



**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung
der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000
im Jahr 2005**

Blatt 21 Horn

**Bericht 2005
über geologische Aufnahmen
im Quartär
auf den Blättern 21 Horn, 23 Hollabrunn
und 23 Hadres**

PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige MitarbeiterInnen)

Im Rahmen der geologischen Grundlagenforschung wurden im Jahr 2005 auch bedeutende quartärgeologische und paläopedologische Aufschlüsse auf den Kartenblättern ÖK 21 Horn, ÖK 22 Hollabrunn und ÖK 23 Hadres untersucht. Ihre ausführliche Dokumentation und nachfolgende mikromorphologische Untersuchung der fossilen Böden hat unsere paläogeographischen und stratigraphischen Kenntnisse über die geologische Entwicklung des Gebietes am Südostrand der Böhmisches Masse im Quartär präzisiert und ergänzt.

Die ältesten Quartärablagerungen sind fluviatile, stark tonige, angewitterte, sandige Schotter, welche sich auf einem ausgeprägten Plateau NE von Aspersdorf in ca. 255 m Seehöhe (Dokumentationspunkt 16/23, ÖK 23 Hadres) befinden. Sie sind auch aus einigen kleinen Schottergruben in der Umgebung (z.B. bei Aspersdorf) bekannt.

In unserem Fall waren sie in einer ca. 2 m tiefen Aufgrabung für das Fundament einer Windkraftanlage aufgeschlossen. An der Basis waren graugrüne, kalkhaltige Tone (wahrscheinlich Laa-Formation, Karpatium) aufgeschlossen, die an der Oberfläche stark kryoturbiert sind. In ihrem Hangenden liegen dunkel-rostbraune, stark tonige und angewitterte, feinkörnige, fluviatile sandige Schotter, oft mit auffallenden schwarzen Ausfällungen von Fe³⁺- und Mn²⁺-Hydroxiden. Bei den kantengerundeten Geröllen mit 0,5–3 cm Durchmesser überwiegen die verwitterungsstabilen Quarze und Silizite. Leicht verwitterbare Gesteine fehlen sichtlich vollständig. Diese sandigen Schotter sind intensiv kryogen beeinflusst und enthalten solifluidale Linsen aus den darunter liegenden graugrünen Tonen. Nach einem bedeutenden Sedimentationshiatus wurden über den Sandschottern hellgraubraune, tonige und kalkhaltige Sande, vereinzelt mit quarzreichen Geröllen abgelagert. Da sich die beschriebenen, kryoturbierten, fluviatilen und sandigen Schotter durch die Geröllgröße, aber auch die

intensive tonige Verwitterung und die morphologische Position von den Schottern der Hollabrunn-Mistelbach-Formation mit milchig weißen, vollkommen gerundeten Quarzen unterscheiden, sind diese Schotter höchstwahrscheinlich eine quartäre Akkumulation.

Zwei weitere wichtige Quartärlokalitäten liegen bei Burgschleinitz (Dokumentationspunkt 14/21, ÖK 21 Horn) und in den Straßeneinschnitten der Umfahrung von Jetzelsdorf, südlich des Grenzüberganges Hatě (Dokumentationspunkt 15/22, ÖK 22 Hollabrunn).

In den Aufgrabungen für den Bau einer Halle südlich von Burgschleinitz (Dokumentationspunkt 14/21) sind unter den geringmächtigen Lössen zwei Paläoböden des Pedokomplexes PK III (Stillfried A, R/W Interglazial) erhalten. Es handelt sich um den B-Horizont eines stark vererdeten Luvisöms (Parabraunerde, illimerisierter Boden) mit dem A-Horizont eines Tschernosöms im Hangenden. Der Tschernosöm entspricht entweder dem humosen Boden des oberen Abschnittes des PK III oder einem (wahrscheinlich unteren) Boden des PK II („W1/2“). Dem C-Horizont entsprechen solifluidale und kryoturbierte (= Gelifluktion) neogene Silte bis Tone mit zahlreichen Molluskensplintern und vereinzelt Quarzgeröllen. Es handelt sich also um eine relativ junge quartäre Schichtfolge vom Grenzbereich des Ober- und Mittelpleistozäns, welche diskordant auf den grüngrauen Silten und Tonen des Eggenburgiums liegen.

Eine analoge Situation wurde auch in einer relativ weit davon entfernten Lokalität zwischen dem Grenzübergang Hatě und Jetzelsdorf (Dokumentationspunkt 15/22) festgestellt. Im Einschnitt der Umfahrung Jetzelsdorf ist über den karpatischen, graugrünen, stark kalkhaltigen Tonen und Silten (Laa-Formation) eine stellenweise bis zu 25 m mächtige Schichtfolge umgelagerter Lössen erhalten. Am Nordhang sind an ihrer Basis auffallende Bodenhorizonte, Bodensedimente und umgelagerte Lössen und Material der liegenden karpatischen Pelite mit einem mächtigen basalen Ca-Horizont entwickelt. Der untere Boden ist der B-Horizont eines parautochthonen, leicht granulierten und kalkangereicherten Luvisöms (Parabraunerde, illimerisierter Boden – Pedokomplex PK III, Basisboden von Stillfried A, R/W, Eem – Probe 1). Direkt auf diesem Horizont ist ein A-Horizont eines kalkhaltigen Tschernosöms aus einem

sandigen Löss (oberer Boden des Pedokomplexes PK III – der älteste humose Boden von Stillfried A – Probe 2) entwickelt. Höher liegt auf der Lössablagerung und einem Bodensediment (Probe 3) der mittlere humose Boden von Stillfried A (unterer Boden von PK II: „W1/2“ – Probe 4). Über einer weiteren Lage umgelagerter Löss- und Silte folgt der obere humose Boden von Stillfried A (der obere Boden von PK II: „W2/3“ – Probe 5). Als jüngstes Schichtglied folgt im Hangenden ein gemischtes fossiles Bodensediment (Probe 6). Bei diesen Böden bei Jetzelsdorf handelt es sich wiederum um eine klassische Lokalität des Stillfried A (PK III, R/W, Eem und interstadiale Böden PK II). Die hangenden, durch Solifluktion verschleppten und vermischten Löss- mit den liegenden Silten haben oberpleistozänes Alter.

Diese neuen Beobachtungen belegen und ergänzen die älteren Untersuchungen (HAVLÍČEK, P., HOLÁSEK, O., SMO-LÍKOVÁ, L. & ROETZEL R., 1998: Zur Entwicklung der Quarz-sedimente am Südostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich. – Jb. Geol. B.-A., **141/1**, 51–71, Wien). Die Lössserien im gesamten untersuchten Gebiet zwischen Hatè und Jetzelsdorf wurden oft von einer jüngeren und örtlich auch holozänen oder oberpleistozänen Erosion betroffen, wie die 2–5 m tiefen Erosionsrinnen (Dellen) in der Umgebung von Ragelsdorf, etc. beweisen. Eine flache Delle in einem Weingarten ENE Ragelsdorf ist mit einer durch Solifluktion und Hangrutschungen umgelagerten, bis 5 m mächtigen Löss-, Sand- und Kiesserie mit fossilen Bodensedimenten und fossilen Böden in parautochthoner Position gefüllt.

Blatt 22 Hollabrunn

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLÍKOVÁ.

Blatt 23 Hadres

Siehe Bericht zu Blatt 21 Horn von PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLÍKOVÁ.

Blatt 39 Tulln

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen wissenschaftlicher Untersuchungen und der geologischen Kartierung des Blattes 39 Tulln wurden die Gebiete nördlich und südlich der Donau zwischen Tulln und Kleinschönbichl, mit Ausnahme des Stadtgebietes von Tulln, bearbeitet.

Es wurden die Auesedimente der Donau und der rechtsseitigen Nebenflüsse Perschling und Große Tulln kartiert.

Holozän

Überschwemmungssedimente (Lehm, Ton, Silt, Sand, sandiger Schotter) Höhere Auestufe

Die fluviatilen Sedimente der Höheren Auestufe bilden eine weit reichende Verebnung, welche von dem niedrigeren Aueniveau morphologisch durch eine ausgeprägte Erosionskante getrennt ist. Sie ist besonders südlich der Donau zwischen Tulln, Kronau, Langschönbichl, Pischelsdorf und Kleinschönbichl markant ausgebildet.

An der Oberfläche dieser fluviatilen Akkumulation befinden sich dunkelbraune bis graubraune, variabel humose, kalkhaltige, sehr feinsandige, schwach tonige Auelehme.

Im sandigen Ackerboden kommen stellenweise ovale, z.T. auch halbovale Gerölle mit 1–2 cm, vereinzelt auch mehr als 3 cm Durchmesser vor.

Im Liegenden der beschriebenen Überschwemmungslehme befinden sich fluviatile sandige Schotter, welche die Talau der Donau ausfüllen. Es handelt sich um schwach tonige, mittelkörnige, fluviatile Schotter mit ovalen und mittelovalen Geröllen aus Quarz (60,8–49,2 %), Kalk (9,1–20,3 %), Quarzit (4,4–6,6 %), Sandstein (4,7–8,5 %), Hornstein (1,4–1,5 %), Siltstein (1,1–1,9 %) und Granitoiden (0,5 %) (Bestimmung von Z.Novák). In dem oberen Teil der 2–3 m mächtigen Schotterlage sind die Gerölle durchschnittlich 2–3 cm, gegen das Liegende überwiegen grobe Gerölle mit durchschnittlich 10–20 cm Durchmesser (Gradations sedimentation?). Besonders in der Umgebung von Pischelsdorf und Kleinschönbichl treten an der Oberfläche der Donautalau und Perschlingtalau graue bis graubraune, kalkhaltige sandige Schotter auf, die manchmal im oberen Abschnitt zwei durch Fe³⁺ und Mn²⁺ sekundär verfestigte Konglomeratlagen enthalten, wobei die obere weiß (kalkhaltig) und die untere rostbraun gefärbt ist (z.B. Schottergrube 700 m SW Pischelsdorf).

In den fluviatilen, sandigen Schottern überwiegt in den durchsichtigen Schwermineralen Granat (56,1–63,6 %) neben kleinen Mengen von Amphibol (16,1–25,2 %), Zirkon (10,1–10,6 %), Epidot (3,6–4,0 %), Apatit (0,5–2,1 %), Staurolith (1,3–1,8 %), Rutil (1,3–1,5 %), Disthen (0,3–1,2 %) und Turmalin (0,5 %). Diese fluviatilen, sandigen Schotter liegen etwa 1–0,5 m über der Talau in ihrer Umgebung

und bilden niedrige Elevationen, die wie Inseln aus der Talaue herausragen. Nach PIFFL (1971: Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **75**, 293–310, Wien) beträgt die Mächtigkeit der Schotter in diesem Gebiet bis zu 10 m und die gesamte Mächtigkeit der Talfüllung im Feld 9,6–11,3 m. Aufgrund von ¹⁴C-Datierungen begrabener Hölzer aus einer Tiefe von 5–6,5 m sind die Schotter stratigraphisch ins Holozän zu stellen (Schottergrube Schauerhuber in Neustift im Felde; Alter von 9185±95 (B.P.) bis 9665±100 (B.P.); PIFFL, 1971). Die darunter liegenden, ca. 5 m mächtigen Schotter, mit einer Lage großer Blöcken an der Basis, haben wahrscheinlich spätglaziales Alter.

Überschwemmungssedimente (Lehm, Ton, Silt, Sand, sandiger Schotter); Niedere Auestufe

Fluviatile Sedimente der Niederen Auestufe bedecken das kartierte Gebiet entlang der Donau, das häufig von Überschwemmungen betroffen ist.

In dem basalen Abschnitt der Talaue liegen graue bis hellgraubraune, kalkhaltige, schwach glimmerige, fluviatile sandige Schotter. In den gut gerundeten Geröllen mit durchschnittlicher Größe von 2–5 cm dominiert Quarz (60 %) über Kalk (20 %), Sandstein (9 %), Quarzit (7 %), Siltstein, Hornstein und vereinzelt auch Granitoiden. In den durchsichtigen Schwermineralen dominiert, analog zu den Sedimenten der höheren Stufe, Granat (54,7 %) neben kleinen Mengen von Amphibol (20 %), Zirkon (13,6 %), Epidot (5,3 %), Staurolith (2,9 %), Apatit (1,9 %), Disthen (0,8 %), Rutil (0,5 %) und Turmalin (0,3 %). Ebenso wie in der höheren Auestufe bilden diese Schotter niedrige Elevationen, die inselartig aus der Talaue aufragen. In diesen Ablagerungen sind eine ganze Reihe kleiner Schottergruben in Betrieb.

Der Großteil der Oberfläche dieser Stufe ist mit sehr unterschiedlichen, dunkelbraungrauen, rostbraun fleckigen, humushaltigen, teilweise sandigen und tonigen Auelehmen bis lehmigen Tonen, stellenweise mit Quarzgeröllen, bedeckt.

An der Oberfläche der Niederen Auestufe sind zahlreiche, z.T. verlandete Altarme der Donau entwickelt, die mit dunkelbraunen, humosen, schwach kalkhaltigen, tonigen Lehmen und Sapropel (bzw. Torf) ausgefüllte sind.

Anthropogene Ablagerungen (Anschüttung, Deponie, Damm)

Anthropogene Ablagerungen sind im untersuchten Gebiet verhältnismäßig stark verbreitet. Am weiträumigsten sind diese im Bereich des Fabriksgeländes der Donau-Chemie nördlich von Pischelsdorf. Ein weiteres, großräumiges, anthropogen verändertes Gebiet ist im Bereich der ausgedehnten Klärgruben nördlich von Tulln. Andere anthropogene Ablagerungen sind Straßendämme in der Donautalaue nördlich von Tulln und Hochwasserdämme entlang der regulierten Donau, der Großen Tulln und der Perschling. Mit anorganischem Material sind auch alte Schottergruben verfüllt oder werden zurzeit rekultiviert, wie z.B. die Grube südwestlich von Pischelsdorf. Besondere Aufschüttungen sind 3–5 m hohe künstliche Hügel, die als Rettungsinseln für das Wild bei Hochwasser in der Au aufgeschüttet wurden (z.B. Goldwascher, Gansmüllerhaufen, usw.). Ebenso treten bei Kronau und Pischelsdorf in den Feldern angeschüttete Lehme, Sande und Schotter auf, die durch die Beackerung mit dem Boden vermischt wurden. Weitere Eingriffen des Menschen in die Natur sind zahlreiche aufgelassene und mit Grundwasser gefüllte Sand-Schottergruben (z.B. NNW und N Kronau, Großer Haufen, Gschirrwasser, usw.).

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

PAVEL HAVLÍČEK, OLDŘICH HOLÁSEK & LIBUŠE SMOLÍKOVÁ
(Auswärtige MitarbeiterInnen)

Im Rahmen der geologischen Kartierung auf Blatt 39 Tulln wurden im Jahr 2005 insgesamt 13 neue quartäre, paläopedologisch bedeutende Lokalitäten untersucht. Durchgehende Detaildokumentation und Probenahme, besonders für die mikromorphologische Bestimmung und Interpretation der Fossilböden, ergänzen dabei laufend unsere Kenntnisse über die paläogeographische und stratigraphische Entwicklung im Quartär im Gebiet dieses Kartenblattes.

Die ältesten Sedimente und fossilen Böden wurden in den Lokalitäten Oberrußbach SW (40Q/907/39/10), Niederrußbach NE (45Q/909/39/10) und Stranzendorf NNW – Altenberg (47Q/892/39/10) festgestellt.

In Böschungen und Wegeinschnitten NE von Niederrußbach (45Q/909/39/10) befindet sich in mehr als 6 m mächtigen sandigen Lössen ein fossiler Boden mit intensiv erodierter Oberfläche und einem mächtigen basalen Ca-Horizont. Es handelt sich um einen Braunlehm (Pedokomplex PK VII (jüngste Warmzeit im Mindel) oder älter), welcher später gering mit allochthonen Komponenten (Plagioklas, dunkle Minerale, Schalen von Foraminiferen) angereichert wurde. Die erosive Oberfläche dieses ältesten, mittelpleistozänen (minimal Mindel) fossilen Bodens belegt einen langen Hiatus vor der Sedimentation der darüber folgenden Löss.

Dem M/R-Interglazial (älteres Holstein, Mittelpleistozän) entspricht sehr wahrscheinlich ein stark entwickelter braunlehmartiger Luvisëm im Gebiet SW Oberrußbach (40Q/907/39/10), welcher nach seinem Klimax noch granuliert, schwach pseudovergleyt und ganz fein rekalfifiziert wurde. Der Boden ist vermutlich durch Rutschungen gestört, da sich im Löss darüber durch Solifluktion umgelagerte Fragmente fossiler Böden finden. Eine seichte Kartierungsbohrung der Geologischen Bundesanstalt im Jahr 2005, etwa 100 m von dem Aufschluss entfernt, erreichte wahrscheinlich zwei braune fossile Bodensedimente eines Braunlehms (?).

Analoge Sedimente und fossile Böden wurden NNW von Stranzendorf, SE der Kote Altenberg (375 m) (47Q/892/39/10) festgestellt. Dort ist unter den Lössen, die ein durch Solifluktion gestörtes Bodensediment enthalten, ein Relikt eines intensiv entwickelten, stark braunlehmartigen Luvisëms (Pedokomplex PK VI – älteres Holstein, M/R) erhalten. Dieses wurde nachfolgend schwach pseudovergleyt und kräftig mit Kalk angereichert. Ein mächtiger, stark entwickelter Ca-Horizont mit großen Lösskindeln belegt auch ein relativ hohes Alter der liegenden Löss.

Eine weitere Lokalität mit einem fossilen Boden befindet sich im Keller des Hauses von Rudolf Weiß in Oberrußbach (39Q/39/10). In der 2 m mächtigen Schichtfolge von solifluidal umgelagerten Lössen ist ein brauner fossiler Boden in parautochthoner Position eingeschaltet, der ebenfalls intensiv durch Solifluktion (Hiatus) gestört ist. An der Basis der beschriebenen Lössschichtfolge liegen grau-grüne, kalkhaltige Silte aus dem Karpatium.

Auch in einem Einschnitt eines Waldweges SE von Oberrußbach (42Q/725/39/10) findet sich innerhalb der Lössen ein brauner Fossilboden mit erosiver Oberfläche und darüber durch Solifluktion umgelagerte, rostbraun gefleckte, glimmerige, kalkhaltige Silte, welche einen ausgeprägten Hiatus in der Sedimentation belegen.

Östlich von Oberrußbach ist in einem tiefen Einschnitt eines Hohlweges (43Q und 44Q/820/39/10) innerhalb einer

Lössschichtfolge wiederum ein durch Solifluktion umgelagerter Horizont aus Silten, fossilen Böden und Bodensedimente erhalten. An der Basis befindet sich hier ein ausgeprägter Ca-Horizont.

Diese durch die Solifluktion verschleppten Löss, fossilen Böden und Bodensedimente stammen wahrscheinlich aus dem Oberpleistozän. Sie weisen auf die intensive Umlagerung und Abtragung an dem exponierten, nach Westen gerichteten Hang hin. Da sich sowohl an den Hängen vom Dauersberg (354 m) als auch Altenberg (375 m) meist nur junge, oberpleistozäne Sedimente, solifluidal umgelagerte fossile Böden und Bodensedimente erhalten haben, ist eine junge Hebung im Quartär im Bereich einer, in den neogenen Aufschlüssen belegten, NNE–SSW-streichenden tektonischen Zone möglich.

Ein interessanter quartärer Aufschluss befindet sich bei Pischelsdorf (37Q/1119/39/33) im Bereich der Talaue der Donau, wo fluviatile, schwach tonige und sandige Schotter auftreten. Sie sind polymikt und führen zwei übereinander liegende, getrennte Lagen unregelmäßig sekundär verfestigter Konglomerate. Die obere Lage ist durch weiße, kalkhaltige Matrix, die untere durch rostbraun gefärbte, eisenhaltige Matrix verfestigt. Darunter liegen polymikte, fluviatile Donauschotter, teilweise mit Geröllen von 10–20 cm, vereinzelt bis 30 cm Durchmesser.

Im Zentrum von Tulln waren beim Bau des Kreisverkehrs unterhalb der Eisenbahnbrücke feinkörnige, fluviatile, sandige Schotter mit Geröllen von 0,5–3 cm Durchmesser aufgeschlossen. Über der erosiven Oberfläche dieser sandigen Schotter liegen dort graubraune, geschichtete, feinkörnige fluviatile Sande, an der Basis mit Schotterlinsen, die aus dem Liegenden umgelagert wurden.

Am SE-Rand von Oberrußbach war bei einem Hausbau in den Lössen eine ausgeprägte, durch Solifluktion verschleppte Lage aus grauen, kalkhaltigen Tonsanden aufgeschlossen, welche eine komplizierte Entwicklung der Lössserie mit zahlreichen Hiäten und wechselnder Akkumulationen und Erosion belegt. Stellenweise, wie z.B. am südlichen Ortseingang von Stranzendorf (46Q/602/39/10), wurde eine für die Löss typische Collumelafauna gefunden.

In den Lössen nördlich von Stranzendorf sind Einsturztrichter entwickelt (48Q/717/39/10 und 49Q/879/39/10), wobei es sich wahrscheinlich um einen Sondertyp der Erosion in den Lössen entlang ihrer typischen Spalten andeutet.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

OLDŘICH HOLÁSEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes ÖK 39 Tulln wurde im nördlichen Teil des Kartenblattes das Gebiet im Bereich südlich von Winkel – Utzenlaa und das südlich anschließende Gebiet bis zur Donau bearbeitet. Das ganze Gebiet ist mit Quartärablagerungen bedeckt.

Im untersuchten Gebiet treten nur holozäne, fluviatile und organische Sedimente, ganz lokal anthropogene Ablagerungen auf.

Die holozänen, fluviatilen Sedimente bilden eine ausge dehnte Akkumulation im ganzen Gebiet. Es handelt sich um Sedimente der Donau im Feld des nördlichen Tullner Feldes, wie PIFFL (1971: Zur Gliederung des Tullner Feldes. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **75**, 293–310, Wien) in seiner ausführlichen Arbeit über der Gliederung des Tullner Feldes angibt. Dieses Gebiet wird in eine Höhere und eine Niedere Talaustufe untergeteilt.

Die jüngsten Schichten der holozänen, fluviatilen Sedimente in der Höheren Talaustufe in der Umgebung von Utzenlaa sind lithologisch sehr variabel, was zahlreiche Bohrstocksonden bis in eine Tiefe von 1 m beweisen. Es handelt sich um braune, dunkelbraune, dunkelgraubraune, variabel humose und feinsandige, sandig-tonige bis tonige Lehme, die tiefer langsam in hellbraune, feinsandige bis siltige, feinglimmerige Lehme (wahrscheinlich umgelagerte Löss) oder in dunkelbraune, schwarzbraune, stark humose, sandig-tonige oder tonige Lehme bis Tone übergehen. Stellenweise haben dieselben Lehme oben braune, dunkelgraubraune und tiefer dunkelbraune Färbung. Östlich von Utzenlaa tritt ab und zu ein Sandschotter an der Oberfläche der Talaue auf. Solche Stellen liegen ungefähr um 0,0–0,75 m höher als die Talaue in ihrer Umgebung. Im sandigen Ackerboden kommen ovale, stellenweise halbovale Gerölle mit 0,5–5 cm Durchmesser vor. In den Geröllen dominiert Quarz neben Kalken, Metamorphiten, Plutoniten, u.a.

Unter den oben beschriebenen Sedimenten liegt eine mächtige Lage von sandigen, fluviatilen Schottern. Nach den Profilen in den Schottergruben im nördlichen Nachbargebiet (PIFFL, 1971) handelt es sich um hellgraue, tiefer weißgraue, oben lehmig-sandige, tiefer tonig-sandige, kalkige Schotter. Der Sand ist größtenteils mittelkörnig. Fein-, Mittel- und Grobschotter bestehen aus ovalen, weniger halbovalen, weißgrauen Geröllen mit 0,5–8 cm, stellenweise 10 cm, vereinzelt 15–25 cm Durchmesser (hauptsächlich aus Quarz, Kalken, Radiolarit, Gneisen, vereinzelt Konglomeraten und Sandsteinen). Große Blöcke, vor allem an der Basis der Terrasse, bestehen hauptsächlich aus Granit, Gneis und Quarz. Sie sind nur teilweise an den Kanten gerundet. Nach PIFFL (1971) ist die Mächtigkeit der Schotter in diesem Gebiet bis zu 10 m und die gesamte Mächtigkeit der Talfüllung beträgt im Feld 9,6–11,3 m.

Stratigraphisch gehört die Sandschotterakkumulation ins Holozän, da ¹⁴C-Datierungen begrabener Hölzer aus einer Tiefe von 5–6,5 m (Schottergrube in Neustift im Felde) Alter von 9185±95 J.v.h. bis 9665±100 J.v.h. erbracht haben (PIFFL, 1971). Darunter liegt noch derselbe Schotter in einer Mächtigkeit von 5 m mit großen Blöcken an der Basis. Nach PIFFL (1971) haben diese wahrscheinlich spätglaziales Alter.

Südlich von Winkel und Utzenlaa befindet sich eine Niedere Talaustufe. Nach 1 m tiefen Bohrstocksonden bilden die jüngste Bedeckung meist dunkel- bis hellbraune, variabel humose, feinsandige, feinglimmerige, lokal siltige Lehme, die tiefer oft in hellbraune, graubraune, grünlichbraune und grünlichgraue, feinglimmerige Silte oder feinkörnige Sande sehr langsam übergehen. Ganz lokal kommen braungraue, tonig-siltige Lehme vor, die in hellgraue, siltige, feste Tone übergehen. Unterhalb dieser Schichtenfolge liegen gelbgraue, hellgraue, feinglimmerige Sandschotter. An einigen Stellen (S und SE vom Jh. Eleonorenhain und SE von Utzenlaa) kommen die Sandschotter an der Oberfläche des Ackerbodens vor (ovale Quarzgerölle mit 0,5–5 cm Durchmesser). Wie in einigen Schottergruben sichtbar, handelt es sich um hellgraubraune, polymikte, grobe Sandschotter mit ovalen Geröllen von 0,5–10 cm Größe (hauptsächlich aus Quarz, weniger Kalksteinen, Metamorphiten, vereinzelt Plutoniten, usw.).

Die gesamte Mächtigkeit der Sedimente in der Niederen Talaue war in der Schottergrube südlich von Frauendorf a.d. Au, beim Schinderlahn aufgeschlossen. Unter dem etwa 30 cm mächtigen grauen Auboden aus sandigen Deckschichten liegen Donauschotter in einer Mächtigkeit von 6 m. An der Basis kommt eine Lage von Kristallinblöcken vor. Darunter liegt ein Tegel. Außerdem wurden in diesen Schottern auch begrabene Hölzer in einer Tiefe von fast 6 m gefunden. Nach der ¹⁴C-Datierungen haben diese

ein Alter von 395 ± 60 J.v.h., sodass die gesamte Akkumulation zum jüngeren Holozän gehört (PIFFL, 1971).

In der Niederen Talau ist eine große Zahl von Altwässern charakteristisch. Die größten von ihnen sind Schinderlahn, Rondellenwasser, Rabischwasser und Plackenwasser. Das Wasser ist hier durchfließend. Die kleineren Altwässer haben manchmal stehende Wasserflächen. Ab und zu haben einige von ihnen vererdete Abschnitte, oft bei ganz engen und flachen Altwässern. Nach den 1 m tiefen Bohrstocksonden kommen hier vor allem dunkelbraune, graue, variabel humose, feinglimmerige Tone, oft mit rostig-braunen bis rostigen Flecken vor. Darunter liegen meistens hellgraue, rostig-braun gefleckte, feinglimmerige Silte mit schwankendem tonigem Zusatz oder feinsandige Lehme. Im Liegenden folgt fluviatiler Sandschotter oder feinkörniger Sand.

Anthropogene Ablagerungen sind lehmige, sandige und schotterige Anschüttungen von Dämmen, besonders der Bereich der Abfahrt der Schnellstraße in Frauendorf a.d. Au.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 39 Tulln

ZDENĚK NOVÁK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte, leicht wellige Gelände im Bereich der alpin-karpatischen Vortiefe liegt zwischen den Gemeinden Puch, Wischathal und Oberrußbach. Der höchste Punkt ist der Haberg (414 m), welcher sich ca. 1 km westlich der Gemeinde Wischathal befindet, der tiefste Punkt die Talau in der Gemeinde Puch (260 m).

Am geologischen Aufbau des kartierten Gebietes sind Sedimente der Laa-Formation (Karpatum), der Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium), vorquartäre Ablagerungen unbestimmten Alters und Quartärsedimente beteiligt.

Neogen

Laa-Formation (Karpatum)

Sedimente des Karpatiums sind an der Oberfläche vor allem in einem durchgehenden, NNE–SSW-streichenden Bereich, der den Rücken mit der höchsten Kote Haberg (414 m) bildet, aufgeschlossen. Inselartig treten sie auch S und SSW der Gemeinde Puch, im Bereich der Kalten Stube zum Vorschein. Am Aufbau der Laa-Formation sind vor allem Sande, Schluffe und wechselnd schluffige Tone beteiligt.

Sande sind vorwiegend fein- bis mittelkörnige, überwiegend kalkhaltige, gelbe, beige, gelbbraune, hellbraune, rostbraune und hellgraue Sedimente. Im feuchten Zustand kommt vor allem bei den grauen und braungrauen Arten eine deutliche grüne Schattierung hervor. In den meisten Fällen sind die Sande nicht besonders gut sortiert, in manchen Einzelfällen treten aber doch sehr gut sortierte Sedimente auf. Außer der überwiegend auftretenden psammitischen Komponente sind auch unterschiedlich hohe tonige und schluffige Anteile vorhanden. Mit Zunahme der schluffigen oder tonigen Komponente gehen die Sande in sandige und schluffige Tone über. Die Sande beinhalten in manchen Fällen dünne Laminae aus meist stark schluffigen, hellbeigen, kalkhaltigen Ton oder schluffigen Ton, die sich auch durch unterschiedliche Farbe voneinander unterscheiden. Ziemlich selten ist ein fast regelmäßiger Schichtwechsel. Sande der Laa-Formation beinhalten auch fein-

körnige Kiese, vorwiegend aus Quarz, welche sich an manchen Stellen an der Oberfläche finden.

In den meisten Fällen sind die Sande kalkhaltige bis stark kalkhaltige Sedimente, wobei die Karbonatkomponente manchmal als weiße Streifen oder Nester ausgeschieden wurde. Die Sandlagen sind in der Regel gering verfestigt.

Bei den durchsichtigen Schwermineralen, die in den untersuchten Gesteinsproben gefunden wurde, gibt es grundsätzlich zwei Provinzen. In den Proben aus dem westlichen Teil des kartierten Blattes, also aus dem Raum zwischen den Gemeinden Puch und Oberrußbach, ist das Schwermineralspektrum durch die dominante Stellung von Granaten (66,8–72,4 %) und sehr niedrigem Amphibolgehalt (1,4–2,3 %) charakterisiert. Deutlich davon unterscheidet sich eine Probe eines stark schluffigen, leicht verfestigten Sandsteines aus dem Bereich der Kalten Stube (Dokumentationspunkt 64), in dem der geringere Granatanteil (49,7 %) einem höheren Apatitgehalt (15,8 %) gegenüber steht. In den Sanden aus dem östlichen Teil des kartierten Blattes, aus der Gegend um Wischathal, sind bei den durchsichtigen Schwermineralen Granat und Amphibol etwa gleich verteilt.

Die Sande überwiegen offensichtlich im Bereich zwischen Puch und Oberrußbach und sind dagegen in der Umgebung von Wischathal weniger verbreitet, wo tonige Sedimente überwiegen.

Schluffe sind im kartierten Bereich in der Laa-Formation am wenigsten verbreitete. Es handelt sich um überwiegend hellgraue, beige- bis hellgelbgraue, kalkhaltige bis stark kalkhaltige, glimmerreiche Sedimente, mit einer variablen Menge der Schluff- und Tonfraktion. Durch die Zunahme der Sand- oder Tonkomponente gehen die Sand- oder Tonschluffe in Schluffsande bzw. Tone über. Die Schluffe bilden Lagen unterschiedlicher Dicke in den Sanden oder Tonen.

Tone sind dagegen in der Laa-Formation im kartierten Bereich sehr verbreitet. Es sind überwiegend grau- bis grüngraue, hellbraune, hellgraue und weißlich-graue, unterschiedlich kalkhaltige Sedimente, die an der Oberfläche öfters gelbbraun bis braun gestreift sind. Im feuchten Zustand zeigen die Tone, ebenso wie die Schluffe, eine grünliche Schattierung. Die Tone führen üblicherweise einen größeren Schluffanteil, der in den Sedimenten unregelmäßig verteilt und unterschiedlich konzentriert ist. Verhältnismäßig häufig treten an manchen Lokalitäten schluffige, bzw. feinsandige Laminae auf, die bei den mächtigeren Horizonten einen blättchen- bis schuppenförmigen Gesteinzerfall verursachen, wie z.B. am Hang SE der Gemeinde Puch (z.B. Dokumentationspunkt 64). Dort treten auch brotlaibförmige Konkretionen aus feinkörnigem, stark schluffigem, kalkhaltigem, schlecht verfestigtem Sandstein auf.

Schotter innerhalb der Laa-Formation treten auf dem NNE–SSW streichenden Höhenzug des Haberges, W vom Wischathal auf. Die höchste Dichte ist in der Umgebung der Kote 414 (Haberg) zu beobachten, wo sie eine auffallende, flache Anhöhe bilden, die auf Grund dieser Zusammensetzung erosionsbeständiger war. Die flächige Verbreitung der Schotter ist sehr unterschiedlich, in der Regel jedoch nicht größer als wenige hundert Quadratmeter. Die Schotter bestehen aus schlecht bis mittel gut gerundeten Sandsteingeröllen mit Durchmesser bis zu 30 cm, manchmal mit Kalkkrusten an der Oberfläche und im geringeren Maß aus kleineren, gut gerundeten Quarzgeröllen. Die Matrix ist überwiegend schluffiger Ton, z.T. auch feinsandig. Die Schotter stammen wahrscheinlich aus dem Bereich der Waschbergszone, wobei es sich heute wahrscheinlich nur um Denudationsreste der ursprünglichen Verbreitung handelt.

Hollabrunn-Mistelbach-Formation (Pannonium)

Sedimente der Hollabrunner Schotter reichen aus dem Westen in das kartierte Gebiet und sind flächig nur verhältnismäßig gering verbreitet. An der Oberfläche sind sie durch zahlreiche gut gerundete Quarzgerölle und durch gelben, gelbbraunen bis hellbraunen, nicht kalkhaltigen Lehm zu erkennen, der durch Bohrstocksonden nachgewiesen werden konnte. Außer Quarzen sind an der Geröllzusammensetzung im kleineren Maß auch Karbonate und dunkle Hornsteine beteiligt.

Vorquartäre Sedimente unbekanntes Alters

Diese treten an der Oberfläche am westlichen Hang des lang gestreckten Höhenzuges des Haberges auf. Es handelt sich um gelbbraune, braune bis braungelbe, nicht kalkhaltige, stark tonhaltige Lehme und Tone, die lithologisch den Tonen und Lehmen des Pannoniums sehr ähnlich sind. Die Schotter, die für die pannonischen Sedimente so charakteristisch sind, fehlen aber hier und man findet hier an der Oberfläche Gerölle nur örtlich und in sehr kleinen Mengen verstreut.

Quartär

Ablagerungen des Quartärs sind durch oberpleistozäne Löss, Lösslehme und deluvio-äolische Sedimente sowie holozäne deluvio-fluviatile und fluviatile Ablagerungen repräsentiert.

Lösse bilden weitläufige Sedimentdecken in großen Teilen der westlichen Hälfte des kartierten Bereiches und seines östlichen Randes. Sie überdecken zum großen Teil auch die oberen Bereiche der pannonischen Sedimente und der Laa-Formation. Die Mächtigkeit ist sicher größer als 5 m. Westlich vom Puch beinhalten die Lösse Einschaltungen von Sand und Feinkies, die entweder deluvio-äolischen Ursprung haben oder durch Solifluktion entstanden. In den höher liegenden Bereichen wurden die Lösse stellenweise entkalkt und haben Eigenschaften der kalkfreien Lösslehme, wobei sie jedoch weiterhin wie echte Lösse aussehen. Mächtigkeit und Verbreitung der heutigen Lösse ist jedoch nur ein verbliebener Rest seiner ursprünglichen Ausdehnung.

Deluvio-fluviatile Ablagerungen treten vor allem in den periodisch durchflossenen Tälern und Senken auf und bestehen aus dunkelbraunen, sandig-schluffigen Lehmen, in der Nähe der pannonischen Sedimente mit Beimengung von Geröllen.

Fluviatile Ablagerungen füllen in größerem Ausmaß nur das Tal südlich der Gemeinde Puch. Es handelt sich um braungraue bis dunkelbraune, schluffig-tonige Ablagerungen mit geringer Beimengung vom Geröllen und feiner Sandfraktion.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 39 Tulln

MICHAL VACHEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der neuen geologischen Aufnahme des Blattes 39 Tulln wurde das Gebiet in der weiteren Umgebung der Gemeinden Mollersdorf, Neuaigen, Trübensee und Perzendorf, südlich der W–E-verlaufenden Schnellstraße, bearbeitet. Dieses Gebiet wird von ausgedehnten holozänen, fluviatilen Sedimenten bedeckt, die die Talau der Donau und der Schmida bilden. Die Donauaue liegt hier nur in der niedrigen (jüngeren) Stufe. Die Beschaffenheit

der Auenablagerungen wurde hauptsächlich mit dem Bohrstock bis zur Tiefe von 1 m untersucht.

Holozän

Die ältesten Sedimente sind graue, stellenweise gelbgraue oder braungraue fluviatile Schottersande. Kantengerundete bis gerundete Gerölle in der Größe von 0,5–10 cm, ausnahmsweise bis zu 30 cm, werden vor allem von Quarz gebildet. Stellenweise treten sie in der Gestalt von kleinen Ausbissen bis an die Oberfläche, wo sie flache Erhebungen bilden. Diese Ausbisse sind gewöhnlich nicht bewaldet und werden von Wiesen oder lichten Eichen- und Strauchbeständen (Roßwörthaufen WSW von Trübensee) bedeckt. Südlich von den Gemeinden Neuaigen und Trübensee befindet sich eine Reihe von rekultivierten, aber auch aktiven Kiesgruben. In den aufgeschlossenen Wänden liegt die Oberfläche der Schottersande 0,6 bis 1,45 m unter der Geländeoberkante. In einer aktiven Kiesgrube südlich von Trübensee wurden bei der Nassbaggerung bis über 1 m große Blöcke, vor allem aus Sandstein geborgen, laut Aussagen der Arbeiter auch Stämme von lignitischen Baumstämmen und Keramik. Die Blöcke lagen wahrscheinlich an der Schotterbasis, in einer Tiefe von mindestens 7 m unter dem Wasserspiegel. Von Proben der Schottersande aus zwei Kiesgruben wurde die Zusammensetzung der Geröllspektren untersucht. Weiters wurden die Schwermineralspektren in der Sandfraktion ermittelt. Die Ergebnisse unterscheiden sich nicht wesentlich von den Ergebnissen in den anschließenden Kartierungsgebieten von P. HAVLIČEK und O. HOLÁSEK (siehe Berichte in diesem Heft).

Im Hangenden der Schottersande treten im gesamten aufgenommenen Gebiet hellgraue, graue, gelbgraue oder braungraue, meist feinglimmerige, manchmal leicht lehmige, feinkörnige fluviatile Sande auf.

Jüngere Sedimente sind graue, grüngraue, braungraue oder gelbgraue, stellenweise leicht tonhaltige, feinglimmerige, stellenweise leicht bis stark lehmige Hochwasserschlufluffe. Auf ausgedehnten Flächen treten diese Schluffe bis an die Auenoberfläche oder liegen dicht darunter.

Ein weiteres, lithologisch unterschiedliches Sediment sind graue, braungraue oder braune, manchmal feinglimmerige, unterschiedlich schluffige Hochwasserlehme. Sie kommen fast ausschließlich in der Umgebung der Schmida (südlich und westlich vom Fh. Binderau), an der Basis von schluffig-lehmigen Hochwassertonen vor. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um holozäne Anschwemmungen dieses Flusses.

Das jüngste Glied der Sedimente der Niederen Auenstufe sind Hochwassertone. Sie bedecken einen wesentlichen Teil des aufgenommenen Gebietes. Ihr oberer Teil wird von braunen oder graubraunen, unterschiedlich humosen, schluffigen, stellenweise leicht lehmigen Tonen gebildet. Diese Tone gehen nach unten in hellere, braungraue, leicht humose, schluffige Hochwassertone oder direkt in Hochwasserschlufluffe über.

Die Altwasser sind Reste eines Systems von Flussarmen der Donau aus verschiedenen Zeitperioden. Ihr Alter entspricht dem Grad und Zeitpunkt ihrer Ausfüllung mit Ton. Die jüngsten sind an die Donau angeschlossen und werden durchflossen. Die ältesten sind wasserlose, flache Vertiefungen inmitten von Waldbeständen.

Die Füllung dieser Altwasser bilden vor allem braungraue bis grüngelbe, rostfarbig gefleckte, schluffige Lehme mit braunen bis dunkelbraunen, humosen, schluffig-lehmigen Tonen im Hangenden. Darunter wurden in einigen Fällen in der Tiefe von ca. 1 m fluviatile Sande oder lehmige Hochwasserschlufluffe gefunden. Die Füllung von einigen Altwässern bilden bis zur Tiefe von 1 m nur grobkörnige Sedimente (Schlufluffe, Sande oder Schottersande).

Anthropogene Sedimente (Aufschüttungen) sind vor allem Strassen- und Eisenbahndämme, bzw. Auffüllungen von Kiesgruben. Sie bestehen aus Tonen und tonhaltigen

gen Schottern. Zwischen der Straße und der Eisenbahn, etwa 1,5 km südöstlich von Trübenensee, befindet sich ein Lagerplatz von Bauschutt und Bodenaushub.

Blatt 56 St. Pölten

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Neogen und Quartär auf Blatt 56 St. Pölten

STJEPAN ČORIĆ

Der Schwerpunkt der geologischen Aufnahmen im Jahr 2005 lag am Nordrand des Blattes 56 St. Pölten zwischen Murstetten (im Osten), Haselbach, Rassing, Rapoltendorf und Pottenbrunn (im Westen).

Die quartäre Prägung der kartierten Gebiete erfolgt durch äolische (Löss, Lösslehme, häufig mehrere Meter mächtig) und fluviatile Sedimente (quartäre Kieskörper mit mächtigen lehmigen Deckschichten). Nördlich von Pottenbrunn (Grenzgebiet zu ÖK 38, Krems an der Donau) konnte ein kleiner Kieskörper aufgenommen werden. Dieser Kieskörper, teilweise konglomeriert, dessen Basis in einer absoluten Höhe von ungefähr 310 m liegt, lagert unmittelbar auf den „Oncophoraschichten“ (Rzehakiaschichten) und gehört zu den ältesten quartären Ablagerungen im kartierten Gebiet. Eine genaue Abgrenzung des Kieskörpers ist wegen der nur schlecht ausgeprägten Terrassenmorphologie erschwert. Der Kies führt vorwiegend Flyschsandstein und kalkalpines Material.

Östlich des Saubaches und östlich Pottenbrunn steht, N–S-verlaufend, jüngerer Deckenschotter an, in welchem zwei Niveaus auskartiert werden konnten. Er führt gut gerundete, bis 20 cm große Gerölle, vorwiegend aus kalkalpinem Material.

Dasselbe Niveau wurde zwischen Maria Jeutendorf und Mauterheim angetroffen (absolute Höhe von ca. 240 m). Gut gerundete Sandsteingerölle (Durchmesser bis 20 cm) unterscheiden diese Deckenschotter von denen im Traisental. Bei jüngsten archäologischen Grabungen wurden hier zahlreiche archäologische Funde zu Tage gefördert.

Im Perschlingtal, östlich von Untergrafendorf, konnten kleine Reste der Niederterrasse auskartiert werden. Sie ist von dem heutigen Talboden (Alluvium) durch eine bis 2 m hohe Erosionskante abgegrenzt.

Ein großer Teil des Gebietes zwischen Mauterheim und Pottenbrunn (westlich des Perschlingtales) ist von Löss, Lösslehm und Solifluktionmaterial bedeckt. Im Baubereich des Ostportals des Raingrubtunnels (Hochleistungsstrecke Wien – St. Pölten) südlich von Maria Jeutendorf (Haselgrund) wurde ein Ausbiss von „Oncophoraschichten“ auskartiert. Weiters wurden durch die Bauaktivitäten mehrere Meter mächtige braune Lehme aufgeschlossen. Diese solifluidalen Lehme enthalten gut erhaltene fossile Lössschnecken. In diesem Lehmen wurde eine aquatisch abgelagerte linsenförmige Einschaltung angetroffen. Diese hellgrauen fein laminierten Silte zeigen eine geringe (bis 80 cm) Mächtigkeit.

