Zeitschrift: Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology

Herausgeber: Schweizerische Vereinigung von Energie-Geowissenschaftern; Schweizerische Fachgruppe für Ingenieurgeologie

Band: 14 (2009)

Heft: 1-2

Artikel: Die "Butterbichl-Gleitmasse" : eine grosse fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich)

Autor: Gruber, Alfred / Strauhal, Thomas / Prager, Christoph

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-227073

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Swiss Bull. angew. Geol. Vol. 14/1+2, 2009 S. 103-134

Die «Butterbichl-Gleitmasse» – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich)

Alfred Gruber[1], Thomas Strauhal[2], Christoph Prager[3], Jürgen M. Reitner[1], Rainer Brandner[4], Christian Zangerl[3]

Inhalt

Zusammenfassung 104
Abstract 104
1. Einleitung und Fragestellung 104
2. Lage des Untersuchungsgebietes 105
3. Untersuchungsmethoden 105
4. Geologischer Rahmen und bisheriger Stand der Forschung 106
5. Ergebnisse der Geländeuntersuchungen 107
5.1 Abbruchgebiet 107
5.2 Ablagerungsbereich 113
6. Bohrkernanalyse 116
6.1 Makroskopische Bohrkernbeschreibung 116
6.2 Mikroskopische Bohrkernbeschreibung 120
6.3 Röntgendiffraktometrie 122
6.4 Sieb- und Schlämmanalysen 123
6.5 Triaxialversuche 125
7. Interpretation der Bohrung im Vergleich mit der Geländesituation 126
8. Diskussion 127
8.1 Genese des sandreichen Abschnittes (Homogenbereich VIII) 129
9. Schlussfolgerungen 131

[1] Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Österreich, E-Mail: alfred.gruber@geologie.ac.at; juergen.reitner@geologie.ac.at
[2] Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Österreich, E-Mail: thomas.strauhal@student.uibk.ac.at
[3] alpS Zentrum für Naturgefahren Management, Grabenweg 3, A-6020 Innsbruck bzw. ILF Beratende Ingenieure, Feldkreuzstraße 3, A-6063 Rum, Österreich, E-Mail: prager@alps-gmbh.com; zangerl@alps-gmbh.com
[4] Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Österreich, E-Mail: rainer.brandner@uibk.ac.at

Zusammenfassung
Neue struktur- und quartärgeologische Geländedaten vom Angerberg im Unterinntal (Tirol, Österreich), insbesondere die Durchteufung des «Butterbichls» belegen eine der mächtigsten fossilen Felsgleitungen Tirols. Ältere tektonische Interpretationen (Rest einer Decke, Schuppe) sind damit widerlegt. Die Gleitmasse ist durch eine Fläche von rund 4 km^2 und ein geschätztes Volumen von mindestens 300 Mio. m^3 sowie einen Fahrböschungswinkel $\alpha \leq 12°$ charakterisiert. Die Überdeckung der Butterbichl-Gleitmasse und ihres Abrissbereiches mit Würm-Grundmoräne impliziert ein zumindest prä-hochglaziales Alter dieser Massenbewegung. Die Aufnahme der geologischen Verhältnisse im Abrissbereich zeichnet das Bild einer lithologisch und strukturell vorgezeichneten, tiefgründigen Translationsgleitung nach.
Die 2006 am Butterbichl durchgeführte, 202 m tiefe Rotationskernbohrung durchteufte von oben nach unten Grundmoräne, weiters einen sprödtektonisch intensiv zertrümmerten Dolomit und ab 147.8 m bis 194.2 m Teufe monomikte karbonatische Sande mit angularer Kornform und gröberen Einschaltungen. Darunter wurden glaziolakustrine Diamikte und Schluffe angetroffen.
Basierend auf den Bohrkernanalysen (makroskopische und mikroskopische Beschreibungen, sedimentpetrographische und geotechnische Analysen) wird die mächtige sandige Fazies im unteren Drittel des Bohrkernes hinsichtlich ihrer Genese (prä-, syn- und/oder postkinematisch) diskutiert.

Abstract
New data on the structural and Quarternary geology of the Angerberg area (Unterinntal, Tyrol, Austria) together with results obtained from a rotary core drilling through the cataclastically deformed dolomite mass at «Butterbichl» show that here one of the largest fossil landslide deposits in the Tyrol is encountered. It has a volume of over 300 Mio. m^3, an areal extent of 4 km^2 and a run out travel angle $\alpha \leq 12°$. Thus, earlier attempts of interpreting this rock mass as a remnant of a nappe thrust or as a tectonic slab, can now be disproved. The cover of basal till shows that the mass movement took place before the Last Glacial Maximum (Würmian pleniglacial).
A 202 m deep rotary core drilling performed in 2006, penetrated subglacial till overlying dolomite which is intensively fragmented by brittle tectonics down to a depth of 147.8 m. Further down, dark monomictic sand consisting of angular grains and some coarser intercalations were found up to 194.2 m depth. The lowest eight meters are made of glaciolacustrine diamicts and silts. Investigations of the drill core included macroscopic and microscopic sample descriptions, grain-size analyses and standard measurements of geotechnical parameters (cohesion, friction angle), especially of the sandy facies within the lower part of the drilling. The genesis of the sand-dominated section as a result of pre-, syn- and/or postkinematical processes will be discussed.

1. Einleitung und Fragestellung

Festgesteine mit intensiver sprödtektonischer Zerlegung zeigen bisweilen ein ähnliches Gebirgsverhalten und vergleichbar hohe hydraulische Durchlässigkeiten wie Lockersedimente. Sie können somit geotechnische und hydrogeologische Problemzonen für Tunnelvortriebe im Festgestein darstellen. Daher erfolgten im geologisch komplex gebauten Unterinntal (Tirol, Österreich) von der Brenner Eisenbahn Gesellschaft (BEG) detaillierte Geländeaufnahmen, geophysikalische Untergrunderkundungen und Bohrungen zur optimalen Trassenauswahl für den Neubau des Eisenbahn-Abschnittes Radfeld-Kundl-Brannenburg (nördliche Zulaufstrecke des Brenner-Basistunnels) nördlich des Inns (Spitzer 2005, 2006, Köhler 2007, Köhler & Poscher 2007, Poscher et al. 2008).

Unabhängig davon wurde von der Geologischen Bundesanstalt im Zuge der Landesaufnahme für Blatt UTM 3213 Kufstein schwerpunktmäßig entlang des Pendlingzuges und am Unterangerberg kartiert. Weiters fanden Gelände- und Laboruntersuchungen im Rahmen eines alpS-Forschungsprojekts statt (Strauhal 2009, Strauhal et al. 2008).
Das Hauptaugenmerk der Untersuchungen lag auf dem bewaldeten Dolomitareal des Butterbichls (733 m), dessen Genese bisher unterschiedlich und überwiegend tektonisch gedeutet wurde.

2. Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet liegt an einer der breitesten Stellen des Inntales, in der Gemeinde Breitenbach am Inn (Unterinntal, Tirol, Österreich, Fig. 1). Es erstreckt sich vom Höhenzug des Pendlings (1563 m) am Südabfall der Nördlichen Kalkalpen mit dem Heuberg/Kienberg (1746 m bzw. 1786 m) als höchstem Punkt hinab zur durchschnittlich 600 m hohen Mittelgebirgsterrasse des Unterangerberges und bis zum orographisch linken Ufer des Inns (ca. 510 m). Die höchste Erhebung des Unterangerbergs ist der so genannte Butterbichl (733 m) im Areal des Kuchelwaldes. Am Ostrand des Butterbichls, in der Lokalität Waldtal (629 m, Koordinaten: UTM [WGS 84] 33 N, Nord: 5,265.285, Ost: 274.235), wurde im Herbst 2006 die vertikale Rotationskernbohrung P-KB 01/06 abgeteuft (Fig. 1, 5).

3. Untersuchungsmethoden

Folgende Methodik kam zur Anwendung (Details s. Kap. 6):

- Geologische Kartierung im Maßstab 1:10'000 auf der Österreichischen Karte ÖK 120 Blatt Wörgl und ÖK 89 Blatt Angath, unter Berücksichtigung bestehender Kartengrundlagen (Ampferer 1921; Spitzer 2005).
- Sedimentologische und geotechnische Laboruntersuchungen von gestörten Kernproben aus der Bohrung P-KB 01/06; lithofaziell verschiedene, jedoch für charakteristische «Homogenbereiche» repräsentative Teufen wurden mittels folgender Methoden untersucht (Strauhal 2009; Strauhal et al. 2008; siehe auch Tab. 1):
  - Makroskopische Bohrkernbeschreibungen;
  - Sedimentpetrographische Analysen von Karbonatdünnschliffen und Streupräparaten;

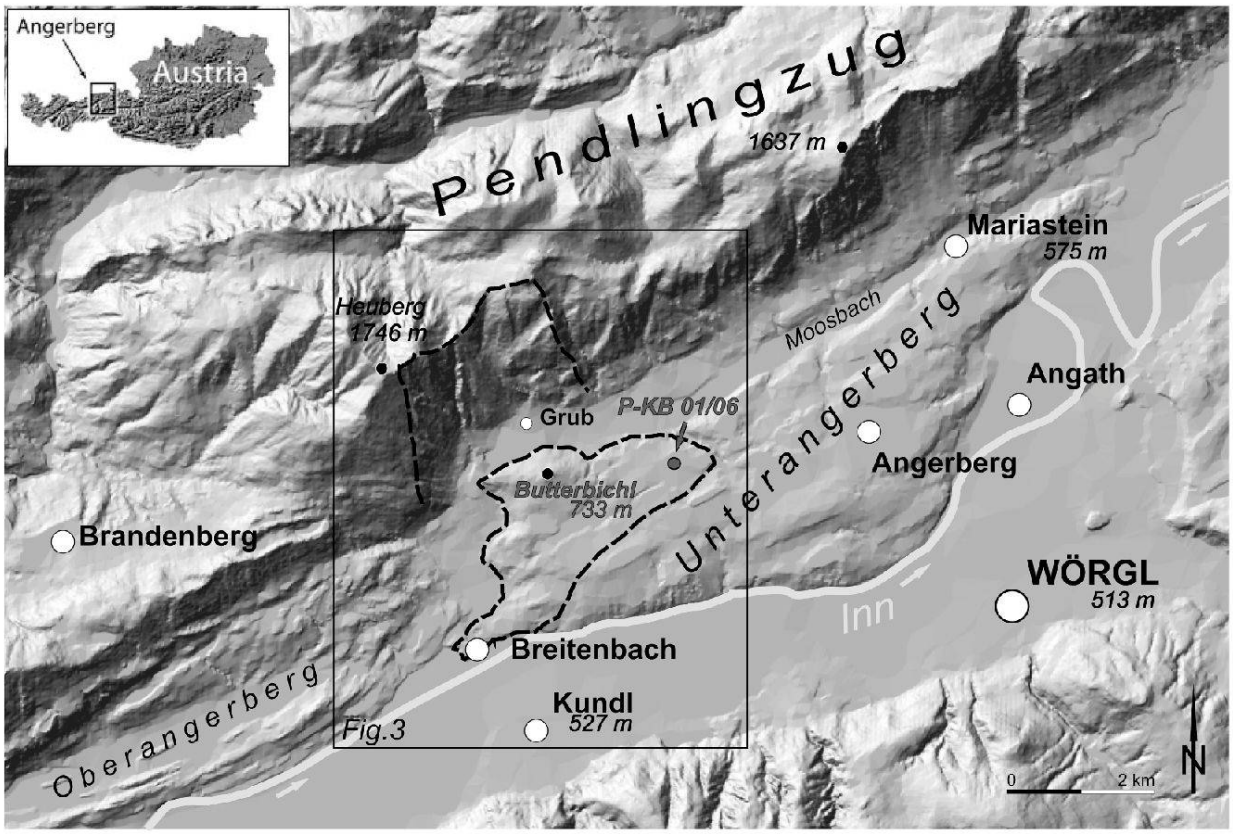


Fig. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Unterinntal (Tirol) mit den Ausmaßen der Abrissnische und des Ablagerungsgebietes der Butterbichl-Massenbewegung sowie der Position der Kernbohrung P-KB 01/06. Der angezeigte Rahmen bezeichnet den Ausschnitt der geologischen Karte (siehe Fig. 3a).

- Sieb- und Schlämmanalysen;
- Pulverdiffraktometrische Analysen;
- Triaxialversuche.

4. Geologischer Rahmen und bisheriger Stand der Forschung

Die Nördlichen Kalkalpen sind großteils durch mächtige triassische Karbonatabfolgen mit den Hauptgesteinsformationen Wettersteinkalk und Hauptdolomit charakterisiert. Ein weiteres Kennzeichen ist der ausgeprägte Decken- und Faltenbau. In den westlichen Nördlichen Kalkalpen unterscheidet man von Liegend nach Hangend die Allgäu-, die Lechtal- (Bajuvarikum) und die Inntal-Decke (Tirolikum). Das Tirolikum, in dem das Untersuchungsgebiet liegt, weist einen komplexen Faltenbau auf, der großteils durch E-W-streichende Synklinalen und Antiklinalen bestimmt wird. Das Abbruchgebiet der Butterbichl-Masse liegt am Südschenkel der hier ausgebildeten Guffert-Pendling-Antiklinale: Sie wird aus Wettersteinkalk, Nordalpinen Raibler Schichten, Hauptdolomit und Resten von Gosausedimenten aufgebaut. Am Südrand grenzt diese Faltenstruktur entlang der breiten, NE-SW-streichenden, sinistralen Inntal-Scherzone, hier auch als Embach-Störung bezeichnet (Eisbacher & Brandner 1996), an Gesteine des Unterinntal-Tertiärs (Ortner 1996, 2003a; Ortner et al. 2006; Thöny 2003; Fig. 2). Das Inntal ist im Raum Kundl-Kufstein ein typisch glazial überformtes, inneralpines Tal, welches während des Würm-Hochglazials bis auf ca. 1800 m Höhe mit Eis erfüllt war (v. Klebelsberg 1935). Das Tal besteht im genannten Abschnitt aus zwei geomorphologischen Elementen:

- Die heutige Talsohle (500 m ü. NN), die als Resultat der glazialen Erosion zumindest mehr als 300 m (Ortner et al. 2006) über-

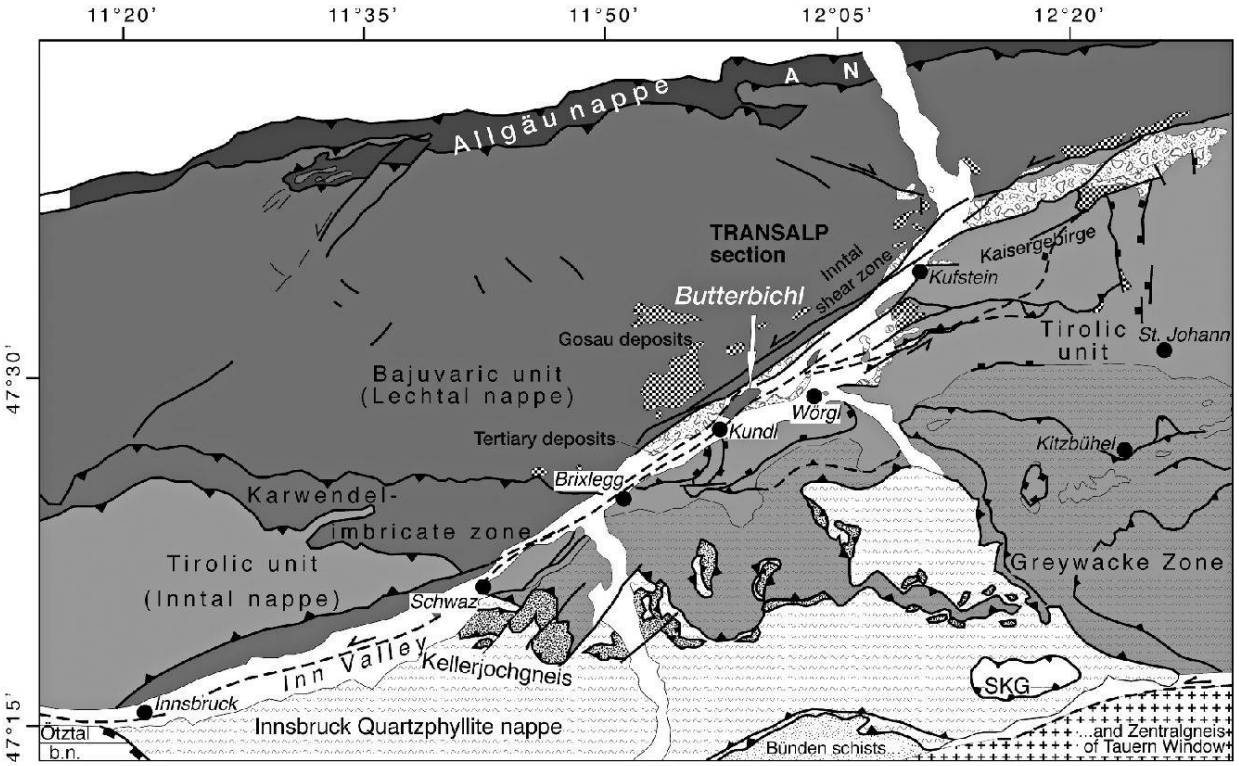


Fig. 2: Tektonische Übersichtskarte der westlichen Nördlichen Kalkalpen im Raum Unterinntal, Tirol, mit den wichtigsten strukturellen Elementen, nach Ortner et al. (2006), leicht ergänzt. Die Dolomitscholle des Butterbichls ist in dieser Skizze noch als tektonischer Scherkörper entlang der sinistralen Inntal-Scherzone dargestellt (siehe Pfeil).

tieft und nachfolgend mächtig mit fluviatilen und lakustrinen Sedimenten (Steine, Kiese, Sande, Silte, Tone) verfüllt wurde.
- Das Mittelgebirge des Unterangerberges, welches im Schnitt 100-150 m über dem Inn-Niveau liegt und eine deutliche glaziale Überprägung in Form von Drumlins aufweist, das sind im vorliegenden Fall langgestreckte Rücken aus einer meist dünnen Grundmoränenauflage, die im Kern großteils aus Schottern und Sanden bestehen.

