

Band 2 Kapitel 4: Der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre

Volume 2 Chapter 4: Climate Change Impact on Geospheres

Koordinierender Leitautor

Thomas Glade

LeitautorInnen

Rainer Bell, Paul Dobesberger, Christine Embleton-Hamann, Reinhard Fromm, Sven Fuchs, Karl Hagen, Johannes Hübl, Gerhard Lieb, Jan-Christoph Otto, Frank Perzl, Robert Peticzka, Christoph Prager, Cyrus Samimi, Oliver Sass, Wolfgang Schöner, Dagmar Schröter, Lothar Schrott, Christian Zangerl, Antonia Zeidler

Für den Begutachtungsprozess

Peter Houben

Inhalt

ZUSAMMENFASSUNG	558
SUMMARY	558
KERNAUSSAGEN	558
4.1 Allgemeine Grundlagen	560
4.1.1 Prozesse in Reliefsystemen	560
4.1.2 Dynamik in Reliefsystemen	562
4.1.3 Menschlicher Einfluss auf die Reliefsysteme	563
4.2 Einflüsse auf Reliefsysteme	565
4.2.1 Gravitative Massenbewegungen	565
4.2.2 Schneelawinen	572
4.2.3 Periglaziale Prozesse	575
4.2.4 Glaziale Prozesse	580
4.2.5 Waldbrände	581
4.2.6 Weitere Sedimenttransporte	583
4.3 Dienstleistungen der Reliefsphärensysteme	586
4.3.1 Supporting Services	587
4.3.2 Provisioning Services	588
4.3.3 Regulating Services	588
4.3.4 Cultural Services	588
4.4 Forschungsbedarf	589
4.5 Kurzfassung	591
4.6 Literaturverzeichnis	592

ZUSAMMENFASSUNG

Der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre ist über veränderte Aktivitäten der unterschiedlichen Oberflächenprozesse sichtbar. Es werden direkte Folgen wie beispielsweise verstärkte Murtätigkeit durch veränderte Niederschlagsverhältnisse und indirekte Folgen wie veränderte Waldbrandaktivität festgestellt. Wesentliche Fragen sind hierbei, welche langfristigen, über viele hunderte und tausende Jahre ablaufenden Schwankungen stattfinden, wie stark der Mensch durch seine raumwirksame Aktivität in das Prozesssystem eingreift und welche Bedeutung der Klimawandel hierin hat. Es muss mit Sorgfalt untersucht werden, ob die festzustellenden Änderungen ausschließlich auf den Einfluss des Klimawandels zurückzuführen sind. Im Rahmen dessen muss in diesem Kontext auch immer die Grundfrage geklärt werden, wie stark der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre, im Vergleich zu den menschlichen Eingriffen, tatsächlich ist. In diesem Kapitel werden die unterschiedlichen Einflüsse auf die Reliefsysteme für gravitative Massenbewegungen, Schneelawinen, periglaziale und glaziale Prozesse, Waldbrände und weitere fluviale und äolische Sedimenttransporte analysiert. Die jeweiligen theoretischen Erläuterungen werden anhand vieler regionaler Beispiele aus Österreich dargestellt. Weiterhin werden die Dienstleistungen der Reliefsphärensysteme mit ihren Supporting -, Provisioning -, Regulating - und Cultural Services vorgestellt. Das Fazit ist, dass der Einfluss des Klimawandels sicherlich großen Einfluss auf die Reliefsphäre besitzt. Eindeutige Signale beschränken sich jedoch auf die Auswirkungen der Extremwetterereignisse und sind mit langfristig stattfindenden Änderungen und dem Einfluss des menschlichen Wirkens auf die Erdoberflächen überlagert. Es wird gezeigt, dass die unterschiedlichen Kräfte in verschiedenen raum-zeitlichen Skalen in den Reliefsphären gleichzeitig agieren. Deshalb können die beobachtbaren Änderungen dieser Reliefsphären nicht immer eindeutig dem Klimawandel zugeordnet werden.

SUMMARY

The climate change impact on geospheres is visible for a variety of earth surface systems. Direct consequences include, for example, increased debris flow activity that is caused by changing extreme precipitation events, while indirect consequences refer to changing forest fire activities. Fundamental issues thus include the simultaneous interaction of long-term trends and patterns over thousands of years with the current human impact on these earth surface systems and the impact of climate change. Consequently, one has to address the investigation of

climate change impacts on geospheres with great care in order to avoid any false interpretations of current observed changes. Basically, any determined changes need to be analyzed within their respective contexts in order to identify in detail the role of climate change on earth system processes. In this chapter, the climate change impacts are explored for different earth surface systems such as landslides, snow avalanches, periglacial and glacial processes, forest fires and extended fluvial and aeolian processes. These processes are discussed in this respect using numerous Austrian examples. Finally, the ecosystem services of geospheres are highlighted for supporting -, provisioning -, regulating - and cultural services. It is concluded that climate change impacts have indeed a high influence on geospheres, however, the explicit impact signals have to be reduced to extreme weather events which occur in phases of natural long-term variations and the distinct human impacts on the earth's surfaces. Therefore, the different forces acting within the geospheres at different spatiotemporal scales are overlaid and the consequences of climate change on the earth surface system cannot be unambiguously concluded.

KERNAUSSAGEN

- Reliefsysteme sind von lang-, mittel- und kurzfristigen Änderungen gesteuert.

Viele Untersuchungen zeigen, dass das Relief unserer Erde von sehr langfristigen über Jahrmillionen ablaufende Prozesse wie Gebirgsbildungen, von mittelfristigen über Jahrtausende andauernde Modifikationen wie der Vegetationsveränderung und von kurzfristigen in Perioden von Monaten, Wochen und Tagen stattfindenden Prozessen wie Starkniederschlägen gesteuert wird. Der substanzielle Einfluss des Klimawandels auf die lang- und mittelfristigen Wechselwirkungen in den Reliefsystemen gilt als unwahrscheinlich bei niedriger Beweislage und niedriger Übereinstimmung der Forschungsergebnisse. Der Einfluss auf kurzfristige Veränderungen ist dagegen bei einer mittleren Übereinstimmung und Beweislage als sehr wahrscheinlich anzusehen.

- Der menschliche Einfluss und die Auswirkungen des Klimawandels auf die Reliefsphäre sind häufig nicht zu trennen.

Durch das räumliche und zeitliche Wirken des Menschen in seiner Umwelt werden die Abläufe und Wechselwirkungen im Reliefsystem ganz entscheidend verändert und beeinflusst. Dadurch kann nicht mehr genau zwischen Ursache und Wirkung differenziert werden kann. Ist der Einfluss des Klimawandels

zum Beispiel die Zunahme einer Muraktivität im Gerinne tatsächlich eindeutig auf eine Zunahme von Starkniederschlägen oder aber auf veränderte Geschiebeverfügbarkeit bzw. Landnutzung im Einzugsgebiet zurückzuführen? Eine klare Zuweisung des menschlichen oder des klimatischen Einflusses auf die Reliefsysteme ergibt eine niedrige Übereinstimmung und schwache Beweislage, eine eindeutig beschreibbare Auswirkung des Klimawandels auf die Reliefsphäre wird daher als sehr unwahrscheinlich angesehen.

- Der Einfluss des Klimawandels auf gravitative Massenbewegungen ist sichtbar.

Die maßgebliche Beeinflussung gravitativer Massenbewegungen und Muren durch den Klimawandel wird als wahrscheinlich angesehen, jedoch reagieren die unterschiedlichen Typen von Bewegungen in unterschiedlicher Weise (mittlere Übereinstimmung, geringe Beweislage). Hierzu gehört ein vermehrtes Auftreten spontaner Rutschungen oder Muren durch intensivere Starkniederschläge, aber auch eine verringerte Aktivität bei langsam kriechenden Massenbewegungen durch längere Trockenperioden und verringerte Wasserzufuhr durch Schneeschmelze. Sehr wahrscheinlich ist die Steigerung der Felsstürzhäufigkeit oberhalb der Permafrostgrenze (hohe Übereinstimmung, mittlere Beweislage).

- Einflüsse des Klimawandels auf Schneelawinen sind in tieferen Lagen erkennbar.

Veränderte Klimaverhältnisse beeinflussen die winterliche Schneedecke und damit die Schneelawinenaktivität in starker Abhängigkeit mit der Höhenlage. Einen großen Einfluss hat hierbei die steigende Temperatur. Einerseits führt dies in tieferen Lagen zu einer Abnahme der Schneedeckendauer (hohe Übereinstimmung und Beweislage) und andererseits ist zu erwarten, dass mehr Regen – aufgrund der Erwärmung – die Stabilität der Schneedecke negativ beeinflusst (hohe Übereinstimmung, mittlere Beweislage). Die Nassschneelawinen nehmen in tieferen Lagen zu (hohe Übereinstimmung und Beweislage). Bei einer Zunahme extremer Niederschlagsereignisse in Hochlagen ist eine Zunahme von Lawinen in höheren Lagen zu erwarten (hohe Übereinstimmung, geringe Beweislage). Faktoren wie der anthropogen bestimmte Waldbestand sind für das Auftreten von Schneelawinen weiterhin wichtig (hohe Übereinstimmung, mittlere Beweislage).

- Das glaziale und periglaziale Reliefsystem wird deutlich vom Klimawandel geprägt.

Da das glaziale und periglaziale Reliefsystem sehr stark über klimatische Signale wie Niederschlag und Temperatur gesteu-

ert wird, kann eine deutliche Auswirkung des Klimawandels konstatiert werden. Als Folge der Gletscherschmelze und des Auftauens von Permafrostbereichen ist mit vermehrten gravitativen Massenbewegungen (besonders Stürze aus Felsbereichen) zu rechnen (hohe Übereinstimmung, mittlerer Beweislage). Ein Rückgang der Permafrostvorkommen in Lockersedimenten (Schutthalden und Blockgletschern) kann zudem eine erhöhte Murgangaktivität zur Folge haben (hohe Übereinstimmung, geringe Beweislage). Eine erhöhte Geschiebetätigkeit in den glazial geprägten Abflussregimen und ein verstärkter Transport von Feinsedimenten der Gletscherschmelze ist mit dem Abschmelzen von Gletschern zu erwarten (hohe Übereinstimmung, geringe Beweislage). Weitere klimabedingte Veränderungen im glazialen und periglazialen Reliefsystem sind daher als sehr wahrscheinlich anzusehen.

- Der Klimawandel verändert das Reliefsystem durch Waldbrände.

Waldbrände werden maßgeblich durch Temperatur und Niederschlag gesteuert. In wärmeren, trockeneren Sommern ist wahrscheinlich mit einer höheren Feueregefahr zu rechnen (hohe Übereinstimmung, mittlere Beweislage). Jedoch ist die Auslösung der Brände zu ca. 90 % anthropogenen Gründen zuzuordnen. Weiterhin wirkt eine verbesserte Brandbekämpfung einem Anstieg der Feuerhäufigkeit entgegen. Beachtung finden muss die veränderte Schutzfunktion von Wald gegenüber anderen Naturgefahren wie Überschwemmungen, Schneelawinen, Muren und Felsstürzen. Zusammengefasst wird der Einfluss des Klimawandels über Waldbrände auf das Reliefsystem bei einer mittleren Übereinstimmung und schwachen Beweislage nur als sehr unwahrscheinlich angesehen.

- Sedimenttransporte werden durch den Klimawandel verändert.

Die Reliefsysteme werden u. a. durch fluviale und äolische Sedimenttransporte geformt und bestimmt. Diese Prozesse sind von den Transportmedien Wasser und Wind abhängig und insofern auch indirekt mitbestimmt durch den Klimawandel. Gleichzeitig modifiziert der Mensch die entsprechenden Systeme beispielsweise über Sedimentrückhaltebecken, Flussregulierungen und Landnutzungen und greift somit in die vom Klimawandel hervorgerufenen Änderungen maßgeblich ein. Die differenzierte Ursachen – Folgenforschung ergibt bei fluvialen Prozessen einen wahrscheinlichen Einfluss des Klimawandels (hohe Übereinstimmung, mittlere Beweislage). Bei äolischen Prozessen wird ein Einfluss des Klimawandels als sehr unwahrscheinlich bewertet (mittlere Übereinstimmung, schwache Beweislage).

- Der Klimawandel beeinflusst die Dienstleistungen der Reliefsphären nur untergeordnet.

Die Dienstleistungen der Reliefsphären sind nur untergeordnet vom Klimawandel beeinflusst. Dieser verändert zwar die unterschiedlichen Services, diese Veränderungen sind jedoch nachrangig zu betrachten gegenüber den anthropogen verursachten Umgestaltungen. Zentrale Bedeutung hat die Reliefsphäre als Cultural Service für den Tourismus und hier besonders den Skitourismus. Dieser Service wird vom Klimawandel beeinflusst. Abgesehen vom Skitourismus fehlen jedoch hier grundlegende Forschungsarbeiten, weshalb bei niedriger Übereinstimmung und schwacher Beweislage ein Einfluss als sehr unwahrscheinlich eingestuft wird.

4.1 Allgemeine Grundlagen

4.1 Fundamentals

4.1.1 Prozesse in Reliefsystemen

Das Relief, definiert als die Oberflächengestalt der Erdoberfläche, ist das Ergebnis endogen und exogen wirksamer Prozesse, wobei im Allgemeinen endogene Prozesse relieferhöhend wirken und exogene Prozesse relieferniedrigend. Abweichungen wie Grabenbrüche oder Sedimentationen als Ergebnis einer Erosion sind lokal anzutreffen. Grundlegend bleibt festzuhalten, dass die durch Tektonik etc. bedingte potentielle Energie in kinetische Energie umgewandelt wird und zum Prozessablauf führt. Trotzdem hat der Klimawandel für die exogenen Prozesse besondere Bedeutung, da diese geomorphologischen Prozesssysteme ihre Energiezufuhr direkt oder indirekt von der Sonnenstrahlung erhalten und darüber hinaus von Temperatur und Niederschlag gesteuert werden.

Die Reliefsphäre umfasst alle an der Erdoberfläche ablaufenden Prozesse und Formen und wird durch die geomorphologische Prozessdynamik geprägt. Diese Prozesse formten früher, bestimmen heute und werden auch in der Zukunft die Reliefsphäre prägen. In Österreich passiert dies vielgestaltig und umfasst sowohl die Alpen als auch deren Vorländer, die Beckenlandschaften sowie das Gneis- und Granithochland der Böhmisches Masse. Diese heterogene Reliefsphäre weist sehr unterschiedliche geomorphologische Prozesse auf. Zu nennen wären: gravitative Massenbewegungen (Rutschungen, Muren, Stürze), Schneelawinen, periglaziale, glaziale, fluviale und äolische Prozesse. Ganz allgemein ist bei allen Prozessen festzustellen, dass es Bereiche gibt, in denen Material abgetragen (Erosion), transportiert (je nach Prozess und Größe

des Ereignisses unterschiedlich weit; von wenigen Metern bis mehrere Kilometer) und abschließend wieder abgelagert (Akkumulation) wird. Neben diesen spielen, wenn auch lokal sehr begrenzt, Waldbrände eine wichtige Rolle, da sie das Prozessgeschehen in diesen Reliefsystemen stark beeinflussen können (Abschnitt 4.2.4).

Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose und bruchhafte hangabwärts gerichtete Verlagerungen von Fels- und/oder Lockergesteinen unter Wirkung der Schwerkraft (Dikau und Glade, 2002). Auf folgende Typen von gravitativen Massenbewegungen wird in Abschnitt 4.2.1 eingegangen: Gleitprozesse (flachgründige und tiefgründige Rutschungen), Fließprozesse (Muren) und Sturzprozesse (Steinschlag, Felssturz und Bergsturz). Schneelawinen sind schnelle Massenbewegungen mit einem Volumen von mehr als 100 m³ und einer Länge von mehr als 50 m¹. Es kann zwischen Trocken- und Naßschneelawinen (nach Art der Schneesammensetzung) und Fließ- und Staublawinen (nach Art der Bewegung) unterschieden werden (Hübl et al., 2011b; Abschnitt 4.2.2). Periglaziale Prozesse (Abschnitt 4.2.3) kommen in den höheren Bereichen der Hochgebirge (periglaziale bzw. subnivale Höhenstufe) vor. Zur Ausbildung eines dauergefrorenen Unterbodens (Permafrost) kommt es, wenn die mittlere Temperatur während zwei oder mehr aufeinanderfolgenden Jahren unter 0 °C liegt. Permafrostbedingungen befinden sich in den österreichischen Alpen über 2500 m Seehöhe (Ebohon und Schrott, 2008). Im Sommer kommt es durch die Sonneneinstrahlung zu oberflächlichen Auftauprozessen, die spezifische geomorphologische Prozesse wie Bodenkriechen bzw. Solifluktion in Gang setzen. Ein weiteres wichtiges Phänomen, das in diese Prozessgruppe gehört, sind die Blockgletscher. Dabei handelt es sich um Schuttmassen, die einen großen Anteil Eis enthalten, welcher sich deformieren kann, wodurch der Blockgletscher sich kriechend hangabwärts bewegt. Glaziale Prozesse umfassen sämtliche Phänomene, die durch die Bewegung des Gletschereises und der in, auf und unter dem Eis sowie am Eisrand bewegten glazialen Sedimenten durch Erosion und Akkumulation geschaffen werden. Analog fallen unter fluviale Prozesse all jene Phänomene, die durch das fließende Wasser der Bäche und Flüsse erschaffen werden (Abschnitt 4.2.5). Bei den äolischen Prozessen stehen die Wirkung des Windes und der dadurch geschaffenen Erosions- und Akkumulationsformen im Vordergrund.

Rutschungen und Muren werden häufig durch kurze Starkniederschläge oder langandauernde Niederschläge geringerer Intensität ausgelöst. Jedoch ist auch die Temperatur

¹ www.avalanche.org

entscheidend, so dass bei hohen Temperaturen die Evaporation höher und somit die Vorfeuchte des Bodens/Lockergesteins reduziert ist, wodurch eventuell das System stärkere Niederschläge verkraften kann ohne dass ein Prozess ausgelöst wird (Crozier, 2010). Sollte zuvor viel Niederschlag in fester Form gefallen sein, entscheidet die Temperatur und die Strahlung über zusätzliche Wasserfreisetzung aus der Schneedecke, wodurch weniger Niederschlag in flüssiger Form benötigt wird, um Rutschungen und Muren auszulösen (Luino, 2005; Matsuura et al., 2013). Hintergründe zur hier ange deuteten komplexen Dynamik geomorphologischer Prozesse werden in Abschnitt 4.1.2 gegeben. Bei Schneelawinen ist die Neuschneemenge, die Triebsschneemenge (durch Wind dem Lawinenhang zugeführter Schnee), die Ausbildung von Schwachschichten im Schneepaket (v. a. die Entstehung von Oberflächenreif in kalten Nächten) sowie Temperaturerhöhungen, die zur Durchfeuchtung der Schneedecke führen, entscheidend (Hübl et al., 2011b). Bei den glazialen Prozessen sind im Alpenraum in allen Gletscher-Monitoring Programmen ausschließlich abschmelzende Gletscher zu beobachten. Dies ist v. a. auf die erhöhte Temperatur, die Einstrahlung und den Grad der Bewölkung zurückzuführen, doch im Detail ist auch das Ausmaß und der Zeitpunkt der winterlichen und ggf. sommerlichen Schneedecke entscheidend, wie schnell ein Gletscher abschmilzt (siehe Band 2, Kapitel 2). Beim Permafrost geht man ebenso von einem Ausschmelzen (Degradation) auf Grund der steigenden Temperaturen aus, doch auch dabei sind z. B. der Zeitpunkt und die Mächtigkeit der Schneedecke bedeutsam. Bei den Waldbränden und äolischen Prozessen wird eine starke Trockenheit benötigt, d. h. hohe Temperaturen und wenig Niederschlag, sowie bei letzteren starker Wind. Der Klimawandel manifestiert sich v. a. über die Veränderung der Temperatur, des Niederschlags, der Einstrahlung und der Verdunstung. Verändern sich diese Parameter, könnten sich auch die geomorphologischen Prozesse ändern. In welchem Ausmaße dies geschehen könnte bzw. welche Kenntnisse derzeit bereits hinsichtlich der genannten geomorphologischen Prozesse vorliegen, wird in den nachfolgenden Kapiteln ausführlich diskutiert werden.

Im Folgenden soll auf einige ausgewählte Beispiele eingegangen werden, um stellvertretend das Ausmaß und die potenziellen Konsequenzen geomorphologischer Prozesse aufzuzeigen, die sich durch den Klimawandel zukünftig häufen oder verschärfen könnten.

In der Steiermark kam es im Juni 2009 neben großen Überschwemmungen zur Auslösung von extrem zahlreichen Rutschungen. Allein im Bezirk Feldbach sind 3 000 Rutschungen aufgetreten. Einige Häuser mussten evakuiert werden. Die

Sanierung von 382 Rutschungen im Siedlungsgebiet und auf landwirtschaftlichen Nutzflächen gelegenen Rutschungen kostete 8,9 Mio. € (Hornich und Adelwöhler, 2010). Zur Gesamtschadenhöhe liegen keine Angaben vor. Auslöser für diese Ereignisse waren Niederschläge von bis zu 200 mm/m² innerhalb von drei Tagen. Bereits die Schneeschmelze im Winter 2008/2009 verursachte infolge der relativ hohen Schneedecke im Frühjahr 2009 etliche Rutschungen (Hornich und Adelwöhler, 2010). Die Schneeschmelze mag vorbereitend auch dafür gesorgt haben, dass der Untergrund noch sehr feucht war, so dass im Juni die Auslösung neuer Rutschungen begünstigt wurde. Im Verlaufe des Sommers führten verschiedene Starkniederschläge immer wieder zur Reaktivierung und Neuauslösung von Rutschungen (Hornich und Adelwöhler, 2010; vgl. auch Band 2, Kapitel 6).

In Winter 1998/1999 kam es infolge von außergewöhnlich lang andauernden Schneefällen vielerorts zu extremen Schneehöhen in den Alpen, so dass zahlreiche und teilweise extrem große Schneelawinen ausgelöst wurden, so auch in Galtür (Stötter et al., 2002). Im Februar 1999 führten die Schneelawinen dort zu 53 verschütteten Personen, 31 Toten, sechs zerstörten Wohngebäuden und 18 zum Teil schwer beschädigten Gebäuden. Der Sachschaden betrug 5,27 Mio. € (Heumader, 2000). Die beschlossenen Schutzmaßnahmen, deren Umsetzung bis 2020 abgeschlossen sein sollen, belaufen sich auf Kosten in Höhe von ca. 14,5 Mio. € (Stötter et al., 2002). Die Rolle des Klimawandels bei dieser Katastrophe konnte nicht eindeutig geklärt werden (vgl. auch Band 2, Kapitel 6).

Im Jahr 2003 mit dem sehr warmen Sommer wurden in Österreich 203 Waldbrände verursacht. Die meisten davon traten in Niederösterreich, Tirol und Kärnten auf (Vacik, 2012). Häufig waren die Wälder im Hochgebirge betroffen (Gossow et al., 2009). Auch wenn diese überwiegend direkt oder indirekt vom Menschen ausgelöst wurden (Vacik, 2012) und es insgesamt relativ wenige Waldbrände in der Vergangenheit gab, zeigt das Beispiel von 2003, dass bei zunehmenden Temperaturen und Trockenheit auch die Waldbrandgefahr signifikant zunehmen kann. Im gleichen Jahr kam es alpenweit zu einer Zunahme von Sturzereignissen, die u. a. auf degradierenden Permafrost zurückgeführt werden. In Österreich war dies allerdings nicht zu beobachten (vgl. Abschnitt 4.2.5).

Diese Beispiele zeigen, dass das Auftreten geomorphologischer Prozesse und deren Einwirken auf den Lebens- und Gestaltungsraum des Menschen beträchtliche Risiken, Opfer und Schäden hervorrufen kann (vgl. auch Band 2, Kapitel 6). Daher ist dringend zu untersuchen, zu welchen Veränderungen der Naturgefahren im Sinne modifizierter Prozessfrequenzen bzw. -magnituden und der potentiellen Risiken und tatsächli-

chen Schäden der Klimawandel in Zukunft führen kann, um darauf basierend geeignete Gegenmaßnahmen zu ergreifen. Der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre und der in ihr ablaufenden geomorphologischen Prozesse ist Gegenstand der nachfolgenden Kapitel.