Die Abgrenzungen von „Oncophoraschichten“ zum Löss (und Lösslehm) wurde erfolgreich mit Hilfe von Handbohrungen vorgenommen (insgesamt 79 Bohrungen).

Die neogenen Sedimente im kartierten Bereich des Blattes ÖK 56 sind dem Ottnangium zuzuordnen. Ein Großteil der klastischen Ablagerungen sind als brackische „Oncophoraschichten“ anzusprechen. Südlich von Murstetten –

Winkling, im Schuppenbereich, wurden dagegen marine Sedimente des Ottnangiums (Prinzersdofer Sande und Robulusschlier) angetroffen.

Im kartierten Gebiet erscheinen grundsätzlich zwei lithologisch unterschiedliche Typen der „Oncophoraschichten“:

- 1) Sandsteine (geschichtet bis dickbankig) mit geringem Anteil an Schluff-Tonsteinlagen und
- 2) überwiegend schluffige bis tonige, gut geschichtete Sedimente.

Auf Grund der mächtigen quartären Bedeckung ist eine genaue Abgrenzung zwischen diesen zwei Typen der Rzehakiaschichten nicht durchführbar. Mächtige Grob-, Mittel- bis Feinsande mit harten karbonatisch gebundenen Konkretionen wurden in mehreren Aufschlüssen beobachtet: von Obermoos über Haselbach bis Rassing, in der Nähe von Ziegelhausen, etc. Selten wurden in glimmerreichen Sandsteinbänken zerbrochene Molluskenschalen sowie inkohlte, nicht näher bestimmbare Pflanzenreste gefunden. Ausbisse von siltigen, gut geschichteten Rzehakiaschichten „Oncophoraschichten“ wurden bei der Aufnahme der Gasleitungskünette in der Nähe von Rapoltendorf beschrieben (KRENMAYR, 2001: Bericht über die geologische Aufnahme der Gasleitungskünette der EVN für die „Fernleitung Südwest 2“ im Bereich der Molassezone auf den Blättern 38 Krems und 56 St. Pölten. – Bibliothek der GBA, Wiss. Archiv). Geschichtete Feinsandsteine in Wechsellagerung mit Schluff-Tonsteinlagen treten in der Nähe von Winkling und westlich von Mauterheim auf.

In mittel- bis grobsandigen, glimmerreichen Ablagerungen, ca. 300 m östlich von Rassing, wurde eine relativ gut erhaltene Bivalvenfauna gefunden. Das Auftreten von kleinwüchsigen, rhezakiiden-lymnocardiiden Bivalven in den beprobten Sedimenten ermöglichte zum ersten Mal eine genaue stratigraphische Einstufung ins obere Ottnangium. MANDIC (2005: Bericht über taxonomische und biostratigraphische Zuordnung und paläoökologische und paläobiogeographische Deutung von Makrofossilien der zwei Kartierungsproben aus dem Raum St. Pölten [NÖ]. – Bibliothek der GBA, Wiss. Archiv) beschrieb 6 Arten der Gattung *Limnopageta* (Lymnocariidae): *Limnopageta moravica* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* aff. *moravica* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* cf. *ammoni* (RZEHAČ, 1893), *Limnopageta* aff. *ammoni* (AMMONI, 1893), *Limnopageta* cf. *bavarica* (AMMON, 1888), *Limnopageta* n. sp. und 2 der Gattung *Rzehakia* (Rzehakiiidae): *Rzehakia guembeli* (GÜMBEL, 1859) und *Rzehakia* cf. *socialis* (RZEHAČ, 1882). Diese endemische Vergesellschaftung ist für meso- bis brachyhalines Milieu eines Brackwassers bis 30 m Tiefe und für Salinitätswerte bis max. 18–19 ppm charakteristisch (MANDIC, 2005).

Klastische Ablagerungen, von FUCHS als Prinzersdofer Sande beschrieben, sind südlich von Murstetten im Bereich der allochthonen Molasse aufgeschlossen. Mehrere Meter mächtige glimmerreiche Fein- bis Mittelsande stehen in Wechsellagerung mit wenige Dezimeter mächtigen, grauen Mergeln, aus denen mehrere Proben für paläontologische Untersuchungen genommen wurden. Kalkiges Nannoplankton wurde von mehreren Proben aus sandigen und mergeligen Schichten untersucht. Dunkle Tonmergel sind durch gut erhaltene, relativ reiche Nannoplanktonver-

gesellschaften gekennzeichnet. Charakteristisch ist ein hoher Anteil (bis >90 %) von *Coccolithus pelagicus* (WALLICH, 1871) SCHILLER 1930 in allen untersuchten Proben. Regelmäßig treten folgende Formen auf: *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, 1971, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY, 1967) BUKRY, 1971, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967, *Reticulofenestra bisecta* (HAY, 1966) ROTH, 1970, *Reticulofenestra daviesii* (HAQ, 1968) HAQ, 1971, *Reticulofenestra pseudumbilica* (GARTNER, 1967) GARTNER 1969, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER, 1960) BRAMLETTE & WILCOXON, 1967. Obwohl *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE & WILCOXON, 1967 in den meisten Proben fehlt, erlaubt das seltene Auftreten dieser Form in Gemeinschaft mit *S. disbelemnus* FORNACIARI & RIO, 1996, *S. heteromorphus* DEFLEANDRE, 1953, *Triquetrorhabdulus milowii* BUKRY 1971 und *H. ampliaperta* eine biostratigraphische Einstufung in die Nannoplankton Zone NN3 (MARTINI, 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – In: FARINACCI, A. (ed.): Proceedings of the II Planktonic conference, Roma 1970, 738–785; Roma [Edizioni Tecnoscienza]). Ein sehr hoher Anteil von *C. pelagicus* in den untersuchten Pro-

ben ist ein Zeichen für relativ kalte, küstennahe Ablagerungsbedingungen. Umgelagerte Formen aus Oberkreide (*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, 1959, *Arkhangelskiella maastrichtiana* BURNETT, 1998, *Placozygus fibuliformis* (REINHARDT, 1964) HOFFMANN, 1970 etc.) und Eozän (*Cribracentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH, 1967) PERCH-NIELSEN, 1971, *Discoaster lodoensis* BRAMLETTE & RIEDEL, 1954, *Lanternithus minutus* STRADNER, 1962, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN, 1965) MARTINI & RITZKOWSKI, 1968 etc.) kommen regelmäßig und relativ häufig vor. Mehrere Messungen zeigen, dass diese Sande eine mit rund 30° nach Nordwesten einfallende, ca. 30–40 m mächtige Lage bilden.

Nach der vorläufigen Beurteilung der Geländesituation scheint zwischen Winkling und Murstetten über den Sanden Robulusschlier in geringer Mächtigkeit (bis ca. 20 m) aufgeschlossen zu sein. Die paläontologisch untersuchten grauen Mergel enthalten identische Nannoplanktongesellschaftungen wie die Proben aus den Prinzersdorfer Sanden. Eine endgültige Zuordnung dieser pelitischen Sedimente steht noch aus.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 57 Neulengbach

HOLGER GEBHARDT

Die von H.G. KRENMAYER begonnene Neuaufnahme der Tertiäranteile des Blattes ÖK 57 Neulengbach wurde im Berichtsjahr fortgesetzt. Das kartierte Gebiet umfasst den Bereich zwischen den Flüssen Große Tulln und Kleine Tulln nördlich der durch Wimmersdorf verlaufenden Landstraße mit Ausnahme des Bereiches um Siegersdorf. Im gesamten Gebiet stehen im Untergrund dem Robulusschlier zugeordnete Gesteine an, die in weiten Bereichen von Lösslehmdecken, Talböden und Schwämmfächern überdeckt werden.

Robulusschlier

Die im frischen Zustand dunkel- bis schwarzgrauen Mergel des Robulusschliers ändern ihre Farbe mit zunehmender Verwitterung zu graugrün, hellgrau und weiß. Die Mergel sind meist deutlich laminiert und weisen häufig mm-dicke, glaukonitreiche Mittelsandlagen auf, die sie auch in Kleinstaufschlüssen wie Maulwurfshügeln oder im stark verwitterten Zustand leicht erkennbar machen. In weiten Bereichen des kartierten Gebietes, insbesondere nördlich und westlich von Röhrenbach sowie südlich von Siegersdorf, treten vermehrt cm bis dm mächtige Sandsteinbänke innerhalb der Mergel auf. Diese sind fein- bis mittelsandig, meist ebenfalls glaukonitreich und können zahlreiche Sedimentstrukturen aufweisen (planare Schichtung, Schrägschichtungsgefüge, Rippelmarken, seltener Erosionsmarken). Leider wurden bisher keine Strömungsanzeiger im anstehenden Gestein gefunden, die Hinweise auf Paläoströmungsrichtungen geben könnten. Mächtigere Sandsteinbänke (bis ca. 30 cm) sind meist massiv und weisen keine deutlich sichtbaren Sedimentstrukturen auf. Im bewaldeten und oft tiefgründig verwitterten nördlichen Anteil des Gebietes sind die typischen glaukonitreichen, mittelsandigen Sandsteinplatten oft die wichtigsten Anzeiger für Robulusschlier im Untergrund. Auf landwirtschaft-

lich genutzten Flächen, die von Löss- und Verwitterungslehm bedeckt sind, lassen sich nach dem Pflügen helle, oft weißliche Bereiche erkennen, die das Vorkommen von Robulusschlier im nahen Untergrund (ca. 50 cm Tiefe) andeuten. In vielen Fällen wird dies durch kleine Mengen Schlier- oder Sandsteinsplitter bestätigt.

Besonders gute Aufschlüsse, die einen Einblick in Fazies und Lagerungsverhältnisse geben, befinden sich am Nordrand von Röhrenbach (Sonnleiten), gegenüber der Kirche von Grabensee, im Hohlweg am Nordende von Haghöfen und am Nordrand des Gebietes (südlich des Heuberges, Blatt 39 Tulln). Gute Aufschlüsse sind größtenteils erst vor wenigen Jahren bei Baumaßnahmen entstanden.

Ältere Aufschlüsse, wie beispielsweise in der Karte von GÖTZINGER et al. (1954) durch Streich- und Fallzeichen ausgewiesene Stellen, konnten in den meisten Fällen nicht wieder gefunden werden, da sie inzwischen verschüttet oder überwachsen sind. Große, zusammenhängende Flächen mit ausbeißendem Robulusschlier befinden sich im gesamten Norden des Gebietes und an den oft steileren Süd- und Westflanken der vier NW–SE-verlaufenden Täler im östlichen Teil des Gebietes, insbesondere entlang des Röhrenbaches und dem sich nordöstlich anschließendem Tal. Diese Bereiche befanden sich zur Zeit der Lösssedimentation vermutlich in einer Luvposition.

Zahlreiche Proben zur biostratigraphischen und paläoökologischen Interpretation befinden sich zur Zeit in Bearbeitung. Die Auswertung von 35 Spülproben zweier Aufzeitbohrungen der seismischen Exploration (genommen von RÖTZEL in 2000) aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Arbeitsgebietes (A2, Sieghartskirchen W, Wolfslacken in Norden und A3, Kogl W im Süden des Arbeitsgebietes) ergaben ein unterottnangisches Alter für alle Robulusschlierproben. Während die Mikrofaunen (Foraminiferen, Radiolarien, Schwammnadeln) der nördlichen Bohrung stark korrodiert und rekristallisiert sind, befinden sich die der südlichen Bohrung in einem deutlich besseren Erhaltungszustand. Zudem sind die Foraminiferenassoziationen der Bohrung A3 arten- und individuenreicher. Neben einer genaueren Altersdatierung können hier normalmarine Be-

dingungen mit guter Sauerstoffversorgung bei ca. 100 bis 200 m Wassertiefe für den Ablagerungsraum abgeleitet werden.

Die Schichten streichen mit wenigen (lokalen) Ausnahmen WSW–ENE mit Einfallswinkeln um 20° (15 bis 50°), entlang von Störungszonen und Flexuren lokal auch steiler bis zur Überkipfung. Während die Schichten im Westteil des bearbeiteten Gebietes nach Süden und Osten einfallen, wurden im Ostteil nur westliche und nördliche Richtungen beobachtet. Dies entspricht der von GÖTZINGER et al. (1954) beschriebenen Muldenstruktur, die ihre Fortsetzung in den nordöstlich Sieghartskirchen anstehenden Schichten des Aubergs finden. Der Muldenkern verläuft wahrscheinlich durch Grabensee, der Robulusschlier lagert hier zudem annähernd horizontal. Die Annahme ungestörter Lagerungsverhältnisse würde für den südöstlichen Muldenschenkel eine Mächtigkeit von ca. 600 m ergeben. Wegen der zahlreichen Störungsflächen und Flexuren (besonders gut sichtbar nördlich von Röhrenbach, Sonnleiten) ist aber von einer deutlich geringeren Mächtigkeit des Robulusschliers auszugehen, zumal für das gesamte Ottangium nur 2,5 Ma zur Verfügung stehen (Stratigraphische Tabelle von Österreich, 2004).

Löss- und Verwitterungslehmedecken

Die Überdeckung mit Löss- und Verwitterungslehm betrifft mehr als die Hälfte des Arbeitsgebietes, insbesondere die südlichen und östlichen Teile. Dieses sind größtenteils auch landwirtschaftlich genutzte Flächen, da Lehm größere Wasserspeicherkapazitäten besitzt als der darunter lagernde Robulusschlier. Großflächige Lehmvorkommen befinden sich insbesondere auf den flachen Nord- und Osthängen im östlichen Teil, sowie im südlichen Teil. Hier sind die Mächtigkeiten jedoch deutlich geringer, was sich auch in den

häufig die Lehmdecke durchbrechenden Ausbissen von Robulusschlier zeigt. In Depressionen und am Hangfuß bei Haghöfen am westlichen Rand des Arbeitsgebietes erreichen die hier kleinflächigeren Lössvorkommen mehrere Meter Mächtigkeit. Das Verteilungsmuster deutet auf vorherrschende Paläowindrichtungen aus West und Südwest hin.

Talböden

Durch die intensive landwirtschaftliche Nutzung des Arbeitsgebietes sind Talböden oft, insbesondere in Lösslehmgebieten, nicht mehr von anderen Lockersedimenten zu trennen. Neben den teilweise weiträumigen Vererbnungsflächen entlang der Großen und Kleinen Tulln konnten Talböden insbesondere entlang des Röhrenbaches, südlich von Grabensee und südwestlich Sieghartskirchen auskartiert werden.

Schwemmfächer

Im Arbeitsgebiet wurden zwei Schwemmfächer auskartiert. Der erste befindet sich zwischen Grabensee und Haghöfen am Ende eines Seitentales der Großen Tulln. Der zweite, in seinen Ausmaßen deutlich kleinere und SW der Höhe 254 am Nordrand des Arbeitsgebietes gelegene, überdeckt dort fast den gesamten Talboden. Der Schwemmfächer befindet sich am Ende eines Hohlweges und ist deshalb vermutlich sehr jungen Alters. Durch die unmittelbare Nachbarschaft mit Talböden und Lösslehm sowie die Einbindung in umliegende Ackerflächen war die Abgrenzung nur aufgrund morphologischer Kriterien möglich. Es ist zu vermuten, dass Materialverschleppung beim Umpflügen ein Erkennen weiterer Schwemmfächer im Gelände verhindert.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 2005 wurde die Terrassenlandschaft entlang der Krummen Steyrling und der Steyr bis zum Blattrand im Norden aufgenommen. Dabei konnte auf frühere Arbeiten (Jb. OÖ Musealverein, 120, 1975) zurückgegriffen werden, was sehr hilfreich war, da viele ehemalige Aufschlüsse (z.B. Kiesgruben) verfallen oder verfüllt sind. Die damaligen Kartierergebnisse konnten bestätigt und durch zusätzliche Beobachtungen (meist kurzfristige Bauaufschlüsse) ergänzt werden. Die Ergebnisse sollen hier kurz dargestellt werden.

Bei Oberleonstein, Molln, Rabach und Breitenau sind Kieskörper am Südrand des Beckens von Molln erhalten, die in mehreren Bauaufschlüssen sehr unterschiedliche interne Lagerungsverhältnisse und Korngrößenzusammensetzung zeigen. Sie reichen von gewaschenen, sandarmen, horizontal geschichteten Kiesen bis sehr sand- und schluffreichen Kiesen – teilweise mit steilem Einfallen. Auch Setzungsstrukturen (Toteis) waren zu beobachten.

Es sind diese Eisrandsedimente, zu denen auch das Kiesvorkommen auf dem Felsrücken südlich Gradau im Norden gehört, die am Rand der zerfallenden Gletscher-

zunge der Riß-Eiszeit abgelagert wurden, als im Becken noch ein ausgedehnter Toteiskörper lag. Die verschiedenen Höhenlagen der Oberflächen belegt, dass sie keinem geschlossenen hydraulischen System von Eisrandseen entstammen sondern jeweils für sich allein zur Ablagerung kamen.

Als nächstjüngere Ablagerung im Becken ist großflächig die Niederterrasse entwickelt, die auch im Tal der Steyr sowie der Krummen Steyrling so gut wie durchgehend erhalten ist. Dazu kommen noch an der Süd- und Westflanke des Gaisberges wie auch unterm Sonnkogel südlich Schmidleiten mächtige Murenkegel und Soliflukationsdecken, die in dieser Form und Größe sonst nicht zu beobachten sind. Sie laufen auf die Niederterrasse aus, mit deren Sedimenten sie auch verzahnt sind. Sie sind demnach gleich alt und somit unter den extremen klimatischen Bedingungen des Hochglazials entstanden. Möglicherweise ist hier eine starke Klüftung dafür verantwortlich, dass die Frostschuttbildung derartig stark wirksam gewesen sein konnte.

Auf Höhe von Steyrleithen setzt die Hochterrasse ca. 70 m über dem Talboden als schmale Leiste südlich Wurzerbauern an. Auch am orographisch rechten Ufer südlich Ebner ist sie in gleicher Höhe entwickelt. Weiter südlich sind keine Terrassensedimente zu finden, sodass nach wie vor anzunehmen ist, dass hier die Terrassenwurzel im Vorfeld der rißeiszeitlichen Gletscherstirn vorliegt. Es waren aber wieder keinerlei Moränensedimente zu finden, die diese Endlage direkt belegen würden.

Die Hochterrasse ist von hier orographisch links der Steyr nahezu geschlossen bis unterhalb Waldneukirchen zu verfolgen. Orographisch rechts der Steyr setzt sie erst wieder bei Humpelmühle ein und ist dann aber sehr breit bei Pieslwang entwickelt. Es sind dies hoch über der Niederterrasse aufragende Kieskörper mit ebener, mit Löß oder Lößlehm bedeckter Oberfläche.

An den Terrassenkanten in den Einschnitten kleiner Gräben und nahezu bei jedem Aushub für Neubauten finden sich oberflächennahe große Kalkblöcke, die bis zu mehreren m³ groß werden können und auch in großer Zahl auf engstem Raum (18 Stück von 0,5–1,5 m³ beim Aushub eines Kellers für ein größeres Einfamilienhaus in Obergrünburg) auftreten. Sie sind über Untergrünburg (in einem kleinen Graben 3 Blöcke mit 2–4 m³) bis Waldneukirchen und Pieslwang zu finden. Mitten auf dieser großen Terrassenebene wurden bei den Bauernhäusern bei Bauvorhaben auch Blöcke bis zu 1 m³ erschlossen. Ebenso auffällig ist der kleine Hügel, der sich am W-Rand des Terrassenkörpers ca. 5–6 m über die Terrassenfläche erhebt. Hier finden sich an der Terrassenkante sowie in den Feldern auf dem Hügel mehrere grobe Blöcke (bis zu 60–70 cm Ø), die darauf schließen lassen, dass hier eine gröbere, den Terrassenschottern aufgesetzte Ablagerung vorliegt.

Die Blöcke belegen, dass am Ende der Akkumulation der Hochterrasse diese noch von einer Gletscherzunge überfahren wurde, die mindestens 8 km nach N vorstieß. Der-

artig kurze Gletschervorstöße am Ende der Riß-Eiszeit sind auch im benachbarten Kremstal und im Trauntal nachweisbar. Diese reichten aber nur 1–2 km über die Hauptendlage mit der anschließenden Terrasse hinaus.

Die Riß-Eiszeit hat aber in diesem Teil des Steyrtales außer den Blöcken und dem besagten Hügel (Kames) bei Pieslwang keine sichtbaren Spuren hinterlassen. Es fanden sich auch keinerlei Moränenreste davon. Dieser Umstand und die große Erstreckung von 8 km könnte durch einen Surge (rasches Ausfließen der Eismassen durch Aufheben der Reibung am Untergrund durch große Schmelzwassermengen) der Gletscherzunge im Steyrtal erklärt werden.

Derartig kurzfristige Ereignisse hinterlassen nach dem Abschmelzen der Eismassen nur die an der Oberfläche oder im Eis transportierten Geschiebe aber wenig Moränenmaterial, da es sich nur um ein einmaliges kurzes Ereignis handelt, dem unmittelbar das Abschmelzen der Eismassen folgte. Dementsprechend gering ist auch die morphologische Wirksamkeit (Erosion) einzuschätzen. Allfällig auftretende kleine Mulden und Hügel wurden von den Schmelzwässern ausgeglichen. Ein derartiges Ereignis könnte aber auch die möglicherweise vorhanden gewesenen Endmoränen südlich Wurzerbauern zerstört haben für die aber in der Talenge von vornherein keine guten Erhaltungsmöglichkeiten vorlagen.

Blatt 89 Angath

Bericht 2005 über geologische und hydrogeologische Aufnahmen der Angerberg-Terrasse auf den Blättern 89 Angath und 120 Wörgl (UTM 3213 Kufstein und UTM 2218 Kundl)

RONALD SPITZER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet liegt im Unterinntal zwischen Kundl und Unterlangkampfen. Der Ausbau der Bahn im Unterinntal durch die BEG (Brenner Eisenbahn Gesellschaft) ist Hintergrund der geologischen Bearbeitung. Die Untersuchungen umfassen die Neukartierung und hydrogeologische Bearbeitung des Guffert-Pending-Gewölbes und der Angerberg-Terrasse und geben einen Einblick in den Grundwasserhaushalt und die Grundwasserbewegungen des Systems.

Die sinistrale Inntal-Störzone prägt das Erscheinungsbild der Angerberg-Terrasse. Kalkalpine Einheiten der Lechtaldecke bilden den Kern der Terrasse. Dieser wird im W von zerrüttetem Hauptdolomit (Kuchelwald), im E von Kalken der Wetterstein-Formation und im S von oligozänen Sedimenten (Unterangerberg-Formation) aufgebaut. Überlagert wird das Kalkalpin der Terrasse von mächtigen, quartären Sedimenten.

Dolomite der Wetterstein-Formation zeigen an den Talflanken der Guffert-Pending-Antiklinale im Gegensatz zur Terrasse weniger ein an Störzonen gebundenes als ein schichtgebundenes Vorkommen. Ein direkter Konnex zwischen Katakalisierung des Dolomits und postulierten Störzonen der sinistralen Inntalscherzone ist nur untergeordnet zu sehen. Die kataklastische Ausbildung des Dolomits ist wohl mit einer spröderen Reaktion von Dolomiten gegenüber Kalken der Wetterstein-Formation zu erklären.

Die Abfolge der Raibl-Gruppe im N von Grub wird in dieser Arbeit nicht wie von AMPFERER (1922: Zur Geologie des Unterinntal Tertiärs. – Jb. Geol. B.-A., 72, 105–150) als Hauptdolomit, sondern als Dolomite der Raibl-Gruppe ausgewiesen, welche eine aufgeschlossene Mächtigkeit zwischen 10 und 30 m aufweisen. Eine Zuordnung des Profils zur Unteren Karbonatgesteinsserie (Horizont 1b) ist wahrscheinlich, da auch hier ein Kieselbänderkalk beschrieben ist (TOLLMANN, 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2).

Tertiärvorkommen beschränken sich im Arbeitsgebiet auf die Unterangerberg-Formation und ein älteres Tertiärvorkommen bei Hof Kreit (Häring-Formation, Bergpeterl-Member, Niederbreitenbach, Unterangerberg). Dieses zeigt Ähnlichkeiten mit dem Tertiärvorkommen bei Hof Schindler (Oberangerberg). Beide Vorkommen stellen wohl stark gestörte, tektonisch eingeklemmte Schollen dar. Beweise für ein Aufliegen des Kuchelwald-Kataklasits auf der Unterangerberg-Formation existieren nicht, weshalb die Hypothese von AMPFERER (1922: 116) in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wird. Ein Kontakt von Trias auf Tertiär im S/E von Breitenbach ist auf Massenbewegungen zurückzuführen. Da an der BEG Bohrung A-KB 15/98 und östlich dieser kein Methan-Gas ausgetreten ist, wird in diesem Bereich eine kalkalpine und keine tertiäre Basis der quartären Sedimente prognostiziert. Die Herkunft der Gase des gesamten Unterangerbergs konnte der tertiären Unterangerberg-Formation zugeordnet werden (G. HEISSEL 1999, Landesgeologe von Tirol, behördlicher Ortstermin bei A-KB 16/98).

Die maximale Mächtigkeit quartärer Überlagerung des kalkalpinen Kerns der Unterangerberg-Terrasse beträgt trotz des Nichterreichens der Festgesteinsoberfläche in den Bohrungen A-KB 14/98-16/98 zumindest 150 m. Neben den untergeordneten, präwürmeiszeitlichen Sedimenten haben hochwürmeiszeitliche Großvereisungen den Lo-

Die Hochterrasse ist von hier orographisch links der Steyr nahezu geschlossen bis unterhalb Waldneukirchen zu verfolgen. Orographisch rechts der Steyr setzt sie erst wieder bei Humpelmühle ein und ist dann aber sehr breit bei Pieslwang entwickelt. Es sind dies hoch über der Niederterrasse aufragende Kieskörper mit ebener, mit Löß oder Lößlehm bedeckter Oberfläche.

An den Terrassenkanten in den Einschnitten kleiner Gräben und nahezu bei jedem Aushub für Neubauten finden sich oberflächennahe große Kalkblöcke, die bis zu mehreren m³ groß werden können und auch in großer Zahl auf engstem Raum (18 Stück von 0,5–1,5 m³ beim Aushub eines Kellers für ein größeres Einfamilienhaus in Obergrünburg) auftreten. Sie sind über Untergrünburg (in einem kleinen Graben 3 Blöcke mit 2–4 m³) bis Waldneukirchen und Pieslwang zu finden. Mitten auf dieser großen Terrassenebene wurden bei den Bauernhäusern bei Bauvorhaben auch Blöcke bis zu 1 m³ erschlossen. Ebenso auffällig ist der kleine Hügel, der sich am W-Rand des Terrassenkörpers ca. 5–6 m über die Terrassenfläche erhebt. Hier finden sich an der Terrassenkante sowie in den Feldern auf dem Hügel mehrere grobe Blöcke (bis zu 60–70 cm Ø), die darauf schließen lassen, dass hier eine gröbere, den Terrassenschottern aufgesetzte Ablagerung vorliegt.

Die Blöcke belegen, dass am Ende der Akkumulation der Hochterrasse diese noch von einer Gletscherzunge überfahren wurde, die mindestens 8 km nach N vorstieß. Der-

artig kurze Gletschervorstöße am Ende der Riß-Eiszeit sind auch im benachbarten Kremstal und im Trauntal nachweisbar. Diese reichten aber nur 1–2 km über die Hauptendlage mit der anschließenden Terrasse hinaus.

Die Riß-Eiszeit hat aber in diesem Teil des Steyrtales außer den Blöcken und dem besagten Hügel (Kames) bei Pieslwang keine sichtbaren Spuren hinterlassen. Es fanden sich auch keinerlei Moränenreste davon. Dieser Umstand und die große Erstreckung von 8 km könnte durch einen Surge (rasches Ausfließen der Eismassen durch Aufheben der Reibung am Untergrund durch große Schmelzwassermengen) der Gletscherzunge im Steyrtal erklärt werden.

Derartig kurzfristige Ereignisse hinterlassen nach dem Abschmelzen der Eismassen nur die an der Oberfläche oder im Eis transportierten Geschiebe aber wenig Moränenmaterial, da es sich nur um ein einmaliges kurzes Ereignis handelt, dem unmittelbar das Abschmelzen der Eismassen folgte. Dementsprechend gering ist auch die morphologische Wirksamkeit (Erosion) einzuschätzen. Allfällig auftretende kleine Mulden und Hügel wurden von den Schmelzwässern ausgeglichen. Ein derartiges Ereignis könnte aber auch die möglicherweise vorhanden gewesenen Endmoränen südlich Wurzerbauern zerstört haben für die aber in der Talenge von vornherein keine guten Erhaltungsmöglichkeiten vorlagen.

Blatt 89 Angath

Bericht 2005 über geologische und hydrogeologische Aufnahmen der Angerberg-Terrasse auf den Blättern 89 Angath und 120 Wörgl (UTM 3213 Kufstein und UTM 2218 Kundl)

RONALD SPITZER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet liegt im Unterinntal zwischen Kundl und Unterlangkampfen. Der Ausbau der Bahn im Unterinntal durch die BEG (Brenner Eisenbahn Gesellschaft) ist Hintergrund der geologischen Bearbeitung. Die Untersuchungen umfassen die Neukartierung und hydrogeologische Bearbeitung des Guffert-Pending-Gewölbes und der Angerberg-Terrasse und geben einen Einblick in den Grundwasserhaushalt und die Grundwasserbewegungen des Systems.

Die sinistrale Inntal-Störzone prägt das Erscheinungsbild der Angerberg-Terrasse. Kalkalpine Einheiten der Lechtaldecke bilden den Kern der Terrasse. Dieser wird im W von zerrüttetem Hauptdolomit (Kuchelwald), im E von Kalken der Wetterstein-Formation und im S von oligozänen Sedimenten (Unterangerberg-Formation) aufgebaut. Überlagert wird das Kalkalpin der Terrasse von mächtigen, quartären Sedimenten.

Dolomite der Wetterstein-Formation zeigen an den Talflanken der Guffert-Pending-Antiklinale im Gegensatz zur Terrasse weniger ein an Störzonen gebundenes als ein schichtgebundenes Vorkommen. Ein direkter Konnex zwischen Katakalisierung des Dolomits und postulierten Störzonen der sinistralen Inntalscherzone ist nur untergeordnet zu sehen. Die kataklastische Ausbildung des Dolomits ist wohl mit einer spröderen Reaktion von Dolomiten gegenüber Kalken der Wetterstein-Formation zu erklären.

Die Abfolge der Raibl-Gruppe im N von Grub wird in dieser Arbeit nicht wie von AMPFERER (1922: Zur Geologie des Unterinntal Tertiärs. – Jb. Geol. B.-A., 72, 105–150) als Hauptdolomit, sondern als Dolomite der Raibl-Gruppe ausgewiesen, welche eine aufgeschlossene Mächtigkeit zwischen 10 und 30 m aufweisen. Eine Zuordnung des Profils zur Unteren Karbonatgesteinsserie (Horizont 1b) ist wahrscheinlich, da auch hier ein Kieselbänderkalk beschrieben ist (TOLLMANN, 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2).

Tertiärvorkommen beschränken sich im Arbeitsgebiet auf die Unterangerberg-Formation und ein älteres Tertiärvorkommen bei Hof Kreit (Häring-Formation, Bergpeterl-Member, Niederbreitenbach, Unterangerberg). Dieses zeigt Ähnlichkeiten mit dem Tertiärvorkommen bei Hof Schindler (Oberangerberg). Beide Vorkommen stellen wohl stark gestörte, tektonisch eingeklemmte Schollen dar. Beweise für ein Aufliegen des Kuchelwald-Kataklasits auf der Unterangerberg-Formation existieren nicht, weshalb die Hypothese von AMPFERER (1922: 116) in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wird. Ein Kontakt von Trias auf Tertiär im S/E von Breitenbach ist auf Massenbewegungen zurückzuführen. Da an der BEG Bohrung A-KB 15/98 und östlich dieser kein Methan-Gas ausgetreten ist, wird in diesem Bereich eine kalkalpine und keine tertiäre Basis der quartären Sedimente prognostiziert. Die Herkunft der Gase des gesamten Unterangerbergs konnte der tertiären Unterangerberg-Formation zugeordnet werden (G. HEISSEL 1999, Landesgeologe von Tirol, behördlicher Ortstermin bei A-KB 16/98).

Die maximale Mächtigkeit quartärer Überlagerung des kalkalpinen Kerns der Unterangerberg-Terrasse beträgt trotz des Nichterreichens der Festgesteinsoberfläche in den Bohrungen A-KB 14/98-16/98 zumindest 150 m. Neben den untergeordneten, prähwürmeiszeitlichen Sedimenten haben hochwürmeiszeitliche Großvereisungen den Lo-

ckergesteinsaufbau der Terrasse dominiert. Ein Bänder-tonkomplex ist wie in anderen Inntalterrassen (Gnadenwaldterrasse) ausgebildet. Die Mächtigkeit der Tone auf der Angerberg Terrasse beträgt wohl mindestens 135m (A-KB-15/98). Altersdaten von Bänder-tonen der A-KB-17/98 können mit chronologischen Daten von Würm-Interstadialen des Würm-Hochglazials korreliert werden. Proben von Bänder-tonen der A-KB 17/98 aus 43m unter GOK weisen ein Alter von >43,5 ka BP, aus 26m unter GOK ein Alter von >31,7 ka BP auf. Oberflächlich aufgeschlossene und über die Angerberg Terrasse weit verbreitete, schluffig/tonige Sedimente dürften überwiegend eisvorbelastete Ablagerungen darstellen.

Im Tal des Moosbachs ist die maximale Mächtigkeit der quartären Talfüllung auch nach einer physikalischen Messung weiter ungewiss. Deutlich ist eine scharfe Grenze zwischen dem Hauptdolomit des Kuchelwaldes und der quartären Talfüllung ausgebildet. Dennoch kann die exakte Neigung der Störung nicht eruiert werden und wird in dieser Arbeit als saiger bis südfallend prognostiziert.

Der effektive Jahresniederschlag beträgt im Zeitraum des Monitorings auf der Terrasse 448 mm/a, an den Talflanken 750 mm/a, woraus sich mittlere Abflussspenden der Terrasse von 14,2 l/(s*km²) und der Talflanken von 23,8 l/(s*km²) ableiten lassen. Ein Großteil der Quellen im Arbeitsgebiet zeigen eine perennierende Schüttung, vereinzelt sind Quellen mit intermittierender Quellschüttung nahe der Sattelzone der Antiklinale zu beobachten. Der Gang der elektrischen Leitfähigkeit zeigt für Quellen der Terrasse deutlich höhere Werte als für die der Talflanken. Ausnahmen sind die Quellen Pfurtscheller und Ochsental auf der Terrasse. Höher mineralisierte Wässer der Talflanken (500–700 µS/cm) zeigen die Strillingerquelle, Kollerquelle und Sapplquelle-Schmiedingalm. Der Durchschnitt der Jahrestemperatur von Quellwässern der Terrasse zeigt 9,1°C, die der Talflanken 8,8°C. Quellen mit niedrigen Fluktuationen der Jahresgänge sind großteils am S-Hang des Guffert-Pendling Gewölbes gelegen. Diese geringen Temperatur-Differenzen deuten auf eine höhere Verweildauer und Durchmischung der Quellwässer, bzw. auf die Schüttung aus tieferen Aquiferen hin.

Die hohe Schüttung spezifischer Quellen (Unterbach-Hager-Quellen) am Fuße der Talflanken und deren niedrige Mineralisation lassen auf Karsterscheinungen des Kalk-

alpins schließen. Diese Annahme erhärtet sich durch einen Tracer-Versuch, welcher eine starke Durchlässigkeit von etwa 4,8*10⁻³m/s in Kalken der Wetterstein-Formation zeigt. Auch δ¹⁸O-Daten belegen die Existenz von Karstquellen am Fuße der Guffert-Pendling-Antiklinale. Ein potentiell Auftreten verkarstungsfähiger Gesteine beschränkt sich im Arbeitsgebiet nicht nur auf die Talflanken, sondern auch auf die kalkalpinen Festgesteinskerne der Terrasse.

Quellwässer im Arbeitsgebiet sind als Ca-Mg-CO₃-Wässer zu definieren und sämtliche Quellen sind deutlich einem Karbonat-Aquifer-Typ nach KILCHMANN et al. (2004: Natural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers. – Hydrogeology Journal, **12**, 643–661) zuzuordnen. Die Gegenüberstellung von HCO₃⁻ und Ca²⁺+Mg²⁺ untermauert diese Ergebnisse. Die meisten Quellen liegen nahe an der karbonatischen Auflösungslinie. Kalzitische und dolomitische Einflüsse der Quellwässer lassen sich über die lokale Geologie erklären. Im Arbeitsgebiet kann für Quellwässer eine Abreicherung an δ¹⁸O von 0,13‰ pro 100 m errechnet werden.

Unverfestigte Störungsbrekzien gelten als hydrogeologische Zirkulationsbahnen im Arbeitsgebiet. Als solche zu verstehen sind vor allem der Kuchelwald-Kataklasit und der lokal gestörte Wetterstein-Kern der Terrasse. Die teilweise kataklastischen, kalkalpinen Festgesteinskerne der Terrasse gelten als Grundwasserleiter, welche durch die Abwesenheit von Quellen und Vernässungszonen in diesen Bereichen verdeutlicht werden können. Als Grundwasserhemmer bis Nichtleiter gelten die Unterangerberg-Formation, die Paisslberg-Formation, Mergel bzw. Tonschiefer der Raibl-Gruppe und lokale, stark gestörte Bereiche wie die Kakirit-Zone bei Angath.

Eine Massenbilanz des Oberflächenabflusses des Moosbachs zeigt abschnittsweise effluente bzw. influente Verhältnisse, wodurch ein unterirdischer Abfluss von Wässern der Talflanken in die Terrasse wahrscheinlich ist. Grundwasserstandsmessstellen der BEG-Bohrungen lassen lokale Grundwasserstockwerke der Terrasse definieren. Einen möglichen Zusammenhang zeigen die Grundwasserstände der Bohrungen A-KB 14/98 bis A-KB 17/98. Ein unterirdischer Abfluss über die Terrasse in den Vorfluter des Inns kann über ein Lf-Profil an der Innschleife Kirchbichl nachgewiesen werden.

Blatt 90 Kufstein

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen am Südrand des Kaisergebirges auf Blatt 90 Kufstein

HUGO ORTNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet reicht vom Hintersteiner See im Westen bis zum Kamm Goinger Halt – Törlspitze im Osten.
Stratigraphie

Die Schichtfolge am Südrand des Kaisergebirges umfasst eine vollständige Abfolge von der Auflagerung des Permoskyths auf die Grauwackenzone bis in den obertriassischen Hauptdolomit.

Reichenhaller Schichten

Die Reichenhaller Schichten am Südrand des Kartierungsgebietes umfassen eine ganze Reihe unterschiedlicher Lithologien: Dazu gehören unregelmäßig cm–dm-

gebankte mittelgraue Dolomite mit Tonbelägen auf den Schichtflächen, die oft Rutschfallen zeigen und sich lateral in Brekzien auflösen. Dm-gebankte Dolomite können auch schwarz-grau gebändert und bituminös sein. Die grauen Partien ähneln stark den Raibler Dolomiten oder dem Hauptdolomit. Beiden fehlt die Wechsellagerung mit schwarzen Dolomiten. Dm-gebankte dunkelgraue Kalke mit „wolkigen“ helleren Partien wurden ebenso beobachtet wie schwarze dm-gebankte Kalke mit Rutschfallen. Diese können flaserige Lamination aufweisen und kleine Crinoidenstielglieder enthalten. Die schwarzen Kalke wurden in älteren Studien den Gutensteiner Schichten zugerechnet (ZERBES & OTT, 2000: Geologie des Kaisergebirges [Tirol]: Kurzerläuterung zur geologischen Karte 1:25.000 und Exkursionsvorschläge. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 95–143, 34 Figs., 1 Taf.; ZERBES, 2001: Sedimentäre Anlage und tektonische Formung des Kaisergebirges. – Diss. TU München, 348 p.). Bei dieser Kartierung wurden sie wegen ihres engen Verbandes mit den anderen Lithologien den Reichenhaller Schichten zugerechnet.

Alle besprochenen Lithologien können mit Brekzien wechsellagern oder lateral in Brekzien übergehen. Typischerweise bestehen die Brekzien aus Komponenten aus Reichenhaller Kalken und Dolomiten. Viele Komponenten sind in sich zerbrochen, sodass die Bruchstücke noch zusammenpassen, und die Brekzien an Kollapsbrekzien erinnern. Meist sind die Brekzien reich an Matrix, die aus ockergelbem Dolomitsilt besteht. Innerhalb der Matrix konnte lokal Schieferung beobachtet werden, ansonsten fehlen Schichtung und Bankung. Die Brekzien wechsellagern lokal mit schwarzen Tonsteinen, welche partiell auch die Matrix der Brekzie bilden können (z.B. zwischen Wegscheid-Hochalm und Tuxeck). Stellenweise können die Komponenten auch fehlen, sodass das Gestein nur aus (mürbem) ockergelbem Dolomitsilt besteht. Westlich des Kaisergebirges bei Brixlegg bestehen alle Übergänge zwischen Rauhacken und solchen Brekzien, während im hier untersuchten Bereich Rauhacken fehlen. In der geologischen Karte von ZERBES & OTT (2000) wird ein Großteil der Reichenhaller Brekzien als „Überschiebungsbrekzien“ ausgewiesen und eine tektonische Genese angenommen. Diese Interpretation scheint nicht zutreffend, da bei tektonischen Prozessen nur das Gestein aneinandergrenzender Einheiten zerrieben werden kann. Aus den meisten Gesteinen des Kaisergebirgssüdrandes könnte die feinkörnige ockergelbe Matrix der Brekzien aber nicht erzeugt werden, außer aus den Reichenhaller Schichten. Zutreffender für die Genese der Brekzien erscheint die Interpretation, dass die Brekzien primär Teil des Schichtbestands der Reichenhaller Schichten waren, später aber durch wiederholte tektonische Durchbewegung große Komponenten jüngerer, fremder Lithologien in die Reichenhaller Brekzien eingebaut wurden. Am Südrand der Wettersteinkalk-Scholle des „Grübler Schrofens“ (NE' des Hintersteiner Sees) etwa ist zu beobachten, dass nahe am Kontakt zwischen Reichenhaller Brekzien und Wettersteinkalk letzterer als Komponente in die Brekzie eingearbeitet wurde.

Virgloriakalk

Nach oben gehen die Dolomite, Kalke und Brekzien der Reichenhaller Schichten in eine Abfolge aus dunkelgrauen, 1/2 m-gebankten Kalken und Dolomiten über. In wenigen Bänken finden sich stromatolithische Lamination, die in der Abfolge nach oben verschwindet, oder Wühlspuren (= Wurstelkalke). Nach oben wird die Bankung unregelmäßiger und die Wurstelkalke treten häufiger auf. In den Wurstelkalkbänken nimmt die Bankung auf cm-Dicke ab, dick gebankte Abschnitte dazwischen können sich lateral schnell in dünn gebankte Wurstelkalke auflösen.

Diese Gesteinsabfolge wurde von ZERBES & OTT (2000) und ZERBES (2001) ebenfalls zu den Gutensteiner Kalken gestellt. Wegen des Vorherrschens von verwühlten Kalken und dem Vorkommen von Laminiten, die beide einer Flachwasserfazies zuzuordnen sind, bevorzugt der Autor den Begriff Virgloriakalk, der für eine Abfolge von Wurstelkalcken und Bankkalcken aufgestellt wurde (vgl. Diskussion in BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **4**, 1–74). Im Gegensatz dazu sind die Gutensteiner Schichten Radiolarien und Spiculae führende Tiefwassergesteine

Steinalmkalk

Die Obergrenze der Virgloria-Formation wird an der Basis der ersten, mehrere Meter mächtigen, massigen bis sehr undeutlich geschichteten Kalkbank mit Biogendetritus, selten mit Kalkalgen, gezogen. Wo der Steinalmkalk vollständig aufgeschlossen ist, wie am Weg von der Gruttenhütte zum Kopftörl, sind drei dicke Kalkbänke vorhanden, von denen jede an der Oberkante in eine dm-gebank-

te Abfolge dunkelgrauer Kalke mit Crinoidenstielgliedern übergeht. In den meisten Aufschlüssen ist nur die Oberkante des Steinalmkalks erschlossen, wo Crinoiden auch in größerer Häufigkeit vorkommen (z.B. im Schneekar oder bei der Veitskirche).

