

in den Hangendbereichen vereinzelt grobklastische Sedimente (Kiese), vorwiegend in Form von Rinnenfüllungen, ein. Gleichzeitig werden die Sedimente insgesamt sandiger. Diese Hangendabfolge kann im Gelände deutlich von der Kreuzkrumpl-Formation abgetrennt werden. Die Grenze dieser Hangendabfolge zur Kreuzberg-Formation kann mit dem Beginn der Dominanz von Sanden und Schottern und dem fast völligen Fehlen von mergeligen Tonen und Silten festgelegt werden. Die Hangendabfolge ist als eigene Einheit kartierbar und könnte zukünftig als Subformation der Kreuzberg-Formation definiert werden. Sie entspricht einem Verzahnungs- bzw. Übergangsbereich zwischen Kreuzberg-Formation und Kreuzkrumpl-Formation. Auch in der diesjährigen Aufnahme konnten die Grenzen dieser drei Lithologien Kreuzkrumpl-Formation – Übergangsbereich – Kreuzberg-Formation auskartiert werden. Große Unterschiede zeigen sich in der Mächtigkeit des Übergangsbereiches. Einerseits kann er bis über 100 m Mächtigkeit aufweisen, andererseits kann der Übergang innerhalb weniger 10er-Meter erfolgen. Das Fehlen des Übergangsbereiches bzw. die Ausbildung einer Diskordanz (ähnlich wie in den klassischen Aufschlüssen der „Steirischen Diskordanz“ in Retznei oder Wagna) konnte nicht festgestellt werden. Die stark variierenden Mächtigkeiten, ebenso wie die uneinheitlichen Lagerungsverhältnisse, weisen auf starke synsedimentäre Tektonik und Reliefbildung hin.

Die biostratigraphischen Auswertungen (Proben der Kartierung 2007; STINGL, Jb. Geol. B.-A., **148/2**, Wien 2007) stellen den Verzahnungsbereich bzw. die mögliche neue Subformation ins Unterste Badanium (Grenzbereich NN4/NN5), also die Zeit der Steirischen Phase.

Eine zusätzliche Fragestellung ergab sich aus der Kartierung und den biostratigraphischen Ergebnissen des Vor-

jahres: Sowohl die Sedimente des Übergangsbereiches als auch die Sedimente der Kreuzkrumpl-Formation zeigen Nannoplanktonzone NN4 bzw. NN5, aber immer tiefstes Unterbadanium und nicht die karpatischen Anteile von NN4. Bislang wurde aber die gesamte Kreuzkrumpl-Formation dem Karpatium zugeordnet. Es wurden daher weitere biostratigraphische Proben (P21 bis P24) der Kreuzkrumpl-Formation in deren tiefsten Anteilen – bezogen auf das diesjährige Kartierungsgebiet – entnommen, um zumindest den Bereich der Grenze Karpatium-Badianium im Grenzbereich zur Kartierung von SCHELL (1994) belegen zu können. Die Auswertung durch Stjepan ČORIĆ (Geol. B.-A.) ergab für alle vier Proben NN4 Oberes Karpatium. Die Nannoplanktonvergesellschaftungen aus den untersuchten Proben enthalten Zonenmarker für die Nannoplanktonzone NN4: *Helicosphaera ampliaperta* und *Sphenolithus heteromorphus*. Hohe Prozentanteile von *Coccolithus pelagicus* (charakteristisch für alle untersuchten karpatischen Sedimente des Steirischen Beckens) sowie die Abwesenheit von *Helicosphaera waltrans* (first common occurrence 15.476 ka) erlauben aber darüber hinaus die Einstufung dieser Proben in den karpatischen Anteil der NN4. Damit gehört der 2008 neu beprobte Anteil der Übergangszone aber immer noch in den Bereich NN4 Oberes Karpatium bis NN4 Unterstes Badanium, also jene Zeitspanne, die dem Umfang der Diskordanzen in den Steinbrüchen Retznei und Wagna entspricht.

Im einem Aufschluss NW der Kapelle an der Straße zwischen dem Gehöft Linkus und Kote 482, der zur Kreuzberg-Formation gehört, fanden sich in Sanden und Feinkiesen einige Austernschalen, womit der sonst nahezu fossilere Kreuzberg-Formation ein weiterer der sehr seltenen Fossilfundpunkte hinzugefügt werden konnte.

Blatt UTM 3213 Kufstein

Bericht 2005–2008 über geologische, strukturelle und insbesondere quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt UTM 3213 Kufstein

ALFRED GRUBER

Im Jahr 2005 wurde mit der Kartierung des Kalkalpenanteiles am Westende des Kaisergebirges begonnen. Diese Kartierungen schließen direkt an die von Volkmar STINGL (Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 426–427, Wien 2003; Jb. Geol. B.-A., **145/3-4**, 335, Wien 2005) in den letzten Jahren auf Blatt Neukirchen am Großvenediger (ÖK 121) erfolgten Aufnahmen in den permoskythischen Abfolgen am Kalkalpensüdrand an. Der Verfasser des vorliegenden Berichtes hat im Gebiet von Eiberg/Schwoich 1997 in den *Geologisch Paläontologischen Mitteilungen Innsbruck* seine Diplomarbeit (GRUBER, Öffnung und Schließung von Tertiärbecken im Bereich des Eiberger Beckens (Unterinntal, Tirol): ein struktureller Beitrag zur Unterinntaler Scherzone, Diplomarb. Univ. Innsbruck, 144 S., Innsbruck 1995) mit einer geologischen Karte 1: 10.000 publiziert (GRUBER, Geol.

Paläont. Mitt. Innsbruck, **22**, 159–197, Innsbruck 1997). Im Berichtszeitraum wurde diese Kartierung in Teilbereichen überarbeitet, v.a. hinsichtlich der Lockergesteinsbedeckung, die bei der Diplomarbeit nur dürftig erfasst worden war. Die Kartierung wurde nach Osten in die Südabhänge des Wilden Kaisers und nach Nordosten in das Kaisertal ausgeweitet. An den Nordwest- und Südosthängen des Pölvenmassivs bietet ein dichtes Netz an neuen Forst- und Waldwegen zahlreiche neue Aufschlüsse in Fest- und Lockergesteinen, die wichtige Neuerkenntnisse zum internen Sedimentaufbau der großen quartären Mittelgebirgsterasse von Bad Häring und Schwoich liefern.

Die Verbreitung der gosauischen und tertiären Gesteine konnte dank neuer Forstwegeaufschlüsse am Südwestende des Großen Pölven (1595 m), an den Südosthängen des Kleinen Pölven (1562 m), im Peppenauer Graben, bei Hoheneiberg, am Achleitner Kogel (1229 m) und nordöstlich des Hintersteiner Sees (882 m) sowie durch die rege Bautätigkeit im Ortsbereich von Schwoich ergänzt und dadurch der strukturelle Bau besser verstanden werden. Der letztgenannte Bereich wurde zusammen mit Hugo ORTNER begangen, der auch die Südabhänge des Wilden Kaisers zwischen Scheffauer und Ellmauer Tor in struktureller

Hinsicht untersucht hat (siehe Aufnahmebericht ORTNER, Jb. Geol. B.-A., 146/1-2, 79–82, Wien 2005).

In den westlich des Inns aufgenommenen Gebieten (Unterlangkampfen, Angerberg, Mariastein, Köglhörndl, Hundsalmljoch) werden v.a. die große Felsgleitung von Mariastein, die Terrassen zwischen Unterlangkampfen und Niederbreitenbach sowie einzelne Großaufschlüsse rund um den Ostsporn des Angerberges detailliert beschrieben.

Nachträge zur publizierten Diplomarbeitskarte von GRUBER (1997)

Entlang eines neuen Forstweges am *Nordende des Kufsteiner Waldes (782 m)* stehen zwischen 500 m und 600 m Höhe über kataklastisch deformiertem Hauptdolomit geringmächtige, fluviatile Schotter mit sand- und schluffreicher Matrix sowie kristallinbetontem Geröllspektrum (Innschotter) an. An mehreren Stellen wurden in größerem Umfang Bau- und Materialschuttdeponien angelegt.

Am *Ernsberg* (s. Alpenvereinskarte Bl. 8 Kaisergebirge) und nördlich der Locherer Kapelle (590 m) erschließen neue Wege den Plattenkalk, der hier in Form länglicher Wannens und dolinenartiger Senken stärkerer Verkarstung ausgesetzt war. Südöstlich über Hörfing (Weissach) sind entlang Inntal-paralleler Störungen Bergzerreibungen und Sackungen ausgebildet.

Die *Wiesen nördlich von Egerbach* sind durch mehrere Terrassenstufen charakterisiert, die vermutlich aus spät- bis postglazialen Schottern (Eisrandsedimente?) der Weißache bestehen.

In der *Gewerbezone an der Eiberg-Bundesstraße B 173*, etwa 300 m südöstlich der Abzweigung nach Schwoich, befindet sich hinter der Werkshalle von Hyundai-Auto ein 15 m hoher Anschnitt in fluviatilen Sedimenten: Es handelt sich um Schotter, sandige Kiese, gut ausgewaschene Kiese und geröllführende Sande. Letztere beginnen an der Basis mit gradierten, bis 2 m breiten Rinnenfüllungen aus Grobkies und gehen nach oben allmählich in Feinsande über. Die obersten 1–2 Meter bestehen aus stark verbräunten Lehmen. Wenige Meter südöstlich ist in den angrenzenden Lithareniten und Mergeln der Unteren Gosau-Subgruppe (Gosau von Eiberg) eine schmale fluviatile Rinne kolkartig eingetieft. Sie ist mit Kiesen gefüllt und als subglaziale Rinne anzusprechen. Die Weißache dürfte früher von Egerbach zunächst einige 100 m nach Norden, dann nach Westen geflossen sein, dabei die genannten Schotterterrassen aufgeschüttet haben, und im Bereich der heutigen Gewerbezone wieder ihr altes Bachbett benutzt haben. Der heutige Weißache-Verlauf durch den *Festgesteinsriegel von Ried* ist demnach als epigenetisch zu charakterisieren.

Die Litharenite der Unteren Gosau-Subgruppe sind sehr kompakt und massig und enthalten reichlich Pflanzenhäcksel. Sie wechseln nach oben in arenitische Mergel, ins stratigraphisch Liegende in geröllführende Arenite, Konglomerate und Grobbreccien mit Komponenten aus Ammergauer Schichten. Der Kontakt zwischen den Gosausedimenten und den Ammergauer Schichten (Biancokalken) ist weitgehend tektonisch überprägt.

In Fahrtrichtung Südost ist kurz vor Egerbach linkerhand der Bundesstraße am *Parkplatz der Firma Riederbau* ein prächtiger dreidimensionaler Anschnitt in oberjurassischen Beckensedimenten (Ammergau-Formation) und den

diskordant auflagernden Gosausedimenten zu sehen. Der erosive Basiskontakt dieser zur gefalteten und brecciierten Ammergau-Formation ist sehr augenscheinlich: Die Gosau-Schichtfolge setzt mit monomikten, unreifen Breccien des jurassischen Untergrundes ein. Daraus entwickeln sich rasch Konglomerate mit gut gerundeten Geröllen und in weiterer Folge graublau Litharenite. Die gesamte Abfolge wurde um NW-SE-Achsen zu einer Antiklinale verfaultet, wobei im Scharnierbereich kleine Überschiebungen entstanden. Die jüngste strukturelle Prägung stellen Abschiebungen nach SW dar.

Im Bereich des *Reherbaches*, östlich des Zementwerkes Eiberg, kommen auf 750 m Höhe unterhalb der Zufahrt nach *Reher* in einer Ausbruchsnische einer Rutschung sandreiche Schotter vor, auf denen große gerundete Blöcke und gekritzte Geschiebe verstreut sind. Dies impliziert eine prähochglaziale Entstehung der Schotter. Etwa 300 m südöstlich von *Reher* treten orographisch links vom Bach frische Schotter zum Vorschein, die vermutlich auch die Rodungsinsel von *Reher* aufbauen bzw. sich weiter nach Westen bis zum oben genannten Aufschluss erstrecken. Eine Überlagerung durch Moräne wurde hier allerdings nicht beobachtet. Mächtige Grundmoränen finden sich beidseits des Gaisbaches, am Westrand der Wiese von *Reher* und beim *Hof Köllenberg*, die vom Verfasser schon im Rahmen seiner Diplomarbeit (1995) auskartiert wurden.

Am *Widschwenter Rücken (Widschwenter Alm, 888 m)* wurden durch Wegbauten neue Aufschlüsse im Unterinntal-Tertiär geschaffen: Zumeist handelt es sich um undeutlich geschichtete, monomikte Breccien aus Hauptdolomiten, die teilweise angebohrt sind und nesterhaft eine Matrix aus hellgelb verwitterndem Kalkmikrit aufweisen. Lokal sind auch Spaltenfüllungen aus mikritischen Kalken vorhanden. Die diskordante Auflagerung dieser tertiären Transgressionsbreccien (Werlberg-Member der Paisslberg-Formation) auf den Hauptdolomit ist oftmals unscharf ausgebildet, zumal der Hauptdolomit selbst aus Kataklastiten besteht und die basalsten Tertiärbreccien aufgrund fehlender Matrix Ersteren sehr ähnlich sehen (z.B. 500 m südwestlich der Widschwenter Alm). Ein scharfer Transgressionskontakt ist auf 775 m Höhe am neuen Forstweg von Aufing nach Peppenau (839 m) sichtbar. Dies gilt weiters für die Aufschlüsse nordöstlich von *Hintermatzing*, in denen litho- und bioklastische Breccien, die sich aus Rotalgen- und Bryozoenfragmenten, Nummuliten und verschiedenen Kleinforaminiferen zusammensetzen, diskordant auf steil NW-fallendem Hauptdolomit liegen.

Auf 700 m Höhe *nordöstlich von Aufing* stehen an einem Forstweg zunächst dunkelgrau-braune, detritäre Kalken sowie Breccien mit polymikten Klasten in hellgelber, lokal rot zementierter Matrix an, die vermutlich zu den Gosausedimenten zu rechnen sind. Weiter nördlich werden diese Gesteine von litho- und bioklastischen Kalken mit Schüttungen aus eckigen und auch gut gerundeten Klasten (Strandkonglomerate) überlagert. Das massenhafte Auftreten von Nummuliten belegt tertiäres Alter.