4.1.2 Dynamik in Reliefsystemen

Das österreichische Staatsgebiet kann in Bezug auf das Reliefsystem in Großformen gegliedert werden, für die – auf jeweils unterschiedlichen zeitlichen und räumlichen Skalen – gilt, dass sie nicht als statisch angesehen werden können, obgleich charakteristische Landschaftsformen über einen längeren Zeitraum ohne sichtbare Veränderung existieren. Diese Großformen sind das Ergebnis relativ stabiler Grenzbedingungen für ihre Entstehung, wie etwa konstante klimatische Rahmenbedingungen, Tektonik, oder Bodenbedeckung. Folgende Großeinheiten des Reliefsystems können in Österreich unterschieden werden: die österreichischen Alpen (Nord-, Zentral- und Südalpen), die alpinen Vorländer und Becken (Alpen- und Karpatenvorland, Wiener Becken, südöstliches Alpenvorland) sowie das Gneis- und Granithochland (Böhmische Masse). Die Dynamik in diesen Reliefsystemen findet in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen statt. In geologischen Zeiträumen ($> 10^6$ Jahre) betrachtet, können endogen und exogen wirksame Prozesse als kontinuierlich angesehen werden, Zeit ist hier eine unabhängige Variable. Wird der Betrachtungszeitraum allerdings verkürzt ($< 10^2$ Jahre), treten geomorphologische Prozesse diskontinuierlich bzw. episodisch auf. Zeit kann somit zu einer abhängigen, steuernden Variable werden. So transportieren Gebirgsflüsse kontinuierlich Sediment aus den Einzugsgebieten in die Vorfluter, auf einer kleineren Skala (< 10 Jahre) findet dieser Transport jedoch je nach Ereignisverteilung im Jahresverlauf (Maximum im Frühsommer) und im Tagesverlauf (Maximum am frühen Nachmittag) mit unterschiedlicher Intensität statt. Je nach Argumentation befindet sich somit das Reliefsystem im Ostalpenraum in einem dynamischen Gleichgewicht oder ist das Ergebnis nichtlinearer Dynamik und komplexer Wechselwirkungen (Keiler et al., 2010).

Der Grundgedanke einer Messung der Effektivität von Veränderungen im Reliefsystem beruht auf dem Konzept von Frequenz (Ereignishäufigkeit) und Magnitude (Ereignisgröße). Häufige Ereignisse treten hierbei mit kleineren Magnituden auf als seltene Ereignisse, die umgekehrt eine höhere Ereignismagnitude aufweisen.

Da die meisten Veränderungen im Reliefsystem (auf einer kleinen zeitlichen Skala) aus diskontinuierlichen Prozessereignissen bestehen, sagt ein Mittelwert der Veränderung in Reli-

efsystemen jedoch wenig aus. Die Frequenz eines Ereignisses ergibt sich aus der Häufigkeit, mit der eine Ereignisgröße innerhalb eines bestimmten Zeitraums überschritten wird und drückt sich im Allgemeinen über die Eintretenswahrscheinlichkeit des Ereignisses aus. Viele geomorphologische Prozesse entziehen sich hinsichtlich der Frequenz und Magnitude jedoch einer direkten Messung, da sie entweder nicht beobachtet werden oder sie in langen Zeiträumen und großen Gebieten stattfinden, die bisher messtechnisch nur sehr schwer zu erfassen sind. Folglich muss der Zusammenhang zwischen Ereignisgröße und zeitlichem Auftreten indirekt abgeleitet werden. Dies erfordert eine Kenntnis der Ursache-Wirkungs-Zusammenhänge, wobei zwischen Grunddisposition, variabler Disposition und auslösendem Ereignis unterschieden wird. Der Begriff Disposition bezeichnet den Systemzustand über die Zeit und steuert die Anfälligkeit eines betrachteten Gebietes gegenüber Veränderungen im Reliefsystem. Die Grunddisposition ist über den gewählten Betrachtungszeitraum mehr oder weniger konstant und räumlich beispielsweise durch die geologischen Verhältnisse geprägt. Variable Disposition bezeichnet die mittelfristige zeitliche Variabilität von Faktoren, die Veränderungen im Reliefsystem zur Folge haben, wie beispielsweise die hydrologischen Bedingungen im Untersuchungsgebiet. Auslösende Ereignisse (Trigger) sind episodische und im Normalfall auf einer kleinen zeitlichen und räumlichen Skala wirksame Belastungen des Systems, die unmittelbar zu einer Veränderung der Oberflächenform führen (Zimmermann, 2013).

Auslösende Ereignisse sind mit dem Begriff des Schwellenwertes verbunden. Allgemein kann ein Schwellenwert definiert werden als kritische Konstellation, bei deren Eintreten sich abrupte Änderungen im Prozessverhalten des Systems ergeben. Diese Änderungen können Ergebnis eines internen Faktors aufgrund progressiver interner Systemänderungen (Beispiel: Zunahme der Abflussgeschwindigkeit führt zum Transport größerer Korngrößen) oder eines externen Faktors sein (Beispiel: hohe Niederschlagsintensitäten führen zu einer Überschreitung des Scherwiderstandes, es werden Rutschungen ausgelöst). In hoch sensitiven Reliefsystemen führen relativ kleine Änderungen bei den prozessauslösenden Faktoren zu Änderungen im System, während wenig sensitive Systeme nicht zu einer Systemänderung neigen. Derartige nichtlineare Beziehungen zwischen Frequenz, Magnitude, und Schwellenwerten stellen eine Herausforderung für die Quantifizierung der Dynamik in Reliefsystemen dar.

Während Untersuchungen zu den direkten Auswirkungen des Klimawandels – vor allem in Bezug auf die Kryosphäre – im Ostalpenraum lange Forschungstradition haben (z. B.

Abermann et al., 2009; vgl. Abschnitt 4.2.3 und 4.2.5), weist die Untersuchung indirekter Auswirkungen auf das Reliefsystem hingegen noch Forschungsbedarf auf (Keiler et al., 2010). Es wird postuliert, dass vor allem bei jenen Prozessgruppen, an denen Wasser als Agens beteiligt ist, eine Aktivitätszunahme zu beobachten ist (Fuchs, 2010). Die Analyse alpiner Naturgefahrenprozesse in Österreich zeigt aber auch, dass die Anzahl schadensverursachender Ereignisse seit 1950 rückläufig ist (Fuchs, 2009; Totschnig et al., 2011) und ein Trend hin zu einer höheren Frequenz oder einer größeren Magnitude derzeit nicht nachweisbar ist. Ursachen hierfür sind zum einen in der Erstellung technischer Verbauungen im gesamten hydrologischen Einzugsgebiet zu suchen, zum anderen in einer Veränderung der Vegetationsgrenze im Alpenraum und der Artenzusammensetzung, die wiederum mit Klimaänderungen zusammenhängen, aber auch mit einer geänderten Struktur der Landnutzung in Höhenlagen. Dies wird aus geomorphologischer Sicht und für eine andere zeitliche Skala auch von Embleton-Hamann und Slaymaker (2012) diskutiert. Die für die Geomorphologie wichtigen Ablagerungs- und Umlagerungsraten von Sediment waren im frühen Postglazial deutlich höher als heute. Darüber hinaus gibt es Hinweise, dass geomorphologische Verlagerungs- und Umlagerungsprozesse in Gebirgsregionen vor allem die Höhenlagen < 2200 m Seehöhe sedimentlimitiert sind (Harris et al., 2009). Bislang ist dies jedoch für den österreichischen Alpenraum nicht hinreichend genau quantifiziert worden. Ebenso konnte beispielsweise nicht einwandfrei nachgewiesen werden, dass der Rückgang des Permafrosts eine Zunahme von Hanginstabilitäten oder generell eine erhöhte Aktivität geomorphologischer Prozesse zur Folge hat (Sattler et al., 2011). Allerdings scheinen sich die Anrissbereiche von Gerinneprozessen sukzessive in größere Höhenlagen zu verschieben (Bader und Kunz, 2000).

Änderungen im Temperaturregime und in der jahreszeitlichen Verteilung des Niederschlages haben eine Reihe von Sekundäreffekten zur Folge (Gletscherausdehnung, Verteilung und jahreszeitliche Dauer der Schneedecke, Permafrostverteilung). Änderungen im Reliefsystem sind stark von Hangneigung und -exposition abhängig, der Sedimentverfügbarkeit und dem Bodenwasserhaushalt. Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität dieser Parameter macht exakte Aussagen zur Dynamik in Reliefsystemen schwierig (Huggel et al., 2012a; Keiler et al., 2012). Während es ein grundsätzliches theoretisches Verständnis für die diskutierte Aktivitätsänderung von Massenverlagerungsprozessen gibt, können Veränderungen hinsichtlich der Magnitude und Frequenz aus den bisherigen Archiven weder für den österreichischen Alpenraum, noch für einzelne Einzugsgebiete hinreichend genau abgeleitet werden.

Es gibt Hinweise darauf, dass systeminterne Rückkopplungsmechanismen einen stärkeren Einfluss auf die Dynamik in Reliefsystemen haben, als die derzeitige Rate der Änderung klimatologischer Parameter (Sailer et al., 2012). Andererseits wird argumentiert, dass der Klimawandel nur eine Ursache für die Dynamik in Reliefsystemen darstellt, diese Dynamik ist insbesondere im Alpenraum aber des Weiteren von einem langfristig wirkenden Signal gesteuert: der Anpassung der Landschaftsdynamik nach dem Ende der letzten Eiszeit. Dieser langfristige Übergang von einem vergletscherten Stadium zu einem unvergletscherten führt mit einer zeitlichen Verzögerung zu einer gewissen Dynamik im Prozessgeschehen nicht nur im österreichischen Alpenraum, sondern ebenso in den Vorländern und Becken.

Aus diesem Grund kommt der weiteren Untersuchung dieser Phänomene eine hohe Bedeutung zu, vor allem in einem dicht besiedelten und von unterschiedlichen Nutzungsansprüchen geprägten Raum wie den Ostalpen.

4.1.3 Menschlicher Einfluss auf die Reliefsysteme

Die Reliefsphäre setzt sich aus unterschiedlichsten Komponenten der Klima-, Vegetations-, Hydro-, Pedo- und Lithosphäre zusammen. Wenn man sich den Auswirkungen des Klimas auf die Reliefsphäre widmet muss jedoch unbedingt beachtet werden, dass es bestimmte Gebiete gibt in denen diese Auswirkungen rein „natürlich“ wirken, d.h. die Prozessabläufe in der Reliefsphäre sind vom Menschen direkt relativ unbeeinflusst. Es gibt jedoch auch Regionen, in denen der „Human Impact“ so groß ist, dass die Wirkungen des Klimas grundsätzlich verändert werden können. Dies kann dazu führen, dass ein klimatischer Auslöser durch den „Human Impact“ verstärkt (z. B. durch Kanalisierung) oder reduziert wird (z. B. durch Wasserreservoir, vgl. auch Bender et al., 2011). Natürlich sind diese Wirkungen trotz der möglichen Reduktion oder Verstärkung immer auch Ausdruck der Magnitude und dem Wiederkehrintervall der meteorologischen Auslöser.

Grundsätzlich wirkt der Mensch indirekt auf die gesamte Reliefsphäre. Über den global wirkenden Klimawandel mit seinen regional differenzierten Ausprägungen sind auch Gebiete der Reliefsphäre betroffen, die nicht direkt von der Gesellschaft verändert wurden. Hierzu zählen in Österreich beispielsweise die meisten Gletscher in den Hochgebirgen. Aber bereits die großen Seen in den alpinen Tälern sind vom Menschen beeinflusst, sei es durch kontrollierte Zu- und Ableitungen oder sei es im Kontext der touristischen Nutzung. Aus dem Grund der starken anthropogenen Beeinflussung der Reliefsphäre werden

im Folgenden die unterschiedlichen Möglichkeiten der Modifikationen näher beleuchtet. Hierdurch wird aufgezeigt, dass die später aufgeführten Veränderungen nicht zu leichtfertig den Klimafolgen zugeschrieben werden dürfen.

Besonders tragend für die Reliefsphäre sind die direkten Eingriffe der Gesellschaft im weitesten Sinne (Messerli et al., 2000). Hierzu gehören beispielsweise Vegetationsänderungen (Crozier, 2010), Hangmodifikationen durch Flurbereinigungen oder für neue Siedlungsräume, Verbauungen von Wildbächen, Begradigungen von Flüssen und Änderungen des hydrologischen Kreislaufes (z. B. durch Staudämme, Drainagen, Wasserzu- oder -ableitungen) (z. B. Debene, 2006; Prettenhaler et al. 2010). Im Folgenden sollen diese direkten Wirkungen exemplarisch an den vier Themenkomplexen *Veränderungen*, *Umgestaltung*, *Steuerung* und *Auslösung* aufgegriffen werden, anhand derer die unterschiedliche Ausprägung der Wechselwirkung zwischen dem Klima und der Gesellschaft im weitesten Sinne dargelegt wird.

- Die Gesellschaft *verändert* das natürliche Frequenz-/Magnituden-Verhältnis der in der Reliefsphäre ablaufenden Prozesse wie beispielsweise Muren, Hangrutschungen, Schneelawinen, Überschwemmungen oder Feuer. Dies sei am Beispiel von Wildbachverbauungen verdeutlicht. Die Wildbachverbauungen zielen u. a. auf eine Reduktion der natürlichen Tiefen- und Seitenerosion der Wildbäche. Häufig werden hierzu in regelmäßigen Abständen Murerbauungen in die Wildbäche eingebracht um das Gefälle zu verringern und das Geschiebe zurückzuhalten. Somit wird die Erosionskraft des Wildbaches reduziert. Diese Verbauungen eignen sich ausgezeichnet zur Reduktion des Auftretens von kleinen Muren mit hoher Frequenz. Falls jedoch ein extremes Niederschlagsereignis auftritt das größer als das „Design“ereignis der Verbauung ist besteht die Gefahr, dass die Schutzbauten versagen und kollabieren (Alcoverro et al., 1999). Dadurch steht eine viel größere Geschiebefracht zur Verfügung als unter natürlichen Umständen zum Transport bereit steht, denn die vielen kleineren Murergebnisse hätten bereits das Sediment aus den Einzugsgebieten sukzessive abtransportiert. In den verbauten Einzugsgebieten kann somit das Frequenz-/Magnituden-Verhältnis der Muren durch die Designgrößen der Schutzbauwerke determiniert werden. Bei extrem großen und seltenen Ereignissen kann dies sogar noch zu einer Vergrößerung der Prozessmagnitudo beitragen, d.h. Klimafolgen können durch ein anthropogenes Signal verstärkt werden.
- Die Gesellschaft *gestaltet* und modifiziert direkt die materielle Umwelt und verändert somit die Prozessabläufe in der Reliefsphäre. Der Bau von Infrastruktur, die Ausweitung von Nutzungsräumen oder die intensive agrarische Nutzung verändert flächenhaft die Prozessabläufe in der Reliefsphäre (z. B. Crozier, 2010). Durch den Bau von touristischer Infrastruktur im hochalpinen Raum (z. B. Bergstationen, Fundamente der Stützpfeiler, etc.) kann sich der Permafrost zurück bilden und es kann lokal begrenzt aber auch großflächig zu starken Felsbewegungen kommen, die ein großes Zerstörungspotential haben (Stoffel und Huggel, 2012). Hangstabilitäten verändern sich aufgrund von künstlichen Böschungen, Aufschüttungen oder Hangoberflächenmodifikationen beispielsweise durch Flurbereinigungen. Dies führt zu einer geänderten Hydrologie entweder des natürlichen Oberflächen-, Zwischen- oder Grundwasserabfluss oder über Drainagen oder Zuleitungen zu komplett veränderten Wasserbewegungen (Djeral und Melbouci, 2012). Untersuchungen in Gasen/Haslau von Rutschungen haben beispielsweise gezeigt, dass die Lage der gravitativen Massenbewegungen neben den natürlichen Faktoren auch sehr stark auch vom Wegenetz abhängig ist (Länger, 1975; Andrecs et al., 2007). Dies hat einen signifikanten Einfluss auf spätere Gefahrenhinweiskarten, die neben den eigentlichen auslösenden Faktoren wie Starkniederschlägen auch sehr stark über anthropogene Faktoren gesteuert sein können (Zhao et al., 2010).
- Die Gesellschaft *steuert* die Prozesse der Reliefsphäre direkt. Beispiele seien hierfür Flussverbauungen, Vegetationsänderungen, Einbringung von Dünger mit den Folgen einer geochemisch veränderten Bodenstruktur und beeinflussten Hangstabilitäten oder Entnahme von Grundwasser. Auch der Bau von Wasserreservoirien ist hierfür ein ausgezeichnetes Beispiel (Xia et al., 2013). Über diese großen Reservoirie wird der Wasserkreislauf kontrolliert. Wasser wird künstlich gespeichert und dem Wasserkreislauf bedarfsgerecht zugeführt. Mögliche Auswirkungen beinhalten u. a. eine geänderte Geschiebeführung der fluvialen Systeme, eine veränderte Grundwasserneubildung, veränderte Hangstabilitäten im Staubereich und veränderte Bodenfeuchtereime mit entsprechenden Folgen in der Vegetationsdecke. Auch hier können folglich Auswirkungen möglicher Klimaänderungen entweder gepuffert oder in ihren Wirkungen verstärkt werden.
- Die Gesellschaft *löst* Prozesse in unserer natürlichen Umwelt aus. Dies können so simple Dinge wie die weggeworfenen Zigarette, die einen Waldbrand auslöst, betreffen.

Die Auslösung reicht aber auch bis zu zur Energiegewinnung genutzten Wasserstauwehren. Beispielsweise besteht bei großer langanhaltender Trockenheit ein hoher Strombedarf. Dies führt an den Strombörsen zu einem hohen Abnahmepreis. Zur Erzielung des bestmöglichen Gewinns werden dann große Mengen von Wasser freigesetzt um in den Lauf turbinen die entsprechende Energiemenge zu produzieren. Die entstehenden Schwallwellen stellen nicht nur eine Gefahr für die Menschen dar, die sich im Unterlauf möglicherweise im Flusslauf befinden, sondern löst auch einen Geschiebetransport aus, der unter normalen klimatischen Umständen, wie beispielsweise einem kleinen Niederschlagsereignis im Einzugsgebiet oder eines trockenen Sommertages, nicht stattgefunden hätte (Pfitscher, 1996). Dies betrifft selbstverständlich auch die direkten potenziellen Auswirkungen auf die Gewässerökologie. Im Kontext der plötzlichen Freisetzung großer Mengen von Schwallwasser wird kurz auf den tragischen Fall im Martell-Tal in Südtirol eingegangen. Am 24. August 1987 führte eine Verkettung unglücklicher Umstände (Pfitscher, 1996) zu einer großen Wasserfreisetzung. Diese initiierte einen riesigen Geschiebetransport, der ca. 18 ha landwirtschaftliche Flächen zerstörte und in den Gemeinden Gand, Ennewasser und Latsch Schäden in der Höhen von 23–25 Mio € verursachte. Leider waren in diesem Ereignis auch Tote und viele Verletzte zu beklagen (Pfitscher, 1996). Gerade in diesem Beispiel wird deutlich, dass in der Natur ablaufende Prozesse nicht mehr eindeutig einem Klimasignal zuzuordnen sind.

Auf Basis der vier exemplarischen Themenkomplexen *Veränderungen*, *Umgestaltung*, *Steuerung* und *Auslösung* muss konstatiert werden, dass die Gesellschaft mit all ihrem Wirken durch die unterschiedlichsten Mechanismen in den verschiedensten Skalen (lokale Wassereinleitung bis regionale Abholzung) auch in Österreich einen sehr großen Einfluss auf die Reliefsphäre besitzt. Eine grundlegende Problematik liegt in der Tatsache, dass dieses gesellschaftliche Wirken zeitgleich mit den unbestrittenen Auswirkungen des Klimawandels zusammenfällt. Diese beiden Kräfte wirken häufig zeitversetzt. Beispielsweise wird ein neu entwaldetes oder flurbereinigtes Gebiet erst dann von gravitativen Massenbewegungen betroffen, wenn auch der Auslöser, beispielsweise ein Starkregenereignis, wirkt – auch wenn dies erst nach 10 Jahren stattfindet. Die uneindeutige Differenzierung der beiden Kräfte Klima und Gesellschaft ist eines der wesentlichen zukünftigen Ziele. Nur durch diese Differenzierung des Ursache-/Wirkungsgefüges können die in der Reliefsphäre wirkenden Prozesse getrennt betrachtet

werden. Und diese getrennte Betrachtung ist unabdingbar für eine fundierte Bewertung der treibenden Kräfte in der Reliefsphäre, sei es der „Human Impact“, sei es der Klimawandel oder sei es die untrennbare Kombination der beiden. In der Erforschung der einzelnen gestaltenden Kräfte liegt ein großer zukünftiger Forschungsbedarf.

4.2 Einflüsse auf Reliefsysteme

4.2 Impact on landform systems

Die klimarelevanten Einflüsse auf die Reliefsysteme sind vielfältig und beinhalten folgende Prozessbereiche: gravitative Massenbewegungen, Schneelawinen, periglaziale Prozesse, Waldbrände und weitere Sedimenttransporte wie fluviale, glaziale und äolische Prozesse. Es sei darauf hingewiesen, dass die Bodenerosion nicht an dieser Stelle sondern in Band 2, Kapitel 5 behandelt wird.

4.2.1 Gravitative Massenbewegungen

Gravitative Massenbewegungen werden vorwiegend durch die Schwerkraft gesteuert. Bei der Auslösung und teils auch hinsichtlich der Prozessdynamik spielen klimatische Bedingungen eine wesentliche Rolle. Die auftretenden Massenbewegungen lassen sich in Sturzprozesse (Steinschlag & Felssturz), tiefgründige Massenbewegungen (Bergstürze), Rutschungen und Muren unterscheiden.

Rutschungen

Rutschungen treten in vielen Regionen Österreichs auf und können sowohl beträchtliche ökonomische Schäden als auch Todesfälle verursachen. Sie werden definiert als hangabwärtsgerichtete Bewegungen von Locker- und /oder Festgestein auf Gleitflächen oder dünnen Zonen intensiver Scherverformung (Dikau und Glade, 2002). Rutschungen werden meist durch kurze intensive oder langanhaltende Niederschläge ausgelöst, oft auch in Kombination mit einer starken Schneeschmelze (Luino, 2005; Matsuura et al., 2013). Darüber hinaus können sie ebenfalls durch Erdbeben oder anthropogen ausgelöst werden. Da der Klimawandel die hydrometeorologischen Faktoren beeinflussen wird, werden nur diese hier näher betrachtet.

Generell können flach- und tiefgründige Rutschungen unterschieden werden. Erstere treten für gewöhnlich spontan auf, während tiefgründige Rutschungen sich auch kontinuierlich bewegen können. Die Magnituden reichen von einigen m^3 bis zu mehreren Millionen m^3 , die Geschwindigkeiten von

mm/Jahr bis zu mehreren m/Tag. Es handelt sich demnach um Prozesse, die sich sehr divers manifestieren können. Während kurze Starkniederschläge vor allem flachgründige Rutschungen auslösen, verursachen langanhaltende Niederschläge sowohl flachgründige als auch tiefgründige Rutschungen (z. B. Zêzere et al., 2005; Guzzetti et al., 2007; Marques et al., 2008; Crozier, 2010; Matsuura et al., 2013).

Am rutschungsanfälligsten ist die Flyschzone, die den nördlichen Kalkalpen vorgelagert ist (Schweigl und Hervás, 2009). Während die grobkörnigen Bereiche der Molasse relativ stabil sind, ist die feinkörnige Molasse ebenso wie die Anteile der nördlichen Kalkalpen, in denen Mergel-, Ton-, Salz- oder Gipslagen dazwischen geschaltet sind, sowie Phyllite und Glimmerschiefer der Zentralalpen anfällig für Rutschungsprozesse (vgl. Schweigl und Hervás, 2009). Darüber hinaus treten flachgründige Rutschungen in den quartären Deckschichten und Verwitterungsdecken auf.

In der letzten Dekade hat es einige extreme Ereignisse in Österreich gegeben, wie z. B. 2005 in Vorarlberg, Gasen/Haslau (>770 gravitative Massenbewegungen inkl. Rutschungen; Tilch et al., 2011) und Tirol (hier sind kaum Rutschungen aufgetreten sondern v.a. Hochwasser und Muren) (BM-LFUW, 2006). Im Jahr 2009 gab es Extremereignisse in Niederösterreich (> 300 gemeldete Rutschungen [Schweigl, pers. Mitteilung] sowie > 600 Rutschungen in Klingfurth und Umgebung; vgl. Tilch, 2009) und der Steiermark (> 3000 Rutschungen; Hornich und Adelwöhrer, 2010). In 2010 war v.a. das Kleinsölk-tal in der Steiermark betroffen (zahlreiche

Rutschungen und Muren, siehe Abbildung 4.1) und 2012 die Obersteiermark, hier v.a. das Paltental und St. Lorenzen. Bei letzterem führten zahlreiche Rutschungen zur Bereitstellung von sehr viel Sediment im Gerinne, woraufhin sich eine sehr große Mure entwickelte, die sehr große Schäden in St. Lorenzen verursachte (Mayerl, 2012, pers. Mitteilung). Demnach scheint es v.a. in der Steiermark eine Häufung der Extremereignisse zu geben. Eine nähere Untersuchung dessen liegt allerdings noch nicht vor.

