

Joachim Götz*, Jan-Christoph Otto**, Bernhard Salcher*** &
Johannes Buckel****

Methodische Potentiale der modernen Geomorphologie für die Analyse, Quantifizierung und Rekonstruktion von Erdoberflächenprozessen

* joachim.goetz@sbg.ac.at, Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg

** jan-christoph.otto@sbg.ac.at, Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg

*** bernhard.salcher@sbg.ac.at, Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg

**** johannes.buckel@sbg.ac.at, Fachbereich Geographie und Geologie, Universität Salzburg

eingereicht am: 12.03.2015, akzeptiert am: 11.05.2015

Die heute zur Verfügung stehende Vielfalt an Methoden und Techniken zur Beantwortung geomorphologischer Fragestellungen ist beeindruckend. Methodisch-technische Fortschritte im Bereich der Erdoberflächenanalyse, der Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes, sowie der Datierung von Erdoberflächenformen ermöglichen heute quantitative Antworten auf (angewandt-) geomorphologische Fragen. In diesem Beitrag stellen wir einige neue methodische Möglichkeiten aus diesen drei Bereichen vor, erläutern die wesentlichen Funktionsprinzipien und zeigen deren Potential und Limitierungen für geomorphologische Studien anhand einiger Anwendungsbeispiele aus alpinen Untersuchungsgebieten auf.

Keywords: Geomorphologische Kartierung, Terrestrisches Laserscanning, Geophysikalische Prospektion, Datierungsmethoden

The methodological potential of modern geomorphology for analysing, quantifying and reconstructing earth surface processes

The diversity of methods and techniques for answering geomorphological questions is impressive. Methodological and technological advances related to earth surface analysis, subsurface investigation and dating of landforms enable us to answer multiple geomorphological questions using quantitative data. Here we present an overview of state-of-the-art methods and techniques applied in geomorphological research. We introduce the basic principles, highlight the potential and limitations for geomorphological investigations and illustrate several examples of application from different Alpine study areas.

Keywords: Geomorphological mapping, terrestrial laser-scanning, geophysical prospection, dating methods

1 Einleitung

Die rasante (geo-)technologische Entwicklung der vergangenen Dekaden ermöglicht uns heute „alte geomorphologische Fragen“ präziser und – wenn auch im Rahmen gewisser Fehlergrößen – quantitativ zu beantworten. Aufgrund der Fortschritte v. a. in den Bereichen Fernerkundung, Geophysik, Datierung, geographische Informationssysteme (GIS) und PC-Rechenleistung können heute aber auch völlig neue geomorphologische Fragen gestellt und Hypothesen überprüft werden. Die (Weiter-)Entwicklung moderner quantitativer Methoden in der

Geomorphologie sowie in zahlreichen Nachbardisziplinen (z. B. Geodäsie, Geophysik, Geochronologie, Klimatologie, Hydrologie, Bodenkunde) ermöglicht auch die Validierung weitgehend deskriptiver und theoretischer geomorphologischer Modelle und Konzepte, zum Beispiel der Reliefgenese. Dieser methodische Fortschritt wird demnach auch als einer der Gründe für den Paradigmenwechsel in der Geomorphologie seit den 50er Jahren gesehen, der mit einer massiven Reduktion der betrachteten Raum und Zeitskalen einherging und die geomorphologische Prozessforschung in den Vordergrund rückte (Dikau 2006b).

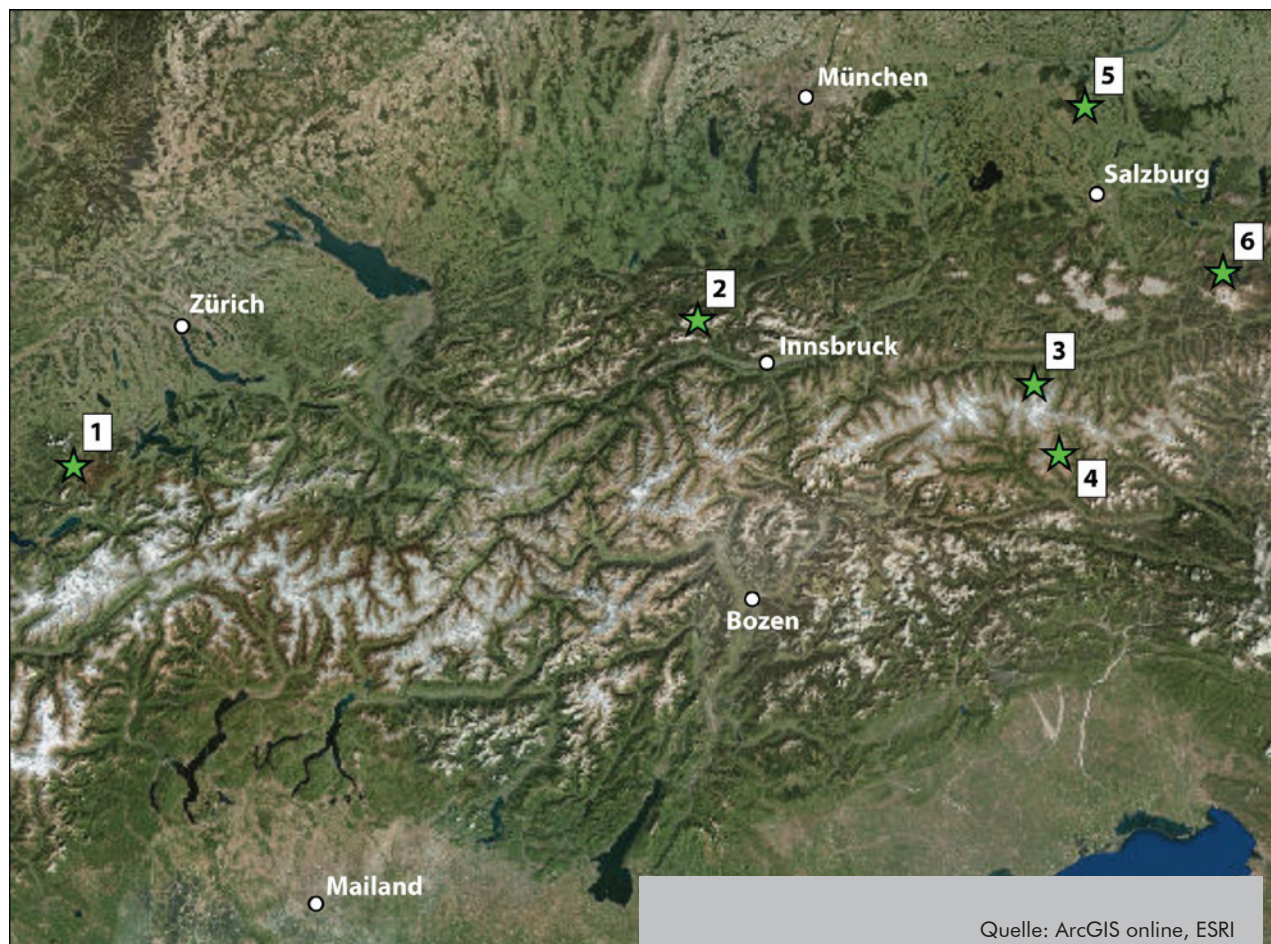


Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete, auf die in diesem Beitrag exemplarisch eingegangen wird. 1 = Chlusboden (Entlebuch, Schweiz), 2 = Reintal (Wetterstein, Bayern), 3 = Kitzsteinhorn (Salzburg, Österreich), 4 = Gradental (Kärnten, Österreich), 5 = Schottergrube Pfaffinger (bei Geretsberg, Oberösterreich), 6 = Plassen (bei Hallstatt, Oberösterreich).

In diesem Zusammenhang wird i.) die Analyse der Erdoberfläche, die geomorphologische Kartierung sowie die Erfassung und Quantifizierung von Erdoberflächenprozessen seit einigen Jahren durch vielfältige Fernerkundungsdaten revolutioniert. Neben der stetig steigenden Qualität von Luftbildern und Orthophotos sowie von zahlreichen weiteren, oft satellitengestützten Sensoren in unterschiedlichen Spektralbereichen, unterstützen heute insbesondere hochauflösende Laserscan-Daten (auch *LiDAR - light detection and ranging*, genannt) die digitale Reliefanalyse. Mit beeindruckender Detailschärfe ermöglichen LiDAR-basierte Geländemodelle die groß- und kleinräumige Analyse der Erdoberfläche, da Formen des Mikro- bis Megareliefs (Dikau 2006a) identifiziert und geomorphogenetisch interpretiert werden können. Wiederholungsdatensätze ermöglichen zudem die Detektion und Quantifizierung von Relief- und Landnutzungsveränderungen. In Kombination mit Geographischen Informationssystemen ist es mittlerweile sogar möglich Geländeformen und Prozessspuren halb- bzw. vollautomatisch zu detektieren (Prasicek et al. 2014; Van Asselen & Seijmonsbergen 2006).

Hochauflösende geophysikalische Methoden (z. B. Geoelektrik, Georadar, Refraktionsseismik) ermöglichen ii.) die zwei- und dreidimensionale Analyse und Interpretation des oberflächennahen Untergrundes. Sie erweitern die Erkenntnisse traditioneller Bohrkerninformationen, welche für zahlreiche geomorphologische Studien nach wie vor von elementarer Bedeutung sind jedoch lediglich „Punktinformationen“ darstellen. Indirekte geophysikalische Methoden basieren auf verschiedenen physikalischen Parametern des Untergrundes (z. B. elektr. Leitfähigkeit, Dichte, Permittivität) und liefern bei komplementärem Einsatz und in Kombination mit direkten Aufschluss- oder Bohrlochdaten die zuverlässigsten Informationen über den räumlichen Aufbau des Untergrundes. Wiederholte geophysikalische Messungen ermöglichen ferner die Erfassung von Veränderungen der physikalischen Parameter, welche beispielsweise durch wechselnde Durchfeuchtung oder durch Gefrier- und Auftauprozesse hervorgerufen werden können. Dadurch bietet sich ihre Anwendung besonders für Fragestellungen an, bei denen einzelne Parameter der Oberfläche

regelmäßig im Rahmen eines Monitoring gemessen werden, z.B. bei der Analyse von Felsstürzen.

Schließlich gestatten die methodisch-technischen Fortschritte in der Altersbestimmung diese hochauflösenden räumlichen Informationen iii.) in einen landschaftsgenetischen Kontext zu stellen, geomorphologische Prozessraten zu bestimmen und einzelne geomorphologische (Groß-) Ereignisse zeitlich festzusetzen. Neben der relativen stratigraphischen Altersbestimmung und klassischen absoluten Datierungsverfahren (Dendro- / Warvenchronologie, Lichenometrie) kommen in gegenwärtigen geomorphologischen Studien vor allem kosmogene Radionuklide und unterschiedliche Verfahren der Lumineszenz-Datierung zum Einsatz. Mit unterschiedlichen Genauigkeiten decken diese Methoden unterschiedliche (geologische) Zeiträume ab, wobei deren erfolgreiche Anwendung an spezifische Voraussetzungen des Probenmaterials gebunden ist (z.B. Korngröße, Chemismus).

Dieser Dreigliederung folgend, stellen wir in diesem Beitrag die wesentlichen Funktionsprinzipien der genannten Methoden vor und zeigen deren Potential und Limitierungen für verschiedenste geomorphologische Fragestellungen anhand anschaulicher Anwendungsbeispiele aus unterschiedlichen alpinen Untersuchungsgebieten auf (s. Abb. 1). Zahlreiche Referenzen im Text verweisen sowohl auf methodische (Lehrbuch-) Literatur als auch auf vielfältige geomorphologische Forschungsarbeiten.

2 Analyse der Erdoberfläche

Die Analyse der Erdoberfläche profitierte in den vergangenen Dekaden von zahlreichen Fortschritten in der Fernerkundung. Aktuelle Fernerkundungsdaten durch photographische (z.B. Luftbilder und Orthophotos) und digitale Systeme (z.B. Laserscans) sowie durch die passive Mikrowellenaufnahme (z.B. SAR Interferogramme) stehen heute in bislang ungeahnter Genauigkeit und räumlicher Auflösung zur Verfügung. Zahlreiche geomorphologische Studien basieren auf terrestrisch oder luftgestützt erhobenen LiDAR-Daten. Sie ermöglichen die Berechnung von hochaufgelösten digitalen Geländemodellen (DGM), die meist in Form von triangulierten *meshes* (Netzen) oder Rasterdatensätzen dargestellt, interpretiert und weiterverarbeitet werden (Höfle & Rutzinger 2011; Liu 2008).

Einerseits stellen LiDAR-Daten eine wertvolle Basis für verschiedenste geomorphologische Kartierungen und Analysen dar. Exemplarisch seien hier semi-automatische geomorphologische Kartierungsansätze (Van Asselen & Sejmonsbergen 2006), morphometrische Analysen von Massenbewegungen (Glenn

et al. 2006; McKean & Roering 2004), die flächenhafte Modellierung der Schneedeckenmächtigkeit (Grünewald et al. 2010), oder ihr Mehrwert bei der Kartierung von z.B. Eiszerfallsformen in ehemals vergletscherten Gebieten (Salcher et al. 2010; Smith et al. 2006) genannt. Der Nutzen bzw. Mehrwert von LiDAR-Daten für geomorphologische Kartierungen wird beispielhaft anhand des Kitzsteinhorns und des Bereichs des Pleistozänen Salzachvorlandgletschers im folgenden Kapitel 2.1 aufgezeigt.

Wiederholte Laserscanmessungen ermöglichen andererseits ein systematisches Monitoring und die Quantifizierung von Reliefveränderungen im Laufe der Zeit. Vielfältige geomorphologische Prozesse im Hochgebirge wurden in der jüngeren Vergangenheit mit Hilfe von wiederholtem Laserscanning identifiziert und quantifiziert. Das Potential von wiederholten LiDAR-Messungen wird anhand eines Felssturzes im Bereich der Südwand des Plassen bei Hallstatt (Salzkammergut) und eines rezenten Murgangs im Gradental (Schobergruppe) in Kapitel 2.2 vorgestellt.