Reiflinger Kalk

Der Reiflinger Kalk folgt mit scharfer Grenze auf den Steinalmkalk und besteht aus meist knolligen, dm-gebankten Kalken. Die Bankung ist in der Abfolge unregelmäßig; manche Partien innerhalb der Reiflinger Kalke treten morphologisch deutlich hervor und können bei einer Interpretation der Geologie aus dem Luftbild zu einer Verwechslung mit den Steinalmkalken führen. In der Abfolge nehmen Kieselknauern nach oben zu und treten nahe am Kontakt zum Wettersteinkalk häufig auf. Meist sind es sparitische Kalke mit großem Filamentengehalt, manchmal liegt ein reiner Filamentschill vor. Typisch ausgebildete Reiflinger Kalke, Mudstones mit reichlich Radiolarien und wenigen Filamenten, fehlen im untersuchten Gebiet. Im obersten Teil der Abfolgen, knapp unter dem Kontakt zum Wettersteinkalk wurden bis 1/2m-dicke Pietra-Verde-Lagen, das sind grüne Kristalltuffe, beobachtet (z.B. am Steig zur Rote-Rinnscharte). Am Weg zum Kopftörl wurden im stratigraphisch hangendsten Teil der Reiflinger Kalke rötlich gefärbte Knollenkalke mit leuchtend roten siltigen Belägen aufgefunden (Schusterbergkalk); Fallstücke davon fanden sich auch im untersten Schneekar.

Wettersteinkalk und -dolomit

Im Wilden Kaiser schließen über dem Kontakt zu den Reiflinger Schichten grob gebankte Kalke an, bei denen es sich um Kliniformen des Wettersteinkalks handeln könnte; dies lässt sich damit begründen, dass die Bankung im Wettersteinkalk nicht parallel zur Schichtung in den darunterliegenden Einheiten ist, sondern nach Süden auf diese zuläuft, wie in der westseitigen Umrahmung des Scharlingerbodenkars zu sehen ist. Meist wurden grob gebankte mittel- bis hellgraue Biogenschuttkalke beobachtet, aber in den tieferliegenden Wettersteinkalkschollen des Grübler Schrofens wurden auch dunkelgraue bis schwarze mudstones beobachtet, die im Verband mit hellen Wettersteinkalken stehen. Solche dunkle Kalke als Einschaltungen im typischen hellen Wettersteinkalk wurden auch westlich des Kaisergebirges im Wettersteinkalk südlich von Rattenberg beobachtet (ORTNER & REITER, 1999: Kinematic history of the Triassic south of the Inn valley (Northern Calcareous Alps, Austria) – Evidence for Jurassic and Late Cretaceous large scale normal faulting. – Mem. Sci. Geol., **51**, 129–140, 16 Figs.; SCHÖBER, 1988: Faziesheteropie in der Mittel- und Obertrias im Raum Brixlegg (Tirol). – Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, **14**, 169–196, 8 Figs., 2 Taf.). Dort zeigen diese Einschaltungen die Nähe der Verzahnung mit dem Partnachbecken an (Fig. 6 in SAUSGRUBER & BRANDNER, 2001: The relevance of brittle fault zones in tunnel construction – Lower Inn valley feeder line north of the Brenner base tunnel, Tyrol, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **94**, 147–172). Nördlich der Gruttenhütte ist der Wettersteinkalk dolomitisiert.

Nordalpine Raibler Schichten

Alle Schichtglieder, die jünger als der Wettersteinkalk sind, kommen nur südlich der Hauptkette des Wilden Kaisers vor. Die Nordalpinen Raibler Schichten sind auf ein größeres zusammenhängendes Vorkommen zwischen Bärnstatt und Kaiseralm, und ein weiteres östlich der Gaudamushütte beschränkt. Ersteres Vorkommen besteht im wesentlichen aus einer Karbonatabfolge von Kalken an der Basis und teilweise mürben Dolomiten am Top sowie Tonsteinen im Liegenden dieser Abfolge.

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit umfasst eine mächtige Abfolge aus grauen bituminösen, dm–m-gebankten Dolomiten. Oft ist stromatolithische Lamination zu erkennen.

Tektonik

Die tektonische Stellung und Struktur des Kaisergebirges war lange Zeit umstritten (vergleiche LEUCHS, 1921 [Geologischer Führer durch die Kalk-Alpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. – 144 p.] und AMPFERER, 1921 [Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. – Jahrb. Geol. Staatsanst., 71, 159–172]). Die Interpretation der im kartierten Gebiet liegenden „Treffauer Scholle“ war entscheidend für die Definition einer „Kaisergebirgsdecke“, oder zumindest einer sowohl nach Norden als auch nach Süden aufgeschobenen, aus dem Untergrund ausgepressten Einheit (siehe auch geologische Karte in ZERBES & OTT, 2000). Die wesentlichen Argumente für eine solche Interpretation waren Mächtigkeits- und Faziesunterschiede im Wettersteinkalk des Wilden Kaisers einerseits und des südlichen Vorlandes des Wilden Kaisers andererseits. Die Störungen, die verschiedene tektonische Blöcke gegeneinander begrenzen, wurden bis jetzt nur teilweise untersucht. Deswegen lag einer der Schwerpunkte dieser Kartierung in der Auflösung des Störungsmusters.

ENE-streichende sinistrale Störungen

Aus älteren Untersuchungen geht klar hervor, dass das Kaisergebirge sich zwischen mehreren Ästen der Inntalstörung befindet (ORTNER, 2003: Local and far field stress–analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps, Austria. – Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, 26, 109–131). Ein großer Teil der spröden Störungen, die tektonische Blöcke begrenzen, sind dementsprechend sinistrale ENE- bis E-streichende Seitenverschiebungen (z.B. der Süd- und Nordrand des Wettersteinkalkblocks des Sonneckes und des Grübler Schrofens). An den westseitigen Wänden des Scharlingerbodenkars (N' des Treffauer) ist in einem Großaufschluss die Grenze zwischen dem Wilden Kaiser-Block und der Treffauer Scholle erschlossen. Dort ist auch das Verhältnis zwischen sinistraler Seitenverschiebung und südgerichteten Aufschiebungen zu sehen. Die Scherzone zwischen Treffauer Scholle und Wildem Kaiser besteht aus steil süd- und nordfallenden Störungsabschnitten, wobei die nordfallenden Abschnitte sinistrale Seitenverschiebungen mit subhorizontaler Bewegung und die südfallenden Abschnitte steile SSE-gerichtete Aufschiebungen sind. Es ergibt sich das Bild einer kompressiven Seitenverschiebung, an der es zur Ausbildung einer einseitigen positiven Blumenstruktur kam. Die Seitenverschiebung schneidet eine ältere Faltung und Verdoppelung innerhalb des Steinalmkalks im nördlichen Block ab. Dieser Großaufschluss zeigt, dass die großen Vertikalbewegungen zwischen den Einheiten an steilen Seitenverschiebungen und nicht an Aufschiebungen stattgefunden haben! Die wichtigste sinistrale Seitenverschiebungslinie lässt sich vom Hintersteiner See über die Kaiser-Hochalm und durch das Schneekar und die Schneescharte bis in die Rote-Rinn-Scharte verfolgen. Die Treffauer Scholle stellt somit vermutlich die ursprüngliche Südwestfortsetzung des Wilden Kaisers dar und war ehemals dort, wo sich heute der Grübler Schrofen befindet. Die Wettersteinkalkschollen an dieser Seitenverschiebung (Sonnenstein, Im Kübel, nördlich Baumgartenalm) lassen sich in diesem Zusammenhang als Seitenverschiebungsduplexe interpretieren, die im Zuge der Scherung von der Hauptmasse des Wettersteinkalks abgetrennt wurden. ENE-streichende sinistrale Seitenverschiebungen schneiden auch die Abfolge aus Raibler Schichten und Hauptdolomit um die Steiner Hochalm schräg zu.

Konjugierte sinistrale NNW-streichende und dextrale WNW-streichende Störungen

Neben den sinistralen Seitenverschiebungen werden viele Kontakte von dextralen WNW-streichenden Seitenverschiebungen (z.B. SW-Rand der Wettersteinkalkscholle des Grübler Schrofens) oder NNW-streichenden sinistralen Störungen (z.B. Ostrand des Wettersteinkalks des Gruttenkopfs) gebildet. Die beiden Störungsscharen sind kinematisch miteinander konjugiert und gehen auf eine NW–SE-Kompression zurück. Im Unterschied zu den sinistralen Störungen kann die Größe der Versätze an den konjugierten Störungen aber nur schwer abgeschätzt werden. Das Altersverhältnis dieser Störungen zu den sinistralen ENE-streichenden Störungen ist nicht eindeutig: einerseits versetzen NNW-streichende sinistrale Störungen ältere, ENE-streichende sinistrale Störungen (z.B. bei der Veitskirche), andererseits werden diese NNW-streichenden Störungen auch von sinistralen Störungen versetzt (z.B. Westrand Schneekar).

Diese Beobachtungen passen mit den Erkenntnissen von ORTNER (2003) zusammen, dass NNE- und NW-orientierte Einengung sich in den westlichen Nördlichen Kalkalpen abwechseln. Die Störungen dieser Generation treten in den Südwänden des Kaisergebirges morphologisch deutlich hervor, haben aber meist geringe Versatzbeträge, da sie den Muschelkalk an der Basis des Wettersteinkalks kaum versetzen.

Abschiebungen

Südlich der Hauptkette des Wilden Kaisers westlich des Treffauers sind der Wettersteinkalk, und der Hauptdolomit im direkten Kontakt mit den Reichenhaller Schichten. Da diese Kontakte teilweise flach liegen, kann es sich nicht um junge Seitenverschiebungen handeln. Möglicherweise hat im kartierten Gebiet vor der Verfaltung und Zerschierung der sedimentären Abfolgen eine Ausdünnung dieser stattgefunden. Analoge Strukturen wurden von ORTNER & REITER (1999) auch westlich des Kaisergebirges bei Brixlegg und südlich in der Gaisbergtrias beobachtet.

Aufschiebungen

Im Lichte der vorangegangenen Diskussion ist klar, dass es am Südrand des Kaisergebirges Aufschiebungen gegeben hat. Südgerichtete Aufschiebungen sind älter als sinistrale Seitenverschiebungen. Da die meisten Kontakte Seitenverschiebungen sind, sind Aufschiebungen im Gelände heute kaum zu sehen. Die Grübler Scholle kann deswegen nicht als Klippe interpretiert werden.

Die Treffauer-Scholle hat nach Süden eine normale Abfolge vom Alpinen Buntsandstein bis in den Wettersteinkalk, und es besteht kein Grund, sie tektonisch von ihrem Untergrund zu trennen. Die Interpretation der Treffauer Scholle als Teil einer „Kaisergebirgsdecke“ kam dadurch zustande, dass der Hauptdolomit westlich der Treffauer-Scholle mit jenem östlich davon unter dieser Scholle verbunden wurde, obwohl im Gelände klar ersichtlich ist, dass der Hauptdolomit nicht unter, sondern neben dem Wettersteinkalk liegt und von steilen Störungen nach Westen bzw. Osten begrenzt wird.

Kataklasite

Abgesehen von den mächtigen und weit verbreiteten Reichenhaller Brekzien kommen im kartierten Gebiet auch tektonische Brekzien vor. Als Kataklasite werden nur Gesteine bezeichnet, in denen es während der Deformation durch mechanische Kornzerkleinerung zu einer vollständigen Auslöschung des primären Gefüges durch gekommen ist. Alle Dolomite im untersuchten Gebiet sind zwar stark geklüftet, in den allermeisten Fällen ist aber die

Schichtung noch erhalten (z.B. im Hauptdolomit SE der Kaiser-Hochalm). Die Klüftung in diesen Gesteinen geht auf das generell spröde Verhalten von Dolomit zurück.

**Bericht 2005
über geologische Aufnahmen
am Südabhang des Kaisergebirges
auf Blatt 90 Kufstein**

VOLKMAR STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Schichtfolge am Südabhang des Kaisergebirges zwischen Söll und Scheffau (Achleitberg bis Leiten) wird von permoskythischen Serien dominiert. Der südlichste Abschnitt in Söll (Ortsteile Koller, Sonnbiel, Gänslleit) wird durch unterpermische Basisbreccie aufgebaut, deren Zusammensetzung besonders gut entlang der Bundesstraße erkennbar ist. Das Geröllspektrum umfasst Dolomite und Schiefer der Nördlichen Grauwackenzone, die die südlichen Hänge aufbaut. Die unsortierte Natur mit ungerundeten Klasten und fast überall fehlenden Sedimentstrukturen weist auf die Genese als alluvialer Schuttfächer, der ein unterpermisches Relief verfüllt, hin, wobei aber der unmittelbare Kontakt zur Grauwackenzone nicht aufgeschlossen ist.

Im Bereich des Campingplatzes Söll wird mit einer E–W-streichenden Grenze die Basisbreccie von roten, glimmerrreichen, feinsandigen Tonschiefern und Siltsteinen der Gröden-Formation abgelöst. Diese zeigen größtenteils keine Schichtung und sind stark verschiefert. Gröden-Formation steht auch im unteren Seebachgraben und im Rehbach westlich Scheffau an. Hier schalten sich mitunter graue feinkörnige Sandsteine ein, die mit schwarzen Tonschiefern vergesellschaftet sind. Die Feinsandsteine zeigen deutliche Schichtung mit flach E-gerichtetem Einfallen und als Charakteristikum für die Gröden-Formation gelblich-graue Magnesitkonkretionen.

Als nächstfolgende Einheit baut der Untere Alpine Buntsandstein fast zur Gänze den Achleitenberg auf. Typische rötliche Quarzsandsteine mit wesentlich reiferer Zusam-

mensetzung als die Gröden-Formation sowie immer vorhandenen deutlichen Schrägschichtungsstrukturen, Ripfelschichtung, Trockenrissen und Tonscherbenbreccien sind vom Graben am Ostende des Pölvens (Graben nördlich Rückstegen) über die Weissache bis Endfelden schon vom Talboden aus bis auf den Greidernberg mit flach W-fallender Schichtung aufgeschlossen. Im Raum Scheffau (Seebach bis Schießling) zeigt der Untere Alpine Buntsandstein nahe der Grenze zur Gröden-Formation steile Lagerung, die gegen Norden in eine mittelsteile N- bis NE-gerichtete Schichtung umbiegt. In den dazwischenliegenden Gräben SE Achleiten bis Endfelden muss ein ausgeprägtes Störungssystem vorliegen, das die deutliche Änderung der Lagerungsverhältnisse verursacht.

Der Untere Alpine Buntsandstein wird von der Eiberger Bundesstraße über den Achleitenberg bis in den Seebach und Rehbach von vorwiegend grauen und weißen Feinsandsteinen und Tonschiefern des Oberen Alpinen Buntsandsteins abgelöst. Diese oberskythischen Klastika zeigen eine dünnbankige bis plattige Entwicklung und in den höheren Abschnitten einen leichten Karbonatgehalt in der Grundmasse. Sie sind im Bereich Greidern – Seebach und Schießling immer extrem verfaltet und gestört, im Seebach sind entlang dieser E–W-streichenden Störung Reste von Reichenhaller Rauhwacken miteingefaltet bzw. -geschuppt. Im oberen Rehbach schließt die Schichtfolge oberhalb der Quelfassung mit Reichenhaller Dolomit ab.

Als quartäre Bildungen wurde in Ergänzung zu den detaillierten Aufnahmen von J. REITNER lediglich im Seebach bei ca. 720 m SH punktuell grobe Konglomerate aus örtlichen Geröllen aufgenommen, wobei kalkalpine Gerölle und Permoskyth zu dominieren scheinen. Die Konglomerate sind z.T. gut ausgewaschen (fehlende Matrix) und gut zementiert. Mehrere derartige Konglomerat-„Blöcke“ von Dimensionen im 10 m-Bereich sind zu beobachten, wobei einzelne deutlich als abgerutschte Körper nicht mehr in situ vorliegen, bei einzelnen ist schwer zu entscheiden, ob sie auf primärer Lagerstätte liegen. Die schräg geschichteten Konglomerate erwecken den Anschein von Deltaschüttungen.

Kleine aktive Quellsintervorkommen wurden im Seebach auf 750 m, im Rehbach auf ca. 810 und 870 m SH beobachtet.

Blatt 97 Bad Mitterndorf

**Bericht 2005
über geologische Aufnahmen
im Toten Gebirge
auf Blatt 97 Bad Mitterndorf**

MONIKA HÖLZEL
Auswärtige Mitarbeiterin

Die geologische und strukturgeologische Kartierung erfolgte im Ostabschnitt des Toten Gebirges im Gebiet Bösenbühel – Großer Hochkasten – Hebenkas.

Lithologisch ist das Gebiet dominiert von Dachsteinkalken und untergeordnet gibt es Vorkommen von Hierlatzkalken, roten kieseligen Kalken, Breccien und Ablagerungen der Augenstein-Formation.

An spröden Strukturen konnten nur Störungsflächen ohne Lineare und Bewegungssinn gemessen werden, da die Flächen stark verkarstet sind. Die Auswertung einer mächtigen Falten- und Überschiebungsstruktur (Fault-Bend-Fold) im Großen Hochkasten erbrachte eine Überschiebungsrichtung Top nach Westen (Faltenachse: 353/11).

**Lithologie
Dachsteinkalk**

Der größte Anteil des Gebietes wird von lagunärem Dachsteinkalk aufgebaut, der mit markanten Schichtstufen die Landschaft prägt. Die einzelnen Bänke haben Mächtigkeiten von bis zu 4 m.

Immer wieder treten schichtkonkordante Lagen, aber auch teilweise diffuse Linsen mit roten, gelben oder graugrünen Tonen und Mergeln auf, die als A-Horizonte des Loferer Zyklolithems gedeutet wurden. Dolomitische Algenlaminite des B-Horizontes sind ebenfalls im Gebiet zu beobachten. Der C-Horizont ist stellenweise sehr reich an Megalodonten, aber es gibt auch großflächige Abschnitte mit fossilen Korallenstöcken (Großer Hochkasten). Dachsteinkalk in Rifffazies fehlt im Gebiet.

Hierlatzkalk

Der Hierlatzkalk ist als feinkörniger, roter Kalk ausgebildet, der stellenweise weißen Crinoidenspat und Gastropoden führt. Weiße Kalzitadern durchziehen oft den Gesteinsverband.

Die wenigen Vorkommen sind an durch Störungen entstandene Spalten gebunden und auch von solchen begrenzt. Auffallend ist, dass gehäuft tiefe Schächte (schätzungsweise >20 m) in diesen Vorkommen zu finden sind.

Das markanteste und größte Hierlatzkalkvorkommen im Gebiet zieht sich entlang mehrerer Störungen von südwestlicher, vom Abbruch ins Heibastal, in nordwestliche Richtung in die Talung am Fuß des Kleinen Hochkastens und ist über eine Länge von 800 m verfolgbar. Die Breite dieser Zone variiert zwischen 10 und 50 m. In dieser befindet sich SW unterhalb des Lagers gelegen eine erforschte Schachthöhle, der Periskopschacht (Katasternummer: 1625/491). Die Höhlenforschergruppe rund um R. SEEBACHER konnte beobachten, dass sich der rote Kalk bis in eine Tiefe von ca. –110 m mit oftmaligen Einschaltungen von grauem Dachsteinkalk zieht. Darunter ist die Höhle nur mehr im Dachsteinkalk entwickelt.

Ein weiterer Aufschluss von Hierlatzkalk befindet sich N des Großen Hochkastens, in dem 2 Schächte ausgebildet sind (Tiefe vermutlich 20–30 m).

Kieselige Spaltenfüllungen und Breccien

In dieser Bezeichnung sind zwei weitere als Spaltenfüllungen auftretende Gesteine zusammengefasst. Es sind dies einerseits Vergesellschaftungen von roten Kalken mit kieseligen Lagen und andererseits grau-grünliche Breccien, die rote Kalke als Komponenten beinhalten.

Kieselige Spaltenfüllungen

Es handelt sich um dunkelrote Kalke, manchmal von weißen Kalzitadern durchzogen, die mit kieseligen, dunkelroten oder auch grünlich-grauen Lagen und Linsen (Radioarität) wechseln. Aufgrund des Vorhandenseins der kieseligen Lagen und des Fehlens von Crinoidenspat wurde diese Lithologie gesondert ausgeschieden und vom Hierlatzkalk differenziert.

Östlich des Lagers befindet sich ein größeres Vorkommen (~15×100 m) von kieseligen Spaltenfüllungen, wobei am grasbewachsenen Hang die kieseligen Komponenten vermehrt herauswittern, die auch teilweise metallische Oxidationsoberflächen zeigen. An der Grenze der kieseligen Kalke ist im Dachsteinkalk eine Höhle mit 3 Eingängen ausgebildet. Es handelt sich hierbei um die Floristenhöhle (Katasternummer: 1625/398) mit einer Länge von 81 m.

Rote Kalke mit vereinzelt kieseligen Linsen wurden auch im Tal südlich des Kleinen Hochkastens angetroffen. Dort waren wiederum metallisch glänzenden Oxidationsflächen zu beobachten.

Breccie

Breccien wurden nur in einem Aufschluss (am Südfuß des Großen Hochkastens) vorgefunden. Es handelt sich bei dieser Lithologie um grünlich-graue Matrix, in die kantengerundete rote und graue Kalkkomponenten (Dachsteinkalk) eingebettet sind. Untergeordnet findet man auch schwarze Kalkklaster und Algenlaminite. Die maximale Korngröße beträgt 10 cm.

Augenstein Formation

Vor allem in Talbereichen und Hohlformen, aber auch auf Sätteln und Gipfelflächen treten gelblich-braune Lehme auf. Selten weisen diese gerundete Komponenten auf, wobei Kalkkomponenten dominieren und nur an vier Stellen gerundete Quarzkörner gefunden wurden (Kalte Herberg, Heibastal; Törl S Kleiner Hochkasten; Gipfelregion Großer Hochkasten; Doline unterhalb von Mini-Weißbierhöhle).

Eher ungewöhnliche, großflächige Sedimentvorkommen wurden im Heibastal gefunden. Es handelt sich um einen Feinsand bis Feinkies, der aus ca. 90 % kantengerundeten

Kalkkomponenten und 10 % gerundetem, teilweise durchsichtigem Quarz besteht.

Auch im Tal S des Hinteren Ofenkogel sind vermutlich große Flächen mit diesem Sediment bedeckt (nur mit Feldstecher beobachtet).

Am Törl S des Kleinen Hochkastens sind Konglomerate mit gerundeten bis gut gerundeten, kiesigen Kalk- und Quarzkomponenten, assoziiert mit Sinterbildungen zu finden. Die Matrix der Konglomerate besteht aus eckigem Fein- bis Mittelsand. Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, dass es sich um umgelagertes Augensteinsediment handelt, dessen Hohlräume nach der Ablagerung in einem Höhlenraum mit anderem, weniger weit transportiertem Sediment verfüllt und anschließend kompaktiert wurde.

Struktureller Aufbau

Die sedimentären Schichtflächen des Dachsteinkalkes fallen im Gebiet durchschnittlich mit (028/26) ein.

Der Große Hochkasten wird von einer mächtigen (ca. 130 m) Faltenstruktur dominiert, die auf relativ unverfaltete Lagen überschoben ist. Diese folgen dem allgemeinen Lagetrend der sedimentären Schichtung mit (Ss 015/15). Diese Falten- und Überschiebungsstruktur (Fault-Bend-Fold) ist aus Flachbahnen (flats) und Rampen (ramps) aufgebaut, wobei die Überschiebung Top nach W verläuft. Zur Ermittlung der Faltenachse wurde das Einfallen der Faltenchenkel gemessen. Durch die mittlere der im Schmidt'schen Netz geplotteten Polpunkte wird ein Großkreis gelegt, dessen Polpunkt mit (353/10) die Lage der Faltenachse ergibt. Die Lage der markantesten Axialebene wurde mit (039/55) im Gelände gepeilt.

Im Untersuchungsgebiet findet sich eine große Anzahl Störungen, die im vegetationsarmen Gelände sehr gut aufgeschlossen und gut zu verfolgen sind. Leider ist die Verkantung an den Störungsflächen durchwegs stark, sodass weder Lineare noch Schersinnindikatoren erhalten sind. Deshalb konnten nur Harnischflächen gemessen werden. Die Verteilung der Richtungen der Störungsflächen im Rosendiagramm zeigt sechs Maxima, wobei Richtungen zwischen N und E dominieren. Lediglich ein Maximum ist NW/SE ausgerichtet. Ein Vergleich der Ergebnisse mit der Lineamenta-Auswertung von Ortofotos von SCHWINGENSCHLÖGL (1986: Photogeologie und Bruchtektonik des Totengebirgsplateaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 79–103) ergibt ähnliche Richtungen, doch aufgrund eines geringeren Datensets für einen größeren Flächenabschnitt (24 Messungen für „Totes Gebirge Ost“) seien Korrelationen in Frage gestellt.

Höhlen

Mittlerweile sind im Gebiet ca. 85 Höhlenobjekte registriert, die während drei Forscherlagern (2003–2005) des Vereins für Höhlenkunde in Obersteier erforscht und vermessen wurden (Details in SEEBACHER, 2004; SEEBACHER in prep.). Einige markante und bedeutende Höhlen sind in den folgenden Absätzen zusammengefasst:

Die Weißengrießhöhle (Katasternr. 1625/294) befindet sich auf der Südwestflanke des Weißengrieß. Es handelt sich um ein Fragment eines sehr alten Höhlensystems mit 244 m Länge, großen Querschnitten (>50 m²), Laugformen, phreatischen Profilen und Resten von Sinterbildungen. Die Höhle ist aufgrund ihrer Höhenlage (2100 m) der erstmalige Nachweis des „Oberen Höhlenruinen-Niveaus“ (Höhlen in einer Seehöhe ab ca. 2000 m; HASEKE-KNAPCZYK, 1989: Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Ein Beitrag zur Trinkwassererforschung. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, MaB-Reihe, 15; FRISCH et al., 2002: Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und

Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, 35/1, 1–37) in diesem Gebiet.

Während der Kartierung konnte auch der höhergelegene Weißengrießschacht eingemessen werden (Steine poltern 10 sec. in die Tiefe).

Das bedeutendste Objekt in diesem Abschnitt des Toten Gebirges ist der Graue Riese (Katastrnummer: 1625/391, Sh 2048 m) mit einer Vermessenen Länge von 2579 m und

einer Tiefe von –420 m. Die horizontalen, unter phreatischen Bedingungen entstandenen Gänge dieser Höhle gehören dem Riesenhöhlenniveau (Höhlen in einer Seehöhe von 1500 bis 1800 m) an.

Die tiefste Höhle im Gebiet ist der Periskopschacht (Katastrnummer:1625/491) mit einer vermessenen Tiefe von 432 m, wobei sich der Schacht weiter großräumig in die Tiefe fortsetzt.

Blatt 101 Eisenerz

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Gebiet Raffelgraben – Mendlingtal – Mendlingstein – Falken auf Blatt 101 Eisenerz

MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Schuppenzone des Mendlinger Spornes im Bereich des Raffelgrabens

Zwischen der mächtigen Mitteltrias-Abfolge des Scheibenberges in Norden und der Stirn der tirolischen Ötscher-Decke im Süden liegt eine steilstehende, schmale und spanförmige Schuppenzone, die das fazielle und tektonische Bindeglied zwischen der Großreiflinger Scholle im Westen (ÖK 100) und der Göstlinger Schuppenzone im Osten (ÖK 71) darstellt. Diese ist am Eingang in den Raffelgraben sowie im Verlauf des Mendlingtales gut aufgeschlossen.

Die Schichtfolge des Mendlinger Spornes beginnt mit steilstehenden, dünnbankigen, dunkelgrauen, ebenflächigen Gutensteiner Schichten. Diese werden von mittel- bis dunkelgrauen, Filament führenden, mikritischen Reiflinger Hornsteinkalken, die nur an wenigen Stellen gut aufgeschlossen sind, überlagert. Die darüber folgende Obertrias in Lunzer Fazies ist vor allem im Bereich des Raffelgrabens anzutreffen. Es sind dies feinkörnige, bräunlich verwitternde, Glimmer führende Sandsteine, Siltsteine sowie dunkelgraue Tonsteine der Lunzer Schichten, die im Süden von steilstehendem, dunkelgrauem Hauptdolomit überlagert werden. Die dazwischen zu erwartenden Opponitzer Kalke dürften durch eine Scherzone tektonisch reduziert worden sein. Dafür spricht auch die Einspießung von weißen Riffkalken (Wettersteinkalk mit *Ladinella porata*, *Tubiphytes obscurus* und *Variostoma crassum* KRISTAN TOLLMANN, 1960) und Werfener Schichten westlich vom Raffelgraben zwischen Lunzer Schichten im Norden und Hauptdolomit im Süden (Blattgrenze zu ÖK 100). Ein Zusammenhang mit der Göstlinger Blattverschiebung, an der öfters Blöcke von Steinalm- und Wetterstein-Riffkalk eingeklemmt sind, ist naheliegend. Der Hauptdolomit ist basal dünnbankig, laminiert, dunkelgrau und neigt zu kleinstückigem Zerfall (evtl. karnischer Anteil). Im Hangenden wird der Dolomit rasch dickbankiger (dm-Bereich), grau, bituminös und kompakt. Öfters ist der Dolomit auch etwas kieselig und stellenweise konnten neben den üblichen Algenlaminiten fossilreiche Lagen mit Crinoidenschutt und Bivalven (z.T. kleine Megalodontiden) angetroffen werden.

Mitteltrias-Schuppen an der Hochkarstraße (Bajuvarikum)

Im Bereich der untersten Straßenkehre der Hochkarstraße (Miesingau) wurde begonnen, die in einer etwa 100 m hohen Wandstufe aufgeschlossene Mitteltrias der Sulz-

bach-Decke (= Göstlinger Schuppenzone), die hier steil an die Deckenstirn der Ötscher-Decke angepresst ist, auszukartieren.

Südlich der Miesingau konnte eine steil nach Süden überkippte Abfolge von mächtigen, dunkelgrauen, bituminösen, feinschichtigen Gutensteiner Schichten mit geringmächtigen (?1–2 m), Dasycladaceen, Crinoiden und Onkoide führenden, grauen Steinalmkalkpartien im Hangenden, geringmächtigen Reiflinger Kalken (~50 m) des Oberanis–Oberladin und gut gebankten, allodapischen Raminger Kalken des Oberladin–Unterkarn angetroffen werden. Das anisische Alter der Gesteine im tektonisch Hangenden der Reiflinger Kalke kann mit Hilfe der Grünalgen *Teutloporella peniculiformis*, *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella pauciforata undulata* und *Physoporella pauciforata gemerica* (det. O. PIROS, Budapest) belegt werden. Das (ober)anisische Alter des basalen, meist mergeligen Reiflinger Kalkes kann ebenso mit *Paragondolella bifurcata* (det. L. KRYSSTYN, O.Pelson) nachgewiesen werden. Darunter fällt ladinischer Reiflinger Kalk (mit *Gladigondolella malayensis* und *G. tethydis*, det. L. KRYSSTYN) ein. Sehr schöne allodapische Raminger Kalke sind an dem kleinen Stichweg 650m E¹ K.719 in 830m SH aufgeschlossen. Es sind dort unregelmäßig mittel- bis dünnbankige, mittelgrau–braungrau gefärbte, etwas Hornstein führende, wellig-schichtige bis ebenflächige Schuttkalke mit Intraklasten und Biogenschutt (Bivalven, Crinoiden, Riffschutt). Die blockig-plattig zerfallenden Raminger Kalke bilden deutlich ausgeprägte Felsrippen unter- und oberhalb der Hochkarstraße. Im Dünnschliff sind die allodapischen Raminger Kalke als Intrabiopelsparite und -mikrite (packstones-rudstones) anzusprechen, wobei die meist kantig zerbrochenen Intraklasten in erster Linie aus umgelagerten, bereits gut verfestigten Beckensedimenten (z.B. Filamentkalke und Pelsparite) oder Slopesedimenten (z.B. Lithoklasten mit gradierter Schichtung) zusammengesetzt sind. Zusätzlich zu den meist chaotisch gelagerten Intraklasten treten umgelagerte Bioklasten mit Bruchstücken von Flachwasserorganismen (häufig Tubiphyten) aus dem Vorriffbereich auf. In den Zwischenräumen ist das autochthone Sediment (Pelsparit–Pelmikrit) mit Foraminiferen, Echinodermen, Radiolarien, Filamenten, Ostracoden und Bivalven vertreten. Ein Geopetalgefüge belegt die inverse Lagerung des Raminger Kalkes, der flach unter die Reiflinger Kalke (s.o.) einfällt. Das oberladinisch–unterkarnische Alter des Raminger Kalkes ist mit *Gondolella inclinata*, *Metapolygnathus polygnathiformis*, *Gladigondolella malayensis* und *Gladigondolella tethydis* durch Proben von Dr. WESSELY und mir (det. L. KRYSSTYN) belegt.

Trias- und Jura-Schollen im Stirnbereich der Ötscher-Decke (Tirolikum)

Entlang des Mendlingbachtals treten an der Stirn der tirolischen Ötscher-Decke zahlreich kleine, in die rotviolettgrünen Tonschiefer der Werfener Schichten einge-

schuppte Schollen und Späne aus Rauhewacken, Kalken und Dolomiten der Trias und des Jura auf. Bei den anisichen Gesteinsschollen handelt es sich um dunkelgraue, kalkige Rauhewacken (z.B. an der Deckenstirn 600m SW' Grabenbauer) sowie um dunkelgrau bis schwarz gefärbte, bituminöse, feinspätige, tw. gut gebankte und ebenflächige Gutensteiner Kalke und Dolomite mit Crinoidenspreu, Wühl- und Feinschichtungsgefügen. Diese bauen u.a. eine kleine bewaldete Kalkrippe unmittelbar östlich Gft. Grabenbauer auf.

Bei den Dachsteinkalk-Schollen, die an verschiedenen Stellen entlang der Deckengrenze auftreten, handelt es sich um stark tektonisierte, hellgraue Kalke, die nur selten etwas fossilführend sind und undeutlich lagunäre Fazieselemente erkennen lassen (wacke- bis packstone mit Foraminiferen, Gastropoden, kleinen Bivalven, Echinodermen, vereinzelt Grünalgen, Schwammbruchstücke, Intraklasten und Aggregatkörnern). Aus Dünnschliffproben, die den Dachsteinkalk-Rippen 700m SE' Gft. Hartl sowie 800m ENE' Gft. Hirtenlehner entnommen wurden, können typische Obertrias-Foraminiferen wie *Tetrataxis inflata* KRISTAN, 1957, *?Tetrataxis humilis* KRISTAN, 1957, *Lamelliconus multispinus* OBERHAUSER, 1957 (siehe Abb.), *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952, und *Angulodiscus friedli* KRISTAN-TOLLMANN, 1962 beschrieben werden (det. J. HOHENEGGER, Wien). Eine sehr schöne Involutiniden-Fauna (det. J. HOHENEGGER) mit *Triasina hantkeni* MAJZON, 1954 (häufig), *Trochonella laevis* KRISTAN, 1957 (mehrere Exemplare), *Trochonella granosa* FRENTZEN, 1941, *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952, *Angulodiscus gaschei praegaschei* KOEHN-ZANINETTI, 1968 sowie *Aulotortus sinuosus* WEYNSCHANK, 1956 konnte aus der kleinen Dachsteinkalk-Rippe an der Deckenstirn 300m E' Raffelgraben (590m SH) gewonnen werden. Auch aus der kleinen Dachsteinkalk-Rippe, die 1 km ENE' Gft. Hirtenlehner in Werfener Schichten steckt, kann *Triasina hantkeni* MAJZON, 1954 sowie *Angulodiscus communis* KRISTAN, 1952 (det. J. HOHENEGGER) angeführt werden.

Überraschenderweise konnte auch eine Spaltenfüllung aus rotem Jurakalk in einer der Dachsteinkalk-Rippen 720m S' K. 578 (720m SH) angetroffen werden. Im Dünnschliff ist ein roter, fossilreicher Biomikrit (wackestone) mit juvenilen Ammoniten, Echinodermen, Aptychen, Brachiopoden, Gastropoden und Foraminiferen (u.a. *Protoglobigerina* sp.) erkennbar. Demnach dürfte es sich eher um Klaukalk oder roten Oberjurakalk handeln. Das Fehlen von Lias scheint für manche Bereiche der Ötscher-Decke (Unterberg-Decke) charakteristisch zu sein.

Neben Dachsteinkalk-Schollen treten im Gebiet zwischen Gft. Hartl und Gft. Grabenbauer überraschenderweise mehrere Schollen aus lagunärem Plassenkalk auf. Mit Hilfe von Grünalgen und Foraminiferen konnte das oberjurassische Alter dieser Kalkschollen abgesichert werden (det. F. SCHLAGINTWEIT). Mikrofaziell handelt es sich um Intraklasten-führende Bio(pel)mikrite und -sparite (wackestones, packstones und grainstones) mit wechselnd hohen Anteilen an mikritischer Matrix eines lagunären Ablagerungsraumes. Die allochemen Komponenten sind meist Pelloide (oft „Bahamite“, also mikritisierte Bioklasten), kantige oder gerundete Intraklasten (gelegentlich grapestones) sowie Rindenkörner. Letztere setzen sich sowohl aus Algenkrusten, als auch aus mikritisierten Komponenten, seltener auch aus größeren Onkoiden zusammen. Die Fauna ist typisch für die lagunäre Flach- und Bewegtwasserfazies der Plassenkalke: oft sind Grünalgenfragmente, Rivulariaceen, Crinoiden, Molluskenschalen, Foraminiferen (Lituolidae, Miliolidae, Textulariidae, Rotaliidae), Tubiphyten, div. Mikroproblematika, seltener Bryozoen, Ostracoden und eher nur vereinzelt umgelagerte Korallen- und Schwammbruchstücke zu finden. Gelegentlich sind Geopetalgefüge (vadoser Silt) beobachtbar.

Im Bereich vom Grabenausgang des Dürrengrabens südlich Gft. Hartl treten interessanterweise dünn-schichtig-flaserig-flatschige, mittel- bis dunkelgrau gefärbte Aptychen- (Oberalmer) Schichten, reich an Tonsuturen und Hornstein, auf (gute Aufschlüsse an der Forststraße, 666m SH). Im Dünnschliff ist ein Biomikrit, reich an Radiolarien und Schwammnadeln (wackestone) erkennbar. Eine radiolarienreiche Lösprobe aus den Aptychenschichten ist zur Zeit in Bearbeitung.

Aufgrund der starken Überdeckung mit quartären Sedimenten (Hangschutt, Moränen, Schwemmfächer) ist diese Zone nur unzureichend aufgeschlossen. Offensichtlicherweise ist die Deckenstirn der Ötscher-Decke durch horizontale und vertikale Bewegungen sehr stark in schmale Schuppen und Linsen zerrissen worden, sodass hornsteinreiche Oberjurakalke wie Oberalmer Schichten und Aptychenkalke zusammen mit Werfener Schichten direkt neben den Dachsteinkalkspänen der Ötscherdecke und den lagunären Plassenkalcken des Oberjura aus einem viel weiter südlich gelegenen Ablagerungsraum zu liegen kommen. Eine nachträgliche tektonische Überprägung des Überschiebungskontaktes der Deckengrenze durch einen Nebenast der Göstlinger Blattverschiebung wäre im Bereich des Mendlingtales durchaus denkbar, da die tektonischen Kontakte teilweise sehr steil stehen und in die NE-SW-Richtung der jungen, sinistralen Blattverschiebungen einschwenken. Der tektonisch bedingt steilstehende Kontakt zwischen hellem tirolischem Hauptdolomit und dunkel-bituminösem bajuvarischem Hauptdolomit mit dazwischen eingeschuppten Werfener Tonschiefern ist gut an der Mühlbauernkogelforststraße W' Raffelgraben aufgeschlossen. Östlich des Raffelgrabens wird die Deckengrenze durch einen etwa 300m langen Streifen von Werfener Schichten markiert.

Ötscher-Decke im Bereich Mendlingstein – Falken (Tirolikum)

Im Bereich der Mendlingstein-Nordflanke konnte eine vollständige Schichtfolge, bestehend aus Wettersteindolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk auskartiert werden. Ein auf der Geologischen Karte von E. SPENGLER & J. STINY (1926: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz) noch nicht ausgeschiedenes Band von Raibler Schichten konnte an der Forststraße unmittelbar östlich Gft. Hirtenlehner erstmals angetroffen werden und zieht von dort in annähernd W-E-Richtung allmählich den Nordfuß des Mendlingstein bis etwa 700m SH aufwärts, um im Graben zwischen Falken und Mendlingstein an mehreren NW-SE-streichenden Bruchlinien nach Süden versetzt und schließlich abgeschnitten zu werden. Bei den an der Forststraße aufgeschlossenen Raibler Schichten handelt es sich um dunkelgraue Tonsteine, ockerbraune bis braungraue feinkörnige Sand- und Siltsteine sowie dünnbankige, graue, kieselige Kalke und Dolomite mit dünnen Tonsteinlagen. Das karnische Alter der Tonsteine konnte auch mit Hilfe von Pollen mit den Formen *Ovalipollis* sp., *Camarozonosporites* sp., *Paraconocavosporites lunzensis*, *Pityosporites neomundanus*, *Cycadopites* sp., *Patinasporites* sp., *Trilites* sp., *Microreticulatisporites* sp., *Paracirculina* sp. (det. I. DRAXLER, GBA Wien) belegt werden.

In dem kleinen Graben 900m östlich Gft. Hirtenlehner ist zusätzlich ein etwa 1m mächtiger schwarzer Oolithkalk neben kieselig-dolomitischen Kalken und grauen Kieseldolomiten als Einschaltung in die schwarzen Tonsteine aufgeschlossen (670m SH). Im Dünnschliff zeigt der Oolith zahlreich rundliche, längliche oder linsenförmige Einzelooide sowie Mehrfachooide („composite ooids“). Letztere lassen mehrere Wachstums- und Ruhephasen (z.B. durch Aufwuchs sessiler Foraminiferen) erkennen. Sowohl die

konzentrisch-tangentialen Ooide, als auch die gute Sortierung und der geringe Matrixgehalt des Sedimentes (packstone) sind Hinweise auf ein hochenergetisches Bildungs-milieu des Ooidkalkes. Im Kern der Ooide sind autochthon vorkommende Biogene wie Bivalvenschalen, Echinodermenreste, Foraminiferen oder Gastropoden vorzufinden. Seltener sind auch Aggregatkörner und Cortoide im Oolith enthalten.

Der Wettersteindolomit im Liegenden des Raibler Bandes fällt in den Straßenanschnitten durch seine helleweiße Verwitterungsfarbe und durch kleinstückig-grusigen Zerfall auf. Gelegentlich können Algenlaminite beobachtet werden. Der basale Hauptdolomit im Hangenden des Raibler Bandes ist grau bis braungrau, bituminös, kieselig und gut gebankt, wird jedoch nach oben hin rasch hell und zeigt dann graue bis weißgraue, beige-graue, seltener bräunlich-sandige Verwitterungsfarben. Überraschenderweise konnte in den untersten Felspartien des Hauptdolomites an einer Stelle (960 m E' Hirtenlehner, 700 m SH) eine dasycladaceenreiche Lage mit *Griphoporella curvata* (GÜMBEL) PIA und *Poikiloporella duplicata* (det. O. PIROS, Budapest) aufgefunden werden. Das Zusammenvorkommen der beiden Algen belegt u.U. ein karnisches Alter des basalen Hauptdolomites. Eine lithostratigraphische Abtrennung eines karnischen Anteiles des Hauptdolomites, wie sie W. PAVLIK im Gebiet der Kräuterin anstrebt, scheint mir hier aufgrund der starken Dolomitisierung des Sedimentes nur schwer möglich zu sein, die intertidale Algenmatten-Facies dürfte sich erst allmählich gegen das Hangende zu einstellen. Im Allgemeinen neigt der Hauptdolomit zu blockig-stückigem Zerfall und bildet gegenüber dem Wettersteindolomit steileres Gelände mit Felswandeln und Türmen. Die Bankung ist im Hauptdolomit meist gut ausgebildet, häufig sind Algenlaminite anzutreffen. Das Schichteinfallen ist generell flach gegen S bis SSE gerichtet. Unter der Voraussetzung halbwegs ungestörter Lagerungsverhältnisse würde sich für die Mächtigkeit des Hauptdolomites in der Nordflanke des Mendlingstein ein Wert von etwa 500 m ergeben, der sich weiter im Osten (z.B. östlich Falken) allerdings bedeutend erhöht. Der über dem Hauptdolomit einsetzende gebankte Dachsteinkalk ist typisch lagunär mit roten Tonhorizonten (Glieder A), weißlich anwitternden, dolomitischen Algenlaminiten (Glieder B) und grauen Megalodontenkalken (Glieder C des Lofer-Zyklothems) ausgebildet. Die Megalodontenkalken sind meistens reich an Molluskenschalen (tw. Tempestite). Seltener können auch Grünalgen beobachtet werden. Ein Dasycladaceen führendes Rollstück 1240 m SSW' K.1433 (660 m SH) enthielt *Griphoporella* sp., *Heteroporella zankli* und *Poikiloporella duplicata* (det. O. PIROS, Budapest).

Mendlingstein (K. 983) und Falken (K. 1433) bilden eine mächtige, aus Hauptdolomit und gebanktem Dachsteinkalk bestehende, flach bis mittelsteil nach Süden einfallende Platte, die durch zahlreiche Brüche in einzelne Schollen und Horste zerlegt worden ist. Vor allem am Falken kann beobachtet werden, wie der Dachsteinkalk entlang von NW-SE-, N-S- und W-E-streichenden Brüchen tief in den umgebenden Hauptdolomit eingesenkt worden ist. Am Mendlingstein ist ein treppenartiges Absetzen des Dachsteinkalkes entlang von NNW-SSE-streichenden Bruchlinien gegen Westen zu beobachten. Der Quellaustritt im so genannten Wasserloch SE' Falken ist an eine 20–200 streichende Bruchlinie gebunden.