Theoretisch scheint es sehr plausibel, dass infolge des Klimawandels mit zunehmenden Niederschlägen, insbesondere jener mit höherer Intensität, auch die Rutschungsgefährdung zunimmt, da die Kohäsion reduziert und positiver Porenwasserdruck aufgebaut werden kann, welcher die Hangstabilität reduziert. Über mehrere Dekaden bis Jahrzehnte können langfristig die erhöhten Temperaturen und die vermehrte Feuchtigkeit die Verwitterungsintensität erhöhen und damit über die Zeit ebenfalls die Hangstabilität reduzieren (Crozier, 2010). Crozier (2010) merkt aber kritisch an, dass die Infiltrationskapazität des Bodens darüber entscheidet, wie viel Wasser in den Boden infiltrieren kann, so dass eine erhöhte Niederschlagsintensität gegebenenfalls nur zu erhöhtem Oberflächenabfluss führt. Er verweist auf ein Beispiel, bei dem bei einem Starkniederschlagsereignis mehrheitlich Rutschungen im Wald ausgelöst wurden. Als Erklärung wird die erhöhte Infiltrationskapazität im Wald angeführt, die in diesem Fall offensichtlich bedeutender war als die stabilisierende Wirkung über die Wurzelkohäsion. Generell dominiert die Ansicht,



Abbildung 4.1 Durch ein stationäres Gewitter mit > 130 mm Niederschlag in 3 Stunden ausgelöste Rutschungen und Muren im Kleinsölk-tal 2010. Foto: Markus Mayerl, Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Ennstal und Salzatal

Figure 4.1 Landslides and debris flows triggered by a stationary thunderstorm characterized by > 130 mm precipitation in 3 hours in the Kleinsölk-valley 2010. Photograph: Markus Mayerl, Torrent and Avalanche Control, section Ennstal and Salzatal

dass der Wald eine stabilisierende Wirkung auf die Hänge hat, was empirisch u. a. durch das Ereignis in der Steiermark 2009 belegt wird, bei dem der überwiegende Teil der Rutschungen auf landwirtschaftlichen Flächen aufgetreten ist und nicht im Wald (Hornich und Adelwöhrer, 2010). Rickli et al. (2002) weisen allerdings darauf hin, dass die stabilisierende Wirkung des Waldes abhängig ist von der Hangneigung und somit ab einem bestimmten Schwellenwert diese nicht mehr gegeben ist. Dieser Schwellenwert ist vermutlich auch von den Umweltbedingungen abhängig und kann sich demnach infolge des Klimawandels ändern. Ein weiterer wichtiger Aspekt ist, dass der Wald zwar die Frequenz kleinerer und meist flachgründiger Rutschungen verringern kann, es aber mittel- und langfristig zu mehr größeren Rutschungen kommt, so dass über die Zeit das Volumen des verlagerten Materials unter Wald genauso groß oder gar größer sein kann als bei anderen Landnutzungen (z. B. Moser, 1980; Rickli, 2002). Im Zuge der Diskussion rund um die Auswirkungen des Klimawandels sind somit noch vielfältige Fragen zum Einfluss des Waldes auf die Hangstabilität zu klären.

Ein wichtiger Aspekt ist, dass mit den steigenden Temperaturen auch die Verdunstung zunimmt. Studien zur Vorhersage von klimatischen Parametern mittels Downscaling von globalen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre kommen durchaus zu dem Schluss, dass eine erhöhte Rutschaktivität aufgrund der stärker zunehmenden Evapotranspiration unwahrscheinlich ist (Collison et al., 2000) oder dass gar die Rutschaktivität deutlich zurückgehen wird (van Beek, 2002). In einer anderen Studie zeigen die Modellrechnungen, dass der Niederschlag weniger werden wird, so dass mit einer geringeren Rutschaktivität zu rechnen sei (Dehn et al., 2000). Alle derartigen Forschungsarbeiten sind mit sehr großen Unsicherheiten behaftet. Melchiorre und Frattini (2012) betonen neben den Unsicherheiten in den Niederschlagsszenarien v. a. die großen Unsicherheiten in den Parametern zur Hanghydrologie und Hangstabilität, welche die Unsicherheiten bezüglich der Klimaänderung übertreffen können, so dass sie keine akkuraten quantitativen Aussagen zur Veränderung der Hangstabilität infolge einer Klimaänderung treffen können.

Neben den erwähnten Unsicherheiten stellen aber auch komplexe nichtlineare Verhaltensweisen der betroffenen Geosysteme große Herausforderungen dar (siehe auch Abschnitt 4.1.2), um Aussagen über die vom Klimawandel abhängigen zukünftigen Rutschungsgefährdungen zu treffen. Hier sind u. a. negative und positive Feedback-Mechanismen, Schwellenwerte und „Tipping points“, sowie Selbstorganisation zu nennen (Philipps, 2003 und Huggel et al., 2012a). So kann z. B. ein positiver Feedback-Mechanismus dazu führen,

dass ein ursprünglicher Impuls durch eine klimatische Veränderung Prozesse in Gang setzt, die sich nachfolgend allerdings unabhängig von einer Klimaänderung entwickeln; das Überschreiten von Schwellenwerten und das Vorhandensein von Tipping points kann dazu führen, dass sich fortan das System (der Hang, die Rutschung) komplett anders verhält als zuvor (Huggel et al., 2012a).

In Gebieten, in denen auf Grund der Klimaerwärmung die Gletscher abschmelzen und der Permafrost degradiert, werden vor allem mehr Fels- und Bergstürze sowie auch Muren erwartet (Stoffel und Huggel, 2012). Es könnte aber auch die Rutschungsaktivität im vom Permafrost frei werdenden Moränenmaterial oder Schutthalden zunehmen.

In der Analyse ob eine potentiell beobachtete Zunahme von Rutschungen tatsächlich auf eine Klimaänderung zurückzuführen ist, darf der Einfluss menschlicher Aktivitäten in den Geosystemen nicht unberücksichtigt bleiben (siehe auch Abschnitt 4.1.3). So können sämtliche Eingriffe des Menschen zu weit größerer Erhöhung der Rutschgefährdung führen als die potentiellen Folgen des Klimawandels (Crozier, 2010). Über die 3000 Rutschungen in der Steiermark 2009 berichten Hornich und Adelwöhrer (2010) ebenfalls davon, dass bei der überwiegenden Anzahl anthropogene Einflüsse mitverantwortlich für das Auftreten dieser waren.

Abschließend muss festgehalten werden, dass es derzeit noch keine unwiderlegbaren Studien gibt, die eine Veränderung der Frequenz und Magnitude von Rutschungen oder gravitativen Massenbewegungen im Allgemeinen einzig und allein auf Klimaveränderungen zurückführen können (siehe auch Huggel et al., 2012b). Dies gilt auch für die erwähnte Häufung von Extremereignissen in Österreich bzw. in der Steiermark. Trotz Häufung mögen diese dennoch singuläre Ereignisse sein, die noch im Rahmen der natürlichen Variabilität liegen.

In weiteren Forschungsarbeiten sind v. a. die Auswirkungen der regional unterschiedlichen Niederschlagstrends und -vorhersagen für Österreich (vgl. Band 1, Kapitel 3 und Kapitel 4) in Kopplung mit den Veränderungen der Temperatur, der Verdunstung und der Schneedeckendauer unter Berücksichtigung der Anfälligkeit der verschiedenen Lithologien und des menschlichen Einflusses detailliert zu studieren. Zielführend wären auch Verbesserungen in der Auflösung der regionalen Klimamodelle, um verlässlichere Vorhersagen für alle Klimaparameter zu erhalten, die nachfolgend in die Studien über die sich verändernden Hanginstabilitäten zu berücksichtigen wären. Sämtliche Analysen sollten getrennt für flachgründige und tiefgründige Rutschungen untersucht werden, da diese unterschiedlich sensitiv auf verschiedene Veränderungen reagieren.

Mure

Murgänge sind eine Sonderform der gravitativen Prozesse, die durch eine Suspension aus Wasser und Feststoffen (Geschiebe und Wildholz) gebildet werden. Dieser Naturprozess stellt eine nicht unbeträchtliche Gefahr für besiedelte Regionen im Alpenraum dar. Als vorherrschende Auslöser für Muren in alpinen Regionen sind intensive Niederschlagsereignisse, sowie Schneeschmelze und/oder eine Kombination aus beiden zu nennen. Es können aber auch andere Faktoren wie Erdbeben oder menschliche Aktivitäten zur Entstehung solcher Wildbachprozesse beitragen. Die Dichte dieses Wasser-Feststoff-Gemisches liegt zwischen 1700 kg/m^3 und 2400 kg/m^3 , wobei eine volumetrische Feststoffkonzentration von 40 % bis 70 % typisch ist (Pierson und Costa, 1987). Muren können als einzelne Welle, oder zusammengesetzt aus mehreren Wellen, sogenannte Murschüben, auftreten (vgl. ONR 24800, 2009). Aufgrund der komplexen Wechselwirkungen zwischen bodenmechanischen Eigenschaften, Niederschlags- und Abflussbedingungen sowie limitierter Daten gibt es nur grobe Abschätzungen über Frequenz und Magnituden von Muren (Hübl et al., 2011a). Ihr Auftreten wird sowohl von den klimatischen Verhältnissen, als auch von den geomorphologischen Gegebenheiten bestimmt. Deshalb können klimatische Veränderungen einen starken Einfluss auf die Disposition zu Murgängen ausüben und eine Änderung des Gefahrenpotentials mit sich bringen. Um eine mögliche Auswirkung des Klimawandels auf die zukünftige Disposition von Murgängen und das daraus resultierende Gefahrenpotential abschätzen zu können, ist ein besseres Verständnis ihrer Auslösemechanismen nötig. Dies kann im Wesentlichen nur aus möglichst vielen Informationen über vergangene Ereignisse gewonnen werden. Die Schwierigkeit besteht hierbei darin, dass durch die Klimaveränderungen die früheren Beziehungen zwischen Murinitiation und dem hydrometeorologischen Auslöser in Zukunft nicht in der bisherigen Form Bestand haben werden.

Da Murgänge bzw. mur-artige Feststofftransporte in alpinen Einzugsgebieten hauptsächlich durch lokale Wärmegewitter und lang anhaltende Niederschläge (Landregen) hervorgerufen werden (vgl. Berti et al., 1999; Marchi et al., 2002) ist anzunehmen, dass der Klimawandel einen direkten Einfluss auf ihre Frequenz und Magnitude hat (Stoffel, 2010). Studien zum Klimawandel zeigen, dass es in den Alpen zu einer erhöhten Niederschlagsvariabilität und damit zu einer regional und saisonal unterschiedlich starken Zunahme extremer Niederschläge kommen kann (Christensen und Christensen, 2004; BMU, 2007; Frei et al., 2007; Dèquè, 2007).

In hochalpinen Lagen ist zu erwarten, dass durch den Anstieg der mittleren und der maximalen Temperatur das Schmelzen der Gletscher und die Degradation des Permafrostes beschleunigt werden (Stoffel und Huggel, 2012). Durch Schwinden des Permafrostes aus Schuttkörpern (z. B. Blockgletscher) oder wenn neues nicht stabil lagerndes Moränenmaterial durch die Gletscherschmelze freigelegt wird, kann sich die Grunddisposition innerhalb weniger Dekaden ändern (Zimmermann et al., 1997). Folglich werden durch die Änderungen der thermischen Bedingungen im Untergrund Hänge instabil und die potentielle Materialverfügbarkeit erhöht. Die Auslösung von Murgängen wird somit begünstigt.

Somit lässt sich vermuten, dass die Magnitude von Muren durch die konstante Temperaturerhöhung zunehmen wird (Stoffel et al., 2011). Welche Auswirkungen auf die Frequenz von Muren zu erwarten sind muss noch detaillierter untersucht werden. Kenntnisse über vergangene Ereignisse in Verbindung mit regionalen bzw. lokalen Klimamodellen sind für alle Zukunftsszenarien unabdingbar. Mit einem episodischen, schwer vorhersehbaren Auftreten solcher Ereignisse ist jedenfalls auch in Zukunft zu rechnen. Mögliche Klimawandelfolgen auf Wildbachgefahren, mit Fokus auf Frequenz- und Magnitudenänderungen, werden u. a. in den ACRP finanzierten Projekten DEUCALION und ClimCatch anhand repräsentativer Einzugsgebiete in Österreich untersucht.

Steinschlag und Felssturz

Unter Steinschlag und Felssturz versteht man frei fallende oder springende Gesteinsbruchstücke an Felswänden oder steilen Hängen. Hinsichtlich des Volumens lässt sich eine grobe Dreigliederung vornehmen. Steinschlag (engl. debris fall) umfasst häufige, kleinere Abstürze von Steinen bis zu einem Volumen von ca. 10 m^3 (z. B. Whalley, 1984). Die nächstgrößeren Magnitude der Felsstürze ist im deutschsprachigen Raum sehr unscharf abgegrenzt (z. B. Ahnert, 2003) und liegt zwischen Steinschlag und Bergstürzen. Letztere beginnen ab einer Magnitude von ca. 10^6 m^3 (z. B. Abele, 1974). Durch das oft steile Relief bedingt, zählen Sturzprozesse zu den bedeutendsten und am weitesten verbreiteten Naturgefahren im österreichischen Alpenraum, von denen eine erhebliche Gefährdung für Siedlungen und Infrastruktur ausgehen kann.

Auslöser für Steinschläge und Felsstürze können Erdbeben, anthropogene Aktivität oder meteorologische Parameter sein, deren Veränderung im Kontext des Klimawandels auf Magnitude und Frequenz einwirken kann. Steinschlag reagiert in der Regel auf kurzfristige Schwankungen von Temperatur und Wassergehalt, wie z. B. bei Starkregen oder täglichen bzw.

jährlichen Frostwechseln. Dabei sind die Steuerparameter vielfältig und noch nicht zur Gänze verstanden – Gefriertrate, Frosttiefe und Feuchtegehalt spielen komplex zusammen (Sass, 2005). Eine möglichst lange Andauer von Temperaturen im sogenannten „frost cracking window“ zwischen ca. -3 und -8°C wird dabei als besonders verwitterungswirksam angesehen (z. B. Anderson und Anderson, 2010). Ferner erhöht das Vorhandensein von Permafrost im Fels generell die Wirksamkeit der Frostverwitterung (Murton et al., 2001), weshalb in von Permafrost erfüllten Felswänden höhere Steinschlagraten beobachtet werden können. (z. B. Sass, 2010). Auch für Felsstürze wurden bereits verschiedene und zum Teil widersprüchliche Auslöser genannt. Die Wichtigkeit von Niederschlagsphasen wurde ebenso herausgestellt (z. B. Krähenbühl, 2004) wie eine positive Korrelation mit der Temperatur (Perret et al., 2006). Nach Gruner (2008) bewirken kalte Winter Kontraktion und Kluftbildung im Gestein. Auslöser des Sturzprozesses ist dann häufig hydrostatischer Porendruck durch Regenfälle und Schmelzwässer, weshalb im Jahresverlauf das zeitliche Maximum von Felsstürzen oft im Frühjahr liegt.

Aufgrund der Vielzahl möglicher meteorologischer Einflussfaktoren lassen sich die Auswirkungen des aktuellen Klimawandels auf die Frequenz von Sturzereignissen schwer abschätzen. Durch die Erwärmung im Alpenraum werden sich die Zonen maximaler Frostwechselintensität nach oben verschoben, die erreichte Wahrscheinlichkeit für extreme Minimaltemperaturen wird tendenziell abnehmen. Eine durchgreifende, monokausale Ab- oder Zunahme verwitterungsaktiver Wetterlagen ist angesichts des komplexen Zusammenspiels von Feuchte und Temperatur jedoch nicht zu erwarten. Bei Degradation des Permafrosts ist kurzfristig in der entsprechenden Höhenlage wegen der starken Aufbereitung des Gesteins eine höhere Steinschlagintensität zu erwarten, mittelfristig (in Jahrzehnten bis Jahrhunderten) ist jedoch mit einer Stabilisierung zu rechnen.

Eine erhöhte Felssturztätigkeit wird jedoch als eine direkte und möglicherweise überraschend schnelle Reaktion auf die Erwärmung in Permafrostregionen angesehen (Gruber et al., 2004a). Diese Befürchtung wurde im warmen Jahrhundertssommer 2003 bestätigt, in dem alpenweit eine erhöhte Anzahl von Felsstürzen dokumentiert wurde, insbesondere in großer Höhe und an nordexponierten Hängen der Schweizer Alpen (z. B. Gruber et al., 2004a; Nötzli et al. 2004). Felsstürze sind von einer fortschreitenden Permafrostdegradation besonders stark betroffen, da die zu erwartenden Auftautiefen im Meterbereich liegen und damit die für die Auslösung von Stürzen dieser Magnitude relevanten Felsbereiche erfassen. Auch die Erwärmung von Eis in Klüften ohne tatsächliches

Schmelzen wurde bereits als möglicher Trigger von Felsstürzen identifiziert, da die Scherfestigkeit von Eis nahe dem Schmelzpunkt deutlich zurückgeht (Krautblatter und Funk, 2010). Außerdem wird ein überraschend schnelles Auftauen wegen des Transports von latenter Wärme durch Schmelzwasser diskutiert. Deline et al. (2008) führten mehr als die Hälfte der 2007/2008 beobachteten Sturzereignisse im Montblanc-Gebiet auf Permafrostdegradation zurück. In Österreich wurde von Kellerer-Pirklbauer et al. (2012b) ein großes Felssturzereignis im Jahr 2007 aus dem unteren Randbereich der Permafrostverbreitung am Pasterze-Gletscher dokumentiert. Ebenfalls unter Beobachtung sind massive Hangdeformationen und sukzessive Fels- und Eisstürze im Bereich der Bliggspitze im Kaunertal (Krautblatter et al., 2009; Fey et al., 2010). Gefährdete Bereiche sind naturgemäß in den Hochlagen insbesondere der Tiroler Alpen anzutreffen, aufgrund der geringen Siedlungsdichte stellen sie jedoch nur ein begrenztes Gefahrenpotenzial für Gebäude und Infrastruktur dar. Gefährdet sind vorwiegend exponierte touristische Einrichtungen (z. B. Seilbahnstationen, Liftstützen) sowie einzelne Wanderende und BergsteigerInnen. Die Begehbarkeit zahlreicher alpiner Übergänge in Gletschnähe hat nach Aussagen der Alpenvereine erheblich gelitten, vielfach mussten bereits Wege verlegt werden.

Während erhöhte Felssturzhäufigkeit aus Bereichen von degradierendem Permafrost als ziemlich gesichert betrachtet werden kann, kann im erheblich größeren permafrostfreien Anteil von 97 % des österreichischen Alpenraums in den letzten Jahrzehnten keine Zunahme von Felssturzereignissen beobachtet werden. Auch im Jahrhundertsommer 2003 konnte österreichweit gesehen kein signifikanter Anstieg der Felssturztätigkeit festgestellt werden (Sass und Oberlechner, 2012). Auch Gruner (2008) konstatierte anhand von Felssturzdaten aus der Schweiz, dass eine mit der aktuellen Klimaerwärmung zu parallelisierende Zunahme von Felsstürzen nicht feststellbar ist und nach Ansicht des Autors auch in näherer Zukunft nicht zu erwarten ist. In warmen Perioden, wie etwa den letzten ein bis zwei Jahrzehnten, wurde jedoch sowohl in Österreich als auch in der Schweiz eine Verschiebung des Maximums der Felssturztätigkeit vom Frühjahr in den Sommer festgestellt (Gruner, 2004; Sass und Oberlechner, 2012). Ob dies an einem Rückgang der Frühjahrsaktivität aufgrund von milden Wintern oder an einer Zunahme der Sommeraktivität aufgrund von häufigeren Starkregen liegt, kann momentan (2013) noch nicht beantwortet werden.

Gesicherte Aussagen werden auch dadurch erschwert, dass kaum verlässliche, homogene Datensätze vorliegen, die wenigstens einige Jahrzehnte in die Vergangenheit zurückreichen. Eine tatsächliche Zu- oder Abnahme lässt sich damit

statistisch momentan noch schwer nachweisen. Zum anderen konzentrieren sich zur Zeit viele Forschungsaktivitäten auf die Permafrostgebiete in den Hochlagen der Alpen, während die gefährdete Infrastruktur oft in den Tallagen weit unterhalb der Permafrostgrenze liegt. Das stark gestiegene mediale Interesse und die oft erst seit wenigen Jahren aufgebauten Kataster führen zwangsweise zu einer starken Konzentration von bekannten Sturzereignissen auf die letzten 10 bis 20 Jahre (Sass und Oberlechner, 2012). Diesen scheinbaren Anstieg unreflektiert auf Klimaänderungen zurückzuführen, sollte vermieden werden.

Zusammenfassend kann somit festgestellt werden, dass die fortschreitende Erwärmung mit hoher Wahrscheinlichkeit innerhalb der kommenden Jahrzehnte in den von Permafrost beeinflussten Hochlagen zu einer verstärkten Felssturzaktivität führen wird, die potenzielle Probleme vor allem für die touristische Infrastruktur und exponierte Verkehrswege verursachen kann (Lan et al., 2010; Krumm et al., 2011). Für den bei weitem größten Teil der Landesfläche lässt sich noch keine statistisch gesicherte Aussage treffen, zu vermuten ist jedoch eine kaum veränderte Gefährdungslage. Felsstürze, die reliefbedingt die besiedelten Tallagen gefährden, werden weiterhin auftreten, für eine aktuelle Zunahme gibt es jedoch momentan keinen Beleg.

Tiefgründige Massenbewegungen

An glazial übersteilten Hangflanken alpiner Täler treten neben verschiedenen flachgründigen Massenbewegungen (z. B. Stein Schlag, Felsstürze, Muren) häufig auch tiefgründige Hangverformungen unterschiedlicher geometrischer und kinematischer Ausprägung auf (Felsgleitungen > 10 m Mächtigkeit, Bergstürze > 1 Mio. m³). Hinsichtlich der Bewegungsaktivität sind rasche Felsgleitungen und Bergstürze (Verformungsraten m/s) mit z. T. großen Reichweiten (Sturzströme – bis zu mehrere Kilometer) von langsamen, „kriechenden“ Felsgleitungen (Verformungsraten mm/a bis m/a) zu unterscheiden (Cruden und Varnes, 1996). Allgemein werden tiefgründige Massenbewegungen von einer komplexen Wechselwirkung verschiedener geologischer und hydrogeologischer Ursachen mit fels- bzw. bodenmechanischen und klimatischen Prozessen charakterisiert. Wesentlich sind progressive Bruchbildungsprozesse (Wachstum und Vernetzung von Trennflächen), die zu einer zeitabhängigen Verminderung der Gebirgsfestigkeiten und zur Bildung von basalen Ablöse- und Bewegungszonen führen (z. B. Turner und Schuster, 1996; Evans et al., 2006; Clague und Stead, 2012). Diese Prozesse werden durch verschiedene, sich gegenseitig in Raum und Zeit überlagernde

bzw. beeinflussende Faktoren bestimmt (z. B. Geologie, Hydrogeologie, In-situ Spannungen, Erdbeben, Klima).

Informationen über die Ursachen und Auslöser von tiefgründigen Massenbewegungen sind durch fossile Ablagerungen, historische Ereignisdokumentationen und aktuelle Beobachtungen und Messungen gegeben. Altersdatierungen von fossilen Bergstürzen und raschen Felsgleitungen zeigen zwar zeitliche Anhäufungen im frühen und mittleren Holozän, wobei aber Ursachen und mögliche Auslöser (z. B. Klima, Erdbeben, geänderte In-situ Spannungen) derzeit noch nicht schlüssig geklärt sind (Prager et al., 2008). Auswertungen von rund 800 historischen Sturzereignissen ergeben für den Zeitraum von 1500 bis 1900 keinen eindeutigen Zusammenhang mit bekannten Feucht- oder Warmphasen; für das 20. Jahrhundert weisen diese Daten auf einen Zusammenhang mit dem Witterungsverlauf hin, indem kältere Temperaturen und verstärkte Niederschläge mit einem vermehrten Auftreten von Sturzereignissen korrelieren (Gruner, 2006).

