm (ca. 1740–1780 m). Dort hinterließ er eine Endmoräne, die jetzt schon stark erodiert ist. Oberhalb dieser Moräne ist der Talgrund mit postglazialen Schutt und Felsblöcken bedeckt.

Der Grund des mittleren Teiles des Obernbergtales (in der Umgebung von Obernberg), der reich an schön erhaltenen Kameshügeln ist, wurde im Bericht für das Jahr 1998 beschrieben.

Unterhalb von Obernberg gibt es in diesem Tal weder Moränen noch Kames. Der linke (nordwestliche) Abhang weist zwei Niveaus von Eisrandsedimenten auf. Das obere Niveau hat die Form eines ausgedehnten Streifens Schutt mit leicht abgerundeten Blöcken, in der Umge-

bung der Kastnerbergalm und nordöstlich davon (1540–1820 m). Eine deutliche Geländekante ist oberhalb des Außertals in einer Höhe von 1550 m zu sehen und steigt in Richtung Kastnerbergalm bis zu einer Höhe von 1650 m an.

Das untere Niveau ist besser erhalten und erstreckt sich ohne Unterbrechung von Innertal bis Gasse, indem es den Talabhang, fast vom Talgrund bis zu einer Höhe von etwa 1500 m (d.h. bis 80 m über dem Talgrund im Innertal und bis 280 m über dem in der Gasse), bedeckt. Eine deutliche Geländekante dieses Niveaus kommt von einer Höhe von 60 m über dem Innertalgrund (ca. 1450 m) bis 100 m über den Talgrund in Gasse (ca. 1340 m) vor. Das tiefere Niveau ist auch am rechten (südöstlichen) Talabhang, unterhalb von Vinaders erkennbar und reicht auch bis zu einer Höhe von etwa 100 m über dem Talgrund.

Die beiden Niveaus entstanden infolge der Gletscheraktivität in zwei aufeinanderfolgenden Stadien der späten Würmeiszeit, von denen eines (das Untere ?) möglicherweise dem Steinachstadium entspricht.

Spuren aus älteren Stadien sind über dem Obernbergtalgrund in Form von zwei Verebnungen, die von unten mit Geländekanten begrenzt sind, dokumentiert. Die untere Geländekante ist undeutlich und verläuft in einer Höhe von etwa 1630–1660 m, die obere ist deutlicher und liegt in einer Höhe von etwa 1760–1800 m. Die beiden Verebnungen sind stellenweise mit leicht abgerundetem Schutt bedeckt. Besonders ausgedehnte Schuttkörper bedecken die obere Verebnung in der Umgebung der Egger Mäher.

Das Nösslacher Plateau erstreckt sich entlang des westlichen Wipptal-Abhanges und beginnt nördlich vom Ausgang des Obernbergtals und endet etwas südlich von Steinach. Es liegt in einer Höhe von etwa 1300–1400 m. Es ist dies ein breites, felsiges Plateau mit einer unebenen Oberfläche. Die Einsenkungen sind mit fluvioglazialen Ablagerungen gefüllt, es sind dies Schutt mit einer Menge Kies und abgerundeten Felsblöcken.

Abgerundete Gesteinsblöcke bedecken auch die Hänge oberhalb des Nösslacher Plateaus. Am höchsten reichen sie im Tal des Schlierbachs hinauf, nämlich bis zu einer Höhe von 1600 m. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um die Reste eines Schwemmkegels, der durch das Wasser aufgeschüttet wurde, das von der oben erwähnten Verebnung Egger Mäher herabfließt.

Zwei weitere Schwemmkegel sieht man weiter nordwärts, beim Ausgang der Täler in der Umgebung von Hagaten und Gatt. Diese Schwemmkegel entstanden wahrscheinlich in der späten Würmeiszeit, als das Wipptal unterhalb von Nösslachplateau noch mit Eis ausgefüllt war.

Etwas nördlich von Außernösslach endet das Plateau, und an den felsigen Abhängen, die in Richtung Siegreit im Wipptal abfallen, haben sich fluvioglaziale Ablagerungen nur in zwei Streifen erhalten, die sich oberhalb der Velperquelle befinden (am Weg zum Gasthof Bergeralm).

## 175 Sterzing

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen auf Blatt 175 Sterzing

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Sommers 1999 betraf das Gebiet S des Brennerpasses zwischen Silltal und Schlüsseljoch im E und den N-Bereich des Pflerschtals zwischen dem W-Kartenrand und Gossensaß im W.

Für die Aufnahmen des Bereiches zwischen Silltal und Schlüsseljoch wurden die Arbeiten von V. FENTI & C. FRIZ (1972), W. FRISCH (1975) und die geologische Karte Pfitschtal – Pfunders von B. LAMMERER (1988) als Grundlage genommen.

Die Kartierung des Jahres 1999 im E des Eisacktales beschränkte sich auf die Gesteinsabfolge im Hangenden des Zentralgneises. Dieser ist im oberen Silltal S des Kuhberges aufgeschlossen. Darüber folgt meist ein Band von Zentralgneistektonit, weiters Biotitgneis und Amphibolit des „Alten Daches“. Über einer geringmächtigen Abfolge von Quarzit, ocker-bräunlichem Kalkmarmor und Dolomit folgen Graphitschiefer und Quarzite. Den größten Raum im kartierten Gebiet nimmt der Hochstegenmarmor ein. Die tiefere Lage streicht vom Sockel des Wolfendorns in SW-Richtung zwischen Gröbneralm und Luegeralm im S und Geigerspitze und Mäuerlscharte im N und ist bis W der Brenner Bundesstraße zu verfolgen. Schwarzphyllite und Quarzite, die dieses Stockwerk des Hochstegenmarmors überlagern, zeigen Anhäufung von Disthen. Dieser tritt auf Schicht beziehungsweise Schieferungsflächen auf. Die Serie streicht vom Kammbereich zwischen Wolfendorn und Flatschjoch entlang dem Talbereich des

Luegerbaches. N der Postalm treten über dem Hochstegenmarmor weiße Quarzite und silbrige Phyllite auf. Phyllite und Arkosen der Kaserer Serie, welche vom Venntal im N über dem Kuhberg streichend und auch noch S des Silltales beobachtet werden können, scheinen im Bereich um die Postalm auszuweichen.

Zwischen Brennerpaß und dem Gasthof Brennerwolf lagert kalkreicher Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit der Glocknerdecke scheinbar direkt auf Hochstegenmarmor.

Von der Basis des Wolfendorngipfels streichend, entlang des Grates S vom Wolfendorn über das Flatschjoch, talauswärts bis 1900 Seehöhe folgt eine Einschaltung von weißem Quarzit, wechsellagernd mit Dolomit, und darüber hellockerbrauner bis weißer Glimmerkalkmarmor. Die streichende Fortsetzung verläuft E des Eisacktales bis in das Gebiet der Badalm in etwa 1600 Seehöhe. Die Einschaltung wird ihrerseits von Hochstegenmarmor überlagert. Er streicht vom Gebiet E der Flatschspitze entlang dem Grat S der Luegeralm in den Bereich E der Gröbneralm. Hangend folgen Gesteine der Kaserer Serie vor allem Schwarzphyllit, Kalkschiefer bis Kalkphyllit daneben hellgrauer Arkoseschiefer und weißer Quarzit. Die Kaserer Serie baut das Gebiet zwischen Badalm, Flatschspitze bis zum Schlüsseljoch auf. Die Grenze zur Glocknerserie mit basaler Permo-Trias verläuft vom Pfitschtal S Kematen über das Schlüsseljoch, entlang des Zirogbaches zur Badalm. S dieser Linie treten Gesteine der Glocknerdecke auf. Sie bilden den Kammbereich der Daxspitze. Es überwiegen Kalkschiefer und Kalkphyllit. Untergeordnet treten Schwarzphyllit, Kalkglimmerschiefer und Grünschiefer auf.

W der Eisack tritt als liegendstes Schichtglied die tiefer Hochstegenmarmorlage S des Brennerpasses auf. Darüber folgt ein schmales Band bestehend aus Serizitphyllit, Quarzit, Dolomit und kalkfreie bis kalkarme Phyllite bis Serizitphyllite. Es handelt sich dabei um die streichende Fortsetzung der am Kuhberg zur Luegeralm angeordneten Gesteine der Kaserer Serie und Basis der Glocknerdecke. Die hangende Abfolge von Kalk führenden Schiefer bis Schwarzphyllit mit Einschaltung von Serizitphyllit und Quarzit bilden, stark reduziert, die streichende Fortsetzung des Profiles des Wolfendorns und des Gebietes Flatschjoch bis zum Schlüsseljoch. Ein markantes Grünschieferband schließt den Bereich der penninischen Schieferhüllengesteine ab. Es lässt sich SW Grieb am Brenner über die Sattelalm bis N Gossensaß verfolgen. Gesteine der Matreier Zone bestehend aus Dolomit- und Kalkmarmor, Quarzit, Serizitphyllit und Quarzphyllit streichen zwischen dem Grünschieferhorizont und dem Öztalkristallin im S und Quarzphyllit der Steinacher Decke im N entlang dem Eisacktal nach S.

Ein weiterer Schwerpunkt der Kartierung des Jahres 1999 war der N Bereich des Pflerschtales. Gesteine des Öztalkristallins bauen die talnahen Felswände N des Pflerschtales auf. Es sind teilweise helle muskovitreiche Paragneise im W Bereich, eher Zweiglimmerschiefer bis biotitreiche Paragneise im E. Die Grenze zwischen dem Kristallin und dem nur teilweise aufgeschlossenen Quarzit und Quarzkonglomerat an der Basis des Brennermesozoikums verläuft vom W Rand des Kartenblattes entlang dem Graben N des Gogelberges in SE-Richtung. Hangend der Transgressionsserie folgt der Untere Dolomit (Wettersteindolomit). Durch Schrägzuschnitt keilt N des Gogelberges der untere Dolomit aus. Es treten dadurch Quarzite und Quarzkonglomerate der Basis des Brennermesozoikums S der Tribulaunhütte direkt neben die den Unteren Dolomit überlagernden Raibler Schichten auf. Letztere, teils Karbonat führende, teils quarzitisches, sandige, bräunliche bis grünlich-silbrige Schiefer bilden den Grenzhorizont zwischen Unterem und Oberem Dolomit (Hauptdolomit). Aufschlüsse sind nicht durchgehend zu beobachten, allerdings markiert eine markante Geländestufe den Wechsel von Unterem und Oberem Dolomit. Dieser ist am W Kartenrand mächtig ausgebildet und baut den Pflerscher und Gschnitzer Tribulaun auf. An der Schneetalscharte taucht der Obere Dolomit gegen E ab und bildet die tieferen Partien des Nördlichen Roßlaufs, der Roßspitze und des südlichen Roßlaufs. In den Hangendpartien ist der Obere Dolomit als gebankter weißer Kalkmarmor bis Bänderkalkmarmor ausgebildet. Gegen E streicht er einerseits zur Steiner Alm N von Obernberg andererseits entlang des Pflerschtales bis Außer-Giggelberg und ist von dort nach N entlang der Eisack bis zum Wechselbach, S des Brennerpasses, zu verfolgen. Wei-

ter gegen N findet er sich als Schollen im Grenzbereich zum Quarzphyllit bis etwa zur Sattelalm auf italienischem Staatsgebiet.

Hangend folgt Quarzphyllit. Der den Oberen Dolomit überlagernde Quarzphyllit kann vom Nördlichen Roßlauf, dem Wandfuß der Pfeiferspitzen, im W als Einschaltung unterhalb des Gipfels der Rotspitze bis zum Portjoch verfolgt werden. Die Mächtigkeit der Quarzphyllitlage in diesem Bereich liegt durchwegs um 10 m. Gegen E nimmt die Mächtigkeit des Quarzphyllits stark zu und erreicht im Gebiet S des Geierkragens 300 m. Nach N dünnt die Lage allmählich aus und ist SE des Kreuzjochs auf wenige m reduziert. E der Schneetalscharte, Schwarze Wand, Obernberger Tribulaun und Kleiner Tribulaun, Nördlicher Roßlauf, Rotspitze und Pfeiferspitzen und schließlich bis zum Südlichen Roßlauf lagert über Quarzphyllit der Metamorphe Kalkkomplex. Es handelt sich um eine Wechselfolge aus Kalkmarmor, Kalkphyllit, Quarzit und Graphitphyllit mit Quarzphylliteinschaltungen. Die gesamte Abfolge erreicht in der Schwarzen Wand etwa 300 m Mächtigkeit. Ab dem Portjoch nach E fehlt die zusammenhängende Abfolge des Metamorphen Kalkkomplexes. Es sind E des Portjoches am Grubenjoch, Geierskragen und Sandjochl am Kammbereich, N des Beerflecks und an den nordstreichenden Schrofen S der Allerleigrube 10–20 m mächtige Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllit innerhalb von Quarzphyllit zu beobachten. Zwischen Sandjochl und Wechselalm treten kleinere Vorkommen SE des Kammbereiches auf, die an der Militärstraße zwischen Wechselbach und Steinbach ESE des Kreuzjoches 80 m Mächtigkeit erreichen.

Nachdem das Öztalkristallin S des Wechselbaches ausgekeilt ist, liegt Brennermesozoikum eingeklemmt zwischen Grünschiefer der Glocknerdecke mit einer Überlagerung von Gesteinen der stark reduzierten Matreier Zone und überlagerndem Quarzphyllit.

Quartäre Bedeckung besitzt im kartiertem Gebiet breiten Raum. Große Moränenbedeckung findet sich vor allem W der Eisack im Gebiet der Ziroggalm und der Gröbner Alm. Blockgletscher konnten an den Abhängen des Grates N der Daxspitze zur Ziroggalm beobachtet werden.

Größere Block- und Schutthalden sind randlich der Felswände die von Hochstegenmarmor im Gebiet des Wolfendorns aufgebaut werden, und im S an den Abhängen der Daxspitze zur Ziroggalm beziehungsweise nach S in das Pfitschtal.

W des Eisacktales ist die quartäre Bedeckung meist sehr gering mächtig. Größere Moränenablagerungen sind im Bereich der Sattelalm und Wechselalm.

Mächtige Schuttkegel, bestehend aus Dolomitmaterial (Wetterstein- und Hauptdolomit), im Pflerschtal zwischen Anichen und Ast werden wirtschaftlich genutzt.

## 178 Hopfgarten in Deferegggen

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Ostalpinen Altkristallin auf Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen**

BERNHARD SCHULZ  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Von einer Arbeitsgruppe des Instituts für Geologie der TU Bergakademie Freiberg/Sachsen und des Instituts für

Geologie und Mineralogie der Universität Erlangen wurden die geologischen Aufnahmen auf Blatt Hopfgarten in Deferegggen fortgeführt. Acht Diplomkandidaten begannen mit ihren Kartierungen südlich des Deferegggentals mit den Ortschaften Hopfgarten, Dölach und Huben im Bereich der Täler des Zwenewaldbachs, des Grünalmbachs und des Michelbachs im Ostteil des Blattes ÖK 178. Die einzelnen Gebiete sind mit folgenden Ortsangaben abgegrenzt:

- 1) Altkristallin westlich des Zwenewaldbachs zwischen Bloshütte und der Schwarzach (U. SCHRÖDER, Freiberg).
- 2) Altkristallin östlich des Zwenewaldbachs zwischen Ochsenbichl und der Schwarzach (S. HERING, Erlangen).
- 3) Altkristallin westlich des Grünalmbachs zwischen der Innerbachalm und der Schwarzach (A. PÖRSCHKE, Freiberg).
- 4) Altkristallin östlich des Grünalmbachs zwischen dem Mauskopf und der Schwarzach (I. WOLLER, Freiberg).
- 5) Altkristallin des hinteren Grünalmbachtals (M. DASSINIEN, Freiberg).
- 6) Altkristallin südlich der Schwarzach zwischen Huben und Rudnig (I. RUPF, Freiberg).
- 7) Altkristallin östlich des Michelbachtals zwischen Rudnig und Schneidegg (I. GERSTÄCKER, Freiberg).
- 8) Altkristallin des hinteren Michelbachtals (B. BINDER, Freiberg).

In allen Kartiergebieten stehen metamorphe Gesteinsfolgen an. Von N nach S treten auf: eine Biotitgneis-Serie, eine Paragneis-Serie mit Amphiboliten und Marmoren und eine monotone Paragneis-Glimmerschiefer-Serie. Die Kataklastite und Mylonite der Deferegg-Antholz-Vals-Linie (DAV) trennen die Biotitgneis-Serie von den südlichen Serien ab.

Die Biotitgneis-Serie streicht südlich der Schwarzach aus und baut die steilen Hänge zur Gagenalm, zum Firstkogel und am Tiefenbachtal südlich von Dölach auf. Die Serie besteht aus Biotit-Plagioklas-Paragneisen, quarzischen Biotit-Paragneisen und Zweiglimmerschiefern. In letzteren sind bereichsweise Muscovit-Blasten zu beobachten. Granat kommt gelegentlich vor. Meist treten die Gneise in dm- bis m-dicken Lagen und Bänken auf und sind in aufrechten Falten mit Spannweiten über 10 m verformt. Das Streichen der Hauptfoliation liegt bei WNW, mit durch die Verfallung bedingtem Fallen zumeist steil nach SSW, aber auch steil nach NNE. Eingeschaltet sind Graphitschiefer im Runichwald südlich von Dölach und einige dm-mächtige Amphibolite im Bereich der Außerbachalm, der Naßfeldalm und bei 1450 m südlich von Poling. Bei Poling fand sich auch ein Turmalinschiefer. Weiterhin sind häufig dm- bis m-dicke Quarz-Feldspat-Pegmatite mit Muscovit, Turmalin und manchmal auch Granat und Spodumen in die Paragneise eingelagert. Diese Pegmatite liegen häufig parallel zur Foliation des Nebengesteins. Sie sind fallweise nicht oder nur randlich foliiert, können aber auch durchgreifend geschiefert sein. Die Deformation dieser wahrscheinlich im Perm in die variskisch geprägten Nebengesteine intrudierten Pegmatite muss noch an Dünnschliffen untersucht werden. Nach S und mit Annäherung an die DAV sind die Gesteine der Biotitgneis-Serie stärker chloritisiert. Im Bereich des Naßfelds schaltet sich noch eine etwa 400 m breit austreichende Folge von Chlorit-Muscovit-Schiefern zwischen Biotitgneis-Serie und DAV ein.

Die Deferegg-Antholz-Vals-Linie ist im aufgenommenen Abschnitt als 200–300 m breite Kataklasten-Zone ausgebildet. Sie streicht von W her über steil eingeschnittene Rinnen der Bichleralm zur Gagenalm. Östlich des Zwenewaldbachs ist die Störungszone südlich der Zirbenalm entlang eines Forstwegs gut im Profil abgeschlossen. Weiter verläuft die steil nach SSW fallende Störung 200 m südlich des Firstkogels, streicht durch das Grünalmbachtal zwischen Außerbachalm und Innerbachalm und quert dann das Naßfeld etwas südlich der Naß-

feldalm. Meist sind Kataklastite aus zerscherten Paragneisen und Ultra-Kataklastite zu finden. Bei der Gagenalm kommen auch feingebänderte schwarze Mylonite vor. Südlich der Naßfeldalm, südlich der Zirbenalm und in der Gagenalm tritt kataklasierter Tonalit oder Tonalit-Porphyr auf. Weiterhin sind feinlagige und feinkörnige Karbonatgesteine im Bereich der Störungszone aufgeschlossen. Mit isotopeochemischen Analysen soll geklärt werden, ob diese Karbonatgesteine aus Marmoren der Serie südlich der DAV oder aus ehemaligen Trias-Schuppen wie am Staller Sattel entstanden.

Das südlich an die DAV grenzende Altkristallin wird aus der liegenden Paragneisserie mit Amphiboliten und Marmoren („Bunte Serie“) und hangenden monoton wechselagernden Paragneisen und Glimmerschiefern („Plattige Serie“) aufgebaut. Die Serie mit den Amphiboliten und Marmoren streicht von W her im Rücken zwischen Gagenalm und Zeigerle sowie im Rücken der Grünalm bei 2180 m aus. Weiter nach E bildet sie in den Einschnitten des Grünalmbachs und des Michelbachs den Kern einer WNW–ESE-streichenden Antiklinalstruktur (Michelbach-Antiklinale) mit einer halbsteil nach SSW einfallenden Süd- und einer steil nach SSW bis NNE einfallenden Nordflanke. Die Spannweite der Antiklinale beträgt etwa 1 km. Am Rudnig schließt sich dann nach N eine aufrechte enge Synklinale an. Charakteristisch für die bunte Serie sind etliche Linsen und Lagen mit mehrere Meter mächtigen grobkörnigen Amphiboliten und weißen Calcitmarmoren. Größere Vorkommen von Amphibolit und Marmor fanden sich im Grünalmbachtal südlich der Innerbachalm, in der Weißen Wand östlich des Rudnig und entlang von Forstwegen südöstlich der Wirtsalm. Nordöstlich des Rudnig im Abhang zum Naßfeld steht mit 800 m streichender Länge und 200 m Breite ein grobkörniger Muscovit-Orthogneis mit Mikroklin-Augen an. Die südliche und hangende Begrenzung der Paragneisserie mit Amphiboliten und Marmoren bildet ein 50–100 m mächtiger grobkörniger Sillimanit-Biotit-Glimmerschiefer, der oft Granat führt und eine netzartig verzweigte Foliation aufweist. Dieses Gestein lässt sich von der Klosterfrauenalm an der Westseite des Michelbachtals bis unterhalb der Wirtsalm kartieren. Im Grünalmbachtal tritt dieses Gestein unterhalb der Gumplalm auf und kann über den Rücken der Grünalm bis ins Zwenewaldbach-Tal verfolgt werden. Typisch für die Serie der Paragneise mit Amphiboliten und Marmoren sind wieder grobkörnige Quarz-Feldspat-Pegmatite. Diese können mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen und sind hier deutlich häufiger als in den benachbarten Serien anzutreffen.