Bisherige Ansichten zur geologischen Stellung des Butterbichls

Ampferer (1921, 1922) deutete im Zuge seiner umfangreichen Kartierungen für die Geologische Landesaufnahme (Karte des Unterinntales 1:40'000 und die Blätter Rattenberg und Kufstein 1:75'000) die isolierten triassischen Dolomitkörper innerhalb der Angerbergterrasse (den Butterbichl, die Schollen von Mariastein, Angath) als Erosionsreste der Kaisergebirgs-Decke, die er vom Kaisergebirge östlich des Inn nach Westen mit der Inntal-Decke im Karwendelgebirge verband (Lage Fig. 2). Ampferer erkannte im Gelände zwar die flache Lagerung des Butterbichl-Dolomitkataklasits auf quartären Mehlsanden und tertiären Festgesteinen, sprach sich dennoch gegen die Deutung als Bergsturzmasse aus, die von Penck & Brückner (1909) für den Dolomitkörper bei Mariastein am Ostende des Unterangerberges (s. Fig. 1) diskutiert wurde. Heissel (1951, 1955) beschrieb aus der Gegend von Breitenbach dolomitisches Bergsturzmaterial, auf quartären Sedimenten (Sanden, Schottern, Moränen) liegend und von Würm-Grundmoränen und Terrassenschottern überlagert. Das Bergsturzmaterial stufte er stratigraphisch in das Riß-Würm-Interglazial ein. Demgegenüber betrachtete er die weiter nördlich liegende Dolomitmasse des Kuchelwaldes als Teil eines tief reichenden Kataklasitkörpers, der über den gesamten Unterangerberg verbreitet war. Ortner (1996, 2003a) und Ortner & Stingl (2001) betrachteten die Dolomitmassen am Angerberg als einen großen Scherkörper entlang der Inntal-Scherzone. Die tektonische Platznahme führte er auf eine NNW-SSE-gerichtete Kompression zurück, die in der Schließung eines pull-apart-Beckens mündete, in welchem vorher die Sedimentation des Unterinntal-Tertiärs erfolgte. Im Zuge dieser kompressiven Bewegungen kam es zu südvergenten Überschiebungen in der Art, dass Horste nach Süden auf Grabenbereiche mit der tertiären Beckenfüllung geschoben wurden. Die Kataklasitmasse des Butterbichls stellt in diesem Modell einen Horst dar.
Spitzer (2005) teilte weitgehend diese tektonische Interpretation, betonte jedoch die fehlende Verbindung zwischen den einzelnen Triasaufschlüssen des Angerberges. In seinen Profilschnitten verwarf er die These Heissels und Ortners von der zusammenhängenden Scholle und nahm stattdessen mehrere, durch die Inntal-Scherzone entkoppelte Scherkörper an.

5. Ergebnisse der Geländeuntersuchungen

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit gewonnenen Erkenntnisse, insbesondere aus der Rotationskernbohrung P-KB 01/06 zeigen, dass es sich beim isolierten Dolomit-Areal des Butterbichls um Ablagerungen einer gravitativen Massenbewegung handelt. Diese wird im Folgenden vom Abbruch- bis zum Ablagerungsgebiet näher beschrieben.

5.1 Abbruchgebiet

Das Abbruchgebiet der Butterbichl-Massenbewegung ist in den Hangflanken östlich des Heuberges (1746 m) als Hohlform erkennbar (Fig. 1, 3a, 4). Die Ostabstürze des Heuberges bestehen aus einer mehr als 1000 m hohen Felsflanke mit schwach eingetieften Steinschlagrinnen. Eine schroffe Geländestu-

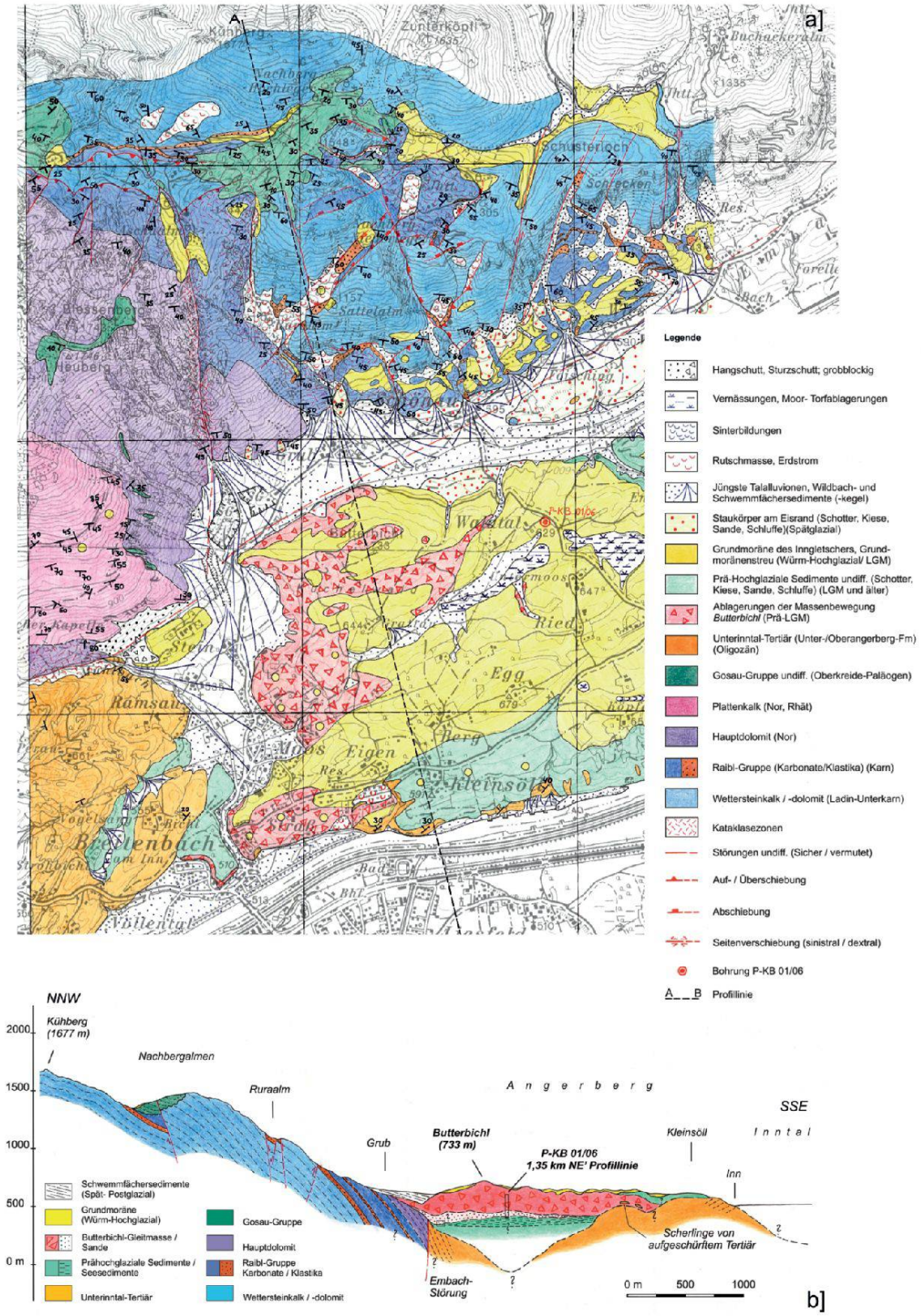


Fig. 3: a] Vereinfachte geologische Karte der Butterbichl-Massenbewegung und ihrer näheren Umgebung, zusammengestellt aus aktuellen unveröffentlichten Kartierungen von A. Gruber, J. Reitner, C. Prager, T. Strauhal und R. Brandner unter Berücksichtigung der Arbeiten von Ampferer (1921), Schulz (1993), Ortner (1996), Sanders (1998), Spitzer (2005), Kreuss (2006, 2008). b] NNW-SSE-verlaufender geologischer Profilschnitt durch das Abbruch- und Ablagerungsgebiet der Felsgleitung Butterbichl (Profilverlauf siehe geologische Karte a]). Die Bohrung P-KB 01/06 wurde von Osten in das Profil hineinprojiziert.

fe, die diese Wand in Nord-Süd-Richtung vom Heuberg-Blessenberg auf halber Höhe absteigend bis auf 800 m Höhe westlich des Butterbichls durchzieht, wird als Abrisskante bzw. Westbegrenzung der Massenbewegung angesehen. Deren Anlage ist durch eine N-S-streichende, steil E-fallende Störungsfläche vorgegeben, deren Verlauf als markante Schlucht erkennbar ist (Fig. 3a, 4).

Der zentrale Abrissbereich ist nördlich von Grub durch SSE-geneigte mittelsteile, schichtparallele Hänge gekennzeichnet, welche in etwa der basalen Abriss- bzw. Gleitfläche entsprechen. Diese Hänge sind weiters in schmale, trogartige Eintiefungen untergliedert, deren Anlage tektonisch vorgezeichnet ist wie z. B. die grabenartige Einsenkung der Raibler Schichten (Fig. 3a, 3b).

Der Nord- und Ostrand des Abbruchgebietes (Grat zwischen Blessenberg und Aschaalm/Nachbergalmen) zeigt auffallend abgerundete Landschaftsformen, die typischerweise auf glaziale Erosion während des letzten Eishochstandes (Würm-Hochglazial) zurückzuführen sind (Fig. 5a). Zu dieser Zeit lag der gesamte Pendlingzug bis auf eine Höhe von 1900 m unter Eis (v. Klebelsberg 1935). Im Einklang damit steht das Auftreten von Resten der Würm-Grundmoräne innerhalb der Abbruchnische. Eine morphologisch ausgeprägte Abrisskante zeigt sich letztlich nur in den Ostabstürzen von Heuberg und Blessenberg (1743 m, Fig. 1, 3a, 4), wo die glaziale Erosion durch den Inngletscher im Lee weniger wirksam war.

Die Ausbruchsnische der Massenbewegung «Butterbichl» weist eine geschätzte Breite von ca. 2500 m, eine Tiefe von ca. 2000 m und Höhenunterschiede von mindestens ca. 1000 m auf (Fig. 1, 3b).

Unter der Annahme, dass sich die Abbruchnische geometrisch als ein Halbellipsoid beschreiben lässt, ergibt sich nach der unten angegebenen Formel (Cruden & Varnes 1996) bzw. mit den nachfolgend angegeben Werten der Halbachsen (Breite, Tiefe, Höhe) für das Volumen dieser Hohlform folgender Schätzwert:

$$V_{Nische} = \frac{1}{6} \times \pi \times \frac{2500}{2} \times \frac{2000}{2} \times \frac{1000}{2} = \text{ca. } 327 \text{ Mio. } m^3$$

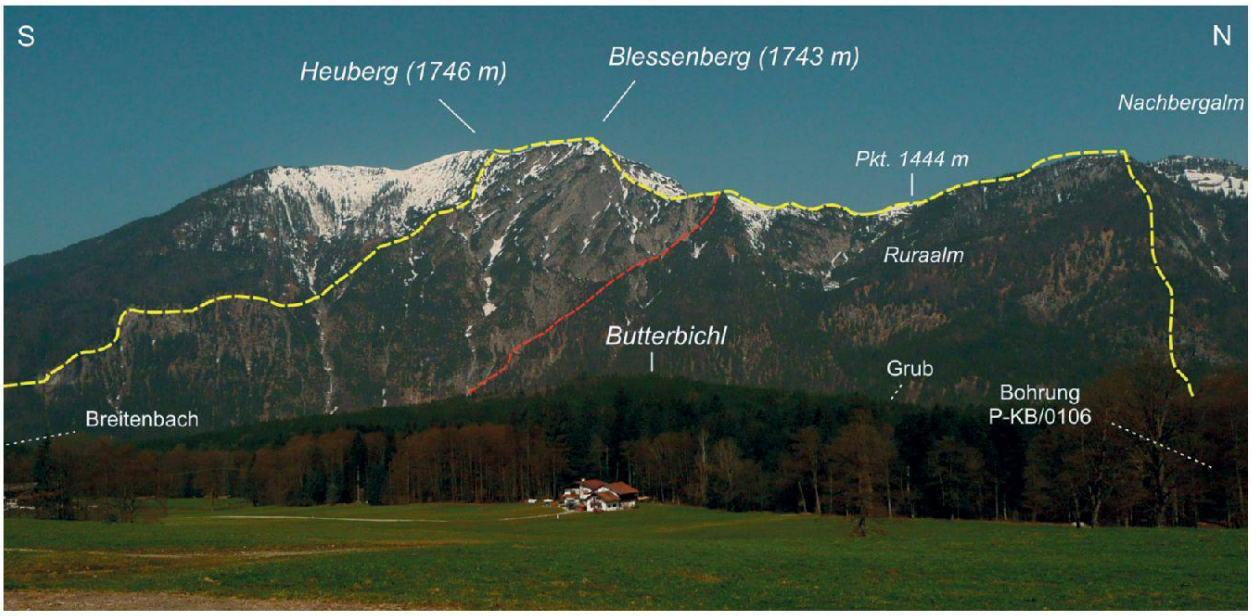


Fig. 4: Die rekonstruierte Ausbruchsnische (gelb) der Butterbichl-Felsgleitung von Südosten, Ried/Egg/Angerberg gesehen; in der Bildmitte (in rot) die große N-S-streichende, steil E-fallende Störungszone, die die westliche Abrissfläche der Felsgleitung bildet; im Mittelgrund (bewaldet) die Gleitmasse des Butterbichls. Beachte die glaziale Überformung sowohl der Abrissnische (z. B. bei Pkt. 1444 m) als auch der Ablagerungen der Felsgleitung.

Wird diese Hohlform durch ein annähernd hangparallel orientiertes Halbellipsoid beschrieben, reduzieren sich Tiefe und Höhe (i. e. Mächtigkeit der Gleitscholle) bzw. Volumen wie folgt:

$$V_{Nische} = \frac{1}{6}\pi \times (2500/2) \times (1125) \times (400)m \text{ = ca. 295 Mio. m}^3$$

Jedenfalls beträgt das Gesamtvolumen der Bergsturzmasse mindestens 300 Mio. m³, bei Berücksichtigung der in Fig. 1 und Fig. 3a dargestellten vermuteten Verbreitung der Ablagerungen entsprechend mehr. Somit gehört die Butterbichl-Scholle zu den größten fossilen Felsgleitungen in Tirol (Abele 1974; Prager et a. 2008).

Lithologie des Abbruchgebietes

Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin bis Unterkarn)

Der Wettersteinkalk/-dolomit stellt in den westlichen Nördlichen Kalkalpen eine mächtige mittel- bis obertriassische Karbonatplattformentwicklung dar. Im Bereich der Pendling-Antiklinale tritt vorwiegend die gut geschichtete lagunäre Fazies auf. Es handelt sich um dm- bis m-gebankte Wechselfolgen von weißen bis beigen Kalken, in denen Schnecken-, Muschel- und Algenschutt vorkommt, und Millimeterrhythmite mit stromatolithischen Gefügen sowie Loferiten. Im Abbruchgebiet ist der Wettersteinkalk auch in mittel- bis grobspätiger, dolomitischer

Fig. 5a: Glaziale Überprägung der Abrisskante der Butterbichl-Felsgleitung (Pfeile); Blick nach Südwesten auf den Heuberg mit Wettersteinkalk im Vordergrund (WK, horstartig herausgehoben), zertrümmerten Raibler Dolomiten (RBD) und Hauptdolomit (HD); generelles Schichteinfallen nach SSE.

Ausbildung vertreten. Die Dolomitisation ist stratiform gebunden und tritt im Wechsel mit Kalken auf. Teilweise scheint sie sich auch an Störungsbereiche zu halten. Entsprechend dem spröderen rheologischen Verhalten sind die dolomitischen Areale häufiger von Kataklasezonen durchsetzt.
Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes beträgt im Pendlinggebiet mindestens 800 bis 1000 m (Thöny 2003), bzw. beidseits der Brandenberger Ache ca. 1300 m (Töchterle 2005).