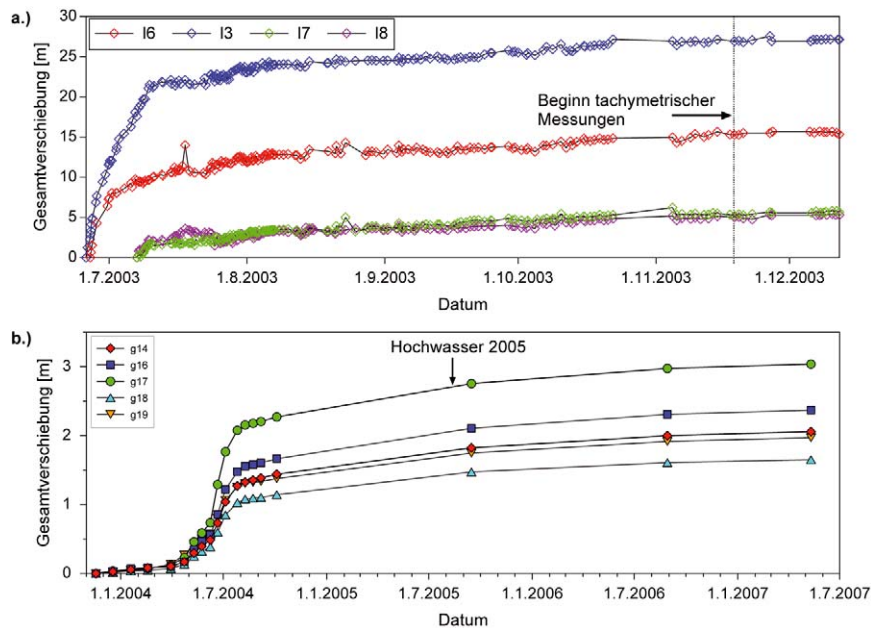
Dem gegenüber zeigen rezente Messungen an langsamen tiefgründigen Felsgleitungen, dass gravitative Hangbewegungen sowohl zeitlichen Beschleunigungs- aber auch Stabilisierungsphasen unterworfen sind. Dabei stellt sich nach Phasen höherer Aktivität (Hanggeschwindigkeit) häufig wieder eine „Grundaktivität“ ein, ohne dass irreversible Beschleunigen bis hin zu einem vollständigen Hangversagen auftreten. Die Mechanismen, die zu Änderungen des kinematischen Verhaltens führen sind äußerst komplex und durch Kombinationen verschiedenster Faktoren geprägt. Zeitlich und räumlich variierende Hanggeschwindigkeiten ergeben sich durch Änderungen der Systembedingungen (z. B. Bergwasserspiegelschwankungen, Stauspiegelschwankungen, Hangfußerosion, Erdbeben, fortschreitende Hangdeformation, zeitlich veränderliche Materialeigenschaften der Deformationszonen) bzw. vielfältige Wechselwirkungen.

Hinsichtlich der Entstehung von schnellen Massenbewegungen und des Bewegungsverhaltens von langsamen Felsgleitungen ist der mögliche Einfluss des Klimawandels auf regionaler Maßstabebene bisher noch nicht detailliert untersucht. Entsprechend dem aktuellen Forschungsstand (z. B. Field et al., 2012) ist durch den Klimawandel mit einer Änderung des Niederschlagsverhaltens und einem Temperaturanstieg, mit einem damit verbundenen Gletscherrückzug und Permafrostabbau, zu rechnen. Konzeptionell betrachtet, können langfristige klimatische Veränderungen das zeitlich variable Deformationsverhalten von langsamen, tiefgründigen Felsgleitungen sowie die Entstehung von raschen Gleitungen/Stürzen durch geänderte Bergwasserverhältnisse und bruchmechanische Prozesse beeinflussen.

Box 4.1: Gesamtverschiebung auf einer hochaktiven Teilscholle einer gravitativen Massenbewegung

Box 4.1: Total displacement of an highly active sliding block of a landslide

Die Komplexität des Verhaltens von tiefgründigen Massenbewegungen spiegelt sich exemplarisch an der Massenbewegung im Steinlehnen/Sellraintal wieder (Zangerl und Engl, 2009). Ende Juni 2003, im Zuge überdurchschnittlich hoher Temperaturen und unterdurchschnittlich niedriger Niederschläge, kam es zur Bildung und Beschleunigung einer Dekameter mächtigen, stark aufgelockerten Teilscholle. An dieser Teilscholle wurden maximale Hanggeschwindigkeiten von über 4 m pro Tag gemessen, wobei sich innerhalb von nur wenigen Wochen Gesamtverschiebungen von über 20 m akkumulierten (Box 4.1 Abbildung 1a). Nach dieser Akutphase der Hangbewegungen, deren Auslösefaktoren weitgehend unbekannt sind, folgte eine kontinuierliche Abnahme der Geschwindigkeiten. Im darauf folgenden Frühjahr 2004 kam es erneut zu Beschleunigungen mit Maximalgeschwindigkeiten von bis zu 4 cm pro Tag (ca. um den Faktor 100 niedriger), die auf die Schneeschmelze zurückgeführt werden können (Box 4.1 Abbildung 1b). Generell zeichnete sich aber eine Verlangsamung der Bewegungen ab, die sich schließlich im Herbst 2004 auf ca. 0,5 mm pro Tag reduzierten. Starkniederschläge im August 2005 konnten zu keiner verstärkten Reaktivierung der Teilscholle führen; d. h. seit 2005 liegen die mittleren Bewegungsraten unter 2 dm pro Jahr (Box 4.1 Abbildung 1b). Insgesamt zeigt das Fallbeispiel Steinlehnen die Schwierigkeiten bei der Erfassung kausaler Auslösefaktoren, die sich zeitlich und räumlich verändern können, denn z. B. auch nur geringe fortschreitende Hangdeformationen beeinflussen das komplexe Systemverhalten.



Box 4.1 Abbildung 1 a) Mit terrestrischem Laserscanner gemessene Gesamtverschiebungen auf der hochaktiven Teilscholle (LiDAR Messfenstern L1–L4), sowie b) tachymetrisch bestimmte Gesamtverschiebungen der hochaktiven Teilscholle (geodätische Reflektoren G1–G5) für das Zeitintervall November 2003 bis Mai 2007

Box 4.1 Abbildung 1 a) Total displacement of the highly active sliding mass obtained from laser scanner measurements (LiDAR scan windows L1–L4), and b) tachymetric measurements (geodetic reflectors G1–G5) of the highly active sliding mass between November 2003 and May 2007

Durch klimatisch bedingte Niederschlagsveränderungen werden die hydrologischen und hydrogeologischen Randbedingungen (z. B. Abflussverhalten, Grundwasserneubildung) beeinflusst, wodurch sich im Gebirge Bergwasserspiegel, Kluftwasserdrücke und hydraulische Gradienten verändern. Als Folgen können hydromechanisch gekoppelte Prozesse (Strömungskräfte, effektive Spannungen) wiederum felsmechanische Bruchprozesse und das Bewegungsverhalten von tiefgründigen Massenbewegungen beeinflussen. So weisen

Quellmessungen und geodätische Messkampagnen auf hydromechanisch gekoppelte Prozesse hin, wo variable Kluftwasserdrücke zu messbaren, elastisch reversiblen Oberflächenbewegungen führen (Löw et al., 2007). Langfristig können derartige, klimatisch beeinflusste Prozesse das progressive Risswachstum begünstigen und durch Minderung der Gebirgsfestigkeit auch tiefgründige Massenbewegungen beeinflussen. Zudem kann die Zunahme von Hochwasserereignissen zu verstärkter Erosion im Hangfuß- bzw. Stirnbereich von Mas-

senbewegungen führen und dadurch sekundäre Hanginstabilitäten (Sturz-, Gleit- und Fließprozesse) verursachen. Derartige Massenumlagerungen (häufig in Kombination mit erhöhtem Bergwasserspiegel) verändern den In-situ Spannungszustand im Hangfußbereich und können Reaktivierungen und/oder Beschleunigungen instabiler Hangflanken auslösen (Henzinger et al., 2009; Bonzanigo et al., 2007; Zangerl et al., 2012).

Auch für zahlreiche andere, z.T. besonders umfassend erkundete und mittels verschiedener Monitoringmethoden beobachtete Massenbewegungen sind die prozessrelevanten Faktoren oft schwierig zu bestimmen und allgemeingültige Aussagen zur Hangentwicklung mit Unschärfen behaftet. So finden sich unzählige Fallbeispiele die einen direkten Zusammenhang zwischen der durch Niederschlag/Schneesmelze beeinflussten hydrogeologischen Situation und der Hangaktivität erkennen lassen (z. B. Bonzanigo et al., 2007; Macfarlane, 2009). Andere tiefgründige Massenbewegungen wiederum zeigen auch trotz langjähriger, umfassender Messungen und Analysen keinen eindeutig nachweisbaren direkten Einfluss von Klima/Witterung auf das Hangverhalten (z. B. Zangerl et al., 2010).

Neben geänderten Niederschlagsverhältnissen können sich auch klimatisch bedingte Temperaturveränderungen auf tiefgründige Massenbewegungen im alpinen Hochgebirge auswirken, nämlich in Form geänderter Permafrostbedingungen und/oder Gletscherständen. In-situ Bohrlochmessungen in geklüftetem Gebirge zeigen, dass der Permafrost in den Alpen bis über 100 m tief reicht (Gruber et al., 2004b; Harris et al., 2003) und damit die Gebirgsfestigkeit durch den Zustand eisgefüllter Klüfte tiefgründig beeinflussen kann. Eine Veränderung der Permafrostverhältnisse (Erwärmung) reduziert die Festigkeit der Klüfte, beschleunigt Bruchprozesse und verringert damit die Gebirgsfestigkeit (Davies et al., 2000; Huggel et al., 2012a, b; Krautblatter et al., 2012). Weiters führt das beobachtete Gletscherrückschmelzen im Hochgebirge zur Entlastung von Hangflanken im Hangfußbereich und damit zu einer ungünstigen Veränderung der In-situ Spannungen. Die in Folge verminderte Standfestigkeit ermöglicht entweder die Reaktivierung oder Beschleunigung bestehender Massenbewegungen und/oder die Bildung von neuen flach- und tiefgründigen Hanginstabilitäten. So zeigen Prozessanalysen von Erkundungs- und Messdaten einer Felsgleitung im Bereich des Eigers/Schweiz eindrucksvoll die destabilisierende Wirkung des fortschreitenden Gletscherrückzugs auf Hangflanken im anstehenden Festgestein (Jaboyedoff et al., 2012). Auch einige andere neuzeitliche Hanginstabilitäten in den Schweizer Alpen werden zumindest teilweise auf klimatisch gesteuerte Gletscher- und Permafrostveränderungen zurückgeführt (Fischer et al., 2012; Huggel et al., 2012a, b).

Diese und zahlreiche andere Fallbeispiele in verschiedenen Gebirgsmassiven (z. B. Deline, 2008; Crozier, 2010; Allen et al., 2011) sowie konzeptionelle Betrachtungen weisen deutlich auf direkte und indirekte Einflüsse des Klimawandels auf tiefgründige Massenbewegungen hin (z. B. Allen et al., 2011; Crozier, 2010; Davies et al., 2000; Deline, 2008; Gruber et al., 2004a, b; Huggel et al., 2012a). Jedoch ist weiterer Forschungsbedarf zwingend gegeben, um lokal und regional das Prozessverständnis tiefgründiger Massenbewegungssystem im Detail zu erhöhen und mit zukünftigen Klimaszenarien in Bezug setzen.

In Bezug auf alle Typen gravitativer Massenbewegungen ist hervorzuheben, dass deren Wirkungsbereich selbstverständlich nicht nur auf die Hanglagen beschränkt ist. Auch Gebiete vor dem Hangfuß und in angrenzenden Talbereichen können potentiell betroffen sein. Neben der Einwirkung auf die dort siedelnde Bevölkerung und Infrastruktureinrichtungen können gravitative Massenbewegungen auch einen großen Einfluss auf die fluvialen Systeme ausüben, beispielsweise durch Abtrag und Anlieferung von Sedimenten, durch Verdrängung von Bächen und Flüssen aus ihrem ursprünglichen Bett oder durch das Aufstauen von Flüssen bei einer vollständigen Blockade des Gerinnes. Diese möglichen Folgewirkungen müssen immer mitbedacht werden, um die vollständigen und umfassenden Konsequenzen der gravitativen Massenbewegungen in den unterschiedlichen Reliefsphären zu berücksichtigen.

4.2.2 Schneelawinen

In Österreich wurden in den letzten zwei Jahrzehnten mehrere Studien zu den Auswirkungen des Klimawandels auf die Schneedecke durchgeführt (Mohnl, 1991; Hantel et al., 2000; Schöner et al., 2009, vgl. auch Band 2, Kapitel 2). Diese beschränken sich zumeist auf Änderungen in den Schneehöhen und/oder der Dauer der Schneedecke. Aussagen über die Lawinenaktivität sind dagegen nur bedingt möglich. In einigen Studien wurde versucht einen Zusammenhang zwischen Hauptwetterlagen, bzw. Zirkulationsmustern und der Schneehöhe zu finden (z. B. Schöner et al., 2009), jedoch ist die Korrelation nicht sehr aussagekräftig. Dobesberger und Zeidler (2010) beschreiben in einer Studie gezielt die Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen auf den Naturgefahrenprozess durch Lawinen. Der Studie zur Folge konnte kein signifikanter Trend in der Anzahl von Lawinen gefunden werden, jedoch konnte in den Untersuchungsgebieten gezeigt werden, dass der Anteil von Nass- gegenüber Trockenschneelawinen zunimmt. Diese Beobachtungen decken sich mit den Ergebnissen der Studien von Martin et al. (2001), Laternser und Schneebeil (2002) und Eckert et al. (2010a, b).

Eine quantitative statistische Analyse der Lawinenaktivität ist limitiert, da die Lawinenaufzeichnungen mit großen Unsicherheiten verbunden sind. Die Datenqualität und Vollständigkeit ist von dem/der jeweiligen BeobachterIn abhängig und in der Vergangenheit wurden häufig nur Lawinengänge aufgezeichnet, welche einen hohen wirtschaftlichen Schaden verursachten (Hug, 2012). Zudem wurden in Österreich viele Anbruchgebiete über Siedlungsgebieten durch technische Verbauungen gesichert und somit ein Lawinenabbruch weitestgehend verhindert (Voigt et al., 2010). Deutlicher als den Klimawandel erkennt man in diesen Datensätzen somit die gesellschaftliche Entwicklung über die letzten Jahrzehnte hinweg.

Anhand der Ergebnisse der oben angesprochenen Studien und durch Interpretation von physikalischen Zusammenhängen werden im Folgenden mögliche Auswirkungen der prognostizierten Änderungen in den Klimaparametern Temperatur, Niederschlag und Wind auf den Schneedeckenaufbau und damit auf die Lawinenaktivität erläutert. Dabei werden die vier typischen Lawinensituationen (*Neuschnee*, *Tribschnee*, *Nassschnee* und *Altschnee*), die für die Mehrzahl der Lawinenergebnisse verantwortlich sind (Harvey et al., 2012; Mair und Nairz, 2010), in Hinblick auf mögliche Änderungen infolge des Klimawandels diskutiert. Eine Quantifizierung der Änderung der Lawinenaktivität ist aufgrund der oben angesprochenen Unsicherheiten in den Lawinenaufzeichnungen nicht möglich. Die Annahmen in Bezug auf erwartete Klimaänderungen in Österreich sind dabei a) ein Anstieg der Lufttemperatur, b) eine Zunahme der Jahresniederschlagssummen (insbesondere eine Intensivierung nördlich des Alpenhauptkammes im Winter) und c) ein geringer Anstieg der Windgeschwindigkeiten (Beniston et al., 2007, vgl. auch Band 1, Kapitel 4).

Große Neuschneemengen sind mitunter eine der Hauptursachen für die Auslösung von *Neuschneelawinen*. In Hinblick auf die Szenarien zu Änderungen der Lufttemperatur und des Niederschlags und aufgrund der Tatsache, dass Neuschnee von einem Zusammenspiel beider Klimaparameter abhängt, können folgende Aussagen in Bezug auf Lawinen getroffen werden. Jene Bereiche der Alpen, die bei NW-Wetterlagen zuerst angeströmt werden, haben mit einer Zunahme an Stauniederschlägen zu rechnen (Beniston et al., 2007). In Anbruchgebieten unterhalb der Baumgrenze ist mit einem deutlichen Rückgang des festen Anteils am Niederschlag (vgl. Band 1, Kapitel 3) und damit verbunden mit einem Rückgang von Lawinen infolge von intensiven Neuschneefällen zu rechnen. In höher gelegenen Einzugsgebieten kann es zu einer Zunahme der Neuschneemengen kommen, allerdings wird die Dich-

te von Neuschnee aufgrund höherer Temperaturen steigen. Grundsätzlich kann man nicht direkt von der Mächtigkeit einer Schneedecke auf die mechanische Stabilität schließen. Im Allgemeinen verfestigt sich eine Schneedecke bei höheren Temperaturen schneller, außer die Temperaturzunahme erfolgt so rasch, dass Spannungen in der Schneedecke entstehen, die in weiterer Folge zu Lawinen führen können (McClung und Schaerer, 1993). Laternser und Schneebelli (2002) haben keine Zunahme der Lawinenaktivität über die letzten 50 Jahre in der Schweiz festgestellt, obwohl eine Zunahme der Niederschlagsmenge dies vermuten ließe. Die Autoren führen dies auf den verstärkten Einsatz von Lawinenschutzmaßnahmen zurück, haben jedoch den Schneedeckenaufbau nicht zusätzlich berücksichtigt.

Tribschnee erhöht in vielen Fällen die Lawinengefahr. Bereits wenige Stunden Schneedrift können große Mengen Schnee verfrachten (McClung und Schaerer, 1993; Mair und Nairz, 2010). Da kleinräumige Vorhersagen der Windgeschwindigkeit nur über einige Stunden oder Tage möglich sind, werden für Klimavorhersagen daher indirekte Größen (Luftdruckverteilung) herangezogen, aus denen sich großskalige Windgeschwindigkeiten abschätzen lassen. Studien gehen davon aus, dass die Windgeschwindigkeiten von Stürmen im Winter in Mittel- und Nordeuropa zunehmen werden; allerdings ist der Alpenraum weniger stark betroffen (Beniston et al., 2007; Munich Re, 2002). Südlich der Alpen wird mit einer Abnahme der Windgeschwindigkeiten gerechnet. Die Strömungsmuster zeigen, dass in Zentraleuropa vermehrt NW-Lagen auftreten werden. Da sich Tribschnee im Lee von Hindernissen (Bergen) bildet, sind ost- bis süd-exponierte Hänge stärker betroffen. Gefährliche Tribschneeanstimmungen entstehen entweder, wenn während des Niederschlags starker Wind vorherrscht oder, wenn abgelagerter Schnee nur schwach gebunden ist. Die Strahlung, die Lufttemperatur und -feuchte beeinflussen die Verfestigung der Schneedecke (Gabl und Lackinger, 1996). Der Einfluss des Klimawandels auf die Zu- oder Abnahme von Tribschneelawinen hängt also nicht nur mit den Veränderungen der Windgeschwindigkeiten zusammen.

Im Hinblick auf steigende Temperaturen und damit verbundene höhere Schmelzraten, sowie auf eine Zunahme von Regen-auf-Schnee-Ereignissen kann davon ausgegangen werden, dass die Schneedecke vor allem in tiefen Lagen stärker durchfeuchtet wird. Mit zunehmendem Flüssigwassergehalt verliert die Schneedecke an Festigkeit (Bhutiyan, 1994). Zusätzlich kann sich Wasser an Schichtgrenzen innerhalb der Schneedecke oder der Grenzschicht zum Untergrund stauen wodurch potentielle Gleitschichten entstehen. Demzufolge

kann davon ausgegangen werden, dass vor allem in tieferen Lagen *Nassschneelawinen*- und *Gleitschneelawinen*ereignisse häufiger auftreten werden.

Während Lockerschneelawinen häufig nach Neuschneefällen oder aufgrund von oberflächennaher Durchfeuchtung (starke Einstrahlung oder Regen) zu beobachten sind, bilden sich *Schneebrettlawinen* durch einen Bruch in einer Schwachschicht im Altschnee oder an der Schichtgrenze zwischen Alt- und Neuschnee (McClung und Schaerer, 1993). Zu den häufigsten Schwachschichten, die auch über einen längeren Zeitraum erhalten bleiben, zählen eingeschneiter Oberflächenreif und durch die aufbauende Metamorphose entstandene kantige Schneekristalle (kantige Vollformen). Ob und wie viele dieser Schwachschichten in der Schneedecke auftreten, ist vom Witterungsverlauf abhängig. Ganz allgemein gilt, dass höhere Temperaturen die Verfestigung der Schneedecke unterstützen und weniger langlebige Schwachschichten (kantige Formen) entstehen, da für deren Bildung ein großer Temperaturgradient in der Schneedecke und damit niedrige Temperaturen an der Schneeoberfläche auftreten müssen (McClung und Schaerer, 1993). Eine Zunahme der Anzahl von Regenernissen kann einerseits dazu führen, dass Schichten, welche einen ungünstigen Schneedeckenaufbau charakterisieren (z. B. eingeschneiter Oberflächenreif) abgebaut werden aber andererseits auch zu einem Verlust der Festigkeit beitragen. Ein Bruch in tieferen Schwachschichten in der Altschneedecke ist bei einer rapiden Zunahme der Schneeauflast zu erwarten.

Veränderungen der Lawinenaktivität können aus Änderungen der Schnee- und Wetterverhältnisse sowie aus Veränderungen der Landnutzung und Vegetation resultieren. Dabei spielt die Bewaldung eine große Rolle.

Teich et al. (2012) konnten in der Schweiz für die letzten 41 Jahre eine Abnahme der Tage mit Lufttemperatur-, Strahlungs-, Niederschlags- und Schneeverhältnissen feststellen, welche die Auslösung von Waldlawinen begünstigen. Die Daten der österreichischen und der schweizerischen Waldinventur und Arealstatistik sowie lokale Fallstudien zeigen für die letzten drei Jahrzehnte eine Zunahme der Schutzwaldfläche und im Wald eine Zunahme der Überschirmung, des Vorrats und der Stammzahl (Duc und Brändli, 2010; Teich et al., 2012; Perzl et al., 2012). Es ist in den letzten 50 Jahren in den Alpen auch zu einer Verdichtung des Waldes an der Waldgrenze, nicht jedoch zu einem erwärmungsbedingten erheblichen Anstieg der Waldgrenze gekommen (Perzl et al., 2012).

In der Schweiz betragen nach Zimmermann et al. (2006) und Gehrig-Fasel et al. (2007) der maximale Anstieg der lokalen Waldgrenzen zwischen 1979/1985 und 1992/1997 im Durchschnitt 39,7 Höhenmeter (Median 28,0 m;

2,3 bis 3,3 m maximaler Anstieg pro Jahr). Die meisten Waldgrenzanstiege waren sehr gering. Die Zunahme der Waldfläche an der Waldgrenze ist überwiegend eine Verdichtung innerhalb des Waldgrenzökotons, jedoch kein Höhenanstieg. Dabei muss auch berücksichtigt werden, dass bestockte Flächen bereits ab 20 % Überschirmung und Strauchflächen zum Wald gezählt wurden. Nur 18 % der angestiegenen Waldflächen wurden als Wald im engeren Sinn klassifiziert. Die Analysen beziehen sich auf den maximalen lokalen und nicht auf den mittleren Anstieg. Die Hauptursache des Anstiegs waren Veränderungen der Landnutzung. Nur etwa 4 % dieses Waldflächenanstiegs geht auf klimatische Faktoren zurück (Zimmermann et al., 2006; Gehrig-Fasel et al., 2007). In Österreich gibt es keine für solche Analysen geeigneten Waldflächendaten. Regionale und lokale Studien zeigen aber ähnliche Tendenzen. Stützer (2002) stellte auf der Saualpe in Kärnten eine Verdichtung der Baumbestände im Waldgrenzökoton in den letzten 60 Jahren fest. Die Waldgrenze hat sich aber noch nicht nach oben verschoben. Stützer (2002) rechnet noch mit einigen Jahrzehnten, bis diese Verdichtung zu einem Anstieg der Waldgrenze um etwa 50 Höhenmeter führen wird. Untersuchungen an der oberen Waldgrenze im Oberen Zemmgrund im Zillertal (Tirol), ergaben für den Zeitraum 1955 bis 2004 eine erhebliche Flächenzunahme des Zirbenwaldareals, die ebenfalls überwiegend eine Zunahme und Verdichtung von Verjüngungsbereichen innerhalb bestehender Baum- und Jungwuchsgruppen ist (Pindur et al., 2007). Stepanek et al. (2009) stellten durch Luftbildvergleiche für den Zeitraum 1950 bis 2000 einen mittleren Anstieg der Waldgrenze im Tiroler Paznauntal von 20 Höhenmetern fest. Daraus lassen sich Höhenanstiege der Waldgrenze von durchschnittlich ca. 0,4–0,6 m pro Jahr in den letzten 50–60 Jahren abschätzen. Geht man von einem Anstieg der Lufttemperatur in Österreich von etwa 1,1 °C während dieses Zeitraums aus, ist nach Grace et al. (2002) ein klimabedingter mittlerer Anstieg der Waldgrenze von durchschnittlich 1,6 Höhenmetern pro Jahr, also etwa das Dreifache, zu erwarten. Die relativ geringe Reaktion der alpinen Waldgrenze (im Sinne der obersten Front der als Wald definierten Flächen) trotz Erwärmung und Hochlagenaufforstungen kann auf die dort immer noch extremen Bedingungen und auf von Menschen verursachte Einflüsse (Beweidung, Wildeinfluss) zurückgeführt werden (Grace et al., 2002). Der Wald muss erst die gerodeten Gebiete unterhalb der bisherigen potenziellen natürlichen Waldgrenze rückerobern. Welche Umweltfaktoren die Ausbildung der natürlichen (klimatischen) Waldgrenze bestimmen, das ist noch nicht eindeutig geklärt (Grace et al., 2002). Im Waldgrenzökoton werden weiterhin Extremereignisse (zum Beispiel Frost, Lawinen) die

Ausbreitung des Waldes nach oben behindern (Wieser 2012, zit. nach Perzl et al., 2012).