Am *Rücken südlich der Widschwenter Alm* kommen über bituminösem Hauptdolomit beige-graue, massige und stark verkarstete Kalkrudite (Konglomerate und Breccien) und Kalkarenite vor. Im Handstück erkennt man dunkelbraun-graue Dolomiteklasten von cm-Größe mit vereinzelt Bohrspuren. Unter der Lupe erscheinen zahlreiche Bioklasten von Algen, Foraminiferen und auffallend vielen

Crinoidenresten. Die für die tertiären Flachwasserkalke so charakteristischen, mit bloßem Auge erkennbaren Großforaminiferen (*Nummulites* sp., *Amphistegina* sp.) fehlen. Zudem fehlt der typische weißgelbliche, frische Bruch der Tertiärgesteine; als solche wurden sie in der geologischen Karte von 1997 allerdings eingezeichnet. Laut Diethard SANDERS (freundliche mündliche Mitteilung), der diese Gesteine beprobte, handelt es sich um gosauische Karbonate. Vergleichbare Gesteine wurden *südwestlich der Hölzentalalm* an der Walleralmstraße im frischen Zustand angetroffen und im stratigraphischen Konnex als basale Bildungen der Gosau von Eiberg klassifiziert: Die dortigen Lithrudite setzen sich fast nur aus verschiedenen, teils angebohrten Dolomitklasten, daneben aus onkolithischen Bioklasten von eckiger bis gut gerundeter Form zusammen. Nach oben besteht ein rascher Übergang von den gradierten Ruditen in massige graue Litharenite, die Ausdruck rascher Schüttungen sind.

Die Aufschlüsse am *neuen Forstweg von der Hohen Brücke* in Hoheneiberg (Kote 606 m) in Richtung *Peppenau* und *Lengfeldental* liefern folgende Informationen: Etwa 50 m nach Wegbeginn sind steil NNW-fallende, tertiäre Bitumenmergel (Häring-Formation) angeschnitten, die hier sehr fossilreich sind (z.B. konzentrisch berippte, zarte Muschelschalen). In der Kehre des Weges folgen ins stratigraphisch Liegende Biorudite bis Bioarenite (Ooide, Gastropoden) und schließlich – an der Basis über dem Hauptdolomit – lithoklastische Breccien und Konglomerate. Diese Abfolge zeigt also einen raschen vertikalen Fazieswechsel der marinen Sedimentation innerhalb weniger Meter an. Der Forstweg berührt im weiteren Verlauf dunkelgrau-bituminösen, stark kataklastischen und von zahlreichen Störungsflächen durchsetzten Hauptdolomit. Am *Rücken zwischen Weißbache* und *Peppenauer Graben* gibt es Vorkommen von matrixreichen (pleistozänen?) Schottern mit Herkunft des Geröllspektrums aus der Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis im Einzugsgebiet der Weißbache.

Weitere neue Aufschlüsse von Unterintal-Tertiär wurden *nordöstlich von Hoheneiberg* im Zuge der Verlängerung eines Forstweges in den sogenannten „*Wühler Graben*“ geschaffen, welcher *von der Tischleralm steil zur Weißbache* zieht. In der obersten Kehre auf 740 m Höhe werden tertiäre Zementmergel von stark zerscherten roten Mergeln im Norden überlagert, die den pelagischen Nierentaler Schichten der Oberen Gosau-Subgruppe zuordenbar sind.

Nachkartierungen der Quartärablagerungen östlich der Weißbache und am Hintersteiner See

Der *Hintersteiner See* (822 m) liegt in einer stratigraphisch und strukturell vorgeprägten Längsfurche. Als stauende Einheiten kommen die Raibler Schichten (Ostteil), die Zementmergel der Paisslberg-Formation (Westteil) sowie Grundmoränen in Frage. Letztere dämmen den See vor allem gegen Westen ab. Im Osten führten zwei Schwemmkegel von den Südabhängen des Zettenkaiserkopfes (1609 m) zu einer Anhebung des Seespiegels. Der See ist überdies für Wasserkraftzwecke (Kraftwerk Steinerne Stiege) um 3,5 m künstlich aufgestaut worden. Die Grundmoräne wurde am Westende im Zuge der Verbreiterung des Seerundweges freigelegt. Beim *Gasthof Seespitzwirt* ist in klassischer Ausbildung ein E-W-streichender Drumlin zu sehen. An seinem Westende kommt der Hauptdolomit zum

Vorschein. Moränenreste sind auch in dem vom Seespitzwirt nach Nordnordosten führenden Tälchen verbreitet. *In der ersten Kehre der Walleralmstraße* finden sich zudem auch schluffig-feinsandige Schotter mit gut gerundeten Geröllen. Das Bildungsniveau wird mit randglazialer Entwässerung des abschmelzenden Inngletschers in Verbindung gebracht.

Kristallinbetonte Grundmoräne (u.a. Eklogite, Amphibolite) erreicht am *Greidernberg* im Lee des Achleitner Kogels (1229 m) große Verbreitung und Mächtigkeit. An den *Südabhängen des Achleitner Berges* sind grobblockige Sturzablagerungen, Eisrandsedimente und hochglaziale Grundmoränen aufgeschlossen. Diese wurden in der Geologischen Karte des Kaisergebirges von Otto AMPFERER (1:25.000, Geol. B.-A., Wien 1933) als Schotter und lokale Blockmoränen der „Schlusseiszeit“ ausgedehnt. *Nordwestlich des Gehöftes Endtal* liegt auf der Gröden-Formation Grundmoräne, die neben kristallinem auch viel lokales (Alpiner Buntsandstein, Gröden-Formation, triasische Karbonate) bzw. Material aus der Grauwackenzone enthält.

Die Grundmoräne ist an der *Westseite des Grabens zwischen Endtal und dem nordwestlich gelegenen Hof* an der Basis mit großen Wettersteinkalkblöcken vermischt, die vor dem Heranrücken des Inngletschers in einer Rinne als Sturzschutt abgelagert worden waren. Die Grundmoräne ist dort, wo sie die permoskythischen Sedimente überlagert, weitgehend rot gefärbt. Ein Zentralgneisfindling weist nahe dem westlichen Hof die Größe von mehreren m³ auf.

Die Hänge über der *Pumpstation der Transalpinen Ölpipeline (TAL) bei Stegen* (606 m) sind durch kleine Murschuttkegel mit bis 50 m hohen talseitigen Böschungen charakterisiert, die als Eisrandsedimente zu betrachten sind. Ein dazu passender Aufschluss von Kiesen und Schottern befindet sich auf Höhe 640 m, direkt nördlich der Pumpstation. AMPFERER (1933) sprach in diesem Zusammenhang von Blockmoränen der von ihm so bezeichneten „Schlusseiszeit“. Der Weiderücken, der nördlich der Pumpstation aus dem Hang herausragt, ist aus großen Kalkblöcken aufgebaut. Aus morphologischer Sicht könnte dieser auch eine Rutschmasse darstellen.

Quartäre Sedimente an den Flanken des Pölvenmassivs

Nordwestflanke

In den bisherigen offiziellen Kartendarstellungen (Otto AMPFERER, Geologische Spezialkarte, Blatt 4948 Kufstein 1:75.000, Geol. B.-A., Wien 1925) wurde am Nordhang des Großen Pölven relativ genau zwischen „jüngeren“ Grundmoränen (entsprechen dem letzten glazialen Hochstand im Würm) östlich des Schwoicher Baches und Terrassensedimenten („interglazial“ bzw. prähochglazial) westlich des Baches unterschieden. An den Südabhängen scheidet AMPFERER kleine Flächen von Quartärsedimenten, u. a. Gehängebreccien zwischen Großem und Kleinem Pölven aus.

Der Bau einiger neuer Forstwege hat im Berichtszeitraum die dort verbreiteten Lockergesteine an vielen Stellen frisch angeschnitten. Für gemeinsame Begehungen und Diskussionen sei an dieser Stelle Jürgen REITNER gedankt.

Mächtige Grundmoränen finden sich an der *Nordseite des Widschwenter Rückens* zwischen Amberg und

Hintermatzing und insbesondere von *Peppenau nach Osten* in Richtung Weißbache. Kleinere Vorkommen gibt es an der Süd- und Südostseite sowie auf dem Rücken selbst.

Der neue Forstweg, der von Hintermatzing den Wid-schwenker Rücken im Osten und Süden umrundet, erschließt diese Moränen in frischen Aufschlüssen. Am Ostende der Peppenauer Längsfurche präsentiert die typische Grundmoräne in ihrem Geschiebespektrum vorzugsweise Gneise und Amphibolithe, weiter nördlich verschiebt sich dieses zugunsten von Quarzsandsteinen, Quarziten, Basisbreccien der Kalkalpenbasis und Alpinen Buntsandsteinen.

Nördlich des *Schwoicher Baches* treten am neuen Forstweg nach Peppenau von 700 m Höhe aufwärts typische Grundmoränen des Inngletschers mit Kennzeichen wie großen Zentralgneisblöcken, hohem Schluffanteil und scherbiger Struktur der Matrix auf, die rotbraun gefärbt ist. Am Beginn des Weges (ca. 680 m) und entlang eines tiefer gelegenen Forstweges, der bei 660 m Höhe nach Norden weg führt, liegen auf der Grundmoräne sandreiche Schotter und Kiese mit einem hohen Anteil an kristallinen Gerölen bis 30 cm Größe.

Bei Querung des *Schwoicher Baches* auf 750 m Höhe (Verbindungsweg) präsentieren sich frische strukturlose Kiese. Ein kleiner Hügel auf gleicher Höhe wenige Meter südlich des Baches besteht wiederum aus homogenen, geschichteten und verbrauchten Sanden, gekennzeichnet durch isoliert eingestreute große Karbonatblöcke. An einem weiteren bachquerenden Weg auf 780 m Höhe beobachtet man nördlich des Baches schlecht ausgewaschene Kiese, die von Grundmoräne unterlagert sind.

An einem Stichweg, der südlich des Baches parallel zu diesem hangaufwärts führt, sind wiederum matrixarme Diamikte aus Lokalmaterial aufgeschlossen, die lateral nach Osten bzw. in der Abfolge nach oben von dm-dicken, ausgewaschenen Kiesen, feinkiesigen Sanden, Feinsanden und Schluffen vertreten werden. Diese Sedimente zeigen hangabwärts einfallende bzw. verbogene Schichtung, Rinnenbildungen und zahlreiche Diskordanzen. Aus der morphologischen Betrachtung der näheren Umgebung ergeben sich zwei deutliche, gestufte Terrassenflächen. Über die höhere legt sich schließlich Felssturzmaterial aus Wettersteinkalk. Die beschriebenen, meist unreifen Sedimente, die nach oben hin feiner werden (fining upward) passen in den Konnex von Kamesterrassen, also Eisrandbildungen.

Bewegt man sich höher hinauf zum *Hochtälchen der Peppenau*, so begegnet man unter den *Nordabstürzen des Kleinen Pölven (1562 m)* mehreren übereinander angeordneten, bogenförmigen Wallbildungen. Diese setzen sich zum Großteil aus karbonatischem Material mit einem weiten Korngrößenspektrum zusammen: Die bis dm-großen, gut gerundeten Blöcke schwimmen in sandig-kiesiger Matrix; vereinzelt sind schluffige Lagen eingeschaltet. Schichtung ist ansatzweise erkennbar. Locker gepackte, ausgewaschene Bereiche wechseln mit kompakteren, schluffreichen Horizonten, die an Moränenmaterial erinnern. Auch diese Ablagerungen dürften zu den Eisrandbildungen zu zählen sein. Durch die Nähe zum Steilabfall des Kleinen Pölven spielt im Sedimentaufbau der Sturz- und Murschutteintrag eine erhebliche Rolle. Diamiktische, unreife Sedimente mit ähnlichen Bildungsbedingungen säu-

men auch einzelne Abschnitte eines Forstweges, der die Nordhänge des Kleinen Pölven von Nordosten nach Südwesten quert und auf 920 m Höhe am Wandaufschwung endet: Die Komponentenfraktion dieser Diamikte wird in erster Linie von bearbeiteten Wettersteinkalkblöcken (glaziale Geschiebe und abgerundetes Blockwerk) gebildet, die Matrix ist sandig. Hierbei handelt es sich um Moränenmaterial, das zusammen mit lokalem Schutt abgeschwemmt bzw. in Form von Muren umgelagert wurde und dessen Feinanteil ausgewaschen wurde.

Bei näherem Studium des markant nach Nordwesten vorspringenden *Rückens, etwa 600 m südwestlich von Peppenau*, stößt man in der Kehre der Forststraße auf Grundmoränen, die zur Seite und nach unten fließend in Schotter und sandige Kiese wechseln. Aus den gegebenen Aufschlüssen gehen die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse jedoch nicht klar hervor (siehe unten). Spornabwärts in Richtung Aufing zeigen sich einerseits in den Wegeinschnitten wiederum schlecht ausgewaschene, sandreiche frische Schotter, andererseits erlangen diese Sedimente lokal wieder das Aussehen von Grundmoränen, nicht zuletzt durch Schluffreichtum und scherbigen Bruch der Feinklastika. Die Fein- bis Mittelkiesfraktion ist durch auffallenden Reichtum an eckigen bis abgerundeten Klasten aus lokal vorkommenden Kalken und Dolomiten gekennzeichnet. Diese Sedimente sind somit als glaziofluvial einzustufen (Eisrandsedimente) und von starkem Schutteintrag von den Hängen des Pölvenmassivs beeinflusst. Zusätzlich wird der Eisrandcharakter durch eine markante, flach von 720 m bis 700 m nach Westen abfallende Terrassenstufe auf der Südseite des *Schwoicher Baches* unterstrichen. Mit dem im Zuge des Eisabtauens neuerlich erodierten Material der Eisrandsedimente wurde eine Stufe tiefer schließlich der flache Schwemmfächer des *Schwoicher Baches* aufgeschüttet. Weitere Zeugen der Eisrandsedimentation gibt es *östlich von Waldschönau* in Form einiger markanter Lockergesteinsrücken, die vereinzelt als Terrasse entwickelt sind. Der Sedimentcharakter wird von auffallend schluff- und sandreichen Schottern, die mit großen Geschieben vermischt sind – ein Indiz für Eisnähe – bestimmt. Je näher man zum Hangfuß des Pölvenmassivs gelangt, umso stärker erhöht sich der Anteil an Wettersteinkalk- und Dolomitkomponenten und umso reifer und grobkörniger gestalten sich die Lockersedimente. Insgesamt liegt hier eine glaziofluviale Eisrandfazies vor, die ganz wesentlich vom Materialeintrag von den Nordwesthängen des Pölven gesteuert wird.