An der Süd- und Nordflanke von Mendlingstein und Falken entsendet der Dachsteinkalk z.T. mächtige Schuttdecken in die Rinnen und Mulden des darunterliegenden Hauptdolomites. An der SW-Flanke des Falken ist die Schuttdecke mächtig genug, um Aquifer für zwei kleine, gefasste Schuttquellen zu sein. Bemerkenswert ist dort auch ein kleiner Erosionsrelikt einer eiszeitlichen Gehängebreccie.

Quartär im Mendlingtal

Jungmoränen (Würm) sind am Grabenausgang des Königsgrabens bei Lassing, des Dürrengrabens südlich Gft. Hartl sowie des Raffelgrabens anzutreffen.

Nach NAGL (1970: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 185 – 202, Karte II) war zur Würm-Eiszeit der vom Hochkar herabziehende Königsgraben (früher: „Königstal“) von einem Teilgletscher der Göstlinger Alpen erfüllt. Der an der Gletscherstirn aufgestaute Endmoränenwall von Lassing ist deutlich ausgeprägt und etwa 70 hoch. Entlang der Bundesstraße und der Forstwege ist das Moränenmaterial sehr gut aufgeschlossen. In der matrixreichen Moräne sind zahlreiche stark unterschiedlich gut zugerundete Kalk- und Dolomitgeschiebe, seltener auch mit Facettierung, zu erkennen. Die Dolomitgeschiebe erscheinen frisch und unverwittert. Die Geschiebegröße liegt meist im Bereich der Kiesfraktion, darin verstreut treten – lokal angehäuft – Steine und gelegentlich auch Blöcke auf. In der fast ausschließlichen Zusammensetzung der Geschiebe aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Hochkar-Region spiegelt sich klar das Einzugsgebiet des „Königstal-gletschers“ (siehe auch NAGL, 1967: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs (Hochkar – Göstling – St. Georgen/Reith). – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl. Abt. I, **176**, 91–123) wieder. Die Matrix des Moränenmaterials ist in den verfestigten Partien noch gut erhalten geblieben und grobsandig bis schluffig ausgebildet. Zwischen den beiden Moränenwällen befindet sich eine flache Talverfüllung, die aus Murenkörpern des früheren Wildbaches im Königsgraben aufgebaut wird.

Dass auch der Dürrengraben an der NW-Flanke des Hochkars würmeiszeitlich vergletschert war, ist aus der Graphik von NAGL (1970, Karte II) bereits gut ersichtlich. Das zu diesem Gletscherstand gehörende Moränenmaterial ist südlich Gft. Hartl hangaufwärts bis etwa 700 m SH anzutreffen. In der kleinen Kiesgrube 300 m S' Gft. Hartl ist das matrixreiche und sehr schlecht sortierte Moränen-Sediment, das zahlreich gekritzte und kantengerundete Geschiebe aus Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Hochkarregion enthält, ganz gut aufgeschlossen. Die Zusammensetzung dieser Moräne erinnert stark an jene von Lassing. Dass sich der Gletscher aus dem Dürrengraben auch ein kleines Stück weit in das Mendlingtal vorgeschoben haben muss, ist aus Moränenresten N' Grabenbauer (~590 m SH) ersichtlich: es sind hier an einem neuen Ziehweg matrixreiche Kiese mit oft gut gerundeten, tw. gekritzten Geschieben mit nahezu regelloser Lagerung in einer feinkörnigen, sandig-schluffig-tonigen Matrix anzutreffen. Die teilweise gute Rundung der Komponenten lässt auf einen glaziofluvialen Einfluss bei der Ablagerung schließen. Die Zusammensetzung der Komponenten ist hier schon etwas bunter als bei Gft. Hartl: neben Dachsteinkalk und Hauptdolomit (beides häufige, nur wenig korrodierte Komponenten) treten hier auch Gutensteiner Kalke und Werfener Schichten aus der unmittelbaren Umgebung hinzu. Das Lockersediment ist zwar verfestigt (z.T. standfest), zerfällt aber rasch beim Anschlagen mit dem Hammer.

Interessanterweise konnten auch am Ausgang des Raffelgrabens pleistozäne Ablagerungen angetroffen werden. Gleich nach der Abzweigung der Forstraße zur Moaralm sind in 560–585 m SH im Straßenaufschluss auffällig gut verfestigte, z.T. Matrix führende, polymikte Breccien mit schlechter Sortierung, feinsandig-schluffiger Matrix und eher kantig-angerundeten Komponenten zu beobachten. Unter den Komponenten sind oft helle Kalke sowie gelegentlich auch diverse Mitteltriaskalke (u.a. Steinalmkalk) und Lunzer Schichten zu beobachten. Nach einer mündlichen Mitteilung von Prof. VAN HUSEN könnte es sich aufgrund des geringen Verwitterungsgrades des Sedimentes

um würmeiszeitliche Moränenreste handeln. Nachdem RUTTNER & SCHNABEL (1988: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Bl. 71 Ybbsitz) an der Nordseite des Scheibenberges im Bereich des Legoner ebenso sehr schön aufgeschlossene Jungmoränenreste angetroffen hat, dürfte eine würmeiszeitliche Vergletscherung des Gamssteinstockes bis in die Talregion hinab belegt sein.

Entlang des Talverlaufes der Mendling entwickelt sich die an die Würm-Endmoränen anschließende Niederterrasse. Im Talabschnitt zwischen Gft. Hartl und Gft. Fuchsbauer können zunächst sehr proximale Wildbach- und Murensedimente, die sich mit den eigentlichen fluviatilen Konglomeraten der Niederterrasse verzahnt haben dürften, beobachtet werden. Ein interessanter Aufschluß befindet sich am nördlichen Talrand des Mendlingtales, 250 m NE' Gft. Hartl in ~580 m SH: hier lagert ein grobklastisches, meist eher schlecht sortiertes und gut verfestigtes Konglomerat an einer etwa ebenen Basisfläche dem anstehenden Gutensteiner Kalk auf. Bei den größeren Komponenten (Blöcke, Steine, Grobkies) handelt es sich meist um Dachsteinkalk, daneben können dunkelgraue, abgerundete Gutensteiner Kalke sowie teilweise stärker verwitterte Dolomitgerölle und kleinere, gut gerundete Lunzer Sandsteine, seltener Hornsteine als Komponenten beobachtet werden. Die Matrix ist grobsandig-feinkiesig, das Gefüge eher matrixgestützt. Aufgrund des hohen Sandanteiles in der Matrix ist eine fluviatile Ablagerung des Sedimentes zu erwarten. Dafür sprechen auch vereinzelte punktförmige Schlagmarken auf den Komponenten, eine stellenweise schwach ausgeprägte Schichtung in der Sand-Feinkies-Fraktion sowie Dachziegellagerung einzelner flacher Geschiebe. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. VAN HUSEN ist eine chaotisch gelagerte Wildbachschüttung, die noch zur Niederterrasse gerechnet werden kann, für den aufgeschlossenen Bereich anzunehmen.

Eine weitere interessante Aufschlußfolge befindet sich entlang des Talrandes unmittelbar östlich Gft. Fuchsbauer in 560 m SH. In diesem Bereich kann beobachtet werden, wie sich zunächst kantiger, stark an Gehängebrekzie erinnernder, eher schlecht sortierter Murenschutt, der sich aus einem Schuttkegel an der Scheibenberg-SE-Flanke herleiten lässt, allmählich in zunehmend besser bis gut gerundete, undeutlich geschichtete Konglomerate, die man bereits der Niederterrasse zurechnen kann, übergeht. Die gut verfestigte Brekzie setzt sich aus Mitteltriaskomponenten des Scheibenberges in Fein-Mittelkiesfraktion zusammen, führt eine grobsandige Matrix und ist mit flach talwärtigem Einfallen undeutlich geschichtet. Die Konglomerate hingegen zeigen gut gerundete Komponenten aus Dachsteinkalk, Hauptdolomit, aber auch Lunzer Schichten oder Gutensteiner Kalk und sind hier noch undeutlich geschichtet (gute Aufschlüsse am Feldweg E' Gft. Fuchsbauer). Weiter talabwärts sind unterhalb Gft. Fuchsbauer auf beiden Seiten des Tales Niederterrassenschotter in Form gut gerundeter bis kantengerundeter Fein- bis Mittelkiese, die vereinzelt Grobkieskomponenten führen, aufgeschlossen. Das Terrassenniveau setzt unterhalb von Gft. Fuchsbauer auf etwa 560 m SH an und fällt allmählich gegen Westen auf 550 m SH (Palfau) ab. Im Auslauf des Raffelgrabens mündet eine eigene, kleine Schotterflur in das Mendlingtal ein. Die dort aufgeschlossenen Terrassenschotter (Konglomerate) sind eher schlecht geschichtet und sortiert, zeigen eine typisch fluviatil-sandige Matrix, haben einen hohen Anteil an Steinen und Grobkies, die Komponenten sind kantig bis gut gerundet und zeigen eine eher monotone Zusammensetzung (graue Farbe).

Im Bereich des oberen Mendlingbachtals konnten sowohl oberhalb, als auch unterhalb von Lassing an mehreren Stellen Moränenreste angetroffen werden, die weit außerhalb des würmeiszeitlichen Endmoränenstandes von Lassing gelegen sind. Nach NAGL (1970, Karte III) wären

diese Moränenvorkommen einem spätrisseiszeitlichen Gletscherstand zuzuordnen. Entlang eines Forstweges, der von der schmalen Landstraße Richtung Hollenstein zum Mendlingbach herabführt (S' K. 740) sind die Altmoränensedimente gut aufgeschlossen. Auffällig am Moränensediment sind das chaotische Gefüge, in dem zahlreich facettierte Geschiebe zu beobachten sind, und der hohe Matrixanteil. Die Komponenten sind stark unterschiedlich zugerundet (kantig – abgerundet – gut gerundet), liegen meist im Bereich der Kiesfraktion und wechseln verstreut mit Steinen. In den auffällig gut verfestigten und verkitteten Partien ist eine grobsandige Matrix erkennbar. Das Komponentenspektrum dieser Moränen ist bedeutend bunter als jenes der würmeiszeitlichen Moränen von Lassing. Neben Dachsteinkalk und hellem Hauptdolomit aus dem Hochkargebiet treten öfters dunkle Mitteltriaskalke, häufig auch Hornsteine aus dem Reiflinger Kalk sowie Rauhwacken und, seltener, gut gerundete violette und grüne Werfener Tonschiefer wie auch braungraue Lunzer Sandsteine als Gerölle auf. Bemerkenswerterweise konnten auch Dasycladaceenkalke als Moränengeschiebe beobachtet werden. Ob es sich bei den genannten Moränenvorkommen tatsächlich um Altmoränen handelt, oder ob es sich eventuell doch noch um jüngere, hochwürmeiszeitliche Ablagerungen handeln könnte (vgl. NAGL, 1967, S.111f), müsste erst eingehend geprüft werden. Das Moränenmaterial war jedenfalls meist eher frisch und wenig verwittert an der Oberfläche anzutreffen. In den weniger gut aufgeschlossenen Gebieten fielen die Altmoränenareale durch intensiv rotbraune Bodenfärbung auf.

Im Bereich der kleinen Jagdhütte Brettseiten (670 m SH) und entlang der Ziehwege in der Umgebung dieser Hütte konnten gut gerundete, teilweise gut sortierte, undeutlich geschichtete und nur schlecht verfestigte Fein- bis Mittelkiese, bei denen es sich um fluvioglaziale Sedimente (?Riss) handeln dürfte, angetroffen werden. Die Komponentenzusammensetzung ist ähnlich jener der Moränensedimente, jedoch ist das Sediment besser sortiert, feinkiesiger, weniger gut verfestigt und die Matrix ausgewaschen. Die darin vorkommenden Lunzer-Sandstein-Gerölle sind – im Gegensatz zu den festeren Hauptdolomitkomponenten – stark verwittert und zerfallen leicht beim Anschlagen. Talwärtig einfallende Schrägschichtung könnte ein Hinweis auf Deltaschüttung sein. Nach morphologischen Überlegungen wäre die Ausbildung eines riss- oder würmeiszeitlichen Eisrandstaukörpers im Bereich Brettseiten anzunehmen (vgl. auch NAGL, 1967, S.112, im Göstlingbachtal).

An mehreren Stellen konnten vor allem am Hangfuß von Scheibenberg, Schwölleck und Falken Gehängebreccien angetroffen werden. Auf der Südseite des Mendlingtales handelt es sich um eine monomikt zusammengesetzte, leicht talwärtig einfallende, geschichtete und gut verkittete Breccie aus kantigen Hauptdolomit-Komponenten mit wenig Sandmatrix (korngestütztes Gefüge). Die an der Nordseite des Mendlingtales am Hangfuß des Scheibenberges auftretenden Gehängebreccien sind hingegen etwas mehr polymikt zusammengesetzt, jedoch ebenso stets kantig, gut verkittet und zeigen ein komponentengestütztes Gefüge mit etwas sandiger Matrix. Ein möglicher Zusammenhang der (?eiszeitlichen) Gehängebreccie mit der Niederterrasse wurde schon weiter oben zumindest angedeutet.

Massenbewegungen in Form von kleinen Rutsch- und Buckelhängen sind in erster Linie im Bereich von Wasser stauenden Gesteinsserien wie Werfener Schichten, Lunzer Schichten und steileren Moränenhängen zu beobachten. Die Wasser stauenden Tonschiefer vermischen sich mit Hangschutt und anstehendem Gesteinsmaterial und bilden kleinere Rutschkuchen und -körper. Im Bereich der Lunzer Sandsteine 350 m NE' Gft. Hartl wurde durch den Bau einer neuen Forststraße auch ein kleiner Muren-

abgang mitverursacht. Kleinere Rutschkörper sind auch am Grabenausgang des Dürrengrabens (640 m SH, Werfener Schichten) und neben der Bundesstraße (500 m SW' Gft. Fuchsbauer, Reingrabener Schichten) sowie in den Lunzer Schichten des Raffelgrabens zu verzeichnen.

An der kleinen, gänzlich in Werfener Schichten steckenden Dachsteinkalkrippe 1 km NE' Gft. Hirtenlehner kann vorzüglich deren Zerlegung in einzelne Blöcke entlang von offen stehenden Klüften und Zerrfugen durch langsame Massenbewegung beobachtet werden.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz

WOLFGANG PAVLIK

Im Jahr 2005 wurden einige kleinere Gebiete nördlich des Holzäpfeltales NE Wildalpen kartiert.

Der Bergsturz von Wildalpen reicht bis zur Wiesengrenze östlich Musel und bis zum Hangfuß des Scheinbergs.

Der Scheinberg wird von Hauptdolomiten aufgebaut. Westlich der Südschulter des Scheinberges ist zwischen 680 und 690 m ein Moränenrest aufgeschlossen. Auf dem Hauptdolomit der näheren Umgebung liegt Moränenstreu. Westlich und südlich des Scheinberges liegen zwischen 770 und 840 m Erratika aus Dachsteinkalk.

Entlang des Forstweges südlich Scheinberg sind zwischen 640 und 670 m Schluffe aufgeschlossen. Im Holzäpfeltal konnten im Graben südlich Casari (siehe W. PAVLIK: Bericht 2002, Jb. Geol. B.-A., 143/3, S. 475, Wien 2003) ebenfalls Schluffe bei 670 m nachgewiesen werden. Die Ablagerungen des Bergsturzes von Wildalpen lassen sich bis zu einer Höhe von 620–630 m nachweisen, somit dürften diese Schluffe Eisrandsedimenten zuzurechnen sein. A. FRITSCH nimmt für die Würmvereisung Hochglazial eine vermutete Gletscheroberfläche von 650 m an. Wenn diese Grenze höher liegt könnten diese Schluffe in das Würm zu stellen sein, ansonsten wäre eine Rissalter zu diskutieren. Die oberhalb aufgeschlossenen Moränenreste und Erratika dürften dann dem Riß zuzurechnen sein.

Der Weittalkogel wird von zuckerkörnigen, weißlichen bis grauen Wettersteindolomiten aufgebaut. Im Graben NNW Casari liegen schwarze Tonsteine der Reingrabener Schichten. Die Tonsteine lassen sich bis knapp östlich des Sattels Krumpenalm verfolgen und werden dort von einer Blattverschiebung gekappt. Der gesamte Bereich wird von ungefähr NNW–SSE-gerichteten dextralen Blattverschiebungen sehr intensiv zerlegt. Entlang dieser tektonischen Linien werden mehrere Tonsteinlinsen nach NW verschleppt.

Südlich schließen sich zuckerkörnige, hellgraue bis weißliche, beige verwitternde Dolomite an. Diese Dolomite im Hangenden der Reingrabener Schichten lassen sich mit Dasycladaceen, *Poikiloporella duplicata* (STOPPANI) PIA in das Karn stellen und sie repräsentieren die karbonatische Entwicklung der Nordalpinen Raib-Gruppe.

Bericht 2004/2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 101 Eisenerz

DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den beiden Jahren wurden die quartären Ablagerungen auf Blatt 101 bearbeitet. Dabei konnte neben älteren Unterlagen auf die Vorarbeiten von G. BRYDA, M. MOSER,

W. PAVLIK (Manuskriptkarten sowie Kartierberichte 2000 bis 2004) und die Geologische Karte des Hochschwabgebietes 1:25.000 (G.W. MANDL et al., 2002) aus jüngster Zeit zurück gegriffen werden. So war in vielen Fällen keine flächenmässige Erfassung, sondern nur eine sedimentologisch genetische Aufnahme nötig, wodurch die Arbeiten sehr erleichtert wurden.

Der Westteil des Hochschwabmassivs mit den Tälern von Salza und Erzbach war zur letzten Eiszeit (Würm) nicht mehr Teil des ostalpinen Eisstromnetzes, das damals im Ennsgletscher sein östliches Ende im Bereich des Gesäuses fand. Während die Vergletscherung des Hochschwabs teilweise (z.B. Sonnschienalm) den Charakter einer Eiskappe mit mehreren Gletscherabflüssen (Leopoldsteiner See, Tragöß, Bodenbauer) hatte, waren sonst eher nur Kargletscher entwickelt, wie sie auch die Vergletscherung der umliegenden Gebirgsgruppen charakterisieren. Die Eiszungen erreichten meist noch die Talböden der Hauptgerinne (Leopoldsteiner See, Tragöß, Wildalpen) ohne aber diese noch wesentlich erfüllen zu können. Somit ist die Vergletscherung im Bereich des Blattes 101 Eisenerz als eine gut entwickelte Lokalvergletscherung zu charakterisieren. Im Gegensatz dazu war in der vorletzten Eiszeit (Riß) das Hochschwabgebiet noch Teil des Eisstromnetzes, das damals noch alle Täler rund um das Hochschwabmassiv erfüllt hatte. Davon sind an mehreren Stellen noch Spuren erhalten geblieben (M. MOSER, Bericht 2001)

Tragößtal

Der Talboden von Tragöß war im Würm-Glazial von einer Gletscherzunge erfüllt, die das Tal bis südlich Großdorf erfüllte (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2003). Hier sind zu beiden Seiten der Laming, unmittelbar an der Blattgrenze, deutliche Endmoränen erhalten, die die maximale Ausdehnung des Gletschers markieren. Der Rand der Gletscherzunge ist dann an der orographisch rechten Talflanke (Schattenberg) an Hand von Staukörpern und Moränen zu rekonstruieren. So ist in der Kleinrötz bei Krug ein Staukörper erhalten, der an einem Moränenwall bei der Abzweigung der Straße zum Rahner in 860 m Höhe gestaut wurde. Nördlich Rahner ist in 940 m ein ausgedehnter Staukörper entwickelt, der am talseitigen Rand von grobem Blockwerk bedeckt ist, wie auch der scharfe Moränenwall in 920 m Höhe. Diese Moräne sowie der Staukörper haben nördlich des Strilergrabens in einem breiten Moränenwall mit Staukörpern in 950 m ihre Fortsetzung. Diese Ablagerungen markieren, ebenso wie große erratische Kalkblöcke oberhalb der Straße Großdorf – Krug sowie Krug und Rahner, die ehemalige Eiszunge. Weiter taleinwärts sind dann keine Reste an der steilen ungegliederten Flanke der Kohlerleiten erhalten geblieben.

Weiter taleinwärts sind an den Südhängen nur noch ein schön ausgebildeter Moränenwall SE der Pfarreralcke in 970 m und ein Eisrandkörper sowie ein Moränenwall unterhalb des Kappelsteiges in 920 m Höhe vorhanden. Alle diese Moränen zeigen eine Füllung des Talkessels mit einem Gletscher mit einer Höhe von ca. 940–950 m Oberfläche zum Höhepunkt der Würm Eiszeit an, der aus Eisströmen aus dem Jassinggraben, Klamm Boden und Haringgraben gespeist wurde. Dieser endete mit einer steilen Zunge bei den Endmoränen südlich von Großdorf.

Im Rahnergraben finden sich außerhalb der würmzeitlichen Ablagerungen bis in ca. 1050 m Höhe erratische Kalkgeschiebe in der mächtigen Schuttfüllung aus Grauwackengesteinen. Zusätzlich ist auf dem Rücken nördlich des Grabens zwischen 1080 und 1140 m Höhe eine Platte groben Konglomerats verbreitet. Das sehr gut verfestigte Konglomerat ist aus groben, sandreichen Kiesen, die auch Blöcke bis 30-50 cm Ø führten, entstanden. Korngröße,

schlechte Sortierung und nur undeutlich ausgeprägte Schichtung weisen auf rasche Sedimentation, wahrscheinlich am Eisrand, hin. Die Erratika sowie die Konglomerate belegen, dass der Eisstrom in der Riß-Eiszeit mindestens 100–150 m mächtiger war als der der Würm-Eiszeit.

Nach der maximalen Ausdehnung des würmzeitlichen Eisstromes sind noch in zwei Positionen deutliche Endmoränenzüge abgelagert worden. Der erste setzt als mächtiger, sehr grobblockiger Wall bei Pichl an und setzt sich nach einer kurzen Unterbrechung bei den südlichen Häusern von Großdorf fort, wo er auch zur Talmitte hin einschwenkt. Er ist auch östlich der Laming entwickelt, wo er wieder nach Norden zieht. Er ist hier als 10–20 m hohe Kante ausgebildet, die das höhere Vorland vom nach Norden anschließenden Becken trennt, das heute von Schwemmkegeln der Seitenbäche verfüllt ist. Der zweite bildet die Hügelgruppe des Galgenwaldes, die eine geschlossene gestaffelte Endmoräne im zentralen Talboden darstellt. Zur orographisch rechten Talflanke hin ist die Endmoräne vom mächtigen Schwemmkegel aus dem Strilergraben dermaßen überschüttet, so dass nur noch kleine Hügel aus der Kegelfläche aufragen. Auch hier ist ein Endmoränenwall östlich der Laming bei Lindenhof und Tal erhalten, der den Rand der Eiszunge nachzeichnet. Bei allen Endmoränenzügen ist zu beobachten, dass die Ablagerungen an der westlichen Seite des Tales sehr grobblockig ausgebildet sind, wobei häufig auch riesige Blöcke (bis einige 10er m³ und mehr) auftreten. Der Grund dafür liegt in der starken gravitativen Auflockerung der Flanken der Kalkstöcke südlich des Jassinggrabens (z.B. Heuschlagmauer), die viel grobes Blockwerk geliefert haben, das somit am orographisch rechten Rand des Gletschers transportiert und abgelagert wurde.

Im Liegenden der Moräne im Galgenwald sowie der Moränen südlich von Großdorf treten Konglomerate auf. Sie werden von sandreichen Kiesen gebildet, die bei undeutlicher Sortierung eine schwach ausgeprägte horizontale Lagerung zeigen. Sie bestehen zu ca. 50–70 % aus Gesteinen der Grauwackenzone, wobei diese lagenweise mit nahezu 100 % dominieren aber auch zurücktreten können, sodass die Triaskarbonate deutlich hervortreten. Die an sich schwach verkitteten Konglomerate zeigen aber stellenweise auch eine ausgeprägte Talrandverkittung. Die Kiese stellen die Vorstoßschotter im Becken von Tragöß dar, die kurz vor der maximalen Ausdehnung der Gletscherzunge im Talboden akkumuliert wurden. Die Kiese wurden einerseits von der Laming (Karbonate), andererseits von den Seitenbächen (Grauwackengesteine) geschüttet. Die heute noch vorhandenen Reste erstrecken sich von der Terrasse in Oberdorf (Kirche) über die Stufe nördlich von Lindenhof, wo sie nur orographisch links der Laming erhalten sind. Ab Großdorf bis zu den Endmoränen treten sie dann beidseitig der Laming auf, und gehen dann in die südlich anschließende Niederterrasse über, die von Unterort an entlang der Laming nach S zu verfolgt werden kann.

Beim Abschmelzen der Eiszunge wurden kleinere Eisrandterrassen (besonders am Fuß des Schattseitenberges) und größere Kameskörper gebildet (z.B. NE Pfarrerteich und Lindenhof). Letzterer besteht fast ausschließlich aus mittelkörnigen Kiesen der Grauwackenzone, die nur wenige grobe Komponenten von Triaskarbonaten führen. In den Kiesen sind stellenweise Deltaschüttungen zu erkennen, die auf eine Sedimentation in kleine kurzlebige Staubereiche hinweisen. Diese Ablagerung ist somit wohl hauptsächlich aus dem Graben beim Pölsbacher in das schwindende Eis als Kames geschüttet worden.

SE der Pfarrerteich ist eine deutliche Kante in ca. 900 m Höhe ausgeprägt. Hier bricht der Talboden steil gegen das Becken der Jassing ab. Das kuppige Gelände, aufgebaut von groben Kiesen und Schutt, setzt sich in gleicher Höhe

(900–920 m) bis über den breiten Sattel nach SE fort und endet wieder an einer Kante in 900 m Höhe oberhalb des Steilabfalls zum Grünen See. Hier bildet ein mächtiger Terrassenkörper aus grobem Kies und Schutt eine weitgehend ebene Fläche, die am südlichen Rand durch ein scharf eingeschnittenes Trockental und einen Graben (alte Straße) zerschnitten wird. Nördlich der Straße ist er von grobem Bergsturzblockwerk bedeckt. Der ganze Terrassenkörper ist in den ersten Phasen des Eiszerfalls zwischen zwei großen Toteiskörpern im Bereich der Jassing und des Grünen Sees abgelagert worden. An diesen Toteiskörper im Becken der Jassing dürfte auch die Eisrandterrasse in 940 m Höhe unterhalb der Laming-Alm angestaut worden sein. Nach der Bildung des mächtigen Toteiskörpers im Talboden wurde der nördliche Teil von einem kleinen Bergsturz aus der nördlichen Flanke mit groben Bergsturzböcken bedeckt. Spuren der ehemaligen oberflächlichen Entwässerung sind das scharf eingeschnittene Tal südlich der neuen Straße und das flache Tal in Talmitte und der scharfe Einschnitt, in dem die alte Straße verläuft. Heute versickern alle Wässer der Jassing im Bereich der Pfarrerteich und treten erst wieder im Grünen See und endgültig beim Kreuzteich aus.

Nachdem auch das Tal südlich der Klamm nördlich des Grünen Sees eisfrei geworden war, löste sich aus der Kampelmauer ein Bergsturz. Er brandete im Bereich des Buchriegels am Gegenhang an, wo er sich in je einen Sturzstrom nach Norden und Süden teilte. Ersterer erstreckte sich mit einer steil abfallenden Oberfläche bis „In der Klausen“. Der Hauptstrom ergoss sich nach Süden und breitete sich noch bis zum Hangfuß unterhalb der Kohlerleiten und bis zur Pfarrerteich und dem Kreuzteich aus. Die Hohlform des Grünen Sees und des östlichen kleinen Seebeckens und der versumpften Ebene an der Zufahrtstraße zum Julienheim wird von einer deutlichen Kante umschlossen, die darauf hindeutet, dass hier zur Zeit des Abgangs des Bergsturzes noch ein größerer Toteiskörper vorhanden war. Das würde das Bergsturzergebnis in die Zeit des Eiszerfalls im Becken von Tragöß an den Beginn des Spätglazials stellen.

Nach dem gänzlichen Abschmelzen des Toteiskörpers in der Jassing wurde das Becken von ausgreifenden Schwemm- und Murenkegeln verfüllt, die den heutigen Talboden aufbauen. Welche Mächtigkeit diese Ablagerungen haben, ist gänzlich unbekannt.

Durch die starke Zerlegung der starren harten Karbonatkörper über den nachgiebigen weicheren Gesteinen der Werfen-Formation lösten sich besonders nach dem Abschmelzen der Eismassen z.T. riesige Blöcke und Felspartien aus dem Verband der Karbonate, die die Flanke unterhalb der Heuschlagmauer bis zum Talboden bedecken. Manche der Blöcke sind als Wanderblöcke anzusehen. Weiter im N ist die Flanke von mächtigen Schuttströmen bedeckt, die sich am Fuß der Sackung Kote 1842 entwickelt haben, die die gleiche Ursache wie die Zerlegung der Heuschlagmauer sowie der Bergstöcke der Griesmauer und des Trenchtlings hat (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2003).

Spuren von Gletschern aus dem Spätglazial sind nur um die Laming-Alm und Neuwald-Alm erhalten. Zwei grob blockige scharfe Moränenwälle finden sich knapp nördlich und südöstlich der Laming-Alm, die eine Gletscherzunge aus dem Kar der Griesmauer begrenzt, die wahrscheinlich bis auf ca. 1100 m herab gereicht hat. Höher oben im Karboden ist noch das auffällige Blockfeld des Gropperwaldes zu finden, das wohl die Ablagerung eines völlig schuttbedeckten Gletschers darstellt, der bis 1340 m herabreichte.

Die starke Schuttbedeckung ist auch hier auf die starke mechanische Zerlegung des Bergrückens südlich des Griesmauerkogels zurückzuführen. Die Schuttbedeckung

war dermaßen stark, dass sich keine deutlichen Endmoränenzüge herausbilden konnten.

Auch im Almboden um die Neuwald-Alm sind mehrere Endmoränenzüge zu finden, die einen immer weiterschumpfenden Gletscher aus dem Kar unterhalb der Frauenmauer nachzeichnen. Hat der größte noch den Karboden zur Gänze bedeckt (Moränen am Griesboden) und bis in die Steilstufe zum Jassinggraben gereicht, so ist durch einen deutlichen Wall oberhalb der Alm eine Gletschergröße markiert, die nur den Almboden selbst bedeckte. Die jüngste rekonstruierbare Gletscherausdehnung beschränkte sich nur auf den Bereich direkt unter der Frauenmauer, wo deutliche geschlossene Wälle eine Gletscherzunge bis auf 1400 m herab umfassten. Die in diesen beiden noch Osten schauenden Karräumen erhaltenen Moränenablagerungen sind am ehesten dem frühen Spätglazial zuzuordnen und deshalb so deutlich ausgebildet, da sie durch Windverfrachtung überdurchschnittlich ernährt wurden (s. Lassingtal).

Auf der Plateaufläche westlich der Sackwiesen- und Sonnschienenalm sind kaum Moränensedimente vorhanden. Hier füllten sich, wie auch auf den anderen verkarsteten Plateauflächen, am Beginn der Vereisung erst die Dolinen mit Schnee und Eis. Erst nach dem Aufbau einer Eiskappe über das ganze Plateau begannen die Eismassen ohne Einschluss derer in den Dolinen zu fließen und strömten über die Ränder in die Täler ab. Dadurch kam es einerseits nur an den höheren Auftragungen auf den Plateaus zu Eiserosion und auch zu keiner nennenswerten Ablagerung von Grundmoränensedimenten.

Von dem ausgedehnten Plateau um die Sonnschienenalm floss Eis z.Teil über Plotschboden und Klamboden und über die Sättel bei der Fahrstraße und bei der Hörndalm nach Süden zum Gletscher im Tragößtal ab. Die Hauptmasse hingegen floss aber nach Westen zum Tal des Fobisbaches, wo sie mit den Eismassen aus dem weiten Kar unterhalb der Kaltmauer den Gletscher des Leopoldsteiner Sees bildete.

Leopoldsteiner See – Eisenerz

Die Endmoränen des Gletschers im Becken des Leopoldsteiner Sees sind in der terrassenartigen Fläche zwischen Erzbach-Seebach und Seeriedel erhalten. In der größten Ausdehnung umfloss die Gletscherzunge den Seeriedel und breitete sich im Tal des Erzbaches bis über die Position des Schlosses nach Süden aus, wo sie zwei kleine Moränenwälle hinterließ, die orthogonal auf das Tal verlaufen. Diese verzahnen sich mit den Sedimenten der Niederterrasse des Erzbaches, die hier und orographisch links des Erzbaches auf Höhe der Bahngleise erhalten sind. Offensichtlich hatte die Gletscherzunge nicht genug Kraft, um das Tal zu überwinden und den Erzbach aufzustauen. Auf einen mehr talparallelen Verlauf der Gletscherstirn weist auch der etwas jüngere hohe Wall unmittelbar oberhalb des Zusammenflusses von Erz- und Seebach hin. Er überragt die Niederterrasse, die entlang des Erzbaches entwickelt ist und verzahnt sich mit ihr. Der jüngste Moränenzug erstreckt sich in Fortsetzung des Seeriedels und zeichnet eine Gletscherzunge nach, die nur noch auf das Seebachtal beschränkt war. Nach deren Abschmelzen wurde das Zungenbecken des Leopoldsteiner Sees eisfrei, das seither durch das Delta des Seeabaches verfüllt wird, das den bereits sehr ausgedehnten Seeboden bildet.

Vom Bereich des Schlosses Leopoldstein sind im Tal des Erzbaches nach Süden Reste einer steilen Terrassenschüttung erhalten, die sich aus den Nebenbächen der Kleinen und Großen Fölz sowie des Ramsaubaches entwickelt. Leider ist sie wegen der großen Umgestaltungen durch die Bergbauindustrie (z.B. Schlackenkegel, Halden) nicht mehr rekonstruierbar.

Große und Kleine Fölz

In den Karen an der Ostseite des Kammes Kaiserschild – Zaunerkogel haben sich, wahrscheinlich begünstigt durch starke Wechtenbildung, bei den vorherrschenden Westwinden Eiszungen gebildet, die die Täler weit herab erfüllten. In der Kleinen Fölz sind keinerlei Moränenzüge erhalten, die eine Rekonstruktion der Eiszunge erlauben. Die wenigen erratischen Karbonatgeschiebe auf dem Wiesenrücken unmittelbar südlich der Siedlung Münichtal sind wohl aus der Riß-Eiszeit. Der Talkessel der Kleinen Fölz ist mit mächtigem Lawinen- und Murenschutt verfüllt, der ohne Unterbrechung in den Schwemmkegel übergeht, auf dem die Siedlung steht. Bewuchs und Verwitterung des Schuttes deuten darauf hin, dass die Schutteinbringung in den tieferen Lagen wahrscheinlich mit dem ausgehenden Spätglazial (endgültige Einwanderung des Waldes) mehr oder weniger aufgehört hat. Die Entwässerung erfolgt bis auf kurze Perioden nach Starkniederschlägen nur innerhalb der Schuttfüllung.

Das weitaus großflächigere Einzugsgebiet mit der höherem Kammumrahmung der Großen Fölz war in der Würm-Eiszeit von einem mächtigen Gletscher erfüllt. Er entwickelte sich zwischen dem Urwirtsgraben im Norden und dem Graben unterhalb der Schirmbacheralm und reichte bis zum Reservoir der Wasserversorgung in 740 m Höhe. Hier sind orographisch rechts der Großen Fölz drei mächtige Moränenwälle erhalten, die eine steile Gletscherzunge nachzeichnen. Talauwärts ist eine steile Terrassenschüttung entwickelt, die bis zum Tal des Erzbaches schön zu verfolgen ist. Der Rand des größten Gletscherstandes ist weiter Talauwärts noch durch große Kalkblöcke bei der unteren und oberen Lagstatt am Fuß des Mitterriegels markiert, wo sonst nur die Schwemmkegel an den Gräben unterhalb des Tullecks entwickelt sind. Der Hangbereich unterhalb des Kaiserschildes (Lahngang) ist mit groben Moränenablagerungen aus Karbonatgesteinen bedeckt, die bis auf wenige Stellen die Gesteine der Werfen-Formation gänzlich verdecken. Kurze Moränenwälle (z.B. Kote 1106 m und nördlich davon) markieren noch kurzlebige Eiszungen, die sich unter dem zentralen Karraum noch länger halten konnten. In diesen Wällen finden sich auch viele sehr große Blöcke.

Im Liegenden des würmzeitlichen Moränenmaterials ist an der orographisch rechten Flanke des Urwirtsgrabens eine gut verfestigte Breccie erhalten. Die durchwegs matrixreiche, stark verfestigte Breccie führt neben den Karbonaten auch einige Schiefer- und Sandsteinbrocken der unterlagernden Werfen-Formation. Vom Habitus und der Lithologie entspricht sie den in den Gesäusebergen weit verbreiteten mächtigen Hangbreccien (z.B. Reichenstein, Buchstein) und dürfte auch aus dieser Zeit stammen und somit älter als Riß sein.

Außerhalb der Würm-Endmoränen finden sich an der Fahrstraße zum Jostrom noch verkittete karbonatische Kiese, die eine deutliche Verwitterung zeigen. Es sind Reste einer größeren Vereisung, die wohl dem Riß zuzuordnen sind.

Ramsaubach

Das Tal des Ramsaubaches war nur in seinem obersten Teil im Kar des Bärenlochs (ÖK 1:50.000, Bl. 100 Hieflau) vergletschert. Die Bäche aus den größeren südlichen Nebentälern haben nur große Schwemmkegel gebildet. So erfüllt ein riesiger aus dem Lasitzenbach von seiner Mündung mit steilem Gefälle von über 140 m Höhendifferenz über eine Strecke von 1,5 km das Tal des Ramsaubaches. Er hat den Ramsaubach einerseits nach Norden zur Buchleiten abgedrängt, wodurch diese deutlich unterschritten und im Fußbereich versteilt wurde, andererseits zu einem

Stau geführt, wodurch oberhalb eine gefällsarme Talstrecke (Gemeindealm) entstand.

Ein gänzlich anderes Bild ist an der Mündung des Tales bei Galleiten oberhalb Blumau zu beobachten. Ab dem Gehöft Peres verläuft der Ramsaubach am Nordrand des Tales in einer bis ca. 20 m tief in die Schiefer und Marmor des Silurs eingeschnittenen epigenetischen Schlucht. Diese ist durch eine mächtige Masse von blockigem Lockermaterial markiert, das wie ein Pfropfen zwischen Peres und der Bahnlinie (Franzosenbichl) das Tal blockiert. Die Lockergesteinsmassen setzen sich mit einer reich gegliederten, welligen Oberfläche steil ansteigend im Tal nach Süden bis Galleiten fort. Es sind dies die Ablagerungen eines Blockgletschers, der hier bis ins Tal des Ramsaubaches vordrang.

Ab Galleiten nach Süden wird der Talboden dann von grobem Schutt mit großen Blöcken eingenommen, der randlich von hohen, lang hinstreichenden Moränenwällen begleitet wird. Abgeschlossen wird der Talboden im Süden durch einen mächtigen, geschlossenen Endmoränenwall, der das mit Murenschutt erfüllte Becken der Schafferalm (Kote 1157 m) umschließt. Ein hoch aufragender äquivalenter Wall ist auch bei der Tullingeralm zu beobachten. Dieser ist durch eine besonders große Zahl riesiger devonischer Kalkblöcke charakterisiert. Aber auch alle anderen Moränenwälle sind reich an derartigen Blöcken.

Zur Zeit des Hochglazials der Würm-Eiszeit bildete sich in den ideal nach Norden exponierten Karen der Eisenerzer Alpen (Stadlstein – Hohe Lins) ein kräftiger Gletscher aus, der das Tal bis auf Höhe Galleiten erfüllte. Entsprechend dem matrixarmen Schutt mit vielen großen Kalkblöcken im Talgrund und auf den Moränenwällen war die Zunge offensichtlich sehr stark mit grobem Schutt bedeckt. Die groben Blöcke stammen aus der extrem steilen Umrahmung der Kare im Tal Hintergrund, die auch zu der starken Schuttbedeckung des Gletschers führte. Im Bereich des Endes der Gletscherzunge hat die mächtige Schuttanhäufung in Zusammenarbeit mit dem Permafrost zur Ausbildung eines Blockgletschers geführt, der sich dann bis ins Tal des Ramsaubaches wälzte und es abdämmte. Der dadurch nach Norden abgedrängte Ramsaubach hat dann die Epigenese in der „Klamm“ angelegt.

Präbichl

Im Bereich des Präbichls war auch ein ausgedehnter Lokalglatscher entwickelt, der sich aus dem Polsterkar und dem Kar unterhalb des Hirschehgsattels im Norden sowie im Süden aus dem Karraum unter dem Rössel und Gröblzinken entwickelte.

Die vereinigten Eisströme reichten bis St. Laurenti, wo sie eine deutliche Endmoräne, zwischen alter und neuer Straße gelegen, hinterließen. Der Eisrand wird noch durch den ausgeprägten Moränenzug bei Wegscheid oberhalb der neuen Straße markiert. Unterhalb der Handalm setzt ein mächtiger Wall an, der bis in die Talmitte zu verfolgen ist. Er stellt eine Mittelmoräne zwischen den beiden Gletscherströmen dar.

Die unmittelbar westlich anschließende Moränenlandschaft südlich der Bahn mit ihren Trockentälern wurde im Zuge des Gletscherrückzuges im beginnenden Spätglazial nach der Trennung beider Eiszungen abgelagert. Im Handlgraben sind weiter keine Moränen erhalten geblieben.

Im Bereich Präbichl war noch einige Zeit eine Gletscherzunge aktiv, die durch die den langen Moränenzug entlang der Bahnlinie südlich Weidau und einem kurzen Wall oberhalb der Serpentina der neuen Straße nachgezeichnet wird. Seine Ausdehnung wird weiters auch durch die Moränenkante nördlich des Bahnhofs und dem Wall bei der Lanerhütte markiert. Der Raum zwischen diesen Marken

(Weidau) ist von grobkörniger Grundmoräne mit schwankendem Matrixgehalt und Schmelzwasserschutt erfüllt.

Im Bereich der Passhöhe ist am nördlichen Hangfuß bei der Abzweigung der Straße zur Handalm Breccie aufgeschlossen, die hier einen Terrassenkörper mit verwaschenen Formen bildet. Die gut verfestigte, dichte Breccie führt Marmor, Grünschiefer und Amphibolit mit rostbrauner Matrix. Bei dieser Bildung dürfte es sich um verfestigten Hangschutt handeln, der hier in einer mächtigen Eisrandterrasse beim Abschmelzen des Reiß-Eises zur Ablagerung kam.

Hinterwildalpen

Das Becken von Hinterwildalpen war während der letzten Eiszeit gänzlich von einem Gletscher erfüllt. Dieser entwickelte sich aus der Hochfläche bei der Eisenerzer Höhe und den beiden Karen östlich des Geigers. Der Eisstrom aus dem Brunntal umfloss, vereinigt mit dem bei Lichtenegg, das Ostende des Grangenriedels in ca. 950 m Höhe. Hier setzt ein deutlicher Moränenwall neben der Forststraße an, der langsam abfallend bis knapp südlich des Lurgbaches zu verfolgen ist. Parallel zu diesem Wall sind noch westlich und östlich zwei undeutlichere Rücken erhalten. Alle drei bilden den markanten Wall oberhalb der Häuser in dem kleinen Graben östlich des Brunngrabens. Während des Hochglazials war dementsprechend das Becken von Hinterwildalpen gänzlich mit Eis erfüllt, das aber den Sattel beim Häuselbauer nicht mehr überschritt. Wie weit es in die Schreiereng eingedrungen ist, kann nicht gesagt werden, da keine Sedimente erhalten geblieben sind.

Die östliche Flanke dieses Walles zum Ort Hinterwildalpen ist mit mächtigen Moränensedimenten bedeckt, in der kleine, scharf modellierte, S–N-streichende Wälle entwickelt sind, die ersten Rückzugsstadien entstammen. Diese Moränenablagerungen liegen einem Sockel aus karnischen Schiefen auf und sind vom Lurgbach unterschritten, zu dem sie in einer sehr steilen Böschung abfallen.

Westlich dieser hohen Moränenwälle ist das Areal bei den Häusern und dem Brunngraben mit Grundmoräne und einigen großen Erratika bedeckt. Damals reichte der Gletscher des Lurgbaches offensichtlich bis zu den hohen Moränen des Brunntal-Gletschers. Am Hangfuß selbst sind bei der Mündung des Brunngrabens in den Lurgbach und südlich Kote 841 deutliche Moränenwälle jüngerer Gletscherstände im Tal des Lurgbaches erhalten geblieben. Die westliche zwang den Lurgbach nach dem Abschmelzen des Eises zur Anlage der kurzen epigenetischen Talstrecke im Dolomit. Diese Gletscherstände dürften gleich alt wie die kleinen scharfen bei Hinterwildalpen sein.