Durch die Verdichtung des Waldes hat auch die von der Walddichte beeinflusste Schutzwirkung des Waldes gegen Lawinen zugenommen (Teich et al., 2012; Perzl et al., 2012). Das bestätigt sich auch dadurch, dass seit etwa 1990 nur sehr wenige und kleine Schadenslawinen direkt aus dem Wald dokumentiert wurden (Perzl und Walter, 2012). Es gibt aber auch Argumente dafür, dass über diese mittelfristigen Trends hinaus im Grenzsaum zwischen montanen und subalpinen Lagen langfristig die Grunddisposition für Lawinenanbrüche im Wald zunehmen könnte (Perzl und Walter, 2012). Im oberen Bereich der heutigen montanen Stufe könnte in Zukunft ein höherer Regenanteil am Winterniederschlag in Verbindung mit der bereits beobachteten stärkeren Erwärmung und Strahlung im Frühjahr (Auer et al., 2007; vgl. Band 1, Kapitel 4) häufiger Nassschneesituationen bewirken, bei denen die Schutzwirkung des Waldes vor Lawinenanbrüchen geringer ist (Perzl und Walter, 2012). Im Bereich sehr steiler Hänge, der Lawinschneisen und Rinnen, ist keine generelle Verdichtung des Waldes belegt (Lardelli und Bebi, 2005; Bebi et al., 2009; Perzl et al., 2012). In Österreich hat nach der Österreichischen Waldinventur (ÖWI) die Fläche der Rinnen, Runsen und Lawinenzüge im Wald von der Periode 1992/1996 bis 2007/2009 von 20 000 auf 23 000 ha leicht zugenommen (Perzl, 2012 unveröffentlicht). Möglicherweise ist das eine Folge erhöhter Lawinenaktivität (auch Mur- und Steinschlagaktivität) im tiefsubalpinen und hochmontanen Bereich durch die Erwärmung. Jedoch liegt diese Zunahme noch im Bereich der Stichprobenfehler.

Die Tatsache, dass viele Faktoren die Stabilität der Schneedecke beeinflussen, macht es schwierig, das Anbrechen von Lawinen exakt vorherzusagen. Aussagen über den Einfluss des Klimawandels auf die Lawinenaktivität sind daher nur allgemein formulierbar und zum jetzigen Zeitpunkt nicht quantifizierbar. Einzig in der Aussage, dass sich der Anteil von Naßschneelawinen gegenüber Trockenschneelawinen in den Alpen erhöht sind sich die zitierten AutorInnen einig, wobei dies v. a. auf den Temperaturanstieg zurückzuführen ist.

4.2.3 Periglaziale Prozesse

Der Periglazialbereich wird durch frost- und kaltklimatische Prägung sowie durch frostinduzierte Prozesse wie Frostsprengung, Solifluktion und Kryoturbation charakterisiert.

Periglaziale Gebiete sind in der Umgebung von Gletschern, in gletscherfreien Hochgebirgsregionen sowie Polar- und Subpolarregionen zu finden. Periglaziale Prozesse setzen das

Vorhandensein von Frostbedingungen im Untergrund (Festgestein, Lockermaterial, Boden) voraus. Dabei ist zwischen intensiven Frostwechseln, saisonalem Frost und Permafrost zu unterscheiden. Diese Bedingungen treten in den Alpen in der subnivalen bzw. periglazialen Höhenstufe auf. Folgende dem periglazialen Reliefsystem zugeordnete Prozesse sind in Österreich zu differenzieren: Solifluktion und Bodenkriechen, Kriechen von Lockergesteinsmassen sowie Hebungs- und Setzungsvorgänge durch Tau- und Gefrierzyklen (temporärer Frost und Permafrost). Diese Prozesse führen zu charakteristischen Landformen wie Solifluktionsloben, Blockgletscher, Thufur (isländ: kleiner Aufeshügel) oder Frostmusterböden.

Bodenkriechen / Solifluktion

Die Solifluktion („Bodenkriechen“ bzw. „Bodenfließen“) ist ein flächig wirkender, wichtiger geomorphologischer Hangprozess. Solifluktion tritt in den österreichischen Alpen schon bei sehr schwach geneigten Hängen in der periglazialen bzw. subnivalen Höhenstufe auf. Da die Prozesse selbst nur sehr unzureichend beobachtet werden können, wird dies durch die zugehörigen Formen von Solifluktionszungen, -loben und -girlanden belegt (Veit und Höfner, 1993; Stingl et al., 2010).

Solifluktion findet als saisonaler Prozess besonders im Frühjahr und Frühsommer während der Schneeschmelze statt, wenn der noch gefrorene Untergrund oberflächlich auftaut. Permafrost ist eine günstige Bedingung zur Ausbildung von Solifluktionsprozessen, jedoch keine Voraussetzung. Es wird generell zwischen Regelationsfließen / Frosttkriechen (engl.: frost creep) und Durchtränkungsfließen (engl.: gelifluktion) unterschieden (French, 2007; Stingl et al., 2010). Beim Durchtränkungsfließen kann das freigesetzte Wasser nicht versickern und es kommt zu einer wassergesättigten breiartigen Sedimentmasse, die sich langsam hangabwärts verlagert. Auch die intensive Frostwirkung in der subnivalen Höhenstufe führt zu einem Bodenversatz durch das ständige Gefrieren und Wiederauftauen (Frostwechsel). Insgesamt werden durch diese Prozesse Bewegungsbeträge von wenigen Millimetern bis zu mehreren Dezimetern im Jahr erreicht (Jaesche et al., 2003). Das Ausmaß der Solifluktion hängt generell stark von der Beschaffenheit des Lockermaterials, dem Wasserangebot, der Frostintensität sowie dem Zeitpunkt und Verlauf des Auftauens des winterlichen Frostbodens ab. Eine der längsten Messreihen (seit 1985) zur Solifluktion in den Alpen stammt aus dem Gebiet der Glorier Hütte in den Hohen Tauern in Osttirol (Stingl et al., 2010). Diese Messreihe zeigt, dass Solifluktion in der frühsommerlichen Auftauphase stattfindet und in relativ kurzer Zeit (in Tagen bis wenigen Wochen) abläuft. Der

Vorgang vollzieht sich in erster Linie als Durchtränkungsfließen (über gefrorenem Untergrund), wogegen Frostkriechen/Regelationsfließen (Frostwechsel) nur einen geringen Beitrag zur Gesamtbewegung des Bodens liefert. Es zeigte sich ferner, dass die Variabilität der Solifluktion von Jahr zu Jahr auf klimatische Ursachen zurückzuführen ist. Jedoch besteht keine einfache Wechselbeziehung mit der Jahresmitteltemperatur oder dem Jahresniederschlag. Ausschlagend ist vielmehr die Frostbodentiefe, die wiederum stark vom Witterungsverlauf im Herbst (Temperaturverlauf, Schneedeckenbildung) sowie von der Mächtigkeit und Dauer der winterlichen Schneedecke abhängt (Jaesche et al., 2003). Besonders intensive Solifluktionsprozesse und ausgeprägte Solifluktionsformen in tieferen Höhenlagen können daher auch mit ehemaligem Permafrostbedingungen in Verbindung gebracht werden (Strunk, 1986).

Grabungen und kleinere Aufschlüsse an Solifluktionsloben zeigen an mehreren Standorten in den österreichischen Alpen einen stapelartigen Aufbau von Solifluktionsloben, die durch fossile Bodenhorizonte voneinander getrennt waren. Diese Wechsellagerung deutet auf aktive Solifluktionsphasen während kalter, eventuell auch schneereicher Phasen und warmer Perioden mit geringer Solifluktionsaktivität inklusive zunehmender Bodenbildung hin. Mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen ist es gelungen, für das Holozän eine Abfolge dieser Solifluktions- und Bodenbildungsphasen abzuleiten (Veit, 2002).

Die zunehmende Erwärmung im Alpenraum hat unmittelbare Auswirkungen auf den Prozess der Solifluktion und wird nach bisherigen Erkenntnissen zu einer Abschwächung der Bewegungsbeträge führen (Stingl et al., 2010). Es besteht jedoch ein Forschungsdefizit in der Frage, wie die maßgeblichen Steuergrößen durch den Klimawandel beeinflusst und in welchen zeitlichen und räumlichen Dimensionen diese Veränderungen ablaufen werden. Solifluktionsbewegungen und die damit verbundene Hebungs- und Setzungserscheinungen können zudem Schäden an alpiner Infrastruktur (z. B. Wegen, Seilbahnstützen) verursachen. Periglazialgebiete, in denen mit Forstwechselprozessen zu rechnen ist, nehmen einen weitaus größeren Bereich des Hochgebirges ein als vergletscherte Gebiete. Quantitative Angaben über die potentiell betroffenen Flächen fehlen jedoch weitgehend. Die Erforschung dieses Prozesses im Kontext des Klimawandels ist daher auch von unmittelbarer gesellschaftlicher Relevanz.

Neue Technologien, empirische Messungen und Modellansätze, wie das terrestrische Laserscanning, die hochaufgelöste Datenerhebung relevanter Parameter oder die physikalisch-basierte Modellierung können dazu beitragen, die komplexen Wechselwirkungen der Solifluktion und klimatischer Steuergrößen besser zu verstehen (Otto und Schrott, 2010).

Hochgenaue Bewegungsmessungen mittels Laserscanning ermöglichen zum Beispiel die großflächige Aufnahme von Hangbewegungen und Lobenbildung. Es fehlen jedoch umfassende Modellansätze, um Solifluktion auch großflächig zu simulieren. Die Solifluktion ist neben den Gletschern ein weiterer wertvoller Indikator für den Klimawandel im Alpenraum. Sie trägt zudem zur Sedimentproduktion im Gebirge bei und wirkt sich kleinräumig auf die Biodiversität aus.

Blockgletscher

Im Zentral- und Ostteil der österreichischen Alpen (ohne Nordtirol und Vorarlberg) gibt es 347 intakte Blockgletscher, welche in Summe eine Fläche von 21,3 km² bedecken. Die meisten dieser intakten Blockgletscher wurden in Osttirol (145) und Kärnten (126) kartiert, gefolgt von Salzburg (67). In der Steiermark fanden sich immerhin noch neun intakte Blockgletscher, wohingegen die Bundesländer Oberösterreich, Niederösterreich, Wien und Burgenland keine solchen intakten Formen aufweisen. Die mittlere Länge der intakten Blockgletscher beträgt 351 m, die Breite im Durchschnitt 222 m und im Mittel reichen sie bis 2515 m herab (Kellerer-Pirklbauer et al., 2012a). In einer vergleichbaren Studie wurden alle Blockgletscher von Tirol inventarisiert, wobei alleine in diesem Bundesland 1432 intakte Blockgletscher ausgewiesen wurden (Krainer und Ribis, 2012). Dies ist mit dem großflächigeren Vorhandensein von Permafrost und Blockgletscher begünstigenden Bedingungen in den Zentralalpen Tirols zu erklären (Ebohon und Schrott, 2008).

Als Permafrostformen sind intakte Blockgletscher von den klimatischen Rahmenbedingungen abhängig und werden daher in ihrer Dynamik vom Klimawandel beeinflusst. Als wichtigste steuernde Größen gelten die Strahlungs-, die Temperatur- und die Schneeverhältnisse (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2012). Intakte Blockgletscher reagieren auf Veränderungen der Umweltbedingungen durch a) Zu- oder Abnahme des Schutt- und Eiseintrags in das Blockgletscher-System, b) Zu- oder Abnahme des im System gebundenen Eisgehaltes, c) Zu- oder Abnahme der Kriechbewegung, d) Veränderung des Temperaturregimes und e) Veränderung des Abflusses (Barsch, 1996; Haeberli et al., 2006).

Die längsten, im Kontext des Klimawandels relevanten Datenreihen sind zur Bewegungsdynamik verfügbar, wobei die diesbezüglichen Forschungsinitiativen in Österreich am Inneren Ölgruben-Blockgletscher, im Kaunertal und am Äußeren Hochebenkar bis in die 1920er Jahre zurückreichen (Finsteralder, 1928). Pillewitzer begann im Jahr 1938 am Hochebenkar-Blockgletscher mit Bewegungsmessungen und legte den

Box 4.2: Einer der schnellsten Blockgletscher in Österreich im Hinteren Langtalkar, Schobergruppe, Hohe Tauern

Box 4.2: One of the fastest moving rock glaciers in Austria in the Hinteren Langtalkar, Schober Mountain, Hohe Tauern Range

In den Bereichen der periglazialen Höhenstufe mit Permafrost sind aktive Blockgletscher eine markante Geländeform. Dabei handelt es sich um eisübersättigten Schuttmassen, die durch Deformation des im Schutt enthaltenen Eises sich kriechend hangabwärts bewegen. Die daraus resultierenden Formen weisen eine gewisse Ähnlichkeit zu Lavaströmen mit Quer- und Längswülsten auf. Innerhalb der intakten Blockgletscher kann zwischen aktiven (verbreiteter Permafrost und rezente Bewegung) sowie inaktiven (verbreiteter Permafrost jedoch ohne rezente Bewegung) unterschieden werden (Barsch, 1996). Intakte Blockgletscher entstehen, wenn a) eisübersättigter Permafrost, b) große Schuttmengen und c) Gelände mittlerer Neigung vorhanden sind. Dies ist in hoch gelegenen, gletscherfreien Karen der Fall, worin intakte Blockgletscher nicht nur typische Reliefelemente, sondern auch bedeutende Schutttransportmedien darstellen (Box 4.2 Abbildung 1).



Box 4.2 Abbildung 1 Der Blockgletscher im Hinteren Langtalkar, Schobergruppe, Hohe Tauern, ist einer der schnellsten Blockgletscher im gesamten Alpenraum mit mittleren Bewegungsraten im vorderen Bereich von über 2 m/Jahr (Delaloye et al., 2008). Der Blockgletscher bedeckt den gesamten Karbereich und weist für Blockgletscher typische Wulstformen auf. Aufgrund der hohen Bewegungsraten dieses Blockgletschers bildeten sich an diesem Blockgletscher in den letzten beiden Jahrzehnten Zerrspalten ähnliche Formen (Kaufmann und Ladstädter, 2010). Foto: Andreas Kellerer-Pirklbauer 23.08.2012

Box 4.2 Abbildung 1 The Hinteres Langtalkar Rock Glacier, Schober Mountains, Hohe Tauern Range, is one of the fastest moving rock glaciers in the entire European Alps with mean surface velocities of 2 m/year (Delaloye et al., 2008). The rock glacier covers the entire cirque and is characterised by typical ridges and furrows. Crevasse-like openings formed during the last two decades because of high longitudinal strain (Kaufmann and Ladstädter, 2010). Photograph: Andreas Kellerer-Pirklbauer, 23.08.2012

Grundstein für die längste global verfügbare Bewegungsmessreihe auf Basis unterschiedlicher Messmethoden (Pillewizer, 1938, 1957; Viatoris 1958, 1972; Schneider und Schneider, 2001; Kaufmann und Ladstädter, 2002, 2003; Kaufmann, 2012). Ein weiteres Beispiel für Langzeitbeobachtung stellt der Dösener-Blockgletscher (Ankogelgruppe, Nationalpark Hohe Tauern) dar, für den seit 1954 aus photogrammetrischen und seit 1995 aus jährlichen geodätischen Messungen die zeitliche Variabilität der Oberflächenbewegung quantifiziert werden

kann (Kaufmann et al., 2007). Abbildung 4.2. zeigt die Bewegungsentwicklung dieses Blockgletschers gemeinsam mit jenen vom Hinteren Langtalkar-Blockgletscher (hier jedoch nur der Mittelwert des oberen, langsameren Teiles) und des Weissenkar-Blockgletschers. Die Variabilität der Oberflächenbewegung zeigt mit einer Zeitverzögerung von etwa 2 bis 3 Jahren eine deutliche Korrelation mit der Lufttemperatur, indem die Blockgletscher-Bewegung sich in kühlen Perioden – wie etwa die Zeit der letzten markanten Gletschervorstöße in den

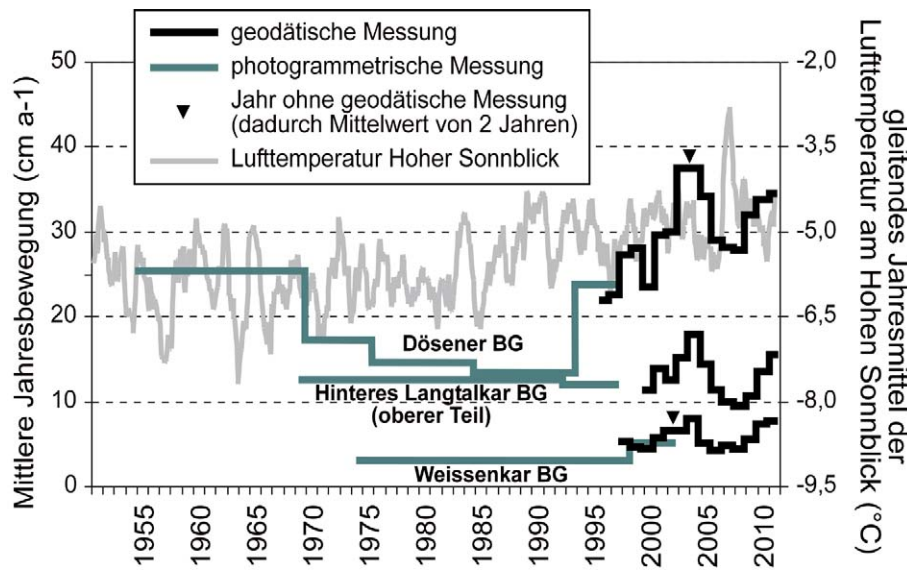


Abbildung 4.2 Mittlere Jahresbewegung am Dösener, Hinterem Langkar- (oberer Teil) und Weissenkar-Blockgletscher zwischen 1954 und 2011 auf Basis von geodätischen und photogrammetrischen Daten. Zum Vergleich dargestellt das gleitende Jahresmittel der Lufttemperatur am meteorologischen Observatorium Hoher Sonnblick seit 1950. Verändert nach: Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann (2012)

Figure 4.2 Mean surface velocities of the three rock glaciers Hinteres Langtarkar, Dösen and Weissenkar during the period 1954 to 2011 based on geodetic and photogrammetric data. The running mean annual air temperature at the meteorological observatory Hoher Sonnblick is plotted additionally for comparison. Modified after Kellerer-Pirklbauer and Kaufmann (2012)

1970er und 1980er Jahren – verlangsamt, in wärmeren hingegen beschleunigt (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann, 2012).

Eine vergleichende Studie von 16 alpinen Blockgletschern in Frankreich, Schweiz und Österreich zeigte, dass im gesamten Alpenbogen Bewegungsänderungen von Blockgletschern miteinander korrelieren (Delaloye et al., 2008), was den Klimaeinfluss auf Bewegungsänderungen unterstreicht. Die Ursache hierfür ist neben der bei höheren Temperaturen vergrößerten Deformierbarkeit des Eises möglicherweise in der vergrößerten Verfügbarkeit von flüssigem Wasser im System zu suchen (Krainer und He, 2006; Lieb et al., 2012). Ungeachtet dieser kurzfristigen Variationen der Geschwindigkeit ist jedoch davon auszugehen, dass in der langen Zeitskala seit dem Höhepunkt der Würm-Kaltzeit (Last Glacial Maximum) die Blockgletscher-Aktivität jeweils an die kälteren Klimaphasen (Stadiale des Spätglazials, kältere Perioden des Holozäns) gebunden war.

Somit zeichnet sich als Reaktion von intakten Blockgletschern auf den aktuellen und zukünftigen Klimawandel – in Übereinstimmung mit Ergebnissen aus allen Teilen der Alpen – der folgende Ablauf als typisch ab: (a) der Temperaturanstieg führt gegenwärtig zu einer Erhöhung der Bewegung; (b) die gleichzeitige Vergrößerung der sommerlichen Auftauschicht verursacht hingegen das Absinken der Permafrost-Oberkante und damit eine Reduktion des Eisvolumens; (c) sinkt dieses unter einen (für jeden Blockgletscher individuellen) Schwellenwert, so kommt es zur Reduktion der Bewegung bzw. schließlich zu Stillstand (ein aktiver Blockgletscher wird inaktiv), was bei vielen intakten Blockgletschern in den kommenden Jahrzehnten erwartet werden kann (Kellerer-Pirklbauer et al., 2012); (d) das völlige Ausschmelzen des Eises durch Per-

mafrost-Degradation wird wegen der Trägheit von Blockgletscher-Systemen möglicherweise aber wesentlich länger dauern. Aus diesen geschilderten Veränderungen sind nur in Ausnahmefällen Folgeprozesse zu erwarten, die wesentliche negative Auswirkungen auf andere Elemente hochalpiner Mensch-Umwelt-Systeme (z. B. Naturgefahrenpotenzial, Hydrogeologie) haben werden.

Permafrost

Die Erforschung des Permafrostes im Hochgebirge ist ein vergleichsweise junger Forschungsweig, der im Alpenraum systematisch erst seit den 1970er Jahren betrieben wird (Haerberli et al., 2010; Krainer et al., 2012). Durch die zunehmende Medienberichte zu den Folgen des Klima- und Umweltwandels wird das Thema Permafrost in den letzten Jahren verstärkt in der Öffentlichkeit wahrgenommen. Das vermehrte Auftreten von Felsstürzen in überdurchschnittlich warmen Sommern (z. B. 2003 und 2005) sowie die Beeinträchtigung von hochalpinen Wanderwegen und Bauwerken machen Veränderungen im Zusammenhang mit dem Klimawandel und dem unsichtbaren Phänomen Permafrost bemerkbar; direkte und indirekte Auswirkungen auf die Nutzung des Hochgebirgsraum sind die Folge (Gruber and Haerberli, 2007, Kern et al., 2012).

Da es sich bei Permafrost um ein rein thermisches Phänomen handelt – Lithosphärenmaterial (Boden, Schutt, Fels), das mindestens über zwei aufeinander folgende Jahre Temperaturen von $\leq 0^\circ\text{C}$ aufweist (French, 2007) – kann die räumliche Verbreitung nur indirekt über Geländeindikatoren (Blockgletscher, perennierende Schneeflecken, protalus ramparts) und Modelle abgeleitet werden (Schrott et al., 2012a).

In Österreich muss ab etwa 2500 m Seehöhe mit dem Auftreten von Permafrost gerechnet werden (Tabelle 4.1); das entspricht rund 2 % der Staatsfläche (1600 km²) (Ebohon und Schrott, 2008). In den hochgelegenen Alpenregionen – wie den Hohen Tauern – unterliegen rund 25 % dem Einfluss des Permafrostes (Schrott et al., 2012a). Je nach Höhenlage, Exposition, Schneeverhältnissen und Untergrundbeschaffenheit variiert die Untergrenze des Permafrostes in den Hohe Tauern um wenige Meter bis zu mehreren hundert Metern (Otto et al., 2012).