2.1 Geomorphologische Kartierung

Seit den Anfängen der geomorphologischen Forschung bildet das Beobachten der Erdoberfläche sowie deren Veränderung die Basis für wissenschaftliche Erkenntnisgewinnung (z.B. Passarge 1914). Ein Weg die Beobachtungen zu strukturieren und die Ergebnisse für spätere Analysen und die Nachwelt festzuhalten ist die Erstellung einer Karte. Somit gehört die geomorphologische Kartierung, also die systematische Erfassung der Formen, Prozesse und Materialien, die eine Landschaft aufbauen zu den ältesten Methoden der Geomorphologie. Technische Neuerungen der letzten 20 Jahre vor allem im Bereich Fernerkundung, GIS und Vermessungstechnik haben zu einer Wiederbelebung der geomorphologischen Kartographie geführt. Ablesen lässt sich diese Entwicklung nicht nur an vermehrt publizierten Karten, dem Erscheinen eines Fachmagazins für geographische Karten (*Journal of Maps, Taylor & Francis*) sondern auch vor allem an einem neuen Handbuch, das fundamentale Techniken und Anwendungen von geomorphologischen Karten zusammenfasst (Smith et al. 2011). Obwohl für die Datenaufnahme heute oft mobile Computer und GPS verwendet werden, hat sich an der Durchführung der Kartierung nur wenig geändert. Dahingegen läuft die Erstellung der Karte am Rechner und die Verwaltung der Daten mit GIS heute sehr viel einfacher und effektiver ab. Gerade die Etablierung von geographischen Informationssystemen in Kombination mit hochaufgelösten DGMen, Orthophotos und Satellitenbildern hat die Möglichkeiten zur Kartierung und Analyse der Erdoberfläche enorm erweitert. Auch wenn das

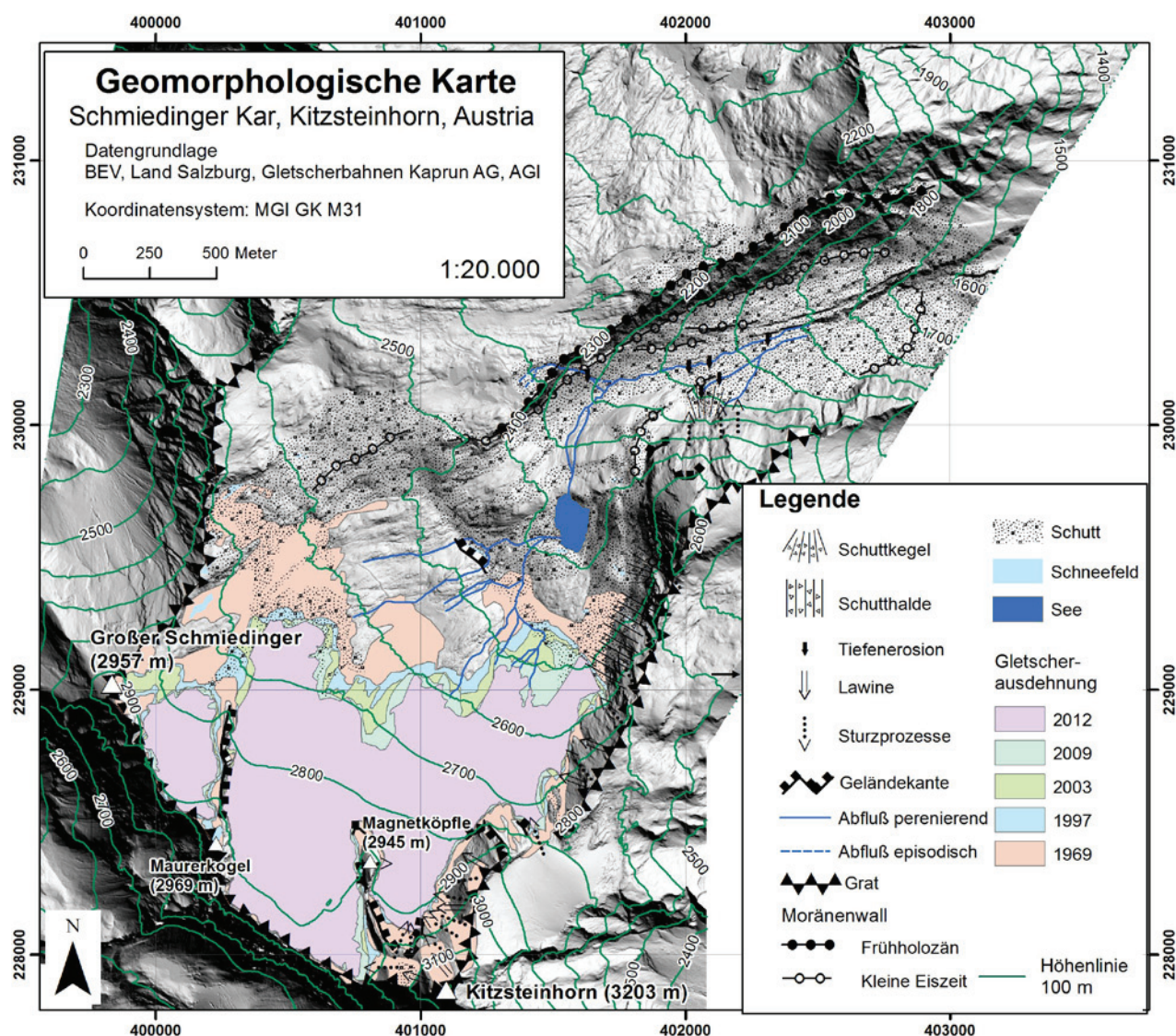


Abb. 2: Geomorphologische Karte des Schmiedinger Kars, Kitzsteinhorn, Salzburg (nach Otto & Keuschnig 2014).

digitale Kartieren, also die Arbeit mit Luftbildern und DGMen am Computer, die Arbeit im Gelände nicht komplett ersetzen kann, so bieten die heute großflächig vorhandenen digitalen Daten der Erdoberfläche die Möglichkeit beinahe jeden Winkel des Planeten zu betrachten und bisweilen sogar (halb-) automatisiert zu kartieren (Seijmonsbergen et al. 2011; Smith et al. 2006; Van Asselen & Seijmonsbergen 2006).

Bei geomorphologischen Karten unterscheidet man Basiskarten und analytische bzw. spezialisierte Karten (Barsch & Liedtke 1980; Dramis et al. 2011; Kugler 1965). Geomorphologische Basiskarten stellen die geomorphologischen Elemente einer Landschaft dar, entweder in ihrer Gesamtheit oder separiert mit Fokus auf die reinen Oberflächenformen (Morphologie), die Prozessaktivität (Morphodynamik) oder die Entwicklungsgeschichte (Morphogenese) eines Landschaftsausschnitts. Analytische Karten basieren auf der Auswertung dieser Basisinformationen und haben einen thematischen Schwerpunkt, z. B. in der

Darstellung von Naturgefahrenprozessen (Kienholz 1978; Kienholz 1980; Kienholz & Krummenacher 1995; Knight et al. 2011). Gegenüber anderen geowissenschaftlichen Kartenwerken (z. B. geologischen Karten) gibt es keinen internationalen Standard für die verwendete Legende der geomorphologischen Karte. Es existiert daher eine Vielzahl von verschiedenen Legendensystemen, sowohl auf nationaler, wie internationaler Ebene (Otto et al. 2011; Verstappen 2011). Abb. 2 zeigt die geomorphologische Karte des Schmiedinger Kars (Kitzsteinhorn, Kaprunertal, Salzburg) und stellt den Formenschatz eines hochalpinen Kars und Gletschervorfeldes mit den hier ablaufenden aktuellen Prozessen dar. Die Karte wurde im GIS erzeugt und verwendet die für GIS umgesetzte Legende für Kartierungen im Hochgebirge (Kneisel et al. 1998; Otto 2008). Die Vorteile im Einsatz von GIS bei der Erstellung von geomorphologischen Karten liegen vor allem in der Möglichkeit der organisierten Datenspeicherung in Datenbanken, sowie in der Kombination

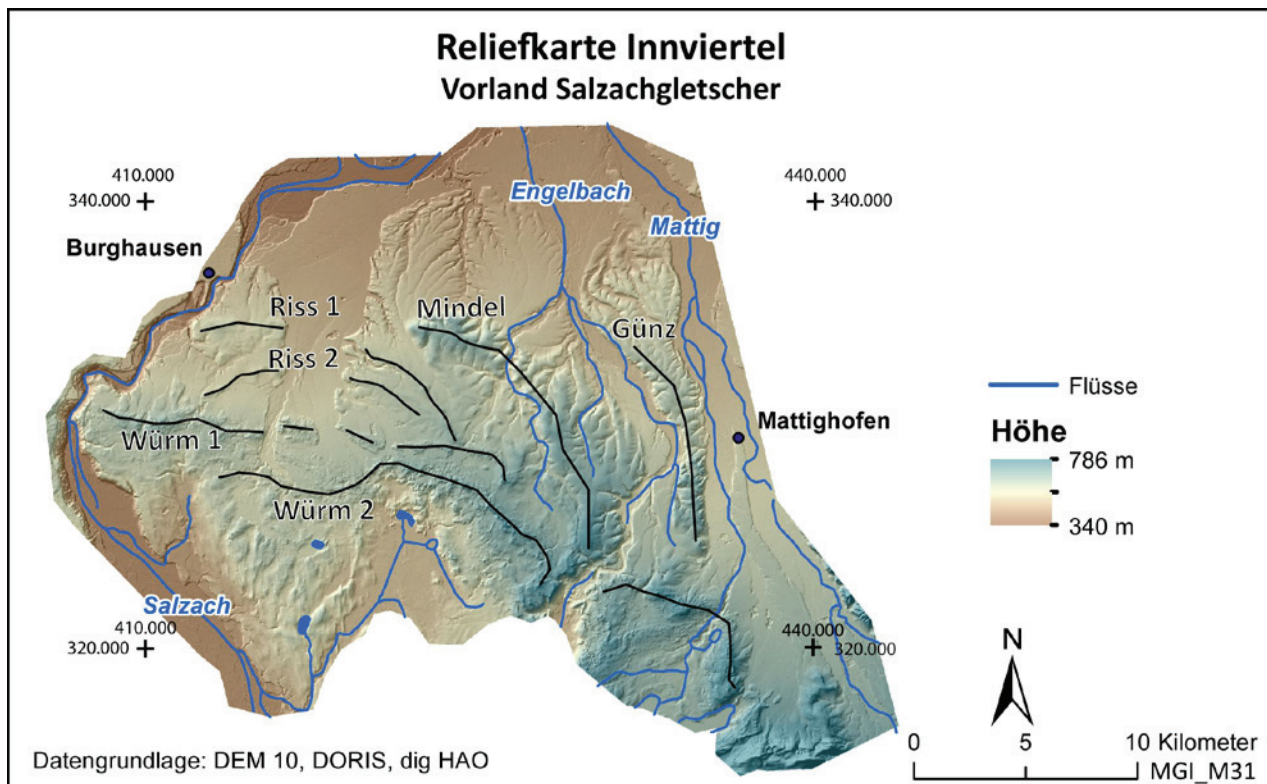


Abb. 3: Höhenabhängig eingefärbte Schummerungskarte (Reliefkarte) des Innviertels. Typische glaziale Formen des ehemaligen Salzachgletschers während der vier alpinen Vereisungen lassen sich deutlich unterscheiden (Günz, Mindel, Riss, Würm; Gletscherstände nach Salcher et al. 2010).

der geomorphologischen Informationen mit anderen Datenquellen, z. B. aus der Fernerkundung, Geologie, Hydrologie (u. a. Gustavsson et al. 2008, Otto & Smith 2013). Besonders die neusten Entwicklungen in der Verfügbarkeit von sehr detaillierten DGMen, haben die Kartierung und die Analyse geomorphologischer Formen und Prozesse in den letzten Jahren stark vereinfacht (Bollmann et al. 2011; Fritzmann et al. 2011; Sailer et al. 2011; Sailer & Stötter 2011). Diese meist LiDAR-basierten DGMen liegen mittlerweile für große Bereiche Mitteleuropas mit einer räumlichen Auflösung von oft weniger als 1 m vor und werden in verschiedenen geomorphologischen Forschungsfeldern eingesetzt.

Abbildung 3 zeigt das Relief in Form einer höhenabhängig eingefärbten Schummerungskarte (*hillshade, shaded relief*) des Innviertels im östlichen Bereich des ehemaligen Pleistozänen Salzachvorlandgletschers. Die Karte basiert auf einem DGM mit 10 m Maschenweite, das aus einem LiDAR-DGM mit einem Meter Maschenweite berechnet wurde. Durch die Darstellung als Relief lassen sich zahlreiche glazialmorphologische Phänomene, wie z. B. die Moränenstände der vier Hauptvereisungen, sowie typische Formen des Eiszerfalls erkennen. Es wird deutlich, dass die Bereiche, die während der jüngsten Würm-kaltzeit noch eisüberdeckt waren, wesentlich „rauher“ erscheinen im Gegensatz zu dem durch Erosionspro-

zesse bereits wesentlich stärker „geglätteten“ Relief im Bereich der älteren glazialen Maxima (Günz, Mindel, Riss). Außerdem treten Schmelzwasserrinnen und glazifluviale Terrassen deutlich hervor.

2.2 Quantifizierung von Reliefveränderungen mithilfe von terrestrischem Laserscanning

Vielfältige geomorphologische Prozesse werden heute mit Hilfe von digitalen Geländemodellen bzw. Geländemodellendifferenzen rekonstruiert und quantifiziert. In der englischsprachigen Literatur wird dieser methodische Ansatz oft als *geomorphic change detection (GCD)*, *DEM differencing* oder *surface change modeling* bezeichnet (z. B. Carrivick et al. 2013; James et al. 2012; Schürch et al. 2011; Williams et al. 2011). Die geomorphologischen Prozesse umfassen u. a. Massenbewegungen (z. B. Prokop & Panholzer 2009), Stein-schlag und Felssturz (z. B. Heckmann et al. 2012; Oppikofer et al. 2009; Oppikofer et al. 2008; Rabatel et al. 2008; Rosser et al. 2005), glaziale und periglaziale Prozesse (z. B. Abermann et al. 2010; Avian et al. 2009; Baltsavias et al. 2001; Kennett & Eiken 1997; Müller et al. 2014; Sailer & Stötter 2011), die Dynamik von Murgängen (z. B. Scheidl et al. 2008; Staley et al. 2006), sowie die Erfassung von Erosions- und Akkumulationsmustern in fluvialen Systemen (z. B. Baewert & Morche 2014; Lane et al. 2003). Hoch-

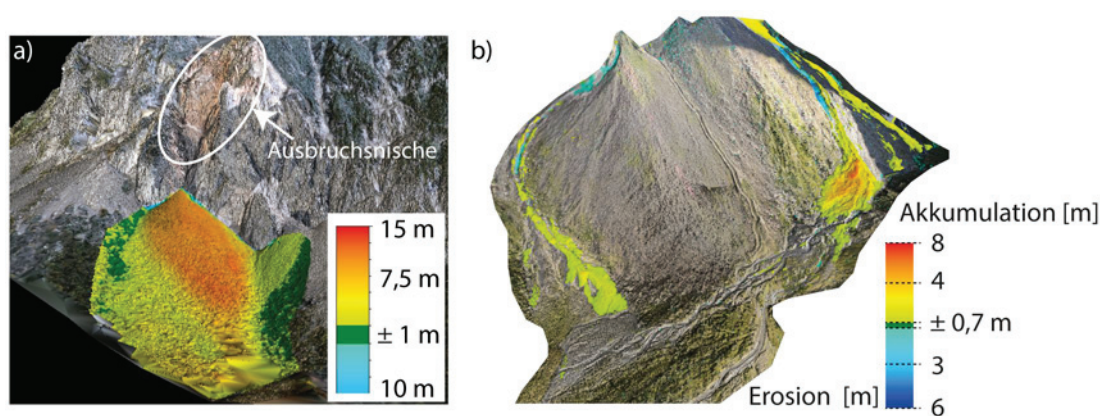


Abb. 4: Geländemodellendifferenzen. Links; a): Bis zu 15 m mächtige Schuttablagerung infolge eines Felssturzes unterhalb der Plassen-Südwand bei Hallstatt (Salzkammergut, Oberösterreich). Rechts; b): Zwei junge Murablagerungen im Gradental mit Maximalbeträgen der Akkumulation bzw. Erosion von 8 m bzw. 6 m.

aufgelöste digitale Geländemodelle beruhen heute oft auf terrestrischem (TLS = *terrestrial laserscanning*) oder luftgestütztem Laserscanning (ALS = *airborne laserscanning*). Moderne Laserscanner senden mehr als 200 000 Laserimpulse pro Sekunde aus und empfangen – in Abhängigkeit der Objektdistanz, der Oberflächenbeschaffenheit und des Auftreffwinkels – einen reflektierten Anteil wieder. Herkömmliche *first-* oder *last pulse* LiDAR-Systeme empfangen das jeweils erste oder letzte Echo jedes reflektierten Laserpulses, während die neueste *fullwave* Generation die vollständige Form des rückgestrahlten Echos speichert und damit zusätzliche Aussagen, beispielsweise über die Rauigkeit der Oberfläche, zulässt. Gemessen werden letztlich die Intensität des reflektierten Signals sowie die Zeit, die der ausgesendete Laserpuls benötigt bis sein reflektierter Anteil wieder empfangen wird. Letztere kann aufgrund der konstanten Lichtgeschwindigkeit in Distanzen umgerechnet werden. Ergänzend zu den ausführlichen Beiträgen von Sailer & Stötter (2011), Sailer et al. (2011) und Fritzmann et al. (2011) zum Potential von ALS bei der Quantifizierung von Klimafolgen in Hochgebirgen, fokussieren wir auf zwei kleinräumige TLS-basierte geomorphologische Studien und zeigen einige wichtige, TLS-spezifische Grundlagen auf.