Die hangende monotone Serie mit im cm- bis dm-Bereich wechsellagernden Paragneisen und Glimmerschiefern („Plattige Serie“) baut den Südtail des aufgenommenen Areals auf. Im Grat zwischen Rudnig und Mauskopf überlagert die plattige Serie flachliegend die Michelbach-Antiklinal-Struktur. Südlich des Mauskopf, am Schneidegg und im Bereich der Michelbacheralpe fällt die Foliation dann halbsteil nach S bis SW. Dies gilt auch einheitlich für das hintere Grünalmbachtal. Im Osthang des Zwenewaldbachtals und um den Ochsenbichl deutet sich dann eine Synform mit einer Spannweite im km-Bereich und mit nach WNW tauchender Achse an. In den Glimmerschiefern der plattigen Serie tritt öfters Granat auf. Staurolith kann bis 1 cm Größe erreichen und war am Mauskopf, am Hohen Stierbichl und um den Stierbichlsee häufig anzutreffen. Als besondere Einlagerungen in den psammopelitischen Paragesteinen kommen häufiger geringmächtige Kalksilikatgneis-Linsen vor. Am Blitzkofel

und in den Schrofen südöstlich davon tritt ein bis 2 m mächtiger grobkörniger blaugrau gefärbter Kalkmarmor auf. Dieser unterscheidet sich deutlich von den weißen Marmoren in der liegenden Paragneis-Serie mit Amphiboliten und Marmoren. Selten sind Einlagerungen von Graphitquarzit und hellem Orthogneis anzutreffen. Am Hohen Stierbichl war ein foliationsparallel eingeschalteter 1–2 m mächtiger Quarz-Feldspat-Pegmatit über 1 km streichend zu verfolgen. Kleinere und nur wenige m aushaltende Pegmatite kommen in der plattigen Serie nur nördlich des Hohen Stierbichls vor.

Abgesehen von den zahlreichen Quarz-Feldspat-Pegmatiten sind Ganggesteine im begangenen Areal selten. Zu erwähnen ist ein mittelkörniger NW–SE-streichender und steil nach SW fallender Tonalit-Porphyr in der Michelbacheralpe unterhalb des Garnitzsees. Der 10 m mächtige Gang lässt sich über etwa 1,3 km bis über den Grat weiter nach W verfolgen. Ein 20 cm dicker Lamprophyr mit feinkörniger grünlicher Grundmasse und Amphibol-Einsprenglingen war im hinteren Grünalmbachtal südlich der Ochsenalm und nordöstlich der Greinspitze zu finden.

Rückzugsstadien des Spätglazials kommen bei der Innerbachalm im Grünalmbachtal auf 1550 m vor. Im gleichen Tal ist südlich der Ochsenalm (2044 m) im Verlandungsbereich eines ehemaligen Sees ein Moor entwickelt. Bei der Hangtektonik sind die Talzuschiebe der Ranigesalm und der Hohen Drage südlich von Hopfgarten von Bedeutung. Der Talzuschiebe von der Ranigesalm hat am Fuß bei 1100 m eine Breite von 1,3 km. Die auch im Kartenbild morphologisch hervortretende Abrisskante liegt bei 1800 m. Der Talzuschiebe Hohe Drage weist ein deutlich steileres Gefälle auf und erreicht am Fuß bei 1000 m eine Breite von 1,5 km. Die obere Abrisskante liegt bei 2100 m. Bis 200 m hinter der Abrisskante liegende tiefe Nackentäler zeigen weitreichendes Eingreifen der Absetzbewegungen ins Festgestein an. Die Abrisskante ist durch Felstürme im Biotitgneis und Felsstürze gekennzeichnet. Die Absetzmasse wird intern durch große Rinnenanbrüche gegliedert. Einige dieser Rinnen erreichen die Schwarzach am Fuß des Talzuschiebes.

### **Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Winkeltales auf Blatt 178 Hopfgarten in Deferegg**

SIEGFRIED SIEGESMUND, T. HEINRICHS, H. OPPERMANN,  
A. TISCHER, M. LÜRKENS, P. FESER, M. KNAAK, A. ZEISIG,  
D. DOMAN, A. HAHN & K. OHM  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die im Jahre 1995 von der Arbeitsgruppe des Institutes für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen begonnenen geologischen Aufnahmen auf Blatt Hopfgarten im Deferegg wurden fortgesetzt. Die beiden erstgenannten Berichtersteller betreuten hierbei neun Kartierungen zwischen dem Schwarzach- und dem Pustertal. Die endgültige Ausarbeitung der begonnenen Arbeiten ist noch nicht abgeschlossen. Alle Gebiete liegen ausschließlich im ostalpinen Altkristallin (Zone der Alten Gneise). In allen Kartiergebieten stehen außer dem Quartär die Gesteinsabfolgen des ostalpinen Altkristallins der Deferegger Alpen südlich des Tauernfensters an. Das Altkristallin wird durch die steilstehende, spätalpidische Deferegg-Antholz-Vals-Linie (DAV) in einen N-Block und einen S-Block unterteilt, wobei die heurigen Kartier-

gebiete nur Südblockgesteine aufweisen. Die einzelnen Gebiete sind durch folgende Ortsangaben abgrenzbar:

- 1) Bloshütte – W' Ochsenbichl – Hohegg – Beim Kreuz – E' Regenstein – Goritzwald (H. OPPERMANN)
- 2) N' und E' des Winkeltales – Grat vom Grabenstein über die Althauscharte bis zum Gipfel „Hohes Haus“ – Moosbach entlang der Brandalm bis zur Mooshofalm (A. TISCHER)
- 3) Winkeltalbach – Grat der Arnhörner – Gitternetzlinien 188600–186500 (D. STROHMEYER)
- 4) Degenhorn – N' Arntaler Lenke – Grabensteinrat – Hohes Haus – Käseberg – Einattal – Schwarzer Graben – Remasseen – Alm „Beim Graben“ (M. LÜRKENS, P. FEESER, M. KNAAK)
- 5) SW' Winkeltal – Außervillgraten – Mooshofalm – Grat Gabesitten – Hohes Haus – Moosbach – Brandalm – Mitterwurzeralm – Brand (A. ZEISIG)
- 6) S' Außervillgraten – Villgratental – Winkeltal – Bichler – E' Grafenbach – Gabesittenhang – S' Verseller Alm – Mitterwurzenalm – Brand (D. DOMAN)
- 7) Hohe Kreuz – Hohe Haus – Gabesitten – Gabesittenhang – Käseberg – Nöckl – Straße Ausservillgraten/Innervillgraten (A. HAHN)
- 8) Schwarzer Graben – Käseberg – Innervillgraten – Grat zwischen Schwarzem Graben und Grumauerberg – Kamplasegg – Villgratenbach (K. OHM).

#### **Bloshütte – W' Ochsenbichl – Hohegg – Beim Kreuz – E' Regenstein – Goritzwald** (H. OPPERMANN)

Zwei E–W-verlaufende, etwa 200 m hohe Karschwellen unterteilen das Gebiet morphologisch in drei Teilbereiche, denen die petrographische Einteilung i.w. folgt. Die zu beschreibende Paragneis-Serie zeigt durchwegs eine deutliche Hauptfoliation, die durch einen Materialwechsel im mm- bis dm-Bereich deutlich wird.

Im N' Bereich dominieren dünnbankige, mittelkörnige, biotitreiche Zwei-Glimmer-Gneise. Sie enthalten Biotit und Heliglimmer, wobei die Glimmerblättchen ungefähr parallel zur Hauptfoliation orientiert sind. Der Anteil an Quarz und Plagioklas ist variabel und prägt das gneis- oder auch schieferartige Erscheinungsbild der Gesteine: Ist ihr Anteil gering, so dominieren die Glimmerminerale und bilden unregelmäßig gewellte Strukturen parallel zur Hauptfoliation. Quarz- und plagioklasreiche Gesteine erscheinen bankiger und zeigen eine strengere Foliation. In beiden Fällen verursacht der hohe Biotit-Gehalt eine typische rostbraune Verwitterungsfarbe. Häufig sind die Biotit-Blättchen dann bereits an den Rändern oder vollständig ausgebleicht. Auf Foliationsflächen oder als Belag auf Klufflächen tritt Chlorit auf. Es gibt auch sehr quarzreiche hellgraue feinkörnige Bänke mit deutlicher Klüftung und sehr glatten Klufflächen. Sie enthalten Biotitlagen oder fein verteilten Biotit, aber nur wenig Plagioklas.

An der Kante der sich nach S anschließenden Karschwelle ist ein etwa 5 m mächtiger, + foliationsparalleler Pegmatit aufgeschlossen, der nicht deformiert ist. Er besteht aus etwa 5 mm großen Quarzkörnern, die manchmal durch große Muskovitblättchen getrennt werden. Der im Liegenden unmittelbar angrenzende Zweiglimmer-Gneis ist sehr eng geklüftet und stark bräunlich-gelb verwittert. Im Hangenden ist der Pegmatit von etwa 50 cm feinkörnigem grauen Gestein mit 1–2 mm großen Feldspatkristallen umgeben.

Im Bereich zwischen N' und S' Karschwelle wechseln Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise mit quarzitisches Gneisen. Nach S werden diese quarzitisches Bänke immer

häufiger und prägen die Morphologie (Blitzkofel). Danach nimmt der Feldspat-Gehalt deutlich ab. So wird die Karsschwelle S' des Geigensees von einem dunkelgrauen quarzitischen Biotitgneis gebildet, welcher deutlich weniger Plagioklas enthält und feinkörniger ist als beispielsweise der quarz- und plagioklasreiche Gneis am Top des Blitzkofel. Noch einmal folgen nach S hellere gebänderte Gneise, dann, bis fast zum S-Grat, bankige quarzitisches Biotit-Gneise, zuweilen eingeschaltet sehr biotitreiche, plattige Biotitschiefer-Lagen. Diese Gesteine machen Grate und den Top des Hochecks aus. Am E-Hang des Regensteins beginnt mit relativ groben, hellglimmerreichen, unregelmäßig gewellt foliierten Zweiglimmer-Gneisen offenbar eine neue Gesteinseinheit. Wie die Grenzlinie zu den quarzitischen Biotit-Gneisen genau verläuft, muss noch untersucht werden.

In allen Para-Gesteinen treten foliationsparallele Quarzlinsen auf, welche in Richtung des Kornstreckungslinears L<sub>3</sub> (s.u.) gelängt sind. Ihre Größe variiert im mm- bis dm-Bereich, auch bis zu 1 m lange und 20 cm dicke Linsen treten auf. Foliationsparallele Quarzbänder im selben Größenbereich sind ebenfalls charakteristisch. In beiden Fällen handelt es sich um Relikte während der Anlage der Hauptfoliation isoklinal verfalteter Quarzbänder, wobei die Linsen als verformte, abgerissene ehemalige Faltscharniere interpretiert werden. W' des Geigensees ist ein solches isoklinal verformtes Quarzband als pygmatische Faltenstruktur mit in der Hauptfoliation liegender Faltenachsenfläche erhalten geblieben.

Manchmal prägen diese Quarzlinsen und -bänder die Morphologie. Im mittleren Teil des Kartiergebietes haben sie an einigen Stellen weiches Gestein vor Gletschererosion geschützt. So haben sich einzelne Klippen erhalten, während das umgebende Gestein erodiert ist.

Die beobachteten Gefügeelemente lassen sich nach SCHULZ (1988) wie folgt einordnen: Die gut ausgeprägte Hauptfoliation S<sub>2</sub> fällt fast überall mit 20–40° nach SSW ein; im S steiler als im N, wo sie umbiegt und schließlich mit ±10° nach NNE einfällt. Auf S<sub>2</sub> wurden in einer späteren Deformationsphase D<sub>3</sub> Kornstreckungs- und in glimmerreichen Lagen Crenulationslineare angelegt. Häufig sind offene bis enge Falten im cm- bis dm-Bereich. Die zugehörigen Faltenachsen B<sub>3</sub> sind den Linearen parallel und weisen flach nach SE. Die Faltenvergenz, soweit vorhanden, ist uneinheitlich. Interferenzmuster aufgrund einer späteren Überfaltung der in D<sub>3</sub> entstandenen Falten bei konstanter Einengungsrichtung konnten nicht eindeutig identifiziert werden, jedoch einige Faltenachsen sind nahezu rechtwinklig zu B<sub>3</sub>, welche muschelförmige Falten erzeugten.

Die Gesamtheit der S<sub>2</sub>-Werte deutet auf eine großbräumige Sattelstruktur mit SSE-vergentem S-Schenkel und nahezu horizontaler Faltenachse um 120/00.

Von bruchhafter Deformation zeugen Chlorit-Beläge und Harnische auf Kluft- und Störungsflächen. Viele Störungsflächen sind parallel zur Hauptfoliation orientiert.

Viele Hänge sind mit Blockschutt bedeckt, der im mittleren und nördlichen Bereich des Kartiergebietes teilweise überwachsen ist. Die Seitenbäche des Glauritbachs haben sich in ihre Schuttwälle tief eingeschnitten; der Glauritbach selbst hat im Mündungsbereich ein mehrere m mächtiges und ungefähr 100 m breites Schotterbett gebildet. Kare befinden sich S' des Blitzkofels und im Gebiet des Geigensees. Der Geigensee sowie zwei kleine, fast verlandete Seen SE' bzw. SW' davon sind Karseen.

## N' und E' des Winkeltals – Grat vom Grabenstein über die Althauscharte bis zum Gipfel „Hohes Haus“ – Moosbach entlang der Brandalm bis zur Mooshofalm (A. TISCHER)

Die in diesem Kartiergebiet anzutreffenden Gesteine lassen sich in vier lithologische Kartiereinheiten unterteilen. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis ist die tektonisch liegende Einheit. Diese bildet den Nordbereich des Gebietes und ist dort in Form von Abbruchkanten abgeschlossen. Hierbei handelt es sich um ein foliiertes, stellenweise im cm-Bereich verfaltetes Gestein mit leichter Crenulation. Muskovit und Biotit sind bis zu etwa 20 % und zu gleichen Anteilen im Gneis enthalten. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Plagioklas und Nebengemengteile wie Granat und Chlorit.

Die tektonisch höhere Einheit wird vom Zweiglimmer-Schiefer gebildet. Jener hat die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie der Zweiglimmer-Gneis, ist aber stärker crenuliert und geschiefert und daher nicht so massig. Er ist stellenweise im m-Bereich verfaltete. Auf den Foliationsflächen können die Glimmerminerale bis zu mehrere cm große Blättchen bilden. Das Gestein dieser Einheit ist am Grat, in Bachläufen sowie an vereinzelt Klippen im Süden nahe Moosbach anstehend. Im Zweiglimmer-Schiefer treten die Glimmerminerale ebenfalls zu gleichen Teilen auf, mit einem Gesamtanteil von etwa 25 %. Weitere Hauptbestandteile sind Quarz neben Granat, Chlorit, Amphibol und Plagioklas, wobei der Anteil von Plagioklas unter 20 % liegt. Der Zweiglimmer-Schiefer schließt im Norden an den Zweiglimmer-Gneis an. Der Zweiglimmer-Schiefer bildet den größten Teil des Kartiergebietes. Im südlichen Drittel des Gebietes nimmt der phyllitische Charakter zu.

Im Südwesten nahe dem Hohem Haus tritt verstärkt muskovitreicher Glimmerschiefer auf. Die Muskovitblättchen haben eine Größe von ungefähr 2–4 cm. Der Anteil von Biotit beträgt nur noch wenige Prozent. Die Größen der restlichen Körner wie Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit und Granat sind kleiner 0,05 mm.

Im Zweiglimmergneis und im Zweiglimmer-Schiefer sind parallel zur Hauptfoliation isoklinal verfaltete oder stellenweise abgescherte Faltscharniere bestehend aus Quarzbändern zu beobachten. Sie gehören zu einer ersten Deformationsphase (S<sub>1</sub>). Der Mineralbestand setzt sich aus Feldspat, dunklen Phyllosilikaten und hauptsächlich Quarz zusammen. Die Korndurchmesser liegen bei 0,02–1 mm. Er ist feinkörniger und enthält mehr Plagioklas als der Zweiglimmer-Schiefer und -Gneis.

Weiterhin sind bankige, helle Biotitgneislagen in beiden Einheiten parallel zur Hauptfoliation eingeschaltet. Dieser setzt sich aus ca. 0,2–0,5 mm großem Biotit, der 10 % des Gesteins bildet, und feinkörnigem Plagioklas und Quarz zusammen. Der Biotitgneis zeigt auch eine Lineation. Eine Wechselfolge Biotitgneis/Zweiglimmer-Schiefer ist etwa 50 m westlich der Niederbrügger Alm anzutreffen.

Auf der Spitze des Grabensteins im Nordwesten des Kartiergebietes steht eine weitere Einheit, der sehr helle Klinozoisit-Orthogneis, an. Dieser besitzt ein rotationales Gefüge um eingeregelt langgestreckte Feldspäte (bis 3 mm lang), Hornblenden (bis 2,5 mm lang) oder Klinozoisite (bis 1,5 mm lang). Glimmerblättchen (meist Biotit) sind um langgestreckte Körner also senkrecht zum Kornstreckungslinear gebogen. Die bis zu 0,6 mm großen Mineralkörner sind im Wesentlichen Quarz mit ca. 25 % Plagioklas mit etwa 25 % und 20 % Biotit. Klinozoisit und Hornblende sind mit etwa 10 % vertreten.

Vereinzelt und isoliert im Zweiglimmer-Schiefer treten Kalksilikate auf. Oft sind sie nur in Schuttfächern anzutreffen. Am Bachaufschluss nahe der Niederbruggeralm ist der einzige in diesem Kartiergebiet gefundene Aufschluss. Die Kalksilikate weisen eine Längserstreckung in Lineationsrichtung auf. Sie sind zungenförmig angeordnet und bilden im Querschnitt Futteral- bis zigarrenartige Falten.

Die Hauptfoliation  $S_2$  hat im Zweiglimmer-Schiefer und -gneis etwa ein W-SW-Einfallen. Sie wurde als Achsenflächenschieferung während der Deformationsphase  $D_2$  angelegt, zu der auch isoklinal verfaltete, spitzwinklig zu  $S_2$  verlaufende Quarzbänder aus  $D_1$ , sowie gebogene b-Achsen bis hin zu Futteralfalten gehören. Ihre Haupteinfallrichtung beträgt etwa 255/30. Die Faltung während  $D_3$  führt zur Crenulation und größeren offenen Faltenstrukturen im m-Bereich mit Einfallrichtung 240/40 für die Crenulationfaltenachse und 225/32 für die Faltenachse der offenen Falten. Die vierte Deformationsphase bewirkte im Zweiglimmer-Schiefer eine Scherbandfoliation  $S_4$ . Diese kam vereinzelt im Süden des Kartiergebietes vor. Sie ist sehr uneinheitlich ausgebildet und hat ein Maximum mit NE-Richtungen. Am Hohen Haus wurde die einzige Störung, die E-W streicht, beobachtet. Weitere größere Störungen konnten nicht festgestellt werden.

Das Quartär ist die jüngste Kartiereinheit. In Ufernähe des Winkelbaches ist die quartäre Decke als Talbodenalluvium ausgebildet. Der Osthang des Kartiergebietes ist bis zur Höhe von etwa 2000 m mit dichtem Wald bedeckt. Das steile Hangrelief bildet sich im Würm-Glazial durch Gletschererosion, wobei auch Moränen und Kare im Süden des Gebietes entstanden sind. Die Moränenwälle in höheren Lagen nahe des Grates im Südosten des Gebietes sind teilweise in der Kältephase um 1850 (?fraglich) umgebildet worden. Die Trogtalschulter, welche sich von Norden etwa 50 m östlich an der Niederbrugger Alm vorbei bis 100 m östlich der Mooshofalm erstreckt, geht bis zu einer Höhe von 1950 m ü.NN. An die Baumgrenze schließen sich mit Sträuchern und Gras bewachsene Almwiesen an. Ab einer Höhe von etwa 2200–2400 m setzen Bodenbildungsprozesse aus, so dass Moränen und Blockschuttfelder vorherrschen.

An manchen Stellen nahe des Grates ist der Hang zum Teil aufgerissen und abgerutscht. Eine Begehung der Schuttfächer war nur bedingt möglich. Deshalb konnte der südöstliche Teil am Grat nur nach Lesestein im Hangschutt kartiert werden.