Nordalpine Raibler Schichten (Karn)
Die Nordalpinen Raibler Schichten sind eine gemischt karbonatisch-siliziklastische Schichtfolge eines flachmarinen Ablagerungsmilieus: Sie setzen unvermittelt über dem Wettersteinkalk meist mit einem mehrere Meter mächtigen Tonschiefer-Horizont ein. Darauf folgen dünnbankige, dunkelgraubraune Dolomite und Rauhwacken, Onkolithe, dickbankigere grau-bräunliche dolomitische Kalke, die sich im Wechsel mit feinklastischen Lagen (Tonschiefer und Sandsteine) noch zweimal wiederholen. Den Abschluss der Schichtfolge bilden zumeist dickbankige, strukturlose Dolomite, Breccien und Rauhwacken. Verkieselungen sind in Bereichen mit wechselnd dünnbankigen, dunklen Dolomiten (Algenlaminite) und dünnen Tonschieferzwischenlagen, v. a. an der Basis der Schichtfolge, aber auch am Übergang zum Hauptdolomit zu finden (Donofrio et al. 2003). Die Raibler Schichten sind im Untersuchungsgebiet generell stark tektonisch deformiert worden, Kataklasite im Sinne von zement-verheilten tektonischen Breccien, Kakirite und feinkörniges Gesteinszerreibsel in Störungszonen (fault gouges) sind häufig anzutreffen (Fig. 5b). Die Gesamtmächtigkeit kann in wenig gestörten Abschnitten bis 200 m betragen.

Hauptdolomit (Nor)
Der Hauptdolomit besteht großteils aus Ablagerungen eines seichten Gezeiten- und Lagunenbereiches am inneren Schelf (Donofrio et al. 2003). Er entwickelt sich durch weitgehendes Ausbleiben des terrigenen Einflusses aus den Raibler Schichten hervor. Helle bis dunkelgrau-bräunliche, dm-gebankte, strukturlose Dolosparite aber auch, laminierte und stromatolithische, bituminöse Dolomite sind die Hauptgesteinstypen. Mergelige Einschaltungen und verkieselte Lagen können vor allem in stratigraphisch älteren (Unterer Hauptdolomit) als auch jüngeren Abschnitten (Oberer Hauptdolomit; vgl. Fruth & Scherreiks 1984) auftreten. Die primäre Mächtigkeit des Hauptdolomits kann

Fig. 5b:
Intensiv spröd deformierte, dünnbankige, laminierte Raibler Dolomite mit N-S-Störungen, an denen sich Felspakete ablösen; Lokalität Abrissgebiet südlich Pkt. 1444 m.

2000 m übersteigen (Donofrio et al. 2003), beträgt im vorliegenden Gebiet jedoch nur einige 100 m, wobei die Basis des Hauptdolomits aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit zu den Raibler Dolomiten bisher nicht eindeutig eruiert werden konnte. In charakteristischer Weise zeigt der Hauptdolomit ein sprödes Materialverhalten gegenüber tektonischer Beanspruchung. Tektonische Breccien, Kataklasite und Kakirite treten daher häufig auf.

Gosau-Gruppe (Oberkreide bis Paläogen)
Diese für die Nördlichen Kalkalpen sehr charakteristische Sedimentabfolge besteht aus lithologisch vielfältigen, gemischt karbonatisch-siliziklastischen, synorogenen Sedimenten (Wagreich & Faupl 1994). Die Gosausedimente liegen diskordant auf eoalpin gefaltetem triassischem Untergrund. Am Nordrand des Abbruchgebietes der Butterbichl-Masse (Nachbergalm) gibt es ein größeres Vorkommen (Ampferer 1921) der so genannten Unteren Gosau-Subgruppe, das aus roten Breccien und Konglomeraten, Kohlen, Sandsteinen, Mergeln und Kalken besteht (Ampferer 1921, Ampferer & Ohnesorge 1909, Sanders 1998; Fig. 3a). Wie am Pendlingzug generell ist deren Auftreten an ehemalige Dehnungsgräben im Scharnier der Pendling-Antiklinale gebunden, die während tertiärer Deformation zugeschoben wurden (Fig. 3b). Am Heuberg selbst sind ebenso Reste von tektonisch eingesenkten Gosausedimenten zu finden (Schulz 1993).

Unterinntal-Tertiär (Unter- und Oberangerberg-Formation, Paläogen)
Orographisch links des Moosbachs erstreckt sich zwischen Mariastein (575 m) und Wiesbach (ca. 600 m) ein schmaler Zug von Unterinntal-Tertiär, der nach Westen von der Eisrandterrasse von Foisching und von den Schwemmfächersedimenten bei Schönau und Grub verdeckt ist (Fig. 3a). Es handelt sich um eine marine, teils turbiditische Folge von Mergeln, Kalksandsteinen, Sandsteinen und Feinkonglomeraten (Ortner & Stingl 2001), die möglicherweise noch den Fuß des Abrissgebietes tangieren. Die Unterangerberg-Fm. wird auf der Linie Grub-Breitenbach von der marinen bis fluviatilen, vorwiegend aus Konglomeraten, Sand- und Siltsteinen zusammengesetzten Oberangerberg-Fm. überlagert.
Durch die große N-S-streichende Störung am Ostrand des Heuberges wird das Unterinntal-Tertiär westlich der Störung vermutlich einige Dekameter nach Süden versetzt und setzt sich beim Weiler Stein südwestlich des Butterbichls wieder in Form einer großen SW-NE-streichenden Synklinalstruktur am Oberangerberg fort (Fig. 1, 2, 3a).

Lockersedimente (Quartär)
Innerhalb der Abbruchnische tritt v. a. auf den Hängen nordwestlich von Schönau, vereinzelt bei der Sattelalm und auf den Nachbergalmen, Grundmoräne auf (Fig. 3a). Diese polymikten Diamikte sind im Komponentenspektrum vorwiegend karbonatbetont, zeigen schöne gekritzte Geschiebe und werden meist nur wenige Meter mächtig. Der 5-10 %ige Anteil von kristallinen Geschieben und die weitverbreitete kristalline Erratika-Streu reichen aus, um diese Grundmoränen als Würm-hochglaziale Bildungen des Inngletschers auszuweisen. Damit im Zusammenhang stehen auch die glazial abgerundeten Grate und Rücken der Festgesteine (Fig. 5a). Weiters kommen westlich, nördlich und östlich von Grub, d. h. am Fuß der heutigen Abbruchnische, bis knapp 800 m Höhe, Reste von Eisrandsedimenten in Form von Schottern, Sanden und Schluffen vor, die eindeutig auf der genannten Grundmoräne liegen und daher dem Würm-Spätglazial zuordenbar sind (Fig. 3a).
Im Umkreis der Ruraalm finden sich auch größere Rutschmassen, die auf den Ton- und Sandsteinen der Raibler Schichten gründen. In den Bereichen Grub-Schönau setzen am Hangfuß bzw. im Mündungsbereich kurzer, tiefer Gräben ansehnliche Muren- und Schwemmkegel an, deren Material vermutlich überwiegend im Spätglazial und im

Holozän geschüttet wurde (Fig. 3a). Die quartärgeologischen Verhältnisse zeigen sehr deutlich, dass das Massenbewegungsereignis jedenfalls älter als die letzte Großvereisung war.

Struktureller Bau

Das Gebiet wird von einer großen ENE-WSW-streichenden, antiklinalen Faltenstruktur mit einer Amplitude von mehreren Kilometern, der sogenannten Pendling-Antiklinale, dominiert. Im Südschenkel der Antiklinale fallen die Schichtflächen durchschnittlich mit 30-50° gegen Süden ein, wodurch hiermit ein struktureller Hang vorliegt. N-S- und NE-SW- bis ENE-WNW-streichende Störungen zerhacken den Südschenkel (Fig. 3a, 3b). Die Störungssysteme waren mehrfach aktiv, u. a. als Abschiebungen, wobei als Hauptabscherhorizonte die inkompetenten Raibler Schichten dienten. Sie führten z. B. zur Bildung von schmalen Horst-Grabenstrukturen mit Einsenkung der Raibler Schichten und der Gosau-Gruppe (z. B. im Bereich Ruraalm). Im Tertiär wurde durch N-S-Einengung ein Teil der genannten Störungen als Überschiebungen genutzt, indem die alten Grabenbrüche aufschiebend invertiert bzw. durch neue Aufschiebungen plombiert wurden (Schulz 1993). Als Marker für das Maß der Versätze (bis einige 100 m) gelten die feinklastischen Schichtglieder (Tonschiefer, Sandsteine) der Raibler Schichten. Im Zuge der Bildung grosser E-W-Faltenstrukturen wurden diese Grabenbrüche mitverfaltet. Die weit verbreiteten dolomitischen Gesteine des Inntal-Nordrandes (Raibler Dolomite, Hauptdolomit, z. T. Wettersteindolomite) erfuhren dabei eine starke kataklastische Deformation (Fig. 5b). Die NE-SW-streichenden Störungen waren im Zuge der miozänen Extrusion der Ostalpen (Ratschbacher et al. 1991) als konjugierte Störungen zur sinistralen, ENE-WSW-verlaufenden Inntal-Scherzone aktiv.

5.2 Ablagerungsbereich

Festgesteine sind am Angerberg nur im Bereich des orographisch linken Innufers und links des Moosbaches aufgeschlossen (Sand-, Siltsteine und Mergel der Unterangerberg-Fm.). Das flächenmäßig dominante Lockergestein ist eine Decke aus Grundmoräne mit stark schwankender Mächtigkeit (wenige bis 10er Meter), die morphologisch als längliche Rücken (Drumlins) ausgebildet ist. Geländeaufschlüsse zeigen im Umkreis des Dolomitvorkommens des Butterbichls (v. a. bei Endtal, Fig. 3a, 6) eine monomikte Grundmoränenfazies mit rein karbonatischem, dominant aus subangularen hellen Dolomiten bestehendem Geschiebespektrum. Weiter gegen Osten ist in der Grundmoräne eine Zunahme an Kristallingeschieben (Gneis, Amphibolit) ersichtlich, bis schließlich eine typische polymikte Inntal-Grundmoräne vorliegt.

Im Großteil des Unterangerberges besteht in den Aufschlüssen und Bohrungen das stratigraphisch Liegende der Grundmoräne aus mächtigen, glaziolakustrinen Feinsedimenten, z. T. mit Dropstones und Sanden an der Basis, welche von glaziofluviatilen, polymikten sandig-steinigen Kiesen überlagert werden. Aus diesen Daten, v. a. aus den Bohrungen (insbesondere P-KB 01/06), lässt sich ein verfüllter glazialer Trog parallel zum heutigen Inntal rekonstruieren, der mindestens 80 m tiefer als das heutige Innniveau ist (Fig. 3b). Der Trog ist das Resultat der glazialen Übertiefung während einer älteren Großvergletscherung (vermutlich Riß). Ein schmaler Rücken aus Unterangerberg-Fm. trennt ihn vom Inntal. Im topographisch höchsten Bereich des Angerberges, dem Butterbichl, ist unter einer lückenhaften Grundmoränenauflage ein zertrümmerter Dolomitkörper erkennbar. Dessen Internbau ist am Nord- und besonders am Südwestrand in Großaufschlüssen ersichtlich. Darin sind fließende Übergänge von noch zusammenhängenden, flach lagernden, stark zerrütteten Felsverbänden aus hellen und dunklen, laminierten und stromatoli-

tischen, z. T. verkieselten (Steinbruch nordwestlich von Berg) Dolomiten – vermutlich Hauptdolomit – zu Lockersedimenten mit petrographisch gleichartiger Zusammensetzung zu beobachten. Dieser Übergang erfolgt teils innerhalb von Dezimetern bis Metern. Es treten folgende Abstufungen zunehmender Gesteinsdesintegration auf:

- Intensiv geklüftete und spröd deformierte Körper im dm-m-Bereich, die durch Scherzonen oder vorgegebene Anisotropien wie Störungsflächen bzw. feinklastische (Tonschiefer-) Zwischenlagen getrennt sind (Fig. 7a). In den Grundzügen zeigen Kluft- und Störungsflächen das im Abrissgebiet vorhandene tektonische Muster noch an. Am West- und Südwestrand finden sich in diskreten Scherzonen ziegelrote Sand- und Siltsteine, die den Gosausedimenten am West- und Nordrand des Abrissgebietes zuordenbar sind.
- Lockergesteinskörper mit angularen Klasten, korrespondierenden Kontaktflächen, korngestützem angularem bis subangularem Schutt mit sandigem bis schluffigem Matrixanteil (Fig. 7c, 7d);
- Matrixgestützte Diamikte mit angularen bis subangularen Klasten. (Fig. 7c);
- Scherzonen (Fig. 7d) und Schlierenstrukturen (Fig. 7c) finden sich generell in allen Zerrüttungsstadien. Je stärker zertrümmert und je matrixreicher, umso leichter grabbar ist das Material.

Die Butterbichl-Masse zeigt an ihrem Südrand bei Breitenbach basale Kontakte zu den Unterangerberger Schichten, die teilweise als Scherlinge in die Masse inkorporiert sind (Fig. 3b). Die Beobachtungen von Heissel (1951), dass bei Breitenbach Dolomitschutt des Butterbichls auf pleistozänen Sanden liegt, konnte bisher im Gelände nicht verifiziert werden.

Fig. 6: Blick vom Heuberg nach Südosten auf den Unterangerberg mit den Ablagerungen der Butterbichl-Felsgleitung (bewaldetes Areal) und der Lage der Bohrung P-KB 01/06; deutlich erkennbar ist die glaziale Überprägung in Form von inntalparallelen Drumlins.

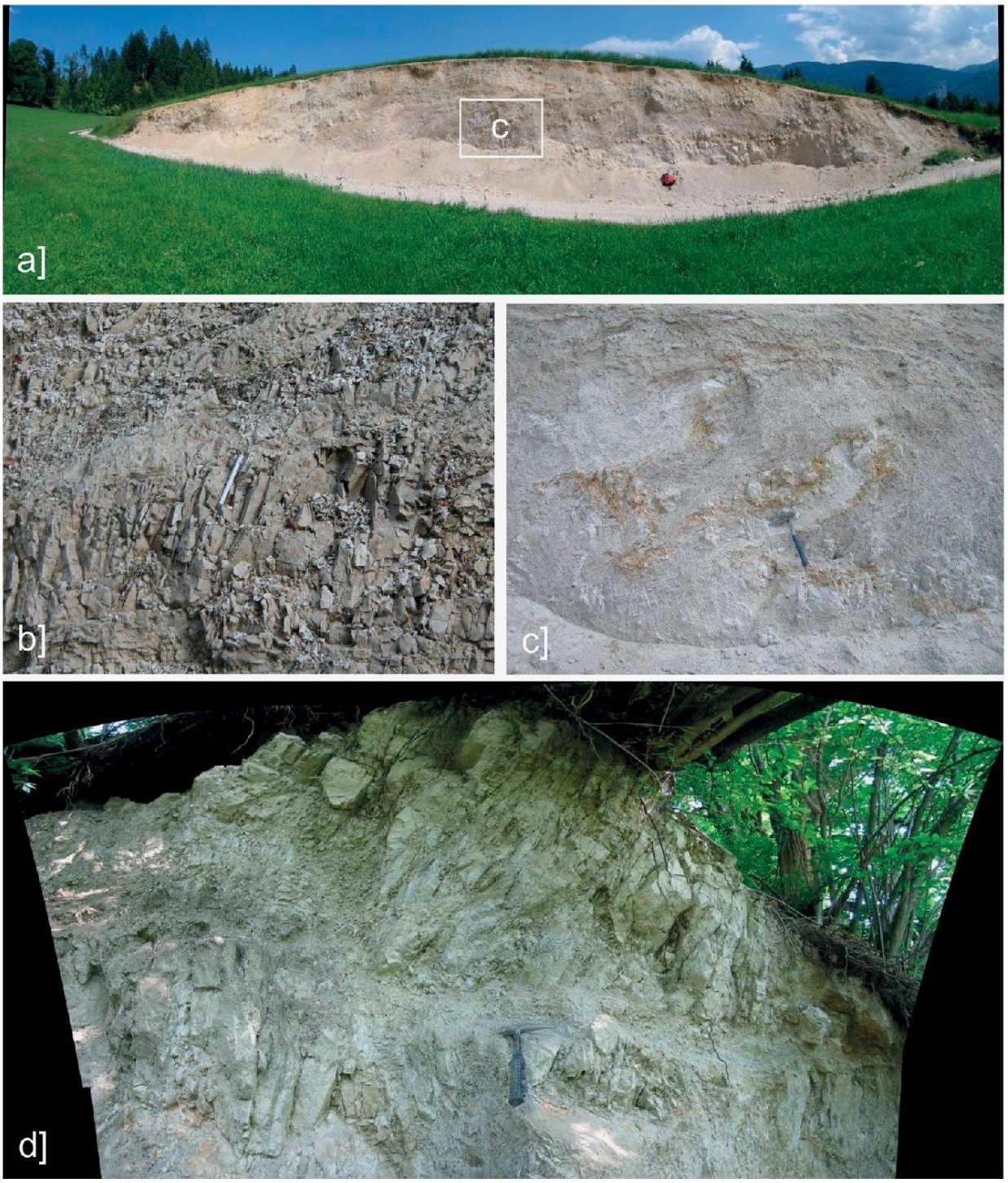


Fig. 7: Ablagerungen der Butterbichl-Felsgleitung im Aufschluss: a] Lockergesteinskörper mit angularen Klasten, korrespondierenden Kontaktflächen, korngestütztem angularem bis subangularem Schutt mit sandigem bis schluffigem Matrixanteil im Wechsel mit matrixgestützten Diamikten mit angularen bis subangularen Klasten; Schottergrube nordöstlich Moos; man beachte die glaziale Überformung des Aufschlusses. b] Dekameter große, im Verband erhaltene Felsscholle aus intensiv geklüfteten und spröd deformierten, dünnbankigen, laminierten Dolomiten (Raibler Dolomite und/oder Hauptdolomit); Lokalität Forstweg an der Nordseite des Butterbichls. c] Detailausschnitt von a: Scherzonen und Schlierenstrukturen. d] Schmale subhorizontale Scherbänder mit intensiver Fragmentierung und im Liegenden und Hangenden engständiger, subvertikaler Klüftung und Zerscherung eines größeren Felsverbandes; Lokalität Straß/Breitenbach.