Für dieses Kerngebiet der österreichischen Alpen steht seit 2012 eine detaillierte Permafrostkarte zur Verfügung (Schrott et al., 2012a). Sie dient als Hinweiskarte zur Abschätzung des gegenwärtigen Permafrostvorkommens im regionalen Maßstab (Abbildung 4.3). Die Karte liefert UmweltplanerInnen nützliche Dienste im Sinne einer Einschätzung von alpinen Gefahren und Risiken und ist eine Entscheidungshilfe bei der Interpretation von Landschaftsveränderungen. Alpine Naturgefahren (Felsstürze, Muren etc.), die sich durch Veränderungen im Permafrost ergeben, sind meist eine Folge von Schmelzprozessen in eishaltigen Sedimentkörpern oder Felswänden. Bauwerke werden in der Folge durch Setzungserscheinungen oder durch Massenbewegungen wie Hangrutschungen, Muren oder Steinschlag beschädigt und die Funktion von Anlagen (z. B. Seilbahnstützen, Lawinenschutzäune) auf abwärts kriechenden Permafrostkörpern kann stark beeinträchtigt werden. Steinschlag- und Felssturzprozesse sind bereits heute eine zunehmende Gefährdung für Straßen, Wanderwege, Kletterrouten, Schipisten und Seilbahnen (Krainer, 2007). Gefahren können aber auch schon durch eine Erwärmung des Perma-

frostes hervorgerufen werden, da die Festigkeitseigenschaften schon bei Temperaturen um $-1,5^{\circ}\text{C}$ abnehmen (Davies et al., 2001). Während die Verbreitung der Permafrostbereiche in Österreich grob abgeschätzt werden kann, sind die thermischen Eigenschaften und die zukünftige Entwicklung des Phänomens noch weitgehend unbekannt. Hierzu sind langfristige Untersuchungen z. B. durch Temperaturmonitoring in Bohrlöchern notwendig, wie sie bereits am Kitzsteinhorn durch die Uni Salzburg und am Hohen Sonnblick durch die ZAMG durchgeführt werden (Hartmeyer et al., 2012b; Schöner et al., 2012).

Um abschätzen zu können, wie sich der Klimawandel in den Alpen auf die gegenwärtige Permafrostausbildung auswirkt, können Szenarien herangezogen werden, die einen möglichen Temperaturanstieg und eine Erwärmung der Permafrosttemperatur bzw. ein Auftauen des Permafrostes simulieren. Basierend auf den aktuell verfügbaren, langjährigen Messreihen ausgewählter Klimastationen in den Hohen Tauern wurden Temperaturgradienten zwischen Berg- und Talstationen berechnet. Für die Hohen Tauern ergibt sich ein adiabatischer – also ohne Austausch von Energie vonstattegehender – Temperaturgradient von ca. $-0,51^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (ZAMG, 2013). Bei einer zukünftigen Temperaturerhöhung um +1 K und unter der stark vereinfachten Annahme einer linearen Beziehung zwischen der Permafrostverbreitung und der Lufttemperatur, würden die Permafrostuntergrenzen um ca. 200 m ansteigen (Schrott et al., 2012b).

Schon ein partielles Auftauen oder eine Erwärmung der Permafrosttemperatur kann zu einer Intensivierung gravitati-

Tabelle 4.1 Potenzielle Permafrostvorkommen Österreichs in Bezug auf die Gesamtfläche und differenziert nach Bundesländern. Die Angaben entstammen Ebohon und Schrott (2008) und basieren auf einem topoklimatischen Schlüssel mit dessen Hilfe die Permafrostuntergrenzen modelliert werden

Table 4.1 Potential permafrost distribution (portion of surface area) in the states of Austria. Data according to the modeling approach of Ebohon und Schrott (2008) which is based on a topo-climatic key

	Permafrostfläche (%)	Permafrost möglich (%)	Permafrost wahrscheinlich (%)
Burgenland	0,00	0,00	0,00
Kärnten	1,65	0,87	0,78
Niederösterreich	0,00	0,00	0,00
Oberösterreich	0,04	0,03	0,01
Salzburg	2,76	1,48	1,28
Steiermark	0,05	0,05	0,00
Tirol	9,82	3,84	5,44
Vorarlberg	1,90	1,28	0,61
Wien	0,00	0,00	0,00
Österreich	1,90	0,86	1,04

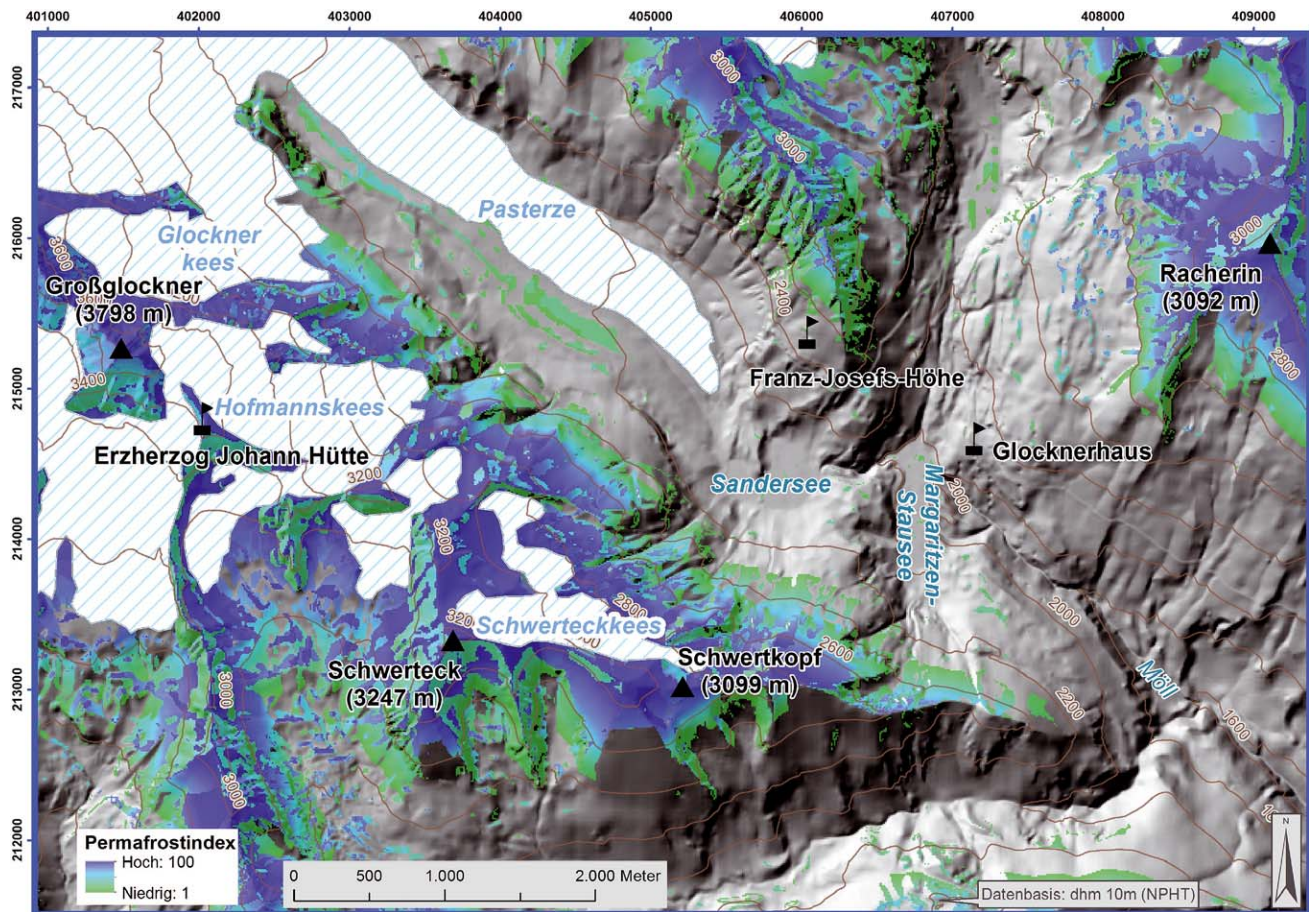


Abbildung 4.3 Modellierung der Permafrostverbreitung im Bereich des Großglockners. Aus: Schrott et al. (2012a)

Figure 4.3 Modelling of permafrost distribution in the surrounding of the Großglockner area. Based on: Schrott et al. (2012a)

ver Prozesse führen. Untersuchungen von Harris et al. (2009) zeigen, dass die felsmechanische Scherfestigkeit schon bei Temperaturen um $-1,5^{\circ}\text{C}$ abnimmt und somit die Felsinstabilität nachhaltig beeinträchtigt wird. In Sedimentkörpern kann schon eine Zunahme der Auftauschicht (partielles Auftauen des Permafrostes) zu vermehrten Murgängen und Rutschungen führen, da vermehrt mobilisierbares Lockermaterial zur Verfügung steht (vgl. Abschnitt 4.2.1). Die komplexen Zusammenhänge sind jedoch bislang nur teilweise geklärt und es liegen nur vereinzelt detaillierte Untersuchungen aus dem Alpenraum vor (Hirschmugl, 2003; Sattler et al., 2011).

Um die Auswirkungen des Klimawandels auf die Permafrostgebiete besser abschätzen zu können, sind Langzeituntersuchungen der Permafrosttemperatur erforderlich. Im Rahmen des Projektes MOREXPART („Developing a Monitoring Expert System for Hazardous Rock Walls“) wird am Kitzsteinhorn (3203 m), basierend auf einer Kombination von Bohrlochmessungen im Fels, geophysikalischen Untersuchungen und meteorologischen Aufzeichnungen, ein Langzeitmonito-

ring realisiert (Hartmeyer et al., 2012a). Die fünf temperaturbestückten Bohrlöcher im Festgestein mit Tiefen zwischen 20 und 30 m liefern neben geoelektrischem Monitoring und zahlreichen oberflächennahen Felstemperaturen (1 m) ab 2012 auch wertvolle Daten zur Temperatur des Permafrostes im Fels und damit zur zukünftigen Entwicklung des Permafrostes.

4.2.4 Glaziale Prozesse

Große Areale der österreichischen Alpen und ihrer Vorländer sind durch glaziale (und glazifluviale) Prozesse geformt worden. Moränenlandschaften, Trogtäler und Zungenbeckenseen sind Ausdruck des Wechsels zwischen Glazial- und Interglazialzeiten (Zeitskala von 10^4 bis 10^5 Jahren) bzw. von Schwankungen innerhalb der Eiszeiten (Zeitskala 1000 Jahre). Die Folgen des aktuellen Klimawandels in der Zeitskala von Jahrzehnten bis Jahrhunderten müssen unabhängig von diesen großräumigen Prozessen im Vergleich mit den Klima- und Gletscherschwankungen des Holozäns betrachtet und

Box 4.3: Permafrostmodellierung**Box 4.3: Modelling of permafrost**

Das empirische Modell PERMAKART 3.0 modelliert die Wahrscheinlichkeit für Permafrostauftreten in den Hohen Tauern. Das Kernelement des Modells PERMAKART 3.0 ist ein topoklimatischer Schlüssel, der bei acht Expositions- und drei verschiedenen Hangneigungsklassen (steiler Fels, Hänge, Hangfußflächen) in den jeweiligen Höhenstufen die gegenwärtigen Untergrenzen der Permafrostverbreitung ausweist. Mit Hilfe eines digitalen Geländemodell in hoher Auflösung (10 m Raster) berechnet das Modell die Auftretenswahrscheinlichkeit und visualisiert das Ergebnis anhand eines Index von 1–100 (Schrott et al., 2012a). Die Ergebnisse der Modellierung sind mit über 600 Messungen zur Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS) validiert worden und zeigen eine gute Übereinstimmung (Schrott et al., 2012b).

quantifiziert werden. Durch den Gletscherrückgang werden große Flächen freigegeben die aufgrund der erst langsam aufkommenden Vegetation und der meteorologischen Bedingungen durch eine intensive Verwitterung gekennzeichnet sind. Eine direkte Folge der Gletschererosion ist insbesondere der hohe Feinsedimenteintrag (Gletschermilch) in Fließgewässer und Seen, ein typisches Charakteristikum glazial geprägter Abflussregime. Eindrucksvoll zeigen sich die Folgen der Sedimentbildung und des Sedimenttransportes bei hochalpinen Speicherseen in glazial geprägten Einzugsgebieten. Der Margaritzenstausee in den Hohen Tauern (Großglockner) ist ein gut untersuchtes Beispiel für die Verlandungsproblematik von Stauseen (Knoblauch et al., 2006). Hartmeyer et al. (2007) haben für die ca. 18 km² große Pasterze für das Jahr 2006 eine Schwebstofffracht von 50 000 t durch die Gletschererosion berechnet. Neben den künstlichen Seen bilden auch natürliche Seen Sedimentfallen für die in den Fließgewässern transportierten Sedimente und können bei entsprechendem Sedimentnachschub auch verlanden (z. B. Sandersee bei der Pasterze).

Während die Sedimentbildung eindeutig beobachtbar und messbar ist, kann der Zusammenhang zu Veränderungen des Klimas nicht einfach hergestellt werden. Die Gletschererosion temperierter Gletscher hängt nicht nur mit Eigenschaften des Gletschers, (Bewegung, Wasserführung) sondern auch mit den topographischen Gegebenheiten des Gletscherbetts (Neigung,

Neigungsänderungen, Konkavität/Konvexität des Gletscheruntergrundes) und der Geologie (Gesteinsart) zusammen. Allgemein kann man davon ausgehen, dass durch die Temperaturzunahme die Gletscher negative Massenbilanzen aufweisen und die Abflussbildung verstärkt wird (insbesondere bei großer Abweichung vom Gleichgewichtszustand), während die Gletscherbewegung sich auf Grund der abnehmenden Eismasse verlangsamt. Sowohl Gletscherbewegung als auch die glaziale Wasserführung beeinflussen Sedimentbildung und Sedimenttransport. Zusätzlich können unterirdische Senkenbereiche an der Gletscherbasis Sediment-Zwischenspeicher bilden, die auch dann vermehrt Sedimente freigeben, wenn Gletscherbewegung und Erosionswirkung allgemein abnehmen. Solange Gletscher noch existieren, ist das subglaziale Abflussregime zeitlich schnellen Änderungen unterworfen und die Sedimentfracht daher schwer modellierbar. Erst bei einem vollständigen Verschwinden der Gletscher kann von einer eindeutigen Abnahme des Feinsedimentbeitrages in den alpinen glazial beeinflussten Fließgewässern ausgegangen werden.

4.2.5 Waldbrände

Waldbrände sind in Österreich eine bislang relativ wenig beachtete Naturgefahr. Verglichen mit Mittelmeergebiet, Savannen oder borealen Wäldern sind die Wälder des Alpenraums als ein nur gering feueranfälliges Ökosystem einzustufen. Im ganzjährig humiden Österreich spielt Feuer für den Wald verglichen mit Windwurf und Schädlingsbefall nur eine geringe Rolle. Laut der Datensammlung zum österreichischen Waldschadensbericht kam es z. B. im Jahr 2011 zu einem Schaden von über 79 272 ha durch Sturm und 40 284 ha durch Muren und Lawinen, aber nur 44 ha durch Waldbrand. Zum Vergleich: In Italien wurde in 2010 die ca. 1 000-fache Fläche (46 537 ha) durch Waldbrand geschädigt (Schmuck et al., 2011). Die Bekämpfung kann in ganz Österreich dank einer funktionierenden Feuerwehrgeschichte frühzeitig und effektiv erfolgen, was neben der geringen klimatischen Disposition zu einer recht geringen Größe der beeinträchtigten Areale führt. Große Brandflächen sind momentan fast ausschließlich aus der Zeit von vor 1950 bekannt (Sass et al., 2012).

Die aktuelle Erwärmung könnte jedoch die Feueranfälligkeit erheblich steigern. Die trockenen Sommer der Jahre 2003 und 2007 haben deutlich gezeigt, dass Waldbrände unter den entsprechenden Witterungsbedingungen rasch entstehen können und erhebliche Ausmaße annehmen können (Gossow et al., 2009; Vacik et al., 2011). Eine erhöhte Feuerfrequenz stellt insbesondere für den alpinen Raum ein Risiko dar, da die Regenerationszeiten der Vegetation nach Feuerschäden relativ

hoch sind (z. B. Wohlgemuth et al., 2005). Die Auswirkungen solcher Feuer sind daher oft noch nach Jahrzehnten im Landschaftsbild zu sehen. Eine vollständige Entwaldung nach einem Waldbrand führt durch die fehlende Schutzfunktion des Waldes zu einem erheblich erhöhten Potenzial für sekundäre Naturgefahren.

Statistische Daten zur Waldbrandfrequenz sind inhomogen und unvollständig. Waldbranddaten für ganz Europa werden im Europäischen Waldbrand-Informationssystem (EFFIS) gesammelt; Daten aus Österreich werden jedoch erst seit 2006 planmäßig erfasst und in diese Datenbank eingespeist. Eine noch unpublizierte Datenbank der BOKU und der KFUGraz enthält zur Zeit ca. 1 200 Brandereignisse, welche bis ins 19. Jahrhundert zurückreichen; der überwiegende Schwerpunkt liegt jedoch auch hier auf dem Zeitraum von 2003 bis heute. Eine Analyse des mittelfristigen Effekts der aktuellen Klimaänderung auf die Feuerfrequenz lässt sich aufgrund dieser Inhomogenität nur schwer durchführen.

Am stärksten betroffen sind momentan die Bundesländer Niederösterreich, Kärnten und Tirol (Gossow et al., 2009). Wichtige räumliche Steuerfaktoren für Waldbrände sind waldbaulicher, topographischer und sozioökonomischer Art. Nach Erkenntnissen des seit 2011 laufenden FIRIA-Projekts (Sass et al., 2012) sind im Vergleich zur gesamten Waldfläche die Waldbrände insbesondere in den häufigen Fichten- und den Fichten-Föhren-Beständen leicht überrepräsentiert. Südexponierte Hänge weisen ein um fast 100 % erhöhtes Waldbrandrisiko auf, was vermutlich auf das wärmere und trockenere Mikroklima sowie die dadurch früher eingeleitete Schneeschmelze und die damit freigelegte abgestorbene Biomasse zurückzuführen ist. Bei der Hangneigung zeigt sich ein Maximum der Branddichte bei ca. 35°. Unterhalb davon etwa bei 25° sind die Ausbreitungsbedingungen für Feuer vermutlich ungünstiger, oberhalb davon etwa bei 50° nimmt hingegen die Nutzungsdichte deutlich ab (Sass et al., 2012). Die Auslöser von Waldbränden in Österreich sind zu ca. 10 % Blitzschläge, zu ca. 90 % sind die Ursachen anthropogen (Unachtsamkeit, Brandstiftung, Eisenbahnfeuer usw.; vgl. Sass et al., 2012). Daher ist es nicht überraschend, dass die Entfernung zu Siedlungsräumen und Infrastruktur deutlich mit der Feuerfrequenz korreliert und die vorher genannten Abhängigkeiten häufig überdeckt werden. Multivariate Korrelationsanalysen zeigen, dass in Tirol die bedeutendsten räumlichen Steuerfaktoren die Bevölkerungsdichte und das Mesoklima (Anzahl von Tagen über Schwellenwerten bestimmter Feuerwetterindizes) sind (Arpaci et al., 2014).

Entgegen des bisweilen aus Medienberichten entstehenden Eindrucks sind laut der EFFIS-Datenbank in ganz Europa die

Feuerzahlen ebenso wie die geschädigten Flächen rückläufig (Schmuck et al., 2011). Ein klimatisch bedingter Anstieg wird vermutlich durch den gegenläufigen Effekt einer verbesserten Brandbekämpfung kompensiert. Auch für Österreich kann, bei allgemein unklarem Trend, eine abnehmende Anzahl und Fläche von Waldbränden bei etwa gleichbleibender mittlerer Feuergröße konstatiert werden. In den letzten Jahrzehnten besteht die Tendenz zur Verschiebung der Feuersaison vom Frühjahr in den Sommer bei einem gleichzeitigen Anstieg des Prozentanteils von Blitzschlagfeuern (Vacik et al., 2011). Die überdurchschnittlich stark blitzschlaggefährdete Fichte (z. B. Pezzatti et al. 2009) könnte sich hier als besonders anfällig erweisen.

Zwar sind und waren die Brandauslöser in Österreich ganz überwiegend anthropogen, aber das Klima wirkt dennoch stark modifizierend auf die Brandhäufigkeit. Ein Maximum von Waldbränden konnte in den 1940er Jahren festgestellt werden (Sass et al., 2012), was auf eine Superposition von trockenen Sommern und intensiver anthropogener Aktivität (z. B. Wilderei, Schmuggel) zurückzuführen ist. Für das letzte Jahrzehnt ist die Datenbasis deutlich homogener; hier konnte ein starker Anstieg der Waldbrandhäufigkeit im „Jahrhundertsommer“ 2003 und im ebenfalls trockenen Sommer 2007 festgestellt werden (Vacik et al., 2011 und Abbildung 4.4). Aufgrund der aktuellen Erwärmungstendenz und der steigenden Wahrscheinlichkeit trockener Witterungsabschnitte im Sommer wird daher in Zukunft eine größere Häufigkeit und Schwere von Waldbränden für den Alpenraum erwartet. Außerdem könnten Sturmschäden und möglicherweise häufigere Schädlingsbefälle die Vulnerabilität gegenüber Feuer erhöhen, da der Brennstoffvorrat durch solche Ereignisse stark ansteigt.

Auch wenn die von Feuer betroffenen Waldflächen momentan nur klein sind, ist zu beachten, dass auf ungünstigen, ökologisch nicht an Feuer angepassten Standorten die Regeneration sehr langwierig sein kann. Die Regeneration von alpinen Waldbrandflächen wurde an den schweizerischen Waldbrandflächen von Müstair und Leuk systematisch untersucht (Wohlgemuth et al., 2005; Wasem et al., 2010), aus Österreich liegen Untersuchungen aus den Tiroler Kalkalpen vor (Sass et al., 2012). Offenbar ist die Gefahr langfristiger Degradation auf Kalkstein besonders groß, da hier Böden mit hohem organischem Anteil durch den Brand komplett zerstört werden können. Auf den dann weitgehend kahlen Flächen ist die Frequenz und Intensität geomorphologischer Prozesse extrem verstärkt. Wegen der mechanischen Schäden durch Lawinen und Stein Schlag ist die Erholung der Vegetation oft schwierig, so dass die Regeneration in ungünstigen Lagen Jahrzehnte oder sogar Jahrhunderte in Anspruch nehmen kann (Sass et al., 2012).

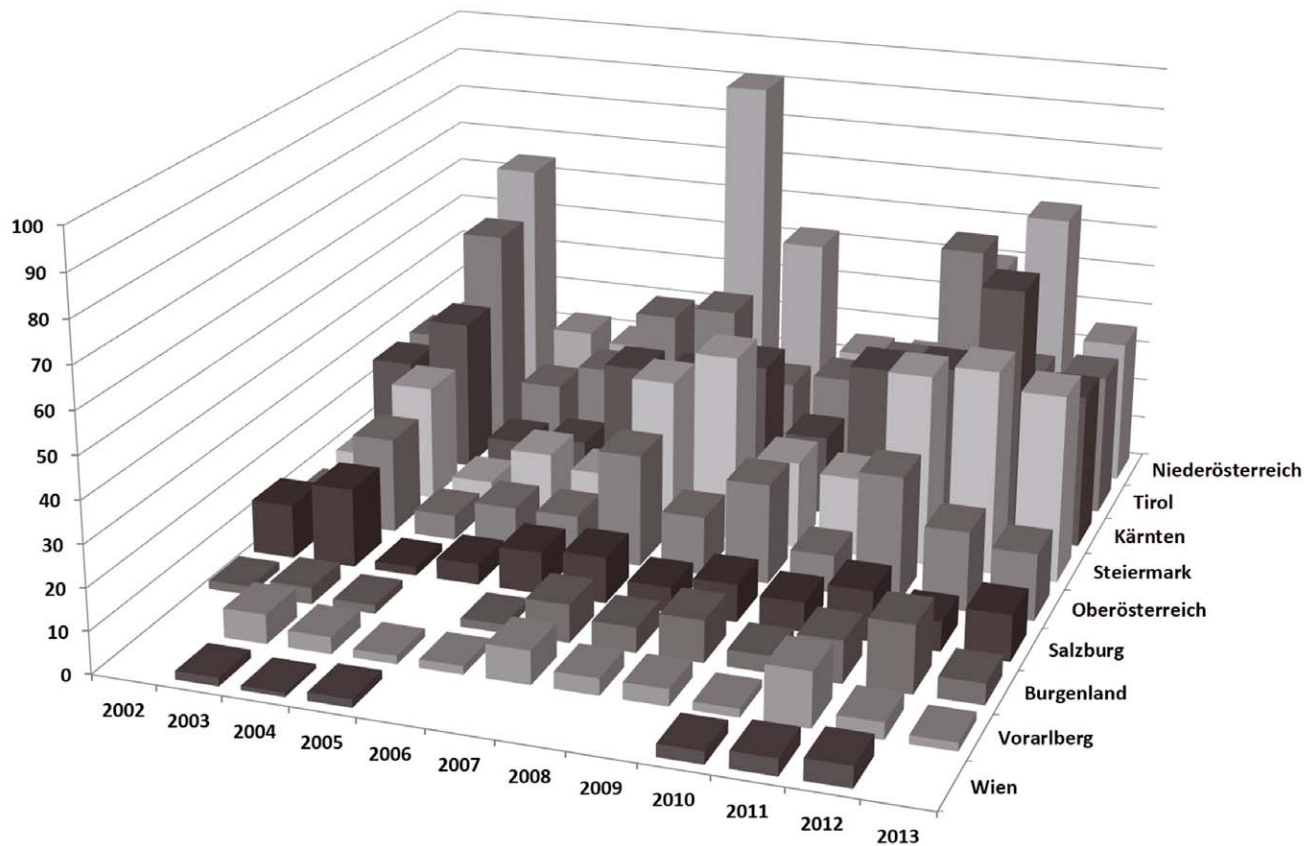


Abbildung 4.4 Waldbrandhäufigkeit in den Jahren 2002 bis 2013 in den Bundesländern Österreichs (Vacik et al., 2011, verändert und ergänzt)
Figure 4.4 Forest fire frequency in the years 2002 to 2013 in the federal countries of Austria (Vacik et al., 2011, modified and supplemented)

Aufgrund der kleinen betroffenen Flächen und der allgemein sehr gut organisierten Feuerbekämpfung ist der mögliche direkte Schaden für den Menschen als relativ gering einzustufen. Die entscheidende Besonderheit im Gebirgsland Österreich ist jedoch die Schutzfunktion des Waldes gegenüber Lawinen, Steinschlag und Hochwasser. An steilen Hängen wird die Schutzfunktion des Waldes durch schwere Brände erheblich reduziert, was zu einer erhöhten Wahrscheinlichkeit von sekundären Naturgefahren führen kann. Die bedeutendsten Folgeereignisse sind erhöhter Abfluss und Bodenerosion und Murgangaktivität (Shakesby und Doerr, 2006) und Lawinentätigkeit (Sass et al., 2010). Diese Prozesse haben wiederum eine negative Rückkopplung auf die Wiederbesiedlung.