Im *Gebiet des Flecker Wasserfalles* kommen nochmals letzte Reste dieser sand- und schluffreichen Eisrandsedimente vor. Über dem Wasserfall, *auf der Hochfläche von Fleck*, dominieren hingegen weitflächig Grundmoränen, und in höheren Lagen Felssturzblockwerk mit hausgroßen Blöcken. Die Grundmoräne ist in bedeutendem Maße schluffhaltig, die rote Farbe stammt vom hohen Gehalt an Buntsandsteinen und Grödnere Schichten, die der hocheiszeitliche Inngletscher auf der Südseite des Inntales vom Alpbachtal bis zum Paissberg (Juffinger Jöchl 1181 m) weitflächig abschürfte. Zentralgneise, Quarzite und permoskythische Konglomerate heben sich in der Findlingsstreu hervor. Die Grundmoräne reicht auf einer Geländeschulter nordwestlich des Kleinen Pölven bis über 1100 m hoch, wo auch zahlreiche große Zentralgneisfindlinge „gestrandet“ sind.

Zwei *Forstwegaufschlüsse*, die einen Kilometer west-nordwestlich des Kleinen Pölven liegen, beweisen schließlich, dass ein Teil der Sedimente vor dem letzten Hochglazial gebildet wurde: Auf zwei NW-SE-verlaufenden Rücken verzahnen sich matrixreiche, kristallinbetonte Schotter hangaufwärts mit blockigem, korngestütztem, wenig transportiertem Hangschutt. Über beiden Sedimenttypen breitet sich auf dem Kamm des Rückens eine dünne Lage von schluffiger, scherbilig brechender Grundmoräne aus. Hiermit ist ein prähochglaziales Alter dieses Teiles der „Eisrandsedimente“ belegt. Weiters ist der westliche Rücken durch eine kraterartige Vertiefung mit einem Durchmesser von 20 m gekennzeichnet: Diese ist als Toteisloch zu betrachten.

Im Ortsbereich von Bad Häring (590 m) dominiert ein großer Schwemmfächer aus dem Lengauer Graben die Morphologie. Die erosive Zerschneidung der Moränenbedeckung von Fleck äußert sich in mehreren Schwemmfächern, die gegen Westen (Bad Häring) zusammenwachsen. Dies gilt auch für das *Häringer Längstal* südlich von Schönau, wo drei kleinere Schwemmkegel aus Gräben südöstlich von Ag verschmelzen und im Nordwesten von einem glazial überprägten Längsrücken (Drumlin) begrenzt sind. In diesen Gräben stehen NW-fallende Zementmergel der Paisslberg-Formation (Unterinntal-Tertiär) an, auf den Rücken dazwischen kommen pleistozäne, schluffig-sandige Schotter mit vorherrschend kristalliner, innbetonter Geröllführung vor (u.a. Amphibolite, Granatamphibolite, Grüngesteine, Eklogite, Granite, Juliergranite, Lydite). Die bis 30 cm großen, matrixgestützten, gut gerundeten plattigen Gerölle zeigen Imbrikationsstrukturen. Das Ablagerungsmilieu könnte sich im Eisrandbereich befunden haben.

Süd- und Südostflanke

Bei Begehung zweier *Forstwege von Lengau/Lengauer Kapelle nach Norden und Nordosten in die Süd- und Südosthänge des Großen Pölven (1595 m)* lassen sich aus quartärgeologischer Sicht zwei Erkenntnisse gewinnen: Die Südseite des Großen Pölven ist großteils mit kristallinführenden Grundmoränen in dünnen Lagen überzogen. Die Grundmoräne bedeckt teils den Festgesteinsuntergrund aus Gröden-Formation und Alpinem Buntsandstein, teils Blockschutt aus Wettersteinkalk, der mit kristallinem Material vermengt ist, hohe Kompaktion aufweist und offensichtlich das präglaziale Relief am Hang (Gräben) plombiert.

Diese prähochglaziale Hangverschüttung (Sturz- und Murschuttablagerungen) ist in den *Hängen nördlich der Lengauer Kapelle (906 m)* in großem Ausmaß und in ansehnlicher Mächtigkeit (Dekameter) verbreitet. Die entsprechenden Aufschlüsse gewährt ein Forstweg, der bis 1200 m Höhe hochführt. Einzelne Blöcke aus Wettersteinkalk erreichen Volumina von mehr als 1000 m³. Diese Ablagerungen unterscheiden sich vom rezenten Blockschutt durch ihre hohe Kompaktion und durch schluffiges Material in den Hohlräumen.

Die Größe der Mur- und Schwemmfächer zwischen Söll (698 m) und Itter (703 m) gilt in diesem Zusammenhang als Maß für das Angebot an erodierbaren Lockergesteinen der Pölven-Südostabdachung.

Vergleichbare quartärstratigraphische Beziehungen ergeben sich auch an den *Ostabhängen des Kleinen Pölven*:

Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkblockwerkes beträgt hier mehrere Zehnermeter. Unterhalb von 1000 m Höhe sind Grundmoränen verbreitet, die – wie aus spärlichen Aufschlüssen hervorgeht – auf dem Hangschuttmaterial abgelagert wurden. Noch tiefer, bei Haberland, setzen Eisrandsedimente ein.

Das stark verkarstete *Gipfelplateau des Pölvenmassivs* zeigt deutliche Spuren glazialer Überformung: Diese lässt sich mit abgerundeten Oberflächenformen, der wannenförmigen Ausschürfung der Einschartung zwischen beiden Gipfeln (Transfluenzpass) und der spärlichen Findlingsstreu aus kleinen Granit-, Buntsandstein-, Glimmerschiefer- und Quarzitklasten in Senken und Tälchen nachweisen.

Darüber hinaus ist der gegen Nordwesten schauende Gipfelhang und insbesondere der südöstliche Teil des Gipfelplateaus (laut Laserscandaten Tirols im TIRIS-Web) von mehreren großen Zerrgräben einer Bergzerreißen durchzogen.

Das Quartär im westlichen Kaisergebirge

Gebiet Walleralm – Steinbergalm

Lockergesteinsablagerungen treten im *Umkreis der Walleralm* selten auf, Moränenablagerungen fehlen weitgehend. Einzig die Geschiebestreu auf dem Rücken westlich der Alm (Kote 1199 m), die aus Chlorit- und Epidotschiefern, Gneisen, Quarziten und Quarzen besteht, gibt Rückschlüsse auf die einstige Präsenz des Inngletschers. Hierzu ist auch die glaziale Abrundung des Zettenkaiserkopfs (1609 m) zu zählen, die im Kontrast zum schroffen Zettenkaiser (1968 m) steht, der offensichtlich aus dem hochglazialen Eisstromnetz herausragte.

Das häufige Vorkommen von großen Wettersteinkalk- und Raibler Karbonatblöcken südwestlich von Kote 1199 m könnte damit zusammenhängen, dass beispielsweise während der Abschmelzphase des Inngletschers Sturzschutt vom Wilden Kaiser auf das Gletschereis gelangte und mit diesem ausschmolz. Nach einem anderen Szenario könnte im Spätglazial von den Nordhängen des Zettenkaiserkopfs bzw. aus dem Kar nordöstlich davon ein Lokalgletscher bis an das Westende der Walleralm vorgestoßen sein. AMPFERER (1933) verbindet mit diesen Vorstößen, die er seiner „Schlusseiszeit“ zuordnet, drei Generationen von lokalen Blockmoränenablagerungen. Neben vielen anderen Stellen im Kaisergebirge hat AMPFERER in seiner Kaisergebirgskarte diese spätglazialen Moränen auch im Grünen Graben und auf der Steinbergalm ausgeschieden. Eine dritte Möglichkeit sieht den Bezug der Blöcke über den hochglazialen Gletscher vom nahen Pölvenmassiv her vor.

Kufsteiner Stadtberg – Duxer Alm – Steinbergalm

Der *Kufsteiner Stadtberg* ist fast frei von Lockergesteinen. Grundmoränenflecken mit kristallinen Geschieben geben Zeugnis von der einstmals wohl wesentlich ausgedehnteren Moränenbedeckung, die heute indirekt in den Murschuttsedimenten/-kegeln am östlichen Stadtrand stecken dürfte.

Im Gegensatz dazu stehen die ausgedehnten Moränenareale im *Gebiet der Steinbergalm und Kaindlhütte (1293 m)* im Einzugsgebiet des oberen Gaisbaches.

Die Hänge beidseits des Gaisbaches bestehen im Meridian der *Egerbachalm* aus verschiedenen mächtigen Grundmoränen, die sich aus Lokalmaterial zusammensetzen. Frische Aufschlüsse mit gekritzten Geschieben bietet die Zufahrt zur Baumannhütte. Die Komponenten der Moränen bestehen fast nur aus hellen Wettersteinkalken und grau-braunen Raibler Karbonaten (Kalke, Dolomite, z.T. Rauwacken). An ortsfremden Geschieben dominieren die Buntsandsteine gegenüber den kristallinen. Die tiefsten Reste dieser Moränen kommen bachabwärts bis 1000 m Höhe, etwa am Beginn der Schluchtstrecke des Gaisbaches vor. Auf der Brentenjochseite reichen die Moränen bis 1200 m Höhe hinauf. Nahe der *Brentenjochalm* erscheinen als Geschiebe vermehrt Glimmerschiefer und Amphibolite sowie besonders viele Buntsandsteine. Weitere Kristallinstreu ist am Rücken von der Egerbachalm zum Hohegg verbreitet.

Der Kessel zwischen dem Hohegg und der Kaindlhütte ist fast geschlossen mit Moränen bedeckt, in den Gräben kommt lokal der Hauptdolomit zum Vorschein. Die Mächtigkeit kann bis 40 m betragen. Bereichsweise ist die Moränenauflage jedoch so dünn, dass sie reich an Schutt des Festgesteinsuntergrundes ist. Die Komponenten sind hierbei kleinstückig und kantig und stammen aus der Verwitterungsschwarte. Die beschriebenen Grundmoränen sind aufgrund ihres Anteiles an fremden Geschieben und ihrer reliefausgleichenden Morphologie als hochglaziale Moränen (LGM) zu bezeichnen.

Demgegenüber ist das Gebiet um die Kaindlhütte durch Staffeln von formschönen Seiten- und Endmoränen aus Lokalmaterial gekennzeichnet, die ins Spätglazial zu stellen sind. AMPFERER (1933) ordnete diese wiederum seinen Blockmoränen der Schlusseiszeit zu. Ein fragliches unterstes Gletscherende ist auf 1100 m Höhe westlich der Steinberghütte in Ansätzen erkennbar. Hierzu passt ein unscharfer rechtsseitiger Seitenmoränenwall. Ein nächst höherer Gletscherstand befindet sich auf 1170 m Höhe: Zwei gleichmäßig aufeinander zulaufende Seitenmoränen formen die ehemalige Gletscherzunge nach. Der scharfe Rücken in der Mitte, westlich der Kaindlhütte, ist als Mittelmoräne dieses Gletscherhaltes zu betrachten. Gleichzeitig dient ein Abschnitt dieser Mittelmoräne einem noch jüngeren Gletscherstand mit nunmehr zwei getrennten Gletscherzungen als Seitenmoräne. Der östliche Gletscher (Kaindlhütte) endete auf 1260 m Höhe, der westliche (Hohegg) auf 1280–1290 m Höhe. Das kleinere Einzugsgebiet war hier – trotz größerer Beschattung – ausschlaggebend für die Gletscherausehnung. Im westlichen Teilbecken zeichnet sich auf 1360–1380 m Höhe nochmals ein stark verschütteter Stand ab. Alle Seiten- und Endmoränen zeichnen sich durch einen lockeren Sedimentverband, den geringen Feinanteil und die textuelle Unreife der Sedimente aus. Manche Komponenten (Raibler Karbonate) sind größer als 1 m³.

Eine ausgedehnte Moränenlandschaft prägt auch den Almkessel südöstlich der Steinberghütte. Diese Moränen führen zahlreiche gekritzte Geschiebe, u.a. Amphibolite und verschiedene Gneise. Größere Areale in den steileren Lagen wurden abgetragen und in den Verflachungen als Murschuttkegel wieder abgelagert, v.a. südlich und südöstlich der Steinberghütte. Im Tälchen südöstlich der Almhütte (ca. 1320 m Höhe) sind zwei Endmoränenstufen eines spätglazialen Gletscherstandes entwickelt. Diese Gletscher wurden vermutlich über die Felsschneide aus

dem schattigen Lawinenkessel des Talofen mit Eis versorgt (Transfluenz).

Die Westhänge der Rücken südlich des Brandkogels (1411 m) zeigen bis oben hin eine Moränenauflage. Offenbar sind hier die hochglazialen Eismassen aus dem Innental nach Nordosten in das Kaisertal übergeflossen. Dies lässt sich auch durch Orthogneisfunde auf 1350 m Höhe am Bettlersteig erhärten.

Diese Moränen sind als hochglaziale Bildungen zu bezeichnen, auch wenn darin nur sporadisch kristallines und ortsfremdes Kalkalpenmaterial auftritt (bis 1 % Anteil) und die Hauptgeschiebe fast nur aus Raibler Karbonaten, untergeordnet aus Wettersteinkalken bestehen.