Bergsturz von Wildalpen

Im oberen Teil des Bergsturzes (Schiffbrand-, Hirschwald, Teufelssee, Siebenbürgerboden) haben seit den Arbeiten von A. FRITSCH (1993, unveröff. Dipl.-Arbeit, Univ. Wien) der Bau der Forststraße und die Neugestaltung eines Weges die Zugänglichkeit stark verbessert, örtlich überhaupt erst möglich gemacht.

In dem in wechselnder Dichte mit riesigen Blöcken bedeckten Gebiet zwischen Schiffwaldboden im Süden, der Köhlermauer im Norden und Hirschwald im Westen ist die auffälligste Form die von puldförmigen Aufragungen (Hochleiten, Sulzenkogeln), auf deren Südseite durchwegs Schutthalde entwickelt sind, während sie auf der Nordseite mit Bäumen und Latschenfeldern bedeckt sind, die auch die bis zu 60–80 m tiefen Depressionen zwischen den Aufragungen auskleiden. Neben diesen puldförmigen Aufragungen sind auch breite Rücken und Kuppen entwickelt (NW Jagdhütte Kote 1347 m; Kote 1309, NE Seltenheimjagdhütte). An allen diesen Formen sind Klüfte, weite Kluftgassen und eine starke Auflockerung des Gesteinsgefüges

zu beobachten, die auch durch die erleichterte Frostverwitterung zu den auffälligen eng begrenzten, Süd schauenden Schutthalden führten. Besonders schön ist ein orthogonales System breiter, tief geöffneter Klüftgassen in dem Rücken NE der Seltenheimjagdhütte zu sehen.

Bei diesem Rücken und den pultförmigen Aufragungen handelt es sich um riesige Schollen, die im Zuge des Bergsturzereignisses abgeglitten sind. Es sind dies somit die obersten Teile der bewegten Masse, die aus der Nische Großer Griesstein – Ebenstein – Schaufelwand ausgebrochen und hier zu liegen gekommen sind. Die Bewegung erfolgte aus der Ausbruchsnische generell nach N–NW, was auch in der Orientierung der Riesenschollen schwach nachgezeichnet ist. Beim Zusammenbruch der Gesteinsmassen brandeten sie gegen einen Felsrücken, der sich, SE–NE-streichend, von der Steilstufe westlich Köhlermauer im Norden über seine höchste Erhebung bei der Kote 1448 m bis knapp nördlich des Teufelssees erstreckt. Auf dem Scheitel des Rückens liegen lang gestreckte Brandungswälle aus grobem Blockwerk, die die Ausdehnung der Hauptmasse des Bergsturzes anzeigen. Nordwestlich davon finden sich noch große Einzelblöcke im Bereich des Siebenbürgerbodens, die den Rücken überwinden konnten. Im Bereich der höchsten Stelle der Forststraße ist in einer Materialentnahme ca. 5 m mächtig Bergsturzmaterial aufgeschlossen, das als begrenzter Sturzstrom ebenso den Rücken überwand. Nur ein kleiner Teil, und zwar der westlichste, der Felsmassen ergoss sich in den Bereich des Teufelssees und erfüllte eine Hohlform, die bis zum Spereck südlich des Höllkogels reichte. Hier und bis über den Hirschwald hinaus nach SE muss eine wahrscheinlich 150–200 m eingesenkte Großdoline (gemessen an der Oberkante der Köhlermauer) vorhanden gewesen sein, die damals teilweise zugeschüttet wurde.

Somit lässt sich das Herkunftsgebiet der Bergsturzmassen auf die rechtwinkelige Nische unter dem Ebenstein einengen. Die Abrissfläche zieht mit 500–600 m Höhe geradlinig bis knapp über Zumach nach Norden und nach Westen bis zur Schaufelwand, und von dort mit rasch abnehmender Höhe bis in den Bereich des Schafhallsattels. Aus dem Bereich Petzbodenleiten unterhalb des Brandsteins können keine nennenswerten Felsmassen abgebrochen sein, da sonst die Depression Teufelssee-Spereck wohl zur Gänze verfüllt worden sein müsste.

Die Hauptmasse des zusammenbrechenden Gebirgsstockes sprang über die Felsstufe der Köhlermauer direkt nach Norden in den Talkessel und brandete am Rücken Säusenstein – Körbel gut 100 m hoch an, um von hier dann abgelenkt nach NW in das enge Tal zur Poschenhöhe und zur Salza abzufließen. Durch diese Dynamik ist auch der tief liegende Bereich um Siebensee zu erklären. Im Salzatal hat sich der Schuttstrom dann flussaufwärts bis Fischerreith, im Hopfgartental bis zum Zusammenfluss mit dem Holzäpfelal und weiter Salza abwärts bis ca. Fachwerk ausgebreitet (A. FRITSCH, 1993).

Im hangenden Bereich der Bergsturzmasse im Salzatal ca. 500 m östlich der Mündung des Siebenseebaches, fand sich wieder ein Holzstück, das mit VRI 2176 5020±60 a BP (cal BC 3940–3710) ebenso wie eines aus der Talsohle westlich Wildalpen mit VRI 1844 5140±60 a BP (cal BC 3990–3860) (freundl. Mitt. Dr. STADLER, Joanneum Research) die Datierungen von der Poschenhöhe mit VRI 1307 5110±60 a BP (cal BC 3990–3820) und (VRI 1308 4980±60 (cal BC 3930–3700) bestätigten.

Lassingbachtal

Im Lassingbachtal sind öfters (Wöhry, Taleralm, Drei Keuschen) Terrassenreste 2–5 m über dem heutigen Talboden erhalten. Sie bestehen aus sehr groben sandigen Kiesen, die in den Korngrößen den heutigen Flussgeschie-

ben entsprechen. Die Verwitterung an der Oberfläche ist gering, so dass sie als Spätglazial bis Holozän einzustufen sind.

In den südlichen Nebentälern des Lassingbaches (Kumberbauergraben, Kräuter-, Schönbach, Rumpel, Eschauergraben, Schreinbach) finden sich häufig mehrere Meter mächtige Bänderschlufl-Ablagerungen, die immer wieder dropstones führen und mit dem lokalen Schutt (Dolomit) der Bäche wechsellagern. Neben diesen vorherrschenden Ablagerungen finden sich z.B. im Schönbach und Rumpel völlig unsortierte, schluffig sandige Sedimente, die neben vielen mehr oder weniger scharfkantigen Dolomitgeschieben auch gekritzte Kalkgeschiebe führen und als Moränenablagerungen anzusehen sind. Im Schönbach sind ca. 300 bis 350 m nördlich des Sperrgrabens am orographisch rechten Ufer gut gerollte sandige Kiese aufgeschlossen, die eine deutlich ausgeprägte Deltaschüttung nach Süden aufweisen. Sie sind hier in einen kleinen Staubereich geschüttet worden, der nur durch Eismassen am Talausgang verursacht worden sein kann. Die Moränensedimente in der Talsohle an der Mündung des Sperrgrabens, in einer tieferen Lage als die Kiese, müssen vom selben Gletscherkörper stammen, der kurz vorher noch bis hierher in das Tal eingedrungen war. Ähnliche Moränenreste sind z.B. direkt noch in Rumpel, bei Abbrenn und Stollhütte aufgeschlossen gewesen. Die Aufschlussverhältnisse sind in den Gräben leider nicht ausreichend, um immer genaue und somit sichere Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Sedimenten herstellen zu können.

Im Talschluss der einzelnen Gräben sind noch mächtige Schuttablagerungen entwickelt, die z.B. sehr schön im Sperrgraben aufgeschlossen sind. Im Dolomitschutt treten manche erratische Kalkgeschiebe auf. In den Bachbetten aller Nebenbäche finden sich, besonders auffällig, im südlichen Nebengraben des Schreinbaches zum Jägersattel, große (bis 1 m Ø) Erratika von Triaskalken und bunten Jurakalken, die bei der Ausräumung der Talfüllungen nicht abtransportiert wurden. Sie stammen aus den Bereichen der Karräume östlich des Hochkars – Ringkogel (mündl. Mitteilung G. BRYDA) und sind von den Gletschern quer über das Lassingbachtal in die südlichen Nebentäler verfrachtet worden. Die Talfüllungen in den Nebenbächen entstanden somit im Vorfeld von Gletscherzungen, die vom Lassingtal in die Täler eingedrungen sind und durch Oszillieren zu wechselnden Stausituationen geführt haben, wodurch die Bänderschlufl-, Deltaschüttungen und Murenablagerungen entstanden sind. Weiter taleinwärts wurde der lokale Schutt abgelagert. Derartige Stausedimente finden sich auch im oberen Lassingtal entlang des Zellerbrunnbaches auf Bl.102 Afrenz (G. BRYDA, Manuskriptkarte 2005 und Bericht 2004).

Die Talfüllungen zeigen eine gering mächtige Verwitterungsschicht, die kaum mehr als 30–40 cm in die Sedimentkörper eingreift. Die schwache Verwitterung und der geringe Ausräumungsgrad in den Gräben legt eine Einstufung der Ablagerung in die Zeit des Würm-Hochglazials nahe.

Die überraschend starke Vergletscherung des Lassingtales ist darauf zurückzuführen, dass die Gletscher in den Karen der Göstlinger Alpen (Hochkar, Ringkogel, Tremli) durch Windverfrachtung (Wechtenbildung bei den Schnee bringenden Nordwestwinden) überdurchschnittlich ernährt wurden und so anwuchsen, dass sie das untere Lassingtal erfüllten und auch noch in die südlichen Nebentäler eindringen konnten.

Durch die Gletscherzungen wurden, wie gesagt, wohl auch die meisten der großen erratischen Kalkblöcke (Trias- und bunte Jurakalke) in diese verfrachtet. Teilweise könnten sie aber auch Überbleibsel der Rib-Eiszeit sein, als der Raum des Salza und Lassingbachtals und die anderen Täler durch ein Eisstromnetz bis hoch hinauf

erfüllt waren. Diesem müssen wohl die vereinzelt Erratika in den mächtigen Schuttablagerungen in den Talschlüssen zugerechnet werden, die dann während der Würm-Eiszeit in den frischen Frostschutt inkorporiert wurden.

Salzatal

Das Bergsturzmaterial breitete sich im Salzatal nach E bis Fischerreith, nach W bis knapp westlich Fachwerk aus (A. FRITSCH, 1993). Der Bergsturz nahm dabei auch Schotter aus dem Talboden auf, die oft als gerollte, aber geschrammte Kiese im eckigen, feinstoffreichen Bergsturzmaterial eingebettet sind. Die doch große Ausdehnung nach W mag auch dadurch erklärlich sein, dass das mit den Kiesen aus dem Talboden aufgenommene Grundwasser zur Ausbreitung beigetragen hat. Nach der Ablagerung und einer Stauphase im Salzatal wurde das Bergsturzmaterial von der Salza erodiert, wobei darin auch Terrassenflächen (z.B. Bergerbauer, Wildalpen, Fischerau) angelegt wurden.

Die Bergsturzmassen sind östlich und westlich Wildalpen oft bis zum Talboden aufgeschlossen, ohne dass liegende Terrassenschotter erschlossen wurden. Erst westlich der Salzabrücke (Kote 577 m) in der Fischerau treten grobkörnige, gletschnahe Kiese der Niederterrasse (A. FRITSCH, 1993) im Liegenden der Bergsturzablagerungen auf, die auch das würmzeitliche Gletscherende des Eisstroms im Salzatal markieren dürften. So kann angenommen werden, dass der Talboden im Zungenbecken eine Schottersohle in Höhe des heutigen Flusslaufes oder etwas tiefer aufwies, die ähnlich wie heute oberhalb Fischerreith ausgebildet war.

Reichen die Reste der Niederterrasse anfänglich nur einige Meter über den heutigen Flusslauf, gewinnt diese dann rasch an Mächtigkeit und weist ab Glimitzer bereits ca. 15 m, ab Fachwerk gut 20 m auf. Ca. 200 m westlich der Brücke (Kote 577 m) und bei Kote 568 m in der Fischerau waren über den groben Kiesen in jeweils einer taschenartigen Einsenkung sandige Schluffe mit Ästen, Zapfen, Blättern aufgeschlossen, die ehemalige Mulden in den Terrassensedimenten darstellen, die bei Hochwasserereignissen mit feinen Sedimenten und zusammengeschwemmtem organischem Material verfüllt wurden.

Die Datierung der organischen Reste mit VRI 1457 6070±70 a BP (cal BC 5060–4900) und VRI 1457 6210±70 a BP (cal BC 5250–5060) zeigt, dass um ca. 7000 vor heute, rund 1000 Jahre vor dem Bergsturzereignis, der Talboden etwa auf heutigem Niveau lag und die Niederterrasse keineswegs durch das Bergsturzereignis erodiert wurde, sondern primär im Bereich Fischerau ansetzte. Demnach waren aber offensichtlich im Salzatal an der Gletscherstirn keine Endmoräne und die daran in gleicher Höhe anschließende Terrasse wie in anderen Tälern entwickelt.

Im Bereich der Mündung des Lassingbaches sind im Niveau der Niederterrasse zu beiden Seiten der Salza Sedimente erhalten, die darauf hinweisen, dass der Abfluss der Salza hier nicht ungehindert erfolgen konnte. Es sind dies Delta fore sets mit Einfallen nach N, Kies- und Sandlagen, die mit Einfallswerten bis 70° anzeigen, dass sie in Kontakt mit Eis abgelagert und dann im gefrorenen Zustand verstellt wurden sowie verschwemmte sandige Moränensedimente des Lassingtales mit gekritzten Geschieben in Kontakt mit Bänderschuffen. Diese Ablagerungen zeigen an, dass zur Bildungszeit der Niederterrasse der Salza der Gletscher des Lassingtales bis ins Salzatal hereingereicht hatte. Er hat sich offensichtlich auch bis zum Scharberggraben ausgebreitet, worauf auch Blöcke (2–3 m Ø) am Fuß der Niederterrassenböschung nördlich der Salza gegenüber dem Scharberggraben hindeuten.

Von hier Salza abwärts ist die Niederterrasse bis zur Mündung des Mendlingbaches nahezu ununterbrochen zu

beiden Seiten des Flusses entwickelt. Die Sedimente sind durchwegs grobe, sandige Kiese, die oft wenig Klassierung und Schichtung zeigen und stark durch den Einstoß der steilen Nebengraben geprägt sind. Hier finden sich bis m³ große Blöcke im Sediment, die aus Muren- und wahrscheinlich auch Lawineneignissen herrühren. Die Konglomeratwände des schluchtartigen Tales der Salza zeigen die für kalkalpine Terrassen typische fortgeschrittene Talrandvermittlung mit Vorsprüngen und Halbhöhlen.

Im Tal des Mendlingbaches ist ebenso eine Niederterrasse entwickelt, die bis Hirtenlehner zu beiden Seiten des Baches, weiter talaufwärts nur am orographisch rechten Hangfuß als schmale Leiste erhalten ist. Auch hier, im Einzugsgebiet des Mendlingbaches, hat die Terrasse keinen direkten Kontakt zu den Endmoränen der Gletscher vom Plateau des Hochkars. Auch zu dem steilen Moränenwall aus dem Raffelgraben besteht kein ersichtlicher Zusammenhang, obwohl die Niederterrasse unmittelbar unterhalb ansetzt.

Hochkar

Die Hochfläche des Hochkars trug eine Eiskappe, von der mehrere Gletscherzungen nach N und NW abflossen.

So findet sich östlich Grabenbauer eine wallförmige Anhäufung von sandigem Moränenschutt mit großen Blöcken und einigen wenigen gekritzten Geschieben. Es ist die Seitenmoräne einer steilen Eiszunge aus dem Graben nördlich Falken, die hier bis zum Talboden vorgestoßen ist. Der Rücken zum Dürrengraben wird von mächtigem Moränenmaterial (alte Materialentnahme an Forststraße) gebildet, der sich an der Felskuppe südlich Hartl abstützt. Es ist dies eine Seitenmoräne, die von dem Gletscher aus dem Dürrengraben, wohl aber auch von dem westlich davon geschüttet wurde. Der Riesenblock beim Sägewerk südlich Hartl ist ein erratischer Block, den der Dürrengrabengletscher transportiert hat. Dieser hat sicher den Talboden der Mendling erfüllt. Wie weit er sich dort ausbreitete ist durch keine Sedimente belegt. Nur der östlichste Teil der Niederterrasse, ca. 400 m westlich Hartl am orographisch rechten Talrand, gibt einen Hinweis, dass die Gletscherzungen über diese Position nicht hinaus gekommen sind.

Neben dem Gletscher im Königgraben, der die modellhaften Endmoränen südlich Lassing (Serpentine der Straße) aufschüttete, entwickelten sich noch große Eiszungen im Wasser- und Klammgraben und dem Talkessel unter den Sandmauern. Sie wurden von der Plateauvergletscherung zwischen Hochkar und Ringkogel gespeist. Sie erfüllten die Gräben und flossen um den Rücken östlich Blachl nach Norden ab, ohne eine deutliche Endmoräne zu hinterlassen. Der westliche Rand ist durch eine deutliche Kante in Moränenmaterial westlich des Wassergrabens nachgezeichnet. Der sich daran nach Westen anschließende weit gespannte, flach auslaufende Hangfuß des Blachlkogels bei Moosbauer und Blachl ist mit Solifluktionsschutt der letzten Eiszeit bedeckt. Der Rücken zwischen Wasser- und Klammgraben ist eine Mittelmoräne, die in 900 m Höhe ansetzt und bis unter 800 m Höhe zu verfolgen ist. Der Moränenschutt liegt hier auf einem matrixreichen Konglomerat mit schlecht gerundeten Komponenten, das offensichtlich wiederum eine gut verkittete Mittelmoräne einer älteren Eiszeit darstellt. Derartige Konglomerate sind auch orographisch links des Wassergrabens oberhalb der Forststraße erhalten geblieben.

Die deutlichen, mit vielen großen Blöcken bedeckten Moränenwälle knapp unterhalb der Hochkar Straße orographisch rechts des Klammgrabens und auf der Südflanke des Talkessels der Sandmauer markieren Eiszungen der ersten spätglazialen Rückzugsphasen der Gletscher an der Nordabdachung des Hochkars.

Gamsforst

Im Krautgraben SW Haid ist in einer Materialentnahme völlig zerschlagener und zerriebener Dolomit aufgeschlossen. Es wechseln aufgelockerte kompaktere Bereiche mit strukturell völlig aufgelösten und hohlraumreichen Partien. Es ist dies Bergsturzmateriale, das den SE–NW-ziehenden Rücken mit 740–750 m Höhe aufbaut. Im hangenden Bereich ist stellenweise rötlichbraunes toniges Verwitterungsmaterial zu finden, das in die Hohlräume eingeschwemmt wurde. Bedeckt wird die Bergsturzmateriale von einer 2–4 m mächtigen tonigen Solifluktionsschicht, die von Gosaumergel und -sandsteinschutt gebildet wird und eine undeutliche hangparallele, nach N einfallende Schichtung zeigt.

Diese Bergsturzaflagerungen sind heute durch den Zwieselbach im E sowie den Graben NE Pichler unter-schnitten und bilden einen flach auslaufenden Rücken. An seinem NW-Ende löst er sich in kleinere Gleitkörper über den Gosaumergel auf, die als Folge der Unterschneidung entstanden sind.

Im Zwieselbach finden sich dann in 750 m Höhe mehrere m³ große Blöcke, die offensichtlich das Ende der letzt eiszeitlichen Gletscherzunge aus dem Kar „Unterm Buchberg“ anzeigen. Weiter südlich, bis ca. 780 m Höhe ist das scharf eingeschnittene Tal mit feinstoffreicher Moräne mit reichlich facettierten und gekritzten Geschieben ausgekleidet, die bis zu den Verflachungen auf beiden Flanken (z.B. Kehre der Straße Richtung Stöger) hinauf reicht. Den rechten Rand des Gletschers in seiner größten Ausdehnung dürfte die kleine, grobblockige Moräne südlich Wick außerhalb des Grabens markieren.

Weiter südlich wird das Tal dann orographisch rechts von einer ausgedehnten Rutschung, orographisch links von einem ausgedehnten Schuttstrom unterhalb Pretschuh verfüllt.

Der Hangfuß des Rückens „Lärchkogel“ SE Wick ist von mächtigem Schutt bedeckt, der wahrscheinlich aus der Zeit großer Frostschuttbildung in der letzten Eiszeit stammt. Er deutet durch girlandenartige Rücken an, dass damals auch kleine Eisfelder auf dem Nord exponierten Hang vorhanden gewesen sein dürften.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 101 Eisenerz

GODFRID WESSELY
(auswärtiger Mitarbeiter)

Gegenstand der Kartierung waren der Stirnbereich der Ötscherdecke zwischen den Gehöften Schöfstein und Grabenbauer SW Lassing mit der West- und Südflanke des Schöfsteinkogels bis zum Dürrengraben, das Areal zwischen Riegelaujagdhütte und oberem Klammgraben, Aufschlüsse beim Liftausbau vom Hochkarboden Richtung („In der Höll“, Übungsliift A1, 2), sowie Überprüfungen von Geopetalgefügen am Nordabfall der Leckerplan. Und schließlich wurde ein Begehung der Hochkarhöhle (Schachthöhle) durchgeführt.

Der Stirnbereich der Ötscherdecke zwischen den Gehöften Schöfstein und Grabenbauer besteht aus einer NW-einfallenden Schichtfolge von Dachsteinkalk und Jura: über dem Dachsteinkalk I, einer typischen, zyklisch aufgebauten gebankten Folge, liegt der Dachsteinkalk II, ein schlecht gebanktes Schichtglied aber ebenfalls mit Kennzeichen lagunärer, Megalodonten führender Dachsteinfazies. Darüber folgen, nur beiderseits des Dürrengrabens erhalten, in geringer Mächtigkeit oberrhätischer Korallenkalk, Klauskalk, etwas Radiolarit und mächtige Oberalmer Schichten. Die Schichtfolge kann im wesentlichen als stirnwärts abgobogene Struktur der Ötscherdecke mit einer

Einmuldung aus Oberalmer Schichten aufgefasst werden, wobei ein Streifen von Dachsteinkalk II nordwestlich davon offensichtlich einen Gegenflügel dieser Einmuldung bildet. Eine Einschuppung mit Dachsteinkalk II, aber auch mit einem Schubspan aus Neokom und etwas Jura aus einer tieferen Einheit inmitten von Oberalmer Schichten quert den Dürrengraben in seinem unteren Teil. Der Neokomspan ist an einer Forststraße der Länge nach aufgeschlossen und als schmale Zone durch eine äußerst intensiver Zerschierung gekennzeichnet. Gegen Südwesten endet die Stirnstruktur am nordwärts drängenden Hauptdolomit der Deckenhauptmasse. Sie wird unterlagert von Werfener Schichten, die hier einen vorausgeschobenen Basisteil der Ötscherdecke bilden könnte oder der Sulzbachdecke angehört. Die Grenze zwischen den Dachsteinkalkfolgen und dem südlich davon anschließenden, mächtigen, ein großes Areal einnehmenden Hauptdolomit ist abschnittsweise weiterhin klärungsbedürftig. Wenn auch ein Aufschluss im oberen Dürrengraben (nördlich „b“ vom Wort „Dürrengraben“, Ziff. 115) eine schichtkonforme, flache Überlagerung von Dachsteinkalk über Hauptdolomit erschließt, ist doch eine tektonische Trennfuge zwischen beiden wahrscheinlich. Dafür sprechen auch die voneinander abweichenden Einfallrichtungen in beiden Körpern.

Gegen die Niederung des Mendlingtales zu stellen sich vor allem südwestlich des Dürrengrabens eiszeitliche Blockströme und Schuttflächen ein. Die Steilwände am Nordwestfuß des Schöfsteinkogels entsenden Block- und Schuttkegel talwärts.

Im Areal zwischen Riegelaujagdhütte und oberem Klammgraben bestand die Aufgabe, die Lagerungsverhältnisse und die Grenze zwischen Typ I und II des Dachsteinkalkes zu präzisieren. Das Einfallen des Typs I ist durch seine ausgeprägte Bankung mit ca. 20–30° gegen Nordwesten gut zu ermitteln. Er fällt damit unter Typ II, ein, der die tiefere Bergflanke einschließlich der Sandmauer bildet. Damit bestärkt sich auch hier das roll over der Deckenstirn der Ötscherdecke.

Die Liftrasse Richtung „In der Höll“, Übungsliift A1, 2 liegt im Grenzbereich von Hauptdolomit des Hochkarbodens zum nördlich anschließendem Dachsteinkalk. Die beiderseits dieser Grenze südfallende Lagerung der Schichten erfordert die Annahme einer Störung, die dem Dachsteinkalk eine abgesenkte Position zuweist. Gemäß der in der Künette durchwegs steilstehenden Klüfte und tektonischen Trennflächen bei überwiegend NNE-gerichteter, sehr steiler Harnischlage mit Kataklasit- und braungrünen Lehmzonen versetzt eine N-fallende Störung den Dachsteinkalk gegen den Hauptdolomit. Lokal beobachtbare flache Strömungen weisen zumindest abschnittsweise auch auf sinistrale Verschiebung hin.

Entlang der Anfahrtsstraße vom Hochkarboden zum „Bergsee“ sowie entlang der Wirtschaftsstraße nördlich der Leckerplan ist im erwähnten stark dolomitischen Dachsteinkalk mittels Geopetalgefügen aufrechte Lagerung festzustellen.

An der Wirtschaftsstraße, die südlich des Scheiterkogels den oberrhätischen Korallenkalk anschneidet, ist in demselben großdimensional entlang eines senkrechten Harnisches Dogger (Klauskalk) mit Manganknollen und innerhalb desselben ein Keil von rotem Kieselschiefer mit Radiolarit eingelagert.

Die Hochkarhöhle wurde durch einen 80 m tiefen Schacht (Karstloch) von der Oberfläche aus entdeckt und besteht aus mehreren riesigen Karsthohlräumen. Der Großteil liegt im Hauptdolomit, ebenso der künstlich geschaffene Einstieg vom Norden her. Der Schacht selbst verläuft durch den überlagernden Dachsteinkalk. Entlang von durch Karstlösung gebildeten Hohlräumen treten stellenweise Tropfsteinbildungen auf.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 103 Kindberg

AXEL NOWOTNY

Die Kartierung im Berichtsjahr betraf einerseits den SW-Bereich des Kartenblattes Kindberg, andererseits wurden, ausgehend von den Ergebnissen der Auswertung des Höhenmodells des SW-Bereiches des Kartenblattes von J. MAGIERA, Rotlehme im Bereich Kalcherberg, Lärchenbauerriegel und Lutschau beprobt.

Der Bereich des Himmelreichkogels und des Pfarrberges wird von Biotit-Glimmerschiefer und Paragneisen mit Einschaltungen von Amphibolit aufgebaut. Innerhalb dieser Abfolge finden sich immer wieder Lagen von dunklen porphyrischen Orthogneisen die vor allem im basalen Anteil zwischen Himmelreichkogel sehr mächtig und gegen den Veitschbach als geringmächtige Zwischenlagen ausgebildet sind. Makroskopisch ähneln die Gneise im verwittern-

den Zustand stark dem Grobgnais, gering verwittert ist allerdings die stärkere Biotitführung ein gutes Unterscheidungsmerkmal.

Die Verbreitung der Rotlehme ist auf den Verebnungsflächen konzentriert. Es handelt sich durchwegs um tiefgründige Verwitterung. Im Gebiet des Kalcherberges konnten stark verwitterte Bereiche bis zu 20m Tiefe beobachtet werden, wobei der Anteil an Grobblockwerk aus dem anstehenden Material sehr groß ist. Im Bereich des anstehenden Permomesozoikums sind Rotlehm-Bedeckungen gering vorhanden und meist mit Kies und Sand als Grobkomponenten zu beobachten. Teilweise konnten Rotlehme auch als Spaltenfüllung entlang von Harnischflächen innerhalb der Karbonatgesteine verfolgt werden. Die tieferen Verebnungsflächen gegen N zum Mürztal zeigen eine mächtigere Bedeckung von Lehm mit geringerem Anteil von Grobkomponenten. Dies scheint seine Ursache durch zusätzlich verschwemmtes Feinmaterial der höheren Verebnungsflächen zu haben.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzende Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger

HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Vordergrund stand 2005 der Abschluss der Arbeiten am SW-Ende des neuen UTM-Blattschnittes Kufstein. Dies entspricht dem Westrand des Blattes Neukirchen und dem Ostrand des Nachbarblattes Wörgl. Thematisch umfasst der Bereich überwiegend Gesteine der Nördlichen Grauwackenzone, teils mit Ausläufern des Ultrabazit-Komplexes vom Markbachjoch. Weiterhin kommen zahlreiche Augengneiszüge im Aufnahmegebiet vor, deren Beziehung zu den Rahmengesteinen von großem Interesse ist.

Als Reinzeichnung im Maßstab 1:10.000 liegt ein Geländestreifen von rund 22 km² vor, der im Berichtsjahr neu aufgenommen wurde. Den Nordrand bildet der Talboden der Wildschönau mit den Ortsteilen Mühlal, Wildschönau und Wildenbach, wobei der nördlich anschließende Hang jeweils bis zum Einsetzen des Permoskyth mitkartiert wurde.

Der Ostrand verläuft entlang der Gipfflur vom Roßkopf zum Feldalphorn. Der Talschluß der Brummergräben, Bereich Gänshüttealm und Naber wurde zusätzlich abschließend dargestellt. Im Süden wurde bis zur Linie Feldalphorn – Praa kartiert. Der Westrand ist im wesentlichen durch die Talfurche der Wildschönauer Ache (Orts-teile Auffach, Praa) gegeben

Lithologie und Verbreitung der Gesteine

Bezüglich des Ultrabazit- und Metabazitkomplexes vom Markbachjoch konnte der kontinuierliche Übergang in basische Pyroklastika auskartiert werden, die wiederum intensiv mit siziloklastischen Sedimenten verzahnen. Neben den sedimentären Übergängen bestimmen jedoch auch vielfäl-

tige Sprödstörungen das Bild. Eine besondere Aufgabe stellte die Kartierung der südlich des Metabazitkomplexes auftauchenden Augengneiszüge dar, die in mehreren Lagen das Feldalphorn umrahmen.

Im Bereich zwischen Ortsteil Wildschönau und Roßkopf bestehen die Siliziklastika der Nördlichen Grauwackenzone größtenteils aus Schattberg-Formation. Dies gilt auch für die Talfurche von Auffach. Eine Dominanz von Löhnersbach-Formation und phyllitischen Lagen stellt sich im Umfeld der Augengneiszüge ein. Die Pyroklastika verzahnen auffällig oft mit karbonatischen Vulkanitschiefern (z.B. Turmkogel) und sind ebenso Bestandteil der Rahmengesteine der Augengneise. Letztere kommen in mehreren Körpern mit einer maximalen Mächtigkeit von 500m vor und liegen eindeutig innerhalb der Grauwackenzone. Als Beweis kann u.a. gelten, daß im Liegenden und Hangenden Pyroklastikazüge auskartiert werden können. Weiterhin tritt Schattbergformation auch südlich der Augengneise auf (Praa).

Der Kontakt zur Grödenformation im Norden, Hang Borstadl – Paissberg ist primär sedimentär erhalten, soweit die schlechten Aufschlüsse eine Beurteilung erlauben. Ein ca 10m mächtiger Zug aus Basisbrekzie ist horizontbeständig verfolgbar.

Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Der älteste, duktile Faltenbau wirkt unsystematisch, da er massiv durch Sprödstörungen überformt wurde. Eine gewisse Häufung zeigen im Nordteil N-S-verlaufende, flache, westvergente Kleinfalten, während südlich der Augengneise NW-SE-gerichtete, flache, SW-vergente Kleinfalten dominieren. An Sprödstörungen treten größere Schlepplalten auf (z.B. Turmkogel). Die Raumlage des kartenbildprägenden Lagenbaus und lithologischen Wechsels ist überwiegend mittelsteil bis vertikal. Während die sedimentäre Umrahmung des Metabazitkomplexes im Bereich Wildschönau – Roßkopf – Sonnberg NS streicht, stellt sich südlich des Turmkogels eine NW-SE-Richtung ein, unter Ein-

und den völligen Verlust ehemaliger Sedimentstrukturen. Dementsprechend sind daraus bislang keine Fossilien bekannt; die stratigraphische Stellung kann nur aus der Gesamtschichtfolge abgeleitet werden: Am Blatt Schladming vermitteln im Liegenden des Dolomites fossilbelagte Hornsteinkalke und schwarzer Gutensteiner Dolomit zu unterlagernden Werfener Schichten und machen so eine Einstufung des „Mandling-Dolomites“ in die Mitteltrias, also als Wettersteindolomit, wahrscheinlich. Details zu Mikrofauna und lithologischer Abfolge siehe MANDL (1987, Exkursionsführer zur Arbeitstagung der Geol. B.-A.).

Im Grenzbereich des Kartenblattes Schladming zu Radstadt schaltet sich in den hellen Dolomitwänden des Scheiblingpalfen ein wohl mehrere Zehnermeter mächtiges, etwas dunkler erscheinendes Band ein, das leider bisher nirgends in zugänglicher Position am Wandfuß angetroffen wurde. Lediglich ein kleiner Murenschuttkegel förderte im Zuge eines Gewitters Gestein vom Nordende dieses Bandes zu Tale: Neben schwarzem, brecciösem und braunem, mergeligem Dolomit fällt besonders ein dunkler, dickbankiger Dolomit mit mehrere Zentimeter mächtigen, gelb anwitternden Biogenschuttlagen auf. Dünnschliffe (Probe 86/125) zeigen hauptsächlich Echinodermenbruchstücke (vorwiegend Crinoiden, selten Echinidenstachel) und Schalenfragmente, die oft als Kerne für Einfach- und Mehrfachooide dienen. Vereinzelt treten noch Kleingastropoden, dunkel imprägnierte Fragmente von ?Solenoporaeeen und ein Bruchstück eines Kalkschwammes auf. Der mikrofazielle Habitus entspricht jenem des karnischen „Cardita-Oolithes“, der in kalkhochalpinen Schichtfolgen örtlich die terrigenen „Nordalpinen Raibler Schichten“ vertritt.

Der darüber folgende, helle Dolomit des Scheiblingpalfen und Obersteinköpfels ist damit nicht mehr als Wettersteindolomit anzusprechen. Mehr oder minder mächtiger Dolomit zwischen unterlagernden Raibler Schichten und auflagerndem Dachsteinkalk ist auf älteren Karten der weiteren Umgebung unglücklicherweise entweder als Hauptdolomit oder als Dachsteindolomit bezeichnet. Ersterer müsste Algenlaminite eines von Gezeiten dominierten Environments aufweisen, letzterer stellt eine sekundär dolomitisierte, zyklisch gebankte, lagunäre Dachsteinkalkfazies dar. Beides trifft für einen Großteil dieses Dolomit-Niveaus vermutlich nicht zu. Eine moderne, vergleichende Untersuchung der Flachwasserkarbonate des Oberkarns existiert bislang nicht. Bisher verfügbare Daten lassen eine laterale fazielle Abfolge vermuten, von den evaporitisch beeinflussten Kalk/Dolomitabfolgen (Opponitzer Schichten der Kalkvoralpen) über subtidale Algenkalke (Waxeneckkalk/-dolomit der östlichen Kalkhochalpen) zu dolomitisierten Plattformrandbildungen mit reliktsch erhaltenen Riffgefügen und zyklischen Karbonatdetritusschüttungen (z.B. Gosaukamm: Bischofsmütze-Sockel/Leckkogel-Top). Zu letzteren fehlen allerdings definierte Formationsbegriffe.

Der von BÖSE 1895 geprägte Begriff Ramsaudolomit beinhaltet neben dem Wettersteindolomit, bei Fehlen terrigener Zwischenlagen, auch den oberkarnischen Dolomit; eine derartige Begriffsfassung wurde von allen späteren Bearbeitern jedoch als unzuverlässig abgelehnt; vgl. SUMMESBERGER (1966).

Die Verwischung kennzeichnender Sedimentstrukturen im gegenständlichen „oberen“ Dolomit des Mandlingzuges ließe selbst bei Verfügbarkeit von Formationsbegriffen nur Vermutungen über seine Zuordnung zu. Vielleicht finden sich bei Fortschreiten der Kartierung am Blatt Radstadt noch Bereiche mit erhaltenen Sedimentgefügen, ähnlich wie sie LEIN (1971) von der Stoderstraße bei Gröbming

(Kartenblatt Schladming) beschrieben hat. Dort liegt eine teilweise dolomitisierte oberkarnische Algenkalkfazies vor, die er als Tisovec-Kalk bezeichnete. Neuere Bearbeitungen der slowakischen Typlokalität erklärten diesen Begriff aber als obsolet und schlugen das Waxeneck (Mürztaler Kalkalpen) als neue, namensgebende Typlokalität für derartige Gesteine vor.

Der „obere“ Dolomit des Mandlingzuges ist hier in der Kartenskizze mit dem provisorischen Begriff „Heller Massendolomit“ bezeichnet.

Im Bereich der Brandscharte wird dieser Dolomit von hellgrauem, undeutlich gebanktem Dachsteinkalk überlagert, der an der Forststraße auf der Nordostseite des Eibenbergs 5 bis 20 cm große Megalodontenquerschnitte zeigt. Der Kalk fällt hier mit 310/30 flach gegen Nordwesten ein. Bestimmbare Fossilien liegen nur von einem Fundpunkt außerhalb des dargestellten Gebietes, westlich vom Eibenbergskopf, von der Heimscharte vor. Reiche Grünalgenfloren und begleitende Foraminiferen zeigen die typischen Formen des norisch-?rhätischen, lagunären Dachsteinkalkes, siehe PIROS, MANDL & LOBITZER (1997).

Im Grenzbereich zwischen Dachsteinkalk und unterlagerndem Dolomit sollen nach HIRSCHBERG (1965) (Diss. Univ. Marburg) und LEIN (1971) örtlich rote Kalkbreccien auftreten, die letzterer als karnischen Emerionshorizont deutet. Im Umfeld der Brandscharte war davon nichts zu finden.

Als jüngste Bildungen treten quartäre Lockersedimente auf. Das flache Gelände des Sattelwaldes wird von Grundmoräne gebildet, die als lückenhafte Bedeckung („Moränenstreu“) bis zum Gipfelbereich von Scheiblingpalfen und Obersteinköpfel emporreicht. Landschaftlich auffällig sind die mächtigen Schuttbildungen, verursacht durch die starke erosive Zerschneidung der Dolomitwände.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 126 Radstadt

FRANZ NEUBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Während des Berichtsjahres wurde die Kartierung auf folgende drei Bereiche konzentriert:

- 1) Unterostalpine Quarzphyllitdecke mit dem weit verbreiteten Alpinen Verrucano zwischen Enns und Zauchensee bzw. Taurachtal.
- 2) Nachbegehungen in der Grauwackenzone auf der Südseite des Roßbrandes.
- 3) Talbereich des Taurach- und Ennstales.

Der Bereich der Quarzphyllitdecke zwischen Zauchen- und Taurachtal ist im Wesentlichen durch ungewöhnlich große Mächtigkeiten von Alpinem Verrucano gekennzeichnet. Die gesamte Abfolge liegt invers, da im Liegenden Lantschfeld-Quarzit (Untertrias), darunter mitteltriadische Rauwacken und fossilführender Wettersteinkalk und Wettersteindolomit auftreten. Letztere Triaskarbonate wurden bereits von ROSSNER (1979) im Detail dargestellt und wurden daher nur vereinzelt in die Kartierungen miteinbezogen. Große Mächtigkeiten und Flächen innerhalb dieses Alpinen Verrucanos nehmen variabel und unregelmäßig ausgebildete, hellgraugrünliche bis helle quarzreiche Serizitschiefer ein. In diese sind im Bereich der Kemahd-

höhe kartierbare Metaquarzkonglomerate und Metaquarzfanglomerate eingeschaltet (letztere mit einem matrixgestützten Gefüge), deren Quarzgerölle mitunter einen rötlichen Schimmer aufweisen. Dies wird in der Regel als diagnostisch für das wahrscheinliche permische Alter angesehen. Neu entdeckt wurden tuffogene weiße quarzreiche Serizitschiefer und saure, helle Metavulkanite, die in einem E–W-streichenden, N-fallenden, Zehnermeter bis max. 100 m mächtigen Zug vom Westhang der Kemahdhöhe über den Nordhang der Kemahdhöhe bis zum Taurachtal verfolgt werden konnten. Sie können zwanglos als unterpermische saure Metavulkanite interpretiert werden. Diese sauren Metavulkanite nehmen eine hohe tektonische Position innerhalb des Alpenen Verrucano ein und unterstreichen deshalb die inverse Lagerung der Schichtfolge. Neu aufgefunden wurde auch ein mehrere 100 m langer Zug von 5 bis 10 mächtigen, massigen Grünschiefern innerhalb des Alpenen Verrucano, und zwar im tektonisch Liegenden der hellen Metavulkanite. Der gesamte Bereich des Alpenen Verrucano (Serizitschiefer und Quarzphyllite, helle Metavulkanite etc.) ist durch eine ausgeprägte Versumpfung gekennzeichnet, was auf die wasserstauende Natur der Serizitschiefer hinweist. Ähnlich ausgebildete Serizitschiefer finden sich auch an den Kämmen und Hängen östlich und westlich des Zauchensees. Diese Serizitschiefer bilden hier eine Synform mit inverser Schichtfolge, deren Schenkel ebenfalls von Lantschfeld-Quarzit und Mittel- und Obertriaskarbonaten aufgebaut werden.

Der Alpine Verrucano wird am Nordhang der Kemahdhöhe von der Koppenlamelle überlagert und diese von der Wagrain-Phyllitzone überlagert. Die Koppenlamelle besteht vorwiegend aus stark retrograd überprägten Grünschiefern, in denen seltene Relikte von amphibolitfazialen Gesteinen zu vermuten sind, was erst in Dünnschliffuntersuchungen überprüft werden muss. Sie zeigen ein linsiges Domänengefüge, wobei die höher metamorphen Relikte von grünschieferartigen Myloniten und Ultramyloniten umflossen werden. Dazu treten reine Kalkmamore, Kalksilikatgesteine, Glimmermarmore und seltene Glimmerschiefer und Paragneise. Die auflagernde Wagrain-Phyllitzone ist durch graue dünnblättrige Phyllite gekennzeichnet, in die sich dünne Züge von Kalkphylliten, seltenen Grünschiefern und Eisendolomiten einschalten (siehe auch Bericht von WINDBERGER & NEUBAUER).

Die gesamte erwähnte Abfolge ist von einer ausgeprägten Schieferung s_1 gekennzeichnet, auf der sich ein vorwiegend WSW–ENE-streichendes Streckungslinear befindet. Die erste Schieferung ist im Aufschlussbereich durch offene bis enge Falten mit meist E- bis ENE-fallenden Faltenachsen charakterisiert. Diese Falten sind mit einer steil N-, seltener S-fallenden Achsenflächenschieferung s_2 verknüpft. Diese Falten sind Parazitärfalten zum großräumigen Faltenbau der Quarzphyllitdecke, in dessen inversen Faltenkernen die mittel- bis obertriadischen Karbonate auftauchen.

Unterhalb einer Seehöhe von ca. 1600 m ist eine ausgeprägte Moränenüberdeckung, die bis 80 Prozent der Oberfläche ausmachen kann, die dominante Kartiereinheit. Dazu treten in bestimmten Höhenlagen (ca. 1220–1200 m und 1480–1600 m) Kränze von Hochmooren und Versumpfungen an geneigten Hängen, die von Hangschuttarealen, aber auch von matrixarmen Kiesen mit schlecht gerundeten Geröllen, die auch fluviatilen Transport hinweisen, begleitet werden.

Einige Profile auf der Südseite des E–W-erlaufenden Kammes des Roßbrands und nördlich der Talfurche Radstadt – Mandling wurden nachgegangen, um ältere Kartierungen (FEITZINGER & PAAR, 1988) auf deren Konsistenz zu überprüfen und insbesondere quartäre Bereiche besser abzugrenzen. Dieser Bereich besteht insgesamt aus relativ monotonen grauen Phylliten und Quarzphylliten, in die sich

Schwarzphyllite, brandige sulfidreiche Schwarzschiefer und schwarze, graphitische Quarzite einschalten. Diese Gesteine fallen mehrheitlich – ungewöhnlich für die Grauwackenzone – insgesamt flach gegen Süd ein. Im hohen Hangbereich schalten sich zunehmend hellgrünliche bis weißlich verwitternde, quarzreiche tuffitische Schiefer ein, die insgesamt aus einer Folge von sauren metavulkanischen Gesteinen hervorgegangen sind. Sie sind deutlich weiter verbreitet als zuletzt in einer unveröffentlichten Kartierung von Ch. EXNER (2004) dargestellt. Seine Linsen von sauren Metavulkaniten lassen sich zwanglos zu durchgehenden Zügen vereinigen.