### **Winkeltalbach – Grat der Arnhörner – Gitternetzlinien 188600–186500**

(D. STROHMEYER)

Nach Geländebeobachtungen und Dünnschliffauswertung lassen sich sechs Gesteine bzw. Gesteinsserien unterscheiden.

Der Biotit-(Amphibol-)Gneis bildet den Bürgler und tritt massig mit ausgeprägter Klüftung in Erscheinung. Die Grenze zum Biotit-OG ist unklar. Da sich beide Gesteine sehr ähneln, wurde die Grenze nach dem Dünnschliffbefund festgelegt. Das Makrogefüge wird von einem Kornstreckungslinear dominiert. Die Hauptfoliation ist im Gelände nur schwer zu erkennen und wird in einem Winkel von etwa 15° von einer Scherbandfoliation durchschnitten.

Das Gestein besteht zu großen Teilen aus Quarz, Biotit, Plagioklas und Hornblende. Akzessorisch kommen Chlorit, Graphit, Titanit und Granat vor. Die Korngrößen liegen auch in Richtung des Kornstreckungslinears deutlich unter 1 mm. Der Chlorit ist retrograd aus Biotit gebildet und im Falle stärkerer Chloritisierung makroskopisch

auf den S-Flächen zu sehen. Die Biotite sind plättchenförmig ausgebildet und mit ihrer 001-Fläche parallel zur Hauptfoliation eingeregelt. Ob es sich hier um ein Ortho- oder ein Para-Gestein handelt, ist nicht sicher.

Das Gestein wird gelegentlich von foliationsparallelen, isoklinal verfalteten Quarzbändchen mit einer Mächtigkeit von bis 2 cm durchzogen. Andere Quarzmobilisate sind diskordant eingeschaltet und gelegentlich in offene Falten gelegt. Sie erreichen Mächtigkeiten bis in den dm-Bereich.

Die Arnhörner, der Rappler sowie ein Teil des Grates zwischen Rappler und Bürgler werden von einem massiven, klüftigen Biotit-Orthogneis gebildet, der bei der Verwitterung ausgedehnte Blockschuttfächer produziert. Das Gefüge wird von einem Kornstreckungslinear dominiert. Die Hauptfoliation ist lediglich an Verwitterungsanisotropien zu erahnen. Scherbänder kommen in diesem Gestein nur im Bereich des Zwischengrates vor. Im Bereich östlich des Bürgler treten gehäuft Knickbänder, jedoch keine Knickfalten auf. Hauptgemengteile sind Biotit, Feldspäte und Quarz. Zudem führt das Gestein eine große Menge Klinozoisit, der meist hypidiomorph ausgebildet ist. Akzessorisch kommen Titanit, Chlorit und Zirkon vor. Die Korngrößen der Feldspäte erreichen in einzelnen Fällen 3 mm und mehr, liegen aber meist unter 2 mm. Der Mikroklin zeigt typische gekreuzte Zwillingslamellen. Die Plagioklase weisen zum Teil ein Myrmekitgefüge auf und sind ansonsten nach dem Albitgesetz verzwillingt. Der Chlorit hat sich retrograd aus Biotit gebildet. Im Bereich des Zwischengrates kommen Feldspatblasten vor, die alle anderen Komponenten überwachsen haben.

Linsig bzw. langlinsig eingeschaltet sind hellere, feldspatreichere Augengneise mit einer maximalen Mächtigkeit von 12 m. Der Übergang zum Biotit-OG ist fließend, was auch die Korngröße, insbesondere die der Feldspäte, betrifft. Mineralogisch fallen große K-Feldspatblasten mit einer Korngröße von größer 3 mm und die Abwesenheit von Klinozoisit auf. Die Kalifeldspäte zeigen Kreuzlamellen und sind zum Teil nach Perthit entmischt. Möglicherweise ist ein kleinräumig anderes Millieu während der Metamorphose für diese Phänomene verantwortlich. Ein anderes Edukt erscheint aufgrund der ähnlichen Mineralogie und der fließenden Übergänge zum Biotit-Orthogneis nicht plausibel. Im Weiteren sind foliationsparallele, isoklinal verfaltete und überfaltete Qz-Bänder mit einer Mächtigkeit von bis zu 2 cm, sowie diskordante Quarzmobilisate im dm-Bereich zu sehen.

Der Zweiglimmer-Schiefer ist wahrscheinlich den Paragesteinen zuzurechnen. Er streicht über einen großen Teil der Rapplerplatte aus und kommt auch unterhalb des mittleren der drei Arnhörner vor. In beiden Fällen ist das Gestein foliationsparallel in den Biotit-OG eingeschaltet, am Rappler mit einer Mächtigkeit von etwa 100 m, am Arnhörner deutlich geringer mächtig. Der Biotit-Orthogneis scheint in die Zweiglimmer-Schiefer eingefaltet zu sein.

Der Zweiglimmer-Schiefer verwittert in weichen Formen und weist ein dominantes, von der Hauptfoliation gebildetes S-Gefüge auf. Die Hauptfoliation wird häufig in spitzem Winkel von einer Scherbandfoliation durchschnitten. Deren Schnittlinie und das einer ebenfalls häufig vorkommenden Crenulation bilden ein buckliges Interferenzmuster auf den S-Flächen. Das Gestein ist intern verfaltete. Die Falten erreichen Dimensionen von etwa 8–10 m. Hauptgemengteile sind Quarz, Biotit und Muscovit in wechselnden Verhältnissen, wobei reine Muscovit-Schiefer oder Biotit-Schiefer nur selten und in Lagen deutlich unter 10 m Mächtigkeit auftreten. Nebenge-

mengteile sind Plagioklas, Granat und je nach Chloritisierungsgrad auch Chlorit. Akzessorisch kommt Graphit vor. Die Granate erreichen Korngrößen bis 3 mm, sind meist idiomorph ausgebildet, bilden häufig Delta-Klasten und werden gelegentlich von Chlorit „pseudomorph“ substituiert. Die Plagioklase sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Der Quarz ist unter Subkornbildung dynamisch rekristallisiert. Der Graphit bildet kleine kugelige Aggregate.

Eingeschaltet sind feinkörnige, gebänderte Quarzite, die aus einer Wechsellagerung von Quarziten mit Muscovit und Biotit-Quarziten bestehen. Die Glimmer sind in sehr feinen Lagen schlangenförmig um die Quarzkristalle orientiert (rotationales Gefüge). In diesen quarzitischen Lagen sind unterschiedliche Falntypen am besten zu beobachten. Im Weiteren kommen gneisigere Lagen und linsige Kalksilikatkörper vor.

Im Norden des Kartiergebietes steht in einigen Klippen Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis an. Das Gestein verwittert in weichen Formen und wirkt deshalb nicht so massiv wie der Biotit-Orthogneis. Das S-Gefüge der Hauptfoliation ist dominant. Scherbänder treten nicht auf, wohl aber Crenulation. Das Gestein ist intern verfaultet und besteht hauptsächlich aus Quarz, Biotit, Muscovit, Chlorit und Plagioklas, sowie Granat. In geringen Mengen sind auch Kalifeldspat, Turmalin und Graphit vorhanden. Die Biotite sind häufig stark chloritisiert.

Die Plagioklase sind teilweise sericitisiert und ansonsten nach dem Albitgesetz verzwillingt. Einige Kalifeldspäte haben Korngrößen bis 2,5 mm und überwachsen alle anderen Mineralkomponenten. Die prismatisch-stengeligen Turmaline haben eine Länge bis 4 mm und sind gelegentlich auf den S-Flächen sichtbar. Graphit liegt in kleinen kugeligen Aggregaten mit einer Korngröße unter 100  $\mu\text{m}$  vor.

Eingeschaltet sind quarzitisches Lagen und zonierte Kalksilikatkörper mit einem grünlichen Rand außen, einem hellen Inneren und fließenden Übergängen zwischen den beiden Zonen. Die randliche Zone ist sehr reich an Hornblende, was wohl auch die grünliche Farbe ausmacht, und hat einen hohen Graphit- und Granatgehalt. Nach innen nehmen der Hornblende- und Granatanteil ab. Hier bilden Quarz und Plagioklas den größten Anteil der Mineralkomponenten. Zudem treten isoklinal verfaultete und danach überfaltete, foliationsparallele Quarzlagen mit einer Mächtigkeit bis 2 cm auf. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis wird zu den Paragesteinen gestellt.

In den Ausläufer, der aus südwestlicher Richtung auf den Rappler zuläuft, ist eine etwa 20 m mächtige Bank eines hellen Muscovit-Schiefers in den Biotit-Orthogneis eingeschaltet, deren laterale Ausdehnung etwa 70 m beträgt. Die genaue Stellung der Einheit im Gesteinsverband ist unklar, da sie sich in einer Felswand befindet, die nur mit Klettererfahrung zu begehen ist. Das Gestein ist foliiert und besteht fast ausschließlich aus Quarz und Muscovit. Biotit, Hornblende und Plagioklas kommen in sehr geringen Mengen vor.

Im südlichen Teil des Kartiergebiets kommen dunkle Ganggesteine (Lamprophyre) mit einer Mächtigkeit von maximal 20 m vor, die alle anderen Gesteinseinheiten diskordant durchschlagen. Zwei Varianten an Ganggesteinen können unterschieden werden. Die eine ist sehr feinkörnig und leicht foliiert. Die andere ist grobkörniger mit richtungslos körnigem Gefüge und kommt nur innerhalb der feinkörnigen Variante vor, hat also keinen Kontakt zum metamorphen Nebengestein. Eine mögliche Erklärung ist die Intrusion der feinkörnigen Lamprophyre und

ein nachfolgender Intrusionsschub der schon weiter auskristallisierten Schmelze, welcher zur Foliation des ersten Lamprophyrs geführt hat. Eine derartige Ausbildung ist nur auf der Rapplerplatte zu beobachten. Alle anderen Gänge bestehen nur aus dem feinkörnigen Lamprophyr.

Die Gänge fallen mit 60° bis 70° in nordöstliche Richtungen ein, was sich mit dem Maximum eines Kluftsystems deckt und zu dem Schluss führt, dass die Gänge entlang der durch die Klüftung vorgezeichneten Schwächezonen ins Gestein intrudiert sind.

Beide Ganggesteine weisen einen identischen Mineralbestand auf und unterscheiden sich lediglich durch Gefügemerkmale. Amphibole in hypidiomorpher bis idiomorpher Ausbildung und Korngrößen bis 2,5 mm (grobkörnige Variante) bzw. 200  $\mu\text{m}$  (feinkörnige Variante) schwimmen in einer Matrix aus Quarz und Plagioklas. Zudem kommt noch etwas Erz vor.

Alle Gesteine sind im Bereich von Störungen stärker chloritisiert und teilweise kataklastisch deformiert. Zudem treten Quarzmobilisate mit einer Mächtigkeit von bis zu 1 m teilweise in Form von Blauquarz auf.

Zur Klassifizierung der makroskopischen, tektonischen Strukturen verweise ich auf die Dissertation von Bernhard SCHULZ. Die Geländebeobachtungen im Kartiergebiet stimmen in großen Teilen mit seinen Beobachtungen überein.

Die Gesteine weisen sehr unterschiedliche rheologische Eigenschaften auf, haben unterschiedlich auf die Spannungsfelder der einzelnen Deformationsphasen reagiert und verschiedene Gefüge ausgebildet. Beim Biotit-Orthogneis ist die Linearkomponente im Gefüge dominant, wohingegen die Paragesteine ein deutliches Planargefüge zeigen. Der Biotit-Orthogneis zeigt Knickbänder, aber keine Knickfalten. Scherbänder sind besonders in den Zweiglimmer-Schiefen verbreitet.

Die Hauptfoliation  $S_2$  fällt über das gesamte Kartiergebiet Richtung SW ein. In Ausnahmefällen treten auch Werte um 270 bzw. 160 auf. Am nördöstlichen Rand befindet sich eine Felsklippe, deren Foliation teilweise Richtung 040 einfällt, wobei nicht sicher ist, ob sie ansteht oder verstellt ist.

Von N nach S ändert sich die Hauptstreichrichtung geringfügig von ca. 120 auf 130.  $S_2$  fällt im Norden mit 10–20° flach und Richtung Süden mit 35–45° deutlich steiler ein. Die Hauptfoliation  $S_2$  bildet im untersuchten Gebiet den nördlichen Schenkel einer offenen Synklinale. Die Auswertung der Schichtdaten ergibt eine Großfaltenachse mit 315/11.

Die Hauptfoliation ist neben der Isoklinalfaltung  $F_2$  und nach den dünnen Quarzlagen  $S_1$  das älteste, makroskopische Gefügeelement und weist Crenulation und Faltung  $F_3$  und Knickfaltung/Knickbänder  $F_5$  auf und wird zudem von der Scherbandfoliation  $S_4$  in spitzem Winkel durchschnitten.  $S_2$  zeigt außerdem eine leichte Wellung im 10-m-Bereich, deren Faltenachse flach Richtung NW einfällt.

Alle linearen Gefügeelemente, die  $D_3$  und  $D_2$  zugeordnet werden können, weisen ähnliche Einfallrichtungen auf. Die Spannungsfelder werden also ähnlich gerichtet gewesen sein.

Die Achsen  $B_2$  der Isoklinalfalten  $F_2$  weisen stark streuende Einfallrichtungen zwischen 170 und 250 auf. Die Einfallswinkel variieren im Bereich von 10–30°. Die Falten  $F_2$  sind durch  $F_3$  überprägt, die Faltenachsen  $B_2$  und  $B_3$  etwa parallel. Die Formen der  $F_3$ -Falten reichen von offenen bis engen Falten des Typs 1B bzw. 1C (nach RAMSAY, 1967) in quarzitischen Lagen der Zweiglimmer-Schiefer

und Quarzlagen, bis zu parasitären, monoklinen und chaotischen Falten in den glimmerreichen Gesteinen. Erstere erreichen Größenordnungen von bis zu 10 m und weisen gelegentlich Adventivfalten auf. Sie sind meist vergent in einigen Fällen sogar liegend. Die Faltung in den glimmerreichen Partien ist durchweg kleinräumiger und liegt eher im dm-Bereich.

Das Maximum der Kornstreckungslineare  $Lkr_3$  liegt bei 216/30. Im Norden fallen sie teilweise flach Richtung 020 bis 040 ein. Alle Falten  $F_3$  weisen Faltenachsen  $B_3$  mit Einfallrichtungen von 190 bis 230 und Einfallswinkel von 10–35° auf. Das Maximum der Crenulationslineare  $Lcr_3$  liegt bei 216/30.

Die Einfallrichtung der Scherbandfoliation  $S_4$  pendelt um 230. Die Winkel zwischen  $S_2$  und  $S_4$  liegen bei 10° bis 15°. Das Hangende ist fast immer nach SW abgeschoben, was für eine Extensionstektonik während  $D_4$  spricht.

Die Großfaltung und auch die Wellung sind wahrscheinlich während  $D_5$  entstanden, da die Knickfaltenachsen/Knickbandachsen  $B_5$  ebenfalls flach Richtung NW einfallen. Die Knickebenen fallen mit 30–50° Richtung NE ein. Ein schwaches Kornregelungslinear auf den  $S_2$ -Flächen fällt etwa Richtung 265 ein und kann noch nicht genau in die Deformationsphasen eingeordnet werden. Es scheint durch  $D_3$  verfaltet worden zu sein, hat seinen Ursprung also möglicherweise zwischen  $D_2$  und  $D_3$ .

Es existieren zwei dominante Klufscharen. Die eine, mit Streichrichtungen von 140–170° und Einfallswinkeln von 70–90°, scheint etwa senkrecht zum Kornstreckungslinear  $Lkr_3$  und den Faltenachsen  $B_3$ . Die andere streicht in Richtungen zwischen 040–080 und steht etwa parallel zum Kornstreckungslinear  $Lkr_3$  sowie senkrecht zur Großfaltenachse  $B_5$ .

Das Kartiergebiet ist bezüglich der Gefügemerkmale recht homogen. Ausnahme bleiben die Zunahme der Einfallswinkel von  $S_2$  Richtung S und die einzelne Klippe am nordöstlichen Rand, wo auch nordöstliche Einfallrichtungen vorkommen.

Im gesamten Gebiet sind kataklastische Störungen zu finden. Eine Auswertung ergab eine E–W-streichende Vorzugsorientierungen der Störungflächen mit nördlichen wie südlichen Einfallrichtungen. Bezüglich des Verschiebungssinns ergeben die Daten keine signifikanten Ergebnisse.

Einen weiteren Störungstyp bilden schmale Risse, an denen Aufschiebungen nach SW mit Versatzbeträgen im dm-Bereich zu beobachten sind. Die Störungsflächen fallen meist steil nach NE ein. Und die Polpunkte liegen im Maximum der Polpunkte des 140–170-streichenden Klufsystems. Möglicherweise handelt es sich um aktivierte Klufflächen. Eine größere Störung verläuft südlich des Rappler und streicht etwa E–W. Die Störungsfläche fällt mit 80° Richtung 010 ein. Der Verschiebungssinn ist sinistral, eine Aufschiebungs-komponente kann ebenso wie der Versatzbetrag nicht bestimmt werden.

Der Arnbach im Norden und der Riedlbach im Süden, die beide von E nach W entwässern, haben sich besonders unterhalb der Waldgrenze tief in den Hang eingeschnitten. An der Arnbachmündung in den Winkeltalbach ist ein asymmetrischer Schwemmfächer ausgebildet. Die Ebene westlich der Arnhörner kann als Großkar eines Gletschers interpretiert werden, welcher sich mit einem vom Regenstein kommenden Gletscher vereint hat und Richtung W ins heutige Winkeltal geflossen ist. Durch die Gletschereinwirkung sind die Wände der Arnhörner sowie die Wand des Grates zwischen Bürgler und Rappler übersteilt und produzieren ausgedehnte Hangschuttfächer.

Der Gletscheransatz hat bei etwa 2400 m gelegen, so dass die aus Biotit-Orthogneis bestehenden Gipfel der Arnhörner und des Rappler aus dem Eis herausragten. Die Frostverwitterung konnte in diesen Bereichen besonders stark angreifen, was zu einer starken Zerstörung des Gesteinsverbands geführt hat. Das ehemalige Kar ist teilweise mit Hangschutt verfüllt. Die Grundmoräne des Gletschers, durch fluviale Erosion in Wallstrukturen zerlegt, bildet den Grund der Ebene westlich der Arnhörner und der bewaldeten Gebiete. Westlich des Rappler, durch den südlichen Grat zum Rappler und die Rappler-Platte begrenzt, lag ein weiterer Gletscher. Aus dessen Grundmoräne besteht die quartäre Bedeckung südlich des Bürgler. Die Hänge nördlich und südlich der Oberarnalm scheinen instabil. Sie zeigen stärkeres Hangkriechen, als sonst im Kartiergebiet üblich.

### **Degenhorn – N' Arntaler Lenke – Grabensteingrat – Hohes Haus – Käseberg – Einattal – Schwarzer Graben – Remasseen – Alm „Beim Graben“**

(M. LÜRKENS, P. FEESER, M. KNAAK)

Die im gesamten Kartiergebiet am häufigsten auftretende lithologische Einheit bilden Zweiglimmer-Gneise (kartiert als Paragneis). In der Realität handelt es sich dabei stets um Wechsellagerungen mit anderen Metasedimenten, in denen über Zehnermeter (auskartierbarer Maßstab) die Paragneise dominieren. Wechsellagerungsfreie Pakete reiner Zweiglimmer-Gneise erreichen maximal Mächtigkeiten von etwa 5 m.

In den Zweiglimmer-Gneisen verläuft die Foliation ( $S_2$ ) generell parallel zum Materialwechsel. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz sowie Biotit und Muskovit (örtlich wechselnde Dominanz). Die Verwitterungsfarbe ist stets rostbraun, was einen überall vorhandenen Biotitanteil anzeigt.

Innerhalb dieser Kartiereinheit lassen sich verschiedene Typen der Paragneise makroskopisch anhand ihres flaserigen oder plattigen Gefüges sowie nach einer besonderen Mineralführung unterscheiden.

Der flaserige Typ weist den höchsten Glimmergehalt auf, wobei meist eine Muskovitdominanz vorliegt. Das flaserige Aussehen wird durch das unruhige Phyllosilikatgefüge, welches Quarz- und Feldspatlinsen umgibt, hervorgerufen. Bei der Verwitterung erhalten freiliegende  $S_2$ -Flächen somit die weitverbreitete wellige Erscheinung, die nicht mit der gelegentlich auftretenden Crenulationsfaltung zu verwechseln ist. Das Gestein sondert so ab, dass sich stets Glimmer an den  $S_2$ -Oberflächen befindet.

Der plattige Typ des Zweiglimmer-Gneises ist generell gleichkörniger. Linsen von Feldspäten und Quarzen treten stark zurück, wodurch die plattige Absonderungsform zustande kommt. Die Phyllosilikate Biotit, Muskovit und untergeordnet auch Chlorit bilden im Gegensatz zum flaserigen Zweiglimmer-Gneis keine zusammenhängenden Lagen mehr, was das Gestein makroskopisch dichter erscheinen und Scherbandfoliationen undeutlicher werden lässt.