Um Abschattungseffekte zu minimieren und eine gleichmäßig hohe Datendichte zu gewährleisten, werden beim TLS die zu untersuchenden Landschaftsausschnitte meist von mehreren Scanpositionen erfasst. Die einzelnen Punktwolken, die von den unterschiedlichen Scanpositionen aufgenommen werden, müssen zunächst zueinander registriert werden. Dieser Schritt basiert häufig auf Reflektoren (sog. *tie points*), die vor der Messung im Gelände installiert werden müssen. Deren Positionen, die räumlich gut verteilt liegen und von möglichst vielen Scanpositionen aus sichtbar sein sollten, werden mit höchst möglicher Präzision vom

Scanner selbst und mittels differentielltem GPS erfasst. Neben der *tie point*-basierten Registrierung existieren weitere, semi-automatische Verfahren (z. B. *multi station adjustment*). Basierend auf zwei Raumwinkeln und der Distanz, wird die Lage der Punkte vor der Registrierung im jeweiligen Scanner-eigenen Koordinatensystem gespeichert (Zentrum ist der Scanner selbst). Nach der Registrierung werden die Punkte in einem einheitlichen Projektkoordinatensystem vorgehalten, dessen Zentrum einer beliebigen, jedoch möglichst zentral gelegenen Scanposition entsprechen sollte. Für weitergehende GIS-basierte Analysen kann die Punktwolke auch in ein globales Koordinatensystem überführt werden, was jedoch – in Abhängigkeit der GPS-Daten – einen gewissen Verlust an Genauigkeit impliziert. Die anschließende Aufbereitung und Analyse der Punktwolke umfasst die Anwendung von zahlreichen Filtern, z. B. zur Homogenisierung der Datendichte, zur Elimination von Fehlreflexionen oder ggf. von Vegetation. Für die Analyse des Reliefs und dessen Veränderung werden die Punktwolken häufig zu sog. *meshes* oder TINs (*Triangulated Irregular Networks*) trianguliert und mithilfe von *cut-and-fill* Analysen Differenzkörper und -volumina berechnet.

Abbildung 4 zeigt zwei Anwendungsbeispiele der TLS-basierten Prozessquantifizierung. In Abb. 4 a) ist das Akkumulationsgebiet eines größeren Felssturzes aus dem Jahr 2014 am Fuße der Plassen-Südwand (westl. Hallstatt, vgl. Abb. 1) dargestellt. Steinschläge, Felsstürze und die Ablösung ganzer Felstürme treten hier aufgrund der geologisch-tektonischen Disposition in Form einer spröden Deckplatte (jurassischer Plassenkalk) auf dem unterliegenden, plastisch reagierenden, ausgelaugten Haselgebirge häufig auf (geomechanisches System „Hart auf Weich“) (Moser et al. 2004; Weidinger & Vortisch 2005). Da erst nach dem Ereignis im Herbst 2014 ein Reflektor-basiertes Messnetz eingerichtet wurde, musste das Sturzvolu-

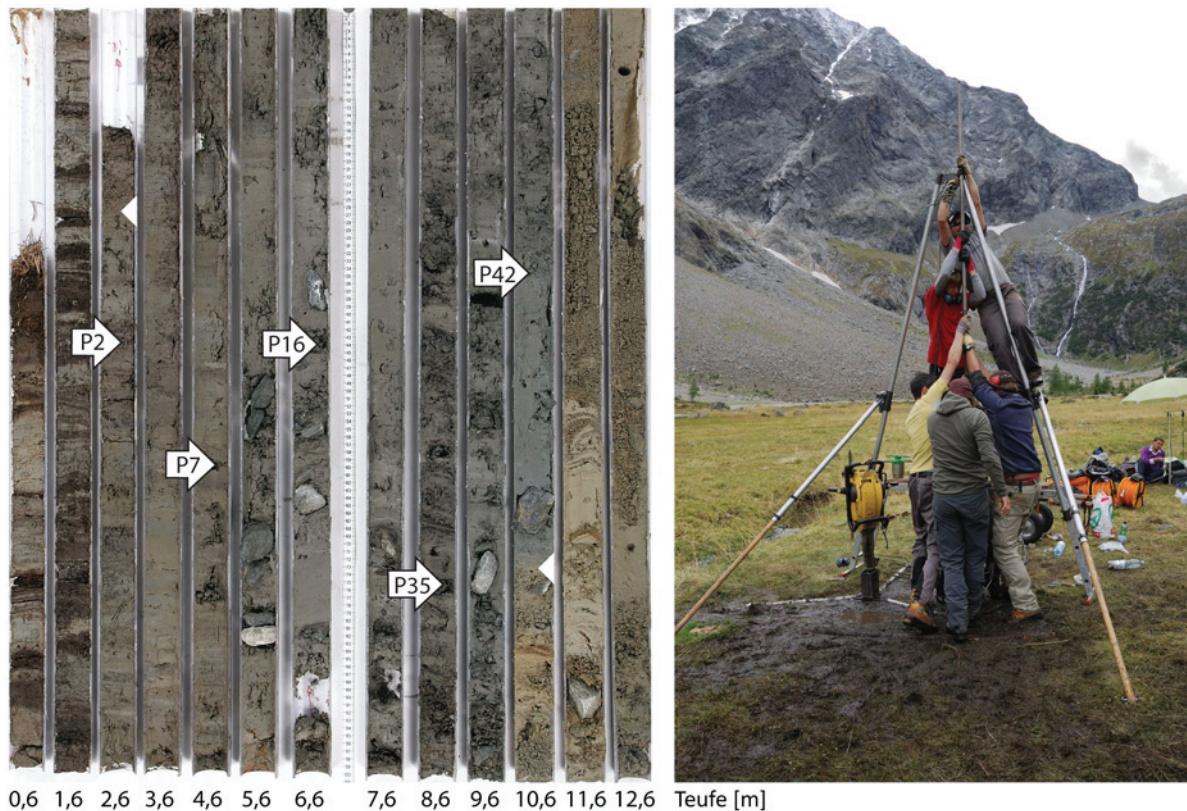


Abb. 5: Links: Das Rammkernprofil B2 aus dem Becken des Gradenmooses. Das Profil (Länge: 12,60 m) zeigt die gesamte ungestörte Holozäne Stratigraphie der Ablagerungen im vorderen Bereich des Beckens. Insgesamt wurden 42 organische Proben für die ^{14}C -Datierung entnommen, wovon fünf Proben datiert wurden (P2, P7, P16, P35, P42). Rechts: Einblick in die Praxis – die Rammkernbohrung B11 erwies sich nicht immer als einfach. Für die Lage der Bohrungen siehe Abb. 9.

men durch die kombinierte Analyse von ALS-Daten (vorher) und TLS-Daten (nachher) ermittelt werden. Aufgrund der starken Zerklüftung der Wand mit teilweise freistehenden Felstürmen erwies sich die Analyse des Erosionsvolumens im Wandbereich als schwierig, weshalb die akkumulierten Schuttmassen des neu entstandenen Schuttkegels unterhalb der Ausbruchsnische quantifiziert wurden. Reliefunterschiede sind farbcodiert dargestellt und zeigen ausschließlich positive Werte (Akkumulation) von bis zu 15 m. Das gesamte Sturzvolumen beläuft sich auf ca. 160 000 m^3 . In Abb. 4 b) sind zwei Murgänge im Grudental (Schobergruppe, Kärnten, vgl. Abb. 1) visualisiert, die sich in den Jahren 2012 oder 2013 ereignet haben müssen (genaues Datum unbekannt). Für Murgänge typische Details, wie z. B. Leveés, einzelne „ausgebrochene“ Murloben sowie die erodierten Murkanäle verdeutlichen die Genauigkeit und den Detailreichtum, der durch den Vergleich von TLS-Modellen erreicht werden kann. Bei der Differenzanalyse zweier TLS-basierter DGMe aus den Jahren 2009 und 2014 wurde ein Höhenunterschied von ± 70 cm als natürliches „Rauschen“ klassifiziert um der grobblockigen Oberfläche des Murkegels gerecht zu werden. Die Daten lassen detaillierte Rückschlüsse auf den kaska-

denartigen Sedimenttransport im Hochgebirge zu, da trotz eines gesamten Akkumulationsvolumens von 51 600 m^3 nur 41 000 m^3 an Murschutt in den großen Kegel tatsächlich eingetragen wurden. Ein Materialvolumen von 10 600 m^3 verblieb im System, da es in den Murkanälen remobilisiert und weiter unten wieder abgelagert wurde.

3 Analyse des oberflächennahen Untergrundes

Die Erforschung des oberflächennahen Untergrundes kann direkt oder indirekt erfolgen. Mit Hilfe von direkten Methoden, wie z. B. Rammkernsondierungen können „handfeste Informationen“ über den Aufbau des Untergrundes, bestenfalls in Form von ungestörten stratigraphischen Profilen, gewonnen werden (s. Kap. 3.1). Bohrlochdaten stellen jedoch lediglich Punktinformationen dar, deren Extrapolation in die Fläche mit Unsicherheiten verbunden ist. Idealerweise werden daher indirekte, geophysikalische Methoden hinzugezogen (s. Kap. 3.2) um diese eindimensionalen Bohrlochinformationen um eine oder zwei Dimensionen räumlich zu erweitern. Bohrlochinformationen

können somit auch zur „Eichung“ von Geophysikinformationen dienen.

3.1 Rammkernsondierungen

Flachgründige Bohrungen und Ramm(kern-)sondierungen werden in der geomorphologischen Geländeforschung traditionell und vielfach eingesetzt und dienen (auch in Abhängigkeit des Bohrverfahrens) unterschiedlichen Zwecken. Rammsondierungen oder Bohrungen werden häufig zur Klärung geotechnischer Fragen (z. B. Prüfung der Lagerungsdichte, sog. *standard penetration test*) oder zur Ermittlung der Tiefe zum anstehendem Festgestein an einer bestimmten Lokation eingesetzt. Zahlreiche Forschungsbohrlöcher werden auch „lediglich“ für eine nachträgliche Instrumentierung (z. B. Temperatursensoren oder Inklinometer) abgeteuft. Rammkernsondierungen dienen dagegen der Entnahme von Material aus dem Untergrund. Sie geben einen direkten Blick in dessen Aufbau und ermöglichen die lithostratigraphische Aufnahme und Interpretation von bestimmten Locker- und Festgesteinssequenzen. In Abhängigkeit der Beschaffenheit des Untergrundes ermöglichen die extrahierten Sedimentkerne die Landschaftsentwicklung zu rekonstruieren, da sie häufig die Basis für relative Altersbestimmungen sind und datierbares Probenmaterial für physikalische Datierungsverfahren (z. B. ^{14}C , OSL) enthalten (s. Kap. 4).

Bei Rammkernsondierungen wird zunächst ein meist 1 m langes, hohles Rammkernrohr mithilfe eines generatorbetriebenen Sondierhammers in den Untergrund getrieben und anschließend mithilfe eines hydraulischen Ziehgerätes wieder aus dem Untergrund gezogen. Im sog. Rammkernrohr kann der Untergrund direkt durch das Probenfenster begutachtet werden. Für den „zweiten Bohrmeter“ wird an das Rammkernrohr nach dessen Entleerung (oder an ein zweites Rammkernrohr) eine 1 m lange Sondierstange angeschraubt und erneut in den Untergrund getrieben. Im weiteren Bohrverlauf wiederholen sich diese Schritte, was einen steigenden zeitlichen Aufwand je Bohrmeter mit der Tiefe impliziert. In Abhängigkeit der Untergrundbeschaffenheit können mit transportablen Bohrgeräten Tiefen von bis zu ca. 20–25 m erreicht werden. Die Rammkernrohre können auch mit Plastikröhren (sog. *liner* oder *inliner*) ausgekleidet werden, die nach der Bohrung in Längsrichtung aufgeschnitten werden und eine anschließende stratigraphische Analyse im Labor sowie die Archivierung des Bohrprofils ermöglichen.

Im heute vollständig verlandeten Sedimentbecken des Gradenmooses (Gradental, Schobergruppe, Kärnten, vgl. Abb. 1) wurden mehrere Rammkernsondierungen abgeteuft um dessen postglaziale Ver-

füllungsgeschichte zu rekonstruieren (Götz 2012). Abbildung 5 zeigt einen der Sedimentkerne aus dem vorderen Bereich des Beckens, der alle wesentlichen Einheiten der Beckenfüllung enthält (Grundmoräne, Seesedimente, Torf) und den anstehenden Fels in einer Tiefe von ca. 12,60 m erreicht. Die Mächtigkeit der Sedimentfüllung an insgesamt drei Bohrlokalitäten war auch eine wertvolle Information für die Validierung zahlreicher indirekter geoelektrischer Daten (s. Kap. 3.2.3). Aus den Sedimentkernen wurden insgesamt 42 datierbare organische Proben entnommen, wovon fünf mithilfe der ^{14}C -Methode datiert wurden und das Holozäne Alter der Sedimentfüllung bestätigten (s. Kap. 4.2.1). Eine zusätzliche Pollenanalyse des Sedimentkerns wies darüber hinaus nach, dass – nachdem der spätglaziale Gradengletscher während der Jüngeren Dryas (Egesen) das Becken überdeckte – bis zu 7 500 Jahre ein See im Becken existierte.