Einige Verflachungen des Südhanges des Roßbrands sind von quartären Sedimenten, fast immer Moränen, überdeckt. Größere geschlossene Hangschuttfelder treten nur am Hangfuß auf. Im oberen Hangbereich sind, kenntlich an Morphologie und Vernässungszonen, kleinere Rutschmassen und eventuell kleinräumige Felsgleitungen häufig, die sich durch das südwärtige Einfallen der Phyllite und sauren Metavulkanite entwickeln.

Die Talbereiche des Ennstales zwischen Flachau und Mandling und das Taurachtal wurden weitestgehend aufgenommen. Das hintere Taurachtal ist gekennzeichnet durch einen Einschnitt des heutigen Flusslaufes in eine Niederterrasse und ein junges Akkumulationsgebiet im vorderen Taurachtal, die vor allem auf der Ostseite durch eine Niederterrasse begleitet wird. Die Niederterrasse ist auf beiden Talseiten von großräumigen Schwemmfächern bzw. von Murengängen durchschnitten, auf denen auch häufig die älteren Siedlungen liegen. Großräumige, tw. versumpfte Moränenbedeckung ist charakteristisch für den unteren Westhang des Taurachtales. Sie wird gegen Radstadt/Felserhof hin dominant und lässt Aufschlüsse des präquartären Untergrundes nur in tief eingeschnittenen Bachläufen erkennen. Die Moränenüberdeckung ist durch ungewöhnlich viele kleine und große Hochmoore gekennzeichnet. In einigen dieser Moore und Versumpfungen wurden in den letzten Jahren umfangreiche Drainagen angelegt, um die Hänge zu stabilisieren.

Der Verlauf des Ennstales zwischen Flachau und Mandling ist durch einen versumpften holozänen Talboden gekennzeichnet, in dem sich insbesondere zwischen Radstadt und Mandling einige Moore befinden.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 126 Radstadt

MANFRED WINDBERGER & FRANZ NEUBAUER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Rahmen einer Kartierung im Sommer 2005 wurde der Mandlingzug sowie der südlich davon aufgeschlossene Wagrain-Phyllit südwestlich von Radstadt neu kartiert. Dabei sollten vor allem auch die Geländeergebnisse mit den Erkenntnissen der Bohrung Radstadt 1 (GAWLICK, 1996) korreliert werden.

Im Liegenden wird der nördliche Hangbereich zwischen Palfen und Höggen großteils von Wagrain-Phylliten aufgebaut. Diese Formation ist überwiegend ein mittelgraues, im frischen Bruch dunkelgraues, feinblättriges Gestein. Die Schieferungsflächen sind serizitreich, leicht spaltbar und zeigen stellenweise eine Runzelungslineation. Häufig weist der Phyllit auch Quarzknuern auf. Eine eisenschüssige Variante dieses Gesteins ist weniger serizitreich, rotbraun verwitternd und enthält ebenfalls Quarzknuern und erkennbaren Biotit. Der untergeordnet im Bereich des Wagrain Phyllits vorkommende Kalkphyllit dagegen ist wesentlich heller, im Millimeterbereich gebändert, insgesamt weniger serizitreich, zeigt dafür aber einen hohen

Anteil an Biotit. Eine Variation dieses Gesteins ist ein grünlicher, Chlorit führender Karbonatphyllit. Generell weist der Kalkphyllit eine stärkere Fältelung auf und der enthaltene Quarz ist tektonisch zu schmalen Bändern ausgedünnt. Insgesamt dürfte dieses Gestein daher eine höhergradige Grünschiefermetamorphose erlebt haben. Die Messungen in den Wagrain-Phylliten lassen zwei, vermutlich frühalpidische, duktile Deformationsereignisse erkennen (Deformation D_1 mit Schieferung s_1 und Streckungslineation l_1 bzw. Deformation D_2 mit Verfaltung der Schieferung s_1).

Einzelne eng begrenzte, meterdicke Linsen von Kalk- und Dolomitmarmoren innerhalb der Wagrain-Phyllite zeigen eine große Variation in Farbe und Körnigkeit, wobei alle Arten eine mittelbraune Verwitterungskruste aufweisen. Anhand der Stellung innerhalb der Phyllite handelt es sich vermutlich um turbiditische Kalkeingeleitungen in die noch unverfestigten, späteren Phyllite. Der Versuch einer biostratigraphische Datierung anhand von Conodonten ist noch ausständig. Vereinzelt in den Wagrain Phylliten subansteigend auftretende Quarzite sind von dunkler, schmutzig graubrauner Farbe und enthalten detritische Hellglimmer und neu gebildeten Serizit.

In mehreren Aufschlüssen bildet ein schmales Band aus schwarzen Graphitphylliten und eingeschalteten Graphitquarziten entlang der Salzach–Enns-Störung eine scharfe Grenze zu dem hangenden Wettersteindolomit des Mandlingzuges. Dabei handelt es sich um ein schwarze Gesteine, welche teilweise als Lydit ausgebildet sind und wegen des hohen Graphitgehaltes eine niedrige Festigkeit besitzen. Aufgrund des hohen graphitischen Anteils färbt der Graphitphyllit insbesondere im bergfeuchten Zustand stark ab. Die Schieferungsflächen des Graphitphyllits sind mit glasigem bis metallischem Glanz überzogen und wurden als Scherflächen benutzt.

Die nördlich angrenzende Salzach–Enns-Störung streicht im bearbeiteten Gebiet beinahe W–E (bzw. WSW–ENE). Direkt aufgeschlossen ist dabei die Störung nur in den N–S-streichenden Gräben und an ebenso verlaufenden Wegen. Auf den dazwischen liegenden Bergrücken ist jedoch oft eine markante, E–W-streichende morphologische Senke oft in Verbindung mit Vernässungszonen erkennbar, welche auf den weiteren Verlauf dieser Störungszone schließen lässt. Die Störung selbst ist mit einem schwarzen Kakirit mit weißer Bänderung verfüllt, wobei das Ausgangsgestein vermutlich der Wagrain-Phyllit dargestellt haben dürfte.

Im Nahbereich der Salzach–Enns-Störung bzw. direkt an der Störung selbst treten auch Kiese und Schotter vermutlich pleistozäne Alters auf. Dabei handelt es sich um gut gerundete und gut sortierte, fluviatile Kiese und Schotter mit einem Korndurchmesser bis maximal etwa 15 cm. Diese Lockersedimente folgen ebenfalls der Salzach–Enns-Störung und streichen W–E. In einer Lokalität sind sie noch direkt von der Störungsaktivität betroffen (Kamm in Seehöhe ca. 980 m südlich Untertiefenbach).

Auffällig ist das fast völlige Fehlen von permoskythischen bis untertriadischen Gesteinen nördlich der Salzach–Enns-Störung. Nur in einem Aufschluss südlich von Untertiefenbach konnte ein schmales Band von steil gestellten, nordfallenden Werfener Schichten beobachtet werden. Insgesamt wird der Bereich nördlich der Salzach–Enns-Störung bis zur Mandling-Störung fast ausschließlich von stark zerrüttetem mitteltriadischen Wettersteindolomit aufgebaut. Dieser stellt einen hell- bis mittelgrauen, tw. leicht schwefelig unter dem Hammer riechenden, tektonisch stark beanspruchten Gesteinskörper dar. Als Störungsbrekzie weist der Wettersteindolomit mittelgraue Dolomit-

klasten in einer meist kalzitischen, tw. durch Eisenführung gelblich bis rot gefärbten Matrix auf. Der starke Zerlegungsgrad der Brekzie zeigt sich in einer grusigen Verwitterung des Wettersteindolomits, sowie in der Ausbildung von ausgeprägten Hangschuttmassen. Durch die tektonische Beanspruchung sind ausgeprägte Harnischflächen in mehreren Generationen erkennbar. Die Ergebnisse der Messungen der Spröddeformationen des Wettersteindolomits zeigen kaum die eigentlich erwarteten E–W-streichenden Störungen. Dafür konnten in dieser Formation zumindest drei getrennte spröde Deformationsereignisse sowie deren relative Altersbeziehung unterschieden werden. Ein Aufschluss in dem bearbeiteten Gebiet dürfte zudem die Möglichkeit einer zumindest relativen Altersbeziehung zwischen Störungsgesteinen und angrenzenden, heute weit über dem Talboden liegenden, unverfestigten See- bzw. Flusssedimenten unsicheren Alters (Pliozän oder Pleistozän) bieten.

Die Korrelierung der Geländedaten mit den Ergebnissen der Thermalbohrung Radstadt 1 (GAWLICK, 1996) zeigt, dass der Wettersteindolomit des Mandlingzuges in diesem Bereich einen nur seicht lagernden, stark zerrütteten Gesteinskörper darstellt, eingeklemmt zwischen den steilstehenden Salzach–Enns-Störung und der nördlich davon verlaufenden Mandling-Störung. Dabei wurde der Mandlingsspan erst durch die begrenzende Salzach–Enns-Störung mit dem unterlagernden Wagrain-Phyllit des Unter- oder Oberostalpins in Kontakt gebracht.

Das Vorkommen des miozänen Wagrainer Tertiärs im Kartiergebiet konnte nur geomorphologisch vermutet werden. Etwa 200 m SW des Felserhofes erhebt sich aus den E und W davon erstreckenden, ausgedehnten Schuttfächern ein kleiner Hügel, welcher als Gegenhang den Auslaufbereich einer alten Schisprunganlage darstellt. Leider ist die Aufschlusssituation derartig schlecht, dass kein direkter Nachweis für das Vorliegen des miozänen Wagrainer Tertiärs geführt werden konnte. Bereits EXNER vermutete hier ein tertiäres Vorkommen. In der Bohrung Radstadt 1 (nordöstlich des Felserhofs) wurden in einer Tiefe von 182,5 m bis 229 m feinkörnige, siliziklastische Gesteine angefahren, welche vermutlich dieses Tertiär darstellen (GAWLICK, 1996). Es kann daher in diesem Bereich Wagrainer Tertiär mit hinreichender Sicherheit vermutet werden.

Das gesamte Gebiet ist glazial überprägt, wobei ausgehende Bereiche von teilweise Zehnermeter mächtigem Moränenmaterial überlagert werden. Weite Bereiche des Kartiergebietes werden außerdem von monomiktem, seltener polymiktem Hangschutt bedeckt. Überwiegend bestehen deren Komponenten aus Phyllit und Wettersteindolomit. Stellenweise neigen die Nordhänge im Wettersteindolomit auch zu Bodenfließen, welches insbesondere am Säbelwuchs der Bäume erkennbar ist. Morphologisch werden die Nordhänge in Richtung Talboden von ausgeprägten Schwemmfächern beherrscht. Der hohe Zerrüttungsgrad des Wettersteindolomits dürfte die Ursache für den hohen Schüttungsbetrag und die damit verbundene mächtige Ausbildung dieser Schwemmfächer sein. Dabei fällt auf, dass der Neigungswinkel dieser Schuttmassen für Schwemmfächer einheitlich zu steil ist. Nur der östlichste Schwemmfächer bei der Talstation des Liftes weist einen geringeren Neigungswinkel auf. Dies dürfte jedoch auf bauliche Maßnahmen im Zuge der Liftrassenerichtung zurück zu führen sein. Alle anderen Schwemmfächer sind dagegen aufgrund ihrer Neigungswinkel eigentlich als Murenkegel anzusprechen.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Ennstaler Phyllitzone und dem Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

STEFAN FREIMÜLLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Kartierungsgebiet umfasst die Talsohle des Ennstals zwischen Tunzendorf und Stein an der Enns, das vordere Sölketal (nördlich bzw. unterhalb von Großsölk) sowie das Gebiet Gelsenberg – Hörndl – Posserwald. Die Westgrenze bildet der Tunzendorfer Bach, die Südgrenze die Linie Kniepaß – Kollerseben – Großsölk.

Wie am westlich anschließenden Kartierungsgebiet von Hejl sind im präquartären Grundgebirge auch hier zwei Haupteinheiten zu unterscheiden: die Ennstaler Phyllitzone im N und der Wölzer Glimmerschieferkomplex im S. Bezüglich der lithologischen Bandbreite beider Einheiten wird auf den heurigen Aufnahmsbericht von HEJL verwiesen.

Der Sölker Marmor im Bereich des Steinbruches der Sölker Marmor GesmbH (1300 m westlich von Schloß Großsölk) weist eine lithologische Besonderheit gegenüber dem Normaltypus auf. Während die Marmore des Gebietes Loskögerl – Kochofen – Kniepaß sowie jene weiter westlich am Hühnerkogel vorwiegend grau bis gelblich gebändert sind, ist jener des Marmorsteinbruch auch von auffallenden rosa Schlieren durchzogen, die ihm seine unverwechselbare Zeichnung verleihen und seinen Wert als Dekorstein erhöhen. Im Posserwald bildet der Marmor zwei Hauptzüge von jeweils ca. 100 m Mächtigkeit. Der südliche der beiden setzt sich nach E über die Schlucht des Sölkbaches auf die andere Seite des Tales fort und bildet dort die Felskuppe, auf der die Kirche von Großsölk steht.

Die Abgrenzung der Ennstaler Phyllite gegenüber den phyllitischen Glimmerschiefern des Wölkkomplexes ist nach feldgeologischen Gesichtspunkten schwierig und nicht immer zweifelsfrei möglich. Zusätzlich zu den lithologischen Konvergenzen beider Gesteinstypen kommt erschwerend hinzu, dass die Gesteine oft kompliziert verfallen sind und daher nicht einheitlich nach N einfallen. So liegen z.B. die Glimmerschiefer am Hörndl (1325 m) offenbar über den Ennstaler Phylliten, die ansonsten das tektonische höhere Niveau bilden. Das allgemeine Einfallen der Schichtung und Schieferung erweckt hier nicht den Eindruck einer konkordanten Überlagerung sondern lässt eher einen tektonischen Kontakt mit komplizierter Faltung vermuten.

Über der Schlucht des Sölkbaches zwischen Großsölk und Stein an der Enns liegen auf beiden Seiten des Tales in ungefähr 800 m Höhe breite Terrassen, bei denen es sich um Relikte eines älteren Talbodens handelt und die höhenmäßig mit der Verflachung am Mitterberg nördlich der Enns bzw. östlich von Gröbming zu korrelieren sind. Die Terrassen bei Reith, Dörfel, Gatschberg und Schlager werden vorwiegend als Wiesen und teilweise auch als Bauland genutzt, sind aber ohne natürliche Fels- oder Sedimentgesteinsaufschlüsse. Stellenweise kommen z.B. in Maulwurfshügeln gerundete Gerölle zum Vorschein. An einer frisch ausgehobenen Baugrube in Dörfel waren gut geschichtete, mäßig sortierte Kiese (Mittelkies und etwas Grobkies) aufgeschlossen. Es handelte sich hier offensichtlich um fluviale Sedimente und nicht um Moräne oder eine fluvioglaziale Eisrandablagerung. Ob auch auf den anderen Verflachungen Terrassenschotter erhalten geblieben sind oder ob es sich nur um Formrelikte eines durch

Lateralerosion entstanden Talbodens im präquartären Untergrund handelt, ist ohne künstliche Aufschlüsse (z. B. Bohrungen) nicht zu entscheiden. Vorläufig ergibt sich der Eindruck eines ehemals sehr ausgedehnten Talbodens, der wahrscheinlich während einer Kaltzeit durch ein verzweigtes Flußsystem (braided stream) im eisfreien Vorfeld der Gletscher entstanden ist. Die schluchtartige Eintiefung des Sölkbaches, die auf die Erosionsbasis der gegenwärtigen Enns eingestellt ist, dürfte im Wesentlichen im Spätglazial und Holozän angelegt worden sein, könnte aber auch auf ältere (interglaziale) Vorläufer zurückzuführen und somit mehrphasig entstanden sein.

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Ennstaler Phyllitzone und dem Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmsgebiet ist im N durch das Ennstal zwischen Pruggern und Tunzendorf, im W durch den Sattentalbach bis zur Kleinreiteralm, im S und E durch die Linie Schladminger Alm – Fleischkögel – Kochofen – Kniepaß – Tunzendorfer Bach begrenzt. Das Gebiet erstreckt sich über Fläche von ungefähr 15 km² und eine Höhendifferenz von 1376 m. Der tiefste Punkt liegt an der Ennsbrücke bei Tunzendorf (671 m); der höchste Punkt ist der Dromeispitz (2047 m) südöstlich der Schladminger Alm.

Im präquartären Grundgebirge des Aufnahmsgebietes sind zwei Haupteinheiten zu unterscheiden: die Ennstaler Phyllitzone im N und der Wölzer Glimmerschieferkomplex und im S.

Die Ennstaler Phyllitzone erstreckt sich vom Talboden der Enns bis ca. 500 m südlich des Michaelerberghauses und ca. 400 m südlich Steinbauer. Sie besteht hier zu gut 70 % aus dünnblättrigen, grauen, seidig glänzenden Phylliten ohne Granat und Biotit (makroskopischer Befund). Kompakte Felspartien, wie z.B. jene im steilen Graben des Sattentalbaches südlich des Kraftwerkes Pruggern sind vergleichsweise selten. Entlang der Schicht- bzw. Schieferungsfugen kommt es im Zuge der Verwitterung zu schnellem Kohäsionsverlust und dünnblättriger Entfestigung. Größere Phyllitblöcke sind auch im Hangschutt selten; es überwiegen seidig glänzende Plättchen von wenigen cm Größe. Frische Aufschlüsse in anstehendem Fels bzw. solche mit messbaren Gefügeelementen sind fast nur entlang junger künstlicher Böschungen (z.B. an Forststraßen) anzutreffen, aber schon nach wenigen Jahren verwachsen.

Die Chloritschiefer der Ennstaler Phyllitzone sind blassgrün bis olivgrün, ebenso feinkristallin aber etwas weniger verwitterungsanfällig als die Phyllite. Sie bilden z. B. den WSW–ENE-streichenden Härtlingsrücken bei Kote 1058 am Michaelerberg. Die Chloritschiefer sind hier fast 300 m mächtig und fallen mittelsteil nach NNW. Ca. 100 m südwestlich von Kote 1058 enthalten die Chloritschiefer mm-bis cm-dicke leukokrate Lagen, die größtenteils aus Feldspat bestehen. Die enge Wechsellagerung von dunklem Chloritschiefer und hellen Feldspatbändern legt die Vermutung nahe, dass es sich um metamorphe Abkömmling von Tuffen und nicht von Laven handelt.

Der Wölzer Glimmerschieferkomplex des kartierten Gebietes umfasst phyllitische Glimmerschiefer, quarzreiche Glimmerschiefer und untergeordnete Granatglimmerschiefer. Hellglimmer überwiegt stets deutlich gegenüber Biotit

und Chlorit. Auf den Schieferungsflächen sind sehr oft bis über 1 mm große Hellglimmerblättchen mit freiem Auge zu erkennen. Biotit ist nur in kleinen Mengen vorhanden bzw. nur selten makroskopisch erkennbar, da er anscheinend oft chloritisiert ist. Bis über 5 mm große, recht frische Granate kommen z.B. südlich der Stiegleralm und am Kniepaß bei Kote 1628 vor. Chloritisierte Granate scheinen nicht allzu selten zu sein, ist aber makroskopisch schwerer zu erkennen. Im Hinblick auf die Verwitterung verhalten sich die Wölzer Glimmerschiefer kompakter als die Ennstaler Phyllite. Die Glimmerschiefer bilden Grate und markante Felsaufschlüsse; sie bleiben im Hangschutt auch bei längerem Transportweg oft als große Blöcke erhalten.

Der Sölker Marmor bildet zwischen dem Wh. Winkler (Sattental) und dem Kniepaß (Kote 1628 m) einen zusammenhängenden, steil nach N bis NNW einfallenden Zug, der als Härtlingsrücken auch morphologisch in Erscheinung tritt. Er bildet die Kuppe des Loskögerls (1548 m),

einen Teil des anschließenden Grates zum Kochofen (1916 m), dessen Gipfel jedoch nicht aus Marmor sondern aus Glimmerschiefer besteht, den nördlichen namenlosen Vorgipfel (ca. 1870 m) des Kochofens sowie den anschließenden Grat zum Kniepaß. Der Sölker Marmor weist einen isoklinalen Faltenbau auf, der sich in starken lateralen Mächtigkeitsschwankungen und in einer komplizierten tektonischen Verzahnung mit dem angrenzenden Glimmerschiefer bemerkbar macht.

Knapp westlich des Loskögerls beträgt die scheinbare, offenbar tektonisch angeschopte Mächtigkeit des Marmors fast 250 m, während sie am östlich anschließenden Grat bis auf ca. 30 m reduziert ist. Nördlich des Kochofens bzw. westlich des Kniepasses bildet der Marmor einen 400 m breiten und in WSW–ENE-Richtung 1100 m langen Isoklinalhang, wobei die Mächtigkeit des Marmors hier höchstens 100 m betragen dürfte.

Blatt 148 Brenner

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit-Komplex auf den Blättern 148 Brenner und 149 Lanersbach

SEBASTIAN FRANK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge einer Diplomarbeit wurde in den Sommern 2004 und 2005 ein ca. 18 km² großer Abschnitt im Voldertal kartiert, das ca. 14 km südöstlich von Innsbruck, innerhalb der Tiroler Tuxer Alpen liegt und sich 13 km nach Süden erstreckt. Beim Untersuchungsgebiet handelt es sich um einen nach Westen exponierten Hangabschnitt, der seine höchste Erhebung mit dem Malgrüblergipfel (2749 m), und seinen tiefsten Punkt mit dem Voldertalbach (1240 m) erfährt. Das Arbeitsgebiet wird im Norden vom Gamsbach und im Süden von einer gedachten Linie (Klausboden – Vorberalm – Gamskar) begrenzt. Die natürliche Grenze im Westen stellt der Voldertalbach dar. Die Ostgrenze entspricht der Gratlinie von der Wattenspitz im Norden bis zum Sunntiger in Süden.

Die Festgesteinsaufschlüsse befinden sich hauptsächlich im Gratbereich zwischen Wattenspitz und Sunntiger bis auf eine Höhe von ca. 1900 m, unter dieser Höhe sind Festgesteinsaufschlüsse auf kleine Felswände, Bachläufe und steile Böschungen an Forstwegen beschränkt.

Der Quarzphyllit ist das am häufigsten auftretende Gestein des Untersuchungsgebietes. Durch die Kartierung im Gelände und besonders durch die Dünnschliffauswertung der gesammelten Proben hat sich herausgestellt, dass es mehrere Varietäten innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllits (IQP) gibt. Die einzelnen Typen zeigen kontinuierliche Übergänge ineinander. Zum Einen findet man homogene, bis 10er-Meter mächtige Bereiche, zum Anderen eine Wechsellagerung im dm-, cm-, mm-Bereich.

Im Bereich von der Wattenspitz bis zum Haneburger ist als Varietät des IQP vorwiegend Chlorit-Serizit-Phyllit zu finden. Er zeigt im Gelände eine graublauere Farbe und ist durch seinen typischen speckigen Glanz und seine rostige rote Verwitterungsfarbe zu erkennen. Er ist engständig geschiefert und zeigt eine offene Faltung.

In Richtung Süden wird der IQP wesentlich quarzreicher und zeigt sich in Form eines gemeinen Quarzphyllits und eines quarzreichen Typs. Die Wechsellagerung wird nach

Süden lokal enger und es sind bis zu Meter mächtige Quarzitlagen eingeschaltet. Charakteristisch für den gemeinen Quarzphyllit ist seine helle grau-bläuliche Farbe, diverse Quarzlinolen bzw. -knauern und gut ausgeprägte Quarz-Streckungslineare. Typisch sind auch die feine Schieferung und eine offene, wellige Faltung. Der quarzreiche Phyllit fällt durch sein kompakteres Aussehen und seine gröbere Textur auf. Ein weiteres Merkmal ist der starke Flechtenbewuchs, den die anderen Phyllitarten nicht aufweisen.

Im Gratbereich des Roßkopfes und vereinzelt auch am Sunntiger sind Aufschlüsse mit Grünschiefern zu finden. Im Gelände können grob zwei Typen unterschieden werden: ein durch wabenförmige Verwitterung gekennzeichnete karbonatreiche Typ und ein karbonatarmer Typ. Dies wurde auch durch die Dünnschliffauswertung bestätigt. Als Edukte werden Basalte oder Tuffite angenommen.

Am Nordgrat des Haneburger sind auf einer Höhe von 2490 m Porphyroide mit einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossen. Als Eduktgesteine wurden permische Intrusionen (ROCKENSCHAUB, 2003) aber auch Ignimbrite interpretiert.

Die Grünschiefer treten gemeinsam mit den Porphyroiden als Einschaltungen in den stratigraphisch tiefsten Anteilen der Quarzphyllitserie (ROCKENSCHAUB, 2003), der Quarzphyllit-Grünschieferserie, auf und bilden gute Leithorizonte.

Im Westhang südlich des Wattenspitzgipfels auf einer Höhe von 2280 m findet man zwei Marmorauflüsse. Diese sind im Gelände durch ihr massiges Aussehen und ihre zuckerartige Textur zu erkennen. Die Marmore werden in die stratigraphisch höhere Einheit, die Karbonat-Serizitphyllitserie, gestellt.

Am Westgrat des Malgrüblers, zwischen einer Höhe von 2480 m und 2560 m, findet man den höher metamorphen Anteil des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes. Er ist gekennzeichnet durch das Auftreten von Granatglimmerschiefer und phyllitischen Granatglimmerschiefern. Auffallend sind die 2–3 mm großen, chloritisierten Granate.

Die Schieferung streicht durchwegs ungefähr NE–SW und fällt mit unterschiedlichen Einfallswinkeln nach NW (zwischen 290 und 360°, meist 320–340°) ein.

Vom steilen Einfallen am Malgrübler mit 55–60°, wird der Einfallswinkel nach Norden und nach Süden flacher,

sodass die Schieferung bei der Wattenspitze mit 20–30° und am Sunntiger mit 30–40° einfällt.

Störungen sind am besten in Gratbereich zu erkennen. Im Bereich dieser Störungen sind die Gesteine meist stark zerlegt, stellenweise sind Kakirite aufgeschlossen. Bei den Störungen wurden drei Streichrichtungen festgestellt: E–W, NE–SW und NW–SE. Zu erwähnen ist noch, dass sich die Streichrichtungen auf bestimmte Gratbereiche beschränken. Zwischen Haneburger und Wattenspitze streichen die Störungen E–W, im Bereich des Nordgrates des Malgrübler NE–SW und am Südgrat des Malgrübler bis zum Sunntiger NW–SE.

Die Aufnahme der Klüfte erfolgte ebenfalls hauptsächlich im Gratbereich. Das Gestein ist meist im m-Bereich geklüftet. Es wurden NW–SE-, NE–SW- und EW-streichende Klüfte mit einem Einfallswinkel zwischen 85 und 70° (lokal auch flacher) aufgenommen, wobei die NW–SE-streichenden Klüfte dominieren.

In Richtung Süden, von der Wattenspitze bis zum Sunntiger, ist eine ausgeprägte Doppel- bzw. Mehrfachgratbildung zu beobachten. Diese äußert sich in Form von bis zu 100 m langen Zugspalten. Die Bergzerreissung streicht N–S bzw. NNE–SSW. Besonders ausgeprägt ist sie im Bereich Wattenspitze, Roßkopf und am Nordgrat des Malgrübler.

Unterhalb von ca. 2000 m sind die Festgesteine großteils von umgelagerter Moräne bedeckt. Die Mächtigkeit des Moränenmaterials ist sehr unterschiedlich. Sie lässt sich anhand von Festgesteinsaufschlüssen entlang von Forstwegen und Bachläufen relativ gut bestimmen. Die Sedimentbedeckung variiert zwischen einem halben und mehreren Metern. Diese ist matrixgestützt, unsortiert und besteht fast ausschliesslich aus Kristallingeröllen von 5–30 cm Durchmesser, vereinzelt sind auch Blöcke mit bis zu einem Meter enthalten. Die Matrix besteht aus einem sandig-siltigen Material.

Unterhalb der Gratbereiche bis zu einer Höhe von 2200 m liegt verbreitet Blockwerk in Form von chaotisch gelagertem Hangschutt und Verwitterungsschutt. Es haben sich auch kleine Schuttkegel gebildet. In manchen Bereichen ist das Blockwerk teilweise von Vegetation bedeckt und liegt dem unruhigen Relief auf, wie unterhalb des Sunntiger.

Im Arbeitsgebiet wurden auch mehrere fossile Blockgletscher auskartiert. Sie liegen alle zwischen 2300 m und 2450 m und zeigen keine bzw. fast keine Vegetationsbedeckung und auch keine Quellaustritte. Am größten Blockgletscher unterhalb des Haneburger kann man an der Oberfläche noch schwach lobenartige Strukturen erkennen. Mit einem geringen Feinanteil und viel grobblockigem Material zeigen alle Blockgletscher die gleiche Korngrö-

Benverteilung. Die petrographische Zusammensetzung ist vom jeweiligen Liefergebiet abhängig, wird aber generell von Quarzphyllit dominiert.

Unterhalb der Wattenspitze zwischen 2060 m und 2150 m findet man Toteislöcher und Moränenwälle. Die Toteislöcher haben unterschiedliche Durchmesser und sind zum Teil mit Wasser gefüllt.

Wie schon erwähnt kommt es im Arbeitsgebiet zu einer Bergzerreissung im Gratbereich. Es handelt sich um Zugspalten unterschiedlicher Länge, die sich über den gesamten Grat verteilen. Die Dichte ist um die Wattenspitze, den Roßkopf und den Malgrübler besonders hoch. In diesen Bereichen kommt es vermehrt zu Kipp- und Sturzprozessen und zur Ablagerung frischen Blockwerks.

Weiters haben sich zwischen 1600 m und 2100 m Sackungen gebildet, die ein treppenartiges Hangprofil erzeugen. Bei 1900 m sind mehrere große Sackungen ausgebildet, die mit Quellaustritten und Vernässungszonen vergesellschaftet sind. Die Abrisskanten haben eine maximale Länge von 170 m und maximale Sackungsbeträge von wenigen Zehnermetern.

Bei den Rutschungen handelt es sich um kleine, nicht sehr tiefgreifende Massenbewegungen im Lockersediment. Vor allem im Bereich der Forstwege und an steilen Böschungen haben sich mehrere kleine Translationsrutschungen ausgebildet. Auf 1700 m, unterhalb von Klauenboden, befindet sich eine Rutschung, bei der man noch die reliktsche Rutschmasse erkennen kann.

Hangkriechen ist im Arbeitsgebiet recht häufig anzutreffen. Es tritt vor allem im steileren Gelände auf, besonders dort, wo das Gelände von Bachläufen und kleineren Gerinnen durchzogen wird. Ein gutes Merkmal für die langsame und oberflächennahe Hangabwärtsbewegung ist das zahlreiche Auftreten von Bäumen mit Säbelwuchs.

Im Arbeitsgebiet wurden im September 2005 54 Quellen aufgenommen. Es wurden die elektrische Leitfähigkeit und die Temperatur gemessen und die Abflussmenge geschätzt. Die Quelltemperatur lag zwischen 5,5°C und 2,4°C. Die Leitfähigkeitsmessungen ergaben Werte zwischen 40–190 ns wobei die Werte zwischen 100 und 140 ns dominieren. Die Quellen entspringen fast alle aus Lockersedimenten, haben aber sehr unterschiedliche Schüttungsmengen von 0.1–15 l/s.

Auffallend ist, dass viele Quellen auf einer Seehöhe von 1600–1700 m entspringen und dass sich in der Nähe von größeren Sackungen Quellhorizonte bzw. -bezirke gebildet haben.

Im Gamsbach wurde in den Jahren 2004/05 ein Pegel installiert (1260 m), mit dem Wasserstand und Wassertemperatur gemessen wurden. Die Abflussganglinie ist durch starke saisonale Schwankungen charakterisiert.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 2005 über eologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Batt 149 Lanersbach

ANDREAS PIBER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Geländesommer 2005 wurde der Bereich des mittleren bis hinteren Nurpenstaales und seine umrahmenden Berge der Tuxer Voralpen inklusive eines Teilbereiches des weiter östlich liegenden Finsinggrundes (Lamarkalm) aufgenommen. Die höchste Erhebung und gleichzeitig die

südliche Begrenzung des Kartierungsgebietes bildet der Rastkogel (2762 m). Das Arbeitsgebiet liegt zur Gänze im Innsbrucker Quarzphyllit.

Lithologie

Im vorderen Talbereich bis auf Höhe Pfundjoch im Osten und Hoher Kopf im Westen dominieren typische dünn-schiefrige Gesteine der stratigraphisch tieferen Einheiten des Innsbrucker Quarzphyllits. Hierbei handelt es sich vorwiegend um grünlich-graue bis grün-braune Quarzphyllite im eigentlichen Sinn mit einem Hauptmineralbestand von Hellglimmer, Chlorit, albitreichem Feldspat und Quarz. Mit-

unter können in diesen Bereichen auch schmale karbonatführende Lagen von wenigen Millimetern bis einigen Dezimetern Mächtigkeit auftreten. In diesen Quarzphylliten findet man üblicherweise auch Quarzlinsen, die maximale Mächtigkeiten von mehr als einem halben Meter erreichen können.

Im nordöstlichen Abschnitt des Arbeitsgebietes, im Bereich der Lamarkalm, befinden sich mehrerer Grünschieferzüge, deren Mächtigkeiten von einigen Zentimetern bis zu einigen Metern reichen. Diese Grünschiefer setzen sich teilweise von der Lamarkalm bis über den östlichen Bergkamm des Nurpenstales in Richtung Westen fort, keilen aber weiter im Westen aus, oder sind dort oft unter Hangschutt verborgen. Im Talbereich des Nurpenstales findet man Grünschieferzüge von einigen Metern Mächtigkeit nur ganz im Norden des Arbeitsgebietes. An den Osthängen des vorderen Nurpenstales können nur noch vereinzelte Geröllstücke von Grünschiefern im Hangschutt gefunden werden. Der Hauptmineralbestand der Grünschiefer setzt sich zusammen aus Chlorit, Epidot, albitreichem Feldspat und Quarz. Einige Grünschiefer führen zusätzlich noch Hellglimmer, Biotit, aktinolithische Amphibole, Titanit, Ilmenit und Stilpnomelan. Die Begleitgesteine dieser Grünschiefer sind meistens Chloritschiefer mit dem vorwiegenden Mineralbestand Chlorit und Hellglimmer. Ebenso befinden sich hierin oft Eisenverwitterungsminerale wie Göthit und Limonit.

In den südlichen Bereichen des Nurpenstals dominiert sehr quarzreicher Quarzphyllit, der oft von Quarzitlagen, die mehrere Meter Mächtigkeit erreichen können, unterbrochen wird. Quarzlinsen von mehreren Dezimeter Mächtigkeit treten ebenso in den quarzreichen Quarzphylliten auf.

Der mittlere bis vordere Talboden des Nurpenstals wird von einer schmalen alluvialen Ebene gebildet. Seitlich des Talbodens befinden sich zahlreiche alluviale Schuttfächer, die in höherer Anzahl an den Osthängen auftreten. Im Talchlussbereich befinden sich vorwiegend an den nördlichen Abhängen zwischen Rastkogel und Halslspitze häufig Moränensedimente. Hier können auch einige Gletscherschliffe beobachtet werden.

Deformationsstrukturen und deren Entwicklung

Generell zeigen die Lithologien im Arbeitsgebiet eine ausgeprägte eoalpine mylonitische Foliation, welche W–E bis WSW–ENE streicht und nach NW einfällt. Die Streckungslineation ist besonders im südlichsten Arbeitsgebiet in den stärker quarzführenden Quarzphylliten stark ausgeprägt und streicht WSW–ENE mit einem Schersinn Top nach WSW. Begleitend zur mylonitischen Foliation treten W–E-orientierte Isoklinalfalten auf, deren Faltenachsenebenen parallel zur mylonitischen Foliation liegen. Selten können Isoklinalfalten beobachtet werden, die bereits früher eine isoklinale Faltung erfahren haben. Diese doppelt isoklinal gefalteten Quarzbänder sind Ausdruck einer ersten, prä-eoalpinen duktilen Deformationsphase (variskisch?). Die mylonitische Foliation und die Isoklinalfalten werden durch mehrere spätere duktile Ereignisse deformiert.

Vorwiegend im südlichen Abschnitt des Gebietes treten vermehrt engständig verfaltete Quarzbänder auf, deren Falten NW–SE-orientiert sind. Sehr oft bildete sich in diesen Falten auch eine Achsenebenenschieferung aus. In den nördlicheren Gebietsabschnitten treten diese Falten vorwiegend als offene, wellige Faltung mit der gleichen Orientierung auf. Ausdruck der letzten duktilen bis semiduktilen Deformationsphase sind eine Crenulation der penetrativen eoalpinen Foliation und zuletzt Knickbänder, welche vermehrt in den quarzärmeren Quarzphylliten und Chloritschiefern auftreten und deshalb vor allem im nördlicheren Arbeitsgebiet zu beobachten sind. Als Folge der

letzten, spröden Deformation können vor allem größere NE–SW-streichende sinistrale Störungen im Kilometerbereich beobachtet werden, welche im Besonderen in der Rastkogelregion und nordöstlich davon auftreten. In diesem Gebiet geben auch quarzverfüllte Fiederklüfte Aufschluss über eine frühere NW–SE-gerichtete Einengung, die gefolgt wird von einer NE–SW-orientierten Einengung.

Die Bergkämme westlich und östlich des Nurpenstales werden von vorwiegend NW–SE-streichenden Klufsystemen zergliedert, was folglich auch zur Ausbildung von Doppelgraten und Mehrfachgraten führt. Besonders auffallend sind bis zu mehrere Meter breite Klüfte im Bereich des östlichen Bergkammes. Diese Erscheinungen führen zu Bergzerreibungen in den Gipfelregionen des Pfaffenbichels und des Rosskopfs, wobei folglich die Westhänge des Nurpenstales vor allem von Bergsturzmassen mit grobblockigem Felssturzmaterial und Hangschutt dominiert werden.

Die etwas steileren Osthänge neigen sehr zur Ausbildung von Massenbewegungen, von denen viele eine Fläche von mehreren 100 Quadratmetern aufweisen. Die meisten Massenbewegungen zeigen typischerweise ausgeprägte Vernässungszonen im Abrissbereich. Als Grund für die hohe Anzahl der Massenbewegungen kann Permafrostboden genannt werden, der in den sechziger Jahren während einer Bohrkampagne im Zuge eines geplanten Kraftwerksbaues circa 1 Kilometer nördlich der Oberen Nurpensalm in etwas mehr als 30 Metern Tiefe erbohrt werden konnte.

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit des Sagbachtals auf Blatt 149 Lanersbach

MARKUS RIBIS
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zuge einer Diplomarbeit am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck wurden die Kartierungsarbeiten im Innsbrucker Quarzphyllit vorangetrieben. Aufbauend auf frühere Kartierungen (siehe MADRITSCH und RIEDL, 2004) im vorderen Wattental wurde nun das östlich angrenzende Sagbachtal, ein Seitental des Weerbachtals, genauer untersucht.

Das Arbeitsgebiet wird im Norden vom Bröbbach begrenzt, im Süden von der gedachten Linie Sagspitze-Grauer Kopf–Hirzerkar–Wildofen–Muttakar, im Osten von der Tagetlahn Alm und im Westen vom Gratbereich Sagspitze–Poferer Jöchl–Rote Wand.

Das Gebiet liegt zur Gänze innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllit-Komplexes. In Anlehnung an die Seriengliederung von HADITSCH & MOSTLER (1982) ist im gesamten Arbeitsbereich nur die ordovizische Quarzphyllit-Grünschiefer Serie aufgeschlossen. Das Fehlen von Marmorlagen im gesamten Arbeitsgebiet, jedoch das massive Antreffen von Chlorit-Serizit-Phylliten lässt vielleicht das Vorkommen der silurischen Karbonat-Serizitphyllit Serie vermuten. Die devonische Schwarzschiefer-Karbonat Serie ist aufgrund der nördlichen Lage des Untersuchungsgebietes nicht anzutreffen.

An anstehenden Gesteinen konnten folgende unterschieden werden:

- Klassische Quarzphyllite, die stark verfaltete sind, mit fließenden Übergängen zwischen quarz- und glimmerreich im Bereich Forstweg zur Studlalm.
- Chlorit-Serizit-Phyllite sind weit im Arbeitsgebiet verbreitet, vor allem im Bereich Rote Wand und Wildofengrat. Charakteristisch ist makroskopisch die rot-rostige Verwit-

terungsfarbe, mikroskopisch die ausgeprägte Schieferung in den Serizitlagen und das teils untergeordnete Vorkommen von Graphit.

- Grünschiefer haben eine geringe Verbreitung im Arbeitsgebiet, meistens als Einschaltungen innerhalb des Quarzphyllits in Form von Linsen. Es konnte zwischen karbonatreichen Grünschiefern mit wabenförmiger Verwitterung im Bereich Wildofenspitze und prasinitischen Grünschiefern mit massigem und planargeschieferter Charakter im Bereich Rote Wand unterschieden werden.

Geomorphologie und Tektonik

Die Gratbereiche der Roten Wand sowie des Wildofen sind durch Bergzereißungen sowie mehreren Doppelgratbildungen charakterisiert. In mittleren Lagen sind vor allem Sackungserscheinungen in Verbindung mit Nackenseen anzutreffen. Am deutlichsten sind die Erscheinungsformen im Osten des Sagbachtals (unterhalb Wildofengrat) und im nördlichen und westlichen Bereich Rote Wand ausgebildet. Auch mehrphasige Stürze mit vermehrt grobblockigem Material im Osten des Sagbachtals (Hangbereich Wildofen – Wildofengrat) prägen das Landschaftsbild. Als Ursache dieser Erscheinungen werden der rasche Rückzug der Gletscher im frühen Postglazial und in weiterer Folge Spannungsumlagerungen der glazial übersteiterten Hänge in diesem Bereich vermutet.

Die Gesteine fallen im Diplomarbeitgebiet zum überwiegenden Teil NNW–NW ein. Entlang des Westgrates des Sagbachtals (Rote Wand) sind vor allem E–W-streichende Störungen mit abschiebenden Bewegungen Top N im Bereich Rote Wand Nord zu erkennen. Entlang des Ostgrates des Sagbachtals (Wildofen) sind ebenfalls diese Richtungen vorherrschend, jedoch mit geringen Bewegungen Top N.

Quartär

- Sehr gut erhaltene Moränenwälle, die aufgrund der Morphologie und Höhenlage mehreren Stadien zugeordnet werden können, finden sich im Bereich Studl Alm bis Hirzerkar. Im Bereich Studl Alm (1600 m) ist ein Gschnitz-Moränenwall mit Endmoräne und deutlichen Seitenmoränen erhalten. Das Alter des Moränenwalles liegt bei 16.000–17.000 a. Im Bereich Sagalpe (1800 m) ist ein Clavadel/Senders-Moränenwall erhalten mit deut-

licher Endmoräne und angedeuteten Seitenmoränen, die von Bergsturz- und Blockgletscher-Material überfahren wurden. Letztlich ist im östlichen Bereich des Grauen Kopfes (1960 m) ein Egesen-Moränenwall mit ebenfalls gut erhaltener Endmoräne und Seitenmoränen erhalten. Alter: oberstes Spätglazial (jüngere Dryas).

- Im Bereich der Studl Alm sind innerhalb des Gschnitz-Moränenwalles, bedingt durch eine Vielzahl sehr großer Blöcke mit unterschiedlicher Zusammensetzung, deutliche Anzeichen für eine Ausschmelzungsmoräne vorhanden.
- An periglazialen Ablagerungen sind vor allem Blockgletscher anzutreffen. Es sind ausschließlich fossile Blockgletscher im Arbeitsgebiet mit vereinzelt Quellaustritten.
Vorkommen: Im Bereich Rote Wand und vor allem an der Ostflanke der Sagspitze.
Alter: mindestens 11.000 a.
- Großflächige Büldenböden (Thufur) sind im Bereich westlich der Sag Alm Richtung Rote Wand und östlich des Wildofens Richtung Tagetlahn Alm anzutreffen. Ihre Entstehung ist auf Frosthebung (Bodeneisbildung) zurückzuführen.

Hydrogeologie

Es wurde im gesamten Arbeitsgebiet mittels T/LF-Messungen und Abflussmessungen eine hydrogeologische Untersuchung angestrebt. Mehr als 200 Quellaustritte mit unterschiedlichen Schüttungsraten wurden erkundet und in Gruppen zusammengefasst. Quellen mit signifikanten Schüttungsmengen sind vor allem entlang der vier großen Bäche Bröbbach, Spechtbach, Gumpenbach und Sagbach im Diplomgebiet anzutreffen. Deutliche Quellhorizonte sind besonders im Bereich Sag Alm und Studl Alm südwärts Richtung Clavadel-Senders-Moränenwall anzutreffen.

Mittels Druckpegel wurde auch der Abfluss des Sagbaches über ein Jahr gemessen und mit Daten der Fa. Kraftwerk Haim (Wattens), die ein kleines Kraftwerk bei der Studl Alm betreiben, verglichen. Die Auswertung der Daten soll die spezielle Abflusssituation im Sagbachtal, insbesondere des Sagbaches genauer vermitteln und Hinweise auf, gegebenenfalls, Übereinstimmungen mit den westlich benachbarten Seitentälern (Wattental, Voldertal) bringen.