Südseite äußeres Kaisertal

Die orographisch linke Seite am Taleingang des Kaisertales ist glazial stark abgeschliffen. Der Hauptdolomit kommt – im Gegensatz zur Karte von ZERBES & OTT (Jb. Geol. B.-A., 142/1, S. 95–143, Wien 2000) – fast überall zum Vorschein. Lediglich östlich der Duxer Liftrasse erstreckt sich von 600 m bis 700 m Höhe ein größeres Grundmoränenareal mit kristallinen Geschieben.

Im Umkreis der Dickichtkapelle (ca. 700 m) sind Moränen weit verbreitet. Beidseits des tiefen Grabens, der hier von Südosten herabzieht, finden sich terrassierte Schwemmfächerablagerungen. Etwas weiter südlich der Dickichtkapelle kommen bis zu einer Höhe von 800 m locker gepackte, sandig-kiesige Ablagerungen vor, die viel aufgearbeitetes Moränenmaterial enthalten und vermutlich den Eisrandsedimenten zuzuordnen sind. Weiter östlich erstreckt sich auf der Südseite des Hauptgrabens bis zur Steinbergalmstraße eine ausgedehnte grobblockige Rutschmasse, die vermutlich im schmalen, steilstehenden Zug der Kössener Schichten auf ca. 1000 m Höhe ihre Ursache und ihren Abriss hat.

Der Jägersteig läuft von der Dickichtkapelle nach Osten bis in den Straßwalchgraben immer wieder über Grundmoränenreste, die weiß-grau gefärbt sind und durch ihren Reichtum an Wettersteinkalkgeschieben auffallen. Lokal stößt man auf große Gneisfindlinge. Die Moräne weist am Rücken nordöstlich unterhalb des Moosbeerkopfes (1183 m) eine Mächtigkeit von mehr als 30 m auf.

Südbahänge des Wilden Kaiser (Steineralm, Kaiseralm)

Am Forstweg zur Steiner-Niederalm, Höhe 940 m bis 980 m, kommt schluffige Grundmoräne mit polymikten gekritzten Geschieben (Granite und Eklogite sowie Metavulkanite der Grauwackenzone) vor. Etwa 80 m bis 100 m höher zieht sich eine große Aufschüttungsfläche von der Talstation der Seilbahn zur Steiner-Hochalm hoch, die talseitig in die Luft ausstreicht (Eisrandterrasse?). Im Bereich der Steiner Niederalm und am Sattel östlich davon berührt die Straße wieder Grundmoräne. Am Weg von der Nieder- zur Hochalm sind zwischen 1100 m und 1200 m Höhe wettersteinkalkbetonte Moränen mit Wallformen in der Art von Rechtsseitenmoränen anzutreffen, die einem spätglazialen Gletschervorstoß aus dem Gebiet der Veitskirche unter den Südostabstürzen des Scheffauer (2111 m) entsprechen könnten. AMPFERER (1933) gibt diese Gletscherstände mit einigen Endmoränenstufen wieder.

Auf der *Steiner-Hochalm* schließlich ist die auffallend gleichförmig südfallende Verebnung, die mit Wettersteinkalkkomponenten verschiedener Größe und Rundungsgrade übersät ist, als Eisrandterrasse zum abschmelzenden Inn-gletscher zu betrachten.

Der *Rücken, der die Veitskirche von der Kaiser-Hochalm trennt*, ist zwischen 1450 m und 1600 m Höhe aus teils zementierten Diamikten mit Wettersteinkalkblöcken in sandig-schluffiger Matrix aufgebaut. Die rundliche Oberflächenform und die herausragende Position deuten auf eine ältere Ablagerung (am Eisrand? Lokalmoräne?) bzw. auf eine mögliche Überprägung durch einen Gletscher (Inn-gletscher?) hin.

Mehrere große kristalline Findlinge gelten als Belege für die Präsenz bzw. für einstmalige Höhen des hoch- bzw. frühspätglazialen Inneises: Als Beispiele seien ein >5 m³ großer Zentralgneisblock auf 1380 m Höhe direkt südlich unterhalb des Scheffauers und zwei m³-große Granitgneise auf 1220 m Höhe, 300 m östlich von Kote 1257 m erwähnt.

Auf der Ostseite des Steineralm-Grabens sind quartäre Ablagerungen vor allem im *Bereich der Hinterschließlingalm* verbreitet. Am Weg zur Alm ist auf Höhe 1000 m ca. ein kleines Schottervorkommen aufgeschlossen, das aus schräg geschichteten Kiesen, wechselnd mit Sandlagen, zusammengesetzt ist. Bei den Kiesen handelt es sich um Feinkiese, in denen Steine und Blöcke (durchschnittlich 5–15 cm groß) bis maximal 40 cm Durchmesser eingeschaltet sind. Die Blöcke zeigen eine polymikte Zusammensetzung (überwiegend Kalke und Dolomite, weiters Amphibolite, Granite, Gneise, Grünschiefer, Quarzite, Quarzsandsteine) und sind meist gerundet. Die Karbonatklasten von 2 cm bis 5 cm Durchmesser sind jedoch meist eckig bis angerundet. Die Kiese sind überwiegend klastengestützt und kohäsionslos, die Matrix ist sandig. Einzelne Kieslagen bestehen aus Kornfraktionen >2 cm und sind matrixfrei. Andere Kieslagen sind reich an schluffiger (lettiger) Matrix. Die Abfolge wird von einem 30–50 cm mächtigen Boden abgeschlossen, der lokal bis 1,5 m taschenartig in den Kiesen eingetieft ist. Die in den Kiesen eingeschalteten Sandkörper sind grau-braun und partiell bis zum Feinsand gradiert. Diese Ablagerungen sind aufgrund ihrer Zusammensetzung, ihrer Sedimentstrukturen (Schrägschichtung) und ihrer topographischen Lage als fluviatile bis lakustrine (Delta?) Eisrandbildungen (Kamesablagerungen) zu deuten (vgl. REITNER J.M., Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2), Unveröff. Diss. Univ. Wien, 190 S., Wien 2005).

Auf den Kiesablagerungen liegen große Wettersteinkalkblöcke, die möglicherweise von Lokal-gletschervorstößen stammen.

Am *Fahrweg von der Kaiser-Nieder- zur Kaiser-Hochalm* ist mit dunklen dünnbankigen Dolomiten und Kalken sowie mit Rauwacken der höhere Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten entwickelt. Auf 1300 m Höhe folgt der Hauptdolomit. 50 Meter höher schwenkt der Weg nach Nordosten und schneidet schluffreiche Lokalmoräne (gekrizte Wettersteinkalkgeschiebe) an. Im Anschluss daran quert man einen sanften spätglazialen Endmoränenwall (Ende bei 1370 m Höhe), auf dem auch die Kaiser-Hochalm steht. Dieser Wall liegt in einer Reihe von weiteren, mindes-

tens 4 auskartierbaren spätglazialen Ständen eines Gletschers, der sein Nährgebiet in der tiefen Karwanne zwischen Sonnenstein (1714 m) und Wiesberg (1998 m) hatte. Diese Gletscherhalte befinden sich auf 1560 m (höchster Stand), auf 1460–1480 m und insbesondere auf ca. 1100–1120 m Höhe. Letzterer wurde aus dem Zusammenlaufen zweier mächtiger Seitenmoränen nächst der Kaiseralm rekonstruiert.

Lithologische Charakterisierung des Wettersteinkalkes und der Nordalpinen Raibler Schichten im Wilden Kaiser und am Pölvenmassiv

Der Wettersteinkalk des *Pölvenmassivs* (Großer Pölven) ist großteils in Riffschuttfazies entwickelt. Es handelt sich um scheckige, wechselnd hell- bis dunkelgraue Biorudite bis Bioarenite. Mit bloßem Auge sind riffzeigende Bioklasten wie Korallen, Schwämme, Algen, Bryozoen und inkrustierte Klasten zu erkennen. Am *Aufstieg von Lengau zum Mittagkogel (1575 m)* folgen über dunkelgrauen, gut geschichteten Dolomiten, die der Alpinen Muschelkalk-Gruppe (Virgloria-Formation) zuordenbar sind, dm- bis 0,5 m dicke Bänke aus dunkelgrauen Kalkruditen bis -areniten, die mit cm-dicken schwarzen Kalkbänkchen, welche gelblich anwittern, wechsellagern. Hierbei liegt eine Verzahnung von Wettersteinkalk (Riffschutt) mit Partnachschichten (Becken) vor. Manche Autoren (ZERBES & OTT, 2000; OEXLE, T., Die Geologie der Pölvengruppe im Unterinntal [Tirol], Unveröff. Diplomarb. TU München, 75 S., München 1978) sprechen diesbezüglich von „Partnach Übergangskalk“. Der Steinalmkalk und die Reifling-Formation fehlen hier tektonisch, vermutlich durch Abschiebung bedingt. Nach oben werden die Bänke heller und dicker und die Schichtung ist zusehends undeutlicher ersichtlich. Dieser Trend zeigt das Progradieren des Riffes über das Becken an.

Am Fuß der Hänge ist der Wettersteinkalk allerdings vielfach dolomitisiert und nimmt ein weißgrau- bis dunkelgrauscheckiges, sparitisches Aussehen an. Aufgrund steil NW-fallender und NE-SW-streichender Störungen (Inntal-Scherzone) mit Bewegung der Hangendscholle nach SE (Schrägaufschiebungen?) zeigt der Wettersteindolomit im *Abschnitt Fleck – Peppenau* Verdoppelungen bzw. ist auf Raibler Schichten und Gesteine des Unterinntal-Tertiärs (Paisslberg-Formation – Zementmergel; Werlberg-Member – Nummuliten- und Lithothamnienbreccien) aufgeschoben. Dabei wurde der Dolomit in starkem Maße kataklastisch deformiert.

Die Raibler Schichten sind als dm-dicke, schwarze, ockerbraun verwitternde dolomitische Kalke mit inkrustierten Schalenresten, als onkolithische Kalke, grau-braune rauwackige Dolomite und braune Silt- und Sandsteine entwickelt.

In dieser Abfolge gibt es auch dickbankige, hellgrau-braune, sparitische Dolomite, die von den dunkleren Wettersteindolomiten ohne klastische Zwischenlagen schwer unterscheidbar sind. In diesem Sinne könnte ein Teil der Dolomitrippen nordöstlich von Fleck auch zu den Raibler Schichten zählen.

Von Bad Häring bis an das Ostende des Hintersteiner Sees fehlen die Raibler Schichten aufgrund tektonischer Abscherung oder durch Schrägzuschnitte (Abschiebungen, sinistrale Seitenverschiebungen). *Im Tunnel der TAL-*

Ölpipeline am Ostrand der Peppenau wurden z.B. dünnbankige laminierte Dolomite mit Kiesellagen gefunden. Östlich des Hintersteiner Sees, im Bereich Steiner Niederalm/Kaiseralm ist die Raibler Schichtfolge wieder vollständiger vorhanden: Den morphologischen Einschnitt im Hang bei der Steiner Niederalm bilden dunkelgrau-braune Feinsandsteine und Tonschiefer, die einige Meter mächtig sind und auf dunklen bis scheckig hellgrauen, undeutlich gebankten Kalken mit Riffdetritus (Partnachkalken) liegen. Im Graben östlich dieser Alm folgen über den genannten feinklastischen Lagen (von 1100 m aufwärts) als Steilstufe harte, dunkelgraue, gut gebankte, fossilere dolomitische Kalke und Mergel mit Kieselknauern. Quellaustritte und eine Geländeverflachung deuten einen weiteren Feinklastika-Horizont an. Ab 1130 m Höhe stehen auf der Ostseite des Grabens dünnbankige dunkelgraue Kalke und Dolomite an, die auf 1160 m Höhe in deutlich geschichtete, schmutziggraue, rauwackige Dolomite übergehen (ca. 12–15 m mächtig). An diese schließen dickbankigere dolomitische Kalke an. Auf 1200 m Höhe beobachtet man einen sukzessiven Übergang in bituminöse, dünnlaminierte brecciöse Dolomite, die langsam etwas heller werden und damit die Grenze zum Hauptdolomit markieren.

Die Raibler Schichten sind entlang der Nordseite des Wilden Kaisers sehr mächtig und in mehreren Profilen fast vollständig entwickelt. Am Widauersteig von der Kaindhütte auf den Scheffauer beginnt die Abfolge über dem steil NW-fallenden, hellgrau-beigen Wettersteinkalk, der aus zyklisch aufgebauten, intertidalen (Laminite, Loferite) und subtidalen Bänken (dicke, homogene Biopelpackstones) einer lagunären Fazies besteht, mit Tonschiefern und einer ersten, etwa 10 m mächtigen Karbonatrippe. Darauf folgen mausgraue Rauwacken (ca. 10 m mächtig), eine zweite Karbonatrippe und ein zweiter Tonschieferhorizont. Zwei weitere kleinere Karbonatrippen mit einer tiefen Einschaltung dazwischen (Tonschiefer?) leiten zur dritten, mit Abstand mächtigsten Karbonatrippe über, die mindestens 30 m, vielfach mehr als 50 m mächtig ist und aus teilweise meterdicken Bänken besteht. Der fließende Übergang zum Hauptdolomit erfolgt wiederum über Dolomitbreccien und Rauwacken.

Folgt man dem Weg auf den Zettenkaiser, der an der Westseite des tiefen, nördlich unterhalb des Scheffauers gelegenen Kares hochführt, so quert man von der dritten mächtigen Karbonatrippe zwischen 1600 m und 1700 m Höhe ins stratigraphisch Liegende eine bunte Abfolge aus Tonschiefern, Sandsteinen, Onkolithen, Kalken und Dolomiten. Innerhalb des mächtigsten vor Ort aufgeschlossenen Raibler Tonschiefers (5–7 m), der über der zweiten Karbonatrippe einsetzt, finden sich ockergelbe, cm-dicke tempestitische Schillkalke, die reichlich radial berippte Muschelschalen und schlanke, konusförmige Schalenreste (?) enthalten. Weiters kommen auch braun-graue oolithische und onkolithische Kalke vor. In den blättrigen glimmerreichen Tonschiefern kommen Einschaltungen von parallel- bis schrägeschichteten Sandsteinlagen vor. Die zweite Karbonatrippe besteht aus dm-m-dicken dolomitischen Kalken und bioturbaten Kalken, teilweise mit intraformationellen Breccien und cm-dicken Kieselschnüren. Am Top leiten dichte, honiggelbe, dünnplattige dolomitische Kalke zu dickerbankigen (dm-m), kaffeebraunen dolomitischen Kalkspariten über.