Der mineralführende Typ des Zweiglimmer-Gneises stellt im Prinzip eine Sonderform des flaserigen Typs dar, ebenfalls mit Muskovitdominanz. Die festgestellte Mineralführung an Granat und Staurolith ist durchwegs idiomorph, meist wittern die Individuen an  $S_2$ -Glimmerflächen heraus. Deshalb ist bei den vorherrschenden Verwitterungsbedingungen eine Feststellung von Mineralführung an frischen Handstücken (senkrecht zur Foliation) generell schwierig. Daher erfolgte der Nachweis an angewittertem Schutt in unmittelbarer Nähe der betreffenden Aufschlüsse. Granat erreicht eine Korngröße bis zu 2 mm,

Staurolith in stengeligem Habitus bis etwa 1cm. Turmaline treten untergeordnet in fast allen Bereichen des Kartiergebiets auf, weshalb hierfür auf eine entsprechende Übersignatur verzichtet wurde.

#### Quarzitische Gneise und Schiefer

Die quarzitischen Gneise weisen im Vergleich zur vorher besprochenen Einheit einen geringeren Gehalt an Phyllosilikaten, dafür erhöhten Quarzgehalt auf. Die daher erhöhte Kompetenz dieser Lagen ermöglicht stellenweise die Beobachtung von Isoklinalfalten im dm- bis m-Bereich. Innerhalb der quarzitischen Gneise treten häufig reine Quarzlagen ( $Qz > 90\%$ ) auf, die jedoch keine auskartierbare Mächtigkeit erreichen. Generell treten in dieser Einheit alle Übergänge zwischen Quarzit und Glimmerschiefer auf, kartiert wurde jedoch nur das jeweils über 10 m dominierende Gestein. Reine Glimmerschiefer sind selten und treten nie in Mächtigkeiten über einigen dm auf. Die Hochgebirgslage in der Felsregion bedingt eine bevorzugte Verwitterung dieser relativ weichen Lagen, was eine starke Ausräumung im Aufschluss zur Folge hat. Brauchbare Handstücke (d.h. mit noch intaktem Kornverband) reiner Glimmerschiefer können in der Felsregion unter vertretbarem Aufwand nicht erhalten werden.

#### Kalksilikatgneis

Vorzugsweise innerhalb des Zwei-Glimmer-Gneises tritt eine Sonderform des Paragneises auf, die im Folgenden als Kalksilikatgneis bezeichnet wird. Dabei handelt es sich um Lagen (wenige cm bis einige m) eines amphibolführenden Paragesteins. Die Mitte einer solchen Lage wird von einem foliationsparallelen Streifen fast weißer Minerale gebildet, die sich makroskopisch wegen ihrer Feinkörnigkeit nicht bestimmen lassen. Die Randstreifen zum Nebengestein werden dagegen von grünlichen, hornblendeführenden Bereichen gebildet, so dass sich im Prinzip ein spiegelbildlicher Aufbau ergibt. Die Hornblenden können stellenweise Korngrößen bis 2 mm erreichen und sind häufig nicht foliationsparallel eingeregelt. Gelegentlich tritt als Übergemengteil roter Granat auf. Das Gestein weist meist eine ausgeprägte Internverfältelung auf. Wo dies nicht der Fall ist und zusätzlich eine Mächtigkeit mindestens im Meterbereich gegeben ist, sondert bei der Verwitterung häufig die fast weiße Mittellage bevorzugt ab und kann im Schutt das Vorhandensein von Orthogesteinen vortäuschen. Dies tritt besonders am Weg von der Villponer Lenke zum Hohen Kreuz und in der in der Kartengrundlage nicht namentlich bezeichneten Gipfelregion nordöstlich der Remasseen auf.

Die Kalksilikatgneise erinnern phänomenologisch stark an die in der Schobergruppe auftretenden Hornblendegneise des Liegendkomplexes. Bei der Bezeichnung Kalksilikatgneis muss bemerkt werden, dass die Endung „Gneis“ sich hier auf ein Gefügemerkmal bezieht und nichts über den prozentualen Feldspatgehalt aussagt.

#### Plagioklas-Blasten-Gneis

Das Nebengestein der Kalksilikatgneise wird häufig von einer weiteren Paragneis-Sonderform gebildet, die im Weiteren als Plagioklas-Blasten-Gneis bezeichnet wird. Der Plagioklasanteil liegt hierbei nicht streng in Lagen vor, sondern bildet poikiloblastische Aggregate bis zu etwa 3 mm Durchmesser. Möglicherweise liegt eine postdeformative Sprossung der betreffenden Blasten vor. Der dagegen foliationsparallele Glimmeranteil wird fast ausschließlich durch Biotit gestellt.

#### Marmor

Innerhalb der Paragesteine treten selten Marmorvorkommen auf. Das stark internverfältete mittel- bis grobkörnige Gestein erreicht lediglich an einer Stelle eine auskartierbare Mächtigkeit nordwestlich der Remasseen.

#### Orthogesteine

Neben den bisher besprochenen Metamorphiten sedimentärer Herkunft, die insgesamt etwa 95 % des Gesamtinventars des Kartiergebiets ausmachen, liegen noch verschiedene Typen von Orthogneisen vor, die im Folgenden behandelt werden.

Mikroclin-Augengneise (in Anlehnung an B. SCHULZ „Typ Hochgrabe“) weisen petrographisch in etwa eine granitische Zusammensetzung auf, wobei der Glimmeranteil sowohl durch Muskovit als auch Biotit gestellt wird. Typisch ist, dass ein Teil des Feldspatgehaltes als Mikroclin-Augen vorliegt, die bis zu 2 cm Größe erreichen können. Makroskopisch konnte an keinem Aufschluss Granatführung festgestellt werden. Das Gestein liegt in mehreren Bändern im zentralen Teil des Kartiergebiets streng konkordant in den bereits besprochenen Meta-Psammpeliten und weist jeweils Mächtigkeiten von 10–30 m auf. Eine Ausnahme bildet das muskovitreichere Vorkommen im Bereich der Sieben Seen, wo nur eine Mächtigkeit von 0,5–1,5 m erreicht wird. In diesem Zusammenhang weisen wir darauf hin, dass sowohl an den Sieben Seen als auch für die NE-Wand der Hochgrabe eine übertriebene Darstellung in der Karte vorgenommen wurde. Bei der letztgenannten Lokation ist eine maßstabsgerechte Darstellung eines 30-m-Bandes wegen der steilen Morphologie nicht möglich. Im Vorkommen Hochgrabe-Südwand treten häufig Enklaven auf, die als metamorph überprägte Xenolithe im ehemaligen Granit aufzufassen sind. Die Geometrie dieser Enklaven wird später im Kapitel „Tektonik“ behandelt. Im Bereich der Wildeggen ist eine leichte gleichmäßige Vergrünung des Gesteins zu beobachten.

Abgesehen von den später besprochenen Tektoniten und Ganggesteinen weisen alle lithologischen Einheiten stets eine streng konkordante foliationsparallele Wechsellagerung auf. Einzige Ausnahme bildet ein Vorkommen in der östlichen Einfassung des oberen Villponer Kars, wo eine Diskordanz (dies betrifft sowohl Materialwechsel als auch Foliationsverlauf) zwischen den umgebenden Paragesteinen und einem Orthogneis vorliegt. Der Orthogneis (Mikroclin-Augengneis fraglicher Stellung) weist makroskopisch prinzipiell wenig Unterschiede zum Typ Hochgrabe auf, allerdings treten hier intern auch scharfe Kontakte zu nicht augenführenden Bereichen auf. Die Kontaktfläche zum Nebengestein zeigt Schleppungen glimmerreicher Partien aus dem Nebengestein. Daher stellt sich in diesem Stadium der Untersuchung die Frage, ob es sich hier tatsächlich um eine ursprünglich diskordante Intrusion handelt.

Der Biotit-Orthogneis („Typ Sauspitze“) weist im Gegensatz zum Typ Hochgrabe keinerlei Feldspatblasten auf. Die Mächtigkeiten der einzelnen Körper liegen bei mindestens 50 m. Soweit es im Handstück zu beurteilen ist, wird der Glimmeranteil fast ausschließlich durch Biotit gestellt. Überwiegend liegt der Feldspatanteil mittelkörnig vor, es treten jedoch typische Übergänge zum Feinkorn auf, wobei dieser Übergang nie scharf erfolgt, sondern sich kontinuierlich über mindestens mehrere Meter des betreffenden Profils erstreckt. Im Bereich der Sauspitze (Gipfelregion) können Handstücke erhalten werden, die isoliert betrachtet nicht von bekannten Paragneisen aus anderen Teilen des Kartiergebiets unterschieden

den werden können. Andererseits treten im Gebiet der Sauspitzetatsächlich Einschaltungen von allen bisher besprochenen Paragesteinen außer Kalksilikatgneis auf. Diese weisen jedoch untereinander und im Kontakt zum Orthogneis die für das Kartiergebiet typischen scharf ausgebildeten Übergänge im cm-Bereich auf. Die Zuordnung der erwähnten feinkörnigen Partien zum Biotit-Orthogneis erfolgte daher über den geologischen Zusammenhang.

Eine weitere Besonderheit ist eine schlierenartige Vergrünung (im Gegensatz zur gleichmäßigen Vergrünung an der Wildegg, s.o.) der Phyllosilikate des Gesteins, die zum Teil auch am Handstück, also im cm-Bereich beobachtet werden kann. Vermutlich handelt es sich dabei um eine nicht abgeschlossene diaphthoritische Umwandlung der Biotite zu Chlorit. Die Vergrünung zieht sich völlig unabhängig von der Foliation regellos durch die betreffenden Gesteinspartien. Dieses Phänomen zeigt möglicherweise ein überliefertes Equilibrium in einem bestimmten Druck/Temperatur-Fenster zwischen Biotit und Chlorit an, bevor es zu einer relativ raschen Heraushebung des Komplexes kam.

### Ganggesteine (Lamprophyre)

Die anstehende Mächtigkeit der Lamprophyre überschreitet nie 10 m, daher wurde von uns in der Karte stets eine übertriebene Darstellung vorgenommen. Soweit es die makroskopische Beobachtung zuließ, liegt stets ein regelloses magmatisches Gefüge vor. Die ausnahmslos diskordanten Vorkommen konzentrieren sich als Gangscharen in der Osthälfte des Kartiergebietes, also nördlich der Althauscharte, an Sauspitz und Grabenstein sowie an der Hochgrabe. Generell kann gesagt werden, dass der visuelle Farbeindruck mit der Körnigkeit variiert. Feinkörnige Varietäten weisen eine recht homogene pista-ziengrüne Färbung auf, bei größeren Typen lassen sich helle Feldspäte und dunkelgrüne bis schwarze Minerale (vermutlich Amphibole und Pyroxene) unterscheiden. Vorläufig wird der Chemismus von uns als intermediär bis basisch eingestuft, genaue Analysen einiger Proben sind derzeit noch in Arbeit. Von den Ergebnissen hängt zum Teil ab, ob der bereits von anderen Autoren diskutierte Zusammenhang mit der tonalitischen Rieserferner-Intrusion zutrifft. Makroskopisch treten an keiner Stelle Kontakthöfe im Nebengestein, jedoch deutlich bevorzugte Absonderung an den Salbändern auf. Im Schutt an der Sauspitz-Südwand wurden häufig Ganggesteinsblöcke gefunden, die einen hohen Anteil an Xenolithen enthielten. Diese Xenolithe bestehen überwiegend aus Orthogneis, es treten aber auch Einschlüsse von den sonstigen im Gebiet üblichen Paragesteinen auf.

Störungsgesteine fallen im Gelände durch ihre durchweg schwarze Färbung auf. Soweit es die makroskopische Ansprache zuließ, wird der größte Anteil der Tektonite von Kakiriten gestellt, es treten aber auch häufig Mylonite und gelegentlich Pseudotachylite auf. Die Mylonitzone enthalten besonders im westlichen Teil des Gebiets (Villponer Kar) cm-große Einschaltungen von Graphitquarz, der möglicherweise durch Reduktion von CO<sub>2</sub> an den Störungszonen entstanden ist.

### Tektonik

Die Foliation S<sub>2</sub> fällt stets mit dem lithologischen Materialwechsel zusammen und streicht in der Regel WNW-ESE bei stark variablen Einfallswinkeln. Übersichtshalber sind in der Karte für die jeweils betreffenden Teile des Gebietes repräsentative tektonische Zeichen enthalten. Wegen der mengenmäßig zurücktretenden Verbreitung kom-

petenter Gesteine (Quarzite) sind die b-Achsen von Isoklinalfalten nur relativ selten messbar. Anhand der Messwerte lassen sich aber zumindest zwei verschiedene Systeme oder Generationen unterscheiden. Das erste System taucht mit Werten von 20–40° entweder nach Norden oder Süden ab, das zweite System mit stärker variierenden Werten nach WNW oder ESE. Damit korrelieren Messwerte von ac-Klüften.

In glimmerreichen Gesteinen konnte häufig eine später angelegte Scherbandfoliation sowie eine Crenulationsfaltung (S<sub>3</sub>) beobachtet werden. Zumindest in einem Fall (nördlich der Remasseen) wurden an Kalksilikatgneisen mullionähnliche Strukturen festgestellt, die unter der Annahme einer normalen Lagerung auf Expansion hinweisen. Die Enklaven im Orthogneisschutt der Hochgrabe-Südwand weisen ein Längen/Höhenverhältnis von etwa 10 : 1 auf, wobei allerdings die genaue Schnittlage der annähernd ellipsoidförmigen Körper nicht bestimmt werden konnte.

Eine der Hauptstörungsrichtungen zieht mit WSW-ENE mit dem Verlauf der Haupttäler (Einat- und Arntal). Im spitzen Winkel dazu (WNW-ESE) existiert ein weiteres System, das hauptsächlich an den Sieben Seen und im Hochgrabegebiet sowie am Grat Käseberg – Hohes Haus gemessen wurde. Im östlichsten Teil des Kartiergebietes tritt eine dritte, Nord-Süd-verlaufende Störungsrichtung hinzu.

### Quartär

Das Erscheinungsbild des hochalpinen Kartiergebietes wird maßgeblich von einer schuttüberprägten Glazialmorphologie bestimmt (Moränen, Kare, Karseen, Kar-schwellen, Karlinge wie Hochgrabe und Degenhörner). Reste der würmeiszeitlichen Rückzugsstadien zeigen sich in mehreren Generationen von Endmoränenwällen, deren zeitlicher Bezug untereinander im Einzelnen im Rahmen dieser Untersuchung nicht festgestellt werden konnte. Verbindungsstellen zwischen größeren Eismassen bestanden vermutlich an Villponer, Arntaler und Einater Lenke.

Die extreme Frostverwitterung in der Felsregion führt zu einer hohen Bildung von Block- und Schuttmaterial, welches als Schuttfächer zumindest die Seitenmoränen mittlerweile fast überall überdeckt hat. In den so neu gebildeten Lockergesteinen können langsame Hang- und Schuttkriechvorgänge als gegeben angenommen werden, die Lage über der Baumgrenze schränkt beobachtbare Indikatoren jedoch stark ein. Eine vermehrte Rissbildung im Boden existiert östlich oberhalb der Sandalm. Am Gipfel des Grabensteins wurde eine Spalte festgestellt (verfolgbar in westöstlicher Richtung über etwa 20 m, Tiefe etwa 5 m), die möglicherweise die Bildung von Felssturzmassen in nördliche Richtung zur Folge haben wird.

### SW' Winkeltal – Außervillgraten – Mooshofalm – Grat Gabesitten – Hohes Haus – Moosbach – Brandalm – Mitterwurzeralm – Brand

(A. ZEISIG)

Das Kartiergebiet besteht im Wesentlichen aus einer Serie von Paragesteinen. Dazu gehören Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefer und quarzitischer Bereiche, die keine scharfe lithologische Grenze aufweisen. Diese Gesteinsserie wird als Wechsel-lagerung auskartiert und bei gegebener Dominanz einer Gesteinsvarietät erfolgt ihre Kennzeichnung durch eine Übersignatur.

Der Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefer ist sehr feinkörnig, besitzt ein schiefriges Gefüge, ist crenuliert, verwittert plattig bis scherbzig und hat eine braune Verwitterungsfarbe. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefer besteht aus Biotit und Muskovit, die zu gleichen Anteilen vertreten sind. Quarz und Plagioklas treten in wechselnden Anteilen auf und bilden eine feinkörnige Matrix. Als Nebengemengteile ist Granat und Chlorit zu beobachten. Der Biotit ist teilweise chloritisiert, was besonders gut in der näheren Umgebung von Störungen zu beobachten ist. Die braune Verwitterungsfarbe resultiert aus dem Biotit, der bei der Verwitterung Fe-Oxide und -Hydroxide bildet. Die Glimmerblättchen sind zum größten Teil auf den Foliationsflächen eingeregelt und können einen Durchmesser von bis zu 5 mm erreichen. Im SW Teil des Kartiergebietes treten in den Schieferrn Glimmeraggregate auf, die hauptsächlich aus Biotit bestehen. Auf den Foliationsflächen ist teilweise ein phyllitischer Glanz zu erkennen, außerdem sind häufig isoklinal verfaltete Quarzbänder zu beobachten. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis hat im Gegensatz zum Schiefer ein kompaktes Erscheinungsbild und besitzt eine hellere Gesteinsfarbe. Er ist extrem feinkörnig, crenuliert, verwittert blockig und besitzt ebenfalls eine braune Verwitterungsfarbe. Der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis besteht hauptsächlich aus Plagioklas (>30 %), Quarz, Biotit und Muskovit. In manchen Bereichen findet man auch granatführende Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise (N' Teil des Kartiergebietes), die auf der Karte mit einer Übersignatur dargestellt sind.

Lamprophyre zeigen eine richtungslose, feinkörnige, grünliche Grundmasse. Das Gestein besteht aus Quarz, Plagioklas und Amphibolen. Die Aufschlussverhältnisse sind sehr schlecht, da sie nur gelegentlich über einige Meter aufgeschlossen sind.

### Tektonik

Die im Arbeitsgebiet beobachteten makroskopischen Strukturen stimmen im Wesentlichen mit denen von SCHULZ (1988) überein. Die Hauptfoliation  $S_2$  fällt über das gesamte Kartiergebiet mit  $10^\circ$  bis  $30^\circ$  in Richtung NNW ein. Vereinzelt sind Einfallrichtungen nach SW und NE zu beobachten. Isoklinal verfaltete Quarzbänder sind foliationsparallel.

Die Gesteine besitzen eine starke Crenulation, deren Faltenachsen flach in Richtung NW einfallen. Kornstreckungs-Lineare sind wegen der stark crenulierten Foliationsflächen nur selten zu finden, sie fallen flach in Richtung WSW ein.

In den schiefrigen Gesteinen ist eine Scherbandfoliation zu beobachten, die spitzwinklig zur Hauptfoliation verläuft. Ihre Bewegungsrichtung zeigt eine NE-gerichtete Bewegung an. Knickbänder sind seltener zu finden. Sie besitzen flache Achsen, die nach NW einfallen. In kompetenten Gesteinen sind offene Falten zu beobachten. Im SW des Kartiergebietes fallen sie flach nach SW ein und in der Nähe vom Hohen Haus flach in Richtung NE.

Störungszonen sind i.d.R. durch Kataklastite charakterisiert. Sie besitzen häufig eine schwärzliche Farbe (z.T. mit Graphit belegt) und zeigen keine erkennbaren Gefüge. Auf dem Grat zwischen Gabesitten und Hohem Haus sind vereinzelt junge Störungen aufgeschlossen, die E-W verlaufen. Diese Störungen sind nur wenige Meter zu verfolgen.

### Quartär

Im Kartiergebiet wird das Altkristallin teilweise von quartären Lockergesteinen bedeckt. Die Morphologie wurde größtenteils durch Eis, Wasser und die damit zu-

sammenhängenden Erosionsformen geprägt. Der Gletscher aus dem Winkeltal war ein Nebenstrom des Draugletschers. Er bildet das steile Hangrelief sowie Kare, die sich hier an vier Stellen am W-Rand des Kartiergebietes befinden. Die Trogtalschulter des Winkeltals ist auf einer Höhe von 2100 m ü NN anzutreffen. Die Waldgrenze befindet sich auf 2050 m ü NN. Oberhalb dieser befinden sich die Almwiesen, die zum größten Teil Verebnungsflächen darstellen.

Moränen kommen an mehreren Stellen im Kartiergebiet vor. Im SW des Kartiergebietes befinden sich die Moränen auf einer Höhe von 2500 m ü NN und stellen die Begrenzung der Kare dar. Im Norden sind zwei Moränen SW' der Brandalm auf einer Höhe von 2100 m ü NN zu finden, diese führen erratische Orthogneise. Durch die übersteilten Hänge in den Karen ist tiefgründig aufgelockertes Gestein anzutreffen. Dort treten auch vermehrt Schuttfächer und Blockschuttfelder auf. Als weiteres Phänomen sind Bergzerreibungen zu beobachten, die durch Aktivierung NNE-SSW-streichender Kluftsysteme entstehen. Vereinzelt treten auch Abrisskanten mit einem Streichen von W nach E auf. Bis heute anhaltende starke Tiefenerosion tritt an den Bächen im Kartiergebiet auf.