Siehe auch Bericht über Blatt 148 Brenner von S. FRANK.

Blatt 155 Bad Hofgastein

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Kristallin der Ankogel-Hochalm-Gruppe auf Blatt 155 Bad Hofgastein

LINDA LERCHBAUMER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Sommer 2005 wurde begonnen, das Kristallin im Kleinellental (Ankogel-Hochalm-Massiv) neu zu untersuchen. Weiters wurde anschließend das Quartär im gesamten Gebiet zwischen Kühkar im NW, Ankogel im SW und dem Blattrand im E anhand von Luftbildern aus den Jahren 1999 bzw. 2005 ausgewertet. Das Aufnahmegebiet liegt rund um den Unteren und Oberen Schwarzhornsee.

Die Geologie ist sehr komplex, da hier neben den prävariszischen Kristallinkomplexen („Schiefer-Komplex“ und „Migmatit-Komplex“) auch Zentralgneise, die schon genau-

er von HOLUB & MARSCHALLINGER (Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 1988) untersucht wurden und deren Kartierung im E an dieses Gebiet anschließt, vorkommen.

Prävariszische Gesteinskomplexe

Der „Schiefer-Komplex“ umfasst eine metamorphe vulkano-sedimentäre Abfolge mit Chlorit-Schiefern, Biotit-Schiefern, Granat-Glimmerschiefern und Amphibolit-Lagen vor allem rund um den Unteren Schwarzhornsee und zwischengeschilderten Zentralgneisen rund um den Oberen Schwarzhornsee. Die Einheit fällt mehr oder weniger konstant mit 35° nach NW ein.

Die genannten Lithologien treten als Wechselfolge auf. In den untersuchten Dünnschliffen wurden Hornblende-(Porphyro)klasten, bis 5 mm große einschlussreiche Kalifeldspäte und teils auch noch Lithoklasten beobachtet, die allesamt auf den vulkanischen Ursprung des „Schiefer-Komplexes“ schließen lassen.

Die Chloritschiefer sind durch ihr grünliches Aussehen auffallend und haben Q, Fsp, Chl, Hgl, Bt und Ep in ihrem Mineralbestand. Gehäuftes Auftreten von Epidot ist vor allem dort bemerkbar, wo die vulkano-sedimentäre Abfolge an den Amphibolit grenzt.

Der Biotit-Schiefer ist vor allem im SW des unteren Schwarzhornsees aufgeschlossen und ist allein durch sein wesentlich dunkleres Äußeres erkennbar. Die Hauptminerale sind: Bt, Chl, Q, Fsp und Grt. Die Biotit-Blasten sind durchschnittlich einen halben Zentimeter groß und prä- bis syndeformativ entstanden. Sie sind elongiert, und bilden ein Linear von (030/05). Teilweise wird der Biotit von Chlorit ersetzt, dieser verdrängt ihn aber nicht vollständig.

Der Granat-Glimmerschiefer kommt nur am SE-Rand des Blattschnittes vor und ist durch die schön ausgebildeten Granate und den fein verteilten Hellglimmer gekennzeichnet. Im Dünnschliff wird ersichtlich, dass der Granat eine recht späte Bildung ist, da die idioblastischen Körner über die anderen Phasen drüber wachsen.

Weiters kommen zwei etwa einen halben Meter mächtige schieferungsparallele Amphibolitbänder und einige Zentralgneis-Lagen in den Schiefen der vulkano-sedimentären Abfolge vor. Die Zentralgneise, die als variszische Granite die Abfolge intrudierten, haben durch die alpine Überprägung die gleiche Orientierung wie die umliegenden Schiefer.

Dort, wo Scherzonen die Abfolge deformieren, etwa am Abfluss des Unteren Schwarzhornsees, sind die Gesteine stark gekinkt und von ihrem ursprünglichen Aussehen ist nichts mehr übrig. Dadurch ist auch der Kontakt des Biotit-Schiefers zu den anderen Einheiten des „Schiefer-Komplexes“ nicht mehr erhalten, er liegt direkt unter der NE-SW-streichenden Störung, die durch den Unteren Schwarzhornsee verläuft. Richtung SW geht der „Schiefer-Komplex“ in Amphibolit über.

Der „Migmatit-Komplex“ umfasst die Migmatite des Kleinellendtales und die schon von weitem wegen ihrer schwarzen Farbe erkennbaren Amphibolite, die vor allem die Schwarzhörner aufbauen.

Auch am W-Ufer der Schwarzhornseen gehen die Gesteine des „Schiefer-Komplexes“ in einen Amphibolit über, der Kontakt ist allerdings von Gehängeschutt bedeckt und somit nicht erkennbar. Schon oben erwähnt wurde die charakteristische Vergrünung der Schiefer im Kontaktbereich.

Hauptbestandteile sind Chl, Bt, grüne Hbl, Ep, Fsp und Q. Quarz und Feldspat sind feinkörnig rekristallisiert, wobei die Größe der ehemals großen Feldspat-Klasten noch erkennbar ist. Biotit ist teilweise in Chlorit umgewandelt.

Die Migmatite kommen vor allem am N-Ende vom Kleinellendkees vor, wo frische Gletscherschliffe freigelegt wurden. Sie ziehen vermutlich nach E auf die andere Talseite, zu den Schwarzhörnern hinüber. Hier treten die Migmatite

als „Altes Dach“ auf, denn der Zentralgneis intrudierte in die amphibolitreichen Anteile des Komplexes.

Zentralgneis-Komplex

Im bearbeiteten Abschnitt rund um die Schwarzhornseen findet sich von den verschiedenen Zentralgneis-Varietäten nach HOLUB & MARSCHALLINGER nur der Großellendflasergranit.

Neben großen Vorkommen im Kleinellendtal, wo zudem auch der Hochalporphyrganit zu finden ist, tritt der Zentralgneis auch in stark deformierten Gängen in den Schiefen rund um den Oberen Schwarzhornsee auf. Dieser sehr helle, geflaserte Orthogneis ist vor allem durch die bis zu cm großen Kalifeldspat-Augen bzw. durch sekundär gebildeten Hellglimmer gekennzeichnet.

Im Dünnschliff ist folgende Mineralogie ersichtlich: Q, Fsp, Hgl, Bt und Cc. Die Kalifeldspat-Augen sind voller Einschlüsse und durch die alpine Deformation stark elongiert. Sowohl der Quarz als auch die Feldspäte sind rekristallisiert. Mitunter ist der Gneis auch bis zum Grad eines Mylonits deformiert.

Luftbild-Auswertung

Am auffallendsten sind die Gletscherrückgänge am Kleinellend-, Grubenkar-, Tischlerkar-, Tischlerspitz-, Kessel- und Gstößkees. Das Schwarzhornkees ist bis auf einige kleine Firnfelder praktisch nicht mehr existent, genauso das Langkarkees, von dem nur mehr ein schmaler Streifen übrig ist. Durch das Schmelzen der Gletscher wurden mehrere Kare mit Vertiefungen freigelegt, in denen sich Schmelzwasser zu neuen Seen sammelt; so z.B. NW der Zwischenellendcharte, unterhalb vom Kleinellendkees.

Der einzige Blockgletscher im Arbeitsgebiet ist jener am W-Hang vom Tischlerkarkopf.

Moränenmaterial mitsamt seinen Wällen zeugt vom letzten Gletscher-Vorstoß aus dem Jahre 1850. Teilweise befindet sich auf den Moränen rezenter Blockschutt mit bis zu Kubikmeter großen Komponenten. Dort, wo durch das Schmelzwasser größere Bäche entstanden sind, sind die Moränen meist tief eingeschnitten und durch das Wasser umgelagert, so z.B. im Kleinellendtal, wo nicht zuletzt das Unwetter vom 27. 07. 2005 viel Material wegspülte.

An steilen Bergflanken und durch die Entlastung der abgeschmolzenen Gletscher entstanden große Schuttfächer. Unter den größeren Schmelzwasserbächen bildeten sich mehrere Quadratmeter große Schwemmkegel.

Welche Bedeutung die Lineamente, die im Luftbild vor allem auf glatt geschliffenen Flächen rund um den Stausee sichtbar sind, haben, müsste durch eine Feldbegehung geklärt werden. Gesichert sind hingegen die großen Störungen, die NE-SW streichen und schon von ANGEL & STABER (Wiss. AV-Hefte, 13, 1952) beobachtet wurden.

Blatt 164 Graz

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf Blatt 164 Graz

AXEL NOWOTNY

Die Aufnahmestätigkeit des Jahres 2005 beschränkte sich auf Profilaufnahmen entlang des Gießbaches im Kristallin von St. Radegund zwischen Ebersdorf und dem Schöckelkreuz N St. Radegund.

Das zum Rappold-Komplex zählende Radegunder Kristallin ist im Grenzbereich des zu den im Hangenden auftre-

tenden Schöckelkalken des Grazer Paleozoikums stark tektonisch zerlegt.

Weitere kleinere Vorkommen von Schöckelkalk liegen als Deckschollen weit südlich dieses Grenzbereiches (z.B. Vorkommen E St Radegund). Es handelt sich um dunkel bis hellgrau gebänderte Kalkmarmore, im Grenzbereich teilweise brekziös und zellig ausgebildet und rostbraun verwitternd.

Südlich des eigentlichen Grenzbereiches treten Glimmerschiefer mit Granat und Staurolith mit geringmächtigen Einschaltungen von Pegmatit auf. Der Bereich zwischen

Schöckelkreuz und St. Radegund wird in der Hauptsache von Pegmatit, teilweise mit Granat, Turmalin, Spodumen und Beryll aufgebaut. Die Pegmatite scheinen als große Körper und Linsen s-parallel zwischen Glimmerschiefer eingeschaltet zu sein. Entlang eines SW–NE- und N–S-verlaufenden Störungssystems, welches durch zahlreiche Quellaustritte gekennzeichnet ist, sind die Pegmatitkörper randlich stark kataklastisch zerlegt (z.B. S und E Wh. Schöckelbartl). Auf Grund ihrer größeren Verwitterungsresistenz gegenüber den Glimmerschiefern und Gneisen bilden sie deutliche Geländestufen.

Die geringmächtigen Glimmerschiefer-Zwischenlagen sind vor allem im unmittelbaren Randbereich der Pegmatite als Mylonit ausgebildet wie z.B. im Bereich des Rabnitzberges, S des Wh. Schöckelbartels und entlang des Quellenweges N St. Radegund. Zum Unterschied zu den Granat – Staurolith – Glimmerschiefern zeigen die Mylonite gneisigen Habitus und sind feinkörnig und ebenflächig ausgebildet. Die Übergänge zwischen den einzelnen Gesteinsausbildungen sind schleifend.

Neben dem Pegmatit sind innerhalb der Glimmerschiefer und Gneise 10–20 m mächtige Quarzmobilisate (z.B. W

Rabnitzberg) eingeschaltet. Diese Quarzmobilisate bestehen durchwegs aus Quarz mit unterordnet Hellglimmer, sind weiß–dunkelgrau und zeigen teilweise ockerbraune Verwitterung.

Südlich von St. Radegund tritt wieder vermehrt Glimmerschiefer bis Gneis mit geringmächtigen Einschaltungen von Pegmatit auf. Im Gebiet des Boxhofes SE St. Radegund treten in einem aufgelassenen Steinbruch dunkle Biotitgneise mit Feldspatblasten bis zu 1 mm auf. Die Gneise sind wechsellagernd mit Glimmerschiefer, aber im Gegensatz zu diesen ebenflächig ausgebildet.

Das Schichteinfallen wechselt stark zwischen NW und SE entlang ESE einfallenden Faltenachsen.

Gegen S im Bereich Ebersdorf, Kickenheim und Hofmühle wird das Kristallin von neogenen Sedimenten überlagert. Die Sedimente lagern auf stark verwittertem Glimmerschiefer und setzen sich aus Grobblockschotter im Liegenden und feingebändertem Schluff bis Feinsand im Hangenden zusammen. Im Bereich des Gießbaches W Kickenheim sind sie gut aufgeschlossen, lassen sich aber auch auf den Feldern S und SE Kickenheim gut verfolgen.

Blatt 171 Nauders

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 171 Nauders und 172 Weißkugel

RUFUS J. BERTLE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr 2005 wurde die Kartierung des österreichischen Kartenanteils weiter vorangetrieben. Dabei wurden folgende Gebiete neu kartiert:

- Hinterrauth – Schalkl – Noggler Böden (Unterengadiner Fenster)
- Hohenzollernhaus – Brunnewandspitze – Wildnörderer – Vorderes Bergle (Ötztalkristallin)

Auf schweizerischem Staatsgebiet wurden folgende Gebiete neu aufgenommen:

- Schweizer Straße ins Samnaun zwischen P. 1268 m und Spissermühle (Unterengadiner Fenster)

Im Bereich zwischen den Noggler Böden und Hinterrauth wurde der seit HAMMER (1923) und THUM (1966) bekannte Basaltzug genauer untersucht. Dabei wurde festgestellt, dass es sich bei diesem Basaltzug um den Kern einer Antiklinalstruktur handeln könnte. Die Metabasalte liegen in Form von z.T. stark geschiefertem Grünschiefern vor. In wenigen Proben konnte im Dünnschliff blauer Amphibol beobachtet werden. Sowohl gegen S (= tektonisch Liegendes) als auch gegen N wird der Metabasalt von Metatuffiten begrenzt. Besonders schöne Metatuffite sind an der ersten scharfen Kehre der österreichischen Straße ins Samnaun beobachtbar. Die Metatuffite werden auf beiden Seiten des Metabasaltes von Bündnerschiefern (als Graue Bündnerschiefer kartiert) gefolgt. Diese Grauen Bündnerschiefer zeigen z.T. Ähnlichkeiten mit der Schichtfolge, wie sie exemplarisch am Piz Mundin weiter W erstmals vom Autor beschrieben wurde.

Die in den Metatuffiten besonders gut beobachtbaren Falten der Gesteine tauchen meist flach gegen Osten ab.

Nördlich des Metabasaltes taucht die Hauptschieferung der Gesteine mittelsteil gegen NW ab, S des Metabasaltes herrscht flaches bis mittelsteiles SE-Einfallen vor. Dieses SE-Einfallen hat knapp N des Schalklhofes auch zum teilweisen Abgleiten größerer Hangpartien geführt.

Im Bereich der Schweizer Landesstraße im Samnaun konnte der Scheitel der überkippten Antiklinalen der Piz-Mundin-Großfalte weiter erfasst werden. So konnten die schon von Martina über den Mundin-Hauptgipfel bis ins nördliche Val Sampuoir durchverfolgten Formationen der Bündnerschiefergruppe wieder angetroffen werden, namentlich die Gault und die Tristelformation. Das Einfallen ist an den meisten Stellen flach gegen SW. Gegen SE dreht das Einfallen der Hauptschieferung (die in der Regel parallel der sedimentären Schichtung ist) auf mittelsteil gegen NW.

Auf Grund der Umstellung des Blattschnittes 0 wurde im Hochsommer mit der Kartierung der westlichen Abschnitte von Blatt 172 Weißkugel begonnen. Nach Vorarbeiten in den Jahren 2000 bis 2003 begannen die Arbeiten im Bereich des Hohenzollernhauses im hinteren Radurscheltal S Pfunds.

Das Kristallin wird hier vor allem von Granitgneisen i.w.S., d.h. Muskovit-Gneisen, Augengneisen, Zweiglimmergneisen (Feldspatknottengneise) und Biotit-Kalifeldspat-Gneisen aufgebaut. Untergeordnet treten auch fragliche Paragneise auf. Im Blockwerk der im Bereich des Vorderen Bergle weit verbreiteten Blockgletscher (fossil und aktiv bzw. stationär) konnten auch Diabas-Stücke von vermutlich diskordanten basischen Gängen gefunden werden. Im Moränenblockwerk bei der Zollhütte konnte ein Block eines fraglichen Migmatits (heller, wenig geschieferter Gneis mit einem Melanosom in Fischform) entdeckt werden. Das Einfallen der Gneise ist meist mittelsteil bis steil gegen S oder N. Die Faltenachsen streichen E-W. Knapp N des Hohenzollernhauses konnte am Weg ein mögliche Überschiebungsstruktur innerhalb des Ötztalkristallins kartiert werden. Genaueres wird die Kartierung in den Folgejahren zeigen.

Blatt 172 Weißkugel

Siehe Bericht zu Blatt 171 Nauders von R.J. BERTLE.

Blatt 180 Winklern

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Kristallin der westlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 180 Winklern

GERLINDE HABLER
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das Arbeitsgebiet (Bereich Gürsogl – Drischaufeleck – Gursgenalm – Gursgentörl – Torwand – Plattachsee) bildet die südliche Fortsetzung des im Kartierungsbericht 2004 im Detail erläuterten Gebietes und weist zu diesem identische Lithologien und äquivalentes Strukturinventar auf. Die Hauptmasse der Gesteine bilden siliziklastische Metasedimente, vorwiegend feinkörnige Grt-Glimmerschiefer, Grt-Ms-Schiefer und Grt-Chl-Schiefer, sowie Meter bis Zehnermeter mächtige Einschaltungen von Amphiboliten, untergeordnet Porphyroidgneisen und Orthogneisen. Der Großteil des Arbeitsgebietes im Bereich des Grates Gürsogl – Gursgentörl, westlich dieses Grates, sowie der Talbereich der Gursgenalm wird von dieser Gesteinsassoziation aufgebaut. Die Wandstufe am Osthang des Gursgentales wird von phyllitischen Grt-Ms-Schiefern dominiert, die zahlreiche dm-mächtige Graphitquarzitlagen und vereinzelt Porphyroidgneislagen enthalten.

Lithologie

Phyllitische Grt-Ms-Schiefer + Graphitquarzitlagen

- Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Qtz, Chl, Grt, Pl, Bt, (Gr, Ilm, \pm Mgt, \pm Tur, \pm Ap)

Diese metapelitische Hauptlithologie zeigt eine Wechselagerung von quarz- und chloritdominierten Lagen im mm-Bereich. Sämtliche Mineralphasen mit Ausnahme von Granat sind feinkörnig ausgebildet (0,1–0,5 mm Korngröße). Vor allem die feinkörnigen Muskovite dienen als charakteristisches Merkmal zur Unterscheidung von den Grt-Glimmerschiefern. Lagenweise führen starke Graphitpigmentierung oder Ilmenit-Anreicherung zu einer dunkelgrauen bis schwarzen Färbung dieses hellgrauen Gesteinstyps. Biotite treten nur untergeordnet als Klaster in der Hauptschieferung auf.

Poikiloblastischer Granat bildet 2–5 mm große, teils idiomorphe Kristalle, die bereits einen verfalteten Lagenbau oder sigmoidale Einschlusszüge (v.a. Ilm, Qtz, Gr) als Interngefüge aufweisen. Die Hauptschieferungsbildung der Matrix überdauerte das Granatwachstum. Nur in wenigen Proben erscheint Granat interkinematisch bezüglich der Hauptschieferung kristallisiert. Die interne Schieferung ist dann subparallel zur externen Schieferung oder wird in den Granat-Rand-Bereichen in die externe Schieferung einrotiert. In den meisten Proben besteht jedoch kein Zusammenhang zwischen Si und Se von Grt. An zwei stark graphitisch pigmentierten Proben wurde Sektorzonierung an Granat beobachtet. Quarz-Einschlüsse sind hier stark parallel der Wachstumsrichtung in den einzelnen Sektoren gelängt und bilden eine charakteristische „Sternstruktur“. Graphitpigment wurde während der Granatkristallisation verdrängt und sowohl in den Granat-Rand-Bereichen als

auch an den Sektorengrenzen angelagert. Deformationsschatten um Granat bestehen in sämtlichen Metapeliten aus fein bis mittelkörnigem Quarz und Chlorit. Feinkörniger Chlorit war während der Hauptschieferungsbildung stabil. Der Plagioklasgehalt ist gering bzw. lokale Anreicherung ist auf cm-mächtige Lagen beschränkt. An vereinzelt Proben wurde mittelkörnige Albit-Blastese postkinematisch bezüglich der Hauptschieferungsbildung beobachtet. Qtz ist fein-mittelkörnig equigranular ausgebildet und zeigt dynamische Rekristallisation durch grain boundary migration (GBM) in der Hauptschieferung S². Teilweise erfolgte grain boundary area reduction (GBAR) durch postkinematische Qtz-Rekristallisation. Vor allem in den Quarz-Chloritdominierten Lagen sind häufig Tripelkornengrenzen ausgebildet. Stark graphitisch pigmentierte Proben zeigen eine Abhängigkeit der Mineralkorngröße von der Pigmentführung, da lagenweise Graphitanreicherung offensichtlich die Mineralblastese hemmte. Möglicherweise ist die lagenweise feinkörnigere Ausbildung dieser Metapelite im Arbeitsgebiet auf einen erhöhten Graphitgehalt zurückzuführen. Neben graphitischen Glimmerschieferlagen und Graphitquarziten enthalten die phyllitischen Grt-Glimmerschiefer dm bis mehrere Meter mächtige Einschaltungen von Porphyroidgneisen und Amphiboliten.

Grt-Glimmerschiefer, Grt-Ms-Schiefer

- Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Ms, Qtz, Bt, Pl, Grt, Chl, Ilm, \pm Ctd (\pm Tur, \pm Aln, \pm Ep, \pm Gr, \pm Ap)

Die Abtrennung der Granat-Glimmerschiefer von den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern erfolgt mesoskopisch aufgrund der Glimmerkorngröße und der Häufigkeit von Graphitquarzitlagen, die in letzteren vermehrt auftreten. Der Mineralbestand der beiden Lithologien ist ähnlich. Als charakterisierende Merkmale weisen die Granat-Glimmerschiefer mittelkörnige Muskovitkristallisation sowie höhere Bt- oder Chl-Gehalte auf. Die Glimmerkorngröße nimmt auch in Annäherung an Amphiboliteinschaltungen zu. Die Ms-Ausbildung ist entweder auf mittelkörnige Blastese und die ausgezeichnete Erhaltung der frühen Kristallisationsstadien (vor und während der Granat-Kristallisation) zurückzuführen und/oder resultiert aus einer intensiven Muskovit-Kristallisation postkinematisch bezüglich der Hauptdeformation. Reliktische Muskovite in Faltscheiteln oder in Microlithons der Hauptschieferung sind teilweise postkinematisch weitergesprosst („Querglimmer“). Die räumliche Orientierung dieser Blasten wurde von der verfalteten reliktschen Schieferung angelegt, die Kristallisation erfolgte jedoch postkinematisch bezüglich der penetrativen Faltung. Die Ms-Blasten weisen daher häufig 2 Vorzugsorientierungsrichtungen in einem großen Winkel zur Hauptschieferung auf.

Qtz-Lagen und Ilm-, sowie vereinzelt auch Ctd-Einschlüsse in Granat weisen auf eine penetrative Faltung (D₁) vor der Grt-Blastese hin. Mittelkörnige Bt-Pl Lagen zeigen ebenfalls Internstrukturen eines bereits verfalteten metamorphen Lagenbaus und Schieferungsgefüges (D₁), wurden jedoch ihrerseits von der penetrativen Faltung (D₂) erfasst. Der Großteil der Proben zeigt äquivalent zu den

phyllitischen Grt-Ms-Schiefern eine Hauptschieferungsbildung nach der Grt-Blastese. An einer Probe wurden feinkörnige Ctd-Einschlüsse in Grt beobachtet, die straff in die S₁-Schieferung eingeregelt sind. In der Matrix ist Ctd jedoch nicht erhalten. Das Fehlen von Bt in dieser Probe ist möglicherweise auf die spezifische Gesamtgesteinszusammensetzung zurückzuführen. Das Auftreten von Ctd im Gleichgewicht mit Grt könnte aber ein Hinweis darauf sein, dass grünschieferfazielle Bedingungen in diesem Bereich auch während des Metamorphosepeaks nicht überschritten worden waren.

Quarz bildet ein fein- bis mittelkörniges, equigranulares Gefüge gleichmäßig auslöschender Kristalle und zeigt GBAR anhand der Korngrößenabhängigkeit von der Lagenmächtigkeit. Diese ist neben den häufigen Tripelkornengrenzen und dem Fehlen einer kristallographischen Vorzugsorientierung ein Hinweis auf postkinematische Qtz-Rekristallisation nach der Hauptschieferungsbildung. Chlorit ist feinkörnig in der Matrix vorhanden und bildet Deformationsschatten um Grt.

Amphibolite

Die Amphibolit-Einschaltungen in den Metapeliten bilden m bis mehrere 10 m mächtige Lagen, die von mittel- bis grobkörniger grüner Hornblende dominiert werden. Ein metamorpher Lagenbau im mm–dm-Bereich wird durch Pl-, Qtz- und/oder Karbonatanreicherung verursacht. Qtz-Pl-dominierte Lagen weisen grobkörnige, idiomorphe Hornblende-Blasten auf, die ohne Vorzugsorientierung, garbenförmig gesprosst sind. Grobkörnige Hornblende enthält neben Ilmenit teilweise reliktsche, xenomorphe Epidot-Einschlüsse. In hornblendereichen Lagen ist eine straffe Parallelregelung von lepidoblastischer Hornblende in S₁ zu beobachten. Die fein- und gleichkörnige Matrix wird von Pl, Qtz, Czo, Chl und Ilm, sowie akzessorischem Titanit aufgebaut, ist jedoch bereits als Einschlussgefüge in Hornblende-Porphyroblasten in feinkörniger Ausbildung vorhanden. Grobkörnige Hornblendens erscheinen daher interkinematisch bezüglich der Hauptschieferungsbildung gesprosst. Amphibolite treten in Zusammenhang mit Orthogneislagen auf und wechsellagern mit Grt-Glimmerschiefern im dm-m-Bereich.

Kalksilikate

Im Kontaktbereich von Amphibolit und Metapeliten sowie als Einschaltungen in Amphiboliten treten geringmächtige helle, Pl-Klinozoisit-reiche, Karbonat führende Gesteine auf, die grobkörnige Hornblende-Lagen aufweisen können. Akzessorisch führen sie Titanit und Ilmenit.

Porphyroidgneis

- Mineralbestand mit abnehmendem Modalgehalt: Qtz, Pl, Ms, Kfs, Chl (±Bt, ±Ap)

Die Porphyroidgneislagen bestehen vorwiegend aus feinkörnigem Quarz, Plagioklas und Muskovit sowie mittelkörnigen bis zu 1 mm großen Klasten von Kfs oder Plagioklas mit Kern-Mantel-Strukturen. Manchmal ist myrmekitische Verwachsung von Feldspat und Qtz an reliktschen Klasten zu beobachten. Feinkörniger Qtz und Pl der Matrix zeigen dynamische Rekristallisation durch GBM oder subgrain rotation (SR) und bilden ein equigranulares Gefüge. Untergeordnet sind neben Ms ebenfalls feinkörniger Bt und Chl, sowie akzessorischer Apatit vorhanden. Ein metamorpher Lagenbau wird durch Qtz- und Hellglimmer-Domänen in Wechsellagerung mit Fsp-Domänen repräsentiert. Vor allem die signifikant gröberkörnigen Fsp-Klasten in der feinkörnigen Grundmasse wurden als Kriterium für eine Parallelisierung mit Porphyroidgneisen der Thurntaler Quarzphyllite herangezogen. Das lokale Fehlen mesosko-

pischer Fsp-Klasten kann auf intensive Deformation und synkinematische Rekristallisation zurückgeführt werden.

Orthogneis

Ähnlich den Porphyroidgneisen zeigen auch Orthogneise einen metamorphen Lagenbau durch Quarz, Feldspat und Muskovit-Anreicherung. Sie führen ebenfalls mittelkörnige Kfs-Klasten in einer feinkörnigen Qtz-reichen Grundmasse. Lediglich am Wandfuß E des Grates Drischaufeleck –Torwand wurde im Liegenden des mächtigen Amphibolitkörpers eine Orthogneislage aufgefunden, die ein mittel- grobkörniges Gefüge von Pl und Bt sowie feinkörnige Grt-Aggregate enthält. Die Orthogneisvorkommen im Amphibolitkörper E des Gursgentörls sind jedoch granatfrei und besitzen Ähnlichkeiten zu den Porphyroidgneisen. Die Abtrennung dieser beiden Lithologien ist im Arbeitsgebiet teilweise schwierig.

Tonalit

Südwestlich der Halterhütte Gursgenalm wurden in 2200 m Seehöhe mehrere Intrusivkörper von leukokraterem, porphyritischem, Granat führendem Tonalit kartiert. Dieser führt magmatischen, mittelkörnigen, idiomorphen Plagioklas und Granat, sowie gerundete Qtz-Komponenten in einer sehr feinkörnigen feldspatreichen Matrix. Sämtliche Mineralphasen sind ohne Vorzugsorientierung kristallisiert und zeigen keine deformative Überprägung. Plagioklas ist stark sericitisiert. Sekundär treten Karbonat und grobkörniger Chlorit als Resorptionsprodukt von Granat und Plagioklas bzw. Biotit auf.

Räumliche Verbreitung der Lithologien

Der Großteil des Arbeitsgebietes wird von Ms-reichen Grt-Glimmerschiefern aufgebaut, die den Kammbereich zwischen Gürsogl und Gursgentörl, das Kar NW der Torwand sowie die Aufschlüsse im Talbodenbereich der Gursgenalm einnehmen. Diese enthalten bis zu einen Meter mächtige Orthogneis- und Porphyroidgneiseinschaltungen. Eine markante Porphyroidgneislage ist flach W-einfallend WSW des Drischaufelecks zu verfolgen. Weiters treten Porphyroidgneismylonite unmittelbar N des Gursgentörls bzw. in der NE-Fortsetzung im Wandfußbereich auf. Dezimetermächtige Lagen finden sich SW des Gürsogls und als Einschaltungen in den phyllitischen Glimmerschiefern SE des Gürsogls. Zwei, etwa 10 m mächtige Amphibolitkörper, die mit mittelkörnigem Grt-Glimmerschiefer wechsellagern, durchziehen das Arbeitsgebiet. Die tiefere Lage zieht vom Plattachsee über den Kammbereich unmittelbar S des Gürsogls, den Wandfuß E des N–S-streichenden Kammes Gürsogl – Gursgentörl nach S. Der strukturell höhere Amphibolitzug ist mit flach bis mäßig steilem W-Einfallen der lithologischen Grenzen von W des Drischaufelecks, unmittelbar unterhalb des Gipfelbereiches Drischaufeleck, bis nach S zum Gursgentörl zu verfolgen. Die Fortsetzung dieser Amphibolitzüge findet sich in 2250–2380 m Seehöhe am S-Rand des Tales, das vom Gursgentörl nach NE zieht. Am N-Rand dieses Tales werden die Amphibolitlagen an N- und NW-fallenden Störungsflächen sinistral auf-schiebend versetzt. Geringmächtige Orthogneislagen sind auf den Wandfuß unmittelbar im Liegenden der tieferen Amphibolitlage NE der Torwand, sowie auf Einschaltungen in Amphibolit am S-Rand des Arbeitsgebietes beschränkt. Im Bereich der Wandstufe SSE des Gürsogls wurden phyllitische Grt-Ms-Glimmerschiefer auskartiert, die eine lagenweise starke Graphitanreicherung, sowie zahlreiche geringmächtige Graphitquarzit- und Porphyroidgneislagen aufweisen. Diese zeigen lokal Parasitärfalten der großmaßstäblichen S-vergenten D₄-Faltung. Nach S keilen die phyllitischen Grt-Ms-Schiefer aus, bzw. bilden lediglich geringmächtige Einschaltungen in Grt-Glimmerschiefer.

Aufgrund der penetrativen D_2 -Deformation sind die lithologischen Grenzen großteils subparallel zu den Hauptschieferungsflächen S_2 einrotiert, sie wurden jedoch sowohl während D_1 als auch D_2 verfaltet.

Die Tonalitvorkommen sind auf drei NE–SW-streichende Intrusivkörper SSW der Halterhütte/Gursgenalm beschränkt.

Strukturprägung

Die Abfolge der Strukturprägungen sowie deren Strukturinventar ist in sämtlichen Lithologien des Arbeitsgebietes gleichartig und wird daher für alle Lithologien gemeinsam beschrieben. Die generelle Deformationsabfolge ist ähnlich dem nördlich angrenzenden Gebiet, das im Kartierungsbericht 2004 erläutert wurde. Im Gegensatz zu diesem ist die D_4 -Überprägung im hier diskutierten Gebiet wesentlich schwächer. Spätestens während der Hauptdeformation D_2 lagen die beschriebenen Lithologien im bestehenden Verband vor.

D_0 : Die erste Schieferung S_0 wird in den Metapeliten durch einen metamorphen Lagenbau (v.a. Qtz-, Graphit- und/oder Ilm angereicherte Lagen), sowie die Mineralregelung von Ilmenit und Hellglimmer repräsentiert. Die Schieferung konnte nur als Einschlussgefüge in grobkörnigem Granat beobachtet werden, liegt jedoch bereits in Granat als verfalteter Lagenbau vor. In der Matrix wurden diese Flächen während der folgenden beiden Deformationsphasen vollständig einrotiert. In granatfreien Metapeliten, Orthogneisen und Amphiboliten ist S_0 nicht von S_1 zu unterscheiden.

D_1 : Obere Grünschiefer- bis Amphibolitfazies.

Eine hochtemperierte penetrative Faltung des metamorphen Lagenbaus fand vor oder während der Granatkristallisation statt und wurde von Granat überwachsen. Die Achsenebenenschieferung S_1 der Metapelite führt Biotit neben Chlorit und zeigt dynamische Plagioklasrekristallisation sowie PI-Blastese ($T > 500^\circ\text{C}$). An einer Probe konnte Ctd mit straffer Mineralregelung parallel zu S_1 in Granat eingeschlossen beobachtet werden. Quarz- und Graphit-Lagen sowie die Hellglimmer-Regelung in Microlithons zeichnen dagegen die reliktschen S_0 -Flächen nach. Das Interngefüge im Grt Rand erscheint teilweise in die Matrixschieferung S_1 einrotiert. Die Deformation überdauerte die Granat-Blastese, sodass eine gewisse Verstellung des Interngefüges gegenüber der Matrixschieferung erfolgte. In Amphiboliten übersprosste grobkörnige Hornblende bereits S_1 -Schieferungsflächen (Ilm-Regelung).

Teilweise ist ein L_1 -Streckungslineare parallel der L_1 -Faltenachse ausgebildet. Diese wurden während der folgenden Deformationsphase D_2 verfaltet. Als lokale Erscheinung zeigt eine Qtz-Fsp-Bt-reiche stark graphitisch pigmentierte Lage in phyllitischem Grt-Glimmerschiefer eines Aufschlusses W der Halterhütte/Gursental (2196 m Seehöhe) das Zerbrechen von Bt-, Grt- und Fsp-Klasten ohne Rotationskomponente.

Die räumliche Orientierung der L_1 -Intersektionslineare streut beträchtlich von W–E bis SSW–NNE. Häufig sind sie jedoch subparallel zu den SW–NE-streichenden L_2 -Intersektions-Streckungslinearen und Faltenachsen orientiert. Mesoskopisch erscheinen die S_1 Flächen in S_2 einrotiert. D_0 und D_1 sind dem prograden Metamorphosepfad bzw. dem T-Peak der Granat-bildenden Metamorphose zuzurechnen. Ein wichtiges Ergebnis ist die Tatsache, dass die lithologischen Grenzen nicht mit den S_1 - und S_2 -Flächen übereinstimmen, welche beide Achsenebenenschieferungsflächen penetrativer Faltungsphasen darstellen.

D_2 : Mittlere Grünschieferfazies.

Die mesoskopisch großteils als Hauptschieferung ausgebildeten Flächen (S_2) werden von einer penetrativen Achsenebenenschieferung oder von mylonitischen Foliationsflächen repräsentiert, die durchwegs nach der Granat-Blastese ausgebildet wurden. Als charakteristische Unterscheidung von der D_1 -Deformation dient sowohl die Krümmung der Chl- und Ms-dominierten Hauptschieferung um Granat, die Verstellung des Grt-Interngefüges (S_1) gegen S_2 , sowie die retrograde Metamorphose während D_2 . Bt-Klasten und Granat wurden chloritisiert. In der Matrix dominieren feinkörniger Chl, Ms und Qtz. Letzterer zeigt dynamische Rekristallisation durch GBM. Untergeordnet ist eine SPO (shape preferred orientation) von Qtz und Fsp parallel zu den S_2 -Flächen zu beobachten. Grobkörnige Hornblende in Amphiboliten wurde unter Ausbildung von „Quarter-Strukturen“ während D_2 rotiert. Die S_2 -Hauptschieferung zeigt in diesen Domänen feinkörnige Chl-Bildung, dynamische PI-Rekristallisation und straffe Parallelregelung mittelkörniger Hornblende möglicherweise durch synkinematische Blastese.

Die Hauptschieferungsflächen S_2 fallen im Gratabereich zwischen Gürsagl und Torwand sowie im Karbereich des Plattachsees flach nach NW, W oder SW ein. Lediglich am N-Rand des Arbeitsgebietes (S-Rand des Kares W vom Gürsagl) und im Talbodenbereich der Gursgenalm erfolgte eine Steilstellung durch D_4 -Faltung, die zu steil NNE oder SSW bzw. N oder S fallenden S_2 -Flächen führte. L_2 -Streckungslineare zeigen SW–NE-Orientierung mit einem Maximum bei 226/16. Quarz-Texturen (LPO), ?-Klasten in Orthogneisen, sowie stair-stepping indizierendes Top-SW-Scherbewegung an den mylonitischen Foliationsflächen, die z.B. in Orthogneismyloniten unmittelbar N des Gursgentörls besonders charakteristisch ausgebildet sind. In Amphibolitmyloniten S des Gürsagls bzw. NE des Drischaufelecks wurde die fortschreitende Bildung und synthetische Rotation von Qtz-veins beobachtet, die ebenfalls auf eine SW gerichtete Scherbewegung zurückgeführt werden kann. Der Schersinn wurde während der penetrativen Faltung nicht invertiert, sodass die Scherdeformation während oder nach der Faltung stattgefunden haben muss.

S_2 -Flächen und L_2 -Lineare sind im Arbeitsgebiet teilweise parallel zu S_1 orientiert. Entweder erfolgte ein vollständiges sekundäres Einrotieren der D_1 -Strukturelemente, oder D_2 stellt die Fortsetzung der D_1 -Deformation mit ähnlicher Kinematik unter abnehmenden T-Bedingungen dar. Die stärkere Lokalisierung der Deformation in Scherzonen während D_2 verursachte die teilweise ausgezeichnete Erhaltung der D_1 -Strukturen, bzw. lediglich statische Rekristallisation nach D_1 . Bereiche, die nicht, oder nur schwach von der D_2 -Deformation erfasst wurden zeigen postkinematische Albit-Blastese in der metapelitischen Matrix sowie die Sprossung von Hellglimmer mit zwei Vorzugsorientierungen, jeweils parallel zu den Faltenchenkeln in den Microlithons von S_1 . Dies führte zur Bildung der charakteristischen „Querglimmer“, i.e. Muskovite die in zwei Richtungen mit großem Winkel zu den S_1 -Achsenebenenschieferungsflächen gesprosst sind und diese postkinematisch überwachsen. Diese postkinematische Mineralblastese, bzw. die Ausbildung der „Querglimmer“ scheint ein Unterscheidungsmerkmal der Granat-Glimmerschiefer von den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern darzustellen.

D_3 : Untere Grünschieferfazies.

Diese Deformationsphase bildete im Arbeitsgebiet eine Crenulation um N–S-Achsen mit einer Achsen-

ebene mit großem Winkel zu den S_1/S_2 -Hauptschieferungsflächen. Diese Crenulation ist auf feinkörnige Lithologien (phyllitische Grt-Ms-Schiefer und Hornblende-reiche Amphibolitlagen) beschränkt. Im Arbeitsgebiet ist kein zugehöriger Faltenbau zu beobachten. Hellglimmer zeigen in D_3 -Faltenscheiteln beginnende Rekristallisation, Qtz ist heterogranular und undulös, während sich Plagioklas spröde verhält. Es wurde keine Achsenebenenschieferung ausgebildet.

D₄: Unterste Grünschieferfazies.

Am N-Rand des Arbeitsgebietes im Bereich des Gürsgl, sowie im Gursgentalbereich NW der Halterhütte treten Parasitäraltfalten zum D_4 -Großfaltenbau auf, die im Zehnermeter-Maßstab zur Steilstellung (steiles NNE- oder SSW-Einfallen) der S_1/S_2 -Flächen führen. Im übrigen Arbeitsgebiet ist die D_4 -Deformation auf Kinks im cm-Maßstab beschränkt. In D_4 -Faltenscheiteln zeigen grobkörnige Quarz-Klasten beginnende dynamische Rekristallisation unter Ausbildung von Deformationsbändern und Deformationslamellen. Hellglimmer rekristallisierten während D_4 nicht, sondern wurden lediglich zerkleinert. Lf_4 -Faltenachsen streuen von flach NW bis W fallend und weisen ein Achsenmaximum bei 285/21 auf. Im gesamten Arbeitsgebiet fallen die D_4 -Achsenebenen mittelsteil bis steil nach N ein. Das durchwegs steilere Einfallen der Achsenebenen im Verhältnis zu den verfalteten Hauptschieferungsflächen zeigt, dass sich das gesamte Kartierungsgebiet im Bereich des flach lagernden Liegendschenkel einer S-vergente Synform befindet. Im Kartierungsbericht 2004 wurde in dem nördlich anschließenden Gebiet der steilgestellte Hangschinkel dieser Synform auskartiert. Die D_4 -Deformationsphase bildet daher S-vergente, offene, spitzwinkelige oder geschlossene Großfalten mit flach WNW-fallender Faltenachse, subhorizontalen langen und steilgestellt N-fallenden kurzen Schenkeln.

Sprödetektonik

D₅: NW–SE-streichende subvertikale und mittelsteil N–NW-fallende Störungsflächen dominieren die Morphologie des Gebietes zwischen Drischaufeleck und Gursgentörl. Der Talverlauf jenes Grabens, der vom Gursgentörl nach NE zur Halterhütte im Gursgental zieht wurde vermutlich durch dieses Störungssystem angelegt. Die Tonalitvorkommen auf 2200 m Seehöhe SW der Halterhütte im Gursgental erstrecken sich entlang NW–SE-streichender Flächen und sind vermutlich an diesen intrudiert, da der primäre Kontakt mit dem metapelitischen Nebengestein hier teilweise erhalten ist. Die Störungsflächen weisen subhorizontale oder NE-fallende Harnischlineare auf, die einen sinistralen oder sinistral aufschiebenden Versatz Top SW anzeigen.

Vereinzelte treten mittelsteil bis flach NW- und SE-fallende Abschiebungsflächen auf, die eine lokale NW–SE-gerichtete extensionelle Deformation anzeigen. Die relative zeitliche Einordnung dieser Strukturprägung konnte nicht eindeutig festgestellt werden. Ein Zusammenhang mit der D_5 -Deformationsphase erscheint möglich, da die sinistrale Seitenverschiebung ebenfalls eine NW–SE-Extensionsrichtung erfordert.

D₆: Subvertikale E–W-streichende Störungszonen treten am N-Rand des Gebietes auf und bilden den S-Rand des Kares W des Gürsgls. Untergeordnet wurden diese Störungen im Kar NW der Torwand kartiert. Diese Hauptstörungszonen weisen mm-cm mächtige Ultrakataklasitzonen auf und bilden im Hauptstörungsbe-

reich m-mächtige Kataklasite. Harnischlineare besitzen teils subhorizontale E–W-streichende oder subvertikale Orientierungen. Letztere sind auf eine Reaktivierung der präexistierenden Störungsflächen zurückzuführen. Abrisskanten von subhorizontalen Harnischlinearen indizieren teils sinistrale, teils dextrale Bewegung. Die Ausbildung dieser subvertikalen E–W-streichenden Störungen erfolgte v.a. in jenen Bereichen, in denen D_4 -Faltung zu einer Steilstellung der Hauptschieferungsflächen geführt hatte. Im Gebiet zwischen Gürsgl und Gursgentörl treten diese Störungsflächen aufgrund des Fehlens großmaßstäblicher D_4 -Strukturen nur untergeordnet auf. Die E–W-streichenden Störungen schneiden die N- und NW-fallenden D_5 -Störungszonen ab. In Zusammenhang mit den Daten aus dem im N und NE anschließenden Gebiet werden die subvertikalen E–W-streichenden Störungszonen mit dextralen Bewegungen an der NW–SE-streichenden miozänen Mölltallinie korreliert.