3.2 Geophysikalische Prospektion

Mithilfe geophysikalischer Methoden werden physikalische Eigenschaften des Untergrundes (z. B. elektrische Leitfähigkeit, Dichte, Permittivität) und deren räumliche Verteilung erfasst. Folglich werden bei großen Kontrasten dieser Eigenschaften die aussagekräftigsten Ergebnisse erzielt. Aufgrund der indirekten Natur geophysikalischer Messungen muss der tatsächliche Aufbau des Untergrundes aus diesen physikalischen Parametern jedoch abgeleitet werden. Je nach Fragestellung kommen unterschiedliche geophysikalische Verfahren zum Einsatz. In der Geomorphologie werden das Georadar, die Geoelektrik und die Refraktionsseismik am häufigsten verwendet, weshalb wir im Folgenden auf die methodischen Grundlagen und die Durchführung dieser Messungen näher eingehen und einige Anwendungsbeispiele aufzeigen. Häufig wird eine Kombination mehrerer Methoden angewendet, da die Ergebnisse einer einzigen Methode nicht immer eindeutig sind. Sowohl der erfolgreiche Einsatz als auch die Limitierungen der vorgestellten Methoden hängen maßgeblich von den – für die jeweiligen Methoden kritischen – physikalischen Eigenschaften des Untergrundes ab (Schrott & Sass 2008; Schrott et al. 2013). Eine Übersicht der typischen Einsatzgebiete, der Stärken und der Schwächen dieser geophysikalischen Methoden ist in Tabelle 1 zusammengefasst. Da die Messprinzipien lediglich in ihren Grundzügen erklärt werden, sei an dieser Stelle auf die einschlägige, meist englischsprachige (Lehrbuch-)Literatur verwiesen (z. B. Knödel et al. 2005; Milsom 2003; Mussett & Khan 2007).

Tab. 1: Vergleich der vorgestellten geophysikalischen Methoden (verändert und ergänzt nach Schrott und Sass 2008).

	Georadar (ground-penetrating radar; GPR)	Refraktionsseismik (seismic refraction)	Geoelektrik (DC resistivity)
Kritische physikalische Eigenschaft(en)	Dielektrische Eigenschaften, Permittivität	Elastische Materialeigenschaften, Dichte	Elektrischer Widerstand (bzw. Leitfähigkeit)
Typische geomorphologische Anwendungsfelder	• Interne Strukturen von Sedimentkörpern • Abgrenzung von Eiskörpern in Moränen oder Blockgletscher • Permafrost / Auftauschicht Mächtigkeit • Eisdicken von Gletschern • Grundwasserspiegel • Höhlendetektion • Nachweis von Kluft und Störungsmuster	• Geologischer Aufbau (Schichtgrenzen, Feststeinsgrenze) • Sedimentmächtigkeit • Abgrenzung von Eiskörpern in Moränen oder Blockgletscher • Permafrost / Auftauschicht Mächtigkeit	• Geologischer Aufbau (Schichtgrenzen, Feststeinsgrenze) • Sedimentmächtigkeit • Grundwasserspiegel • Eisgehalt von Moränen oder Blockgletschern • Permafrost / Auftauschicht Mächtigkeit • Lage der Gleiffläche von Massenbewegungen • Mächtigkeit / Volumen von Massenbewegungen • Nachweis von Kluft und Störungsmuster
Vorzüge	• Schnelle und effektive Methode bzgl. Datenaufnahme und Auswertung • Hohe Datendichte und großer Detailreichtum	• Vorschlaghammer als Quelle für Untersuchungen bis 30 m Tiefe ausreichend	• Automatisierte Messungen rel. einfach möglich (Monitoring) • Häufig geeignet in Gebieten, die ungeeignet sind für GPR • Datenauswertung vergleichsweise wenig aufwändig
Einschränkungen	• Starke Dämpfung des Signals bei elektr. gut leitendem Untergrund • Erfordert Erfahrung bei Datenaufnahme und -auswertung	• Relativ hoher Arbeitsaufwand bei der Datenaufnahme und -auswertung • Erfordert Erfahrung bei Datenaufnahme und -auswertung	• Hoher Übergangswiderstand zwischen Elektroden und Untergrund oft problematisch • Grobkörniger, elektr. schlecht leitender Untergrund problematisch • A priori Wissen wichtig (auch für den Modellierungsprozess)

3.2.1 Georadar

Das Georadar (*ground-penetrating radar* bzw. *GPR*) gehört zu den am häufigsten verwendeten geophysikalischen Erkundungstechniken in der Geomorphologie. Die Anwendungsfelder reichen von sedimentologischen Fragestellungen (Analyse von Sedimentschichten, Erkundung der Feststeinsgrenze, interner Aufbau von Sedimentkörpern) über die Erkundung von Gletschern und Permafrostvorkommen (z. B. Blockgletschern), bis hin zur Kartierung von Klüften in Festgesteinskörpern (z. B. Hausmann et al. 2007; Helfricht et al. 2013; Jol & Bristow 2003; Moorman & Michel 2000; Moorman et al. 2003; Otto et al. 2012; Otto & Sass 2006; Theune et al. 2006).

Das Georadar verwendet hochfrequente elektromagnetische Impulse im Mikrowellenbereich, die von einer (Sende-)Antenne in den Untergrund gesendet werden. Diese Impulse durchlaufen den Untergrund als Welle, die sich in Abhängigkeit des Untergrundmaterials mit unterschiedlicher Geschwindigkeit fortbewegt. Die Geschwindigkeit der Welle wird hauptsächlich durch elektromagnetische Materialeigenschaften beeinflusst (dielektrische Eigenschaften, Permittivität). Plötzliche Änderungen dieser Eigenschaften, z. B. durch einen Materialwechsel, oder unterschiedlichen Wassergehalt, resultieren in einer teilweisen Reflexion der Welle zurück zur Oberfläche. Laufzeit und Intensität dieser reflektierten Welle werden dann von einer zweiten (Empfangs-)Antenne registriert. Es werden



Abb. 6: Durchführung einer Georadarmessung mit Salzburger Studierenden der Geographie und Geologie. Drei unterschiedliche Systeme sind dargestellt. Links: Geschirmtes GPR System (250 MHz); Mitte: Ungeschirmtes System (100 MHz); Rechts: Geschirmtes System (200 MHz). Sende- und Empfangsantennen werden entlang des Maßbandes über die Oberfläche gezogen. Die Datenaufzeichnung erfolgt PC-gestützt.

verschiedene Antennen mit Frequenzen im MHz- bis GHz-Bereich verwendet, die eine unterschiedliche Tiefenreichweite des Signals ermöglichen und zudem die Auflösung der Daten beeinflussen. Dabei gilt, dass sich die Auflösung mit zunehmender Frequenz erhöht, die Eindringtiefe jedoch abnimmt. Für Fragestellungen in der Geomorphologie kommen häufig Antennenfrequenzen zwischen 25 und 400 MHz zum Einsatz, die Erkundungstiefen bis ca. 50 m und eine räumliche Auflösung bis ca. 0,03 m ermöglichen. Die Aufnahme der Georadardaten erfolgt indem die Sende- und Empfangsantenne entlang einer Profillinie bewegt werden und in regelmäßigen Abständen ein Signal ausgesendet wird.

Abbildung 6 zeigt drei verschiedene Systeme im Einsatz. Während geschirmte Systeme die Impulse halbkugelförmig in den Untergrund abgeben, besteht bei ungeschirmten System die Gefahr, dass auch sog. Luftreflexionen (z.B. von Bäumen) aufgezeichnet werden, da das Signal kugelförmig von der Sendean-tenne ausgesendet wird.

Als Ergebnis der Messung werden die Amplituden der einzelnen Reflexionen gegen die Zeit aufgetragen, aneinandergereiht und als sog. Radargramm graphisch dargestellt. Aus mehreren zweidimensionalen Radargrammen lassen sich auch dreidimensionale Daten erzeugen, die ein räumliches Bild der Reflexionen im Untergrund zeigen. Die Interpretation von Radargrammen erfordert ein hohes Maß an Erfahrung und eine Grundvorstellung der zu erwarteten Untergrundverhältnisse (Abb. 7). Zur Tiefenbestimmung der Reflexionsmuster ist es notwendig die Ausbreitungsge-

schwindigkeit der Wellen im Untergrund zu kennen oder diese mithilfe sog. CMP (*Common Mid-Point*) oder WARR (*Wide-Angle Reflection and Refraction*) Messungen zu bestimmen.

Das Radargramm in Abbildung 7 zeigt das Reflexionsmuster einen durch Bergsturz gestauten, seit August 2005 jedoch verlandeten alpinen Sees im Reintal (Wetterstein, Bayerische Alpen; vgl. Abb. 1). Darunter ist die Interpretation des Radargramms dargestellt, das in Längsrichtung aufgezeichnet wurde (Talausgang in Richtung Ost). Der ehemalige Seegrund und typische interne Muster einer Deltaschüttung in Form von schräg verlaufenden Reflexionen (sog. *foreset beds*) sind lehrbuchhaft zu erkennen. Die Rekonstruktion der raschen Seeverfüllung erfolgte anhand von Luftbildern und historischen Karten (aus Götz & Schrott 2010, nach Sass et al. 2007).

3.2.2 Refraktionsseismik

Die Refraktionsseismik (*seismic refraction*) nutzt die unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeiten künstlich erzeugter seismischer Wellen. Seismische Wellen, wie sie auch bei einem Erdbeben entstehen, sind ähnlich wie Schallwellen Schwingungen, die sich durch feste Körper bewegen. Sie können auch künstlich angeregt werden, z.B. durch ein schweres Gewicht (Fallgewicht, Hammer) oder durch Sprengungen. Nach der Erzeugung der Welle an der Erdoberfläche breiten sie sich im Untergrund nach spezifischen physikalischen Gesetzmäßigkeiten aus. Die Geschwindigkeit mit der sich die Welle fortpflanzt,

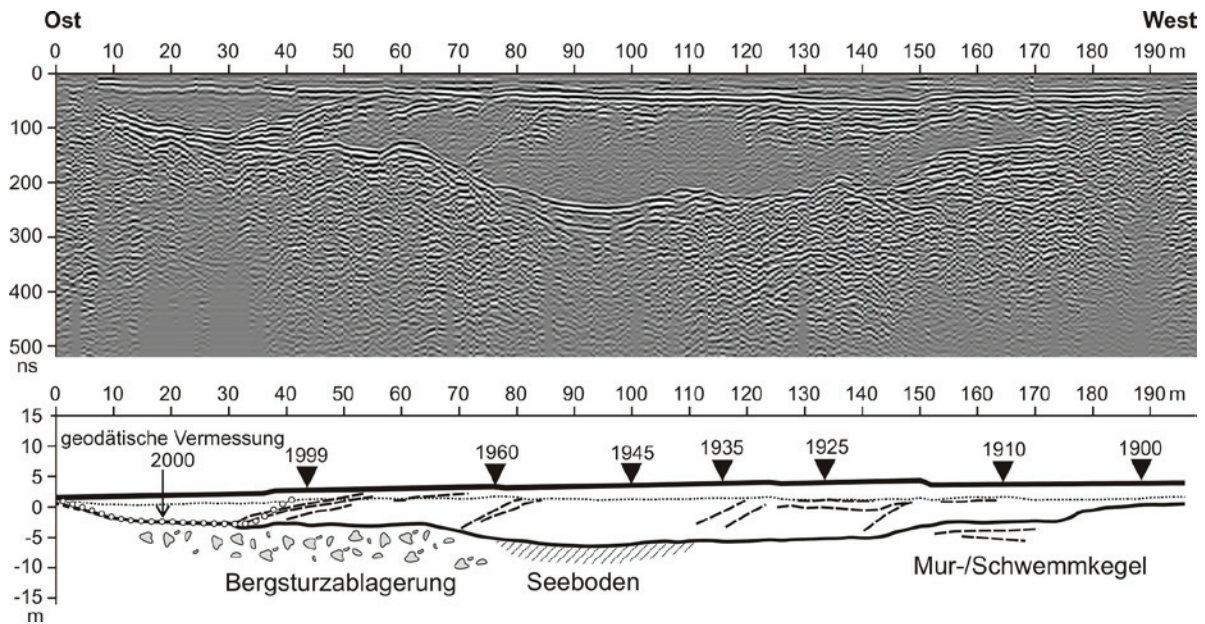


Abb. 7: Georadarmessung eines verlandeten Sees (Reintal, Deutschland). Im oberen Bereich sieht man das Radargramm der Messung mit den Reflexionsmustern im Untergrund. Darunter ist die Interpretation der Daten zu sehen: Deutlich erkennbar ist der Seeboden, sowie verschiedene Sedimentablagerungen unterhalb der rezenten Seefüllung. An den schräg verlaufenden Reflexionen (typisch für Deltaschüttungen, sog. foreset-beds) lassen sich verschiedene Schüttungsphasen der Seeverfüllung erkennen (aus Götz und Schrott 2010, nach Sass et al. 2007).

hängt von der Dichte des Materials ab. Je höher die Dichte eines Körpers, desto schneller bewegen sich die Wellen hindurch. Die Methode liefert also Hinweise zu Dichteunterschieden im Untergrund, z. B. zwischen Lockergestein (Sediment) und Festgestein. An der Grenze zwischen zwei verschiedenen Materialien unterschiedlicher Dichte werden die seismischen Wellen reflektiert und gebrochen (refraktiert). Das heißt ein Teil der Welle wird direkt zur Oberfläche zurück geschickt (reflektiert), der refraktierte Teil der Welle breitet sich entlang der Grenzfläche zwischen den Materialschichten aus und wird in Form von sog. Kopfwellen wieder zur Oberfläche zurück geschickt. Bei der Refraktionsseismik wird die refraktierte Welle, die wieder an der Oberfläche ankommt und von hochempfindlichen Erschütterungssensoren (Geophonen) aufgezeichnet wird, analysiert. Eine Messeinheit registriert den Aussende- und Aufnahmezeitpunkt der Wellen und berechnet daraus die Geschwindigkeiten, mit denen die Wellen sich im Untergrund fortbewegt haben. Grundvoraussetzung ist, dass die Geschwindigkeiten mit der Tiefe zunehmen, was jedoch für die meisten natürlichen Ablagerungen der Fall ist, da in der Regel durch die Auflast eine Verdichtung des Material stattfindet. Typische Ausbreitungsgeschwindigkeiten liegen zwischen 200–800 m/s für Lockersediment (z. B. Schotter, Sand) und 2000–6000 m/s für Festgestein. Bei der Auswertung der Daten werden die jeweiligen Laufzeiten, also die Zeit zwischen Aussendung und Aufnahme des Impulses, analysiert und somit Geschwindigkeitsunterschiede ermittelt. Durch

die Modellierung der Laufzeiten und Geschwindigkeiten lassen sich verschiedene Grenzschichten unterscheiden und Tiefeninformationen ermitteln. Auf Basis dieses Modells werden dann die Schichten und Materialunterschiede interpretiert. Die Refraktionsseismik wird häufig verwendet um verschiedene Lockersedimente zu unterscheiden oder die Grenze zwischen Sedimentauflage und Festgestein zu ermitteln. Es lassen sich z. B. sedimentäre Tal- oder Beckenfüllungen quantifizieren oder der Aufbau von Sedimentspeichern (z. B. Schutthalden, Murkegel) ermitteln (Bleibinhaus & Hilberg 2012; Hoffmann & Schrott 2003; Otto & Sass 2006).