### S' Außervillgraten – Villgratental – Winkeltal – Bichler – E' Grafenbach – Gabesittenhang – S' Verseller Alm – Mitterwurzenalm – Brand

(D. DOMAN)

### Paragesteine

Im Großteil des Arbeitsgebietes tritt eine Wechselfolge von Paragesteinen mit weitgehend gleichbleibendem Mineralbestand in wechselnden Mengenverhältnissen auf. Aufgrund der fließenden Übergänge zwischen den verschiedenen Varietäten und deren jeweils geringer Mächtigkeit ist diese Folge als eine Kartiereinheit aufzufassen. Den überwiegenden Teil dieser Formation bilden Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefer. Es handelt sich um ein kompaktes Gestein mit stark crenulierten Foliationsflächen, welches durch Bildung von Eisenoxiden/hydroxiden aus Biotit eine beige bis braune Verwitterungsfarbe besitzt. Hauptgemengteile sind Biotit, Muskovit, Quarz, Plagioklas und besonders in Störungsnähe Chlorit. Selten ist makroskopischer Granat zu beobachten. Die Glimmerminerale erreichen oft Größen bis zu mehreren mm, während Quarz und Plagioklas eine extrem feinkörnige Matrix bilden. Sämtliche schiefrigen Gesteine sowie ein Großteil der crenulierten Gneislagen enthalten schuppenförmig gewellte, meist dunkle Aggregate von Muskovit und vor allem Biotit mit einer Größe von mehreren mm bis zu 3 cm. Charakteristisch ist weiterhin eine engständige Scherbandfoliation, durch die das Gestein bereichsweise ein ausgeprägtes S-C-Gefüge erhält.

Innerhalb der Zweiglimmer-Schiefer treten feinkörnige, quarzitishe Bänke sowie reine Quarzite auf, die in einer verstellten Scholle oberhalb der Mitterwurzenalm eine maximale Mächtigkeit von ca. 6 m erreichen. Die quarzitischen Lagen enthalten keine Glimmeraggregate.

In 5 bis 10 m mächtigen Bereichen liegen die Zweiglimmer-Schiefer in Wechsellagerung mit Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen vor. Das Gestein besteht aus Plagioklas (definitionsgemäß >20 % Vol.), Quarz, Muskovit und Biotit und ist aufgrund des höheren Feldspatgehaltes in der Regel deutlich heller als die umgebenden Schiefer. In Übergangsbereichen ist eine Unterscheidung der Gesteine besonders aufgrund der starken Feinkörnigkeit von Quarz und Plagioklas extrem schwierig. Crenulation und Scherbandfoliation sind vorhanden, jedoch schwächer

ausgebildet, sehr selten finden sich gebankte Gneise mit weitgehend uncrenulierten Foliationsflächen. Muskovit tritt vergleichsweise häufiger als in den Schiefen auf, Glimmeraggregate sind in dem ansonsten körnigen Gefüge deutlicher zu erkennen.

Im oberen Teil der Gesteinswand westlich des Gabesittenhang-Kreuzes (dem stratigraphisch höchsten Teil des Kartiergebietes) treten die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise gehäuft auf. Sie wechsellagern mit feingebänderten Quarzitbänken von bis zu 30 cm Mächtigkeit. Glimmerreiche Lagen führen zahlreiche Granate mit Korndurchmessern von ca. 3 mm.

### Orthogesteine

Unterhalb und westlich des Gabesittenhang-Kreuzes stehen zwischen chloritisierten Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefen sechs helle, foliationsparallele Muskovit-Orthogneise an. Das grob- bis feinkörnige, straff foliierte Gestein besteht aus Feldspat, Quarz und Muskovit. Das Gefüge ist planar, feinkörniger Muskovit tritt auf den Foliationsflächen auf. Gelängte Feldspäte führen zur Ausbildung eines Kornstreckungslinears. Die stärksten Bänke erreichen eine Mächtigkeit von 1,5 bis 2 m und werden von dünnen, isoklinal verfalteten Bändern desselben Materials begleitet. Das Nebengestein ist am Kontakt zum Orthogneis völlig biotitisiert. Die Gneiskörper enthalten zum Teil eng verfaltete Quarzbänder sowie Linsen von biotitisiertem Nebengestein.

### Tektonik

Die Hauptfoliation fällt im Großteil des Kartiergebietes mit 10–35° nach NNW. Im nordwestlichen Teil treten häufig nach W fallende Foliationsflächen auf, zum Grafenbach hin versteilt das Einfallen deutlich bis auf 70°. Nach Nordosten hin liegt die Foliation zunehmend flacher und fällt am Südostrand der Gabesittenhang-Fläche mit wenigen Grad nach NE. Am Grad zur Verseller Alm fallen die Foliationsflächen bereichsweise mit 20° bis 40° nach SSE ein.

Die im Arbeitsgebiet beobachteten Gefügemerkmale stimmen weitestgehend mit denen von SCHULZ (1988) überein. Demnach sind die in allen Gesteinen auftretenden Quarzmobilisate Bildung einer ersten, ansonsten nicht überlieferten Deformation. Die oft nur wenige cm breiten und bis zu einigen dm langen Bänder liegen foliationsparallel, selten leicht spitzwinklig zur Foliation. Sie sind besonders in quarzitischen Gesteinen kleinräumig um WSW bis N fallende Achsen in monokline Falten gelegt. Kornstreckungslineare sind auf den Foliationsflächen aufgrund der Überlagerung von Crenulation und Scherbandfoliation meist nur schwer auszumachen, fallen jedoch oft flach nach WSW. Die Faltenachsen der Crenulation zeigen ein flaches Einfallen in nördliche Richtungen. Besonders in den schieferigen Gesteinen ist spitzwinklig zur Hauptfoliation eine Scherbandfoliation mit Scherflächen im Abstand von wenigen cm bis mehreren dm ausgebildet. Die Bewegungsrichtung an diesen Flächen ist in allen Fällen nach NE gerichtet. Seltener treten nach Südwest aufschiebende Knickbänder mit flach bis mittelsteil nach NW fallenden Achsen auf.

Im Bachbett des Lachbachs sowie im Hang unterhalb und westlich des Gabesittenhang-Kreuzes sind mehrere junge Störungen aufgeschlossen. Das Gestein ist im Störungsbereich durch Chloritisierung und Ausscheidung von Graphit grünlich bis silbrig-schwarz verfärbt. Sehr selten treten graphitführende Quarze sowie schwarze Störungsbreccien auf. Eine direkte Messung der Störungsflächen ist aufgrund ausgeräumter bzw. verruschelter Störungsbahnen selten möglich. Stellenweise ist die

Foliation des Gesteins im Störungsbereich ohne Ausbildung einer Bewegungsfläche geschleppt. Ein größerer Verschiebungsbetrag ist daher an den einzelnen Störungen nicht anzunehmen. Im Lachbach werden mehrere Störungsflächen zu beiden Seiten von ca. 20 m breiten, vergrünten Ruschelzonen begleitet. In allen beobachteten Fällen handelt es sich um steile NW- bis NE-streichende Blattverschiebungen mit sinistralen Bewegungssinn. Eine auf- bzw. abschiebende Komponente konnte nicht bestimmt werden.

### Quartär

Weite Teile des Arbeitsgebietes sind mit quartärem Lockermaterial bedeckt. Oberhalb der Mitterwurzeralm wird das Gelände von zahlreichen kleinräumigen, N-S-verlaufenden Wallstrukturen geprägt. Das Auftreten erratischer Orthogneis-Gerölle legt nahe, dass es sich um Reste glazialer Geschiebe handelt. Auf der dem Villgrental zugewandten Hangseite war das Gebiet oberhalb der Trogtal-Schulter (bei ca. 2100 m) einer stärkeren Bacherosion unterworfen. Westlich des Lachbachs ist zwischen 2000 m und 1700 m eine weiträumige Verebnungsfläche aus Lockermaterial ausgebildet, deren Ursprung noch nicht endgültig geklärt werden konnte.

Großräumige postglaziale Massenbewegungen haben vermutlich im oberen Hangbereich westlich des Lachbachs stattgefunden. Der Hang ist sowohl in diesem Bereich als auch oberhalb der nordwestlich folgenden Felswand durch gradlinige, abflusslose Senken gegliedert. Diese Rückfallkuppen können auf die Öffnung von E-W-streichenden Kluftsystemen als Folge einer rotationellen Gleitung größerer Schollen zurückgeführt werden. Am Fuß der Felswand sind Flächen dieser Kluftchar mit Schleifharnischen belegt, welche durch Aufblätterung der Foliationsflächen während der hangabwärts gerichteten Bewegung entstanden sind. Ein Nachweis für die Rotation der Schollen durch Foliationsmessungen konnte im Rahmen der Geländeaufnahme nicht geführt werden. Die Gesteine im darunterliegenden Hang sind abgesehen von einem Bereich am Westrand (in dem der Gesteinsverband teilweise aufgelöst ist) ungestört, was einen sehr langsamen Ablauf der Gleitprozesse nahelegt. Ursache dieser Bewegungen ist das postglazial fehlende Widerlager für die durch Gletschererosion übersteilten Hänge.

### Hohes Kreuz – Hohes Haus – Gabesitten – Gabesittenhang – Käseberg – Nöckl – Straße Außervillgraten/Innervillgraten

(A. HAHN)

Im gesamten Kartiergebiet stehen die Gesteine der metapsammopelitischen Einheit an. Zum einen handelt es sich um eine Wechsellagerung, bei der die Übergänge zwischen den Gesteinstypen sehr unscharf sind. Zum anderen ist in einem Teilgebiet ein phyllitischer Glimmerschiefer aufgeschlossen.

Feinkörnige, feldspatreiche Paragneise stehen auf dem Westgrat, Nordgrat und dem Gabesitten an. Sie sind dünnplattig, stehen im cm-Bereich an und haben eine hellbraune Verwitterungsfarbe. Bestandteile sind Quarz, Feldspat, Biotit und Muskovit. Der Biotit liegt in Form von Blättchen vor, die foliationsparallel eingeregelt sind. Das Gestein weist Kornregelungslineare auf.

Die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise sind feinkörnig, dünnbankig und haben eine rotbraune Verwitterungsfarbe. Im Anschlag sind sie grau. Eine feine Quarzbänderung ist zu erkennen. Sie enthalten Quarz, Plagioklas, Biotit und Muskovit. Eine andere Variante bildet ein gneisiges Gestein mit welliger Foliationsoberfläche und rotbrauner

Verwitterungsfarbe. In einigen Abschnitten nimmt der Feldspatanteil ab und der Quarzanteil zu. Crenulation und eine Verfaltung von Quarzbändern im cm-Bereich ist hier typisch. In beiden Gesteinen findet man Plagioklasblasen, die hauptsächlich von Biotit umschlossen werden.

In die Paragneise sind quarzitisches Partien eingeschaltet. Sie haben Mächtigkeiten im cm-dm-Bereich. Im Anschlag ist das Gestein grau. Die Paragneise werden von Quarzbändern durchzogen, die teilweise verfaltet sind.

In feinkörnigen Partien der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise findet man weiße Bänder im cm-Bereich mit grünen Mineralen, bei denen es sich vermutlich um Amphibole handelt. Die Amphibole konzentrieren sich im Kontakt zum benachbarten Gneis. Es handelt sich vermutlich um Kalksilikatbänder.

Im Gebiet E' zwischen Hohem Haus und Gabesitten kommen Glimmerschiefer vor. Sie sind blätterig, haben auf der Foliationsoberfläche einen silbergrauen Glanz und wirken phyllitisch. Untergeordnet sind die Glimmerschiefer quarzitischer oder eher bankig. Teilweise sind sie granatführend, wobei die Granate in wechselnder Häufigkeit und bis zu einer Größe von 0,8 cm vorkommen. Der Mineralbestand ist Quarz und Plagioklas und in wechselnden Anteilen Biotit und Muskovit.

An Störungszonen sind Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise und Glimmerschiefer durch den erhöhten Chloritgehalt stark vergrünt und kataklastisch geprägt. Außerdem enthalten beide Einheiten in einigen Partien Turmalin.

Im S des Gebietes SW' des Grafenbaches ist ein nicht-metamorphes Kalkvorkommen aufgeschlossen. Des Weiteren findet man hier ein feinkörniges Gestein, das von weißen Äderchen durchzogen wird, bei denen es sich um Quarz handelt. Das Material zeigt im Anschlag eine grüne Färbung.

### Tektonik

Die Hauptfoliation  $S_2$  streicht überwiegend NE-SW und fällt generell zwischen  $30^\circ$  und  $60^\circ$  ein. Ein Messprofil vom Hohen Haus über den Rücken SW' des Hohen Hauses bis einschließlich der Wand NE' des Unteren Sees zeigt eine Großfaltung, deren Achse nach NNW einfällt. Die von SCHULZ beobachteten Gefügeelemente lassen sich auch hier nachvollziehen. Isoklinale Falten im dm-Bereich kommen gehäuft in den Kalksilikaten und Quarziten vor. Die Achsen fallen nach SW und NE. Sie lassen sich, wie auch die verfalteten Quarzlagen, in die  $D_2$ -Strukturen einordnen. Crenulationslineare ( $L_{cr3}$ ) fallen mit unterschiedlichen Einfallswerten nach NW ein. Crenulierte Bereiche der Wechselfolge weisen oft Scherbahnen ( $D_4$ ) auf, die nach NE, NNE oder ENE einfallen. Knickfaltenachsen ( $B_5$ ) dagegen tauchen nach NW mit Fallwinkel um  $40^\circ$  ab.

Kataklastische Störungen streichen NNE-SSW. Im W des Kartiergebietes deutet sich eine große Überschiebungsbahn an. An einigen Stellen ist eine intensive Verfaltung und Kataklaste zu beobachten. Außerdem erkennt man gelbe Ausfällungen, bei denen es sich vermutlich um Schwefelkrusten handelt. Begleitet wird die Überschiebung von Querstörungen, die NW-SE verlaufen. Das Auftreten des Kalkvorkommens am Grafenbach legt die Vermutung nahe, dass hier die Kalkstein-Vallarga-Linie durchzieht. Eine Korrelation der Überschiebungsbahn mit der Kalkstein-Vallarga-Linie ist nicht auszuschließen.

### Quartär

Quartärgeologisch ist dieses Gebiet in das Spätglazial der Würm-Eiszeit einzuordnen. Im Norden bildet das Ge-

biet ein Hochkar, an das im SW eine Kartreppe anschließt. In diesem Hochkar gibt es zwei weitere kleinere Kare. Im N sowie NE befinden sich Seitenmoränen, die einen Rückzug des Eises in Richtung SW erkennen lassen. Unterer und Oberer See sind zurückgebliebene Karseen. Der Untere See entwässert über den Klammbach und den Grafenbach in den Villgratenbach. Teile des Gebietes sind sporadisch vernässt, während andere Bereiche, gerade in Nähe von Flüssen, eine ständige Vernässung aufweisen. Gabesitten und Gabesittenhang weisen Anzeichen einer Bergzergleitung auf, die vermutlich einem Kluftsystem folgt. Einige Bereiche sind wahrscheinlich hangparallel abgeglitten.

### Schwarzer Graben – Käseberg – Innervillgraten – Grat zwischen Schwarzer Graben und Grumauerberg – Kamplasegg – Villgratenbach

(K. OHM)

Im Kartiergebiet herrschen Gesteine der Meta-Psammo-Pelitischen Einheit vor. Hierbei handelt es sich v.a. um Wechsellagerungen verschiedener Paragesteine, wobei überwiegend Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise und Biotit-Gneise auftreten. Der Mineralbestand setzt sich aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit und Chlorit zusammen. Innerhalb dieser Einheit befinden sich immer wieder nicht kartierbare Einschaltungen und Übergänge zu Glimmerschiefern, Glimmerquarziten und quarzitischen Glimmerschiefern. Die Mächtigkeit der Paragneis-Lagen liegt im dm-Bereich. Die Hauptfoliationsrichtung ( $S_2$ ) verläuft parallel zum Materialwechsel. Auf den Foliationsflächen ist oftmals ein Kornregelungslinear ausgebildet.

Die Paragneise treten in drei unterschiedlichen Erscheinungsformen auf: plattig, flaserig und mineralführend. Die plattigen Gneise treten als mittel- bis feinkörnige Gesteinstypen auf. Die Glimmerminerale sind als einzelne „Blättchen“ mit der Basisfläche parallel zur Foliationsfläche ausgerichtet. Im flaserigen Typ sind die Plagioklas- und Quarzkörner ( $\varnothing$  1–5 mm) gewöhnlich netzartig von Glimmern umschlossen. Daraus resultiert ein welliges Aussehen, das an vielen Stellen noch durch eine Crenulationsfältelung unterstrichen wird. Vereinzelt ist ein mineralführender Paragneis zu beobachten, der sich durch das Auftreten von meist idiomorph ausgebildeten (makroskopisch deutlich sichtbaren) Mineralen wie z.B. Granat, Turmalin und Staurolith auszeichnet. Während die Korngröße des Granates im Bereich von ca. 0,5 mm liegt, erreichen die stengelig ausgebildeten Minerale Staurolith und Turmalin oft Längen im cm-Bereich.

Im Bereich von Störungszonen ist eine „Vergrünung“ der Gesteine zu beobachten, dieses Phänomen wird durch eine Chloritisierung von Biotit ausgelöst.

Die zwischengelagerten Glimmerquarzite und quarzitischen Glimmerschiefer zeichnen sich durch einen deutlich geringeren Glimmer- und hohen Quarzgehalt aus. Diese Einheiten können als feinkörniges, sehr hartes, dichtes Gestein mit makroskopisch oft schlecht erkennbarer Foliation beschrieben werden. Als bankige Zwischenlagen mit Gesamtmächtigkeiten von einigen cm bis wenigen m kommt dieser Gesteinstyp fast in allen Bereichen des Kartiergebietes vor. Im Gegensatz zu den Paragneisen, für die eine rostrote bis braune Verwitterungsfärbung und glattenförmige Verwitterungsformen typisch sind, zeigen die quarzitischen Bereiche einen scharfkantig polygonalen Bruch und sind gut geklüftet. Des Weiteren treten häufig reine Quarzlagen im cm- bis dm-Bereich auf, die oftmals isoklinal verfaltet sind.

Die eingeschalteten Glimmerschiefer zeichnen sich durch einen hohen Glimmergehalt und das Zurücktreten des Plagioklasanteils aus. Die Foliation ist sehr gut zu erkennen, da die einzelnen Glimmerblättchen foliationsparallel angeordnet sind, was dem Gestein insgesamt einen blättrigen Ausdruck verleiht.

Innerhalb der Paragneise treten immer wieder geringmächtige Kalksilikat-Gneise auf, die intern stark verfault sind. Die in den Kalksilikat-Gneisen enthaltenen Amphibole sind foliationsparallel eingeregelt. Oftmals ist eine Zonierung dieser Gesteine zu beobachten: Die einzelnen Kalksilikat-Bänder werden stets von dunklen amphibolreichen Bereichen begrenzt, die einen hellen amphibolarmen Bereich umschließen.

Die innerhalb der Meta-Psammo-Peltischen Serie auftretenden Marmor-Bänder lassen sich nur selten über mehrere Meter verfolgen. Meist handelt es sich um stark verfaulte Marmorlinsen. Ein etwas ausgedehnter Marmorhorizont mit einer Mächtigkeit von ca. 1 m befindet sich an der Nordflanke des Grumauerbergs.

Das Top des Grumauerbergs wird aus Orthogesteinen aufgebaut. Hierbei handelt es sich um einen Mikroklin-Augengneis, der sich aus Mikroklin, Biotit, Quarz und Hellglimmer zusammensetzt. Vereinzelt sind auf den Foliationsflächen Turmaline mit einer Länge von bis zu 0,5 cm ausgebildet. Die Größe der Mikroklinaugen variiert im mm- und cm-Bereich. Im Übergangsbereich zwischen Para- und Orthogesteinen tritt am Nord-Grat des Grumauerbergs ein heller, feinkörniger Orthogneis auf, der aus Mikroklin, Quarz, Muskowit und wenig Biotit aufgebaut wird. Die Größe der Augen dieses Orthogneises bewegt sich im mm-Bereich. Ein weiteres aber nur sehr geringmächtiges Orthogneisvorkommen befindet sich im unteren Bereich des Schwarzen Grabens. Dieser Orthogneis besitzt einen sehr hohen Biotit-Anteil, der eine dunkle Färbung hervorruft, die Größe der einzelnen Augen bewegt sich im cm-Bereich.

Entlang nahezu aller Störungszonen im Kartiergebiet findet man Kataklastite, wobei es sich um feinkörnige dunkle Gesteine ohne erkennbare Foliation handelt, die teilweise eine grünliche Färbung erkennen lassen. Diese

grünliche Färbung lässt auf eine Umwandlung von Biotit zu Chlorit schließen.

### Tektonik

Die Hauptfoliation ist großräumig verbreitet und tritt in nahezu allen Gesteinen des Kartiergebietes auf. Die in einer frühen Deformationsphase angelegte Foliation streicht im Kartiergebiet überwiegend in NW-SE-Richtung. Großangelegte Faltenstrukturen lassen sich nicht eindeutig erkennen.