Die bisher aufgelisteten lithofaziellen, strukturellen und morphologischen Befunde weisen jedenfalls darauf hin, dass es sich bei der Butterbichl-Masse um eine große Felsgleitmasse (> 300 Mio. m^3) mit Abrissgebiet Heuberg-Ruraalm handelt. Die kartierten Vorkommen des sprödtektonisch deformierten Dolomits des Butterbichls geben eine minimale Ausdehnung des Ablagerungsraumes dieser Massenbewegung von 4 km^2 vor (Fig. 1, 3a). Die mögliche Ausdehnung nach Osten ist aufgrund fehlender natürlicher und künstlicher Aufschlüsse (Bohrungen) bis jetzt nicht erfassbar. Basierend auf den Aufschlüssen ergibt sich eine vertikale Fallhöhe von ca. 1000-1100 m (Anm.: 1500 bzw. 1600 - 510 m), eine horizontale Auslauflänge von 3900-4800 m (Heuberg Ost bzw. Grat nördlich Sattelalm bis Straß/Breitenbach) sowie ein unterer Fahrböschungswinkel von ca. 12° (Fig. 3a, 3b). Ähnliche Werte sind von den kalkalpinen Felsgleitungen am Pletzachkogel (Unterinntal) und Tschirgant (Oberinntal) bekannt (Abele 1974; Prager et al. 2008).
Aufgrund der Überlagerung durch Grundmoräne wie auch der glazialen Überformung sowohl des Abbruch- als auch des Ablagerungsgebietes erfolgte das Hangversagen jedenfalls vor dem Letzten Glazialen Maximum (Würm-Hochglazial).

6. Bohrkernanalyse

Im Herbst 2006 wurde etwa 1300 m östlich des Butterbichls die Rotationskernbohrung P-KB 01/06 (Fig. 1, 3a, 6) ohne Kernverlust bis zu einer Endteufe von 202 m u. GOK (= 427 m ü. NN) vertikal abgeteuft. Die Kerne liegen in überwiegend sehr guter Qualität vor (Fig. 8a-f).
Der Grundwasserspiegel wurde in ca. 60 m u. GOK angetroffen, während der Bohrung traten durchwegs hohe Spülverluste auf (mündl. Mitt. M. Köhler, BEG).

6.1 Makroskopische Bohrkernbeschreibung

Die lithofazielle Aufnahme des Bohrkernes P-KB 01/06 lehnte sich bezüglich Lockersedimente an die Klassifikation von Keller (1996) an. Für die Festgesteine und die Übergänge zu den Lockersedimenten wurde eine eigene Gliederung unter Berücksichtigung des Auflockerungsgrades und des Matrix-Klasten-Verhältnisses aufgestellt.
Die für jeden Bohrmeter angewandte Klassifizierung für zerlegten Fels wird graphisch in Tab. 1 dargestellt. Im Rahmen dieser Klassifizierung kristallisierten sich folgende Homogenbereiche heraus:

Homogenbereich I (0-15 m u. GOK)
Unter dem Mutterboden bis 8.4 m u. GOK folgt ein beiger, matrixgestützter massiger Diamikt mit überwiegend hellen, subangularen bis teils angerundeten Karbonatgeschieben, die teilweise poliert und gekritzt sind. Darunter nimmt der Komponentenanteil zu, der Matrixgehalt wird feinsandiger, sodass man bereits von einem korngestützten massigen Diamikt sprechen muss. Von 11.8-15 m u. GOK treten 1-5 cm große angulare Klasten ohne Kornkontakte in einer sandig-feinkiesigen Matrix auf. In den basalsten 50 cm finden sich auch subangulare bis angerundete Klasten.

Homogenbereich II (15-36 m u. GOK)
Hierin trifft man einerseits auf bis 0.6 m lange Festgesteinsabschnitte aus teils subhorizontal gelagerten, beige-grauen Dolomiten mit dunklen Laminiten, teils aus tektonischen Breccien (Dolomitkataklasiten, Kategorie 1 [K1], Tab. 1). Weiters gibt es Bereiche, in denen die Bohrkernstücke durch Trennflächen in kleinere Kernstücke größer als der Bohrkerndurchmesser (12 cm), mit korrespondierenden Grenzen zueinander segmentiert waren [K1-2]. Größere Abschnitte sind durch Kluftkörpergrößen in der Regel zwischen 1-10 cm gekennzeichnet. Auch diese Kluftkörper zeigen noch zueinander passende Trennflächen [K2/1]. Ebenfalls sehr domi-

nant waren korngestützte Abschnitte mit Klastengrößen wie bei K2/1, aber sandiger Matrix in Zwickeln [K2/2]. Weiters sind als strukturelle Elemente schräge, bis zu 45° geneigte Scherflächen auffallend. Diese begrenzen einerseits Felsabschnitte [K1] zueinander, wobei Harnischflächen mit Striemung vorliegen. Anderseits sind damit scharfe Kontakte zu einer deutlich desintegrierten Fazies, meist zu K2/1 gegeben. Daneben treten graduelle Übergänge von den Kategorien 1 bis 2/2 auf, sowohl gegen das Liegende als auch gegen das Hangende.

Homogenbereich III (36-51 m u. GOK)
Hier tritt die im Homogenbereich II beschriebene Lithofazies ebenso auf. Allerdings treten hier noch erkennbare Felsabschnitte [K1, K1-2] mit mehr als 40% deutlich hervor. Der erkennbare Zerlegungsgrad zeigt hier Übergänge von rein aus Klasten bestehendem Gefüge [K2/1], zu solchem mit sandiger Matrix [K 2/2] und letztlich zu einem matrixgestütztem Material [K2/3], welches in diesem Abschnitt allerdings selten vorkommt (< 2%) (Fig. 8a). Mit diesen Trends ändern sich zumeist die Klastengrößen, sodass das Bild einer normalen wie auch inversen Gradierung entstehen kann. Diskrete Scherflächen bilden auch hier das dominierende Flächenelement. Lokal tritt ein schwach lithifizierter Dolomitgrus auf (Feinkies, Grobsand), der mit kalkigem Mikritzement (dünne Meniskuszemente) verkittet ist, wobei noch viel offener Porenraum vorhanden ist.

Homogenbereich IV (51-96 m u. GOK)
Dieser ist durch den markanten Anstieg des Matrixgehaltes charakterisiert, sichtbar in den hohen Anteilen von K2/2 (ca. 40%) und K2/3 (< 20%) und dem Zurücktreten von erkennbarem Fels (K1, K1-2; < 15%). In den K1 Abschnitten kommen ein primär sedimentärer subhorizontaler Lagenbau (Lamination) und cm-dicke grüngelbe Tonlagen (in 78 m u. GOK) vor.

Homogenbereich V (96-108 m u. GOK)
Die Zerlegungsgrade K2/1 und K2/2 beherrschen das Erscheinungsbild, der Felsanteil liegt unter 2 %.

Homogenbereich VI (108-138 m u. GOK)
Dieser Abschnitt ragt besonders zwischen 108 und 118 m u. GOK mit einem geringen Zerlegungsgrad und fehlendem Matrixgehalt heraus. Die Felspartien bestehen aus Breccien, z. T. mit Dolomitlaminitklasten, die auch rot zementiert sind. Dieselbe Lithologie ist im Bereich 118-123 m mit Dominanz K2/2 deutlich stärker zerlegt. Darunter folgt wiederum ein Abschnitt mit > 50% erkennbarem Fels [K1/1-2], jedoch finden sich darin mehrmals und gegen unten zunehmend (ab 134 m) geringmächtige (< 1 m) Partien mit Matrix bzw. mit matrixgestütztem Gefüge [K2/3].

Homogenbereich VII (138-148 m u. GOK)
Matrixgestützte Gefüge dominieren (> 50%). Bei 145.5-146 m stechen braun-grüne bis weinrote, kluftgefüllte Dolomitmergelklasten hervor. Weiters stößt man dazwischen auch auf Kataklasitklasten (147-148 m).

Homogenbereich VIII (148-194 m u. GOK)
Mit einer scharfen lithologischen Grenze setzt unterhalb der stark deformierten Dolomite (Homogenbereiche II-VII) ein zu 90% aus Sanden bestehender Abschnitt ein (Fig. 8b). Großteils handelt es sich um graubräunliche strukturlose dolomitische Mittel-, seltener Feinsande, die makroskopisch keine Rundung erkennen lassen (Fig. 8b-e). In diesen Feinklastika kommen Einschaltungen von K2/1-2/2, bestehend aus angerundeten Kataklasitklasten bis 5 cm Durchmesser (154-154.3 m), von dunklen Lithoklasten (u. a. Kataklasiten) in sandiger Matrix [K2/3; 157-157.7 m], direkt anschließend von einem bindigeren Bereich mit Übergängen zwischen Klasten und olivgrüner Matrix (bis 158 m) vor. Einen vergleichbaren Übergang, jedoch mit teilweise schluffiger Matrix zeigt Bohrkernmeter 161.27-162 m. Größere Lithoklasten (3-10 cm) treten noch bei 169-171 m

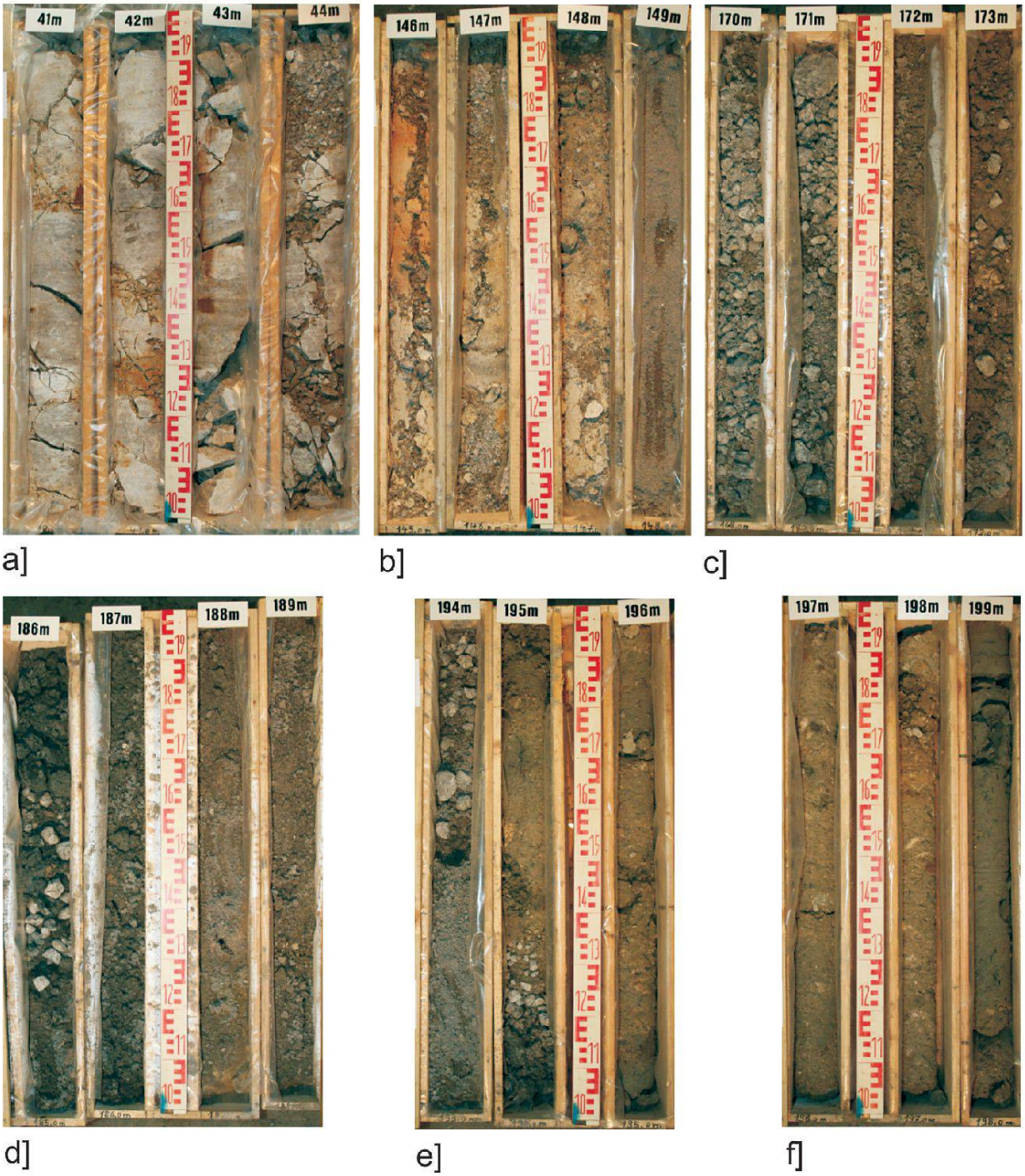
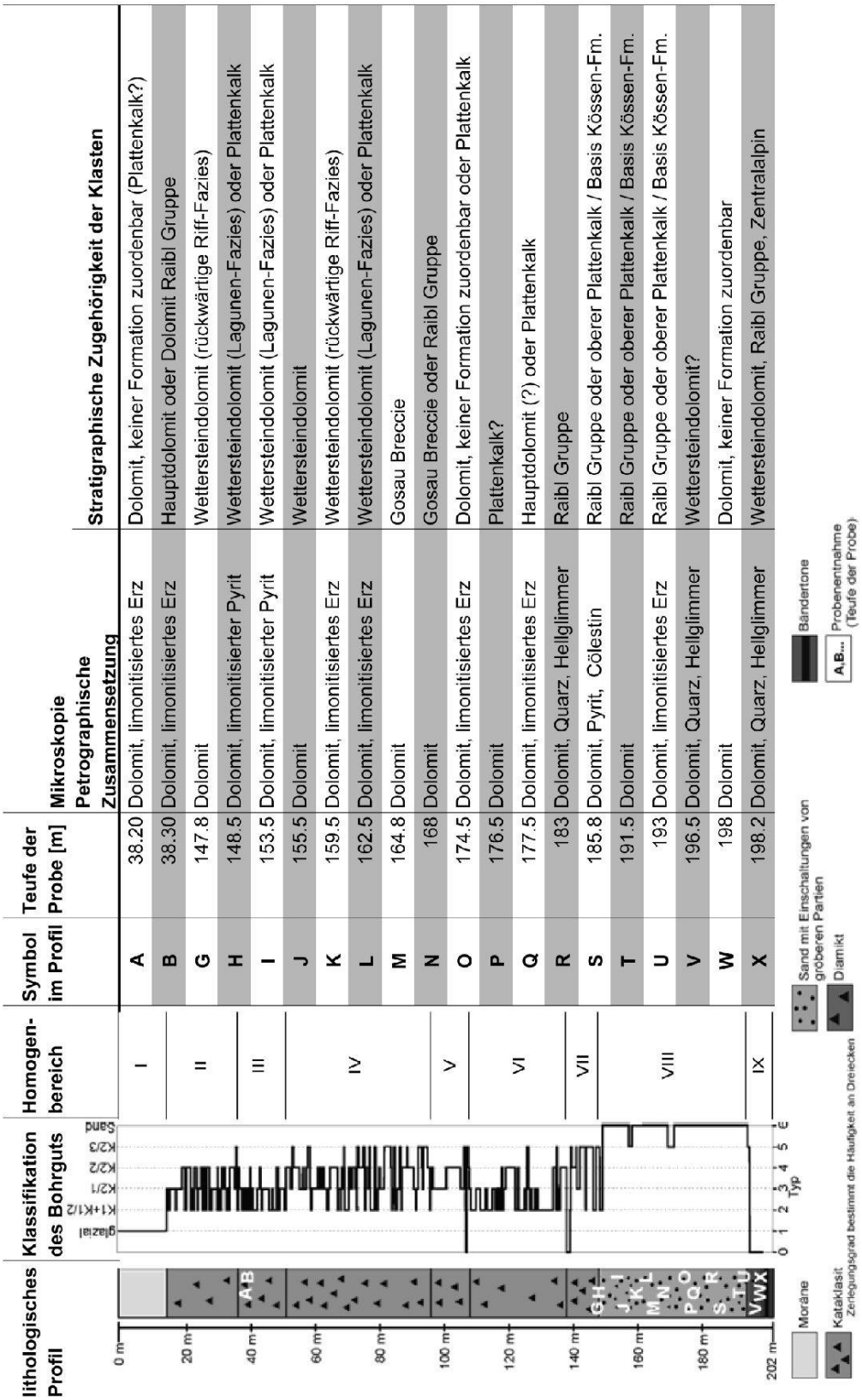


Fig. 8: Repräsentative Ausschnitte aus den verschiedenen Homogenbereichen des Bohrkernes P-KB 01/06 (Erklärung im Text): a) Zerlegter Dolomit in Homogenbereich II, Teufe 40-44 m; b) Übergang der verschieden stark fragmentierten Butterbichl-Gleitscholle (Homogenbereich VII) in den Sandabschnitt (Homogenbereich VIII), Teufe 145-149 m; c) Wechsel von Lagen aus Lithoklasten (Kataklasiten), Sanden und Sanden bis Silten mit einzelnen größeren Dolomitklasten, Teufe 170-173 m; d) Dunkle Sande und Kakirit- bzw. Lithoklasten in dunkler, schluffig-bindiger Matrix, Teufe 186-189 m; e) Wechsel des Sand- in den diamiktischen Abschnitt von Homogenbereich IX, Teufe 193-196 m; f) Massive Schluffe (glaziolakustrine Sedimente) an der Basis der Bohrung, Teufe 196-199 m.