Mit dem Ziel die glaziale Erosion eines inneralpinen Beckens zu erkunden, wurde die Refraktionsseismik im Chlusboden (Entlebuch, Schweiz, s. Abb. 8) eingesetzt (Dürst Stucki et al. 2012). Die Messung wurde entlang einer 246 m langen Profillinie durchgeführt mit einem Abstand von 5 m zwischen den Geophonen. Als Impulsquelle diente ein Vorschlaghammer (5 kg), mit dem bei jeder Geophonposition eine Welle erzeugt wurde. Aus den gemessenen und modellierten Geschwindigkeiten konnten drei Schichten im Untergrund interpretiert werden. Die Talfüllung zeigt eine obere Schicht aus fluvialen Feinsedimenten und Oberboden mit Geschwindigkeiten zwischen 200 und 500 m/s. Darunter folgt eine Schicht mit Geschwindigkeiten von 1400 m/s, die als glazifluviale und fluviale Ablagerungen interpretiert werden und einen relativ hohen Wassergehalt aufweisen. Darunter folgt in einer Tiefe von ca. 7 m das anstehende Festge-

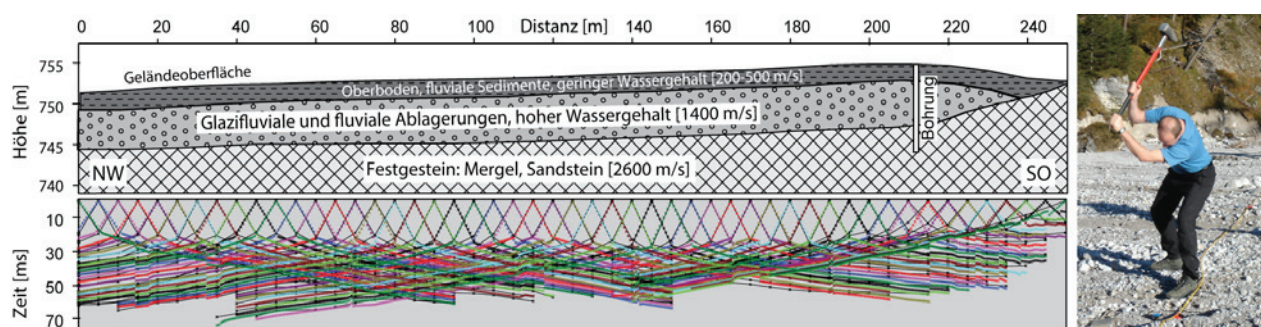


Abb. 8: Refraktionsseismische Daten und 2D Modell einer inneralpinen Sedimentfüllung (Chlusboden, Entlebuch, Schweiz). Im oberen Bereich sind das Modellergebnis und die Interpretation der gemessenen Wellengeschwindigkeiten dargestellt. Unten sind die gemessenen Laufzeiten der einzelnen Schüsse (schwarz) und die modellierten Laufzeiten (bunt), auf der das obere Modell basiert, dargestellt (nach Dürst Stucki et al. 2012).

stein, das in dieser Gegend aus Mergeln und Sandsteinen aufgebaut ist. Eine existierende Bohrung lieferte eine ähnliche Tiefe des Festgesteins und bestätigte das seismische Modell.

3.2.3 Geoelektrik

Die Geoelektrik (*DC resistivity*) wird in unterschiedlichen geowissenschaftlichen Forschungsfeldern und zunehmend auch in der geomorphologischen/geotechnischen Praxis angewendet. Zahlreiche Fragen können mit der Geoelektrik beantwortet werden, wie z. B. die Tiefe der Festgesteinsgrenze für die Volumenberechnung von Sedimentkörpern (Götz et al. 2013; Otto & Sass 2006), die Abschätzung des Eisgehalts von Moränen, Blockgletschern oder arktischen Permafrostböden, oder die Bestimmung der saisonalen bis tageszeitlichen Veränderungen von deren Eisgehalt (z. B. Hauck 2002; Isaksen et al. 2000; Ishikawa 2008; Kneisel et al. 2008; Vanhala et al. 2009). Permafrost in Felswänden kann mit der Geoelektrik ebenfalls sichtbar gemacht werden (Krautblatter & Hauck 2007). Dabei wird der Fokus oft auf Auftau- und Gefriermechanismen in Felswänden gelegt, die entscheidend die Felsstabilität steuern (Hartmeyer et al. 2012; Supper et al. 2014). Ein weiteres Anwendungsfeld der Geoelektrik ist die Untersuchung von Massenbewegungen, wie z. B. Rutschungen oder Erdströme. Häufig gilt es hierbei die Lage der Scher- oder Gleitfläche auszumachen um das Volumen der bewegten Masse abschätzen zu können. Mehrere Messungen zu unterschiedlichen Zeitpunkten (Monitoring) können Aufschluss über das Kriech-/Fließ-/Gleitverhalten der Massenbewegung geben (Chambers et al. 2011; Lapenna et al. 2005; Perrone et al. 2014). Im Gschliefgraben bei Gmunden (Oberösterreich) konnten mit Hilfe der Geoelektrik sogar Anzeichen einer bevorstehenden Bewegung vor dem Großereignis im Jahre 2008 festgestellt werden, da die Widerstände im Bereich der späteren Erdströme abnahmen, was auf

eine zunehmende Durchfeuchtung hindeutete (Weidinger et al. 2011).

Geoelektrische Messungen beruhen auf der Erfassung verschiedener elektrischer Widerstände (bzw. der elektrischen Leitfähigkeit als deren Kehrwert) im Untergrund. Diese sind im anstehenden Fels im Allgemeinen höher als in Lockersedimenten und nehmen mit steigendem Feuchtegehalt deutlich ab. Bei geoelektrischen Untersuchungen wird im einfachsten Fall mit vier Elektroden gearbeitet. Zwei Spannungselektroden (A und B) speisen Strom in den Untergrund ein und bauen ein elektrisches Feld im Untergrund auf. Dazwischen wird mithilfe zweier Potentialsonden (M und N) der Spannungsabfall gemessen. An einer einzelnen Messung sind also lediglich zwei Elektrodenpaare beteiligt, weshalb diese Anordnung auch als Vierpunktanordnung bezeichnet wird. Moderne Multikanalapparaturen ermöglichen jedoch die automatisierte Messung ganzer Messprofile, die meist bis zu 100 Elektroden umfassen. In Abhängigkeit des Elektrodenabstandes können so Profile von mehreren hundert Metern automatisiert vermessen werden (Abb. 9). Zunächst werden die einzelnen Vierpunktmessungen in Profilrichtung verschoben und liefern Informationen zu lateralen Widerstandskontrasten, während die Vergrößerung des Elektrodenabstandes die Erkundung größerer Tiefen ermöglicht. Generell entspricht die Prospektionstiefe in etwa 1/5–1/6 der Auslagelänge, wobei der Elektrodenabstand die Auflösung der Messung bestimmt. Bei jeder Messung ist also abzuwägen, ob kleine Bereiche hoch auflösend vermessen oder ob größere Bereiche mit einer geringeren Informationsdichte aufgenommen werden sollen. In der Praxis werden Messungen mit verschiedenen Elektrodenabständen oft komplementär aufgezeichnet. Mithilfe von überlappenden Messungen (*roll-along profiles*) können die Profile nahezu beliebig verlängert werden, jedoch ohne die Eindringtiefe weiter zu erhöhen. Diese Multikanal-Geoelektrikmessungen resultieren in zweidimensionalen Tiefenschnitten (sog.

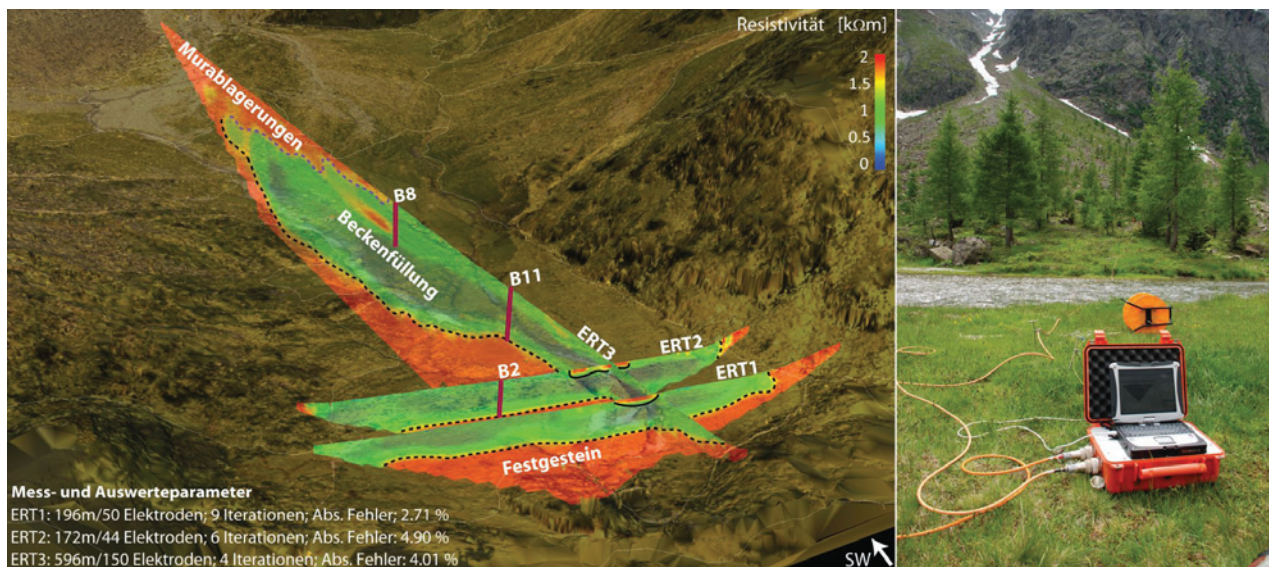


Abb. 9: Links: Drei exemplarische Geoelektrikprofile (ERT1 – ERT3) im heute verlandeten Becken des Gradenmooses. Der scharfe Kontrast zwischen Sedimentfüllung (grün/blau; $< 1 \text{ k}\Omega\text{m}$) und dem Festgestein im Untergrund ist deutlich zu erkennen (rot; $> 2 \text{ k}\Omega\text{m}$). Der Widerstand des Festgesteins wurde u. a. mit Hilfe der Bohrungen B1 und B11 validiert (verändert nach Götz 2012). Rechts: Das Multielektrodengerät im Geländeeinsatz.

Pseudosektionen), die die Verteilung der scheinbaren spezifischen Widerstände im Untergrund zeigen. Anschließend muss im Rahmen der Datenauswertung bzw. -inversion ein möglichst „realitätsnahes Modell“ (eine sog. Tomographie) iterativ berechnet werden, das die gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände am besten reproduzieren kann. Dieser Schritt erfolgt mithilfe einer Software zur Dateninversion. Mehrere 2D Geoelektrikprofile können zudem räumlich so angeordnet werden, dass 3D Tomographien berechnet werden können (Günther et al. 2006). Schließlich erlauben wiederholte Messungen derselben Profile auch Widerstandsänderungen im Untergrund sichtbar zu machen. Die unterschiedlichen Widerstandsbereiche in den 2D oder 3D Tomographien müssen schließlich jedoch interpretiert und verschiedenen Materialien (z. B. Sedimentkörper, Festgestein) oder Materialeigenschaften (z. B. Porosität, Wassergehalt, Permafrost, Auftauschicht) im Untergrund zugeordnet werden, was nicht immer eindeutig ist.

Das Potential der Geoelektrik wird anhand eines Anwendungsbeispiels im Becken des Gradenmooses (Schobergruppe, Kärnten) verdeutlicht. In der Studie von Götz et al. (2013) wurde die Sedimentfüllung dieses Beckens (sehr gut leitfähige und stark durchfeuchtete Feinsedimente in einer glazial übertieften „Felswanne“) mit Hilfe der kombinierten Anwendung von zahlreichen Geoelektrikprofilen und einigen Rammkernsondierungen sehr genau quantifiziert. Drei Rammkernsondierungen erreichten die Feststeinsgrenze und erlaubten eine genaue Interpretation der Widerstandsdaten für das Festgestein ($> 2 \text{ k}\Omega\text{m}$). Abbildung 9 (links) zeigt drei exemplarische Tomogra-

phien und drei Rammkernsondierungen in einer 3D Szene. Am Übergang zum anstehenden Fels nimmt der Widerstand sprunghaft zu, die Felswiderstände $> 2 \text{ k}\Omega\text{m}$ sind rot eingefärbt. Alle Informationen zur Tiefe des Sedimentbeckens wurden schließlich in einen Punktdatensatz überführt und zu einem „Geländemodell des Felsuntergrundes“ interpoliert. In Kombination mit einem TLS-basierten Geländemodell der tatsächlichen Oberfläche wurde schließlich das im Becken gespeicherte Sedimentvolumen modelliert und auf die Verfüllungsgeschichte des Beckens rückgeschlossen.

4 Datierungsmethoden

Die heute zur Verfügung stehenden absoluten Datierungsmethoden sind vielfältig, beruhen auf unterschiedlichen Prinzipien, decken verschiedene Zeiträume mit unterschiedlichen Genauigkeiten ab und werden in unterschiedlichsten Wissenschaftsdisziplinen eingesetzt. In diesem Beitrag stellen wir die beiden wichtigsten traditionellen, chronographischen Methoden kurz vor (s. Kap. 4.1), bevor wir näher auf die Prinzipien und Potentiale von physikalischen Datierungsmethoden eingehen. Letztere haben sich in jüngerer Vergangenheit enorm weiterentwickelt und bieten heute ungeahnte Möglichkeiten für die Datierung von Landformen und die Rekonstruktion von Erdoberflächenprozessen. Aufgrund der Vielfalt an physikalisch basierten Datierungsmethoden beschränken wir uns auf diejenigen, die quartärgeologische Zeiträume abdecken und in der Geomorpho-



Abb. 10: Probennahme im Gelände. a) Organisches Material (Torf) in einem Bohrkern, das mithilfe der Radiokohlenstoffmethode datiert werden kann. b) Beprobung eines Felsblockes für die Oberflächenexpositionsdatierung großer Massenbewegungen im Tian Shan mithilfe kosmogener Nuklide (Sanhueza-Pino et al. 2011; Foto: J. Weidinger). c) Entnahme einer Flussandprobe für die Ermittlung einzugsgebietsweiter Denudationsraten. d) Entnahme einer lichtgeschützten OSL-Probe mit einem Stechzylinder.

logie häufig eingesetzt werden: Datierungsmethoden mithilfe kosmogener Nuklide (s. Kap. 4.2) und die Lumineszenz-Datierung (s. Kap. 4.3). Dabei zeigen wir auch exemplarisch auf, welche neuen Erkenntnisse mit diesen Techniken gewonnen werden können. Abb. 10 zeigt die Probennahme im Gelände für die behandelten Methoden.

Entscheidend für eine sinnvolle Beprobung und für die Überprüfung der Plausibilität der ermittelten absoluten Alter sind jedoch geomorphologische Zusammenhänge, die im Gelände beobachtet werden können bzw. relative Altersaussagen zulassen. Diese beruhen meist auf dem stratigraphischen Prinzip, das besagt, dass jüngere Sedimente über Älteren zur Ablagerung kamen. Der Verwitterungsgrad von Gesteinsoberflächen oder die Vegetationsbedeckung ermöglichen ebenfalls oft relative Altersaussagen. Ebenso ist es möglich, über die räumliche Anordnung von Landformen relative Altersaussagen zu treffen. Wenn beispielsweise infolge eines Berg- oder Felssturzes ein Tal abgedämmt und ein See aufgestaut wurde, kann die Verfüllung des Sees bzw. die Ablagerung des Staukörpers (Schwemmebene) erst nach dem Sturzereignis eingesetzt haben.