In glimmerreichen Gesteinen sind teilweise eine ausgeprägte Scherbandfoliation und Knickbänder nachzuweisen. Des Weiteren ist häufig eine Crenulation der Foliationsflächen zu erkennen. Im Bereich des Grumauerbergs sind Futteralfalten im m-Bereich zu finden, deren Achsen in SW-NE-Richtung verlaufen. Außerdem ist noch eine auf Quarzbänder und Kalksilikat-Gneise beschränkte isoklinale Faltung zu beobachten.

Die im Kartiergebiet auftretenden Störungen können zwei annähernd senkrecht aufeinander stehenden Störungssystemen zugeordnet werden, sie sind sowohl für den Verlauf von Bächen, Gräben als auch Scharfen und damit eigentlich für die Entwicklung der gesamten Morphologie des Geländes verantwortlich. Sowohl am Käseberg als auch am Grumauerberg und am Schwarzen Graben treten einerseits NW-SE- und andererseits NE-SW-streichende Störungen auf. Der Störungsverlauf kann am besten im Bachlauf des Schwarzen Grabens beobachtet werden. Am Käseberg kommt es durch die NE-SW-verlaufenden Störungen teilweise zu der Ausbildung eines Doppelgrates.

### Quartär

Die quartäre Bedeckung des Altkristallins ist in Ufernähe des Einatbachs als Talbodenalluvium ausgebildet. Die Nordwestflanke des Käsebergs und der Nordosthang des Grumauerbergs sind stark durch den stufenweisen Rückzug würmeiszeitlicher Eismassen geprägt. Einerseits spiegelt die Nordwestflanke des Käsebergs die Schulter eines von Gletschern geprägten in NE-SW-verlaufenden Trogtals wider, andererseits befinden sich senkrecht zum Hang Strukturen, die auf einen Eisrückzug von kleineren Seitengletschern schließen lassen.

## 179 Lienz

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen im Kalsertal und Iseltal auf Blatt 179 Lienz

MANFRED LINNER

Zur Vervollständigung von Diplomkartierungen der Arbeitsgruppe SPAETH (RWTH Aachen) wurden Revisionsbegehungen im NW des Kartenblattes durchgeführt. Im Lesachtal der Schobergruppe und im mittleren Kalsertal, sowie im Iseltal östlich von Huben wurden die qualitativ unterschiedlichen Kristallinkartierungen auf ein einheitliches Niveau gebracht, die Bedeckung neu kartiert und die bislang fehlenden Massenbewegungen eingefügt.

Lesachtal und mittleres Kalsertal werden von hochmetamorphem Ostalpinem Kristallin aufgebaut, das in Annäherung an die Matreier Zone zunehmend retrograde Überprägung zeigt. Im Kalsertal ist nördlich Lana auch noch

die Matreier Zone aufgeschlossen. Ebenfalls Ostalpinem Kristallin schließt das Iseltal östlich von Huben auf, wobei der tiefe Taleinschnitt durch eine breite NW-SE-streichende Störungszone vorgegeben ist.

### Lesachtal und mittleres Kalsertal

Das in E-W-Richtung verlaufende Lesachtal mündet ins mittlere Kalsertal und wird im E und S durch den Kamm Böses Weibl – Roter Knopf – Südliche Talleitenspitze – Glödis – Hochschober – Winkelegg begrenzt. Gegen SW wurde das Kartierungsgebiet auf das Falwindestal ausgedehnt, ein kleines Hochtal, das direkt ins Kalsertal mündet. Im Norden wurde über das Lesachtal hinaus bis zur nördlichen Blattgrenze kartiert, wodurch die nördlichen Abhänge des Kammes Lesacher Riegel – Schönleitenspitze – Tschadinhorn und Teile der Tschadinalm erfasst wurden. Das Kalsertal wurde von der nördlichen Blattgrenze bis zur Linie Jansalm – Haslach – Mullitzgraben kartiert. Als Grundlage für die genannten Gebiete

dienten die geologischen Diplomkartierungen von R. BRÜCKNER (1994), A. BÜCKSTEEG (1994), G. HOUBEN (1994) und R. TSCHERNOSTER (1994), sowie die geomorphologischen Kartierungen von H.W. BUCHENAUER (1990) und H. VEIT (1988).

### Lithologie

Ein mehr als 700 Meter mächtiger Zug aus Amphibolit und saurem Orthogneis dominiert das Ostalpine Kristallin südlich des Lesachbaches. Von der Glödis kommend streicht dieser Orthogesteinszug zwischen Ganot und Kögerl ins Ralfstal und weiter in E-W-Richtung über Lärchetberg, Spinal und Gollspitze ins Fallwindestal und quert dann bei Arnig das Kalsertal. Der Anteil an sauren Orthogneisen nimmt dabei von etwa 10 % (Glödis – Ralfstal) und 30 % (Falwindes) auf nahezu 50 % (W Arnig) zu.

Die Modalgehalte an Amphibol, Plagioklas und Quarz können in den Amphiboliten stark schwanken, wodurch auch die verbreitete Bänderung in Millimeter- bis Meter-Dimension bedingt ist. Biotit tritt in den Amphiboliten wiederholt auf und auch Hellglimmer kann vorkommen. Granat ist selten. Feinkörnige, blassgrünliche Symplektite, die im Ostalpinen Kristallin der südlichen Schobergruppe eine Hochdruckmetamorphose belegen, fehlen in diesem ausgedehnten Metabasitvorkommen des Lesachtales völlig.

Überwiegen Plagioklas und Quarz modal gegenüber Amphibol, so sind die Gesteine als Amphibolgneise anzusprechen. Diese helleren Gneise wechsellagern in Dezimeter- bis Meter-Dimension mit Amphiboliten und scheinen mit diesen genetisch verknüpft zu sein. In der chemischen Zusammensetzung intermediär, sind die Amphibolgneise mineralogisch einformig und in Verwitterung und Bruch massig. Regional nimmt der Anteil der Amphibolgneise im Amphibolit-Orthogneiszug gegen W hin zu, sodass sie in den Metabasiten westlich des Kalser Baches die dominierende Lithologie stellen.

Die sauren Orthogneise treten als wenige Meter bis 150 Meter mächtige Gesteinszüge bevorzugt an Liegend- und Hangendgrenze der Amphibolite auf. Dies auch im Abschnitt zwischen Ralfstal und Falwindes, in dem Paragesteine den Amphibolitzug zerteilen und vier Orthogneiszüge aufgeschlossen sind. Westlich des Kalser Baches treten die sauren Orthogneise mehrere hundert Meter mächtig und auch als Einlagerung in den Amphiboliten auf.

Verbreitet zeigen sich die Orthogneise als mittel- bis grobkörnige Zweiglimmeraugengneise, wobei Hellglimmer meist überwiegt. Augengneise mit feinkörniger Matrix und kleineren Feldspatäugen weisen einen massigen Habitus auf. Hellglimmerreichen leukokraten Orthogneisen fehlt neben Biotit mitunter auch die Augentextur. Vereinzelt kann aber auch Biotit dominieren. Granat führen die gebändert-feinkörnigen Orthogneise im oberen Falwindestal. Dort finden sich häufig auch dünne Amphibolitlagen in den sauren Orthogneisen.

Die Lithologie der Paragesteine, welche den Amphibolit-Orthogneiszug südlich des Lesachbaches umgeben, entfaltet ein breites Spektrum an Metasedimenten. Von Paragneis über Schiefergneis zum Glimmerschiefer finden sich alle Übergänge mit variierendem Modalgehalt an Feldspat und Glimmer. Ein höherer Quarzgehalt vermittelt zu quarzitischen Paragesteinen. Gebänderte Paragneise treten bevorzugt im Liegenden und innerhalb des Amphibolit-Orthogneiszuges auf. Granat ist in den Metasedimenten in fein- bis mittelkörniger Ausbildung wiederholt anzutreffen.

Das Ostalpine Kristallin nördlich des Lesachbaches sowie im Kalsertal nördlich der Knopfbrücke, setzt sich vornehmlich aus Paragesteinen zusammen. Dabei spiegeln Glimmerschiefer mit ihrem gegen N zunehmend phyllitischen Charakter die jungalpidische retrograde Überprägung am besten wider. Eine dynamische Rekristallisation der Hellglimmer und Chloritisierung von Biotit und Granat bewirken dabei eine typisch graugrüne Gesteinsfarbe, auch bei den retrograd beeinflussten Schiefer- und Paragneisen. Auf angewitterten Flächen lassen die Gneise weiß getrübbten Plagioklas erkennen, eine Rekristallisation, die ebenfalls auf die retrograde Überprägung zurückgeht. Letztlich brechen und verwittern die phyllitischen Paragesteine deutlich feinplattiger. Zu erwähnen sind noch schwarzgraue phyllitische Glimmerschiefer, die im Bereich Ruisbach vergesellschaftet mit ebenfalls dunkel pigmentierten Quarzlagen auftreten.

Die Korngröße von oft stark chloritisiertem Granat erreicht in den Paragesteinen nördlich des Lesachbaches bisweilen 5 Millimeter. Zwei Vorkommen von gut erhaltenem Granat sind hervorzuheben: Östlich der Lesacher-Riegel-Hütte sind Glimmerschiefer besonders reich an Granat und östlich von Oberlesach finden sich bis 2 Zentimeter große Granate in Glimmerschiefern.

Mehrere Zehnermeter mächtige Amphibolitzüge sind am Kamm Lesacher Riegel – Schönleitenspitze – Tschadinhorn und in der Nördlichen Mörbetzspitze aufgeschlossen. Die Lithologie dieser amphiboldominierten Metabasite weist ebenfalls auf ein grünschieferfaziell überprägtes amphibolitfazielles Kristallin. Charakteristisch sind Amphibolite mit mittelkörnigen Amphibolporphyroklasten eingebettet in feinkörniger gelbgrüner Matrix mit feinschuppigem Hellglimmer auf den Schieferungsflächen. Eine feine Bänderung und ein höherer Karbonatgehalt, konzentriert in Linsen und Lagen, sind weitere Merkmale dieser Amphibolite.

Biotit oder Granat sind bevorzugt in geringmächtigen Amphibolitlagen anzutreffen. Diese oft boudinierten Lagen sind besonders im Gebiet Böses Weibl – Roter Knopf – Talleitenspitzen – Ruisbach verbreitet. Dabei weisen mittelkörnige Granatamphibolite und hellere Amphibolgneise, die teilweise als Garbengneise ausgebildet sind, einen höheren Plagioklasgehalt auf. Biotitamphibolite können auch Karbonat führen.

Wenige saure Orthogneise sind im nördlichsten Abschnitt des Ostalpinen Kristallins in der Umgebung von Tschadinalm und Figeralm aufgeschlossen. Sie zeigen sich relativ einformig als hellglimmerdominierte mittelkörnige Orthogneise, durch retrograde Überprägung teilweise blassgrünlich und dünnplattig brechend.

Gesteine der Matreier Zone sind in den Hängen des Kalsertales von Lana bis zur nördlichen Blattgrenze aufgeschlossen. Es dominieren blassgrünliche Quarz-Serizit-Schiefer, Quarzitschiefer sowie grünliche und weiße Quarzite, wobei Serizit und Chlorit die Schieferungsflächen belegen. Als weitere Lithologien finden sich Chlorit-Serizit-Phyllite, Arkoseschiefer mit detritärem Hellglimmer und weiße bis graue Kalkmarmorlagen. Für das Ausgangsmaterial dieser Metasedimente ist ein permomesozoisches Alter anzunehmen.

Die Vorkommen von unverschiefert, jungalpidischen Ganggesteinen konzentrieren sich auf das obere Falwindestal zwischen Spinal – Lärchetberg – Kreuzegg. Die hellen tonalitischen Gesteine aus mittelkörnigem Plagioklas, Quarz, Amphibol und Biotit sind durch maximal 1 cm große Granate und feinkörnige, graue Enklaven gekennzeichnet. Untergeordnet sind feinkörnige hell-

graue Ganggesteine, die durch mittelkörnigen Plagioklas und Amphibol leicht porphyrisch erscheinen. In den Felschroffen nördlich des Lärchetberges sind basaltische Ganggesteine aufgeschlossen; porphyrische Amphibole und zahlreiche gefüllte Blasen Hohlräume (Durchmesser bis 5 mm) sind in einer feinstkörnigen, dunkelgrüngrauen Matrix eingebettet.

### Strukturen

Der Gebirgsbau im Lesachtal und mittleren Kalsertal zeigt regionales W–E-Streichen und mittelsteiles Einfallen in südliche Richtung. Das Ostalpine Kristallin überlagert die nördlich anschließende Matreier Zone konkordant, wobei vergleichbare Strukturen eine teilweise gemeinsame Deformationsentwicklung belegen. Im Ostalpinen Kristallin sind gegen das Hangende zusätzliche duktile Strukturelemente erhalten. Die jüngsten Strukturen bilden im gesamten Gebiet NW–SE-streichende Störungen, die geomorphologisch deutlich erkennbar sind.

Die Grenzfläche zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin fällt flach bis mittelsteil gegen S bis SSW ein. Sie streicht durch den NW-Hang des Lesacher Riegels, durchquert bei Lana den Talboden und setzt sich ungestört gegen W in den Osthang des Kalsertales fort. An dieser Grenze ändern sich sowohl Lithologie wie Metamorphoseentwicklung der Gesteine.

Die permomesozoischen Gesteine der Matreier Zone zeigen eine einphasige grünschieferfazielle Metamorphose jungalpidischen Alters, die sich im amphibolitfaziellen Ostalpinen Kristallin als retrograde Metamorphose auswirkt. Die Intensität der retrograden Überprägung nimmt im Ostalpinen Kristallin gegen das Hangende hin ab. Bei einem wahrscheinlich frühalpidischen Alter der amphibolitfaziellen Metamorphose ist die Grenze zwischen Ostalpinem Kristallin und Matreier Zone als tektonisch, gebildet unter grünschieferfaziellen Bedingungen, zu sehen.

Beginnend mit den relativ jüngeren werden nun die duktilen Deformationsphasen im Einzelnen beschrieben und diskutiert. Knickbänder (kink bands) betreffen plattige Lithologien von Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin in gleicher Weise. Die konjugierten Knickbänder zeigen einheitlich mittelsteiles Einfallen nach SW und lassen auf eine späte laterale NW–SE-Einengung ( $D_3$ ) schließen.

Die Schieferungsflächen ( $S_2$ ) sind in den Gesteinen liegend und hangend der tektonischen Grenze zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin zueinander parallel und fallen flach bis mittelsteil in südliche Richtung. Das Einfallen der Schieferung versteht sich im Ostalpinen Kristallin gegen S und zeigt sich im Südhang des Lesachtales und südlich der Figeralm als mittelsteil bis steil gegen Süden. Mit der Ausbildung von  $S_2$  geht im Ostalpinen Kristallin die retrograde grünschieferfazielle Metamorphose einher, die an der Chloritisierung von Granat und Biotit augenscheinlich ist.

Offene Falten als Überprägung von  $D_2$  nach  $D_1$  sind in Quarzglimmerschiefern im Schönleitenkar entwickelt, deren Achsen flach gegen Osten einfallen. Weiter südlich kann  $D_2$  als Feinfältelung (Crenulation) mit steilstehenden Axialebenen beobachtet werden. Die Faltenachsen dieser Crenulation fallen flach gegen Osten.

Die ältere Schieferung ( $S_1$ ) weist nahe der Grenze zur Matreier Zone steileres Südfallen als die dominierende Schieferung ( $S_2$ ) auf. Im Bereich Lesachbach erscheinen die beiden Schieferungen subparallel. Da nun ältere Strukturen gegen S zunehmend besser erhalten sind und Überprägungsbeziehungen meist fehlen, können im Be-

reich Lesachbach die Schieferungsflächen nicht immer eindeutig zugeordnet werden.

Die älteren duktilen Deformationsphasen ( $D_1$ ,  $D_0$ ) bestimmen die Strukturen im Ostalpinen Kristallin südlich des Lesachbaches.  $S_1$  bildet die dominierende Schieferung im Amphibolit-Orthogneiszug, wobei mittelsteiles Einfallen nach S bis SE vorherrscht. Sie stellt die Axialebenenschieferung eines Faltenbaues in Hundertmeter-Dimension dar, der in den NE-Wänden von Ralfkopf und Ganot aufgeschlossen ist. An eine Antiform im Ralfkopf schließt sich eine ebenfalls offene Synform zwischen Ralfkopf und Ganot an. Die ungefähr horizontalen Faltenachsen dieser Großfalten streichen E–W und die Axialebenen fallen mittelsteil gegen S. Eine Z-förmige Falte im Liegendschenkel der Antiform weist auf nordgerichteten Faltenbau. Weiters zeigen diese Verfaltungen einen komplizierteren internen Faltenbau des Amphibolit-Orthogneiszuges als die von BEHRMANN (1990) vorgeschlagene einfache große Synform an. Die Einlagerung von Paragesteinen im Amphibolit-Orthogneiszug nördlich des Kögerl und die Zweiteilung durch Paragesteine zwischen Ralftal und Falwindes könnte ebenfalls durch eine nordgerichtete Verfaltung der Orthogesteine mit umgebenden Paragesteinen verursacht sein.

Die Deformationsphase  $D_0$  zeichnet sich durch eine penetrative, flach bis mittelsteil gegen SE einfallende Schieferung ( $S_0$ ) und eine in Amphiboliten und sauren Orthogneisen deutliche, flach nach E einfallende Streckungslinierung aus. Gletscherschliffe des Kalser Keeses schließen dm-mächtige Amphibolitlagen in Paragneisen auf. Verschiedene Schersinnindikatoren wie rückrotierte Boudins, rotierte gefüllte Klüfte und Scherbänder zeigen eine Top gegen W gerichtete Bewegung während  $D_0$  an. Im Amphibolit-Orthogneiszug westlich des Kalser Baches erscheint die Überprägung von  $D_0$  durch  $D_1$  als Crenulation mit flach bis mittelsteil gegen WSW gerichteten Faltenachsen und Axialflächen flach bis mittelsteil gegen S einfallend.

Abschließend werden die jüngsten Strukturen im Untersuchungsgebiet, die spröden Bruchsysteme, beschrieben. Dominierend sind NW–SE-streichende, saigere Störungszonen, die südlich des Lesachbaches die Richtung von Falwindestal, Ralftal und Kalser-Kees-Kar bewirken. Auch die Talzuschübe im nördlichen Lesachtal und das Zergleiten des Lesacher Riegel könnten durch die Trennflächen der NW–SE-streichenden Störungszonen begünstigt sein. Darauf weist auch eine in gleicher Richtung streichende Störung nordwestlich des Lesacher Riegel, die die tektonische Grenze zwischen Matreier Zone und Ostalpinem Kristallin dextral versetzt. Dass die Versetzungsbeträge entlang der dextralen Störungszonen Zehnermeter bis wenige hundert Meter kaum übersteigen, lässt sich am relativ ungestörten Durchziehen des Amphibolit-Orthogneiszuges erkennen. Untergeordnete NW–SE-Störungen finden sich zwischen den Mörbetzspitzen, südwestlich Roter Knopf und am Glödistörl. Nur vereinzelt treten Brüche in E–W- und N–S-Streichrichtung auf.

Harnischflächen der Aufschlüsse an der Almstraße zwischen Tschamperalm und Lesachhütte fallen steil südwestlich oder nordöstlich ein. Die Strömungen streichen annähernd horizontal NW–SE und markieren dextralen Versatz. Harnische am Ausgang des Falwindestales zeigen ein vergleichbares Bild. Zum sogenannten Knappenloch am Ausgang des Falwindestales, auf der topographischen Karte als aufgelassenes Bergwerk verzeichnet, ist Folgendes anzumerken. Es handelt sich um einen er-

folglosen Schurf im oberen Teil einer Felswand. Der Schurf folgte vermutlich grauschwarzen Kataklasten, wie sie noch am Eingang zum Knappenloch an einer mittelsteil nach E einfallenden Störung aufgeschlossen sind.

### Massenbewegungen

Die räumliche Verteilung der Massenbewegungen zeigt eine deutliche Korrelation zu Lithologie und Talmorphologie. In den Gesteinen der Matreier Zone sowie den phyllitischen Glimmerschiefern des Ostalpinen Kristallins nördlich des Lesachbaches sind die Hänge weitaus instabiler und dies noch verstärkt in den Talflanken des tieferen Kalsertales.

In Bewegung befindet sich der gesamte Lesachtalsüdhang zwischen Tschamperalm und Oberlesach, wobei sich Teilbereiche untergliedern lassen. Großflächige Talzuschübe sind im Bereich Tschamperalm und bei der Kreuzung der Almwege bei 1773 m aktiv. Gut zu erkennen sind Abrisskanten, Verflachungen und stark vorgewölbte, aufgelockerte Stirnbereiche. Gegen W schließen sich entwickelte Zerrstrukturen an, die breite Gräben und einen aus dem Hang ragenden Felshorst nordwestlich Rubisoi bedingen. Auch die weitgehende Hangauflockerung um Rubisoi und die flachgründigen Rutschungen in den Eisrandsedimenten östlich davon können als Begleiterscheinungen dieser Zerrungen gesehen werden. Als bevorzugte Trennflächen für die tiefgreifenden Massenbewegungen im unteren Lesachtal kommen die NW-SE-streichenden, spröden Störungen (siehe Strukturen) in Betracht.