Tab. 1: Darstellung der Kategorien der Zerlegungsgrade, der Einteilung in die Homogenbereiche sowie der Auswertungen der Dünnschliffe und Streupräparate. Klassifikation für zerlegten Fels nach Gruber & Reitner (diese Arbeit) in Kategorien K: [K1] homogener Fels, fest gegen Klopfen, nur Entspannungsklüfte durch Bohrung; [K1-2] Kluftkörpergröße > Bohrdurchmesser; [K2] kohäsionslos; [K2/1] matrixfrei + Klastengröße der KK; [K2/2] klastengestützt mit Matrix (Kluft- und Klastenzerreibsel); [K2/3] matrixgestützt.

und 173-174 m bzw. 185.25-186 m (Fig. 8c-d) und 193.5 und 194.2 m auf. Die Lithoklasten sind vereinzelt dunkel-grau-grüne, stark deformierte Silt-Tonstein-Komponenten (feinklastische Abschnitte der Raibler Schichten), die kaum Festigkeit aufweisen und mit der Hand zerdrückbar sind (Kakirite). Ab 177 m Teufe fällt der dunkle Farbton des Sandes und auch der bindigen Matrix in Lithoklasten-durchsetzten Bereichen auf. Der tiefste Dreiviertelmeter des Sand-dominierten Abschnittes (193.5-194.2 m) zeigt monomiktes Material von teils kakiritischen Lithoklasten, die in einer bindigen Matrix schwimmen [K2/2-2/3].

Homogenbereich IX (194-202 m u. GOK)
Die scharfe Grenze zum vorhergehenden, dunklen Homogenbereich VIII ist durch einen Farbumschlag zu einem grauen, massiven, matrixgestützten Diamikt ersichtlich (194.2-195 m). Dieser weist in seinem polymikten Geschiebespektrum mm-cm große, gerundete und eckige, dunkle und helle Karbonate, sowie grau-grüne Sand-, Silt- und Tonsteinklasten mit einer Vertikalstellung letzterer auf. Die Klasten stecken in einer sandig-schluffigen Matrix (Fig. 8e). Anschließend folgen bis 198.15 m dünne Einschaltungen von Schluffen in einer insgesamt diamiktischen Abfolge. Bei 197.88-198 m wurde ein größerer Dolomitklast erbohrt. Massige, grau-grüne Schluffe (Fig. 8f) bilden den tiefsten Abschnitt der Bohrung von 198.15 m bis zur Endteufe bei 202 m (= 77 m unter heutigem Innniveau bei Kundl).

6.2 Mikroskopische Bohrkernbeschreibung

Insgesamt wurden 12 Streupräparate (kohäsionslose Lockersediment-Proben, i. W. Sandfraktion) und 8 Karbonat-Dünnschliffe auf- und durchlichtmikroskopisch untersucht (Strauhal 2009). Zwischen den Teufen 15 bis 147.8 m befindet sich eine lithologisch mehr oder weniger einheitliche Trümmermasse aus mehreren dm-großen Blöcken (Hauptdolomit und/oder Raibler Dolomite) die in Kakiriten mit Dolomitzerreibsel schwimmen. Diese Abfolge konnte makroskopisch ausreichend beschrieben werden (Homogenbereiche II bis VII, siehe Kapitel 6.1) und wurde folglich kaum mikroskopisch analysiert.
Die Teufen der untersuchten Proben aus den verschiedenen, makroskopisch definierten Homogenbereichen, sowie die Ergebnisse der Auswertung sind in Tabelle 1 angeführt.

Homogenbereich III
In einer Teufe von 38.2-38.3 m liegt eine schichtungslose Breccie vor, die von Dolomitkomponenten (Hauptdolomit?) aufgebaut wird. Einseitige karbonatische Anwachssäume (Meniskuszemente) und Schwundrisse in der Matrix weisen darauf hin, dass die Matrix erst nachträglich eingespült worden ist. Die Matrix ist aus dunklem Mikrosparit, kleinen eckigen Komponenten vom Umgebungsgestein und einem ockerbraunen Schlamm aufgebaut. Auch ein vereinzelter Hellglimmerkristall konnte im Bereich der bräunlichen Matrix gefunden werden. Bei den hauptsächlich subangularen Klasten handelt es sich um feinkristalline Dolosparite, zum Teil sind auch ehemalige Blockzemente zu Klasten verarbeitet worden. In der Teufe von 38.3 m sind zudem noch einige Ostrakodenschalen enthalten, die auf Hauptdolomit oder Dolomite der Raibler Schichten hinweisen.

Homogenbereich VII
Der komponentengestützte Kataklasit der Teufe 147.8 m weist kantengerundete Klasten auf. Die Klasten dieses Dünnschliffes bestehen aus Mudstones und Grainstones, z. T. sind auch Boundstones vorhanden. An Fossilien sind sehr selten *Glomospira* sp. anzutreffen. Diese Foraminiferen sowie die Boundstone-Klasten lassen vermuten, dass dieses Material dem Wettersteinkalk aus dem Riffbereich zuzuordnen ist. An einigen Stellen ist an den Korngrenzen Sparitzement gewachsen.

Homogenbereich VIII
In diesem Bereich lassen sich fast ausschließlich eng gestufte Dolomitsande mit

großteils subangularen bis angularen Klasten beobachten (Fig. 8c-d, Fig. 9a). Ausnahmen hiervon bilden die Proben der Teufe 148.5 m, mit subgerundeten bis angularen Komponenten, die Proben der Teufen 155.5, 174.5, 177.5 und 183.0 m mit subgerundeten bis angularen Klasten und die Probe der Teufe 164.8 m mit gerundeten bis subgerundeten Klasten. Sämtliche Präparate enthalten hauptsächlich Komponenten mit Durchmessern zwischen 2-3 mm. Die Präparate aus den Teufen 148.5, 153.5, 155.5, 174.5, 183.0, 191.5 m enthalten zudem noch nennenswerte Anteile an Komponenten mit Durchmessern unter 1 mm, wodurch eine bimodale Korngrößenverteilung entsteht (vgl. Fig. 10, Kornsummenkurve). Eine Sortierung ist in keinem der Dünnschliffe vorhanden. Zemente sind in allen Proben relativ selten. In vielen Proben haften gelegentlich dünne sparitische Blockzementsäume um Klasten. In der Probe der Teufe 159.5 m sind manche Komponenten durch einen Meniskuszement miteinander verbunden.

In sämtlichen Schliffen dominieren unter den Klasten faziell gleichartige Mudstones, die sowohl in der Karbonatabfolge der Raibler Schichten als auch im Hauptdolomit auftreten können. In den Teufen 176.5 und 177.5 m sind auch Grainstones enthalten. In einigen Präparaten lassen sich Bruchstücke von bereits früher lithifizierten, monomikten Karbonatbreccien vorfinden. In der Teufe 153.5 m finden sich in den Klasten Aggregatkörner (Lumps), die typisch für die lagunären Ablagerungen des Wettersteinkalkes sind. Eine Komponente aus der Teufe 162.5 m enthält einen Mikrogastropoden und ist somit als Lagunenfazies des Wettersteindolomits anzusprechen. In der Teufe 164.8 m liegt als Klast eine Breccie mit beigem Farbton vor, die von dunklen Stylolithen durchsetzt ist. Die Stylolithen sind ein Hinweis darauf, dass diese Breccie nicht durch die Massenbewegung selbst, sondern bereits vor diesem Ereignis entstanden ist. In diesem Fall könnte es sich um eine Breccie der Gosau-Gruppe handeln. In der Teufe 168.0 m dominieren Pelmikrosparite mit einer undeutlichen Lamination, sowie Litharenite. Derartige Litharenite lassen sich sowohl in den Raibler Schichten als auch in der Gosau-Gruppe häufig finden.

Siliziklastika treten ausschließlich in der Teufe 183 m in Form von bräunlichen Komponenten aus Quarz und Hellglimmer auf. Diese Komponenten sowie Schill sind ein Hinweis auf die Raibler Schichten. Bis zur Teufe 193 m tritt in den meisten Präparaten ein limonitisiertes Erz in Form eines sehr feinkörnigen Schlammes auf, der im Übrigen auch in den zuvor beschriebenen Homogen-

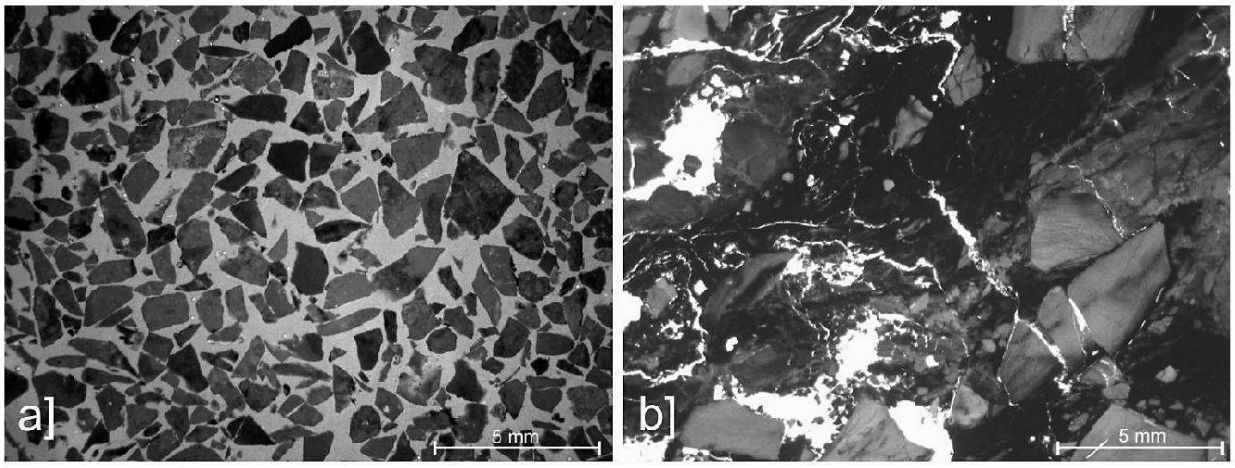


Fig. 9: a] Typisches Streupräparat mit angularen bis subangularen Dolomitklasten in Sandkornfraktion, Homogenbereich VIII, Teufe 177.8 m. b] Dünnschliff von kataklastisch deformierten dunklen Raibler Dolomitklasten, Homogenbereich VIII, Teufe 185.8 m.

bereichen zu finden ist. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesem Erz um Pyrit. Im Dünnschliff der Teufe 185.8 m ist zusätzlich noch Cölestin enthalten, der typischerweise in den Raibler Schichten vorkommt. Wackestones und Packstones mit Peloiden, Pelmikrosparite, Mikroschill, sowie ostrakodenführende Komponenten dominieren das Komponentenspektrum der Teufen 191.5 und 193.0 m. Ooide sind in den Grainstones gehäuft vorhanden. Diese Grainstones und der Mikroschill deuten auf Material aus den Raibler Schichten hin.
An den Klasten sowie in der Matrix dieses Dünnschliffes sind zudem Deformationsstrukturen erkennbar, die ein sprödes Deformationsverhalten der Mudstoneklasten und ein semiplastisches der Matrix anzeigen (Fig. 9b). Einige der Mudstoneklasten weisen Stylolithe auf. Dies ist der einzige Dünnschliff, bei dem noch eine Schichtung erkennbar ist.

Homogenbereich IX
In diesem Bereich treten lithologisch unterschiedliche Komponenten auf. In der Teufe 196.5 m findet man Wackestones, Packstones und Mudstones, zum Teil auch Pelmikrite. In der Teufe 198.0 m wird das Streupräparat von Mikrit-, Mikrosparit- sowie Pelmikrosparitklasten aufgebaut. Auch sehr wenige Ooide sind vorhanden. Bei den Klasten der Teufe 198.2 m handelt es sich um Sparite, Mikrite, Pelmikrite und Wackestones. Die in dieser Teufe enthaltenen Pelletpackstones mit Schill und Ooidgrainstones werden den Raibler Schichten zugeordnet. Einige andere Klasten besitzen mikrobielle Wachstumsgefüge, sowie vereinzelte laminare Fenstergefüge, welche beispielsweise im Wettersteinkalk vorkommen können. In den Teufen 196.5 und 198.2 m sind mehrere metamorphe Gesteinsbruchstücke enthalten. Vereinzelt liegen hier auch Quarz und Hellglimmer vor. Die metamorphen Gesteinsbruchstücke sind deutlich weniger gerundet als die Karbonatkomponenten. In diesen beiden Teufen ist das Material schlecht sortiert. In der Teufe 196.5 m hingegen ist es mittelmäßig sortiert. In der Teufe 196.5 m ist in einem Klast eine Foraminifere enthalten, die typisch für den Wettersteinkalk ist. In diesem Abschnitt findet man neben angularen Klasten auch besser gerundete Klasten (z. T. subsphärisch) (196.5 und 198.2 m), die auf Resedimentation von bereits vorher transportiertem Material hinweisen.

Trotz des Zerkleinerungsgrades (Sand-Feinkiesfraktion) der vorherrschenden Dolomitkomponenten wurde unterhalb von 147.8 m Teufe der Versuch der Zuordnung des Bohrkernmaterials zu bestimmten Formationen vorgenommen (siehe Tab. 1).
Daraus geht hervor, dass die verschiedenen Lithologien durch das Massenbewegungsereignis nicht miteinander vermischt wurden. Nur an der Basis in der Teufe von 198.2 m kann eine Vermengung von Material aus Wettersteindolomit mit solchem aus Raibler Schichten beobachtet werden. Zusätzlich sind hier noch metamorphe Gesteinsbruchstücke eingestreut, die entsprechend der makroskopischen Beschreibung vermutlich einem glaziolakustrinen Milieu entstammen.
Die lithologische Abfolge könnte zwei tektonisch verdoppelte, aufrecht liegende Abfolgen von a) Wettersteinkalk – Raibler Schichten – Hauptdolomit – Gosau-Gruppe (Bohrkern-Abschnitt 198.2 m bis 164.8 m) sowie b) Wettersteinkalk – Raibler Schichten – Hauptdolomit (Bohrkern-Abschnitt 162.5 m bis 38.5 m) darstellen. Diese Abfolge entspricht genau den geologischen Verhältnissen im Abrissgebiet. (Fig. 3a).

6.3 Röntgendiffraktometrie

Zur Bestimmung des modalen Mineralbestands wurden mehrere Proben aus dem Kataklasit-Abschnitt (Homogenbereiche IV, VII) und dem Sand-Abschnitt (Homogenbereich VIII) am Institut für Mineralogie und Petrographie, Univ. Innsbruck, mit einem Pulverröntgendiffraktometer untersucht (Strauhal et al. 2008). Die genaue Versuchsdurch-

führung wird in Strauhal (2009) beschrieben. Die quantitative Auswertung der Messungen mittels Rietveld-Methode (siehe u. a. Giacovazzo 2003) ergab Dolomitgehalte von ca. 98-99 Gew. % ohne nennenswerte Beimengungen anderer Mineralphasen (Tab. 2). Somit handelt es sich bei den untersuchten Proben um mineralogisch hoch reine Dolomitsande, ohne Beeinflussung durch nicht-karbonatische Schichtglieder, z. B. durch Siliziklastika der Raibler Schichten und/oder quartäre Lockersedimente. Die einzelnen Ergebnisse der Quantifizierung sind in Tab. 2 aufgelistet.