D₇: Süd-gerichtete Bewegung an subhorizontalen Störungsflächen ist besonders im Karbereich N und NW der Torwand bzw. im Bereich zwischen Drischaufeleck und Torwand auf 2400 und 2520 m Seehöhe dokumentiert. Neben metermächtigen Kataklasitzonen sind hier mm-mächtige Ultrakataklasitlagen weit verbreitet. Die subhorizontalen Hauptscherflächen besitzen straff N–S-streichende Harnischlineare. Abrisskanten von Qtz-Fasern sowohl an den Hauptscherflächen, als auch an flach S-fallenden Flächen mit Riedelgeometrie zu den Hauptflächen indizieren die S-gerichtete Bewegung. Teilweise wurden in Bereichen flacher Hauptschieferungslagerung die präexistierenden S_2 -Schieferungsflächen reaktiviert, sodass teilweise ein flaches N-, W- oder SE-Einfallen der Störungsflächen zu beobachten ist. Die dezimeter-mächtigen ebenflächigen Graphitquarzitlagen wurden dabei häufig als Abscherhorizonte benutzt.

D₈: NW–SE-streichende, steil SE-fallende, ebenflächige Kluffflächen treten im Aufschlussbereich der Tonalitkörper SW der Halterhütte/Gursgental auf. Sie versetzen die subvertikalen E–W-streichenden D_6 -Flächen. Im Gegensatz zu diesen erfolgt an den unverfüllten D_8 -Flächen keine Kataklasit- oder Ultrakataklasitbildung. Vermutlich wurden im Zuge der D_8 -Deformation D_5 -Flächen reaktiviert.

Pleistozän – Holozän

Grundmoränen mit Vernässungszonen treten am Talboden des Gursgentales, im störungsparallel NE–SW-verlaufenden Graben NE des Gursgentörls, sowie im Kar NW der Torwand auf. Kleinere Seitenmoränenwälle wurden im Gursgental NNW der Halterhütte im Bereich der Rundhöcker (bestehend aus Grt-Glimmerschiefer) kartiert. Im gesamten Arbeitsgebiet sind Blockgletscher in charakteristischer Ausbildung vorhanden. Besonders großräumige Vorkommen mit mehrfachen Wallbildungen befinden sich E des Drischaufecks und NE des Gursgentörls, während kleinere Blockgletscher S des Plattachsees und im Kar NW der Torwand kartiert wurden. Diese werden von Sackungen gespeist, deren Bildung auf das hangparallele Einfallen der Hauptschieferungsflächen sowie die starke sprödetektonische Überprägung in diesem Bereich zurückzuführen ist. Der Kambereich der Torwand bzw. dessen Fortsetzung nach N weisen an der Abrisskante dieser Sackung Bergerreißen und Doppelgratbildung auf.

Die beiden Amphibolitlagen sind E des Kammes Gürsgl – Torwand wandbildend, unterhalb dieser Wandstufe (Sh 2400 m) erstrecken sich feinstückige Schutthalde. Westlich des Kammes in den Karen E und S des Plattachsees,

sowie im Graben NE des Gursgentörls tritt grober Blockschutt auf. Letzterer ist ein Umlagerungsprodukt des mächtigen Blockgletschers.

Die Morphologie des Arbeitsgebietes wird von den Sprödstrukturen dominiert. Der Graben NE des Gursgentörls verläuft parallel zu den NE–SW-streichenden subvertikalen und N–NW-fallenden D_5 -Flächen. Dieser Richtung folgt auch der weiter nördlich gelegene große Blockgletscher E vom Drischaufleck. Die E–W-streichende subvertikale D_6 -Störungsfläche im Bereich Gürsgl bildet den S-Rand des Kares NE vom Gürsgl.

Diskussion

Die Lithologien des Kartierungsgebietes sind identisch zu dem nördlich angrenzenden, im Kartierungsbericht 2004 erläuterten Gebiet. Lediglich Einschaltungen von quarzitischem Gneis in den Grt-Glimmerschiefern fehlen, und es wurde kein Staurolith, sondern lediglich Chloritoid eingeschlossen in Granat beobachtet. In der metapelitischen Matrix stellt – mit Ausnahme von wenigen Bt-reichen Proben – Chlorit die dominante FM-Phase neben Granat dar.

Die Abfolge und Interpretation der Deformationsphasen stimmt mit dem im Kartierungsbericht 2004 erläuterten Gebiet überein. Die Hauptstrukturprägung wird von den hochtemperierten penetrativen Faltungsphasen D_1 (vor und während der Grt-Bildung) und D_2 (nach der Grt-Bildung) dominiert, während die Crenulation D_3 ($L_c = N-S$) und der Großfaltenbau D_4 ($L_f = WNW$) das Arbeitsgebiet nur schwach erfasst haben. Zur Abgrenzung von D_1 - und D_2 -Strukturen ist festzuhalten, dass bereits D_1 die Grt-Blastese überdauert hat, sodass Granat in S_1 rotiert vorliegen kann. In diesem Fall ist die Abtrennung von D_1 - und D_2 -Strukturen schwierig. Im Arbeitsgebiet wurde mehrfach eine parallele Orientierung der S_1 - und S_2 -Flächen beobachtet. Die D_2 -Deformation könnte daher eine Fortsetzung von D_1 unter abnehmenden T-Bedingungen darstellen, sodass keine signifikante zeitlich Trennung der beiden Deformationsphasen zwingend erforderlich ist. Der im nördlich angrenzenden Gebiet festgestellte Temperaturgradient der D_2 -Deformation konnte im hier bearbeiteten Gebiet nicht festgestellt werden. D_2 erfolgte durchwegs unter niedrigeren T-Bedingungen als D_1 .

Bezüglich der D_4 -Deformation ergaben die neuen Daten, dass der Großfaltenbau eine S-Vergenz aufweist und flach lagernde lange Schenkel, sowie steil N-fallende kurze Schenkel aufweist. Die Achsenebenen der Großfalten fallen ebenfalls nach N, während die Faltenachsen flach nach W abtauchen.

Eine Hauptfragestellung der Kartierung in der westlichen Kreuzeckgruppe ist die Abgrenzung der Grt-Glimmerschiefer von den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern. Beide sind lithologisch ähnlich und zeigen Einschaltungen von Amphiboliten und Porphyroidgneisen, während Graphitquarzitlagen v.a. in den phyllitischen Grt-Ms-Schiefern vermehrt auftreten. Die feinerkörniger Ausbildung von Muskovit in dieser Lithologie könnte auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden:

a) Eine Hemmung des Korngrößenwachstums während des Metamorphosepeaks durch einen hohen Graphitgehalt der Matrix.

- b) Unterschiedliche Metamorphosebedingungen während des PT-Peaks (= Grt-Bildung) oder der D_2 -Deformation.
- c) Eine intensive grünschieferfazielle D_2 -Deformation und damit verbundene Kornzerkleinerung nach dem Metamorphosepeak sowie das Fehlen der Mineralblastese postkinematisch bezüglich D_1 .
- d) Kornzerkleinerung durch Zerbrecen im Zuge der D_4 -Deformation.

Diese verschiedenen Interpretationen haben bedeutende Auswirkungen auf die strukturelle Beziehung der beiden Lithologien. Erstere (a) erfordert bereits eine primär sedimentäre Unterscheidung, erlaubt jedoch eine gemeinsame Hauptstrukturprägung. Für diese Interpretation sprechen die gleichartige Strukturentwicklung und das Fehlen distinkter Deformationszonen an den lithologischen Kontakten. Unterschiede in den Metamorphosebedingungen während der D_2 -Deformation (b) wurden im nördlich angrenzenden Gebiet beobachtet, das vom Liegenden (Grt-Glimmerschiefer) zum Hangenden (phyllitische Grt-Ms-Schiefer) abnehmende T-Bedingungen zeigt. In dem hier diskutierten Gebiet ist dies nicht zu beobachten. Die penetrative D_2 -Deformation erfolgte durchwegs unter niedrigeren (grünschieferfazielle) T-Bedingungen, als das Grt-bildende Metamorphosestadium. Allerdings treten mittelkörnige Grt-Glimmerschiefer sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der phyllitischen Grt-Ms-Schiefer auf. Dies widerspricht der normalen Abfolge einer möglichen Metamorphosezonierung und würde einen tektonischen Kontakt der unterschiedenen Lithologien erfordern. Die Interpretation der Kornzerkleinerung während/nach D_2 (c) würde implizieren, dass die phyllitischen Grt-Ms-Schiefer eine intensivere Deformation als die Grt-Glimmerschiefer nach dem T-Peak der Grt-bildenden Metamorphose erfahren haben. Die Strukturdaten zeigen zwar eine fortschreitende Lokalisierung der Deformation in Scherzonen, diese ist jedoch nicht auf die phyllitischen Grt-Ms-Schiefer oder die lithologischen Kontakte beschränkt. Im Gegensatz dazu zeigen beide Lithologien eine äquivalente Strukturprägung. Präexistierende lithologische Grenzen wurden allerdings während D_1 und D_2 penetrativ verfaltet, sodass die derzeitige räumliche Verbreitung der Lithologien ein Verschnitt von D_1 und/oder D_2 -Falten (mit penetrativer Achsenebenenschieferung) mit D_4 -Strukturen darstellen könnte. Ein signifikanter Einfluss der D_4 -Deformation (d) ist im Arbeitsgebiet auszuschließen, da diese nur kleinräumige Parasitär-falten zum Großfaltenbau verursacht und keine D_4 -Scherzonen beobachtet wurden.

Die neogene Sprödtektonik zeigt eine polyphase Entwicklung. NE–SW-streichende Störungsflächen, sowie N-fallende Flächen mit sinistral aufschiebendem Versatz wurden von subvertikalen E–W-streichenden Störungen abgeschnitten. An letzteren wurden sowohl sinistrale, dextrale, als auch subvertikale Bewegungen von Harnischlinearen dokumentiert, wodurch die mehrphasige Reaktivierung dieser Flächen indiziert wird. Eine weitere markante sprödtektonische Prägung stellen die S-gerichteten Bewegungen an subhorizontalen Störungsflächen dar. Die Geländedaten lassen ein jüngeres Alter dieser Bewegung relativ zu den Hauptseitenverschiebungen vermuten, die eindeutige Alterseinstufung erfordert jedoch weitere Untersuchungen. Ebenso bleibt die Klärung der Versatzbeträge sowie der Über- oder Abschiebungskinematik an den subhorizontalen Störungen offen.

Blatt 181 Obervellach

Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 181 Obervellach

ALEXANDER GEYER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierung des Quartärs im Gebiet Mallnitzbachtal von Semslach im Mölltal im Süden und in nördlicher Fortsetzung das Seebachtal bis zum Blattrand der ÖK 181 erwies sich aufgrund der Luftbilddauswertung für eine Neukartierung als besonders interessant, zumal die Interpretation teilweise zu anderen Ergebnissen führt, als sie in der Karte von EXNER et al. (1962, „Geologische Karte der Sonnblickgruppe“) dargestellt sind. Dies gilt besonders für den Bergsturz vom Auernig am Ausgang des Dösener Tales.

Das Mallnitzbachtal von Semslach bis Rabisch

Auf den Luftbildern ist ein Wall erkennbar, der sich südlich des Gehöftes Dabernig in südöstliche Richtung bis in das Umfeld der Burg Groppenstein erstreckt, im Gelände aber nur schwer nachvollziehbar ist. Es dürfte sich hierbei um die Reste einer Seitenmoräne des Mölltaler Gletschers handeln. Dasselbe scheint auch für die Moränenreste in den Bereichen des Kalvarienberges nördlich von Räuflach, im Hangfuß nördlich von Dürnvellach, sowie an der Westseite des Kaponigbaches zu gelten.

Der markante Hügel südlich von Lasach-Sonnseite stellt den Beginn eines Wallsystems (eine Art Mittelmoräne) dar, das sich sowohl auf den Luftbildern, als auch großteils im Gelände bis in das Gebiet um das Gehöft Ranacher in Richtung Süden bzw. Westen nachvollziehen lässt. Das Material hierfür stammt zum einen Teil aus dem Tal des Rogelbaches (dieses Tal zeichnet sich laut Auskunft von Herrn Dipl. Ing. J. BRUNNER, Sektion Wildbachverbauung Villach, auch heute noch durch Steinschlag aus), zum anderen aus den nördlicheren Bereichen.

Von Obervellach kommend in Richtung Mallnitz wurde im Zuge des Baues des Rettungstollens zum neuen Bahntunnel fast auf der gesamten Fläche innerhalb der ersten großen Kehre (SH ca. 1015 m ü.A.) der Bundesstraße, sowie südsüdöstlich davon, auf einem Teil des nach der Brücke östlich der Straße angrenzenden Grundstückes (südwestlich des Gehöftes Albin Hofer vlg. Jaga) gewonnener Abraum zwischengelagert.

Bei der stereoskopischen Auswertung der Luftbilder wurde bei entsprechender Vergrößerung die Andeutung eines bogenförmigen Walles festgestellt, der sich zuerst von NW nach SE, beginnend unmittelbar nördlich der 1. oberen Kehre der Bundesstraße in Richtung Kurve nach der 2. oberen Kehre erstreckt, dort endet und sich im Gebiet des Zusammenflusses des Dösener Baches mit dem Mallnitzbach Richtung NE bis in die Gegend des ersten oberen Viaduktes der ehemaligen Bahnstrecke fortsetzt. Eine gemeinsame Ablagerung des Mallnitztalgletschers und des Dösenertalgletschers im Zuge eines gemeinsamen Vorstoßes wird für diese Wallbildung angenommen. Das auf dem Abfall des Mallnitzbachtals zwischen Rabisch und der Sonnseite liegende Material wird zum großen Teil als Rest des Walles im Bereich des Ortsteiles Rabisch und dem dazugehörenden Moränenmaterial interpretiert. Das Anstehende – in der Rabischschlucht bis zur Kraftwerkszuleitung teilweise sehr schön aufgeschlossen – dürfte hier nicht sehr mächtig überlagert sein.

Das Mallnitzbachtal vom Ortsteil Rabisch südlich von Mallnitz bis zum Blattrand der ÖK 181 Fortsetzung Seebachtal im Norden

Ostseite

Das als Weidefläche genutzte Gebiet südlich des Bahnhofes Mallnitz, von den beiden Tunnelportalen bis zum Umspannwerk Mallnitz, ist im Zuge der Bauarbeiten rund um den Bahnhof und beim Bau der Tunnels eingeebnet worden (Auskunft Herr Mag. GLANTSCHNIG, Gemeinde Mallnitz). Somit sind hier auch keine Reste des „Auernigbergsturzes“ mehr zu finden. Im unmittelbaren östlichen Nahbereich des Umspannwerkes sind zwei Stollen (Mundloch Stollen Nord: N 46°58,717', E 13°10,811', Mundloch Stollen Süd: N 46°58,701', E 13°10,819') in die anstehenden Gesteine getrieben worden. Laut Auskunft von Herrn Glantschnig, Gemeinde Mallnitz, wurden diese beim Bau der Tauerbahnstrecke von 1903–1909 und für nahe gelegene kleine Steinbrüche als Sprengstoffdepot, darauf folgend im II. Weltkrieg als Luftschutzbunker genutzt.

Östlich des Bahnhofes Mallnitz werden zurzeit auf Grund permanenter Steinschlaggefahr im Hangbereich Drahtnetze installiert. Im unmittelbaren Bereich der Bahnstrecke vom Bahnhof Mallnitz bis zum nördlichen Blattrand der ÖK 181 ist die geologische Aufnahme – bis auf den morphologisch im Gelände und am Luftbild eindeutig erkennbaren Schwemmkegel bei Stapitz – problematisch, zumal durch den Bau der Bahnstrecke größere Veränderungen an der Grenze vom Alluvium zum Festgestein vorgenommen wurden. Sichere Aufschlüsse von Gesteinsschutt und Anstehendem finden sich, von Mallnitz kommend, im Hang des nach der Bahnunterführung in Stapitz (äußerster nördlicher Blattrand der ÖK 181) beginnenden, hangaufwärts, fast bahnparallel, bis auf Höhe Mallnitz nach Süden führenden, neuen Forstweg (in der ÖK 181 noch nicht eingezeichnet). Das Anstehende wurde in diesem Bereich erstmals bei einer Seehöhe von 1250 m ü. A. angetroffen.

Westseite

Charakteristisch für den Talabschluss im Gebiet Mallnitz Süd ist der sich SW–NE-erstreckende Wall (Haltestelle Rabisch) der durch einen der letzten Vorstöße des Mallnitzer Gletschers entstanden sein dürfte und im Bereich der Wasserableitung zum Kraftwerk vom Mallnitzerbach durchbrochen wurde.

Auffallend ist die vom Zentrum Mallnitz bis nach Rabisch und auch nach Norden bis etwa zur Bahnbrücke des Tauerntunnels an der Westseite des Tales verfolgbare Geländekante, die das Mallnitzer Tal terrassenartig gliedert. Die Möglichkeit, dass der Talboden im beschriebenen Gebiet durch einen See bedeckt war, ist wahrscheinlich. Der Mallnitzbach hat mittlerweile im Bereich des Beginns der Rabischschlucht die quartären Ablagerungen bis zum Anstehenden abgetragen und führt sein Bachbett durch die teilweise mehrere Zehnermeter tiefe Rabischschlucht Richtung Süden.

Richtung Norden bis zum Sportplatz Mallnitz, an dessen Westende die Verrohrung einer Prospektionsbohrung auf Thermalwasser aus den letzten Jahren zu sehen ist, finden sich Schuttkegel und Bergsturzmassen in stetem Wechsel. Vom Eintritt des Tauerntales bis zum Tunnelportal der Bahnstrecke im Norden prägen im Seebachtal Hangschutt und Bergsturzmassen, die in einzelnen Fällen bis in den Talboden reichen, das Bild des teilweise steil abfallenden Hanges. Das Anstehende tritt durchschnittlich 150 Höhenmeter über dem Talboden zu Tage.

Dösenertal vom Ausgang zum Mallnitzbachtal bis zur Dösenerhütte

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

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

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

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

Das Tauerntal von Mallnitz bis zur Jamnighütte

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

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

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

Blatt 182 Spittal an der Drau

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

GERHARD PESTAL

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

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

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

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

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

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

Die Katschbergzone und die Nordrahmenzone

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

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

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

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

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

Das Glockner-Deckensystem

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Die Silbereck-Zone des Venediger-Deckensystems

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

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

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

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

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

aus dem Schönangerkar¹⁾ und dem Hohen Gößkar¹⁾ bekannte Schönangergneis aufgrund der regionalen Streichrichtung auch am aktuellen Kartenblatt 182 im Bereich der westlichen Blattschnittsgrenze vorkommen könnte. Diese Überlegungen bestätigten sich, denn es konnte tatsächlich eine im Reißbeck-Komplex steckende Apophyse des Schönangergneises südlich des Stapniksees im Gebiet um die Obere Mooshütte auskartiert werden. Beim Schönangergneis handelt es sich um einen Zweiglimmergranitgneis, wobei der Hellglimmer dieses speziellen Orthogneises nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten oder der Metamorphose (Füllungsmikrolithe, lidförmige Umrahmung von Feldspatäugen etc.) zustande gekommene Bildung ist, sondern ein selbständiger Gemengteil. Die Korngröße der Minerale beträgt zumeist 1 bis 3 mm, wobei Biotit und Hellglimmer eigenständige, im Handstück gut sichtbare, gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Von diesem speziellen Orthogneis ist weiters bekannt, dass er sowohl die Gößgranitoide wie auch die Granitoide des Hochalmkerns durchschlägt (EXNER, 1980 bzw. HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989). Sein ganzes Erscheinungsbild weist sowohl in feldgeologischer wie auch in mikrostruktureller Hinsicht auf einen ursprünglichen spätvariszischen Zweiglimmergranit-Stock hin.

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

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

wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Paragneis verursacht.

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

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

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

¹⁾ Beide Lokalitäten befinden sich am Kartenblatt 181 Obervellach wenig westlich der Blattschnittsgrenze des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau.

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

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

RALF SCHUSTER

Vorbemerkungen

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

Folgende Punkte wurden von mir nachbearbeitet:

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

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

Kartierung der Goldeck-Gruppe südwestlich von Oberamlach

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

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

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

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

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

Gaugen-Komplex

Lagerung und Lithologien

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

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

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

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

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

sich um unreine dolomitische Marmore, grau-weiß gebänderte Kalzitmarmore und rein weiße Kalzitmarmore. In letzteren sind stellenweise mehrere Millimeter große Muskovitblättchen zu erkennen. Aus den Marmoren ist das Auftreten von fraglichen Crinoiden-Resten beschrieben (DEUTSCH, 1977).

Strukturprägung

Die Zwei-Glimmerschiefer und retrograden Glimmerschiefer zeigen folgendes generelles Deformationsbild: Eine Hauptschieferung (S_x) bildet die Achsenebenenschieferung zu isoklinal verfalteten Quarzmobilisatlagen. Die Achsen dieser Falten (F_x) sind in das nur selten erkennbare Streckungslinear L_x einrotiert. S_x wird durch die Faltungen F_{x+1} und F_{x+2} , überprägt. Im Zuge dieser Faltungen kommt es vor allem in den Faltscheiteln auch zur Ausbildung von Crenulationen (L_{x+1g} , L_{x+2g}). Auffällig ist eine intensive spröde Deformation des Gaugen-Komplexes. Diese beinhaltet eine inhomogen verteilte kataklastische Deformation sowie eine engständige Klüftung. Zusammen führen beide zu einem recht feinstückigen Zerfall der Gesteine.

Die prägende Schieferung S_x zeigt auf Grund der Verfaltungen F_{x+1} und F_{x+2} ein unregelmäßiges Einfallen (285/08, 000/20, 275/18, 017/33, 060/45, 130/32, 000/55, 190/50, 160/18, 250/40, 355/60, 199/50, 180/35, 195/50, 171/72, 191/61). Aus dem Kartenbild ergibt sich aber generell ein mittelsteiles Einfallen gegen SSW. Auch die Augengneise folgen zwischen den Gräben diesem Streichen, im Durlachgraben biegen sie jedoch um und fallen gegen Norden ein (S_x 020/62, S_x 355/67). In diesem Bereich fällt das Streckungslinear L_x und die Faltenachsen F_x gegen E ein (L_x 090/29, F_x 095/27). Die Feldspat-Augen der Orthogneise bilden in der Streckungslineation σ -Klasten, die in ihrer heutigen Lage für eine gegen W gerichtete simple shear Deformation sprechen. Die Deformation (D_x) erfolgte zur Zeit des Metamorphosehöhepunktes.

Im Zuge der Deformation (D_{x+1}) wird die Hauptschieferung S_x bereichsweise in enge, manchmal überkippte Falten gelegt. Die Faltenachsen (F_{x+1}) streuen auf Grund der nachfolgenden Faltung (F_{x+2}), steichen aber etwa WSW–ENE (F_{x+1} 252/16, L_{x+1g} 250/07, L_{x+1g} 248/14, L_{x+1g} 070/40). Diese Deformationsphase (D_{x+1}) erfolgte im Anschluß an D_x bei fallenden Temperaturen.

Die offene Faltung (F_{x+2}) erfasste die Gesteine bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies. Quarz wird dabei undulös, Chlorit entsteht in Deformationszonen. Die Faltenachsen streichen WNW–ESE (F_{x+2} 080/10, F_{x+2} 095/09) und sind von einer weit verbreiteten Crenulation (L_{x+2g} 096/10, L_{x+2g} 100/03) begleitet.

Die Paragesteine weisen zwei dominante Kluftrichtungen (K_1 137/86, K_2 280/88) auf. Auch in den Orthogneisen sind diese zu erkennen (K_1 148/83, K_2 271/70), wobei die K_2 -Klüfte Abstände von wenigen Dezimetern zeigen und durch schwarze Ultrakataklasite an den Oberflächen gekennzeichnet sind, die etwa 5 mm Dicke erreichen.

Interpretation

Basierend auf lithologischen Vergleichen und dem wahrscheinlichen Vorhandensein von Crinoiden-Resten in den Marmoren wurde ein altpaläozoisches Sedimentationsalter für die Gesteine des Gaugen-Komplex angenommen (DEUTSCH, 1977; HEINZ, 1987). Die prägende Metamorphose erreichte zumindest lokal die Bedingungen der Amphibolitfazies. Dieses Metamorphoseereignis wird auch von DEUTSCH (1977; 1988) und HEINZ (1987) als variszisch interpretiert. Für diese Interpretation sprechen auch die Ar-Ar-Muskovitalter des Gaugen-Komplexes, die zwischen 300 und 320 Ma ergeben (PROYER, A., SCHUSTER, R., HOINKES, G. & FAUPL, P., 2001: Permo-Triassic metamor-

phic evolution of the Kreuzeck-Goldeck mountains (Carinthia, Austria). – Mitt. Österr. Mineral. Ges., **146**, 240–242). Die Deformationsphasen D_x und D_{x+1} gehören zu diesem Kristallisationszyklus und sind demnach ebenso als variszisch einzustufen.

In eoalpidischer Zeit erlebte die Einheit eine Überprägung, die in den tiefsten Anteilen Bedingungen der untersten Grünschieferfazies erreichte. Die Deformation D_{x+2} ist damit zu korrelieren und demnach dem eoalpidischen Ereignis zuzuordnen. Die postmetamorphe, kataklastische Deformation benutzt zum Teil bereits vor der späten Kreide vorhandene Strukturen. Manche Strukturen lassen sich bestimmten Deformationsereignissen, wie z.B. den dextralen Bewegungen an der Mölltalstörung zuordnen, der allergrößte Teil entstand aber zu einem bisher unbestimmten Zeitpunkt und wurde zum Teil mehrfach reaktiviert.

Goldeck-Komplex

Lithologien

Der Goldeck-Komplex wird im kartierten Gebiet zum allergrößten Teil aus Phylliten bzw. phyllitischen Glimmerschiefern aufgebaut. Diese sind dunkelgrau oder silbrig glänzend gefärbt, feinkörnig und dünnplattig brechend. Sie zeigen konjugierte Kink- und chevron-type-Falten. Außer feinschuppigem Hellglimmer und Quarz sind makroskopisch keine Mineralphasen erkennbar. Das Fehlen von rostigen Anflügen ist ein wesentliches Kriterium für die Unterscheidung von den retrograden Glimmerschiefern des Gaugen-Komplexes.

Eine wenige Meter mächtige Lage von hellem Quarzit ist im Graben südwestlich von Kleinsaß anstehend.

Im liegenden Teil des Goldeck-Komplexes ist eine bis zu etliche Zehnermeter mächtige Marmor-Lage eingeschaltet. Diese zieht von Oberlach im Oberdrautal über die Südseite des Siflitzgrabens bis zur Bärenbißhütte. Ab hier scheinen die tiefen Anteile des Goldeck-Komplexes und somit auch der Marmorzug auf Grund des tektonischen Zuschnittes zu fehlen. Im Unterdrautal setzt der Marmorzug etwa bei der Mittelstation der Goldeckseilbahn wieder ein und lässt sich über die Felswände des Martenocks bis zum südlichen Blattrand verfolgen. Weiters finden sich die Marmore des Goldeck-Komplexes auf den Weißwänden, an deren Ostseite sie wahrscheinlich durch eine komplizierte Tektonik in zahlreiche einzelne Züge zerfallen. Die Marmore zeigen unterschiedliches Aussehen. Es lassen sich Kalk- und Dolomitmarmore unterscheiden. Neben sehr feinkörnigen weißen Typen finden sich gelbliche, graue und bräunliche Varietäten.

Eingeschaltete Lagen von Grünschiefern sind im Allgemeinen nur bis zu wenige Zehnermeter mächtig. Häufig sind sie im Hangenden der Marmore zu finden, so etwa auf der Nordseite des Kreuzbühels und im Bereich des Goldeckgipfels. Auch sie sind feinkörnig und dünnplattig brechend. Makroskopisch erkennbarer Chlorit gibt ihnen die grüne Färbung.

Strukturprägung

Das Streichen der Marmore und Grünschiefer zeigt, dass die stratigraphische Abfolge ebenso wie die prägende Schieferung S_x gegen S bis SW einfällt (170/70, 190/62, 180/35, 190/65, 178/75, 181/29, 144/70, 190/50, 180/65, 190/41). Isoklinale F_x -Faltenachsen fallen gegen SW ein (F_x 255/22). Im Nahbereich der Störung, welche die Grenze zum Gaugen-Komplex bildet, ist eine überprägende crenulation cleavage ausgebildet. Die Faltenachsen der dazugehörigen Knickfaltung (F_{x+1}) fallen gegen W ein (300/45, 280/44, 270/40, 295/07, 260/87), die Schieferungsflächen (S_{x+1}) liegen im Abstand weniger Zentimeter und fallen mittelsteil bis steil gegen NW (345/74, 310/50, 350/85).

Interpretation

Für den Goldeck-Komplex wird von DEUTSCH (1977) und HEINZ (1987) ein altpaläozoisches Sedimentationsalter angenommen. Die prägende Metamorphose erreichte die untere Günschieferfazies. Basierend auf K-Ar-Altern an Gesamtgesteinen (BREWER, 1969: Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – *Earth and Planetary Science Letters*, **6**, 321–331.) und einem Ar-Ar Hellglimmeralter (SCHUSTER & FAUPL, 2001) erfolgte die Metamorphoseprägung während des variszischen Ereignisses. Die synmetamorphe Deformationsphase D_X ist demnach auch als variszisch einzustufen.

Die D_{X+1} -Strukturen sind an die tektonische Grenzfläche zwischen dem Gaugen- und dem Goldeck-Komplex gebunden. Diese verläuft in kartierten Gebiet WNW–ESE und ist damit in spitzem Winkel zur Mölltalstörung orientiert (siehe Kapitel Sprödttektonik). Die D_{X+1} -Strukturen passen zu einer Kompression mit etwa N–S-gerichtetem σ_1 . Eine derartige Einspannungsrichtung entspricht der eoalpidischen Tektonik des Gebietes.

Die Grenzfläche zwischen dem Goldeck- und Gaugen-Komplex

Basierend auf dem in der Manuskriptkarte dargestellten Verschnitt der Grenze der Einheiten mit der Morphologie überlagert der Goldeck-Komplex den Gaugen-Komplex vom Sifflitzgraben über den Matzenkofel bis zur Bergerhütte mit einer mittelsteil gegen Süden einfallenden Grenzfläche. Wie in AMMAN et al. (2002: Auriferous arenopyrite-pyrit and stibnite mineralisation from the Sifflitz-Guginock area (Austria): indications for hydrothermal activity during Tertiary oblique terrane accretion in the Eastern Alps. – *Geol. Soc. London, Special Publications*, **204**, 103–117.) beschrieben, wird diese Grenze durch steil gegen Süden fallende, nahezu E–W-orientierte Bewegungszonen überprägt. Von der Bergerhütte gegen Osten wird diese Grenzfläche durch eine steilstehende WNW–ESE-streichende Störung abgeschnitten, welche wiederum in spitzem Winkel von der NW–SE-orientierten Mölltalstörung abgeschnitten wird. Damit ist zwar eine relative zeitliche Abfolge für die Entstehung der Teilstücke der Grenzfläche gegeben, eine absolute zeitliche Einstufung und Interpretation ihrer Kinematik ist aber derzeit schwierig:

Der primär als Deckengrenze ausgebildete Kontakt der Einheiten entstand frühestens nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose und sehr wahrscheinlich schon vor der eoalpidischen kompressiven Tektonik in der Unterkreide. Dies deshalb, da einerseits an dieser Grenze ein markanter Sprung in der Intensität der variszischen Metamorphoseprägung festzustellen ist und andererseits keine permomesozoischen Deckenscheider vorhanden sind. Die in der hangenden Einheit niedrigere variszische Metamorphose kann als Hinweis auf einen abschiebenden Kontakt gewertet werden. Der Zuschnitt des Goldeck-Komplexes, welcher eine Zunahme der Mächtigkeit der Phyllite im Liegenden des Marmores gegen Süden zu aufweist kann, wenn es sich um eine Abschiebung handelt, als schwacher Hinweis auf eine südgerichtete Bewegungsrichtung gesehen werden. Daraus ergibt sich, dass es sich möglicherweise um eine südgerichtete, spätvariszische oder permische Abschiebung handelt.

Die eoalpidische Kompression führte im gesamten Ostalpin südlich des Tauernfensters zu einer Faltung mit W–E-orientierten Achsen. Im Gaugen-Komplex entspricht die Deformation D_{X+2} diesem Ereignis. Auch die Grenze zwischen Gaugen und Goldeck könnte im Zuge dieser unterkretazischen, kompressiven Tektonik als nordgerichtete Überschiebung reaktiviert worden sein. Dafür sprechen, von AMMAN et al. (2002) unter D_2 beschriebene, WSW–

ENE-gerichtete isoklinale Faltenstrukturen die eine NNW-gerichtete Deformation in den liegenden Anteilen des Goldeck-Komplexes belegen. In der oben zitierten Arbeit werden diese D_2 -Strukturen jedoch als variszisch eingestuft. In jedem Fall kann die Relativbewegung der Einheiten zueinander nicht bedeutend sein, da beide Einheiten, soweit feststellbar, eine kontinuierliche, lediglich anchizonale bis schwach grünschieferfazielle eoalpidische Metamorphose erfahren haben. Wie bereits oben diskutiert, passen auch die D_{X+1} -Strukturen des Goldeck-Komplexes zu einer Kompression mit N–S-gerichtetem σ_1 . Diese Strukturen müssen aber trotzdem nicht eoalpidisch sein, da eine ähnliche Einspannungsrichtung auch im Tertiär vorhanden war.

Sprödttektonik

Im Kartierungsgebiet ist ein SW–NE-streichendes Störungssystem von Bedeutung. Es ist jünger als die Störung zwischen Goldeck und Gaugen-Komplex, da es diese versetzt. Im Bachbett des Einödgrabens ist in einer der Störungen, in etwa 870 m Seehöhe ein Ultrakataklasit bis Kakirit aufgeschlossen. Bei Kleinsaß ist ein Störungsbündel vorhanden, welches insbesondere die Marmore des Gaugen-Komplex erfasst. Berücksichtigt man diese Störungen nicht, wie es in der Karte von HEINZ (1987) und in der Manuskriptkarte von W. RATAJ der Fall ist, so biegen die Marmore unverständlicherweise senkrecht auf das regionale Einfallen der Hauptschieferung S_X gegen NE ab. Die Störungen liegen leicht schräg auf die Falllinie des Hanges. Im Bereich der Festgesteine erzeugen sie kleine Gräben, welche sich morphologisch noch deutlicher hervortretend in den quartären Sedimenten am Hangfuß fortsetzen. Das impliziert, dass die Störungen noch nach dem Rückzug des Eises geringfügig nachbewegt wurden, möglicherweise im Zuge der Eisentlastung des Gebietes.

Tertiäre Gänge

In Kartierungsgebiet konnten zwei magmatische Gänge angetroffen werden, welche dem periadriatischem Gangfolge zuzuordnen sind. Beide befinden sich auf der Südostseite des Durachgrabens in ca. 1000 m Seehöhe.

Ein extrem stark alterierter, basischer Gang ist im Goldeck-Komplex anzutreffen. Im Gelände fällt er durch seine gelbliche Farbe und die bröselige Verwitterung auf. Vom primären Mineralbestand ist nichts mehr zu erkennen, der Gang streicht 180/55. In den retrograden Glimmerschiefern des Gaugen-Komplex steckt ein heller, massig brechender, tonalitischer Gang mit einem Mineralbestand aus Granat + Biotit + Plagioklas + Quarz.

Quartär

Die talnahen Hangbereiche der Goldeckgruppe sind von quartären Sedimenten und mächtigeren Hangschuttmassen bedeckt. Im Bereich südwestlich Oberamlach reichen diese bis etwa 640 m Seehöhe, während sie bei Kleinsaß bis über 800 m reichen. Die wenigen nicht umgelagerten, anstehenden Quartärsedimente stellen ausschließlich Eisrandsedimente dar.

Gerölle quartärer Ablagerungen (Eisrandsedimente?) finden sich weiters im Bereich der Bergerhütte und etwa 300 m nordwestlich davon. An diesen Lokalitäten finden sich Biotitgneise, Orthogneise, Quarzite und Eklogite. Gemischt mit Hangschutt aus Phylliten des Goldeck-Komplexes finden sich Gerölle quartärer Ablagerungen auf dem Rücken östlich der Durachalm.

Metagabbros nördlich des Tschiernocks

Bei Geländeaufnahmen im Jahr 1997 (SCHUSTER, 1998) wurde im Bereich der Nockberge, nördlich des Tschiernocks ein Blockfeld aus Metagabbros aufgefunden. Die

hier dokumentierte Kartierung hatte zum Ziel das Liefergebiet der Blöcke und deren Verbreitung zu erfassen. Kartiert wurde das Gebiet von der Bergstation des Sesselliftes über den Gipfel des Tschirnocks sowie der Bergrücken nördlich davon.

Festgesteinsgeologie

Das Arbeitsgebiet wird vom Bundschuh-Priedröf-Komplex aufgebaut, welcher sich aus monotonen, z.T. quarzitischen Paragneisen (Priedröf-Paragneis; SCHWINNER, 1923), Glimmerschiefern, graphitischen Granatglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten aufbaut. Eingelagert finden sich die charakteristischen Bundschuh-Orthogneise.

Der südliche Teil des kartierten Gebietes, von der Sesselliftbergstation am Tschirnock bis über den Steinernen Tisch wird aus plattig brechenden, feinkörnigen, quarzitischen Paragneisen aufgebaut. Granat ist in den Paragneisen nur wenige Zehntelmillimeter groß und nur mit der Lupe erkennbar. Im Gebiet nördlich davon dominieren Granatglimmerschiefer mit einer Matrix mit Biotit und Muskovit sowie Granatporphyroblasten die zumeist 2–3 mm groß sind aber auch bis zu 5 mm Durchmesser erreichen können. Die Hauptschieferung S_x fällt flach nach NNE bzw. SSW ein (020/25, 188/22, 000/35, 020/35). Ein dazugehöriges Streckungslinear aus einem quarzitischen Paragneis wurde mit L_x 230/20 ermittelt.

Auf der Westseite des vom Tschirnockgipfel gegen Norden ziehenden Rückens sind in Seehöhe 1960–1980 m mehrere Aufschlüsse vorhanden. Darunter befinden sich die durch SCHUSTER (1998) beschriebenen, z.T. verwachsenen Blockfelder. Die Gabbros bilden einen über mehrere Zehnermeter verfolgbar, gangförmigen Intrusionskörper. Die Ganggesteine sind in jedem Fall präalpidisch, da sie von einer duktilen Deformation erfasst, und dabei sehr unterschiedlich stark deformiert wurden. In den Aufschlüssen und den darunterliegenden Blockfeldern finden sich Gesteine mit undeformierten, grobkörnigen und feinkörnigen, magmatischen Texturen (Formrelikte nach Pyroxen von wenigen mm bis mehrere cm Größe) aber auch gefaltete und mylonitische Typen. Auch in den Metagabbros mit den am besten erhaltenen primären Texturen ist vom magmatischen Mineralbestand nichts mehr erhalten. Die Bereiche der ehemaligen Pyroxene werden von blassgrüner Hornblende eingenommen. Manchmal sind konzentrische Zonierungen zu erkennen, die vielleicht noch magmatischen Ursprungs sind. Plagioklas ist durch Klinozoisit mit grauen Interferenzfarben und Muskovit ersetzt. Auch in den mylonitischen Typen sind die Gefüge gut rekristallisiert. In der nordöstlichen Fortsetzung der Metagabbros finden sich auf dem Bergrücken dunkle mittelkörnige Amphibolite als Blockwerk. Ein Streckungslinear aus einem mylonitischen Metagabbro fällt flach nach Norden ein ($L_{Mylonit}$ 350/10). Dieses Streckungslinear steht nahezu senkrecht auf jenes aus den quarzitischen Paragneisen.

Massenbewegungen

Entgegen der Darstellung in der Manuskriptkarte ist das kartierte Gebiet von großflächigen Auflockerungen betroffen. Rund um die Bergstation und die obersten Stützen des Sesselliftes wird der Grat und der Südwesthang von mehreren NNW–SSE-streichenden Bergrerißungsgräben zerlegt. Diese sind durch antithetische Bewegungen an den in den Hang einfallenden Schieferungsflächen und Kluffflächen verursacht. Im Gegensatz dazu spielen auf dem gegen NE geneigten Hang synthetische Bewegungen eine Rolle, welche zu großflächigen Sackungen führen.

Auch am Rücken nördlich des Tschirnocks sind mehrere, etwa parallel zum Grat orientierte Gräben vorhanden, die hier etwa NNE–SSW-orientiert sind. Dazu kommen

kleine Sackungen und eine große Sackungsmasse nordöstlich der Kote 1953 m.

Verbreitung von Amphiboliten am Tschierweger Nock

In der Manuskriptkarte von W. RATAJ sind am W- und S-Abhang des Tschierweger Nocks, großflächig Amphibolite eingetragen. Wegen Diskrepanzen in den zugrunde liegenden Kartierungen wurde das Gebiet um die Tangener Alm einer Neukartierung unterzogen, vor allem um die Amphibolite besser abzugrenzen.

Nach der Kartierung von SCHUSTER (1998) werden die W- und S-Abhänge des Tschierweger Nocks bis etwa 1700 m durch den Radenthein-Komplex und darüber durch den Bundschuh-Priedröf-Komplex aufgebaut. Ersterer besteht aus z.T. quarzitischen Granatglimmerschiefern mit Einlagerungen von Amphiboliten, Marmoren und Paragneisen. Besonders typisch sind Granatglimmerschiefer mit feinschuppiger, paragonitischer Hellglimmermatrix und zahlreichen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten, welche bis zu 2 cm Durchmesser erreichen können. Ebenso charakteristisch sind hellglimmerführende Amphibolite. Der Bundschuh-Priedröf Komplex setzt sich aus monotonen, z.T. quarzitischen Paragneisen, Glimmerschiefern, graphitischen Granatglimmerschiefern und untergeordnet Amphiboliten zusammen.

Im Bereich zwischen Tschierweger Nock und Pichlerhütte bildet die Abfolge eine Faltenstruktur mit einer sehr flach gegen Osten einfallenden Faltenachse. Im höheren Bereich ist die Falte sehr weit offen, während sie sich gegen Westen zu verengt. Im Aufschussbereich ist ein wechselndes Einfallen zu messen (S_x 355/25, 335/69, 145/35, 130/15, 114/30, 345/45, 082/55, 088/47, 140/60, 110/25, 085/36, 050/31, 050/40, 020/20, 015/17, 082/60) welches auf Falten höherer Ordnung zurückzuführen ist. Dazu kommt eine vor allem in den Glimmerschiefern ausgebildete Grenulation (F_{x+1g} 120/15). Die Amphibolite bilden eine bis über 200 m mächtige Platte mit vereinzelt Glimmerschiefer einschaltungen. Es handelt sich fast ausschließlich um dunkle, hornblendereiche Amphibolite mit untergeordnetem Plagioklasanteil. Diese sind zumeist straff geschiefert und blockig oder plattig brechend. In manchen Aufschlüssen zeigen die Hornblendekristalle eine ausgeprägte Regelung (L_{xHb} 020/08, L_{xHb} 023/13). Eine etwa 5 m mächtige Lage von Glimmermarmoren findet sich im Bereich der Tangener Alm. Sie zeigen eine Streckungslineation die gegen S einfällt (L_x 170/10) und die von einer Faltung F_{x+1g} überprägt wird.

In wenigen Aufschlüssen konnte eine späte überprägende Faltungsphase F_{x+2} mit N–S-orientierten Faltenachsen beobachtet werden (F_{x+2} 000/02).

Quartär

Im Zuge der Kartierung wurden die von quartären Sedimenten bedeckten Flächen gegenüber der Manuskriptkarte etwas unterschiedlich abgegrenzt. Von Bedeutung ist, dass es sich bei den Ablagerungen am Südhang des Tschierweger Nocks in etwa 1000 m Seehöhe durchwegs um Eisrandsedimente und nicht um Moränenmaterial handelt. Ein großer Aufschluß ist 600 m ESE Gasthof Burgstaller vorhanden.

350 m NE Gasthof Burgstaller finden sich im Wald auf ca. 1100 m einige mehrere Kubikmeter große Blöcke von Orthogneisen. Bei diesen sollte es sich um Zentralgneise aus dem Tauernfenster handeln. Eben solche Blöcke sind zahlreich in der Verebnung 500 m WSW Pichlerhütte vorhanden.

Eklogite im Bereich der Lieserschluht

Nach HERITSCH (1927: Kristallin der Lieserschluht bei Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 1926, 143–146)

sollen im Bereich der Lieserschluft nördlich von Spittal a.d. Drau Eklogitamphibolite im Millstatt-Komplex auftreten. Diese wurden aus einem Steinbruch beschrieben, welcher in etwa 680 m Seehöhe westlich der Lieserschluft lag und der heute völlig verwachsen ist. Bereits ANGEL & MEIXNER (1953: Die Minerallagerstätte im „Eklogit“-Bruch

der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, **63/1**, 169–170) stellten fest, dass es sich dabei nicht um Eklogite, sondern um Kalksilikatfelse in Verband mit Amphiboliten handelt. In der Karte ist an dieser Lokalität Amphibolit eingetragen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

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

Jahr/Year: 2006

Band/Volume: [146](#)

Autor(en)/Author(s): Havlicek Pavel, Holasek Oldrich, Smolikova Libuse

Artikel/Article: [Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 21 Horn, 22 Hollabrunn und 23 Hadres 69-122](#)