Strukturgeologische Betrachtungen am Nordabfall des Wilden Kaisers

Anhand der klastischen Horizonte in den Raibler Schichten lässt sich am bisher kartierten Nordabfall des Wilden Kaisers (im Abschnitt zwischen dem Zettenkaiserkopf und dem Scheffauer) sehr instruktiv das strukturgeologische Muster ablesen. Ein relativ engmaschiges Set aus dextralen NW-SE- bzw. WNW-ESE- und sinistralen NNE-SSW- bis ENE-WSW-streichenden Seitenverschiebungen bewirkt eine Segmentierung des Südschenkels der großen Kaisergebirgs-Synklinale in rhombenförmige und domoartige Felskörper. Die dextralen Störungen sind hierbei dominant. Diese Störungen bewirken ostwärts ein sukzessives SE-gerichtetes Vorspringen der generell NE-SW-streichenden und steil nach NW einfallenden Raibler Schichten und des Wettersteinkalkes. Die Schwankungsbreite des Streichens der Störungen zwischen WNW bis NW und NE bis NNE könnte mit Riedel- und Hauptscherflächen begründet werden. Das konjugiert aufeinander stehende Störungsmuster hat im Wilden Kaiser morphologisch zu riesigen, bugartigen Kanten und rechtwinkligen Verschneidungen sowie prallen glatten Wänden geführt. Dies lässt sich sehr anschaulich am berühmten Kletterberg des Totenkirchls (2190 m) südlich des Stripsenjoches (1577 m) ablesen. Ebenso ist die Nordostwand des Zettenkaisers eine einzige große Störungsfläche, auf der die horizontale, dextrale Strömung noch sehr gut ersichtlich ist; in den meisten Fällen ist diese durch intensive Verkarstung des hochreinen Wettersteinkalkes verloren gegangen.

Der Hauptdolomit, lokal auch die Raibler Schichten am Hohegg, zeigen darüber hinaus eine weitgeschwungene, offene Faltung um N-S-streichende und N-fallende Achsen, die auf ein älteres kompressives Ereignis in E-W-Richtung hinweist.

Die meisten Störungen versetzen die gesamte Schichtfolge, ein Teil schleift listrisch und schichtparallel in die basalen Tonschiefer und Sandsteine der Raibler Abfolge ein, sodass diese in ihren basalen Anteilen oftmals reduziert ist. Ein stratigraphisch vollständiges Profil vom Wettersteinkalk in den Hauptdolomit findet sich lediglich nördlich unterhalb des Scheffauer. Die relativen Versätze an den Störungen reichen von wenigen bis zu lokal mehreren Hundert Metern. Die Tonschiefer und Sandsteine wurden häufig entlang der Störungsbahnen verschleppt und verschmiert. In Fällen, in denen der Wettersteinkalk tektonisch direkt an die dickbankigeren Raibler Kalke grenzt, gelingt nur im frischen Bruch und in der Betrachtung des unterschiedlichen Streichens eine Unterscheidung beider Schichtglieder.

Quartärgeologische Aspekte des linksseitigen Inntales im Gebiet Langkampfen, Mariastein, Angerberg

Die Felsgleitung von Mariastein (Bergsturzlandschaft von Mariastein)

PENCK & BRÜCKNER (Die Alpen im Eiszeitalter, 1199 S., Leipzig 1909) berichteten erstmals von Bergsturzablagierungen, die sie in den Felstrümmern bei *Mariastein* erkannten.

AMPFERER (Geologische Karte des Unterinntales zwischen Rattenberg und Kufstein 1:40.000, Archiv Geol. B.-A., Wien 1921) und AMPFERER & SANDER (Jb. Geol. B.-A., 72, S. 105–150, Wien 1922) kartierten im Zuge der Aufnahmen für die Blätter Rattenberg und Kufstein (1:75.000) am

Angerberg erstmals vollständig mehrere räumlich isolierte, zertrümmerte triassische Dolomitmörper (Kuchelwald, Schollen von Mariastein, Angath, Kötsching/Kirchbichl) aus. Gemäß AMPFERER sind diese Schollen Erosionsreste der Kaisergebirgs-Decke, die ursprünglich über das Inntal nach Westen mit der Inntal-Decke im Rofan zusammengehängen wäre.

Werner HEISSEL (Verh. Geol. B.-A., Sonderheft A, 116–119, Wien 1951; Mitt. Geol. Ges., 48, 49–70, Wien 1955) beschreibt in seinen Arbeiten über das Tertiär und Quartär des Unterinntales aus der Gegend von Breitenbach am Inn und Kötsching/Kirchbichl Aufschlüsse, in denen dolomitisches Bergsturzmaterial auf quartären Sedimenten (Sanden, Schottern, Moränen) liegt und von Würm-Grundmoränen und Terrassenschottern überlagert ist. Er ordnet dieses Material zeitlich in das Riß-Würm-Interglazial ein.

ORTNER (Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 26, S. 71–89, Innsbruck 2003) betrachtet die Dolomitmörper am Angerberg als einen zusammenhängenden großen Scherkörper entlang der Inntal-Störungszone. Die tektonische Platznahme führt er auf eine NNW-SSE-gerichtete Kompression zurück, die die Sedimentation des Unterinntal-Tertiärs beendet und südvergente Überschiebungen innerhalb der tertiären Sedimente in der Art bedingt, dass Horste nach Süden auf Grabenbereiche (mit der tertiären Beckenfüllung) geschoben wurden.

Ronald SPITZER (Die Angerberg Terrasse „Von quartärgeologischem Rahmen zu hydrogeologischem Modell“, Unveröff. Diplomarb. Univ. Innsbruck, 116 S., Innsbruck 2005) betont jedoch den fehlenden Konnex zwischen den einzelnen Triasaufschlüssen der Angerbergterrasse. In seinen Profilschnitten, welche auch auf Bohrdaten des Jahres 1998 zurückgreifen, postuliert er statt einer zusammenhängenden Dolomitscholle mehrere, durch die Inntal-Störungszone entkoppelte, Scherkörper.

Im Zuge der vom Verfasser im Jahr 2006 von Unterlangkampfen nach Westen voranschreitenden Kartierung des Pendlingzuges für UTM-Blatt Kufstein stellte sich alsbald die Existenz von mächtigen Sturz-/Gleitmassen bei Mariastein, Niederbreitenbach und am Ostsporn des Angerberges heraus. Die dazugehörige Ausbruchsnische ist am Pendlingkamm klar ersichtlich. Ausgehend von dieser Erkenntnis wurde auch der weiter westlich gelegene Butterbichl-Dolomit (Grenzbereich Blatt Kufstein und Blatt Kundl) von Jürgen REITNER im Rahmen der Neuaufnahme des Quartärs am Angerberg als Ablagerung einer Massenbewegung auskartiert. Eine 2006 östlich des Butterbichls im Auftrag der Brenner Eisenbahn Gesellschaft abgeteufte Bohrung (P-KB 01/06) durchbohrte die gesamte Massenbewegung und stieß bis in unterlagernde lakustrine Quartärsedimente vor. Zum Thema Massenbewegung Butterbichl steht aktuell eine Publikation kurz vor ihrer Fertigstellung (GRUBER et al., Bull. angew. Geol., 14/2, Bern 2009).

Ablagerungsgebiet der Felsgleitung von Mariastein

Aufschlüsse an der Nordseite des Moosbachtals

Der Bereich zwischen Bärenbadhaus (825 m) und Mariastein (575 m) ist durch ausgedehnte Grobblockablagerungen gekennzeichnet. Im zentralen Teil sind diese Ablagerungen großteils durch Murschuttströme umgelagert oder von diesen überschüttet worden.

Entlang der Straße von Mariastein nach Waldgütl und weiter zum Bärenbadhaus stehen auf 575 m Höhe, unmittelbar nördlich von Mariastein, zwei mehr als 1000 m³ große Wettersteinkalkblöcke mit steil S- bis SE-fallender Schichtung an. Die beim ersten Blick als anstehender Fels vermuteten Blöcke, zeigen jedoch eine Unterlagerung durch sandig-kiesig-steinigen Schutt. Bergwärts der Blöcke gibt es kleine Vertiefungen. In zwei tiefen Bachschnitten sind weitere große isolierte Felstrümmere aufgeschlossen, womit klar wird, dass die beiden Blöcke an der Straße Teil der Ablagerungen einer Massenbewegung sind. Auf diesen Blöcken bzw. seitlich an diese angelagert findet sich an besagter Straße auf 610 bis 620 m Höhe ein stark kompakterer Diamikt aus abgerundeten bis gerundeten und eingeregelter Blöcken (u. a. Oberangerberger Schichten) in kompakter, vorwiegend kiesig-schluffiger Matrix. Einer der großen Blöcke ist an seiner Unterseite mit Zementen behaftet. Darüber und seitlich an das Blockwerk anliegend kommen auch Schotter mit gut gerundeten kristallinen Geröllen vor. Diese Sedimente werden als Eisrand-sedimente interpretiert.

Entlang der Straße nach Blümel/Embach und im Graben, der nördlich gegenüber der Kirche von Mariastein in einen Murschuttkegel mündet, sind die Blockablagerungen etwa 50 m mächtig und in einem steilen Anbruch freigelegt. Am Fuße des Blockmaterials, gleich oberhalb der Straße (Höhe 570–580 m ca.), treten mehrere Quellen aus, deren Stauer glaziale und glaziolakustrine Ablagerungen bzw. die etwas weiter westlich anstehenden Unterangerberger Schichten sein könnten. Die Blockablagerungen sind mit einer dünnen Schotterauflage bedeckt. Sie bestehen aus überwiegend gut gerundeten, plattigen, kristallinen und karbonatischen Komponenten. Der Schluffanteil fehlt großteils. Es könnte sich ebenfalls um Eisrandbildungen handeln. Kleine Terrassen hiervon kommen beidseits des oben genannten Grabens auf 650 m bzw. 660 m Höhe vor.

Etwa 500 m westlich von Mariastein finden sich unterhalb der Embacher Straße Schotter, die reich an Komponenten der Unterangerberger Schichten sind, welche in einem Graben weiter westlich anstehen und den Kern der Embacher Terrasse bis zum Hof Schmieding aufbauen. Die Morphologie bei Blümel und weiter westlich zeigt Züge von glazialer Überprägung, die auch die genannten Schotter erfasst haben könnte. Somit ergäbe sich für einen Teil der Schotter ein prähochglaziales Alter.

Verfolgt man den Graben, der von Mariastein zum Hundsalmjoch führt, weiter hinauf, trifft man auf 660 m und 700 m Höhe im Bachbett auf Grundmoräne, die von umgelagertem glazialen Material und karbonatischem Murschutt seitlich überlagert wird. Bis 720 m Höhe erstreckt sich ein größerer Murkegel, der aus einem Erosionstälchen in Lockergesteinen hervorgeht. Auf der orographisch linken Seite dieses Grabens und in diesem selbst stehen mächtige diamiktische Grobblockablagerungen an. Auf 820 m Höhe tritt aus diesen eine ergiebige Quelle hervor, die den Talbach speist. Die rechte Grabenseite bietet wichtige Aufschlüsse bzgl. des Alters dieser Ablagerungen: In der ersten Kehre eines Waldweges, der von der letzten Kehre der Bärenbadstraße nach Westen abzweigt, werden schluffige, grau-weißlich-grüne Diamikte mit gekritzten Geschieben, polierten Kristallingeröllen und kantengerundeten bis gerundeten, matrixgestützten Karbonatgeröllen angeschnitten. Es handelt sich um würmhochglaziale Grundmoräne des Inngletschers. In der zweiten Kehre liegt die Grund-

moräne direkt auf stark kompaktiertem, teils zementiertem Grobblockschutt aus Wettersteindolomit mit sandiger Matrix. An einem *Stichweg*, der von der zweiten Kehre nach Nordwesten führt, sieht man auf 790 m Höhe sehr eindrücklich, dass teils hangparallel geschichtete Breccien aus Wettersteindolomit, die als Murensedimente zu interpretieren sind, von wenigen Metern Grundmoräne überlagert werden. Bis zum Ende des Hauptweges kommt die Moräne noch in kleinen Rücken vor und wird großteils von Sturz- und Murschutt von der dahinter stehenden Wettersteinkalkflanke des Hundsalmjoches verdeckt (1637 m). Am Wegende liegt die Moräne wieder auf Blockschutt.

An dieser Stelle sind einige Betrachtungen zu den *Raibler Schichten* im *Südschenkel der Pendling-Antiklinale* anzuführen:

Am oben genannten Wegende treten in einem Horizont aufgefädelt Quellen aus, die auf die stauenden, im Untergrund anstehenden Raibler Schichten zurückzuführen sind. Hinweise dafür liefern Rauwackenstücke im Schutt, die grau-blaue Matrix der Moräne sowie Sackungstrepfen. Zwischen 710 und 750 m Höhe zieht westlich der ersten Kehre (vgl. oben) eine Karbonatrinne durch, die aus hellgrauen, beigen bis bräunlichen Dolomiten und Dolomitekataklasiten besteht, die von zahlreichen Scherflächen durchzogen sind. Auf Höhe 720 m am Ostende dieser Karbonatrinne kommen auch dunkelgraue bituminöse, kalkige Dolomite vor. Lithologisch sind diese den Raibler Karbonathorizonten zuzurechnen.