Der Lesacher Riegel, nördlich der beschriebenen Massenbewegungen, ist von einer Verflachung bei 2350 m gegen W ein breiter Rücken. Er ist von dreiseitiger Zergleitung erfasst und durch unterirdische Entwässerung charakterisiert. Am Südhang sind um die Lesacher-Riegel-Hütte Rutschstrukturen entwickelt. Die übersteilten Hänge ins Kalser- und Ködnitztal sind durch ein talseitiges Kippen der Felsmassen unter Ausbildung von zahlreichen Antitheterflächen charakterisiert. Dabei bilden sich scharfkantige und geradlinige Wallformen aus. Vergleichbare Formen finden sich auch westlich des Kalserbaches in den Bereichen östlich von Figer- und Gornalm.

Im oberen Lesachtal finden sich nur am Südhang der Südlichen Mörbetzspitze und am Nordhang des Kögerl kleine Rutschungen mit Abrisskante und aufgelockertem Stirnbereich. Bei Ersterer konnten sich Blockgletscher im Bereich der Verflachung entwickeln. Im Ralftal bildete sich in den Paragesteinen östlich der Südlichen Wasserfallspitze eine größere Rutschmasse, die sich nach NE ins Tal verbaut und den Hang weitgehend in Schutt auflockert.

Außergewöhnlich erscheint ein größerer Felssturz im unteren Falwindestal. Eine grobe Blockhalde erstreckt sich von der Gollspitze hinunter zum Falwindesbach. Die Lithologie der Blockhalde, die ausschließlich aus Orthogneisblöcken besteht, legt ein Abbrechen eines Teils der Orthogneisfelswände südlich der Gollspitze nahe.

Das mittlere Kalsertal verengt und versteilt sich südlich von Unterlesach. Während der Westhang durchgehend stabil erscheint, zeichnet sich der Osthang bei Arnig durch weitgehend aufgelockerten Felsgrund und ungewöhnlich große Schuttkörper aus. Letztere reichen relativ weit, also bis etwa 1700 m den Hang hinauf. Da ein höher gelegenes Liefergebiet nicht ersichtlich ist, könnten Auflockerung und Schuttkörper von einer weitgehend abgetragenen Massenbewegung herrühren.

### Quartär

Bei der Bedeckung lassen sich drei Gebiete unterscheiden: Mittleres und oberes Lesachtal, Falwindestal und Tschadinalm sind bedeckt mit Moränen und Blockgletschern, unteres Lesachtal mit Eisrandsedimenten und mittleres Kalsertal mit reifen Eisrandsedimenten und spät- bis postglazialen Terrassen und Schwemmfächern. Schutthalden und Schwemmfächer finden sich im gesamten Gebiet in unterschiedlichem Umfang.

Zahlreiche Karstufen charakterisieren das verzweigte obere Lesachtal und auch Ralftal, Schönleitenkar und Falwindestal sind in Karstufen gegliedert. Die Kare nordwestlich des Kammes Hochschober – Glödis – Talleitenspitze sind durch Schober-, Kalser- und Glödiskees ausgeformt, wobei diese in den vergangenen Jahren bis auf weitgehend inaktive Reste abgeschmolzen sind. Dementsprechend ausgedehnt ist die Moränenbedeckung dieser lokalen Vergletscherung.

Der Stand von 1850 und jüngere Stände des Schoberkees haben im Ralftal End- und Seitenmoränen hinterlassen, die bis zur Mitte des langgestreckten Tales reichen. Talaustritt und westlich der Lesachhütte sind mehrere Moränenwälle spätglazialer Vergletscherung erhalten. Sehr mächtige junge Endmoränen bildeten Kalser- und Glödiskees, wobei wiederholte postglaziale Vorstöße mit einer Ausdehnung vergleichbar dem Stand von 1850 für diese Anhäufung verantwortlich sein könnten. Jedenfalls unterliegen diese Moränen aufgrund ihrer Lage an Karschwellen starker fluvialer Erosion. Sehr gut erhalten sind jüngere End- und Seitenmoränen innerhalb des 1850er Standes.

Moränenwälle am Rücken östlich der Wegkreuzung bei 2176 m belegen eine spätglaziale Vergletscherung des Kares westlich Roter Knopf in Verbindung mit dem Glödiskees. Weitere Moränenwälle spätglazialer Vorgänger von Kalser Kees und Glödiskees liegen im Lesachtal zwischen 1900 und 2200 m. Eine relativ ältere und noch stärkere Vergletscherung ist durch eine Staffel postglazialer Moränenwälle zwischen Lesachhütte und den östlichsten Almhütten der Lesachalm belegt. Das zugehörige Nährgebiet umfasste das gesamte obere Lesachtal vom Bösen Weibl bis zum Ralfkopf.

Jüngere spätglaziale Gletscher hinterließen am Südhang des oberen Lesachtals und im Schönleitenkar zahlreiche kleinere Moränenwälle und dokumentieren eine wechselvolle spätglaziale Vergletscherung. Spuren postglazialer Vergletscherung sind nicht vorhanden. Diese treten erst nördlich des Kammes Tschadinhorn – Böses Weibl in NW-exponierten Hochkaren auf. Im Bereich der tiefer gelegenen Tschadinalm weist Moränenbedeckung auf wiederum ausgedehnte spätglaziale Vereisung.

Im oberen Falwindestal konnten sich trotz NW-Exponierung keine postglazialen Gletscher entwickeln. Die Ursache liegt in der geringeren Höhe der umgebenden Bergkämme. Mächtige spätglaziale Ablagerungen finden sich zwischen 1800 m und 2230 m, wobei in der Verflachung oberhalb 2200 m mehrere überformte Wälle erhalten sind. Unterbrochen durch Blockgletscher setzt sich die rechte Seitenmoräne bis 2500 m hinauf fort. Im steilen unteren Falwindestal konnte sich ebenfalls auf der orographisch rechten Talseite ein stirnnaher Moränenrest eines älteren Spätglazialgletschers erhalten.

Blockgletscher entwickelten sich in Bereichen geringerer postglazialer Vergletscherung stärker. Zahlreiche und mächtige Blockgletscher mit meist polyphaser Genese finden sich daher im Schönleitenkar, Ruisbachgebiet und

oberen Falwindestal. Weitere teilweise noch aktive Blockgletscher bildeten sich nördlich des Tschadinhorn und auf den NW-Spornen von Ganot und Glödis. Vornehmlich von Schutthalden aber auch von Moränenmaterial wurden und werden die Blockgletscher gespeist. Schuttkörper und Schwemm- beziehungsweise Murenfächer sind auf den Nordhängen des oberen Lesachtales deutlich stärker ausgebildet als auf den Südhängen. Dies lässt sich unmittelbar korrelieren mit der steileren Morphologie und intensiveren Verwitterung der Nordhänge.

Während die Bedeckung am Südhang des unteren Lesachtales durch Eisrandsedimente gekennzeichnet ist, sind durchgehende Schutthalden am Fuß des steileren Nordhanges typisch. Die Eisrandsedimente bedecken den Bereich Tschamperalm und die Almen westlich der Wegkreuzung bei 1773 m Seehöhe. Dabei handelt es sich um mäßig gerundetes Moränenmaterial und wenig gerundeten Lokalschutt in einer siltig bis sandigen gelblichen Matrix mit reichlich Hellglimmer. Die Sortierung ist sehr schlecht, wobei die groben Komponenten einen Durchmesser von cm bis 0,5 m aufweisen. Diese Sedimentparameter weisen die Eisrandsedimente als lokalen Staukörper eines spätglazialen Lesachgletschers aus. Die verschiedenen Massenbewegungen lockern diese Staukörper teilweise auf.

Den Talboden des mittleren Kalsertales erfüllen Eisrandsedimente, spätglaziale Terrassen des Kalser Baches und mehrphasige spät- bis postglaziale Schwemm-fächer. Bei Oberlesach sind zwei Eisrandterrassen erhalten, wobei die östliche höhere Terrasse einer Grundmoräne auflagert. Letztere zeigt sich sehr gut verfestigt und matrixgestützt. Die fein- bis mittelkörnigen Geschiebe sind mittel bis gut gerundet und wenige Geschiebe erreichen 1 Dezimeter Durchmesser.

Bei der Kehre der Straße von Unter- nach Oberlesach ist die tiefer liegende Terrasse an ihrer Oberkante aufgeschlossen. Sehr gut gerundete bis 0,5 Meter große Gerölle bilden ein korngestütztes Gefüge in teilweise horizontaler Schichtung. Die siltige Matrix erscheint beige. Bei den Eisrandsedimenten des südlichen Lesachbaches sind keine Terrassenformen mehr erkennbar. Sie sind teilweise erodiert, umgelagert und von Schutthalden überdeckt. Auch hier bestehen die Eisrandsedimente aus sehr gut gerundeten Geröllen in einer siltig bis sandigen Matrix. Die Lithologie der Blöcke mit bis zu 2 Meter Durchmesser belegt die Herkunft aus dem Lesachtal.

Im Talboden des Kalsertales sind an der Bundesstraße zwischen Arnig und Haslach weitere Eisrandsedimente aufgeschlossen. Im Vergleich zu den Eisrandterrassen am Ausgang des Lesachtales haben sich hier deutlich reifere Sedimente entwickelt. Es sind dies fein- bis mittelkörnige, sehr gut gerundete Kiese mit deutlicher horizontaler Schichtung. Eine partielle Verstellung dieser Schichtung wird von VEIT (1988) als Sackung über abschmelzendem Toteis interpretiert.

Diese Eisrandsedimente werden südlich von Arnig von einem mehr als hundert Meter mächtigen, asymmetrischen Schwemmfächer überlagert. Der Schwemmfächer zeigt eine zweiphasige spät- und postglaziale Entwicklung, wobei der ältere Anteil mit einer nördlich anschließenden spätglazialen Terrasse verzahnt erscheint. Postglazial hat sich der Bach südlich Arnig in diesen älteren Schwemmfächer eingetieft und einen sehr kleinen sekundären Fächer im Mündungsbereich gebildet. Schwemmfächer und Terrasse von Arnig weisen eine signifikant höhere Geländestufe zum Kalserbach auf als der nördlich anschließende Schwemmfächer des Holzschnitzbaches.

Dieser erodierte auch teilweise die Terrasse, womit sein relativ jüngeres Alter belegt ist.

Einen mehrphasigen Schwemmfächer bildete der Lesachbach. Die postglaziale Aufschüttung, die ins Niveau des Kalserbaches mündet, ist in die älteren Teile des Schwemmfächers eingetieft. Der nördliche Teil des Lesachfächers besteht aus drei terrassenförmig abgesetzten Anteilen, wobei sich das höchste Niveau mit einer nördlich anschließenden Terrasse verzahnt. Der südliche Teil des Lesachfächers besteht nur aus dem ältesten und höchsten Anteil, der bei Elleperte mit dem Schwemmfächer des Falwindesbaches verzahnt ist. In Letzteren hat sich der Falwindesbach schluchtartig eingetieft. Insgesamt kann für den Schwemmfächer des Falwindesbaches, die höheren Anteile des Lesachfächers und die nördlich anschließende Terrasse spätglaziales Alter angenommen werden.

Weitere Reste spätglazialer Terrassen befinden sich bei Pradell und nördlich davon. Auf der orographisch rechten Talseite sind südlich Arzl zwei spätglaziale Terrassenniveaus erhalten. Diese werden aus nördlicher Richtung vom ausgedehnten Raseckbachschwemmfächer überlagert. Letzterer wird an der Stirn vom Kalserbach erodiert und weist zwei sekundäre postglaziale Schwemmkegel auf. Abschließend sei auf die Schutthalden und Murenfächer am Hangfuß verwiesen, die im mittleren Kalsertal auf der orographisch rechten Seite stärker entwickelt sind. Die größeren Schuttkörper westlich Arnig könnten, wie bereits erwähnt, auf eine weitgehend abgetragene Massenbewegung zurückgehen.

### Iseltal

Kartiert wurde das Iseltal östlich von Huben, von der westlichen Blattgrenze in südöstliche Richtung. Nordöstlich vom Talboden wurde das Gebiet zwischen Kalser Bach und westlicher Blattgrenze, das den Bereich um Unter- und Oberpeischlach und den Peischlachberg umfasst, aufgenommen. Zwischen westlicher Blattgrenze und Gossenbach wurden die Waldflanken des Iseltales kartiert und weiter südöstlich der Bereich um die Ortschaft Michelbach. Dabei wurden die Ergebnisse der Diplomkartierungen von S. EWALD (1991) und R. GERRESSEN (1994) und die geomorphologische Kartierung von H. VEIT (1988) in die Kartierung eingearbeitet.

### Lithologie

Ostalpines Kristallin setzt sich zu beiden Seiten des Iseltales aus einförmigen Paragesteinen zusammen. Pegmatitgneise sind zwischen Ober- und Unterpeischlach und im Gebiet Gossenbach – Michelbach häufig, jungalpidische Tonalitintrusionen zwischen Falter und Michelbach.

Vorzugsweise Quarzglimmerschiefer bauen den Peischlachberg und die Hänge ins Iseltal auf. Schiefergneise und Paragneise zeigen sich ebenfalls reich an Quarz und mitunter treten Quarzitgneise bis Quarzite auf. Es können sowohl Übergänge zwischen den verschiedenen Paragesteinen als auch diskrete Wechsellagerungen von dm- bis m-mächtigen Lagen beobachtet werden. Mineralogisch sind einzig Granat-Staurolith-Glimmerschiefer mit höherem Hellglimmer- und Plagioklasgehalt auffällig.

Die mittelkörnigen Pegmatitgneise führen Turmalin oder Granat und treten südwestlich Oberpeischlach als konkordante Lagen in dm- bis mehrere m Mächtigkeit auf. Turmalin kann in Form eines Salbandes am Kontakt zum Glimmerschiefer angereichert sein und Granat bis 5 mm Korngröße erreichen oder Aggregate bilden. Westlich von

von Oberpeischlach finden sich wenige Amphibolite aufgeschlossen. Die dm-mächtigen Lagen sind feinkörnig und -gebändert und führen fallweise Biotit.

Bei den Paragesteinen des Iseltalanges zwischen westlicher Blattgrenze und Michelbach überwiegen Schiefergneise, gleichwohl sind Glimmerschiefer und Paragneise als glimmer- beziehungsweise feldspatreichere Paragesteine vorhanden. Die unterschiedlichen Gehalte der Hauptgemengteile ergeben ein wechselvolles Aufschlussbild in diesen insgesamt einförmigen Metasedimenten. Diese sind mineralogisch durch geringe Granatgehalte und verbreitete Chloritführung gekennzeichnet.

Konkordante Pegmatitgneise sind im Gossenbachgraben und um Michelbach und Kienburg verbreitet. Die mittelkörnigen Lagen, dm- bis m-mächtig, können Turmalin und Muskovitpakete führen und teilweise gering deformiert erscheinen. Südlich Kienburg sind Dezimeter große Aggregate aus Muskovitpaketen erhalten.

Gangförmige Tonalitkörper im Gebiet Michelbach – Gossenbach erstrecken sich mit einer Mächtigkeit von wenigen m bis 75 m über eine Distanz von Zehnermetern bis wenige Hundertmeter. Die Kontakte zu den Nebengesteinen sind geradlinig und scharf und die Körper in sich homogen. Sie bestehen aus hellem mittelkörnigem Tonalit mit cm-großem Granat und dioritischen Enklaven.

### Strukturen

Das Iseltal folgt einer breiten NW–SE-streichenden Störungszone. Die regionale Lagerung nordöstlich und südwestlich dieser Störungszone ist unterschiedlich, die duktilen Strukturen sind jedoch vergleichbar.

Die Straße von Huben nach Oberpeischlach schließt zahlreiche Harnischflächen der Iselstörung auf. Auf steil bis saigeren Harnischflächen, in nordöstliche Richtung einfallend, belegen horizontale bis flach gegen SE gerichtete Strömungen dextrale Bewegung. Dazu kommen antithetische Harnischflächen, die steil gegen NNW einfallend eine Strömung mit sinistraler Scherrichtung aufweisen. Westlich von Oberpeischlach weisen Gräben und Rinnen auf Störungsflächen zugehörig der Iselstörungszone.

Mittel bis steiles Einfallen in nordöstliche Richtung beherrscht den Bereich Unter- bis Oberpeischlach und die Iseltalhänge westlich davon. Zwischen Peischlachberg und Staniska weist mittel bis steiles Einfallen in südwestliche Richtung. Diese Verteilung der regionalen Lagerung kann als großräumige Faltenstruktur gedeutet werden und zwar als offene Synform mit Faltenachse in NW–SE-Richtung und steiler Axialebene.

Zu dieser Großfaltung könnte eine Faltengeneration im Kleinbereich gehören, deren Faltenachsen mittelsteil gegen NW bis NNW gerichtet sind. Die zugehörigen Axialflächen fallen mittelsteil gegen NE ein. Eine weitere Faltengeneration ist als Feinfältelung mit flach gegen E einfallenden Faltenachsen und Axialflächen entwickelt.

Die Paragesteine südwestlich des Iseltales lagern regional mittel bis steil gegen SE bis SW und untergeordnet gegen Nordosten. Falten mit Achsen flach gegen E bis SE und Axialflächen flach gegen Osten, sowie eine Feinfältelung mit gleicher Orientierung erscheinen nicht mit dem Schwanken der regionalen Lagerung verknüpft. Die Feinfältelung könnte jener nordöstlich des Iseltales entsprechen. Zu erwähnen sind noch Mylonitzonen, die ebenfalls beidseitig des Iseltales vorkommen (nördlich Unter-

peischlach und nördlich Gsengalm) und derselben Deformationsphase angehören könnten.

Die gangförmigen Tonalitintrusionen zwischen Falter- und Michelbach weisen eine einheitliche Orientierung auf. Sie fallen mittelsteil gegen WNW und lagern somit diskordant zum regionalen Bau. Der Orientierung zufolge kann während der Intrusion mit Dehnung in W–E-Richtung gerechnet werden.

### Massenbewegungen

Der kartierte Abschnitt des Iseltales erscheint trotz der Steilheit der Hänge relativ stabil. Am Peischlachberg zeigen sich tiefgreifende Zerrstrukturen parallel zur Richtung des Rückens. Zu beiden Seiten haben sich denn auch demzufolge im mittleren Hangbereich aufgelockerte Felsbereiche entwickelt.

An den Nordosthängen des Iseltales verläuft die Erosion weitgehend ohne Massenbewegungen. Lediglich nördlich von Michelbach entwickelt sich eine Rutschung in den Gossenbachgraben hinein. Die Abrisskanten lassen eine zur Zeit aktive Phase dieser Massenbewegung erkennen.

### Quartär

Moränen und Rundhöcker der Würmeiszeit und spätglazialer Stadien sind verbreitet am Peischlachberg und dessen West- und Südwesthang, zwischen Unter- und Oberpeischlach, um die Gsengalm und nordwestlich dieser sowie um Michelbach. Zumindest ein Teil der Bedekung stellt gut verfestigte feinkörnige Grundmoräne dar, wie sie am Rand der Kalserbachschlucht bei Oberpeischlach aufgeschlossen ist. Weiters belegen erratische Zentralgneisblöcke am Peischlachbergsüdhang die hochglaziale Natur der Sedimente.

Die Zerrstrukturen des Peischlachberges pausen sich durch die Moränenbedeckung. Andererseits findet sich im Bereich der Rundhöcker meist nur Moränenstreu. Rundhöcker im Iseltalboden (Brunner, Kienburg) lassen die spät- und postglaziale Auffüllung des Talbodens als geringmächtig erkennen.

Die Moränenbedeckung nördlich von Staniska, mit einem stirnnahen Wall westlich vom Egger, wird einem spätglazialen Gletscher des Kalsertales zugeordnet (VEIT, 1988). Die Eisrandsedimente von Staniska und jene nordöstlich von Oberpeischlach werden wiederum auf einen Stau an einem spätglazialen Eiskörper im Iseltal zurückgeführt. Eine weitere Eisrandbildung ist im Iseltal nördlich vom Gossenbachgraben erhalten. Die sandig bis feinkie-sigen Sedimente sind gut sortiert und wenig verfestigt.

Die Schwemmfächer der Iselzuflüsse sind flach und haben geringe Ausdehnung. Dies mag auf die langen Schluchtstrecken vor der Mündung (Kalser Bach, Michelbach) oder auf ein beschränktes Einzugsgebiet (Gossenbach) zurückzuführen sein. Auch wiederholte Erosion der Schwemmfächer durch die Isel ist in Betracht zu ziehen, da diese nur postglaziale Terrassen mit geringem Niveauunterschied aufweist. Zu erwähnen sind noch zwei kleine Felsterrassen am Ansatz der Kalserbachschlucht nordöstlich von Staniska.

Schuttkörper bildeten sich entlang der Hangfüße im Iseltal und oberhalb der Verflachungen von Oberpeischlach und Staniska. Als nur kurzzeitig aktive Ablagerungen sind die künstlichen Anschüttungen in den Steinbrüchen Gossenbach und Michelbach zu nennen.