6.4 Sieb- und Schlämmanalysen

Zur sedimentologischen und geotechnischen Charakterisierung der nicht-bindigen Lockersediment-Proben wurden kombinierte Sieb- und Schlämmanalysen gemäß ÖN B4412 und die Klassifikation der Bodenarten gemäß ÖN B4401-3 durchgeführt (Strauhal 2009, Strauhal et al. 2008). Durch die Siebung wurden die Kornklassen 0.063-0.125 mm, 0.125-0.25 mm, 0.25-0.5 mm, 0.5-1.0 mm, 1.0-2.0 mm, 2.0-4.0 mm, 4.0-8.0 mm, 8.0-16.0 mm und 16.0-31.5 mm mit nach DIN 4188 Blatt 1 genormten Sieben ermittelt. Die Probenmengen lagen bei 3.4 bis 5.7 kg. Die Fraktionen < 0.125 mm wur-

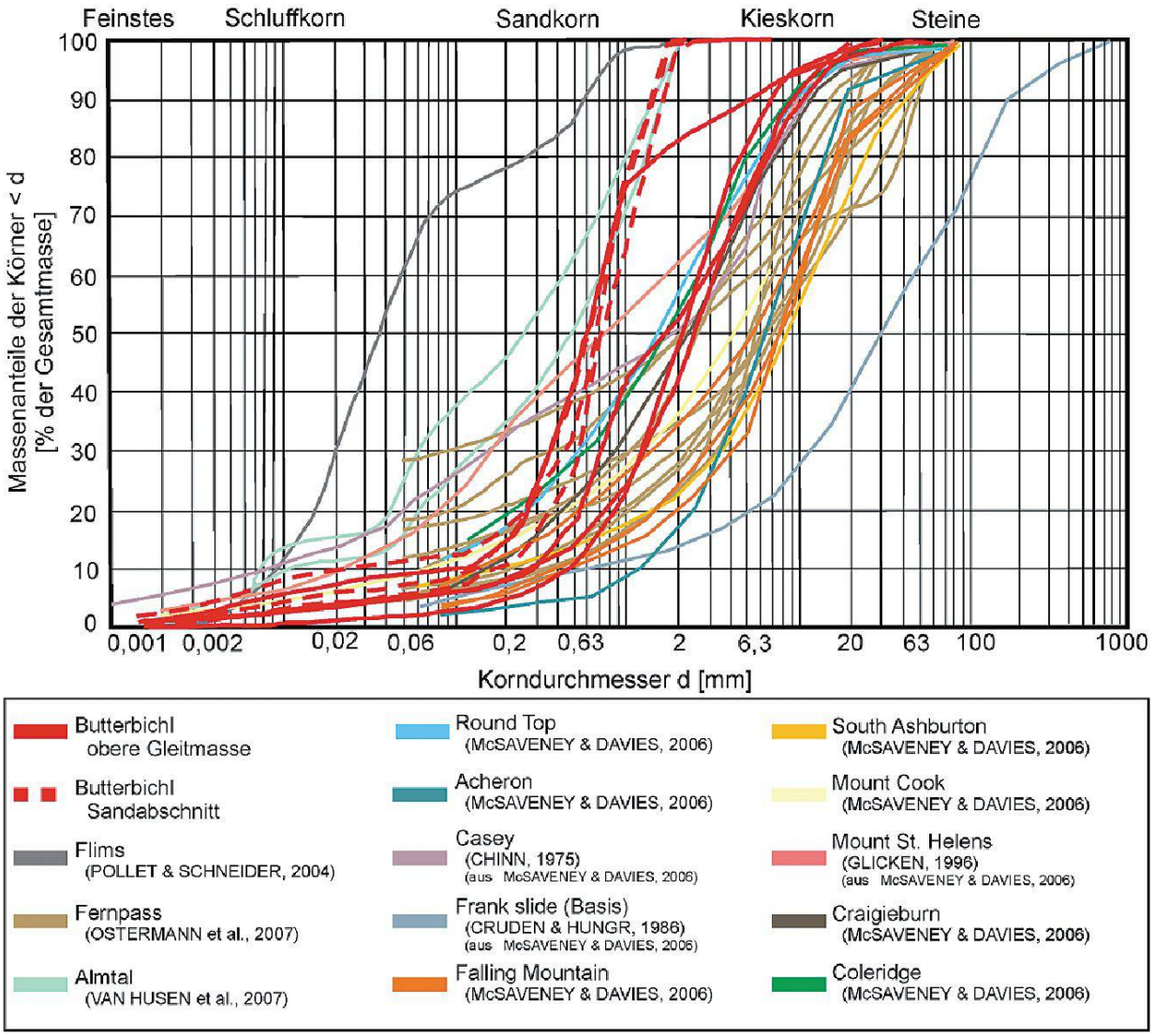
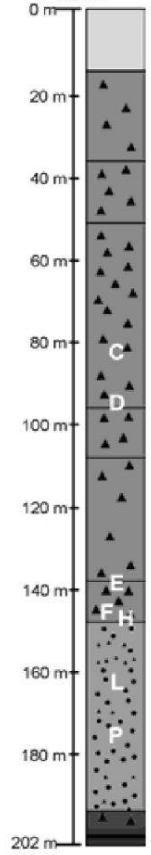


Fig. 10: Kornsummenkurven des Sandabschnittes (Homogenbereich VIII) der Bohrung Butterbichl (P-KB 01/06) und von anderen tiefgründigen Felsgleitungen in Karbonatgesteinen.



lithologisches Profil	Symbol (Probenteufe)	Korngrößenverteilung BA	U	C_c	M_z	σ_I	Sk_I	K_G	Triaxialversuch σ_3'	σ_1'	ρ_d	n	Scherparameter	Pulverdiffraktometrie Dd	Cc	Qz
	C (82,5 m)	S, G	10.1	0.6	-0.81	2.14	-0.04	0.96	207 396 598	1060 1946 2729	1.91 1.92 1.94	32.6 32.2 31.8	φ´=38,4° c'=48 kN/m² r²=0,9992	98,4 ± 4,9	1,1 ± 0,1	0,5 ± 0,0
	D (94,5 m)	S, g, u'	7.5	1.8	0.55	2.41	0.12	2.6	199 398 599	1009 1745 2620	1.85 1.87 1.84	34.9 34.1 35.1	φ´=37,1° c'=45 kN/m² r²=0,9994	98,7 ± 4,9	0,6 ± 0,0	0,7 ± 0,0
	E (138,5 m)	S, G	6	1.3	-0.96	1.67	-0.02	1.26	201 398 599	1101 2139 3134	1.94 1.8 1.94	31.9 36.9 31.9	φ´=42,2° c'=19 kN/m² r²=0,9999	97,9 ± 4,9	1,7 ± 0,1	0,3 ± 0,0
	F (145,5 m)	G, $\bar{s}$	10.6	1.6	-1.16	2.13	0.09	1.45	200 399 597 200 399 600 201 400 599 201 400 599	1164 1990 2921 1133 1930 2811 1011 1830 2721 1047 1981 2850	2.07 2.09 2.07 2.11 2.1 2.09 1.89 1.88 1.89 1.88 1.9 1.9	27.2 26.8 27.4 26.1 26.2 26.8 33.5 33.9 33.6 33.9 33.2 33.2	φ´=39,0° c'=46 kN/m² r²=0,9978	98,8 ± 4,9	1 ± 0,1	0,2 ± 0,0
	H (148,5 m)	S, $\bar{u}$	4.7	1.9	0.59	1.54	0.49	0.31	197 399 600	1141 1837 2565	1.88 1.86 1.87	34.3 35 34.6	φ´=34,0° c'=117 kN/m² r²=0,9999	98,7 ± 4,9	1 ± 0,1	0,3 ± 0,0
	L (162,5 m)	S, $\bar{u}$	26.3	7	0.74	1.99	0.58	1.96	200 399 599	998 2004 2771	1.97 1.99 1.97	30.1 29.6 30.3	φ´=39,4° c'=33 kN/m² r²=0,9986	98,2 ± 4,9	1,4 ± 0,1	0,4 ± 0,0
	P (176,5 m)	S, $\bar{u}$	5.2	1.2	0.74	1.47	0.42	1.31	202 399 603	919 1693 2641	1.78 1.8 1.82	37.5 36.7 36.3	φ´=38,5° c'=6 kN/m² r²=0,9994	98,9 ± 4,9	0,9 ± 0,0	0,2 ± 0,0

Moräne
Kataklasit
Zerlegungsgrad bestimmt die Häufigkeit an Dreiecken
Sand mit Einschaltungen von gröberen Partien
Diamikt
Bändertone
A,B... Probenentnahme (Teufe der Probe)

Tab. 2: Ergebnisse der Korngrößenverteilungen, Triaxialversuche und pulverdiffraktometrischen Aufnahmen. BA: Bodenart [Abkürzungen nach ÖN B4401-3]; U: Ungleichförmigkeitsgrad; Cc: Krümmungszahl; Mz: Mean; σ_I: Sortierung; Sk_I: Schiefe; KG: Steilheit; σ_3': Seitenspannung [kN/m²]; σ_1': Axialspannung [kN/ m²]; ρ_d: Trockendichte [g/cm³]; n: Wassergehalt [%];φ': Reibungswinkel; c': Kohäsion; r²: Bestimmtheitsmaß; Dd: Dolomit [Gew.%]; Cc: Calcit [Gew.%]; Qz: Quarz [Gew.%].

den durch Schlämmanalysen an Teilproben mit etwa 40 g der Feinanteile < 0.125 mm untersucht. Diese Versuchsdurchführung erfolgte mit einem Aräometer. Die Steinfraktion wurde sowohl bei den Proben P-KB 01/06 als auch bei den dargestellten Vergleichsbeispielen (Pollet & Schneider 2004, McSaveney & Davies 2006, Ostermann et al. 2007, Van Husen & Frisch 2007) vor der Versuchsdurchführung abgesiebt. Die statistischen Parameter Mittelwert, Sortierung, Schiefe und Kurtosis (Tab. 2) wurden mit Näherungsformeln nach Folk & Ward (1958) ermittelt.

Zwischen den Korngrößenverteilungen der einzelnen Proben sind keine großen Unterschiede feststellbar. Es handelt sich weitgehend um Sande bis Kiese, z. T. mit geringen Siltanteilen. Die Proben der Teufen 148.5, 162.5 und 176.5 m führen keine Komponenten über 2 mm ∅, d. h. keine Kiesfraktion und keine Steine. Die Proben der Teufen 82.5, 94.5 138.5 und 145.5 m hingegen weisen einen Kieskorngehalt (2 < ∅ < 63 mm) von 16.8 bis 59.2 Gew. % auf. Der Ton- und Siltanteil (∅ < 0.063 mm) von 2.6 bis 10.9 Gew. % ist, verglichen mit den meisten anderen Fallbeispielen karbonatischer Massenbewegungen (z. B. Pollet & Schneider 2004, Ostermann et al. 2007, van Husen & Frisch 2007) generell eher gering. Die Ungleichförmigkeitszahlen U schwanken zwischen 4.7 und 26.3. Die Proben der Teufen 82.5, 94.5, 145.5 und 162.5 m können als weit gestuft, jene der Teufen 138.5, 148.5 und 176.5 m als eng gestuft klassifiziert werden.

Vergleicht man die Korngrößenverteilungen mit jenen von anderen bekannten Bergstürzen (Gleitungen und Sturzströmen), so fällt v. a. bei den Sanden an der Basis der Butterbichl-Scholle ein deutlich höherer Sortierungsgrad auf (Fig. 10). Dies und die beträchtliche Mächtigkeit dieser Sandfazies wurden bisher bei anderen Massenbewegungen nicht beobachtet.

Geotechnisch handelt es sich bei den untersuchten Dolomitsanden um rollige Gebirgsverhaltenstypen.

6.5 Triaxialversuche

Makroskopisch und mikroskopisch beobachtete, variierende Sedimenteigenschaften der Bergsturzablagerungen können zu unterschiedlichen geotechnischen Eigenschaften führen. Aus diesem Grund wurden mehrere konsolidierte und drainierte (CD) Triaxialversuche an 7 Proben unterschiedlicher Bohrkernabschnitte (Tab. 2) durchgeführt und daraus die drainierten Mohr-Coulomb Scherparameter ermittelt (Strauhal 2009, Strauhal et al. 2008). Entsprechend DIN 18137-2, wonach das Größtkorn der Probe $^1/_5$ des Probekörperdurchmessers nicht überschreiten soll, wurden die Korngrößen über 6.3 mm ∅ vorher abgesiebt (Probenzelle: ∅ = 3.7 cm, H = 7.7 cm). Um den natürlichen Geländebedingungen (Überlagerungshöhen) möglichst nahe zu kommen, wurden sämtliche Proben mit einem Proctor-Hammer verdichtet eingebaut und Seitenspannungen von σ_3' = 200, 400 und 600 kN/m^2 erzeugt. Für diesen Spannungsbereich wurden die Mohr-Coulomb Parameter abgeleitet.

Zudem wurde das Bestimmtheitsmaß r^2 für die Regressionsgerade berechnet, um die Varianz der Messwerte anzugeben. Alle ermittelten Werte für die Kohäsion c' und den Reibungswinkel φ' sind zusammen mit den bei den Triaxialversuchen verwendeten Trockendichten ρ_d und Wassergehalten in Tab. 2 aufgelistet.

Die ermittelten mittleren Reibungswinkel liegen bei ca. 38-40°. Die Probe der Teufe 148.5 m ergab eine leichte Negativabweichung mit φ' = 34°, die Probe der Teufe 138.5 m eine leichte Positivabweichung mit φ' = 42.2°. Die Kohäsionen liegen zwischen 6 und 117 kN/m^2. Da es sich hierbei um für diese Gesteinsart typische Resultate handelt und kein Zusammenhang mit den sedimentologischen Eigenschaften erkennbar ist, lassen diese Ergebnisse keine weiteren Interpretationsmöglichkeiten zu.

7. Interpretation der Bohrung im Vergleich mit der Geländesituation

Aus der Betrachtung des untersuchten Bohrgutes und der bisher bekannten Geländesituation geht klar hervor, dass die im Gelände erfassbare Dolomitmasse des Butterbichls (Homogenbereiche II-VII, siehe unten) sowie die Sande des Homogenbereiches VIII jedenfalls allochthon auf den Diamikten und den Schluffen von Homogenbereich IX liegen. Im Folgenden wird das lithologische und strukturelle Inventar im Bohrgut soweit wie möglich im Konnex mit den obertägigen Verhältnissen diskutiert.

Die glaziale Bedeckung (0-15 m u. GOK, Homogenbereich I)

Der überkonsolidierte massive, matrixgestützte Diamikt mit gekritzten und polierten Geschieben der obersten 8.4 m entspricht einer sehr markanten Fazies innerhalb der Grundmoränendecke des Angerberges östlich des Butterbichls. Trotz des monomikten, rein karbonatischen und dominant aus Dolomit bestehenden Geschiebespektrums, handelt es sich hierbei um eine Ablagerung des Würm-hochglazialen Inngletschers, der zuletzt die Landschaft großflächig überformte (Drumlins). Auch der Bereich des korngestützten Diamiktes bis 11.8 m u. GOK ist noch als Grundmoräne s.l. anzusprechen, auch wenn diese einem verhältnismäßig eingeschränkten Transport bzw. einer geringen Deformation an der Gletscherbasis unterlag. Der Abschnitt zwischen 11.8 m und 15 m u. GOK ist aufgrund der dominanten Angularität der Klasten und der sandigen Matrix wahrscheinlich als über kurze Strecken umgelagertes Material im Sinne von Hang- oder Murenschutt anzusehen.

Der zerlegte Dolomitkörper im Verband (15-148 m u. GOK, Homogenbereiche II-VII)

In diesem Abschnitt ist, trotz der offenbaren Zerlegung, generell eine subhorizontal gelagerte stratigraphische Abfolge erhalten geblieben: Hauptdolomit und/oder Raibler Dolomite, über weite Bereiche als tektonische Breccien vorliegend.

Die makroskopische Beschreibung hat gezeigt, dass der Zerlegungsgrad über die Klassifikation als Z4 weiter glieder- und charakterisierbar ist (Zerlegungsgrad der Bohrkerne angegeben nach ÖNORM B4401-4 (1990) in 4 Klassen, von Z1 [gering zerlegt] bis Z4 [vollständig zerlegt]). Dabei stellen Bereiche mit erkennbaren primären sedimentären und tektonischen Strukturen und jene mit matrixgestütztem Gefüge mit angularen bis subangularen, meist nur 1-2 cm großen Klasten in einer sandigen Matrix die Extreme in der Palette der Desintegration dar. Diese Abstufung der Fragmentierung entspricht den Verhältnissen im Gelände.

Die Betrachtung der Abfolgen im Detail zeigt, dass Bereiche mit größter ersichtlicher Fragmentierung und dementsprechender hoher Feinkörnigkeit sowohl gegen das Hangende wie auch gegen das Liegende meist graduell in kompaktere Bereiche übergehen. Somit tritt unter Betrachtung der Komponentengrößen in Analogie zu Sedimentgesteinen das Erscheinungsbild von «coarsening upward»- bzw. «fining upward»-Sequenzen auf.

Daneben gibt es gerade im oberen Bereich Kontakte von Felsabschnitten zu matrixhältigem Material [K2/2 - K2/3] an schrägen, bis zu 45° steilen Flächen. Derartige Phänomene sind mit Zerbohren definitiv nicht erklärbar. Ein solches Muster der Desintegration mit zwei Scherflächensystemen – ein subhorizontales mit normaler und inverser Gradierung und ein steil darauf stehendes engständiges Schersystem - wurde auch von Pollet & Schneider (2004) bei der Felsgleitung von Flims beschrieben.

Neben diesen Detailbeobachtungen lassen sich im Bohrprofil im größeren Maßstab Homogenbereiche mit unterschiedlicher Fragmentierung ausscheiden, deren Verteilung Trends erkennen lässt:

Auffallend ist der verhältnismäßig «intakte» Homogenbereich VI (108-138 m u. GOK), der kein matrixgestütztes Gefüge aufweist und auch sonst, abgesehen von einem kurzen

«deformierteren» Abschnitt (118-123 m u. GOK), matrixfrei ist. Möglicherweise ist diese Gegebenheit lithologisch bedingt, da hier eine massive tektonische Breccie vorliegt, die bei der Fragmentierung ein relativ kompetentes Verhalten zeigte.
Weitere Abschnitte weitgehend ohne matrixgestütztes Gefüge sind die Homogenbereiche II (15-36 m u. GOK) und III (36-51 m u. GOK).
Die Deformation konzentrierte sich offenbar auch großmaßstäbig auf distinkte Bereiche, wie auf die Homogenbereiche IV 51-96 m u. GOK und VII (138-148 m u. GOK). Besonders letzterer zeigt intensivste Zerscherung, wobei der Felsverband, bestehend aus Dolomit und mergelig-toniger Lithologie, noch erkennbar ist.