Im *Graben nordwestlich von Blümel* (mit Geschiebesperre für Muren und Lawinen) kommen auf 720 m Höhe braune bis dunkelgraue Dolomitekataklasite vor. Darüber folgt ein dickbankiger bis massiger, brauner Kalk (ca. 20–30 m mächtig), über dem der oben genannte Quellhorizont liegt (Stauer sind die Raibler Feinklastika). Etwas oberhalb (820 m) beginnt schließlich der weiße Wettersteindolomit des Hundsalmjochs, der steil nach SSE einfällt. Das Störungsmuster zeigt steile ± N-S-streichende sinistrale und NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen. Im *nach Westen anschließenden Graben* stehen im stratigraphisch Liegenden der Kalkrinne braun-grüne, sandige Dolomite und Tonschiefer an.

Am Beginn der *Buchackeralmstraße* und in den Gräben nördlich und nordöstlich von Kote 614 m in *Embach* gibt es mehrere Aufschlüsse in den Raibler Schichten, die durch braun-gelbliche und dunkle laminierte und bituminöse Dolomite, schwarze, graue, braune und grüne Tonschiefer und Rauwacken repräsentiert sind. Die Basis über dem Wettersteindolomit besteht fast überall aus Tonschiefern und Sandsteinen. In der Abfolge höher, d.h. südlicher, kommen helle, dickbankige sparitische Dolomite und Kalke vor, auf die wieder feinklastische Lagen folgen. Einige Meter mächtige, hellbeige, massige Kalke, die lokal über die Feinklastika geschoben sind, sind jedoch unklar zuzuordnen (Dachsteinkalktypen innerhalb des Hauptdolomites?). Am Kontakt der Raibler Schichten zum Wettersteindolomit treten zahlreiche Quellen aus, die zum Teil für die Trinkwasserversorgung der Gemeinden Mariastein, Angerberg und Angath gefasst wurden.

Im tief eingeschnittenen *Graben nordöstlich von Brand* ziehen sich Sturzablagerungen orographisch rechts bis 630 m Höhe hoch. 10 Meter darüber folgen schluffreiche Sedimente mit gut gerundeten kristallinreichen Geröllen (Moräne?). Daneben treten auch geschichtete Inn-

schotter auf. Auf der linken Grabenseite ist das Blockwerk nur bis 580 m Höhe aufgeschlossen. Darüber liegen Sande (Dachsbauten, Rotationsanbrüche) und Kiese aus Innergeröllen, die auf 620 m Höhe eine schöne Terrassenfläche bilden, welche bergseitig durch ein *Trockental* zerschnitten ist. Auf dieser Grabenseite sieht man auch eine Anlagerung der Schotter an Grundmoränen, die mit Unterbrechungen bis zur Straße Niederbreitenbach – Bärenbadhaus auftreten. Gekritzte Geschiebe sind selten, häufiger hingegen große, an der Oberfläche freiliegende Kristallinblöcke.

Zwischen den Murkegeln von Brand und von Niederbreitenbach sieht der quartäre Sedimentaufbau wie folgt aus: Von 530–580 m Höhe, nach Osten leicht ansteigend, dominieren Ansammlungen großer Wettersteinkalkblöcke, die offensichtlich im Hang stecken und Teil der Felsgleitung von Mariastein sein könnten. Darüber tritt ein am Hang entlang ziehender Quellhorizont auf. Der dahinter wieder etwas steiler ansteigende Hang setzt sich basal aus lockeren, mittelkörnigen Sanden zusammen, die nach oben in sandige Kiese und Schotter mit Innspektrum überwechseln. Auf 620 m Höhe markiert eine scharfe Geländekante den Übergang zur kleinen terrassenförmigen Verebnung mit dem bereits bekannten Trockental. Weiter nach Osten allerdings zeigt die Terrasse eine zusehends welligere Oberfläche, von kleinen Senken, Tälchen und Rücken strukturiert. Das Material besteht weiterhin aus Schottern, jedoch nunmehr mit etwas größeren Kristallingeröllen (tw. >0,5 m). Die Matrix ist an den südseitigen Rückenrändern etwas schluffiger. Am Rücken westlich der ersten Kehre der Bärenbadstraße und des hier nach Südosten in die Luft ausstreichenden Trockentales erreichen Gneis- und Feldspatungneisfindlinge mehr als 2 m³ Größe. Diese Ablagerungen könnten randglaziale Schmelzwassersedimente oder vielleicht sogar eine dünne Moränenauflage darstellen, die Senken wären eventuell als Toteislöcher oder als Schwinden zu deuten.

Im *Trockental* (siehe oben) selbst reichen die Grobblockablagerungen aus Wettersteinkalk bis zum West-Südostknick des Tälchens (610 m) hoch und sind auf der Südseite von Schottern mit großen Findlingen überlagert. Am nordseitigen Hang des Trockentales westlich vom Knick lassen sich diese Schotter bis 640 m Höhe – dabei eine kleine Verebnung bildend – verfolgen. Nördlich und nordöstlich des Knicks kommen im Zwickel zwischen der ersten und dritten Kehre der Bärenbadstraße in den dort eingeschnittenen Gräben Diamikte aus großen Kristallingeröllen und einer feinsandig-schluffigen Matrix (nördlich der 1. Kehre) sowie kristallinbetonte Kiese und Schotter mit ockerbrauner schluffiger Matrix (zwischen 2. und 3. Kehre und westlich der 3. Kehre) vor. Nach oben, vor allem auf den topographisch erhöhten Stellen, ist eine Zunahme des Schluffanteiles und das Auftreten von großen kristallinen Findlingen zu beobachten. Ebenso fällt eine drumlinoide Überprägung der Lockergesteine ins Auge. Diese Beobachtungen lassen auf eine glaziale Überprägung der Schotter und Kiese schließen. An der Geländekante südlich der zweiten Kehre der Forststraße treten in einem großen Anriss die östlichsten Grobblockablagerungen der Massenbewegung von Mariastein zu Tage.

Am *Südost-Ausgang vom Trockental* liegen auf den Blöcken geringmächtige, sehr stark kompaktierte Bänderschlufluffe, die gegen Westen auf gleicher Höhe von Sanden und sandigen Schottern überlagert werden. Das schluffige Material ist teilweise auch in den Zwickeln der darun-

terliegenden Blockablagerungen sedimentiert worden, die nur in den Rinnenanschnitten sichtbar sind. Auf den vorspringenden Rücken selbst erkennt man auch Reste einer seitlichen Anlagerung von Schottern an die diamiktischen Sturzablagerungen. Diese Coarsening-upward-Abfolge ist durchaus typisch für Eisrandsedimentation mit einem anfänglichen, glaziolakustrinen Milieu, das von Deltasedimenten zusehends aufgefüllt wird. Letztlich lässt sich ein prähochglaziales Alter dieser lakustrinen bis fluviatilen Sedimente (Kamesterrassen) nicht ausschließen, belegt einerseits durch die Findlingsstreu und schluffiges Material am Top der Schotter und andererseits durch die Annahme, dass die „Eisrandterrassen“ nur morphologisch aus älterem Material herauspräpariert wurden. Als weitere Möglichkeit ist eine Gletscherszillation mit kurzzeitigem Überfahren der Eisrandsedimente am Ausgang des Würm-Hochglazials in Betracht zu ziehen.

Aufschlüsse an der Südseite des Moosbachtals

Der große, schief stehende Block, auf dem die *Wallfahrtskirche Mariastein* am Südostrand des Moosbachtals steht, gilt als eindrucksvollster Zeuge der Felsgleitung von Mariastein. Der etwa 50 m hohe, dicht bewaldete Steilabfall dieser Talseite wird überwiegend aus diesen großen Blöcken aufgebaut, die nur teilweise aus dem Hang ragen und aufgrund der guten Schichtung zunächst nicht als Blöcke, sondern als Felsrippen gesehen werden. Auch hier zeigt sich, dass einige Blöcke von feinkörnigen, kiesig-sandigen Sedimenten unterlagert werden bzw. sogar eingesedimentiert wurden. Das stark variierende Schicht-einfallen von Block zu Block ergibt überdies keine stratigraphischen und strukturellen Zusammenhänge. Zudem finden sich zwischen den Blöcken quer zum Hang tiefe Einschnitte, die auf die Erosion quartärer Sedimente zurückzuführen sind. Letztlich sprechen auch die scharfen Kanten der Blöcke gegen eine an dieser Stelle anzunehmende glaziale Überprägung.

Die Blockansammlungen der südlichen Talseite lassen sich bis einen halben Kilometer südwestlich von Niederbreitenbach (518 m) verfolgen, wobei die Oberkante der Verbreitung leicht nach Osten abfällt. *Östlich von Mariastein* kommen am Top der Blöcke zwei schmale Terrassen im Höhenabstand von ca. 8 Metern vor, die aus kristallinbetonten Innschottern aufgebaut sind (Eisrandsedimente?). Die Böschungen sind sehr steil und glatt. Sie könnten auch anthropogen geschaffen worden sein. Weiter nach Osten finden die Terrassen keine Fortsetzung, sondern gehen in tief eingeschnittene Hänge über. Diese bestehen über den blockigen Ablagerungen – soweit dies aus kleinen Schürfen ersichtlich war – aus blockig-kiesig-sandigen Innschottern, die fast rein kristalline Gerölle bis 30 cm Größe führen. Lokal, z.B. südöstlich des Moosbachstausees, sind mächtigere (mehrere Meter) Sandkörper eingeschaltet.

Oberhalb von 600 m Höhe weist das Gelände eine glaziale Überprägung und Abrundung in Form von Drumlins auf. Am Weg von Niederbreitenbach über den Rücken nach Mariastein trifft man auch immer wieder auf eine dünne Grundmoränenauflage.

Nach Westen zu lassen sich die Blockablagerungen nur noch 200 m weit verfolgen, ehe sie unter einem größeren Kalkuffvorkommen und anderen Quartärsedimenten verschwinden.

Aufschlüsse entlang von Forstwegen zwischen Niederbreitenbach und Angerberg/Mariastein, nordwestlich der Innschleife

Etwa 1 km südwestlich von Niederbreitenbach, Höhe 530 m, kommt am Beginn eines neuen Forstweges ein Anriss in Diamikten mit unterschiedlich großen, eckigen bis kantengerundeten, oft zertrümmerten Klasten von Wettersteinkalk (größte Blöcke bis 2 m Durchmesser) vor. Die Matrix liegt vorwiegend in Kies-, untergeordnet in Sandfraktion vor. Sie besteht durchwegs aus eckigen Wettersteinkalkklasten und -körnern sowie selten eingestreuten Kristallingeröllen. Diese Sedimente sind aufgrund ihrer schlechten Sortierung und der Eckigkeit der Klasten mit den Trümmern der Gleitmasse von Mariastein korrelierbar. Über diesen Diamikten folgen Sande, sandige Schluffe mit Kiesgeröllen und sandig-schluffige Kiese, die sich fast nur aus Kristallingeröllen zusammensetzen. Auf diesen liegen erneut Diamikte: Gerölle der Kies- und Steinefraktion, teilweise auch gekritzte Karbonate, sind in eine kompakte schluffige, bereichsweise sandige Matrix eingebettet. Der eindeutige Grundmoränencharakter dieser Diamikte zeigt sich erst einige Meter nordöstlich in Form großer Kompaktheit und scherbigen Bruchs des Sediments sowie vieler gekritzter bis polierter Karbonatgeschiebe.

Etwa 100 m wegaufwärts nach Südwesten kommen große helle Kalkblöcke (Wettersteinkalk) vor, zwischen denen eine etwa 5 m breite und 1,5 m mächtige Linse aus kiesigen Sanden, Feinsanden und Schluffen „eingeklemmt“ ist. Deren primäre Schichtung ist muldenförmig verbogen, wobei die Schluffe zusätzlich noch enger verfalzt sind. Die Blöcke wurden offensichtlich im Zuge der Felsgleitung von Mariastein hierher verfrachtet und schürften auf ihrem Weg eine Schuppe aus lakustrinen Sedimenten auf, die während des Transportes deformiert wurde.

Wenige Meter wegaufwärts folgt ein kleiner Felskörper, etwa 10 mal 10 m groß, der sich aus verkitteten, sehr eckigen Klasten unterschiedlichster Größe (bis einige m³) mit offenen Porenräumen zusammensetzt. Weiters beobachtet man Scherflächen, die abrupt enden. Auch diese Breccien sind als Teil der Gleitmasse von Mariastein zu deuten. Verfolgt man den Weg weiter aufwärts, beobachtet man eine Überlagerung der Breccien durch lockere Sande und sandige matrixreiche Kiese, die in Wechsellagerung stehen. Das Geröll- und Kornspektrum besteht fast rein aus kristallinen Gesteinen. Etwa ab 570 m Höhe kommen zusehends schluffreichere Kiese vor; hierzu gesellen sich größere kristalline Gerölle von mehr als 0,5 m Durchmesser.

Biegt man am Ende dieses Forstweges im rechten Winkel in einen Waldweg nach Osten ein, trifft man bei einer weiteren Weggabelung (ca. 610 m Höhe) auf völlig mürbe, beige-graue Dolomitblöcke, teils mit Durchmessern von über einem Meter, die stark zerfallen und von sandig-schluffigen, kristallinbetonten Schottern geringmächtig überlagert sind. Der an der Gabelung nach Nordosten (in Richtung Neuegg) führende Weg wird zusehends zum *Hohlweg*, der sich auf Höhe einer Christbaumpflanzung in große hellbeige Dolomitblöcke (Wettersteindolomit) und sie überlagernde kristalline Schotter einschneidet.

Den *Steilabbruch ins Inntal (Aussichtskanzel)*, nördlich vom Rasthaus Angath an der Inntalautobahn, bilden stark zerscherte und zerbrochene, kakiritische, beige-graue und geschichtete dunkelgraue Dolomite, die sehr stark schuttbildend sind. Eine Zuordnung dieser Dolomite (SPITZER,

2005, spricht sie aus faziellen Gründen als Wettersteindolomit an) sowie eine klare Ansprache als anstehender Fels oder als möglicher großer Felskörper der Gleitung von Mariastein lassen sich hier schwer entscheiden.