Es bestehen noch erhebliche Wissenslücken hinsichtlich der besonders betroffenen Waldgesellschaften, der Regenerationszeit nach schweren Bränden und des Wechselspiels zwischen klimatischer Disposition und anthropogener Auslösung. Zusammenfassend lässt sich jedoch aufgrund der erwähnten „Feuersommer“ 2003 und 2007 vermuten, dass die Disposition für Waldbrände mit einer größeren Häufigkeit sommerli-

cher Trockenperioden weiter zunehmen wird, auch wenn die tatsächliche Brandhäufigkeit und Brandfläche durch bessere Aufklärung, Frühwarnung und Brandbekämpfung möglicherweise weiter sinken wird. Aufgrund der möglichen, gravierend negativen Folgen für die Schutzfunktion des Waldes sind weitere Forschungsaktivitäten und frühzeitliche waldbauliche Gegenmaßnahmen notwendig.

4.2.6 Weitere Sedimenttransporte

Fluviale Prozesse

Der Transport von Feststoffen (Sedimenttransport) in wasserführenden Gerinnen erfolgt als Geschiebe oder als Schwebstoff. Da Österreich ein Gebirgsland ist, kommt Gebirgsbächen und -flüssen gegenüber großen Flusssystemen des Tieflands erhöhte Bedeutung zu; der vorherrschende Transportprozess in diesen ist der Geschiebetransport. Dieser ist definiert als Verlagerung von Gesteinskörnern im Gerinne, die auf oder nahe der Gewässersohle gleitend, rollend oder springend fortbewegt werden (ÖN B 2400).

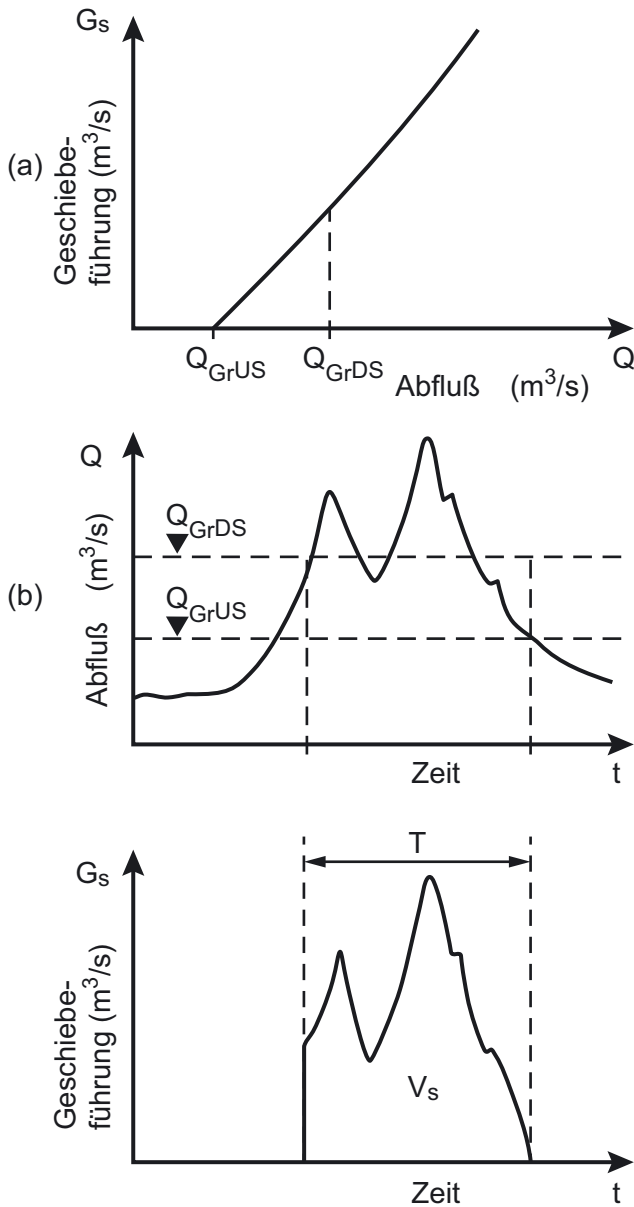


Abbildung 4.5 (a) Zusammenhang zwischen Abfluss und Geschiebeführung bzw. (b) zwischen Abfluss- und Geschiebeganglinie (Vischer und Huber, 1993). Bei der Grenzscheppspannung ($GrDS$) gerät das Geschiebe in Bewegung. Sie ist ca. 30 % größer als die Sedimentationsscheppspannung ($GrUS$) bei welcher die Ablagerung beginnt

Figure 4.5 (a) Relationship between runoff and sediment transport respectively (b) between runoff and sediment transport hydrograph (Vischer und Huber, 1993). Reaching the critical tractive force ($GrDS$) the sediment movement starts. It is about 30 % greater than the critical tractive force ($GrUS$) where deposition starts.

Die Materialmenge, die durch das abfließende Wasser mobilisiert und transportiert werden kann, hängt einerseits von der Transportkapazität des Gerinnes und andererseits vom Widerstand, den das Material seinen Abtransport entgegengesetzt (Materialverfügbarkeit – Materialeigenschaften), ab. Beson-

ders in den Gebirgsbächen (Wildbächen) können große Geschiebemengen in kurzer Zeit transportiert werden, während in den größeren Flusssystemen über längere Zeiträume große Feststoffmengen verlagert werden.

Die Transportkapazität wird von der abfließenden Wassermenge und der Strömungsgeschwindigkeit bestimmt. Der Abfluss wiederum beeinflusst auch die Strömungsgeschwindigkeit und das Gerinnequerschnitt (zu diesem Zusammenhang vgl. z. B. Fließformel nach Gauckler-Manning-Strickler). Er ist generell von den Witterungsverhältnissen und speziell von der Entwicklung der extremen Niederschlagsereignisse abhängig. Dadurch besteht ein Einfluss des Klimawandels auf den Geschiebetransport in Gerinnen.

Damit Material tatsächlich mobilisiert und transportiert werden kann, ist ein kritischer Abfluss nötig, welcher als untere Grenze für den Materialtransport gilt (z. B. Bestimmung nach Meyer-Peter in Sendzik, 2003) Über diesem Grenzwert steigt die Menge des transportierten Geschiebes (in ungestörten Regimen und bei höheren Gerinneneigungen) überproportional zur Abflussmenge (Abbildung 4.5 a und 4.5 b). Die künftige Entwicklung extremer Niederschlagsereignisse und die damit verbundene Magnitude von Spitzenabflüssen ist dadurch relevant, während z. B. sinkende Mittel- und Niederwasserstände auf den Geschiebetransport keinen nennenswerten Einfluss haben werden (Abbildung 4.5; Vischer und Huber, 1993; Habersack et al., 2009).

Im Alpenraum wird von einer Änderung in den Abflussregimen ausgegangen, die saisonal, regional und bezogen auf die Einzugsgebietscharakteristik differenziert zu betrachten ist (vgl. Band 2, Kapitel 2; Fürst et al., 2010; Mauser und Pransch, 2010; Nachtnebel und Stanzel, 2010; Climchalp, 2008; Schädler et al., 2007). Für Österreich werden Änderungen der Abflüsse bei Hochwässern im Bereich von -4 % bis +10 % erwartet (Blöschl et al., 2011). Die Unsicherheiten sind aber speziell in den kleinen Einzugsgebieten von Gebirgsbächen sehr groß, in denen Geschiebetransportprozesse eine große Rolle spielen und die sehr sensibel auf Änderungen reagieren (Blöschl et al., 2011).

Der zweite wesentliche Faktor der die Geschiebeführung bestimmt, ist die Materialverfügbarkeit. Der Klimawandel kann lokal zu einer deutlichen Erhöhung des Geschiebepotenzials (z. B. in Gletscherrückzugsgebieten oder durch das Auftauen von Permafrostbereichen) und damit der Feststofftransportraten führen. Diese Auswirkungen werden allerdings auf Gerinne und steile Bachläufe des Gebirgsraums begrenzt sein (Blöschl et al., 2011; Raymond-Pralong et al., 2011; Schleiss et al., 2010; Schädler, 2010). Intensivere Niederschlagsereignisse können zu einem vermehrten Auftreten von Rutschun-

gen (Tilch et al., 2011) und dadurch ebenfalls zu lokal erhöhten Geschiebepotenzialen führen. In diesen Bereichen kann es in steilen Gerinnen durch einen Prozesswechsel (z. B. von fluvialen Geschiebetransport hin zu murartigen Abflüssen) zu überproportionalen Auswirkungen kommen (Vervielfachung der maximalen Abflussmenge; Andrecs et al., 2010). In den flacheren Gerinnen und Flussläufen größerer Einzugsgebiete sind solche Auswirkungen nicht zu erwarten, die mögliche Zunahme des Geschiebetriebs sollte hier unter den natürlichen Schwankungen liegen (Blöschl et al., 2011).

Neben der natürlichen Steuerung wird der Geschiebetransport vor allem von anthropogenen Aktivitäten bestimmt. Verschiedene Landnutzungstypen haben unterschiedlichen Einfluss auf das Abflussregime (Markart et al., 2012) und damit auch auf den Feststofftransport (Habersack et al., 2009; BAW, 2007). Die Effekte der Klimaänderungen (insbesondere veränderte Niederschlagsintensitäten) können durch Landnutzungsarten, die zu hohen Oberflächenabflüssen führen (wie z. B. Bodenversiegelung), verstärkt werden.

In den steilen Oberläufen der Gebirgsbäche begrenzen Schutzbauten oft den Geschiebetransport. Eine lokal erhöhte Geschiebeverfügbarkeit und eventuell erhöhte Niederschlagsintensitäten können in diesen Bereichen zu verstärkter Beanspruchung der Bauwerke führen (Andrecs et al., 2010; Schädl, 2010). Entsprechende Untersuchungen sind allerdings noch mit großen Unsicherheiten verbunden.

Die Geschiebetransportsysteme in Flussläufen werden in weiten Bereichen durch Flussregulierungen und Kraftwerksbauten bestimmt. Durch Flussregulierungen sind natürliche Retentionsräume verloren gegangen: die Gerinnerauigkeit wurde verringert und das Gefälle (durch Begradigungen) erhöht. Die damit erzielte Erhöhung der Abflusskapazitäten durch höhere Fließgeschwindigkeiten (im Hochwasserfall) führt gleichzeitig zu einer Erhöhung der Transportkapazitäten. Demgegenüber unterbrechen Kraftwerke den Feststofftransport (Habersack et al., 2011). In den Staubereichen kommt es aufgrund verringerter Fließgeschwindigkeiten zur Ablagerung des Geschiebes, das in der Folge fehlt. Dadurch treten unterhalb von Kraftwerken trotz der regulierten Abflüsse häufig Erosionsprozesse (Gerinnevertiefungen) auf. Die Intensität dieser Prozesse hängt direkt von der Entwicklung der Abflüsse (insbesondere Hochwasser-Frequenz und -Magnitude) und damit von der Entwicklung des Klimas ab. (z. B. Raymond-Pralong et al., 2011; Blöschl et al., 2011).

Abschließend ist festzuhalten, dass Aussagen zur Entwicklung des Niederschlags im Zuge der Klimaänderung unsicher sind und die Veränderungen der zukünftigen Niederschlagsverhältnisse zwischen den einzelnen RCM's (Regionalen Kli-

modellen) stark variieren (Kling, 2011; siehe auch Band 1, Kapitel 4). Eine verlässliche Prognose der Entwicklung extremer Niederschlagsereignisse (insbesondere von konvektiven Niederschlagsereignissen; vgl. Schöner et al., 2011; Böhm, 2008), der daraus resultierenden Abflussereignisse und der Geschiebetransportprozesse kann derzeit nicht erfolgen.

Äolische Prozesse

Fragen nach Änderungen der äolischen Prozesse aufgrund eines möglichen Klimawandels werden oft auf die Frage der Bodenerosion bzw. der Verlagerung und Transport von Partikel reduziert im Sinne von „Emission – Transmission – Immission“. Zur Beurteilung der Auswirkungen dieser Prozesse auf die Reliefum- und -neubildung sind darüber hinaus eine Vielzahl weiterer Parameter – ganz entscheidend die Nutzung und die lokalen Oberflächengegebenheiten – mit in die Betrachtungen einzubeziehen (McVicar et al., 2012).

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Oberflächenbeschaffenheit müssen die Landschaftsräume Österreichs in Bezug auf das Wirken äolischer Prozesse differenziert betrachtet werden. Neben den Hochgebirgsräumen, welche durch große vegetationsfreie Flächen gekennzeichnet sind und in denen aktuell durch den Rückzug der Gletscher neue Quellen für äolischen Sedimenttransport verfügbar werden, sind es vor allem intensiv (sowohl agrarisch als auch unbebaute Gebiete im Siedlungsraum) genutzte Flächen im Osten von Österreich, die durch das Wirken des Windes beeinflussbar sind.

Als wichtigstes Sediment in diesem Landschaftsbereich kann der durch äolische Akkumulationsvorgänge in den quartären Kaltzeiten entstandene Löss angesehen werden. Das Vorliegen dieses Sediments in all seinen Ausprägungen – inklusive der Komponenten Schwemmlöss, verlagertes Löss und Flugsand – ist vor allem für das Bundesland Niederösterreich von großer Bedeutung (Peticzka et al., 2010). Dieses Sediment ist von seiner Textur her durch sehr hohe Schluffanteile (63–2 µm) gekennzeichnet, die in den östlichen Bereichen bis zu 80 %, weiter im Westen 40–60 % ausmachen können. Die Wechselwirkung von Ausblasungsgebieten und Ablagerungsgebieten ist maßgeblich für die Ausformung und Überprägung der Reliefsituation in ihrer heutigen Ausprägung und damit auf die Auswirkungen des aktuellen Klimawandels auf äolische Prozesse.

Im Gegensatz zu den alpinen Bereichen, welche durch den Gletscherrückzug direkt zu Quellen des äolischen Abtrages und der Winderosion werden, sind diese Sedimentkörper jedoch pedogenetisch stark überprägt und werden heute überwiegend durch Schwarzerdeböden des Typus „Tschernosem“

überlagert. Dieser Bodentyp gilt in seiner heutigen Ausprägung als nicht, bzw. mäßig (wind)erosionsgefährdet (BMLF, 1975). Eine Änderung zu höheren Windgeschwindigkeiten kann prinzipiell zu erhöhter Erosion führen, die Auswirkungen sind immer unter den gegebenen bodenkundlichen Standortbedingungen zu betrachten (siehe auch Band 2, Kapitel 5). Diese sind in den agrarisch intensiv genutzten Flächen von der jeweiligen Frucht und damit einhergehend von der Bodenbedeckung abhängig. So stellt unter geschlossener Vegetationsdecke die Winderosion – auch bei hohen Windgeschwindigkeiten – eine vergleichsweise vernachlässigbare Größe dar (Mendez und Buschiazzo, 2010). Dies steht natürlich im starken Gegensatz zu den äolischen Erosionsprozessen, die etwa unter Schwarzbrache zu erwarten sind.

Eine weitere, die Winderosion massiv beeinflussende Größe ist die aktuelle Bodenfeuchte. Wenngleich auch dieser Parameter seriös nicht ohne die jeweilige Frucht betrachtet werden sollte, so kann doch von einer verminderten Erosionsgefährdung an gut durchfeuchteten Standorten ausgegangen werden (Webb und Strong, 2011). Hier zeigt sich die wohl signifikanteste Abhängigkeit zu möglichen Klimaänderungen. Eine Verlängerung der Zeitspannen ohne oder mit vernachlässigbaren Niederschlägen würde so direkt auf die (Wind)Erodibilität der Standorte wirken.

Zusammenfassend sei angemerkt, dass die Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die Reliefentwicklung bedingt durch äolische Prozesse neben den lokalen, bodenkundlichen Standortfaktoren (Aggregatstabilität, Humusgehalt und Bodenfeuchte) auch immer unter dem Aspekt der jeweiligen Nutzung und damit verbunden der Vegetationsbedeckung gesehen werden muss. Eine Änderung der Nutzung – egal wodurch diese zustande kommt – ist daher in jede Prognose mit einzubeziehen. Dies zeigt sich unter anderem deutlich in den Sanddünen des Marchfeldes im Bereich Oberweiden östlich von Wien. Sowohl die Mobilisierung dieser Dünen im 10. und 11. Jahrhundert als auch die Stabilisierung durch die Aufforstungen im 18. Jahrhundert waren durch Nutzungsänderungen und nicht durch klimatologische Prozesse induziert worden (Mrkvicka und Schneider, 2005). Die für die Reliefentwicklung relevanten äolischen Prozesse der Erosion – und im geringeren Masse der Akkumulation – sind daher immer auch unter Einbeziehung der Nutzung zu betrachten.

4.3 Dienstleistungen der Reliefsphärensysteme

4.3 Services of geosphere systems

In der von ökologischer Seite geführten Diskussion der „Ecosystem Services“ (siehe hierzu eine ausführlichere Diskussion in Band 2, Kapitel 1) kommt der Reliefsphäre kaum Bedeutung zu. Im Millennium Ecosystem Assessment wird der Begriff Geomorphologie dreimal verwendet, der Begriff Relief ebenfalls dreimal (Hassan et al., 2005), wobei Relief nur einmal in Bezug zu „Ecosystem Services“ steht, nämlich als Grundlage der Landschaft im Kontext von Kulturräum. Der Begriff Geomorphologie steht neutral als ein Faktor im Abschnitt zu Naturgefahren. Sucht man nach weiteren geomorphologischen Termini häuft sich nur „Hang“, entweder bei Definitionen von Gebirgsräumen und allgemeinen Beschreibungen oder im Zusammenhang mit Massenbewegungen und Erosion.

Dies ist allerdings auch nicht unbedingt überraschend, da das Relief zwar als abiotischer Faktor Ökosysteme mitsteuert, zeitlich aber im Vergleich zur ökologischen Dynamik relativ konstant ist. Ökosystemprozesse und Funktionen werden weitgehend von biotischen Prozessen gesteuert, beispielsweise durch die unmittelbare Reaktion von Vegetation auf Klimavariabilität und Landnutzung. Im Millennium Ecosystem Assessment wird deshalb definiert: „Ecosystem services are the benefits people obtain from ecosystems.“ (Hassan et al., 2005). Damit stehen die Prozesse und Funktionen von Ökosystemen im Zentrum der Betrachtung. Die Reliefsphäre ist somit zwar eingebunden, da sie Standortbedingungen von Ökosystemen beeinflusst, sie nimmt aber nicht direkt am biologischen Kreislauf teil, sondern nur indirekt über den geologischen Kreislauf (Neumeister, 1988). Konsequenter definieren de Groot et al. (2002) „only those goods and services are included that can be used on a sustainable basis, in order to maintain the ecosystem functions and associated ecosystem processes and structures“. Das Verb „use“ (benutzen, verbrauchen), ist dabei entscheidend. Relief wird im Sinne von „Ecosystem Services“ im weiteren Sinn zwar verbraucht, beispielweise beim Straßen- und Pistenbau oder im Zuge von landwirtschaftlicher Nutzung. Relief wird aber nur in geringem Umfang durch Ökosystemprozesse nachgebildet und so ist es in der wissenschaftlichen Debatte um Ökosystemdienstleistungen nur indirekt zu finden, wie oben bereits diskutiert. Eine Ausnahme stellt hier die Terrassenkultur an Hängen dar, in der ein Relief künstlich so geformt wird, dass bestimmte Ökosystemdienstleistungen genutzt werden können, nämlich vor allem landwirtschaftlicher Ertrag sowie Erhaltung der Bodenfruchtbarkeit (Verringerung

der Bodenerosion und des Oberflächenabflusses). In Österreich spielt die Terrassenkultur im Weinbau eine Rolle.

Da der oben erwähnte große geologische Kreislauf auf den Klimawandel deutlich langsamer reagiert als Kreisläufe in Ökosystemen, abgesehen von Massenbewegungen und Flussdynamik, fehlt auch die wissenschaftliche Auseinandersetzung über „Ecosystem Services“ und Reliefsphäre im Kontext des Klimawandels.

Innerhalb der Fachdisziplin der Geomorphologie entwickelte sich in der letzten Dekade die programmatische Forderung „geomorphologische“ Dienstleistungen in Anlehnung an die Ökosystemdienstleistungen zu definieren (siehe z. B. das jüngste Geomorphologie-Handbuch von Gregory und Goudie, 2011). Einigermaßen befriedigende Konzepte gibt es jedoch erst zu zwei Aspekten der kulturellen Dienstleistungen. Zum einen befasst sich die Working Group „Geomorphosites“ der International Association of Geomorphologists (IAG) intensiv mit der Unterschütz-Stellung herausragender geomorphologischer Formen und Landschaften. Zum anderen ist die Literatur zur Aufbereitung von geomorphologischen Kenntnissen für die Beförderung von Wissen und Bildung angewachsen (z. B. Davis, 2002).

Der Einfluss des Klimawandels auf Reliefformungsprozesse wird von geomorphologischer Seite ähnlich wie von ökologischer Seite beurteilt. Für die Veränderung geomorphologischer Formen und Prozesse sind drei Steuerfaktoren verantwortlich, nämlich Tektonik, Klima und der Mensch selbst. Tektonische Impulse können sich sowohl rasch als auch langsam auswirken, klimatische Impulse führen meist zu längeren Responsezeiten in den geomorphologischen Prozessen, anthropogene Impulse aber werden in den meisten Fällen sehr rasch wirksam (Slaymaker et al., 2009; Gregory und Goudie, 2011). Folgerichtig ist der Schluss zu ziehen, dass im 21. Jahrhundert die dominanten Steuerfaktoren für Veränderungen der Reliefsphäre die direkten menschlichen Eingriffe in die formschaffenden Prozesse sind. Auf der Bühne dieser raschen gegenwärtigen anthropogenen Reliefveränderungen kann allerdings der zusätzliche Klimawandel eine unerwartete Verschlechterung des Landnutzungspotentials auslösen (siehe Beispiel in Abschnitt 4.3.4).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass weder im Millennium Ecosystem Assessment noch in ökologischen Fachzeitschriften der Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre diskutiert wird. In der geomorphologischen Literatur wurden bislang ausschließlich zwei Aspekte der kulturellen Dienstleistungen adressiert. Sucht man nach dieser Thematik unter dem Blickwinkel des Österreich-Bezugs, so steht man vor einem nahezu unbeschriebenen Blatt!