Der Sand-Abschnitt (148-194 m u. GOK, Homogenbereich VIII)
Für die Genese der Sande sind Einschaltungen von gröberen Partien aufschlussreich, ohne dass deren Auftreten mit einem markanten farblichen Wechsel innerhalb der insgesamt dunkelsten Bereiche der Bohrung verbunden ist. Das Auftreten von Lithoklasten korrespondiert bisweilen auch mit dem Vorhandensein einer schluffig-bindigen, grüngrauen Matrix. Aus dem Vergleich mit dem Abrissgebiet (Ruraalm/Rurabach) lässt sich die lithologische Beziehung zu den Dolomit-Sanden folgendermaßen erklären: Im Niveau der dort anstehenden Raibler Schichten beobachtet man einerseits einen Wechsel von kompetenteren Dolomit-Bänken und dünnplattigen bituminösen Dolomit-Laminiten und anderseits dunkelgrauen Dolomitmergeln bis Tonsteinen. Ein wesentliches Merkmal der Gesteine im Abrissgebiet ist die tektonische Zerrüttung samt der damit verbundenen Zementierung. Genau der beschriebene lithologische Wechsel spiegelt sich einerseits in der Bohrung gerade im Vorkommen von Lithoklasten in einer schluffigen Matrix im Sinne einer tektonischen «Melange» wider. Die ausgeprägte Angularität des zu Sandgröße zerrütteten Materials, in dem auch Zementfragmente der ehemals verheilten tektonischen Breccien auftreten, belegt anderseits die zusätzliche Fragmentierung an der Basis des Gleitkörpers. Die Sande, welche auch Übergänge zu zerdrückbaren Kakiriten zeigen und obertags in dieser Ausbildung und Mächtigkeit nicht vorliegen, werden untenstehend in der Diskussion gesamtkonzeptionell besprochen.

Glaziolakustriner Abschnitt (194-202 m u. GOK, Homogenbereich IX)
Die mit scharfer Grenze einsetzenden, massiven, matrixgestützten grauen Diamikte mit polymiktem Geschiebespektrum, bestehend aus gerundeten und überwiegend eckigen Klasten, werden als subaquatische Debris flows mit Sedimenteintrag von Norden interpretiert. Diese Ansicht wird durch mehrmals zwischengeschaltete Schluffe untermauert.
Diese Fazies in Kombination mit den massiven, glaziolakustrinen, siliziklastisch beeinflussten, grau-grünen Schluffen (Bänderschluffe) an der Basis passt zum Sedimentationsmilieu in einem glazialen Trog, wie es in benachbarten Bohrungen und wie es auf der Südseite des Angerberges in Aufschlüssen auftritt.

8. Diskussion

Die Anlage der Massenbewegung Butterbichl lässt sich prinzipiell auf folgende Bedingungen und Gründe zurückführen:
Der strukturelle Bau dieses Abschnittes des Pendlingzuges weist eine große, ENE-WSW-streichende, fast symmetrische Antiklinalstruktur auf, deren Scharnier mit dem Kammscheitel zusammenfällt. Hieraus resultiert ein generelles hangparalleles Südfallen des gut geschichteten triassischen Sedimentpaketes, das sich morphologisch als ein «struktureller Hang» bzw. «Isoklinalhang» manifestiert. E-W-streichende, subvertikale Dehnungsbrüche parallel zum Scharnier (B-C-Klüfte), N-S- und NE-SW-streichende Seitenverschiebungen und Grabenbrüche

sowie hangparallele Aufschiebungsstrukturen ermöglichten das Herausbrechen und en bloc-Abgleiten einer großen zusammenhängenden Felsmasse. Zu diesen strukturellen Elementen, die die E-, W-, und N-Begrenzung definieren, tritt im Süden noch die große ENE-WSW-streichende, sinistrale Inntal-Scherzone hinzu, die die kompetenteren triassischen Schichtglieder im Norden gegen die leicht erodierbaren feinklastischen Sedimente der tertiären Unterangerberg-Fm. im Süden begrenzt.

Der lithologische Grund für die Lage und Geometrie der Abgleitfläche ist durch die Präsenz von feinklastischen Lagen innerhalb der 30-40° südfallenden Raibler Schichten gegeben.

Dieses strukturelle und lithologische Muster wurde jedenfalls schon vor der letzten Großvergletscherung, dem Würm-Hochglazial, flächenhaft erosiv herauspräpariert: Vermutlich während des Riß-Glazials fand die entscheidende Reliefgestaltung mit der Bildung eines glazial übertieften Troges und Übersteilung am Südfuß des Pendlingzuges statt. Die Ausräumung durch den Inngletscher konzentrierte sich auf die relativ weichen Unterangerberger Schichten. Durch die glaziale Erosion wurde die Inntal-Störung (Embach-Störung, Eisbacher & Brandner 1996) morphologisch als Steilstufe herausgeformt. Allerdings ist zu bedenken, dass der Reliefunterschied zwischen Kamm (nachmaliger Abrisskante) und Vorfeld (nachmaligem Ablagerungsraum) größer war als die heutige Oberfläche erkennen lässt.

Mehrphasige Bohrkampagnen und geophysikalische Untersuchungen haben gezeigt, dass die Felsoberkante dieses Troges weit unter dem heutigen Innniveau liegt und der Trog durch inntalparallele NE-SW-streichende Felsschwellen aus Unterangerberger Schichten bis auf Höhe von Angath vom heutigen übertieften Inntal getrennt ist. Der Trog wurde in der Folge bis zum Zeitpunkt des Massenbewegungsereignisses mindestens bis auf 431 m ü. GOK (immerhin 70 m unter heutigem Inn-Niveau) mit glaziolakustrinen Feinsedimenten aufgefüllt. Aus diesen Gründen erfolgte die Massenbewegung sehr wahrscheinlich in einen See, wobei nicht auszuschließen ist, dass ein Teil der Seesedimente im Zuge der Platznahme der Massenbewegung weggeräumt wurde. Aufgrund dieser stratigraphischen Unwägbarkeit kann nicht gesagt werden, ob die Massenbewegung noch innerhalb der Abschmelzphase des Rißglazials als Folge des Wegfalls des stützenden Widerlagers erfolgt ist bzw. ob das Materialversagen durch andere Faktoren wie interglaziale Starkniederschläge oder Erdbeben ausgelöst worden ist.

Trotz der glazialen Überformung während des Würm-Hochglazials spiegelt die Geometrie der Ablagerungsmasse diejenige des Abrissgebietes wider, d. h. Hohl- und Vollform sind komplementär. Die Lithologie und das strukturelle Inventar in der Bohrung und in den Aufschlüssen am Butterbichl dokumentieren eine zusammenhängende Masse, deren Rückabwicklung mittels einer basalen Gleitfläche vom Ablagerungsgebiet ins Abrissgebiet eindeutig möglich ist.

Innerhalb der Gleitmasse kann man Unterschiede in der Deformation erkennen, die sich im Zerlegungsgrad äußern. Dieser ist einerseits definiert über präexistente transportierte Trennflächenelemente wie Schichtung und Störungen, die im Zuge des Gleitvorganges aus der ursprünglichen in eine subhorizontale Lagerung übergeführt wurden. Weiters wurden bestehende Deformationsstrukturen reaktiviert und weiterbewegt. So bildeten sich neue subhorizontale Scherflächen und Scherzonen in Bewegungsrichtung, die zu progressiver Materialzertrümmerung (dynamische Fragmentierung, Pollet & Schneider 2004) führten. Vom Aufschlussbereich lassen sich diese Scherflächen auch im gesamten Bohrkern verfolgen, deren Verteilung allerdings lithologieabhängig ist. Aufschlüsse im Westen und Südwesten der Butterbichlmasse zeigen Scherstrukturen in der Art von Überschiebungen und senkrecht darauf stehenden Scherflächen mit lokalen basalen Aufschürfungen des Untergrundes. Diese in der gesamten Gleit-

masse verteilte penetrative Deformation führen wir auf deren Blockade am Südrand des Ablagerungsgebietes durch besagte trog- und inntalparallele Felsschwelle aus Unterangerberger Schichten zurück. Infolge des frontalen Aufpralles der Gleitmasse auf dieses Hindernis kam es möglicherweise zur lateralen Ausgleichsbewegung parallel zur Trogachse.
Mit dieser Argumentationslinie sind die Anlage der Gleitmasse und ihr Zerlegungsgrad bis auf 148 m u. GOK erklärbar.

8.1 Genese des sandreichen Abschnittes (Homogenbereich VIII): Prä-, syn- und postkinematische Erklärungsmodelle

Das Auftreten der Sande zwischen 148 und 194 m u. GOK, das bisher in dieser Gleichförmigkeit und Mächtigkeit noch nie an der Basis einer Massenbewegung beobachtet wurde, wirft Fragen über ihre Genese auf.
Die Bohrqualität und die Bohrfortschritte zeigen, dass dieses Material vor dem Bohren zerlegt war und keineswegs als ein Produkt dieses technischen Prozesses anzusehen ist. Jedoch ist nicht vollkommen auszuschließen, dass durch die Spülung (schluffiges) Feinmaterial ausgewaschen wurde.

Argumente für präkinematische Genese
Eine Möglichkeit der Sandgenese bestünde prinzipiell darin, dass die Sande bereits als Sediment vor dem Massenbewegungsereignis, sprich präkinematisch, vorlagen. Hierfür käme einerseits eine am Hangfuß schon existierende Schutthalde in Frage, welche im Zuge des Ereignisses zumindest teilweise mitgerissen und überfahren worden wäre. Schutthalden kommen rezent am Fuß zahlreicher alpiner Steilwände vor und können Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern sowie größere laterale Ausdehnung erreichen. Voraussetzung für dieses Faziesmodell wäre das überwiegende Anstehen und Abwittern von dunklen Dolomiten (Raibler Dolomite und/oder Hauptdolomit), daneben von Wettersteindolomit im Liefergebiet dieser Schutthalde, entsprechend den im Bohrkern P-KB 01/06 angetroffenen Lithofaziestypen. Die im Bohrkern beobachteten gröber klastischen Zwischenlagen, z. T. mit feiner klastischen Anteilen, wären demnach als höher energetische Murschutt-Ereignisse interpretierbar.
Alternativ dazu könnte im Vorfeld der Gleitmasse theoretisch auch ein größerer Sandkörper als Teil der Trogfüllung im Sinne eines distalen Schwemmfächers oder Deltakomplexes vorgelegen haben. Allerdings fehlen Faziesverzahnungen mit den glaziolakustrinen Sedimenten – wie üblich in progradierenden Deltas oder Schwemmfächern – völlig. Betrachtet man zudem das Hinterland derartiger Schwemmfächer, charakterisiert durch die vielfältige Geologie des Abrissbereiches (Kap. 5), so ist die zweite präkinematische Variante sehr unwahrscheinlich.

Argumente für eine synkinematische Genese
Ein wichtiger Punkt zum Verständnis der sanddominierten Fazies ist ihre einheitliche Lithologie aus dunklem monomiktem Dolomitmaterial, welches im Abrissgebiet als cm-dm-gebankte Raibler Dolomite in Mächtigkeiten von Zehnermetern vorliegt.
Aufgrund der primär schon starken tektonischen Zerlegung im Abrissgebiet (Kap. 7, Fig. 6b) liegt hier schon ein kleinstückig zertrümmertes Material vor, das den unteren Abschnitt der Gleitmasse bildete, an dessen Basis und innerhalb dessen die Hauptbewegung abgelaufen ist. Die bindigen, völlig zerlegten Lagen mit Mergel- und Tonsteinklasten innerhalb der Sandabfolge entsprechen genauso der lithologischen Varianz im Abrissgebiet. Die Sande mit einer bimodalen Kornverteilung und mit durchwegs sehr eckigen Körnern lassen sich ebenfalls durch eine penetrative Zerscherung und Zermahlung im Zuge der Bewegung erklären. Die Ausgangslithologie (dünngebankte Dolomite) und der Grad der bereits vorhandenen tektonischen Zertrümmerung gaben damit das Größtkorn der nachfolgenden Material-

zerlegung durch die Massenbewegung vor, womit die Kornsummenkurve eine materialspezifische Abhängigkeit zeigt. So deutet weiters die Angularität der Partikel auf ein in-situ zerlegtes Material mit vielen korrespondierenden Korngrößen hin, dessen Zusammenhalt nur durch die Bergung des Bohrmaterials verloren ging.
Die wenigen gerundeten Klasten sind durch Desintegration von kataklastisch verformten Gesteinen zu erklären, in denen bekanntlich während der Deformation Klasten gerundet und poliert werden können. Dieses Phänomen beschreibt beispielsweise Gruber (1997) von vielen Kataklasezonen aus einem benachbarten Gebirgszug (Kaisergebirge) mit äquivalenten Lithologien. Kornabnutzung gibt es jedoch auch während des Transportes der Gleitmasse selbst.
Dieses Erklärungsmodell steht im Einklang mit der zunehmenden Fragmentierung, die bereits über dem Sandpaket mit einem hohen Matrixgehalt einsetzt (siehe Tab. 1, Homogenbereich VI/VII).
Das Gesamtbild ergibt hiermit für die Lokalität der Bohrung eine über 180 m mächtige Felsgleitmasse, die in den untersten 60 m auch einen progressiven, lithologisch bedingten Deformationsgrad aufweist. Die große Mächtigkeit dieses untersten sandbetonten Abschnittes entspricht größenordnungsmäßig der Mächtigkeit der Ausgangsgesteine im Abrissgebiet.

Argumente für postkinematische Genese

Vergleicht man die Korngrößenverteilungen der Sande an der Basis der Butterbichl-Scholle mit jenen von anderen bekannten Bergstürzen, so fällt vor allem bei den Sanden an der Basis des Butterbichls ein deutlich höherer Sortierungsgrad auf (Fig. 10). Auch der Feinanteil ist geringer als der der meisten anderen Proben. Dies kann eventuell als Hinweis auf Suffosions- oder Umlagerungsprozesse unterirdischer Fließgewässer an der Basis der Butterbichl-Scholle angesehen werden. Die für diese Prozesse nötigen hydraulisch permeablen Hohlraumbildungen sind in Massenbewegungsablagerungen z. B. in Form von Erdfällen (Poscher & Patzelt 2000) bekannt. Nach eigenen Beobachtungen (Prager & Reitner, mündl. Mitt.) zeigen die karbonatischen Ablagerungen der Felsgleitung von Flims (vgl. Pollet & Schneider 2004), die vom Vorderrhein in einer tiefen Schlucht mehrere hundert Meter mächtig angeschnitten worden sind, im unteren und mittleren Abschnitt lokale Ausschwemmungen von Feinmaterial aus Nischen bzw. Hohlräumen.
Bei Berücksichtigung der großen Mächtigkeit der Sande an der Basis der Butterbichlscholle müsste der Hohlraum, in dem die Sande abgelagert worden wären, eine vertikal orientierte, schlotförmige oder eine subhorizontale, schlauchförmige Geometrie aufweisen. Diese könnte durch Erosion unterirdischer Fließgewässer entstanden sein. Auch Subrosion wäre im Sinne von lösungserweiterter Hohlraumbildung (Karst) ein denkbarer Prozess hierfür. Allerdings gibt es einen als Folge von vertikaler Kalklösung und anschließender Kalkausfällung in Frage kommenden Zementationshorizont schon unmittelbar unter der Grundmoräne (33 m u. GOK, vergleiche Ergebnisse der Sedimentpetrographie). In den tieferen Abschnitten sind keine Hinweise für Verkarstung vorhanden, weder in den Aufschlüssen noch in der Bohrung. Karstschlote als klassische Bildung der phreatischen Zone würden zudem ein Grundwasserbezugsniveau voraussetzen, das deutlich unter dem heutigen Innniveau (513 m bei Kundl) liegen müsste. Betrachtet man die sukzessive Eintiefung der Alpentäler im Laufe des Quartärs und auch die Sedimentationsgeschichte im letzten Interglazial-Glazial-Zyklus (van Husen 2000), so ist ein derart tief liegendes Grundwasserniveau, wie oben postuliert, während vergangener Interglaziale und Interstadiale auszuschließen.
Zudem tritt an der Basis der Sande mit den lakustrinen Sedimenten ein Stauhorizont auf, welcher sicherlich die Basis eines Grundwasserkörpers bildete (vgl. heutiges

Grundwasserniveau in der Bohrung 60 m u. GOK = Absoluthöhe von 570 m ü. NN).