## 180 Winklern

### Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der zentralen Kreuzeckgruppe auf den Blättern 180 Winklern und 181 Obervellach

R. SCHUSTER & K. SCHMIDT  
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die vorliegende Kartierung umfasst die zentralen Bereiche der Kreuzeckgruppe zwischen den Netzteilerlinien N°96/E°30 und N°86/E°35. Sie beinhaltet die Kartierungsgebiete von KRAINER (1982, 1983, 1984, 1985, 1986), SYLVESTER (1987), ERTL (1985, 1986) und HOKE (1989) sowie Neuaufnahmen des Wöllerbachtals, Teilen der Teuchl, Teilen des Kirschenbachtals, des Hühnerbichls und des Kammereiches zwischen Möllkopf und Striedenkopf. Die bereits kartierten Areale wurden übersichtsweise begangen und bereichsweise überarbeitet. Dabei wurde insbesondere versucht, durch eine detailliertere Ausscheidung innerhalb der metapelitischen Metamorphite eine klarere Darstellung des Gebirgsbaues zu erreichen.

Die Kreuzeckgruppe wird aus Gesteinen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Dieses lässt sich nach HOKE (1990) in den Polinik-Komplex im Nordosten und den Strieden-Komplex im Südwesten gliedern. Die Einheiten sind durch die Ragga-Teuchl-Störung, welche einen Teil der SAM (HOINKES [1999]: Südrand der Alpidischen Metamorphose) repräsentiert, getrennt.

#### Polinik-Komplex

Der polymetamorphe Polinik-Komplex wird von relativ monotonen, grobkörnigen Glimmerschiefern und Gneisen dominiert. Granat, Disthen und Staurolith sind makroskopisch nur selten zu erkennen. Eingelagert finden sich geringmächtige Pegmatoide, Quarzite und Metabasite. Letztere zeigen mehr oder weniger gut erhaltene Relikte einer eklogitfaziellen Metamorphose, für die ein eoalpidisches Alter angenommen werden kann (HOKE, 1990).

Im bearbeiteten Gebiet fällt die Hauptschieferung der Gesteine ( $S_x$ ) nach S bzw. SSW ein. Die Metabasite bilden kleinere Schollen, die sich von der Raggascharte bis nördlich der Polinikalm verfolgen lassen. In der Raggascharte sind auch quarzitisches Lagen anzutreffen.

#### Strieden-Komplex

Der Strieden-Komplex zeigt eine von Norden nach Süden abnehmende, polyphase Metamorphosezonierung. Im nördlichsten, liegendsten Teil finden sich feinkörnige, biotitreiche Sillimanitschiefer (Typ Eisenalm), deren Hauptschieferung ( $S_x$ ) steil nach S bzw. SW einfällt. In dieser Sillimanitzone sind konkordante Lagen von diopsidführenden Amphiboliten sowie unreine Marmore eingeschaltet. Weiters sind in diesem Teil häufig konkordante, aber auch diskordante Pegmatoide vorhanden, welche zumindest in den Randbereichen duktil deformiert sind. Sie weisen einen Mineralbestand von Quarz + Plagioklas + Kalifeldspat + Turmalin ± Granat auf. Gegen das Hangende sind Einschaltungen von mehrere Meter mächtigen Quarziten bzw. von quarzreichen Schiefern häufig. Die Zone erstreckt sich vom Möllkopf über das Berghaus, die Polinikalm bis zur Teuchlscharte. Nördlich der Latschhütte ist bereichsweise eine intensive Feldspatspro-

sung und beginnende Anatexis festzustellen (siehe auch HOKE, 1990).

In weiterer Folge wird das Gebirge aus biotitreichen Zweiglimmerschiefern bzw. -gneisen (Typ Eisenalm [KRAINER, 1987]) aufgebaut, in welche Staurolith-Granatglimmerschiefer (Typ Striedenkopf) mit zahlreichen Quarzmobilisatlagen eingelagert sind. Die Züge der Staurolith-Granatglimmerschiefer sind unscharf begrenzt, lassen sich aber über mehrere Kilometer weit verfolgen. Die Staurolithporphyroblasten erreichen bis zu 2 cm Größe und bauen bis über 15 % des Gesteinsvolumens auf. Damit überwiegen sie deutlich gegenüber Granat. An mehreren Stellen überwachsen bis zu 7 cm große hypidiomorphe Andalusitporphyroblasten das Gefüge. Typisch ist auch das Auftreten von Andalusit-Quarzmobilisaten in Verbindung mit den Staurolith-Granatglimmerschiefern. Diese bilden bis zu 1 m mächtige, unregelmäßig begrenzte deformierte Knauern oder Lagen, die sich nur selten weiter verfolgen lassen. Die Andalusitkristalle sind zum Teil noch idiomorph erhalten und erreichen Querschnitte bis zu 10×10 cm. Der Gangquarz ist in den Randbereichen oft grau gefärbt. Die Andalusitzone zieht vom Fürstenkopf (südlich von Wöllatratten) über die Steinwander Hochalm, den Strieden zur Penker Eisenalm und quert in der Verlängerung des Dechantriegels das Teuchltal.

Vom Kammereich zwischen Striedenkopf und Schneestellkopf lässt sich über den Eisenriegel bis ins Teuchltal (etwa 1550 m Seehöhe) ein Amphibolitzug verfolgen, welcher mit Staurolith-Granatglimmerschiefern vergesellschaftet ist. Der Amphibolitzug ist mehrere Meter mächtig, kann aber durch isoklinale Verfaltung um NW-SE-streichende Achsen ( $F_{x+1}$ ) mehrere 10er-Meter Mächtigkeit erreichen (siehe auch KRAINER, 1985). So z. B. im Kar nordwestlich des Eisenriegels, wo es zu einer mehrmaligen Wechsellagerung mit den Glimmerschiefern kommt.

In den hangendsten Lagen der Staurolith-Granatglimmerschiefer ist kein Andalusit zu beobachten. Die Zweiglimmerschiefer bzw. -gneise werden tendenziell muskovitreicher, führen vereinzelt Granat und es finden sich bis mehrere 10er-Meter mächtige unscharf begrenzte Granatglimmerschieferzüge (Typ Seebachhöhe [KRAINER, 1986]). In Letzteren erreichen die Granatporphyroblasten bis zu 2 cm im Durchmesser. Das Gestein zeigt ein knotiges Gefüge. Von der Scharte zwischen dem Striedenkopf und dem Scheuchenkopf bis 700 m nordwestlich des Bärenkopfes lässt sich ein Zug aus unreinen Marmoren verfolgen. Das Gestein zeigt eine Bänderung aus grauen und weißen Lagen. 200 m nördlich des Teuchltörls konnten in einem Granatglimmerschiefer bis zu 7mm große, deutlich deformierte Disthenkristalle gefunden werden.

Im hangendsten Teil der Zweiglimmerschiefer treten bis ca. 10 m mächtige Glimmerquarzit- und Quarzitzlagen auf. Die Glimmerquarzite sind im Gelände nicht von Orthogneisen zu unterscheiden und als solche wurden sie auch von KRAINER (1984) angesprochen. Eingeschaltet sind jedoch immer wieder reine zuckerkörnige Quarzite, für die ein sedimentärer Ursprung angenommen werden kann. Dies wird auch durch Dünnschliffuntersuchungen von KRAINER (1985) bestätigt. Quarzitzüge ziehen vom Schwarzriesenkopf über die Nordhänge des Kreuzecks und des Dechants Richtung Dechantalm. Die Gesteins-

serie steht bei schwankendem Einfallen der  $S_x$ -Schieferung steil nach SSW oder NNE.

Die Grenze der Zweiglimmergneise und Granatglimmerschiefer zu den hangenden Granatphylliten (Typ Kleines Hochkreuz) ist fließend. Die Gesteine bilden eine Synkinalstruktur im Kilometermaßstab, welche etwas nach Süden überkippt ist. Die Faltenachse der Großfalte liegt flach und streicht West–Ost. Die Achsenebene zieht etwa über das Kleine Hochkreuz zur Feldnerhütte. Besonders im Scheitelbereich sind mehrere Generationen von Parasitärfaulen vorhanden und bereichsweise entstand eine achsenebenenparallele Schieferung, welche als crenulation cleavage ausgebildet ist ( $S_{x+3}$ ). Im nördlichen Schenkel fällt die Hauptschieferung ( $S_x$ ) in den Gipfelbereichen von Dechant und Kreuzeck nach S bis SSW ein, während sie in den tiefsten aufgeschlossenen Bereichen, beim Speicher im Wöllerbachtal, nordfallend ist. Im Südschenkel fällt  $S_x$  generell nach Norden ein. Ein markanter Amphibolitzug, der in den basalen Teilen der Granatphyllite eingeschaltet ist, hebt auf der Linie Sandfeldtörl, Kirschenhütte, Schwarzsteinkopf, Roßalm aus, ist aber im Süden, in den Gipfelbereichen der Graphischen Tristen, wieder vorhanden.

Die Granatphyllite zeichnen sich durch ein feinkörniges Helliglimmergefüge, mit bis zu 15 mm großen Granatporphyroblasten und zahlreichen Quarzmobilisatlagen aus. Es sind mehrere konkordante Amphibolitzüge eingeschaltet. Ein etwa 10 m mächtiger, markanter Amphibolitzug, welcher zumeist mit hellen Aplitgneisen vergesellschaftet ist, befindet sich in den basalen Teilen der Granatphyllite. Wahrscheinlich in ehemals liegender Position dazu tritt eine Quarzitzerie auf, welche bis zu wenige Meter mächtige Lagen aus Graphitquarziten aufweist. Letztere fallen im Gelände durch ihren stückigen Bruch und die schwarze Färbung auf. Der Quarzitzug reicht vom Kaltseetörl zur Feldnerhütte und findet sich weiters im Bereich der Seetalalm, südlich vom Schwarzsteinkopf und im Kar östlich des Sandfeldtörls.

### Tertiäre Gänge

Im gesamten Arbeitsgebiet sind magmatische Gänge verbreitet. Derzeit lassen sich über 50 Vorkommen belegen. Bereits EXNER (1961) erkannte, dass diese zwar hydrothermal überprägt, jedoch postdeformativ intrudiert sind und daher dem Periadriatischen Gangfolge zuzuordnen sind. Die Gänge stehen fast immer saiger und lassen sich maximal über 100 m verfolgen. Ein basischer Gang wurde von PUTIS et al. (1993) 500 m östlich der Brücke bei Wöllatraton im Polinik-Komplex aufgefunden. Es finden sich die Gänge daher, entgegen der Beschreibung von HOKE (1990), sowohl im Strieden- als auch im Polinik-Komplex.

Im Gelände lassen sich zwei Typen unterscheiden:

- 1) Dunkle, basaltische Lamprophyre (Malchit, Kersantit), welche normalerweise nur wenige Dezimeter Dicke erreichen und zumeist N–S streichen. Die Gesteine sind fast immer stark alteriert, sehr feinkörnig und manchmal sind mit Calcit? gefüllte Blasen Hohlräume vorhanden.
- 2) Granatführende, tonalitische Gänge erreichen häufig um die 5 m Mächtigkeit und streichen des öfteren NNE–SSW. Sie fallen im Gelände durch ihre helle Farbe und den grobblockigen Bruch auf. Die Granatkristalle sind häufig idiomorph, zumeist um 1 mm im Durchmesser, können aber auch bis zu 1 cm Größe erreichen. Als weitere mafische Gemengteile sind Hornblende und Biotit vorhanden, welche oft vergrünt

sind. Daneben finden sich manchmal Quarzphänokristalle mit Korrosionsschläuchen. Der Durchmesser der Quarzphänokristalle beträgt etwa 4 mm.

Der Fürstkopf südlich von Wöllatraton wird aus einem Tonalitstock aufgebaut (EXNER, 1961). Die Gesteine sind, zumindest im östlichen Teil, deutlich erzführend und zeigen eine rostige Verwitterung.

### Quartär

Weite Bereiche des in der Karte dargestellten Gebietes liegen über der Baumgrenze. Vergletscherungen sind nicht mehr vorhanden, Relikte davon sind jedoch vielerorts erhalten. Verebnungsflächen in den höchsten Lagen (2400–2700 m) sind zumeist mit Blockschutt bedeckt. In fast allen hochgelegenen Karen sind fossile Blockgletscher vorhanden, die an Hand von Endmoränenwällen mehrere Rückzugsstadien erkennen lassen (z.B. SW Scheuchenkopf, E Glenktörl, ...). In den tiefer gelegenen Karen werden die Böden durch Grundmoränenmaterial gebildet, welches randlich von Hangschutt überflossen wird. In manchen Gebieten sind großflächige Gletscherschliffe vorhanden. So z.B. in der Stalla Wölla, auf der Dechantalm und am Hühnerbichl. Gut erhaltene Seitenmoränen sind im Kar südlich des Schneestellkopfes, östlich des Gößnitztörls oder auf der Roßalm vorhanden. Im Wöllabachtal sind die unteren Bereiche der Hänge von bewachsenem Hangschutt und möglicherweise auch von Moränenmaterial bedeckt. Diese Hangschuttkörper wurden von Schuttkegeln aus den Seitentälern überlagert. In weiterer Folge wurde dieses Material zum Teil wieder ausgeräumt, sodass die Bäche heute zwischen Schuttwällen fließen.

### Metamorphose des Strieden-Komplexes

Im Strieden-Komplex können drei Metamorphosezyklen unterschieden werden. Die älteste erhaltene Prägung ist nach geochronologischen Daten eine variszische Bildung. In den liegenden Bereichen erreichte sie amphibolitfazielle Bedingungen mit einer Mineralvergesellschaftung aus Granat + Staurolith ± Disthen. In den hangenden Teilen herrschten grünschieferfazielle Bedingungen bei Temperaturen von mehr als 450°C, wodurch es zur Bildung der Granatphyllite kam. Die überprägende Niederdruckmetamorphose erreichte in den tiefsten Anteilen der Einheit Temperaturen, die zur beginnenden Aufschmelzung der Gesteine führten. Gegen das Hangende ist eine Abnahme der Metamorphosebedingungen über die Sillimanit- und die Andalusitzzone zu beobachten. Das Alter dieses Metamorphoseereignisses wird als permo-triasisch angenommen (SCHUSTER et al., 1999). Die Eoalpidische Aufheizung erreichte in den tektonisch tiefsten Anteilen des Strieden-Komplexes die untere Grünschieferfazies bei Temperaturen geringer als 400°C, da Ar-Ar-Altersspektren von Muskovit nicht beeinflusst sind.

### Strukturgeologie

Die strukturelle Entwicklung des liegendsten Teiles des Strieden-Komplexes und jene des Polinik-Komplexes wurde von HOKE (1990) studiert. Im Zuge der Kartierung wurde auch der südlich angrenzende Teil strukturell untersucht. An den Gesteinen des Strieden-Komplexes lassen sich zumindest vier duktile Deformationsphasen ablesen.

#### ○ $D_x$

Die Deformation  $D_x$  bedingt die Ausbildung einer ersten noch erhaltenen metamorphen Schieferung ( $S_x$ ), welche die Hauptschieferung der Gesteine des Strieden-Komplexes darstellt. Sie führt zu isoklinaler Faltung älterer Quarzmobilisatlagen. Die Hornblendekris-

talle in Amphiboliten sind parallel zur  $L_x$ -Streckungsrichtung, welche in etwa NW–SE orientiert ist, gewachsen. Das Wachstum von Granat und Staurolith erfolgt spät syn- bis postdeformativ zur  $D_x$ -Deformation. Die Anlage der  $S_x$ -Schieferung wird als variszisch angesehen.

- $D_{x+1}$   
Durch die Deformationsphase  $D_{x+1}$  wird die  $S_x$ -Schieferung in offene, jedoch auch isoklinale Falten ( $F_{x+1}$ ) gelegt. Dabei kommt es in den Scheitelbereichen der Falten zur Ausbildung einer achsenebenenparallelen Schieferung in Form einer crenulation cleavage. Die Orientierung der Faltenachsen  $F_{x+1}$  bzw. der Streckungslineation  $L_{x+1}$  ist parallel bis spitzwinkelig zur Lineation  $L_x$ . In den durch  $F_{x+1}$  verfalteten Quarziten südlich des Kaltseetörls sind bisweilen beide Lineationen erhalten. Zeitlich betrachtet schließt die Deformation  $D_{x+1}$  unmittelbar an  $D_x$  an.
- $D_{x+2}$   
Die Schieferung  $S_x$  wird diskordant von Quarzgängen, Andalusit-Quarzgängen und Pegmatoiden durchschlagen, für die ein permisches Alter angenommen werden kann. Im Bereich der Sillimanitzone werden die Ganggesteine bei Temperaturen über 500°C duktil verformt. Die Deformation bewirkt eine offene Faltung der Pegmatoide, wobei die achsenebenenparallele Schieferung  $S_{x+2}$  subparallel zu  $S_x$  liegt. In der  $S_{x+2}$ -Schieferung wächst Sillimanit, der als Produkt der permo-triassischen Niederdruckmetamorphose interpretiert wird. Auch die Andalusit-Quarzkauern zeigen eine duktile Deformation, die mit  $D_{x+2}$  erklärt werden kann.
- $D_{x+3}$   
Die Deformation  $D_{x+3}$  ist für den Großfaltenbau der zentralen Kreuzeckgruppe verantwortlich. Da auch die permo-triassischen Mineralisograden durch  $D_{x+3}$  verformt werden, muss diese Deformationsphase eoalpidischen Alters sein. Die Faltenachsen liegen in etwa W–E-orientiert, die Faltenachsebenen stehen steil. Die Deformation lief unter Bedingungen der untersten Grünschieferfazies ab.

#### Sprödetektonik

Das bearbeitete Gebiet zeigt eine intensive sprödetektonische Deformation. Diese ist unter anderem dafür verantwortlich, dass im gesamten Arbeitsgebiet Hangzerreibungen und Doppelgratbildungen weit verbreitet sind.

Besonders ausgeprägt ist die spröde Deformation im Bereich der Ragga-Teuchl-Störung, an welcher der Poli-

nik-Komplex gegenüber dem Strieden-Komplex exhumiert wurde. Die Ragga-Teuchl-Störung stellt eine steilstehende, mehr oder weniger W–E-streichende Störungszone dar. Im bearbeiteten Gebiet folgt sie zunächst dem Strugenbach, zieht über die Scharte zwischen Möllkopf und Strugenkopf in die Ragga und weiter in die Teuchlscharte. Die im Bereich des Möllkopfes nach SSW einfallende Hauptschieferung des Strieden-Komplexes wird in Annäherung an die Ragga-Teuchl-Störung immer mehr in die Störungsrichtung einrotiert und steht in der Scharte zwischen Möllkopf und Strugenkopf saiger.

Die Ragga-Teuchl-Störung wird durch ein jüngeres Störungssystem an vielen Stellen versetzt, wobei die Bewegungsbeträge bis maximal 500 m betragen, zumeist aber wesentlich geringer sind. Das jüngere Störungssystem besteht aus steilstehenden, dextralen, WNW–ESE-streichenden und untergeordneten, ebenfalls steilstehenden, sinistralen, NE–SW-streichenden Störungen. Die geologische Aufnahme in diesem Areal ist lückenhaft, da das Gebiet extrem schlecht begehbar ist. Es wurde trotzdem versucht den geologischen Baustil festzuhalten. Die Störungsgeometrie lässt einen genetischen Zusammenhang mit der parallel laufenden Mölltal-Störung erkennen, welche mit der Exhumation des Tauernfensters in Verbindung steht (GENSER & NEUBAUER, 1989).

Am besten ist das Störungssystem im oberen Teil des Strugenbachtals aufgeschlossen. Die WNW–ESE-streichenden Störungen führen zur Bildung von parallelen, bis zu 10 m tiefen Schluchten. Die Wände dieser ausgewaschenen Gräben bestehen aus feinstückig zerbrochenen kristallinen Gesteinen, während am Grund Kataklastite und Pseudotachylite zu beobachten sind.

Schneiden die Störungen die übersteilten Westhänge des Wöllabachtals, so entwickeln sich an ihnen Bergzerreibungen. Besonders gut ausgebildete Bergzerreibungssysteme finden sich im Bereich der Steinwanger Hochalm oder bei der Eisenalm, wo parallele Gräben in regelmäßigen Abständen von mehreren 10er-Metern vorhanden sind.

Im mittleren Teil des Arbeitsgebietes gewinnt ein E–W-streichendes Störungssystem, welches parallel zum Großfaltenbau liegt, immer mehr an Bedeutung. Diese Störungen ziehen aus dem Areal um die Obere Gößnitzerhütte über das Gößnitztörl und den Schwarzriesenkopf in die Teuchl.

Auf dem Hühnerbichl werden die weitläufigen Gletscherschliffe vor allem von einem SW–NE-streichenden Störungssystem durchzogen.

## 181 Obervellach

Siehe Bericht zu Blatt 180 Winklern von R. SCHUSTER & K. SCHMID.

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2000

Band/Volume: [142](#)

Autor(en)/Author(s): Kurz Walter

Artikel/Article: [Bericht 1999 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf den Blatt 126 Radstadt 335-386](#)