Abrißgebiet der Felsgleitung Mariastein

Ein Blick aus dem Inntal auf den Pendlingzug genügt, um die riesige Hohlform (mit ca. 1 km Durchmesser) zwischen Köglhörndl (1645 m) im Nordosten und Hundsalmjoch (1637 m) im Südwesten zu erkennen. Es handelt sich um die Ausbruchsnische der Felsgleitung von Mariastein. Die Größe der Ausbruchsnische steht zunächst in keinem Verhältnis zum Volumen der Ablagerungen. Allerdings ist der Tiefgang dieser bei Mariastein und die Ausdehnung nach Osten unklar. Rechnet man die Felsrippe von Angath und die zertrümmerte Dolomitscholle von Kötsching bei Bad Häring zur Gleitmasse dazu, ergibt sich ein ansehnliches Ablagerungsgebiet der Massenbewegung.

Der Blick von der Seite auf die Ausbruchshohlform verriet sehr eindrucksvoll die entscheidenden strukturellen Voraussetzungen, die zu dieser Massenbewegung führten: Der Pendlingkamm besteht in diesem Abschnitt aus dem mächtigen, gut gebankten Wettersteinkalk/Wettersteindolomit in Lagunenfazies, der zu einer großen, ENE-WSW-streichenden, fast symmetrischen Antiklinalstruktur verformt ist. Deren Scharnier und Scheitel fallen mit dem Kammscheitel zusammen. Die Antiklinale ist durch steile, N-S- bis NNE-SSW-streichende, sinistrale Blattverschiebungen, untergeordnet durch NW-SE-streichende dextrale Blattverschiebungen, zerhackt und zerschert. Dadurch ist das Scharnier der Antiklinale vom Köglhörndl bis zum Hundsalmjoch um mehrere 100 m nach Südwesten vorversetzt. Entlang des Scharniers im Bereich Köglhörndl (parallel zur Achsenebene) ist ein großer Teil des 30–40° S-fallenden Südschenkels dieser Antiklinale schichtparallel abgeglitten. E-W-streichende, subvertikale Dehnungsbrüche parallel zum Scharnier (bc-Klüfte; Bruno SANDER, Gefügekunde der Gesteine: mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite, 352 S., Wien 1930) und die genannten N-S-streichenden Seitenverschiebungen begünstigten in entscheidendem Maße das Herausbrechen und En-bloc-Abgleiten einer großen zusammenhängenden Felsmasse. Die Ausbruchsnische ist demnach eine im Großen und Ganzen noch gut erhaltene, an drei Seiten (Basis, Nord- und Westseite) strukturell zugeschnittene Hohlform, d.h. sie ist durch Schicht- und Störungsflächen begrenzt, die wandbildend sind. Die Verschneidungen zwischen den sinistralen und dextralen Blattverschiebungen und den bc-Klüften des Scharnierbereiches führten zur Bildung rhombenförmiger Felskörper, die stehen geblieben sind und heute in die Ausbruchsnische hineinragen. Entlang dem Westgrat des Köglhörndls beobachtet man große offene Spalten und meterhohe Abtreppungen und Absackungen von mehr als 200 m hohen, über 100 m breiten und zehnermetertiefen Felsstürmen der Südabstürze. Angesichts dieser Erscheinungen sind in absehbarer Zeit weitere große Felsabstürze im Ausmaß von Zehntausenden bis Hunderttausenden Kubikmetern Material zu erwarten. Eine Ansammlung großer, wirt gelagerter Felsblöcke am Wandfuß unter dem Köglhörndl zeugt vom Kollaps solcher Felskörper.

Die größte dieser Felsbastionen ragt nordöstlich unterhalb des Hundsalmjoches schiffbugartig nach Süden heraus. Sie ist an der Westseite durch einen tiefen störungs-

parallelen Graben vom Hundsalmjoch getrennt, im Norden durch eine konjugierte, steil SE-fallende Störung von der Rückwand abgesetzt.

Bei Betrachtung der heutigen Pendling-Südhänge außerhalb des Ausbruchsbereiches ist ein steiler und hoher, wandförmiger Abbruch des ursprünglichen Hangreliefs im Bereich der heutigen Ausbruchsnische als sehr wahrscheinlich anzunehmen. Dieser Geländesprung wird durch den lithologischen Wechsel von den kompetenteren triasischen Schichtgliedern im Norden (ausgenommen sind die klastischen Horizonte in den Raibler Schichten) zu den weicheren tertiären Unterangerberger Schichten im Süden und die sie trennende ENE-WSW-streichende Inntal-Scherzone verschärft.

Abgleitbereich und Abgleitfläche

Lediglich ein kleiner Teil der ehemaligen Abgleitzone der Massenbewegung von Mariastein ist noch aufgeschlossen. Es ist dies eine ca. 20 ha große Schichtplatte aus Wettersteinkalk/-dolomit südöstlich der Mariasteiner Alm und eine kleine Fläche im Graben westlich der Alm. Die höheren Teile sind verschüttet. Am unteren Ende wird der 40° S-fallende Wetterstein-Lagunenkalk von einem NE-SW-streichenden, sinistralen Ast der Inntal-Scherzone (S 130/85, L 45/15 sin.) jäh abgeschnitten und nach Südosten gegen beige, mikritische und pyritführende Dolomitkalktasite begrenzt (Raibler Dolomite?), die nach SSE fallen.

Die Gleitfläche ist in sich nochmals geringfügig nach dem Prinzip einer treppenartigen Verzahnung von räumlich verschiedenen orientierten Diskontinuitäten, auch „step path failure“ genannt (freundl. mündl. Mitt. von Christoph PRAGER), gestuft. Dies bedeutet, dass einzelne durch Klüfte und Störungen begrenzte Schichtpakete abgeglitten sind, andere als Rippen stehen geblieben sind. Von Zerrspalten durchzogene Areale östlich der Mariasteiner Alm deuten auf künftige Gleitereignisse hin. 200 m westlich der Alm zeigt ein Felssporn eine ausgeprägte Bankunterhöhlung und beginnendes Zerbrechen an.

Auf der Abgleitfläche südlich der Alm liegt 10er-mächtiger, monomikter Blockschutt, der fließende Übergänge in Breccien zeigt. Die größten Blöcke, teilweise von Hausgröße, liegen stets obenauf bzw. werden von verschieden gut zementierten, feinkörnigeren Breccien getragen. Diese Breccien enthalten selbst wieder Komponenten aus Breccien und sind meist korngestützt. Zur Festgesteinsbasis (Wettersteinkalk) hin wird das Material sukzessive feinkörniger. Die durchwegs eckigen Klaster erreichen dort Sandkorngröße. Die Matrix präsentiert sich als siltiges bis schluffiges Gesteinszerreißel. Die inverse Gradierung des Schuttes spricht für einen hochenergetischen und -dynamischen Transport, wie er bei schnellen Massenbewegungen wie Bergstürzen und Gleitungen vorkommt. Das feinkörnige Material an der Basis stellt hierbei das Zerreibungsprodukt am Kontakt zur Gleitfläche dar (freundl. mündl. Mitt. von Christoph PRAGER). Im Aufschluss und im Handstück beobachtet man auch Klaster mit korrespondierenden Korngrößen. Quellaustritte, z.B. auf 1070 m Höhe aus einer Störung, dürften sowohl den Gleit- als auch den Zementationsprozess des Schuttes wesentlich beeinflusst haben. Die Zementation konzentriert sich punktuell auf die Kornkontakte oder basiert auf Verhärtung (Auszementierung) der feinkörnigen Matrix.

Im Graben westlich der Mariasteiner Alm ist über dem Wettersteinkalk ein 1–2 m mächtiger Breccienhorizont aufgeschlossen, der nach oben zusehends ein lockereres Gefüge und eine Kornvergrößerung aufweist. Es ist anzunehmen, dass der oberste Teil der Schuttdecke, auf dem auch die Almfläche gerodet wurde, von Nachsturzereignissen stammt.

Im Zentrum der Ausbruchshohlform, ca. 0,5 km südsüdwestlich der Mariasteiner Alm (Höhe 950–1000 m am Ende eines Stichweges), heben sich im Wald mächtige Rippen aus Grobbreccien hervor, die durch angerundete Blöcke und hohen Matrixanteil in Form eines braunen Kalkschlammes gekennzeichnet sind.

Ein weiterer mächtiger Breccienrücken befindet sich ost-südöstlich unterhalb des Hundsalmjoches.

Diese Breccienareale könnten die ursprünglichen Ablagerungen der Felsgleitung von Mariastein repräsentieren, die auf der Abgleitfläche liegen blieben. Nachstürze und großflächige Umlagerungen des Materials in Form zweier mächtiger Murschuttkegel haben den ursprünglichen Ablagerungszustand im zentralen Teil stark verändert. Nur randlich (am Innberg und beim Bärenbadhaus) sowie in distaleren Bereichen der Ablagerungen ist der stratigraphische Konnex zu den anderen Quartärablagerungen (Grundmoräne, Innschotter, -kiese und -sande) erhalten geblieben, die eine Einstufung des Hauptmassenbewegungsereignisses in die Zeit vor dem Letzten Glazialen Maximum (LGM) erlauben.

Zusammenfassende Betrachtungen

Bei der Massenbewegung Mariastein handelt es sich um eine der größten Felsgleitungen der Nördlichen Kalkalpen Tirols.

Sie entwickelte sich im Wettersteinkalk im Südschenkel der E-W-streichenden Pendling-Antiklinale entlang von N-S-streichenden Seitenverschiebungen, parallel zum Scharnier der Antiklinale und aus dem 40° S-fallenden Wettersteinkalk heraus.

Die Ausbruchsnische ist bereits von Weitem in der Hohlform zwischen Hundsalmjoch (1637 m) im Westen und Köglhörndl (1645 m) im Osten erkennbar.

Die Abgleitfläche ist noch reliktsch erhalten, der Großteil ist mit Gleit-/Sturzbreccien verdeckt.

Das Ablagerungsgebiet besteht überwiegend aus dekametermächtigem, teils zementiertem Blockschutt, der sich von Blümel im Westen über 2,5 km bis Niederbreitenbach im Osten, von Waldgütl im Nordwesten bis zur Innschleife bei Neuegg im Südosten, vielleicht sogar bis Kötsching östlich des Inntales (mehr als 6 km Distanz von der Abrissnische) erstreckt.

Die Frage der Zugehörigkeit des Felsriegels nördlich der Autobahnraststätte Angath zur Massenbewegung bleibt offen.

Die Gleitmassen liegen teils auf Festgesteinen (Wettersteinkalk, Raibler Schichten? Unterangerberger Schichten?), teils auf glazio?lakustrinen (Sande, Schluffe) und fraglich auf glazio?fluvialen (Schotter, Kiese, Sande) Sedimenten des Inntales, von denen sie, zusammen mit lokalen Murschuttsedimenten, auch wieder überlagert bzw. einsedimentiert wurden. Über diesen Sedimenten liegt an vielen Stellen Grundmoräne des hochglazialen Innegletschers.

Die Gleitmassen von Mariastein sind daher altersmäßig in das Prähochglazial einzuordnen.

Die Gleichzeitigkeit der Ereignisse von Mariastein und vom Butterbichl am Westende des Angerberges drängt sich auf.

Großaufschluss an der Autobahn auf Höhe der Innschleife bei Neuegg

(mit Jürgen REITNER aufgenommen)

Am ehemaligen Prallhang der Innschleife nördlich Angath, der heute durch die Autobahn verbaut ist, stehen mächtige planar- und schräggeschichtete Schotter an, die teilweise konglomeriert sind. Die Gerölle mit cm-dm-Größe (vereinzelt >30 cm) bestehen überwiegend aus kristallinen Gesteinen, mit Ausnahmen auch bis 50 % Karbonatgesteinen (v.a. permoskythische klastische Gesteine). Lokal sind bis 40 cm mächtige Sandlagen eingeschaltet, die intern leicht schräg geschichtet sind. An Sedimentstrukturen sind Schräg- und Horizontalschichtung, Rinnenstrukturen und Gradierungen (mit basalen Grobgerölllagen) ersichtlich. Die Matrix besteht aus Sanden, auch Feinkiesen; matrix- und klastengestützte Gefüge wechseln sich ab. Die Zementation ist eine lokale Erscheinung; wo sie fehlt, tritt ein offenes Porengefüge auf, insbesondere in den groben, gradierten Gerölllagen, wo auch die Längsachsen parallel zum Fallen der Schichtblätter angeordnet sind. Vor dem Autobahnbau war an der Basis der Schotter laut AMPFERER (1921), HEISSEL (1951), HEISSEL (1955) auch eine von den Autoren benannte „Liegendmoräne“ aufgeschlossen. Im stratigraphisch Hangenden der Schotter folgt – mit einer kleinen Aufschlusslücke – überkonsolidierte graue, feinsandig-schluffige Grundmoräne mit subangularen bis gut gerundeten, gekritzten Geschieben. Der Komponentenanteil dieser Diamikte macht 20 % aus, Karbonat- und Kristallingschiebe halten sich anteilig die Waage. Die Komponenten zeigen durchschnittlich Größen von 1–3 cm, mehrfach auch von 10–12 cm, vereinzelt bis 50 cm. Mehr als 1 m³ große, kantengerundete, hell-beige-graue Dolomitblöcke (Wettersteinkalke) bzw. Dolomitbreccienblöcke (leicht zementiert) weisen darauf hin, dass der Innegletscher auch die Gleitmassen von Mariastein oder Butterbichl aufarbeitete. Die Grundmoräne ist am Steig von Neuegg zur Raststätte Angath breit aufgeschlossen.