4.1 Absolute (jahrgenaue) Datierungsverfahren

Mithilfe dendrochronologischer Analysen können jahrgenaue Alter ermittelt werden. Die Methode beruht auf der Tatsache, dass klimatische Schwankungen zu unterschiedlich breiten Jahrringen bei Bäumen führen. Klimatisch günstige Jahre führten zu größeren Jahreszuwächsen und entsprechend breiteren Jahrringen. Bäume derselben Region zeigen daher

eine charakteristische Abfolge der Jahrringbreite und sind demnach ein wichtiges Klimaarchiv. Durch die Analyse von Überlappungen verschieden alter Bäume stehen heute ganze Jahrringchronologien bis ins Spätglazial zur Verfügung (12 500 Jahre vor heute) (Muscheler et al. 2008; Nicolussi et al. 2009).

Auch fein laminierte Seesedimente können jährliche Ablagerungsmuster aufweisen. Die einzelnen Jahreschichten (Warven) können aus unterschiedlichen Gründen entstehen – in alpinen Hochgebirgsseen spielen klastische Warven die wichtigste Rolle. Durch größere Abflussmengen und -spitzen entstehen im Sommer gröbere und hellere Lagen während unter ruhigeren Bedingungen im Winter (Eisdecke) eher feinkörnige, dunkle Schichten abgelagert werden. Diese typische Abfolge wird auch als Bänderton bezeichnet. Untersuchungen vom Mondsee (Oberösterreich) zeigen den Einfluss von Extremereignissen (Hochwässer, Muren) in der 100-jährigen Warvenchronologie deutlich (Swierczynski et al. 2009).

4.2 Datierungsmethoden mithilfe kosmogener Nuklide

Physikalische Methoden der Altersbestimmung ermöglichen ein absolutes Alter zu bestimmen, dass jedoch einer mehr oder weniger großen Schwankungsbreite unterliegt und daher nie jahrgenau sein kann. Die Datierung mithilfe kosmogener Radionuklide nutzt die Tatsache, dass kosmische Strahlung den Zerfall von Atomen bedingt und dabei sog. kosmogene Nuklide, zumeist instabile Isotope, produziert. Das Potential dieser Eigenschaft zur Altersbestimmung wurde bereits Mitte der 1950er Jahre erkannt (Da-

vis & Schaeffer 1955). Doch erst mit der Möglichkeit auch sehr geringe Konzentrationen dieser Nuklide effektiv messen zu können (Massenspektrometer, 1980er Jahre), fand diese Methode eine breitere Anwendung.

4.2.1 Radiokohlenstoffdatierung (^{14}C)

Traditionell wird u. a. in der Geomorphologie häufig die Radiokohlenstoffmethode (^{14}C) eingesetzt. Sie basiert auf dem radioaktiven Zerfall des in der oberen Atmosphäre kontinuierlich erzeugten Kohlenstoffisotops ^{14}C und auf der Annahme, dass Bildung und Zerfall des Isotops global in einem dynamischen Gleichgewicht stehen an dem auch Pflanzen und andere Lebewesen teilhaben. Scheidet ein Organismus mit seinem Tod aus der Nahrungskette aus, so verringert sich dessen Anteil von ^{14}C aufgrund des radioaktiven Zerfalls kontinuierlich – „die Uhr beginnt zu ticken“. Aus der heutigen, im Labor messbaren Konzentration, kann mit Hilfe der Halbwertszeit von ^{14}C (5730 Jahre) auf den Sterbezeitpunkt der Lebewesen geschlossen werden. Aufgrund der recht kurzen Halbwertszeit von ^{14}C reicht die Radiokohlenstoffmethode jedoch nur ca. 50 000 Jahre zurück.

Aus unterschiedlichen Gründen schwankte das Verhältnis zwischen dem instabilen ^{14}C und dem stabilen ^{12}C im Laufe der Erdgeschichte jedoch recht stark. Es wurden beispielsweise natürliche Schwankungen dieses Verhältnisses infolge von Modulationen der kosmischen Strahlung durch die Sonnenaktivität (sog. De-Vries Effekt) und durch Schwankungen des Erdmagnetfelds nachgewiesen. Aber auch menschliche Aktivitäten auf der Erde führ(t)en zu Störungen des $^{12}\text{C}/^{14}\text{C}$ -Verhältnisses. Die Industrialisierung und die vermehrte Verbrennung fossiler Brennstoffe (ohne messbaren ^{14}C Gehalt) führte zu einer Erniedrigung von ^{14}C in der Atmosphäre (sog. Suess-Effekt), während der sog. Kernwaffeneffekt für eine Erhöhung von ^{14}C , verantwortlich ist. Aufgrund dieser Schwankungen müssen konventionelle ^{14}C -Alter mit dem tatsächlichen ^{14}C Gehalt zu Lebzeiten der untersuchten organischen Probe kalibriert werden.

Mithilfe der Radiokohlenstoffmethode wurden auch zahlreiche organische Reste aus den Bohrkernen des Gradenmooses datiert. Die resultierenden kalibrierten Alter nehmen mit zunehmender Tiefe sukzessive zu und decken das gesamte Holozän ab. Die älteste Probe des Sedimentkerns B2 (P42, s. Abb. 5) wurde nur wenig oberhalb der tiefsten Einheit (Grundmoräne) entnommen und auf ca. 10 500 Jahre datiert. Neben den stratigraphischen Informationen (vgl. Kap. 3.1) und den Geoelektrikdaten (vgl. Kap. 3.2.3) ermöglichen diese zeitlichen Informationen, die letztmalige Eisüberdeckung des Sedimentbeckens vor ca.

11 000 Jahren während der Jüngeren Dryas nachzuweisen und die Verfüllungsgeschichte des Beckens zu rekonstruieren.

4.2.2 Oberflächenexpositionsdatierung

Das Prinzip der Datierung mithilfe kosmogener Nuklide funktioniert auch mit instabilen Isotopen (z. B. ^{10}Be , ^{26}Al), die auf Gesteinsoberflächen gebildet werden. Aufgrund der größeren Halbwertszeiten werden längere Zeiträume abgedeckt – allerdings ist die Schwankungsbreite der Ergebnisse auch größer. Geochronologische Fragestellungen, vor nicht allzu langer Zeit schwierig bis unmöglich zu beantworten, können nun durch diese Methode beleuchtet werden.

Zwei Kategorien der kosmogenen Datierung werden unterschieden, nämlich (i) Methoden, mit denen man die Menge der aufgebauten Isotope in einer Probe misst (Oberflächenexpositionsdatierung bzw. *surface exposure dating* sowie *depth-profile dating*), und (ii) Methoden, in denen die Menge der bereits abgebauten Nuklide ermittelt wird um daraus auf ein Alter zu schließen (*burial dating* sowie *isochron dating*). Mit langen Halbwertszeiten von einigen Millionen Jahren übertreffen die beiden in der Quartärforschung häufig verwendeten Isotope ^{10}Be und ^{26}Al auch das zeitliche Limit der Lumineszenz-Datierung von 200 000–300 000 Jahren (s. Kap. 4.3). Im Folgenden wird lediglich auf die Oberflächenexpositionsdatierung eingegangen, da sie die in der Geomorphologie am häufigsten eingesetzte kosmogene Datierungsmethode ist – auch wenn der Zeitraum der Methode durch die Verwitterung der Oberfläche limitiert ist und das Limit der Lumineszenz-Datierung in unseren Breiten im Normalfall nicht überschritten wird (s. u.). Für eine Einführung in die anderen drei Methoden empfiehlt sich die Zusammenfassung von Ivy-Ochs & Kober (2013).

Die Oberflächenexpositionsdatierung beruht auf der Grundannahme, dass das Alter einer Probe direkt mit der Menge der durch die kosmogene Strahlung produzierten Nuklide korreliert. Es lässt sich damit die Exposition einer Oberfläche oder das Alter eines Sedimentkörpers, wie beispielsweise eine Bergsturzablagung oder eine durch einen Gletscher abgelagerte Moräne, bestimmen. Hierzu betrachtet man die Anreicherung der Nuklide in der (nicht abgeschatteten) Oberfläche eines großen Felsblockes, der auf einer Endmoräne zu liegen gekommen ist oder mit einem Bergsturz zu Tal bewegt wurde (z. B. Claude et al. 2014; Prager et al. 2008). In vielen derartigen Studien werden auch Rückschlüsse auf Faktoren abgeleitet, die mit dem Klima zusammenhängen, wie z. B. Gletschervorstöße oder Phasen gehäufte Niederschläge und damit assoziierter Massenbewegungen. So kann bei-

spielsweise auch bestimmt werden, wann eine durch einen Gletscher erodierte Oberfläche eisfrei wurde, um z. B. die Abschmelzgeschichte nach der letzten Eiszeit zu rekonstruieren (z. B. Hippe et al. 2014).

Es müssen jedoch einige limitierende Faktoren beachtet werden: So muss z. B. bei der Datierung von Gesteinsblöcken gewährleistet sein, dass diese nach ihrer Ablagerung keiner Bewegung mehr ausgesetzt waren. Betrachtet man das gehäufte Vorkommen und die bevorzugte Auswahl von Blöcken, die auf Endmoränen abgelagert wurden, so ist das nicht unkritisch, denn Hangbewegungen durch sehr langsam ausschmelzendes Eis oder periglaziale Aktivität können eine Verstellung bewirken, die lang nach der Ablagerung passiert und damit ein zu junges Alter vortäuschen. Auch sollte der Block keine „kosmogene Vorgeschichte“ haben, d. h. es sollte keine Nuklidanreicherung an einer früheren Position stattgefunden haben, ansonsten würde ein zu hohes Alter ermittelt werden. Ein einzelnes Alter reicht deshalb in der Regel nicht aus, um seriöse Aussagen treffen zu können. Abschattungseffekte durch das umliegende Relief sowie eine potentielle Abschirmung der beprobten Gesteinsoberfläche durch Schnee und Eis muss ebenfalls berücksichtigt und ggf. korrigiert werden. Des Weiteren muss die Verwitterungsintensität einer Oberfläche beachtet werden, da sie den (regional unterschiedlich großen) Zeitraum bestimmt, der durch die Oberflächenexpositionsdatierung abgedeckt werden kann. Im Falle einer hohen Verwitterungsintensität ist dieser deutlich kürzer als der theoretisch zur Verfügung stehende Zeitraum bis zur vollständigen Sättigung von Nukliden im Gestein. Die Intensität der Verwitterung ist stark klimaabhängig, für mitteleuropäische Verhältnisse wird der Zeitraum vor der vorletzten Hochglazialperiode (Riss) kritisch (ca. 150 000 Jahre; pers. Komm. Ivy-Ochs).

Bestimmung der Denudationsrate von Flusseinzugsgebieten mithilfe kosmogener Nuklide

Auch wenn in dieser Methode das Sedimentalter nur den gültigen Betrachtungszeitraum über die ermittelte Denudation festlegt, soll die Methode aufgrund des stark steigenden Einsatzes in der Geomorphologie nicht unerwähnt bleiben. Seit einigen Jahren und in zunehmendem Maße werden kosmogene Nuklide auch für die Abschätzung von Abtragsraten (= Denudationsrate) ganzer Flusseinzugsgebiete genutzt. Die Denudationsrate umfasst also den kompletten physikalischen und chemischen Abtrag einer Fläche pro Zeiteinheit. Für diese Methode nimmt man eine Flusssandprobe und misst die Konzentration der kosmogenen Nuklide darin (z. B. ^{10}Be im extrahierten reinen Quarz). Eine Grundannahme

ist, dass dieser Abtrag im Einzugsgebiet über längere Zeit stetig erfolgt und sich somit ein Gleichgewicht zwischen Verwitterung und Abtransport der Verwitterungsmasse aus dem Einzugsgebiet eingestellt hat (für eine Zusammenfassung siehe Von Blanckenburg 2005). Ein weitere grundlegende Annahme ist, dass der Sand, in dem die Nuklide gemessen werden, gut „gemischt“ ist, und zwar so, dass sich darin die Erosionsprodukte aller Flächen (Lockermaterial, Boden, Fels) flussaufwärts der Probenstelle widerspiegeln. Diese Grundannahmen sind in der Natur kaum gänzlich gegeben (Kober et al. 2012), sollten aber zu einem möglichst großen Anteil erfüllt sein, um eine plausible durchschnittliche Denudationsrate des Einzugsgebietes flussaufwärts der analysierten Probe abzuschätzen (Granger et al. 1996; Schaller et al. 2001). Flächen, die stark abgetragen werden (z. B. steilere Bereiche), können nur eine geringe Konzentration an kosmogenen Nukliden aufbauen, während Flächen, die nur langsam abgetragen werden (z. B. flachere Bereiche), mehr „Zeit haben“ und sich höhere Nuklidkonzentrationen einstellen (Von Blanckenburg 2005). Der Bezug ist also indirekt proportional: Je höher die Nuklidkonzentration einer Sandprobe ist, desto geringer ist die Denudationsrate des gesamten Einzugsgebietes und umgekehrt. Auch wenn die Methode auf vielen Annahmen beruht, so ergeben sich doch aus den Daten von mittlerweile sehr vielen Studien und im Vergleich mit andern quantitativen Untersuchungen durchaus sinnvolle Ergebnisse - auch in alpinen Gebieten, wo eine höhere Erosionsdynamik vorherrscht (z. B. Glotzbach et al. 2013; Salcher et al. 2014). Abtragsraten in kleineren, nicht vergletscherten alpinen Einzugsgebieten (etwa 30–500 km²) liegen zumeist zwischen 0,5 und 1 mm/Jahr (Kober et al. 2012; Wittmann et al. 2007), während die Werte für große Einzugsgebiete der Niederungen auf unter 0,1 mm/Jahr fallen (Schaller et al. 2005). Gerade in alpinen Gebieten, wo die Voraussetzung einer guten Sedimentdurchmischung und eines durchgängigen Sedimentflusses im Einzugsgebiet kritisch ist, besteht jedoch noch Forschungsbedarf (Kober et al. 2012).

4.3 Die Lumineszenz-Datierung

Wird ein Sandkorn von einem Fluss transportiert und danach abgelagert so ist es natürlicher, radioaktiver Strahlung der Umgebung ausgesetzt. Diese Strahlung führt zur Ionisierung von Atomen im Kristallgitter, von z. B. Quarz- oder Feldspatkristallen. Die frei gewordenen Elektronen können daraufhin defekte Stellen oder „Löcher“ im Kristallgitter besetzen (Walker 2005) und später im Labor unter gezielter Energiezufuhr (Stimulation) wieder freigesetzt werden. Dabei

verlassen sie ihren metastabilen Zustand und fallen wieder auf ein niedriges Energieniveau zurück. Die Anzahl der durch die zurückspringenden Elektronen emittierten Photonen kann nun gemessen werden. Je länger also die Quarz- oder Feldspatkristalle des abgelagerten Sandes der natürlichen radioaktiven Umgebungsstrahlung ausgesetzt sind, desto mehr Fehlstellen werden von Elektronen besetzt und desto mehr Photonen werden wiederum emittiert, wenn die Kristalle gezielter Energiezufuhr ausgesetzt werden. Die Anzahl der freigesetzten Photonen ist damit abhängig von dem Zeitraum seit der Ablagerung und ist ein Maß für das Alter der Sedimentation. Je nach Art der Stimulation unterscheidet man zwischen thermisch stimulierter Lumineszenz („TL“), der optisch stimulierten Lumineszenz („OSL“, Stimulation erfolgt mittels Licht im sichtbaren Spektrum) und der stimulierten Lumineszenz im Infrarotwellenlängenbereich („IRSL“). Die letzteren beiden sind für die Geomorphologie die relevanteren und viele methodischen Neuerungen fanden jüngst auch dort statt.