Weiters wirft der progressive Zerlegungsgrad die Frage nach der Stabilität eines derartigen Hohlraumes in dieser Tiefe auf, sofern dieser in diesem Material überhaupt gebildet werden konnte. Die relative Gleichförmigkeit der Sande erscheint durch das Nachbrechen eher unwahrscheinlich zu sein.
Ein weiterer Aspekt einer alternativen Erklärung wäre die Bereitstellung des sandigen Materials durch Suffosion (Eissmann 2008). Der hierfür in Frage kommende Prozess setzt im Allgemeinen ein ungleichkörniges Gemisch voraus, welches grundsätzlich durch Zertrümmerung von Material im Zuge von Massenbewegungen ähnlich dem Butterbichl vorhanden sein kann (vgl. Patzelt & Poscher 1993, Hartleitner 1993).
Allerdings ist die Monomiktheit der dunklen Sande mit der Suffusion der darüber gelegenen aufgelockerten Gesteinspakete, bestehend aus überwiegend hellen Dolomiten, nicht erklärbar. Für Einschwemmungen eines durch die Gleitmasse fließenden Gewässers (z. B. einen Bach von den Abhängen des Heuberges oder einen Ableger des Inns) mit Deutung der gröberen Abschnitte innerhalb des Sandkörpers als Rinnenbildungen gibt es keine klaren Hinweise aus der Geländesituation und der Bohrung.

9. Schlussfolgerungen

Die kataklastische Trias-Karbonatscholle innerhalb der Angerbergterrasse wird basierend auf Geländekartierungen und Bohrkernauswertungen als fossile Ablagerungen einer gravitativen Massenbewegung interpretiert. Diese zählt mit einem Volumen von mindestens 300 Mio. m^3 zu den größten fossilen Felsgleitungen in Tirol. Die Gleitscholle war lithologisch und strukturell vorgezeichnet durch i) wechselnde Lithofaziestypen im Bereich des obersten Wettersteinkalkes bzw. der Raibler Schichten, ii) hangparallel einfallende Schichtflächen und iii) zahlreiche Störungszonen und Großklüfte. An der Basis der eigentlichen, ca. 150 m mächtigen Gleitscholle aus völlig zerrüttetem Haupt- und Raibler Dolomit befinden sich 50 m mächtige, relativ eng gestufte, dunkle und beigegraue Dolomitsande im Wechsel mit gröberen Klasten.
Deren Bildung ist nach Meinung von Gruber und Reitner mit dynamischer Gesteinszerlegung während des gravitativen Gleitprozesses erklärbar. Dies wird einerseits durch das Vorkommen von dünnbankigen, dunklen Dolomitlaminiten, Dolomitmergeln und dünnen Tonschieferzwischenlagen, die den Raibler Schichten zuordenbar sind, im Abbruchgebiet begründet. Anderseits weist gerade die bimodale Kornverteilung (Fig. 10) und die auffallende Eckigkeit der Körner bzw. Kongruenz vieler Kornflächen der basalen Ablagerungen der Butterbichl-Masse auf eine tektonische Fragmentierung der Ausgangsgesteine in Störzonen im Abbruchgebiet (Kataklase) hin.
Die Co-Autoren Prager, Strauhal, Brandner und Zangerl bevorzugen – angesichts der vorhandenen Daten sowie von Vergleichen mit anderen Fallbeispielen – ein mehrphasiges Erklärungsmodell für die Genese der bemerkenswerten Sandgenese im Bohrkern: 1] bereits primär Akkumulation eines Schuttkörpers am Paläo-Hangfuß, 2] möglicherweise (Teil-)Mobilisierung und dynamische Überprägung dieses prä-kinematischen Schuttkörpers durch die darüber fahrende Gleitscholle (i. e. die eigentliche Massenbewegung) und 3] eventuell post-kinematische Umlagerung bzw. Abtransport feinklastischer Anteile durch unterirdische Fließgewässer.

Im Alpenraum gibt es zahlreiche Bergstürze, die z. T. gut aufgeschlossen und bearbeitet sind (Literatur in: Abele 1974; Prager et al. 2008), dennoch ist die Basis von Großhangbewegungen bzw. deren Auflagerung auf dem Substrat nur sehr selten aufgeschlossen bzw. bisher mittels direkter Aufschlie-

ßungsverfahren kaum erkundet worden. Selbst bei den erosiv hunderte Meter tief angeschnittenen karbonatischen Ablagerungen von Flims (Graubünden, Schweiz; Pollet & Schneider 2004) und kristallinen Ablagerungen von Köfels (Ötztal, Tirol; v. Klebelsberg 1951, Prager et al. 2009) sind Struktur und Internbau der basalsten Abschnitte der Massenbewegung nicht bekannt; in beiden Fällen zeigen die tiefsten aufgeschlossenen Ablagerungen unterschiedlich große Blöcke und Festgesteinsschollen, eingebettet in einer gemischt körnigen Matrix. Hingegen bietet der Dolomit-Bergsturz des Tschirgants (Oberinntal, Tirol) instruktive Einblicke in die basalen Sturzablagerungen und ihrer Unterlage. Hier weisen vor allem Bohrlochdaten und Aufschlüsse darauf hin, dass an der Basis des in einer Mächtigkeit von 65 m durchbohrten Bergsturz-Blockwerks stark zerlegte und gering durchlässige Abschnitte mit karbonatischem Gesteinszerreibsel in Silt- bis Tonfraktion vorliegen (Patzelt & Poscher 1993, Hartleitner 1993). Derart mächtige und charakteristische Sande, wie sie im basalen Abschnitt der Butterbichl-Gleitmasse vorzufinden sind, sind bisher jedoch einzigartig und möglicherweise bei anderen Gleitmassen ebenso vorhanden.

Das Beispiel Butterbichl zeigt exemplarisch, wie ein bisher nur auf Oberflächengeologie bzw. im konkreten Fall auf tektonischen Modellvorstellungen beruhendes Untergrundmodell aufgrund einer Bohrung drastisch umgestoßen wurde. Durch die damit verbundenen neuen hydrogeologischen und ingenieurgeologischen Risiken wurde die ursprünglich in diesem Abschnitt geplante Eisenbahntrasse als nicht mehr optimal betrachtet.

Danksagung

Die Autoren danken den Herrn M. Köhler und C. Sedlacek (Brenner Eisenbahn Gesellschaft) für die Möglichkeit der Aufnahme, Probennahme und Auswertung der Bohrkerne, im Speziellen Bohrkern P-KB 01/06, sowie für Bereitstellung von Fotomaterial. R. Tessadri und P. Tropper (Univ. Innsbruck) unterstützten die diffraktometrischen Auswertungen. W. Fellin (Univ. Innsbruck) half bei der Durchführung der Triaxialversuche. Ergänzend zu den Bearbeitungen an der Univ. Innsbruck wurden Siebanalysen auch dankenswerterweise von I. Wimmer-Frey und L. Barbir (Geologische Bundesanstalt – GBA) durchgeführt.
Diskussionen mit M. Ostermann und D. Sanders (Univ. Innsbruck) sowie M. Lotter und N. Tilch (GBA) führten zu einem besseren Verständnis dieses Massenbewegungsereignisses, S. Pfleiderer (GBA) verbesserte die englische Kurzfassung.

Literatur

Abele, G. 1974: Bergstürze in den Alpen – ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen, Univ.-Verl. Wagner, 230 S., München.

Ampferer, O. 1921: Über die kohleführenden Gosauschichten des Brandenberger und Thierseer Tales in Tirol. Jb. geol. Staatsanst., Bd. 71, 3. u. 4. Hft., S. 149-158, Wien.

Ampferer, O. 1922: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Mit einem Beitrag von Bruno Sander. Jb. Geol. B.-A., Bd. 72, S. 105-150, mit 1 Geol. Karte 1:40.000, Wien.

Ampferer, O. & Ohnesorge, Th. 1909: Jb. k. u. k. geol. Reichsanst., Bd. 59, 2. Hft., S. 289-332, Wien.

Cruden, D. M. & Varnes, D. J. 1996: Landslide Types and Processes. In: Turner, A. K. & Schuster, R. L. (eds.): Landslides, Investigations and Mitigation, Nat. Res. Counc., Spec. Rep. 247, 36-75.

DIN 18137-2, 1990: Baugrund, Versuche und Versuchsgeräte; Bestimmung der Scherfestigkeit; Triaxialversuch.

Donofrio, D. A., Brandner, R. & Poleschinski, W. 2003: Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, Westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, Bd. 26, S. 91-107, Innsbruck.

Eisbacher, G. & Brandner, R. 1996: Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. Eclogae geol. Helv., 89, 553-571, Basel.

Eissmann, L. 2008: Die Erde hat Gedächtnis. 50 Millionen Jahre mitteleuropäischer Erd- und Klimageschichte. 2. Auflage, Sax-Verlag, 159 S., Beucha.

Folk, R. L. & Ward, W. C. 1958: Brazos River bar: a study in the significance of grainsize parameters. J. Sediment. Petrol., Vol. 27, pp. 3-26.

Fruth, I. & Scherreiks, R. 1984: Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). Geol. Rdsch., 73, 337-373, Stuttgart.

Giacovazzo, C. 2003: Fundamentals of crystallography (International Union of Crystallography texts on crystallography), Vol. 7, 825 p., Oxford.

Gruber, A. 1997: Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 22, S. 159-197, Innsbruck.

Hartleitner, K. 1993: Die Planung der «Neuen Bahn» im Abschnitt Ötztal-Landeck: Geologische Ergebnisse. In: Hauser, C. & Nowotny, A. (Eds.): Arbeitstagung 1993 Geol. B.-A., Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck: S. 139-140.

Heissel, W. 1951: Beiträge zur Tertiärstratigraphie und Quartärgeologie des Unterinntales. – Jb. Geol. B.-A., Bd. 94, S. 207-222, Wien.

Heissel, W. 1955: Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärgebietes. Mitt. Geol. Ges., Bd. 48, S. 49-70, Wien.

Keller, B. 1996: Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. Mitt. d. Schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmechanik, 132, S. 5-12.

v. Klebelsberg, R. 1935: Geologie von Tirol. Gebr. Bornträger, 831 S., Berlin.

v. Klebelsberg, R. 1951: Das Becken von Längenfeld im Ötztal. Schlern-Schriften 77, S. 399-422.

Köhler, M. 2007: Die geologischen Verhältnisse der Angerbergterrasse. Angerberger Gemeindeinformationen Herbst 2007, S. 10-11, Angerberg.

Köhler, M. & Poscher, G. 2007: Geologische und hydrogeologische Charakteristika der Unterinntaltrasse. Int. Symp. Brenner Basistunnel und Zulaufstrecken, Bd. 1, S. 111-117, Innsbruck Univ. Press, Innsbruck.

Kreuss, O. (2008): Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der GBA 1:50.000, Blatt 120 – Wörgl, Kompilation Otto Kreuss (GBA), erstellt im Rahmen des GBA-Projektes Geofast.

Kreuss, O. (2006): Geofast – Provisorische Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 89 Angath, Kompilation Otto Kreuss, erstellt im Rahmen des GBA-Projektes Geofast.

Mc Saveney, M. J & Davies, T. R. H. 2006: Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation. In Evans, S. G., Scarascia-Mugnozza, G., Strom, A. & Hermanns, R. L. (eds.): Advanced Research Workshop: Landslides from massive rock slope failure. NATO Science Series, IV Earth and Environmental Sciences, Vol. 49, 285-304, June 16-21, Celano, Italy.

ÖNORM B 4401-3, 1985: Erd- und Grundbau; Erkundung durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben; Protokollierung.

ÖNORM B4401-4, 1990: Erkundung durch Schürfe und Bohrungen sowie Entnahme von Proben, Zeichnerische Darstellung der Ergebnisse. Österr. Normungsinstitut, 17 S., Wien.

ÖNORM B 4412, 1974: Erd- und Grundbau; Untersuchung von Bodenproben; Korngrößenverteilung.

Ortner, H. 1996: Deformation und Diagenese im Unterinntaler Tertiär (zwischen Rattenberg und Durchholzen) und seinem Rahmen. Unveröffentlichte Dissertation, 234 S., Univ. Innsbruck.

Ortner, H. 2003a: Cementation and Tectonics in the Inneralpine Molasse of the Lower Inn Valley. Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, Vol. 26, pp. 71-89, Innsbruck.

Ortner, H. 2003b: Local and far-field stress-analysis of brittle deformation in the western part of the Northern Calcareous Alps. Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck, Vol. 26, pp. 109-136, Innsbruck.

Ortner, H. & Stingl, V. 2001: Facies and Basin Development of the Oligocene in the Lower Inn Valley, Tyrol/Bavaria. In: Piller, W. & Rasser, M. (Eds.): Paleogene in Austria. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Vol. 14, pp. 153-196.

Ortner, H., Reiter, F. & Brandner, R. 2006: Kinematics of the Inntal shear zone-sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. Tectonophysics 414 (2006), 241-258.

Ostermann, M., Sanders D., Prager C. & Kramers J. 2007: Aragonite and calcite cementation in «boulder-controlled» meteoric environments on the Fern Pass rockslide (Austria): implications for radiometric age dating of catastrophic mass movements. Facies, Vol. 53/2, pp. 189-208, Erlangen.

Patzelt, G. & Poscher, G. 1993: Der Tschirgant-Bergsturz. In: Hauser, C. & Nowotny, A. (Eds.): Arbeitstagung 1993 Geol. B.-A., Geologie des Oberinntaler Raumes, Schwerpunkt Blatt 144 Landeck: S. 208-213, Wien.

Penck, A. 1902: Die Innthalterrasse. In: Penck, A. & Brückner, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1, Tauchnitz, S. 315-332, Leipzig.

Pollet, N. & Schneider, J.-L. 2004: Dynamic desintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). Earth and Planetary Science Letters, Vol. 221, pp. 433-448, Amsterdam.

Poscher, G. & Patzelt, G. 2000: Sink-hole collapses in soft rocks: sedimentological and hydrogeological aspects of groundwater induced erosion processes. Felsbau, 18, pp. 36-40, Salzburg.

Poscher, G., Eder, S., Marschallinger, R. & Sedlacek, C. 2008: Geologie und Geotechnik des Angerbergs, Trassenstudien im Abschnitt Brannenburg – Kundl/Radfeld. Int. Symp. Brenner Basistunnel und Zulaufstrecken, Bd. 2, S. 103-114, Innsbruck Univ. Press, Innsbruck.

Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G. & Brandner, R. 2008: Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. Natural Hazards Earth Science Systems 8/2, 377-407.

Prager, C., Zangerl, C. & Nagler, T. 2009: Geological controls on slope deformations in the Köfels rockslide area (Tyrol, Austria). Austrian Journal of Earth Sciences, Vol. 102/2, 4-19, Vienna.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, P. & Linzer, H.-G. 1991a: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10/2, 245-256, Washington.

Ratschbacher, L., Frisch, W. & Linzer, H.-G. 1991b: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part II: structural analysis. Tectonics, 10/2, 257-271, Washington.

Sanders, D. 1998: Tectonically controlled Late Cretaceous terrestrial to neritic deposition (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). Facies, Vol. 39, pp. 139-178, Erlangen.

Schulz, K.-H. 1993: Tektonik und Kinematik des Heuberg-Massivs zwischen Brandenberg und Niederbreitenbach, Tirol, Österreich. Unveröffentlichte Diplomarbeit, 70 S., Univ. Karlsruhe.

Spitzer, R. 2005: Die Angerberg Terrasse: «Vom quartärgeologischen Rahmen zum hydrogeologischen Modell». Unveröffentlichte Diplomarbeit, 116 S., Univ. Innsbruck.

Spitzer, R. 2006: Bericht 2005 über geologische und hydrogeologische Aufnahmen der Angerberg-Terrasse auf den Blättern 89 Angath und 120 Wörgl (UTM 3213 Kufstein und UTM 2218 Kundl). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 146/1-2, S. 78-79, Wien.

Strauhal, T., Prager, C., Brandner, R., Fellin, W., Tropper, P. & Zangerl, C. 2008: Sedimentpetrographische und geotechnische Untersuchungen an ungewöhnlichen Gleitzonenmaterialien einer tiefgründigen Massenbewegung am Kalkalpensüdrand (Unterinntal, Tirol). Pangeo 2008 Wien: Kurzfassungen und Abstracts, J. Alpine Geology, Bd. 49, S. 104.

Strauhal, T. 2009: Mineralogische und geotechnische Eigenschaften von tektonisch- und massenbewegungsbedingten Kakiriten. Unveröffentlichte Diplomarbeit Univ. Innsbruck, 198 S.

Thöny, W. 2003: Analyse der Pendling-Antiklinale sowie der Thiersee-Mulde im Bereich NW von Kufstein (Tiroler Unterinntal) unter Verwendung sedimentologischer, strukturgeographischer und paläomagnetischer Arbeitsmethoden. Unveröffentlichte Diplomarbeit, 120 S., Univ. Innsbruck.

Töchterle, A. 2005: Tektonische Entwicklungsgeschichte des Südteiles der Nördlichen Kalkalpen entlang der Transalp-Tiefenseismik anhand bilanzierter Profile. Unveröffentlichte Diplomarbeit, 91 S., Univ. Innsbruck.

Van Husen, D. 2000: Geological processes during the Quaternary. Mitt. Österr. Geol. Ges., 92 (1999), Wien.

Van Husen, D. & Frisch, A. 2007: Mechanism and age of late glacial landslides in the Calcareous Alps; the Almtal, Upper Austria. Austrian Journal of Earth Sciences, Vol. 100, pp. 114-126, Wien.

Wagreich, M. & Faupl, P. 1994: Palaeogeography and geodynamic evolution oft he Gosau Group oft he Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 110, 235-254, Amsterdam.