Schottergrube Niederbreitenbach am Ostende des Angerberges

(mit Jürgen REITNER und Christoph PRAGER aufgenommen)

In dieser Grube wechsellagern grobe Schotter mit Rinnenfüllungen, Gradierung und Imbrikation mit feiner körnigen Schottern und sandigen Kiesen. Die Grobschotter, die im zentralen Bereich des Aufschlusses eine große, 3 m mächtige und asymmetrische Rinnenstruktur ausbilden, setzen sich aus 70 % karbonatischen, ca. 20 % kristallinen und untergeordnet aus siliziklastischen und Metasedimenten zusammen. Die Karbonate sind gut gerundet bis kantengerundet und werden von hellgrau-beigen Wettersteinkalken dominiert; weiters sind laminierte Dolomite, graue Dolomite und Kalke, bräunliche Kalksandsteine und Kalkkonglomerate (Unter- und Oberangerberg-Formation) vertreten. Wettersteinkalkblöcke von 50–100 cm und nicht selten von 2 m Durchmesser stellen die größten Korngrößen dar. Die kristallinen Komponenten sind ausnahmslos

gut bis sehr gut gerundet mit oftmals plattigem Habitus; sie erreichen die Kies- bis Steinefraktion (bis 30 cm). Das Gesteinsspektrum wird von der Vielfalt der magmatischen und metamorphen Gesteine im Einzugsgebiet des Inns zusammengesetzt: Amphibolite und Granatamphibolite, verschiedene Gneise, Granite, Tonalite, Glimmerschiefer, Serpentinite, Eklogite, Quarzmobilisate, Quarzite, Grünschiefer, Biotitschiefer, etc. Die schwach metamorphen Sedimente und Vulkanite der Grauwackenzone sowie permoskythische Konglomerate und Sandsteine (Buntsandsteine) machen etwa 10 % des Geröllbestandes aus.

Das Gefüge ist großteils klastengestützt, die Matrix ist kiesig-sandig, teilweise auch feinkiesig-sandig bis schluffig. Dünnere Lagen, reich an Kristallingeröllen (Grobkiese), wechseln mit 2–3 m dicken Lagen, die reich an Wettersteinkalkgeröllen sind, wobei die größeren (dm-m-Größe) kanten- bis mäßig gerundet, die kleineren (dm-cm-Größe) gerundet bis gut gerundet sind. Grobe Horizontalschichtung, Rinnenschrägschichtung, Gradierung und Imbrikation weisen diese Sedimente als fluviale Ablagerungen des Inns (kristallinbetonte Innschotter) und als Wildbachschotter (karbonatbetonte Grobschotter) aus. Letztere könnten auch umgelagertes Material der Felsgleitung von Mariastein beinhalten.

Eine dünne Auflage von schluffreichen Diamikten (Grundmoräne?) und die drumlinoide Überformung des nach Norden anschließenden Wiesenrückens lassen ein prähochglaziales Alter der Sedimente in der Schottergrube vermuten.

Quartärgeologie der Terrassen zwischen Niederbreitenbach und Unterlangkampfen

Zwischen *Niederbreitenbach* und *Unterlangkampfen* gibt es morphologisch drei markante Terrassenniveaus. Das tiefste Niveau entspricht den postglazialen (rezenten) Talalluvionen des Inns und ist durch kleine Terrassenstufen mit 3–4 m Höhe weiter untergliedert. Seitlich geht es fließend in den flachen Schwemmfächer des Moosbaches über. Das nächst höhere Terrassenniveau erhebt sich zwischen 15 und 20 m über dem Innniveau und stellt eine spät- bis frühpostglaziale Schotterterrasse des Inns bzw. des Moosbaches dar. Sie verzahnt sich mit den Schwemmkegeln, die sich durch die Zerschneidung der darüberliegenden Terrasse und Hänge bildeten bzw. wird von diesen überschattet. Im Ortskern von Unterlangkampfen (501 m) und östlich von Schafteuau wurde die Terrasse durch die von Norden einmündenden Wildbäche ausgeräumt und durch Murenkegel ersetzt, die selbst wieder zerschnitten und terrasiert sind, z.B. auf Höhe der Kirche in Unterlangkampfen. Von Schafteuau nach Nordosten fehlt dieses Terrassenniveau bis in die Gegend von Maistall; stattdessen wird der Inntalboden direkt von steilen Hauptdolomithängen der Pending-Antiklinale flankiert. Bei Kufstein/Zell und Morsbach tritt wieder eine ausgedehnte Schotterterrasse auf. Östlich des Inns sind damit vermutlich die Terrassen von Hörfing/Weissach, Mitterndorf und Sparchen korrelierbar.

Die *höchste der Terrassen zwischen Niederbreitenbach und Langkampfen (Lokalität Schnarzlberg)*, die bis über 600 m Höhe reicht, weist einen komplexen inneren Aufbau auf. Die tiefe Zerrachelung der Terrassenböschung verrät bereits ihre Zusammensetzung aus Lockergesteinen. Auf der Ostseite des tief eingeschnittenen *Höllensteingrabens*, südlich von Kreit auf 590–600 m Höhe an

der Geländekante, gibt eine große Rotationsrutschung Einblick in kompaktierte Diamikte aus verschiedenen, vorwiegend eckigen Karbonatklasten und seltenen cm-großen Kristallingeröllen. Zahlreiche größere Karbonatblöcke sind dabei zerbrochen. Die Matrix setzt sich aus sandig-schluffigem, krümeligem Material zusammen. Obenauf liegen große Kristallinblöcke. Der Wanderweg zum Höllensteinhaus verläuft westlich von Kreit bis zu einer Höhe von 730 m mehr oder weniger auf Grundmoräne. Vermutlich handelt es sich bei den kompaktierten Diamikten um Murensedimente, die durch spätere Eisauflast verdichtet wurden. Möglicherweise wurde auch distales Material der Gleitung von Mariastein umgelagert.

Entlang der von Rutschungen geprägten Böschung nach Osten und im nächsten *tiefen Graben nördlich über Niederbreitenbach (Kapelle)* kommen unreife Diamikte vor, die durch ein breites Komponentenspektrum von polymikten, eckigen bis angerundeten, 1 cm bis 1,5 m großen Klasten auffallen. Dazu zählen verschiedene Dolomite, Dolomitmergel, dunkle Kalke, Dolomitzaklasite, vereinzelt auch gut gerundete Kristallin-, Kalk- und Dolomitgerölle. Die Matrix weist Übergänge von Kiesen, Sanden und Schluffen auf. Diese Ablagerungen entstanden aus debris flows der rückwärtigen Hänge. Den Übergang in die Geländeverflachung auf etwa 600 m Höhe markiert eine kleine Steilstufe aus hart brechenden Dolomitbreccien und Kataklastiten vom Typ Hauptdolomit, aber auch aus polymikten, zementierten Breccien, die den Transgressionsbreccien des Unterinntal-Tertiärs sehr ähnlich sehen. Hier stellt sich die Frage, ob Anstehendes vorliegt – in nächster Nähe kommen auch Tertiäraufschlüsse vor bzw. die in der Umgebung anstehenden Dolomitgesteine sind oftmals tektonisch stark zertrümmert – oder ob es sich um Ablagerungen einer Massenbewegung handelt. Die Ausläufer der Felsgleitung von Mariastein könnten durchaus noch bis hierher gereicht haben.

Die wellig modellierte, insgesamt aber sanft zum Hang hin ansteigende Verflachung weist eine dünne Decke aus kristallinbetonten Diamikten bzw. vereinzelt verstreute grobe Kristallinblöcke (Amphibolite, Quarzmobilisate, Gneise) auf, wobei die basalsten Zentimeter über den vorhin genannten Dolomitbreccien stärker kompaktiert sind.

In dem *von der Rudersburg*, einer ca. 900 m hohen aus dem Hang herausragenden Dolomitrippe, *herabfließenden Bach* stößt man auf 630–650 m Höhe (Forstwegquerung) auf sehr schluffreiche Diamikte mit gekritzten Geschieben und Scherflächen (Grundmoräne).

Im *nächst tieferen Graben nach Osten*, der sich in diese Terrasse einschneidet (auf der ÖK etwa 300 m südlich vom „S“ von Schnarzlberg), sind weiterhin die bekannten karbonatischen Diamikte, jetzt überwiegend mit sehr eckigen bis angerundeten Klasten der Kies- und Blockfraktion, mit fließenden Übergängen in eine sandige Matrix, anstehend. Die Klasten sind fast ausschließlich hellgraue Dolomite. Es handelt sich um Murensedimente aus den Gräben und von den Schutthalden der schroffen Rudersburg. Am Top liegen erneut kristallinbetonte Kiese mit vereinzelt größeren Kristallinblöcken, auch hellgrauen Kalken. Dies impliziert die Präsenz eines Gletschers. Da die Blöcke auf der Terrassenkante liegen, ist der Hinweis auf einen Moränenschleier gerechtfertigt. Die markante Terrassenstufe auf 630 m Höhe unterhalb des Forstweges stellt eine spätglaziale Kames-Form aus Murenmaterial dar.

Sehen wir uns ein weiteres Profil entlang eines Waldweges an, der diese Terrasse von Osten steil nach Westen ansteigend quert (auf der ÖK etwa 100 m südlich des Schriftzuges „Schnarzl“ von Schnarzlberg), so trifft man beim Eintritt in den Hang zunächst auf fleckenhaft verteilte, völlig zerschlagene, hellgraue dolomitische Gesteine bis Kakirite, die mit den Diamikten von vorhin parallelisierbar sind. Darüber folgen klastengestützte Grobkiese in Wechsellagerung mit sandigen Kiesen, geröllführenden Feinsanden und Silten, die ockerbraun verwittern. Darin finden sich auch größere Gerölle von lokalen Karbonaten bis 0,5 m Durchmesser und am Top große Kristallingerölle. Kurz unterhalb der oberen Geländestufe (600 m) treten schluffreiche und diamiktische Lagen mit Karbonatgeröllen auf. Letztere sind als Ablagerungen von Murschuttströmen anzusehen. Erneut folgen Sande und sandige Kiese. 90 % des Geröllspektrums besteht aus kristallinen Gesteinen.

Östlich des großen, die gesamte Terrasse einschneidenden Murschuttkegels (auf der ÖK beim „rz“ von Schnarzlberg) kartiert man zwischen 540 und 560 m Höhe stark verwitterte, kataklastisch wirkende Dolomitreccien, wobei bei näherer Betrachtung deutlich eckiger, dicht gepackter Schutt ersichtlich ist. Auf diesen Breccien folgen sehr sandreiche Sedimente, fast ausschließlich mit Kristallinspektrum: Das sind sandige Kiese mit plattigen Kristallingeröllen von 2–5 cm, selten 10 cm Durchmesser, sowie klasten- und matrixgestütztem Gefüge, feinsandig-siltige Kiese und lockere graue Sande mit Kieslagen. Diese Innkiese und -sande hüllen die unterlagernden Breccien auch seitlich, am Abfall zum Inntal hin ein. Nördlich darüber tritt am Forstweg, der von Unterlangkampfen heraufführt, auf 600 m Höhe frische, überkonsolidierte, abscherbende Grundmoräne auf. Es ist anzunehmen, dass die Moräne auf den oben beschriebenen Kiesen und Sanden liegt.

Die Schottergrube Unterlangkampfen, 400 m westlich vom Ortszentrum, zeigt mächtige Diamikte mit gut sichtbarer, etwa 10–15° talwärts fallender, unregelmäßiger Schichtung. Die länglichen, plattigen Komponenten sind meist eckig bis angerundet, die Größe reicht von 1 cm bis vereinzelt 1 m Durchmesser; zum Spektrum zählen graue, dunkelgraue und braune Dolomite und Dolomiteklasten (Raibler Dolomite, Hauptdolomit) und hellgraue bis weiße Kalke (Wettersteinkalk). Weiters besteht ein fließender Übergang von den Klasten zur Matrix, die aus eckigem Klasten-Zerreibsel besteht. Lokal sind cm-dicke Lagen von bräunlichem Schluff bis Feinsand eingeschaltet, die stark kompaktiert und wellig angeordnet sind. Aus einem

dunkelbraunen Schluffhorizont wurden cm-große, inkohlte Holzreste geborgen, die derzeit datiert werden. Diese Ablagerungen sind als Murensedimente des dahinterliegenden tiefen Grabens zu interpretieren. Die Hänge darüber sind aus typischer Grundmoräne aufgebaut, die rein schon aus topographischen Gründen die beschriebenen Murensedimente überlagern muss. Somit erklärt sich sowohl deren kompaktes Gefüge als auch deren zeitliche Einstufung ins Prähochglazial.

Folgt man dem Forstweg, der an der Schottergrube vorbei nach Westen ansteigt, stößt man in 570 m Höhe auf einem Vorsprung auf lockere, sandige Kiese. Die Komponenten setzen sich hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen zusammen (Amphibolite, Glimmerschiefer, Gneise, Quarzmobilisate). Unter den Karbonatgeröllen heben sich pulverig zerfallende, weiße Dolomite hervor.

Getrennt durch einen Graben, folgen wegaufwärts auf 580 m Höhe über den Kiesen schluffreiche Diamikte mit gekritzten Geschieben und abscherbendem Gefüge (Grundmoräne). Jetzt sind auch vermehrt Karbonatkomponenten vertreten. Erneute Kieszwischenlagen könnten Teil der Grundmoränen sein.

Aus der Aufschlussituation ergibt sich kein sedimentärer Konnex zwischen diesen Kiesen und Sanden und den Murensedimenten in der Schottergrube.

Am linksseitigen Ausgang des Grabens von Unterlangkampfen erhebt sich der pyramidenförmige Hangvorsprung des Kalvarienberges (ca. 590 m hoch), der – aus den spärlichen Aufschlüssen zu schließen – ebenso aus lokalen Murschuttsedimenten bestehen dürfte. Spuren von Moräne konnten nicht festgestellt werden. Die Mächtigkeit dieses Hügels im Mündungsbereich eines hoch aktiven Wildbachgrabens spricht für eine ältere Bildung (Spätglazial? Prähochglazial?). Etwa 200 m nordöstlich des Kalvarienberges stehen in einem Graben auf 550–575 m Höhe, auf Hauptdolomit liegend, partiell zementierte Hangschuttreccien aus sehr eckigen Hauptdolomiteklasten an. Die akzentuierten Rücken zwischen den Gräben in der Umgebung, in denen die Murkegel ansetzen, dürften auch aus Lockergesteinen bestehen, sind aber von Hauptdolomitschutt verdeckt. Etwa 600 m nordnordöstlich der Kirche von Unterlangkampfen wurden an einem dieser Rücken durch einen Wegeneubau lockere Kiese mit gut gerundeten, polymikten kristallinen Geröllen aufgeschlossen, die vermutlich mit Eisrandsedimentation in Verbindung zu bringen sind.