Eine wichtige Voraussetzung für OSL und IRSL ist allerdings, dass die zu messenden Quarz- oder Feldspatkristalle keinem Sonnenlicht ausgesetzt waren, dass also die Sandprobe vollständig mit Sediment bedeckt war. Andernfalls käme es durch die natürliche Licht- und damit Energiezufuhr nicht zum kontinuierlichen Auffüllen der Fehlstellen. Bei der Probenahme muss deshalb auf den Lichtabschluss geachtet werden, weshalb sie oft bei Nacht erfolgt (geschlossener Stechzylinder). Das natürliche Auffüllen von Fehlstellen mit der Zeit findet nicht linear statt, sondern folgt einer Sättigungskurve. Anfänglich steigt die Kurve deutlich, die Dauer der Ablagerung ist dadurch klarer zu ermitteln. Bei einem hohen Sättigungsgrad (also mehr besetzten Fehlstellen) wird es jedoch immer schwieriger einen genauen Ablagerungszeitpunkt zu ermitteln. Je nach natürlicher Strahlungsintensität des umgebenden Materials sind die Sättigung, und damit das zeitliche Limit der Methode, früher oder später erreicht. In der Regel liegt die Reichweite bei 200 000–300 000 Jahren, der analytische Fehler beträgt etwa 10 %. Eine weitere wichtige Voraussetzung ist, dass die „Uhr“ auf null gestellt wurde, d. h. dass die Fehlstellen in den Kristallgittern der Quarz- oder Feldspatkristalle weitestgehend unbesetzt waren, bevor das Sediment zur Ablagerung kam. So muss z. B. Flusssediment während des Transportes ausreichend durch Sonnenlicht bestrahlt worden sein. Dieses Zurücksetzen des Signals ist bei sehr kurzem fluvialen Transport (z. B. auf Schwemmebenen) oder bei Massenbewegungen unter Umständen jedoch nicht oder nur bedingt gegeben. Wurde die „Uhr“ bei der Ablagerung nicht vollständig zurückgestellt, werden zu hohe Alter ermittelt.

Die OSL-Datierung ist nach der ^{14}C Datierung die wohl mittlerweile am häufigsten in den Geowissenschaften eingesetzte Methode zur Altersbestimmung. Gerade in den letzten Jahren gibt es zahlreiche erfolgreiche Beispiele für deren Einsatz bei fluvialen, äolischen oder Seesedimenten. Neue OSL Alter von mächtigen Sedimentfüllungen großer übertiefer alpiner Täler präzisieren was ^{14}C Alter bereits nahelegten (Herbst & Riepler 2006; Spötl et al. 2013): Nämlich, dass die großen ostalpinen Gletscher in der letzten Eiszeit (Würm) ihre großen Becken (Übertiefungen) kaum mehr ausgeräumt haben (Fiebig et al. 2014). Eine Annahme die über 100 Jahre Bestand hatte (Penck 1905). Diese Übertiefungen bestanden also schon viel früher. Die Sedimentfüllungen sind oftmals durch den Gehalt an Baum- oder Gräserpollen hervorragende Klimaarchive die zum Beispiel im Falle des Innerts genaueren Aufschluss über die wärmeren Phasen innerhalb des letzten Glazials geben konnten (Starnberger et al. 2013; Fiebig et al. 2014). Durch die OSL-Datierung konnte nun eine wesentlich bessere zeitliche Einordnung der Schichten vorgenommen werden, da die Pollen zu alt für die ^{14}C Datierung sind. Fluviale Terrassen, die in unseren Breiten oft einen kaltzeitlichen Ursprung haben, werden ebenfalls häufig mittels OSL datiert, da datierbares organisches Material für eine ^{14}C -Analyse häufig fehlt. Im Alpenraum konnten beispielsweise Sedimente datiert werden, die bis in das vorletzte Hochglazial reichen (Bickel et al. 2015; Salcher et al. 2015). Mittels Datierung von Lössen konnten viele Kaltphasen im mitteleuropäischen Mittel- bis Spätpleistozän zeitlich eingeordnet werden (Terhorst et al. 2011) und zum Beispiel auch gezeigt werden, dass die letzte Hochglazialphase nur einige tausend Jahre gedauert hat (Starnberger et al. 2011).

5 Fazit

Dieser Einblick in die heute zur Verfügung stehende methodische Vielfalt soll zeigen, wie sehr deren – idealerweise oft kombinierter – Einsatz zur Lösung geomorphologischer Probleme beitragen kann. Die methodische Vielfalt und die einhergehenden, ständig wachsenden Herausforderungen hinsichtlich Datenaufnahme, Datenanalyse und Dateninterpretation bergen jedoch auch die Gefahr der Marginalisierung des geomorphologischen Sachverhalts, führen zu einer zunehmenden „Technologisierung unserer Forschung“ und unter Umständen zu einer oft wenig reflektierten „Datengläubigkeit“. Dieser Umstand erfordert die fächerübergreifende Zusammenarbeit mit methodischen Spezialisten aus unterschiedlichen Nachbarwissenschaften (Leser 2006).

Insbesondere die komplementäre Anwendung einiger hier vorgestellter Methoden führt jedoch zu einem besseren Verständnis geomorphologischer Muster an der Erdoberfläche und zugrunde liegender prozessualer Zusammenhänge – beispielsweise können die räumliche Anordnung von Landformen sowie deren Auf- oder Abbau durch vielfältige geomorphologische Prozesse heute dreidimensional erfasst und modelliert werden. Der Einsatz dieser Methoden ermöglicht damit oft quantitative Antworten auf bislang nur qualitativ und deskriptiv zu beantwortende Fragen. Sie mögen aber auch dazu beitragen, klassische geomorphologische Konzepte und Theorien der Reliefentwicklung auf unterschiedlichen raum-zeitlichen Skalen zu validieren (z. B. das paraglaziale Konzept von Church & Ryder 1972, oder die Zyklentheorie von Davis 1899) oder geomorphologische Systeme und deren Eigenschaften besser zu verstehen (z. B. Schwellenwerte oder das dynamisches Gleichgewicht, vgl. Ahnert 1994).

Neben dem wissenschaftlichen Mehrwert können durch die heute zur Verfügung stehenden methodisch-technischen Möglichkeiten aber auch angewandte geomorphologische Fragen präziser beantwortet werden. Mithilfe von intelligenten Monitoringsystemen, die auf einem Multimethodenansatz beruhen und eine kontinuierliche Datenaufnahme ermöglichen, können beispielsweise quantitative Frequenz-Magnitude-Beziehungen ermittelt werden, die wesentlich zur Analyse von Naturgefahren sowie zu dem modernen Naturgefahrenmanagement in Österreich beitragen. Gerade im Bereich integrierter „Echtzeit-Monitoringsysteme“ sind in den kommenden Jahren weitere Fortschritte zu erwarten, unter anderem auch im Hinblick auf die Vorhersage und Prognostik (potentiell gefährlicher) Prozesse.

6 Dank

Wir möchten uns bei zahlreichen Studierenden der Geographie und Geologie an der Universität Salzburg bedanken, die im Rahmen von Lehrveranstaltungen und freiwilliger Mitarbeit zu einigen der vorgestellten Ergebnissen tatkräftig beigetragen haben.

7 Literatur

Abermann, J., A. Fischer, A. Lambrecht & T. Geist (2010): On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. In: *The Cryosphere* 4, 53–65.
 Ahnert, F. (1994): Equilibrium – Scale and Inheritance in Geomorphology. In: *Geomorphology* 11, 125–140.

Avian, M., A. Kellerer-Pirklbauer & A. Bauer (2009): LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. In: *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9, 1087–1094.
 Baewert, H. & D. Morche (2014): Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). In: *Geomorphology* 218, 88–97.
 Baltsavias, E.P., E. Favey, A. Bauder, H. Bosch & M. Pateraki (2001): Digital surface modelling by airborne laser scanning and digital photogrammetry for glacier monitoring. In: *Photogrammetric Record* 17, 243–270.
 Barsch, D. & H. Liedtke (1980): Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten – Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. *Berliner Geographische Abhandlungen*, Heft 31.
 Bickel, L., C. Lüthgens, J. Lomax & M. Fiebig (2015): Luminescence dating of glaciofluvial deposits linked to the penultimate glaciation in the Eastern Alps. In: *Quaternary International* 357, 110–124.
 Bleibinhaus, F. & S. Hilberg (2012): Shape and structure of the Salzach Valley, Austria – from seismic traveltime tomography and full waveform inversion. In: *Geophysical Journal International* 189, 1701–1716.
 Bollmann, E., R. Sailer, C. Briese, J. Stötter & P. Fritzmann (2011): Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 55, 83–104.
 Carrivick, J.L., M. Geilhausen, J. Warburton, N.E. Dickson, S.J. Carver, A.J. Evans & L.E. Brown (2013): Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. In: *Geomorphology* 188, 83–95.
 Chambers, J.E., P.B. Wilkinson, O. Kuras, J.R. Ford, D.A. Gunn, P.I. Meldrum, C.V.L. Pennington, A.L. Weller, P.R.N. Hobbs & R.D. Ogilvy (2011): Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK. In: *Geomorphology* 125, 472–484.
 Church, M. & J.M. Ryder (1972): Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. In: *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3059–3071.
 Claude, A., S. Ivy-Ochs, F. Kober, M. Antognini, B. Salcher & P.W. Kubik (2014): The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. In: *Swiss Journal of Geosciences* 107, 273–291.
 Davis, R. & O.A. Schaeffer (1955): Chlorine-36 in Nature. In: *Annals of the New York Academy of Sciences* 62, 107–121.
 Davis, W.M. (1899): The Geographical Cycle. In: *The Geographical Journal* 14, 481–504.
 Dikau, R. (2006a): Oberflächenprozesse: ein altes oder ein neues Thema? In: *Geogr. Helv.* 61, 170–180.
 Dikau, R. (2006b): Potentiale neuer Methoden für die Geomorphologie. In: *Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie* (Hrsg.): *Die Erdoberfläche – Lebens- und*

- Gestaltungsraum des Menschen. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 148, 102–103.
- Dramis, F., D. Guida & A. Cestari (2011): Nature and Aims of Geomorphological Mapping. In: Smith, M.J., P. Paron & J. Griffiths (eds.): Geomorphological Mapping: methods and applications. London, 39–74.
- Dürst Stucki, M., F. Schlunegger, F. Christener, J.-C. Otto & J. Götz (2012): Deepening of inner gorges through subglacial meltwater – An example from the UNESCO Entlebuch area, Switzerland. In: Geomorphology 139–140, 506–517.
- Fiebig, M., P. Herbst, R. Drescher-Schneider, C. Luthgens, J. Lomax & G. Doppler (2014): Some remarks about a new Last Glacial record from the western Salzach foreland glacier basin (Southern Germany). In: Quaternary International 328, 107–119.
- Fritzmann, P., R. Sailer & J. Stötter (2011): Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen – neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge – Teil 3: Veränderungs- und Strukturanalysen alpiner Landschaftselemente basierend auf fernerkundlichen Auswertungsmethoden. In: GW-Unterricht Fachwissenschaft 123, 42–53.
- Glenn, N.F., D.R. Streutker, D.J. Chadwick, G.D. Thackray & S.J. Dorsch (2006): Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. In: Geomorphology 73, 131–148.
- Glotzbach, C., P. Van Der Beek, J. Carcaillet & R. Delunel (2013): Deciphering the driving forces of erosion rates on millennial to million-year timescales in glacially impacted landscapes: An example from the Western Alps. In: Journal of Geophysical Research-Earth Surface 118, 1491–1515.
- Götz, J. (2012): Quantification and Postglacial evolution of an inner alpine sedimentary basin (Gradenmoos Basin, Hohe Tauern). Dissertation PhD Thesis, University of Salzburg.
- Götz, J., J.-C. Otto & L. Schrott (2013): Postglacial sediment storage and rockwall retreat in a semi-closed inner-alpine sedimentary basin (Gradenmoos, Hohe Tauern, Austria). In: Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 36, 63–80.
- Götz, J. & L. Schrott (2010): Das Reintal – Geomorphologischer Lehrpfad am Fuße der Zugspitze. München: Pfeil Verlag.
- Granger, D.E., J.W. Kirchner & R. Finkel (1996): Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. In: Journal of Geology 104, 249–257.
- Grünewald, T., M. Schirmer, R. Mott & M. Lehning (2010): Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. In: Cryosphere 4, 215–225.
- Günther, T., C. Rückern & K. Spitzer (2006): Three-dimensional modelling and inversion of DC resistivity data incorporating topography – II. Inversion. In: Geophysics 166, 506–517.
- Gustavsson, M., A.C. Seijmonsbergen & E. Kolstrup (2008): Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map – With an example from Liden, central Sweden. In: Geomorphology 95, 335–349.
- Hartmeyer, I., M. Keuschnig & L. Schrott (2012): Long-term monitoring of permafrost-affected rock faces – A scale-oriented approach for the investigation of ground thermal conditions in alpine terrain, Kitzsteinhorn, Austria. In: Austrian Journal of Earth Science 105, 128–139.
- Hauck, C. (2002): Frozen ground monitoring using DC resistivity tomography. In: Geophysical Research Letters 29.
- Hausmann, H., K. Krainer, E. Bruckl & W. Mostler (2007): Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai alps, Austria) assessed by geophysical investigations. In: Permafrost and Periglacial Processes 18, 351–367.
- Heckmann, T., M. Bimböse, M. Krautblatter, F. Haas, M. Becht & D. Morche (2012): From geotechnical analysis to quantification and modelling using LiDAR data: a study on rockfall in the Reintal catchment, Bavarian Alps, Germany. In: Earth Surface Processes and Landforms 37, 119–133.
- Helfricht, K., M. Kuhn, M. Keuschnig & A. Heilig (2013): LiDAR snow cover studies on glacier surface: significance of snow- and ice dynamical processes. In: The Cryosphere Discussions 7, 1787–1832.
- Herbst, P. & F. Riepler (2006): ¹⁴C evidence for an Early to Pre-Würmian age for parts of the Salzburger Seeton, Urstein, Salzach Valley, Austria. In: Austrian Journal of Earth Sciences 99, 57–61.
- Hippe, K., S. Ivy-Ochs, F. Kober, J. Zasadni, R. Wieler, L. Wacker, P.W. Kubik & C. Schlüchter (2014): Chronology of Lateglacial ice flow reorganization and deglaciation in the Gotthard Pass area, Central Swiss Alps, based on cosmogenic ¹⁰Be and in situ ¹⁴C. In: Quaternary Geochronology 19, 14–26.
- Hoffmann, T. & L. Schrott (2003): Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction – a comparison of 2D interpretation tools. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 132, 71–87.
- Höfle, B. & M. Rutzinger (2011): Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. In: Zeitschrift für Geomorphologie 55, 1–29.
- Isaksen, K., R.S. Ødegård, T. Eiken & J.L. Sollid (2000): Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. In: Permafrost and Periglacial Processes 11.
- Ishikawa, M. (2008): ERT imaging for frozen ground detection. In: Hauck, C. & C. Kneisel (eds.): Applied Geophysics in Periglacial Environments, Cambridge: Cambridge University Press.
- Ivy-Ochs, S. & F. Kober (2013): Exposure Geochronology. In: Elias, S.A. (ed.): The Encyclopedia of Quaternary Science, vol. 1, Amsterdam: Elsevier, 432–439.

- James, L.A., M.E. Hodgson, S. Ghoshal & M.M. Latiolais (2012): Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. In: *Geomorphology* 137, 181–198.
- Jol, H.M. & C.S. Bristow (2003): GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Bristow, C.S. & H.M. Jol (eds.): *Ground-penetrating Radar in Sediments*, Special Publication vol. 211, 177–185.
- Kennett, M. & T. Eiken (1997): Airborne measurement of glacier surface elevation by scanning laser altimeter. In: *Annals of Glaciology* 24, 293–296.
- Kienholz, H. (1978): Maps of Geomorphology and Natural Hazards of Grindelwald, Switzerland: Scale 1:10000. In: *Arctic and Alpine Research* 10, 169–184.
- Kienholz, H. (1980): Beurteilung und Kartierung von Naturgefahren – mögliche Beiträge der Geomorphologie und der Geomorphologischen Karte 1:25000 (GMK 25). In: Barsch, D. & H. Liedtke (Hrsg.): *Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II*, Berlin: Freie Universität Berlin, 83–90.
- Kienholz, H. & B. Krummenacher (1995): Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene. In: Bundesamt Für Umwelt (Hrsg.): *Mitteilungen des Bundesamtes für Wasser und Geologie Nr. 6.*, Bern: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), 1–60.
- Kneisel, C., C. Hauck, R. Fortier & B. Moorman (2008): Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. In: *Permafrost and Periglac. Process.* 19.
- Kneisel, C., F. Lehmkuhl & S. Winkler (1998): Legende für geomorphologische Kartierungen in Hochgebirgen (GMK Hochgebirge). In: *Trierer Geographische Studien* 18, 1–24.
- Knight, J., W. Mitchell & J. Rose (2011): Geomorphological Field Mapping. In: Smith, M.J., P. Paron & J. Griffiths (eds.): *Geomorphological Mapping: methods and applications*, London: British Society for Geomorphology, 151–188.
- Knödel, K., H. Krummel & G. Lange (2005): *Geophysik. Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Depositionen und Altlasten. Band 3*, Berlin: Springer-Verlag.
- Kober, F., K. Hippe, B. Salcher, S. Ivy-Ochs, P.W. Kubik, L. Wacker & N. Hähnen (2012): Debris-flow-dependent variation of cosmogenically derived catchment-wide denudation rates. In: *Geology* 40, 935–938.
- Krautblatter, M. & C. Hauck (2007): Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. In: *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112.
- Kugler, H. (1965): Aufgaben, Grundsätze und methodische Wege für großmaßstäbiges geomorphologisches Kartieren. In: *Petermanns Geographische Mitteilungen* 4, 241–257.
- Lane, S.N., R.M. Westaway & D. Murray Hicks (2003): Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 249–271.
- Lapenna, V., P. Lorenzo, A. Perrone, S. Piscitelli, E. Rizzo & F. Sdao (2005): 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. In: *Geophysics* 70, 11–18.
- Leser, H. (2006): Oberflächenprozesse in der Geomorphologie: Ansätze und methodische Probleme. In: *Geographica Helvetica* 61, 166–169.
- Liu, X. (2008): Airborne LiDAR for DEM generation: some critical issues. In: *Progress in Physical Geography* 32, 31–49.
- Mckean, J. & J. Roering (2004): Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. In: *Geomorphology* 57, 331–351.
- Milsom, J. (2003): *Field Geophysics*. Third edition. Chichester: Wiley.
- Moorman, B.J. & F.A. Michel (2000): Glacial hydrological system characterization using ground-penetrating radar. In: *Hydrological Processes* 14, 2645–2667.
- Moorman, B.J., S.D. Robinson & M.M. Burgess (2003): Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. In: *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 319–329.
- Moser, M., M. Lotter & H. Meier (2004): Großhangbewegungen des Hallstätter Raumes – Geotechnik, Kinetik, Bewegungsmechanismus. In: Weidinger, J.T., H. Lobitzer & I. Spitzbart (Hrsg.): *Erde-Mensch-Kultur-Umwelt*, Gmunden: Verlag J.T. Weidinger, 343–352.
- Müller, J., I. Gärtner-Roer, R. Kenner, P. Thee & D. Morche (2014): Sediment storage and transfer on a periglacial mountain slope (Corvatsch, Switzerland). In: *Geomorphology* 218, 35–44.
- Muscheler, R., B. Kromer, S. Björck, A. Svensson, M. Friedrich, K.F. Kaiser & J. Southon (2008): Tree rings and ice cores reveal ^{14}C calibration uncertainties during the Younger Dryas. In: *Nature Geoscience* 1, 263–267.
- Mussett, A.E. & M.A. Khan (2007): *Looking into the earth: an introduction to geological geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Nicolussi, K., M. Kaufmann, T.M. Melvin, J. van der Plicht, P. Schießling & A. Thurner (2009): A 9111 year long conifer tree-ring chronology for the European Alps – a base for environmental and climatic investigations. *The Holocene* 19, 909–920.
- Oppikofer, T., M. Jaboyedoff, L. Blikra, M.H. Derron & R. Metzger (2009): Characterization and monitoring of the Äknes rockslide using terrestrial laser scanning. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 1003–1019.
- Oppikofer, T., M. Jaboyedoff & H.R. Keusen (2008): Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. In: *Nature Geoscience* 1, 531–535.
- Otto, J.-C. (2008): Symbols for geomorphologic mapping in high mountains for ArcGIS. http://www.geomorphology.at/index.php?option=com_content&task=view&id=133&Itemid=176. (04.06.2009).
- Otto, J.-C., M. Keuschnig, J. Götz, M. Marbach & L. Schrott (2012): Detection of mountain permafrost by combining high resolution surface and subsurface information – an example from the Glatzbach catchment, Austrian Alps. In: *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 43–57.

- Otto, J.C., M. Gustavsson & M. Geilhausen (2011): Cartography: design, symbolisation and visualisation of geomorphological maps. In: Smith, M., P. Paron & J. Griffiths (eds.): *Geomorphological Mapping: Methods and Applications*, London: British Society for Geomorphology, 253–295.
- Otto, J.C. & M. Keuschnig (2014): Permafrost-Glacier Interaction – Process Understanding of Permafrost Reformation and Degradation. In: Rutzinger, M., K. Heinrich, A. Borsdorf & J. Stötter (eds.) *permafrost – Austrian Permafrost Research Initiative. Final Report*, Innsbruck: Institute for Interdisciplinary Mountain Research, ÖAW, 3–16.
- Otto, J.C. & O. Sass (2006): Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). In: *Geomorphology* 76, 257–272.
- Otto, J.C. & M.J. Smith (eds.) (2013). Section 2.6: Geomorphological Mapping. In: Clarke, L.E. (ed.): *Geomorphological Techniques* (Online Edition), London: British Society for Geomorphology.
- Passarge, S. (1914): *Morphologischer Atlas. Erläuterungen zu Lief. 1, Morphologie des Messtischblattes Stadtremsa (1:25000)*. Mitt. Geogr. Gesell. Hamburg.
- Penck, A. (1905): Glacial features in the surface of the Alps. In: *Journal of Geology* 13, 1–19.
- Perrone, A., V. Lapenna & S. Piscitelli (2014): Electrical resistivity tomography technique for landslide investigation: A review. In: *Earth-Science Reviews* 135, 65–82.
- Prager, C., C. Zangerl, G. Patzelt & R. Brandner (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 377–407.
- Prasicek, G., J.C. Otto, D.R. Montgomery & L. Schrott (2014): Multi-scale curvature for automated identification of glaciated mountain landscapes. In: *Geomorphology* 209, 53–65.
- Prokop, A. & H. Panholzer (2009): Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 1921–1928.
- Rabatel, A., P. Deline, S. Jailliet & L. Ravelin (2008): Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial lidar measurements: A case study in the Mont Blanc area. In: *Geophysical Research Letters* 35, L10502.
- Rosser, N.J., D.N. Petley, M. Lim, S.A. Dunning & R.J. Allison (2005): Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. In: *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 38, 363–375.
- Sailer, R., L. Rieg, M. Sproß & J. Stötter (2011): Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen – neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge – Teil 2: Reliefsphäre. In: *GW-Unterricht Fachwissenschaft* 122, 48–59.
- Sailer, R. & J. Stötter (2011): Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen – neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge – Teil 1: Kryosphäre. In: *GW-Unterricht Fachwissenschaft* 121, 4–20.
- Salcher, B. (2008): *Sedimentology and modelling of the Mitterndorf Basin*. Dissertation PhD Thesis, Vienna, 105.
- Salcher, B., R. Starnberger & J. Götz (2015): Overdeeping and stratigraphy of a typical Alpine foreland glacier. In: *Geophysical Research Abstracts* Vol. 17, EGU2015-6891-1.
- Salcher, B.C., R. Hinsch & M. Wagreich (2010): High-resolution mapping of glacial landforms in the North Alpine Foreland, Austria. In: *Geomorphology* 122, 283–293.
- Salcher, B.C., F. Kober, E. Kissling & S.D. Willett (2014): Glacial impact on short-wavelength topography and long-lasting effects on the denudation of a deglaciated mountain range. In: *Global and Planetary Change* 115, 59–70.
- Sanhueza-Pino, K., O. Korup, R. Hetzel, H. Munack, J.T. Weidinger, S. Dunning, C. Ormukov & P.W. Kubik (2011): Glacial advances constrained by ¹⁰Be exposure dating of bedrock landslides, Kyrgyz Tien Shan. In: *Quaternary Research* 76, 295–304.
- Sass, O., M. Krautblatter & D. Morche (2007): Rapid lake infill following major rockfall (bergsturz) events revealed by ground-penetrating radar (GPR) measurements, Reintal, German Alps. In: *Holocene* 17, 965–976.
- Schaller, M., N. Hovius, S.D. Willett, S. Ivy-Ochs, H.A. Synal & M.C. Chen (2005): Fluvial bedrock incision in the active mountain belt of Taiwan from in situ-produced cosmogenic nuclides. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 955–971.
- Schaller, M., F. Von Blanckenburg, N. Hovius & P.W. Kubik (2001): Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. In: *Earth and Planetary Science Letters* 188, 441–458.
- Scheidl, C., D. Rickenmann & M. Chiari (2008): The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. In: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 1113–1127.
- Schrott, L. & O. Sass (2008): Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. In: *Geomorphology* 93, 55–73.
- Schrott, L., J.-C. Otto, J. Götz & M. Geilhausen (2013): Fundamental classic and modern field techniques in Geomorphology – an overview. In: Shroder, J., A.D. Switzer & D. Kennedy (eds.): *Treatise on Geomorphology*. San Diego: Academic Press, Vol. 14, *Methods in Geomorphology*, 6–21.
- Schürch, P., A.L. Densmore, N.J. Rosser, M. Lim & B.W. Mcardell (2011): Detection of surface change in complex topography using terrestrial laser scanning: application to the Illgraben debris-flow channel. In: *Earth Surface Processes and Landforms* 36, 1847–1859.
- Seijmonsbergen, A.C., T. Hengl & N.S. Anders (2011): Semi-automated identification and extraction of geomorphological features using digital elevation data. In: Smith, M.J., P. Paron & J. Griffiths (eds.): *Geomorphological Mapping: methods and applications*, London: Elsevier, 297–336.

- Smith, M.J., J. Griffiths & P. Paron (eds.) (2011): *Geomorphological Mapping: methods and applications*, London: Elsevier.
- Smith, M.J., J. Rose & S. Booth (2006): Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: An evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality. In: *Geomorphology* 76, 148–165.
- Spötl, C., P.J. Reimer, R. Starnberger & R.W. Reimer (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. In: *Journal of Quaternary Science* 28, 552–558.
- Staley, D.M., T.A. Waskiewicz & J.S. Blaszczynski (2006): Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. In: *Geomorphology* 74, 152–163.
- Starnberger, R., R. Drescher-Schneider, J.M. Reitner, H. Rodnight, P. J. Reimer & C. Spötl (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). In: *Quaternary Science Reviews* 68, 17–42.
- Starnberger, R., H. Rodnight & C. Spötl (2011): Chronology of the Last Glacial Maximum in the Salzach Palaeoglacier Area (Eastern Alps). In: *Journal of Quaternary Science* 26, 502–510.
- Supper, R., D. Ottowitz, B. Jochum, A. Römer, S. Pfeiler, S. Kauer, M. Keuschnig & A. Ita (2014): Geoelectrical monitoring of frozen ground and permafrost in alpine areas: field studies and considerations towards an improved measuring technology. In: *Near Surface Geophysics* 12, 93–115.
- Swierczynski, T., S. Lauterbach, P. Dulski & A. Brauer (2009): Die Sedimentablagerungen des Mondsees (Oberösterreich) als ein Archiv extremer Abflussereignisse der letzten 100 Jahre. In: *alpine space – man & environment* 6, 115–126.
- Terhorst, B., C. Thiel, R. Peticzka, T. Sprafke, M. Frechen, F.A. Fladerer, R. Roetzel & C. Neugebauer-Maresch (2011): Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria. In: *E&G Quaternary Science Journal* 60, 270–277.
- Theune, U., D. Rokosh, M.D. Sacchi & D.R. Schmitt (2006): Mapping fractures with GPR: A case study from Turtle Mountain. In: *Geophysics* 71, 139–150.
- Van Asselen, S. & A.C. Seijmonsbergen (2006): Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. In: *Geomorphology* 78, 309–320.
- Vanhala, H., P. Lintinen & A. Ojala (2009): Electrical Resistivity Study of Permafrost on Ridnitšohkka Fell in Northwest Lapland, Finland. In: *Geophysica* 45, 103–118.
- Verstappen, H.T. (2011): Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. In: Smith, M.J., P. Paron & J. Griffiths (eds.): *Geomorphological Mapping: methods and applications*. London: Elsevier, 13–38.
- Von Blanckenburg, F. (2005): The links between climate, tectonics, and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment. In: *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 69, 684–684.
- Walker, M. (2005): *Quaternary dating methods*, Chichester: Wiley.
- Weidinger, J.T., E. Niesner & K. Millahn (2011): Chronicle of an earth-flow foretold – The 2008 Gschliefgraben event, Austria. In: *Zeitschrift Für Geomorphologie* 55, 373–405.
- Weidinger, J.T. & W. Vortisch (2005): Massenbewegungen im System Hart-auf-Weich zwischen Traunstein und Dachstein (ÖÖ, Stmk.) und ihre anthropogene Beeinflussung. In: Weidinger, J.T. & I. Spitzbart (Hrsg.): *Gmundner Geo-Studien*, Gmunden: Verlag J. T. Weidinger.
- Williams, R., J. Brasington, D. Vericat, M. Hicks, F. Labrosse & M. Neal (2011): Chapter Twenty – Monitoring Braided River Change Using Terrestrial Laser Scanning and Optical Bathymetric Mapping. In: Paron, P., M.J. Smith & J. Griffiths (eds.): *Developments in Earth Surface Processes* 15, 507–532.
- Wittmann, H., F. Von Blanckenburg, T. Kruesmann, K.P. Norton & P.W. Kubik (2007): Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. In: *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 112.