Bevor auf die verschiedenen „Services“ im Detail eingegangen wird, sei kurz der Einfluss des Reliefs auf Standort- und Nutzungsbedingungen in Österreich charakterisiert. Dieser ist in der Alpenregion und in den außeralpinen Gebieten grundlegend verschieden. In den Alpen sind Hangneigung und Exposition, abgesehen vom Ausgangsgestein, die wichtigsten Parameter, die über die potentielle natürliche Vegetation (PNV) und deren Nutzung und Überprägung, die landwirtschaftliche Inwertsetzung der Flächen und die Siedlungs- und Infrastrukturmöglichkeiten entscheiden. Historische Siedlungs- und Nutzungsstrukturen sind weitgehend an Verflachungen auf Trogschultern, Flussterrassen, Schwemm- und Murkegel gebunden. Zur Nutzungsproblematik dieser Kegel im Zeichen des Klimawandels siehe Abschnitt 4.2.1. Außeralpin vereinen die quartären Schotterterrassen der größeren Flüsse in vielen Aspekten optimale Standortbedingungen für die menschliche Nutzung. Sie bieten flaches Bauland, große Grundwasserspeicher für die Wasserversorgung, unmittelbaren Zugang zu Baustoffen sowie ertragreiche Böden auf den höheren, mit Löss bedeckten Terrassen. Alle außeralpinen Schotterterrassen sind daher Zentrum einer raumplanerisch schwierig zu lösenden Verdichtung von Siedlung, Industrie und Agrarflächen. In Bezug auf den Klimawandel ist aber weder in alpinen noch in außeralpinen Gebieten eine dramatische Veränderung der basalen Reliefverhältnisse zu erwarten.

4.3.1 Supporting Services

Nach dem Millennium Ecosystem Assessment (Hassan et al., 2005) zählen die Bodenbildung, die Photosynthese und die darauf basierende Primärproduktion, der Nährstoff- sowie der Wasserkreislauf zu den Supporting Services. Diese Services werden alle über den Standortfaktor Relief indirekt gesteuert, indem, wie oben geschildert, das Relief beispielsweise die PNV und deren Nutzung steuert und so die Photosyntheseleistung der Vegetation und damit deren Primärproduktion. Dies gilt auch für Grasland und Ackerpflanzen. Entscheidend sind aber vor allem die Prozesse der Biosphäre und der Einfluss des Klimawandels auf diese Prozesse. Der Faktor Relief bleibt in den Zeitskalen des anthropogenen Klimawandels und der Ecosystem Services weitgehenden konstant bzw. gilt als Störung, wenn Massenbewegungen Vegetation zerstören und damit Biomasse zeitweise reduzieren. Gleiches gilt im Prinzip für den Einfluss der Reliefsphäre auf die Bodenbildung und den Wasserkreislauf. Auch der Nährstoffkreislauf ist eng an die Vegetationsausstattung, die Bodenprozesse und die Wasserverfügbarkeit gekoppelt, und damit übt das Relief auch hier indirekt Einfluss aus.

Zusammenfassend sei vermerkt, dass direkte Einflüsse des Klimawandels auf die Biosphäre, den Boden, Wasserkreislauf und damit auf die Primärproduktion sowie Nährstoffkreisläufe bedeutender sind und schneller wirken, als langsame Veränderungen der Reliefsphäre und deren indirekter Einfluss. Die Reliefsphäre ist somit in der Diskussion über Veränderungen von Supporting Services im Kontext des Klimawandels vernachlässigbar.

4.3.2 Provisioning Services

Unter Provisioning Services versteht man u. a. die Erzeugung von Nahrung, Holz, Fasermaterial, diatomischen Mineralien, Medizinalpflanzen, genetischen Ressourcen, Trinkwasser, sowie Energie (Hydroenergie, Wind- und Biomasse-Energie; Hassan et al., 2005). Auf diese Provisioning Services übt das Relief indirekten Einfluss aus. Der Einfluss des Klimawandels wird schneller und direkter auf die Biosphäre selbst spürbar sein, als durch über etwaige Reliefveränderungen ausgelöste Prozesse.

Im Falle des Weinbaus wird das Relief von Menschenhand beeinflusst, um einen erhöhten Ertrag an Feldfrüchten, sowie verringerte Bodenerosion (Erhalt der Bodenfruchtbarkeit) zu erreichen. In anderen Weltregionen wird der verstärkte Terrassenfeldbau als Anpassung an zu erwartende größere Trockenheit vorgeschlagen (Hassan und Nhemachena, 2008). Eine Anpassungsstrategie, die im Weinbau diskutiert wird, ist die Verlagerung von Anbaugebieten, in höhere Lagen (Soja, 2010). Dies würde somit zu einem indirekten Einfluss des Klimawandels auf das Relief führen, wenn neue Terrassen angelegt würden, um Ertragseinbußen in niederen Lagen durch erneute Erschließung von ökologischen Dienstleistungen in höheren Lagen wett zu machen. Allerdings ist die Terrassenkultur arbeitsaufwändig und somit teuer. Schon jetzt ist in manchen Betrieben fraglich, ob die bestehenden Terrassen weiter gepflegt und genutzt werden können (Wimmer, 2009). Finanzielle Gründe werden daher eine entscheidende Rolle spielen, ob ein einzelner Weinbauer/eine einzelne Weinbäuerin die Anpassungsstrategie der Neuerschließung eines Wein Gartens in höherer Lage verwirklichen kann.

4.3.3 Regulating Services

Unter Regulating Services versteht man u. a. Kohlenstoffspeicherung und Klimaregulierung, Abfallabbau und Entgiftung, Filterung von Wasser und Luft, Steuerung von Wasserabfluss sowie Erosion, Kontrolle von Naturgefahren, Kontrolle von Krankheiten und Schädlingen oder auch die Bestäubung

(Hassan et al., 2005). Das Relief übt auf die Regulating Services indirekten Einfluss aus. Im Falle der Terrassenkultur im Weinbau wird das Relief gezielt beeinflusst, um sich Regulating Services zunutze zu machen, nämlich die verringerte Bodenerosion und die größere Verweilzeit des Wassers in flacheren Hangneigungen, die somit zu größeren und nachhaltigeren Erträgen führen (Berhe et al., 2012). Dies wird im Hinblick auf den Klimawandelanpassungen des Weinbaus im Abschnitt 4.3.2 diskutiert.

4.3.4 Cultural Services

Exemplarisch können für Österreich eine Reihe von Zusammenhängen zwischen Reliefformen und den verschiedenen Aspekten der kulturellen Werte (im Folgenden kursiv angeführt) identifiziert werden.

Die *kulturelle Diversität* des Landes beruht unter anderem auf den völlig unterschiedlichen Lebensumständen in Gebieten mit hohen (Alpenraum), geringeren (Alpenvorland und Böhmisches Masse) sowie unbedeutenden Reliefunterschieden (Ostösterreich). Sakrale Bauten und Denkmäler als Ausdruck *spiritueller und religiöser Werte* wurden häufig auf Kulminationspunkten des Reliefs errichtet. Auf diese Weise entstanden einzigartige Kulturlandschaften. Ein Beispiel hierfür ist die Region „Salzburgischer Flachgau“ im Zungenbecken des eiszeitlichen Salzach Vorlandgletschers, in der die Kuppen der Grundmoränen-Landschaft (morphogenetisch meist Drumlins) häufig von Kirchen, Kapellen und Bildstöcken gekrönt und akzentuiert sind. Um den *Wissenstransfer* über die Entstehung bestimmter Landschaftsformen und Landschaften nehmen sich elf geomorphologische Lehrpfade im Nationalpark Hohe Tauern² an. Aber auch in vielen Tourismusgemeinden Österreichs wird in Informationszentren und auf Schautafeln entlang der Wanderwege geomorphologisches Wissen für Laien aufbereitet; insbesondere die Zahl der Eiszeitwanderwege ist beeindruckend. Die Bedeutung des Reliefs als Grundlage für *Freizeitsport und Erholung* braucht im Tourismusland Österreich kaum betont zu werden. Das alpine Relief schafft die notwendigen Hangneigungen und die entsprechende Seehöhe für das Skilaufen und steht so im Zentrum des Wintertourismus. Der Sommertourismus knüpft sich zum einen an die Voralpenseen, die während der Eiszeit durch glaziale Beckenerosion angelegt wurden, zum anderen an das Wandererlebnis in schönen „alpinen“ Landschaften. „Alpine Landschaften“ beinhalten die Kulturlandschaft der Almen, deren Entwicklung in der Existenz von (glazial geschaffenen) Flachformen

² www.hohetauern.at

in höheren Stockwerken der Alpen gründet. An „alpine Landschaften“ knüpft sich aufgrund ihrer Naturnähe aber auch die gesellschaftliche Erwartung, dass es sich um Landschaften von hohem ästhetischem Wert handelt. Wie Untersuchungen im Rahmen des „Man and Biosphere“ Programms der UNESCO zeigten spielt in den alpinen Hochgebirgslandschaften Österreichs das Relief einen dominanten Faktor im Zustandekommen ästhetischer Landschaftserlebnisse. Die Präsenz vieler unterschiedlicher Reliefformen oder aber starke Reliefkontraste rufen ein positives Landschaftserlebnis hervor. Hingegen führen Reliefelemente, die als „künstlich geschaffen“ wahrgenommen werden, wie z. B. herausgesprengte und völlig glatt einplanierte Skipistenbänder, zu starken Einbrüchen des Landschaftserlebnisses (Hamann, 1988; Embleton-Hamann, 1994). In den letzten zwei Jahrzehnten haben anthropogene Reliefelemente im österreichischen Alpenraum durch die Anlage von Speicherseen für die Skipistenbeschneigung noch deutlich zugenommen (Hahn, 2004). Sie bilden einen groben Verstoß gegen das „*sense of place*“ Konzept. Dieses Konzept kristallisiert sich innerhalb der Untersuchungen zur optischen Qualität von Landschaften immer mehr als kritisches Konzept heraus (siehe z. B. Van den Berg et al., 2003) und besagt, dass eine Naturszene keine fremdartigen (= gebauten) Elemente enthalten sollte.

In den Dienstleistungen der Reliefsphäre für Tourismus und Erholung wird sich die Klimaerwärmung zumindest indirekt auswirken. Sie ist, wie in Band 2, Kapitel 2 und 6 sowie Band 3, Kapitel 4 eingehend dargestellt wird, mit überwiegend negativen Konsequenzen für den Wintertourismus behaftet. In manchen Regionen Österreichs ist bereits in 10 bis 15 Jahren mit unzureichenden Schneebedingungen und ökonomisch nicht mehr tragbaren Beschneigungskosten zu rechnen. Umgekehrt werden aber die steigenden Temperaturen den Sommertourismus in Österreich begünstigen und konkurrenzfähig gegenüber dem dann zu heißen Mittelmeerraum machen. Wirtschaftlich wird also im unteren Stockwerk der Alpen eine Umstellung auf den Sommertourismus erfolgen müssen. Dieser benötigt, wie gezeigt, intakte und ästhetische Landschaftsbilder, in denen die künstlichen Landschaftselemente der heutigen Wintersport Industrie ein äußerst problematisches Erbe darstellen werden.

4.4 Forschungsbedarf

4.4 Research needs

Die folgenden Fragen zum Themenbereich „Einfluss des Klimawandels auf die Reliefsphäre“ fassen den bisher aufgezeigten Forschungsbedarf zusammen. Grundlegend sollten diese immer in verschiedenen zeitlichen und räumlichen Dimensionen und im historischen, momentanen und zukunftsorientierten Kontext bearbeitet werden.

- Wie stark ist die Dynamik in der Reliefsphäre vom Klimawandel abhängig?

Es gilt zu klären, welche natürlichen, über Jahrhunderte und Jahrtausende andauernden Schwankungen, die Dynamik der Reliefsphäre bestimmen und welche besondere Bedeutung dem aktuellen, durch den anthropogenen Einfluss verstärkten, Klimawandel in der Veränderung dieser Dynamiken zukommt.

- Wie kann bei der Analyse der beobachtbaren Veränderungen in der Reliefsphäre, zwischen den Auswirkungen des Klimawandel und der direkten menschlichen Aktivitäten differenziert werden?

Zu untersuchen ist, welche der festzustellenden Änderungen in der Reliefsphäre eindeutig, d.h. auch quantifizierbar auf den Klimawandel zurückzuführen sind und welche auf den direkten (z. B. Hangplanierungen, Gerinnemodifikationen) und indirekten (z. B. geänderte Hangdrainagen, Entwaldung oder Aufforstung) Einfluss menschlicher Aktivitäten zurückzuführen sind. Erschwerend ist hierbei, dass diese beiden Einflüsse in der Reliefsphäre häufig parallel ablaufen, sich teilweise aufheben, abschwächen aber auch verstärken.

- Welchen Einfluss hat der Klimawandel kurz-, mittel- und langfristig auf Veränderungen in der Vorbereitung, dem Auslöser und dem Bewegungsablauf der gravitativen Massenbewegungen?

Auf die gravitativen Massenbewegung hat der Klimawandel in unterschiedlichen Bereichen einen umfassenden Einfluss. Es werden vorbereitend Faktoren durch den Klimawandel verändert (z. B. geänderte Vegetation, veränderte Verwitterung des Anstehenden), die für die Disposition gravitativer Massenbewegungen wichtig sind. Auslösende Faktoren können sich ändern (z. B. Erhöhung/Erniedrigung des Gesamtniederschlags oder der Niederschlagsintensität, Verschiebung des festen und flüssigen Niederschlagsanteils). Die für den Bewegungsablauf der gravitativen Massenbewegungen verantwortlichen kontrollierenden Faktoren (z. B. Vegetation, Bodenstruktur und

-feuchte, Niederschlagsverteilung) können sich durch den Klimawandel verändern. Diese Wechselwirkungen gilt es im kurz-, mittel- und langfristigen Verlauf zu untersuchen.

- Welche Bedeutung kommt dem Klimawandel für Veränderungen bei den periglazialen Prozessen zu?

Die periglazialen Prozesse wie u. a. die Solifluktion, der Frostsprengung und Kryoturbation und charakteristische periglaziale Formen wie u. a. Frostmusterböden, Blockgletscher und ganz besonders der Permafrost werden massiv durch den Klimawandel modifiziert. Hierzu gehören die Auswirkungen erhöhter Temperaturen und veränderter Strahlungsbilanzen genauso wie unterschiedliche Niederschlags- und Feuchtigkeitsregime im zeitlichen Verlauf und der räumlichen Ausprägung.

- Welche Auswirkungen haben veränderte glaziale Prozesse auf die Landschaftsentwicklung?

Neben der aktuellen Veränderungen der Gletscher an sich (im Sinne geänderter Massenbilanz, Albedo etc.) sind auch die Reliefsphären von diesen neuen Bedingungen des glazialen Systems betroffen. Hierzu gehört die geänderte, langfristige Erosionsleistung von Gletschern genauso wie die Produktion und Lieferung von Feinsedimenten, die im folgenden Reliefsystem maßgebliche Veränderungen hervorrufen können (u. a. Verlandung von Seen, erhöhte sommerliche Hochwasserspitzen mit entsprechenden Geschiebetransport etc.). Diese Veränderungen gilt es im Kontext des Klimawandels zu adressieren.

- Welche veränderten Aktivitäten bei Schneelawinen sind mit dem Klimawandel zu erwarten?

Zwar gibt es bereits einige sporadische Untersuchungen zu den Schneelawinen im geänderten Klima, aber detaillierte Untersuchungen bezüglich der Auswirkungen des Klimawandels auf die unterschiedlichen Lawinentypen in ihrer raumzeitlichen Veränderung wären noch ausständig. Von zentraler Bedeutung wäre in diesem Kontext auch die Berücksichtigung der Waldentwicklung.

- Steuern die anthropogenen Faktoren oder der Klimawandel die Veränderungen bei Waldbränden?

Obwohl Waldbrände bisher in Österreich nur ein untergeordnetes Thema für die Entwicklung der Reliefsphäre sind könnte sich dies durch veränderte klimatische Rahmenbedingungen massiv verändern. Es gälte zu untersuchen, wie sich in diesem Fall der Klimawandel auswirkt und welche Folgewirkungen für die Landschaften zu erwarten wären, auch im Sinne einer veränderten Nutzung und besonders im Kontext der Schutzfunktion des Waldes gegenüber Naturgefahren.

- Welche Effekte in der Reliefsphäre können durch geänderte Wasserverfügbarkeit in den Flusssystemen erwartet werden?

Neben der Wasserversorgung hat die geänderte Wasserführung von Flusssystemen (inkl. Wildbäche) einen massiven Einfluss auf jegliche Sedimentbewegung. Es gilt hierbei weiter zu untersuchen, welche veränderten Geschiebebereitstellungen, -führungen und -ablagerungen eindeutig auf den Klimawandel und welche auf den menschlichen Einfluss über die Modifikation der gesamten Einzugsgebiete (inkl. der Gerinne an sich) zurückzuführen sind.

- Wie stark sind äolische Prozesse durch den Klimawandel betroffen und welche Auswirkungen können für Österreich erwartet werden?

Der Einfluss der äolischen Prozesse in Österreich durch den Klimawandel ist nur marginal untersucht. Es gilt hier, die Beziehungen zwischen geänderten Klimaparametern (z. B. Feuchtigkeit, Windfelder) und den äolischen Prozessen im Kontext der Vegetationsbedeckung und Landnutzung zu untersuchen und in einen längeren Holozänen, aber auch Pleistozänen Bezug einzuordnen, sowie Zukunftsszenarien zu entwickeln.

- Wie bedeutend ist für die Ökosystemdienstleistungen der Reliefsphäre der Klimawandel?

Die ökosystemaren Dienstleistungen sind in Bezug auf die Reliefsphäre in weiten Bereichen vollkommenes Neuland. Es gilt hier, die unterstützenden, bereitstellenden, regulierenden und kulturellen Dienstleistungen der Reliefsphäre grundlegend aufzuarbeiten und in den Kontext der möglichen, durch den menschlich verstärkten Klimawandel verursachten, Veränderungen zu stellen.

- Welche Kaskadeneffekte werden in der Reliefsphäre durch den Klimawandel ausgelöst?

Häufig werden besonders einzelne Effekte des Klimawandels in der Reliefsphäre betrachtet, z. B. die Auswirkungen veränderter Niederschlagsextreme auf die Murtaktivitäten. Hier wäre zu untersuchen, inwieweit welche Änderungen welche Folgewirkungen in der Reliefsphäre nach sich ziehen. Beispielsweise wird eine erhöhte Murtaktivität mehr Geschiebe in den Vorfluter liefern und dessen Abflussverhalten verändern. Gleichzeitig könnte im Initiierungsgebiet der Mure durch den Massenverlust zur Instabilität eines größeren Hangbereichs führen, die sich möglicherweise in Form einer großen Rutschung oder Sackung manifestieren könnte. Es ist klar, dass auch hier der menschliche Einfluss massiv wirkt. Deshalb müsste man auch hier

besonders darauf achten, welche Anteile möglicher Kaskadeneffekte eindeutig auf den Klimawandel zurückzuführen sind.

- Welche direkten Vor-Ort-Veränderungen und indirekten regionalen Modifikationen der Reliefsphäre können kurz-, mittel- und langfristig durch den Klimawandel erwartet werden?

Es ist evident, dass die Auswirkungen des Klimawandels direkt vor Ort erfolgen, dass sich diese Auswirkungen aber auch in weiteren Distanzen bemerkbar machen. Wenn beispielsweise ein großer Bergsturz durch veränderte Niederschlagsextreme ausgelöst wurde und das Tal dauerhaft versperrt ist, wird sich das gesamte fluviale System an die neuen Bedingungen anpassen müssen und insofern müssten auch Wirkungen in großer Distanz festzustellen sein. Dementsprechend sollte anhand verschiedener Beispiele aus der Reliefsphäre untersucht werden, welche direkten vor-Ort und Fernwirkungen eindeutig dem Klimawandel zuzuordnen sind.

- Welche Pufferkapazitäten hat die Reliefsphäre gegenüber dem Klimawandel und wo liegen die nicht umkehrbaren Kippunkte in unserem Geosystem?

Wie jedes System hat auch die Reliefsphäre Möglichkeiten externe Wirkungen zu puffern. Es gälte hier diese Pufferkapazitäten im Detail für die verschiedenen Kompartimente der Reliefsphäre zu untersuchen. Von besonderer Bedeutung wäre auch die Untersuchung der verschiedenen, nicht mehr umkehrbaren Kippunkte in der Reliefsphäre. Unter Kippunkt wird in diesem Kontext verstanden, dass beim Überschreiten dieser Punkte das System nicht mehr in den Originalzustand zurückkehren kann. Beispielsweise kann ein Hangsystem gewisse hydrometeorologische Schwankungen puffern, aber nach dem Überschreiten eines Kippunktes findet die unumkehrbare Hangrutschung statt.

- Welche gesellschaftlichen Auswirkungen haben die durch den Klimawandel hervorgerufenen Veränderungen in der Reliefsphäre?

Die Reliefsphäre verändert sich kontinuierlich weiter. In einem ersten Schritt wäre dementsprechend zu untersuchen, welche dieser Entwicklungen ganz normale, natürliche raumzeitliche Entwicklungen darstellen und welche davon eindeutig dem Klimawandel zuzuordnen sind. In einem zweiten Schritt ist es dann notwendig, die Auswirkungen speziell der durch den Klimawandel hervorgerufenen Änderungen auf die Gesellschaften zu untersuchen, rückblickend im Kontext der historischen Entwicklungen aber auch zukunftsorientiert im Sinne von Entwicklungsszenarien.

- Welche Resilienzstrategien und Adaptierungsoptionen hat die Gesellschaft bezüglich der durch den Klimawandel zu erwartenden Veränderungen der Reliefsphäre?

Es gälte hier zu untersuchen, welche gesellschaftlichen Strategien zu Stärkung der Resilienz und der verschiedenen Optionen der Adaptierung an zu erwartende Veränderungen in der Reliefsphäre entwickelt werden können. Neben der Ursachenanalyse würde hier besonders der Fokus auf dem Umgang mit möglichen Veränderungen in der Reliefsphäre liegen. Hierbei könnten gesellschaftliche Handlungsoptionen zu zukünftigen Entwicklungen ausgearbeitet werden.

4.5 Kurzfassung

4.5 Summary

Die Reliefsphäre ist intensiv dem Klimawandel ausgesetzt. Hierbei ist eine starke Wechselwirkung zwischen Klima und dem Relief zu konstatieren. Das Klima wird besonders in den Gebirgsräumen stark vom Relief geprägt, gleichzeitig beeinflussen die externen Kräfte des Klimas aber auch das Relief nachhaltig.

Diese Kapitel widmet sich der Frage des Einflusses des Klimawandels auf das Relief und adressiert somit nur einen Teil der Wechselwirkungen. Eine weitere wesentliche Gestaltungskraft der Reliefsphäre ist der Mensch, auf die aber im Folgenden zwar nicht vertieft, aber doch im Kontext des Klimawandels eingegangen wird. Es werden die wesentlichen in Österreich wirkenden geomorphologische Prozesse wie gravitative Massenbewegungen (Rutschungen, Muren, Stürze), Schneelawinen, periglaziale, glaziale, fluviale und äolische Prozesse anhand vieler Beispiele dargestellt und hinsichtlich der feststellbaren oder potentiell möglichen Veränderung beleuchtet. Abschließend wird die Reliefsphäre noch im Kontext der ökosystemaren Dienstleistungen diskutiert.

Von zentraler Bedeutung sind bei allen Untersuchungen die Dynamiken, welche sich in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Maßstäben artikulieren und von denen die verschiedenen Prozessdomänen in unterschiedlichem Ausmaß betroffen sind. Bei den gravitativen Massenbewegungen spielen die klimatischen Bedingungen eine zentrale Rolle. Die flachgründigen Rutschungen treten hierbei in ganz Österreich auf, wobei besonders die Flyschzone als besonders rutschungsanfällig identifiziert wurde. Muren sind dagegen in Gebieten mit großen Reliefunterschieden und transportierbaren Sedimenten anzutreffen. Felsstürze und Steinschlag benötigen eine steile Wand als Quellgebiet und kommen deshalb auch nur in stark reliefiertem Gelände vor. Auch die großen tiefgründigen

Massenbewegungen sind besonders auf die alpinen Gebiete Österreichs beschränkt. Alle Typen der gravitativen Massenbewegungen sind u. a. sehr stark direkt von den hydrometeorologischen Konditionen oder indirekt von Faktoren wie Vegetationsbedeckung abhängig und insofern auch einem potenziellen Wandel unterzogen.

Die Schneelawinen sind sehr stark abhängig vom Aufbau der Schneedecke, vom Relief, von den Waldbeständen und den klimatischen Gegebenheiten. Es kann gezeigt werden, dass einerseits die Schneemächtigkeit aber auch der Schneedeckenaufbau stark vom Klimawandel beeinflusst ist. Dieser wirkt auch massiv auf die periglazialen Prozesse. Die bereits an schwach geneigten Hängen auftretende Solifluktion ist besonders von der zur Verfügung stehenden Feuchtigkeit und dem Frost-/Tauzyklus abhängig. Blockgletscher kommen in den österreichischen Alpen häufig vor und sind indirekte Indikatoren für Permafrost. Der Aktivitätsgrad dieser Schuttmassen ist auch sehr abhängig vom Klimawandel, der das Eisvorkommen in den Schuttmassen und die Auftautiefe sowie die Verbreitung des Permafrosts bestimmt.

Eine weitere Bedeutung des Einflusses des Klimawandels in der Reliefsphäre sind die zu erwartenden Veränderungen bei den Waldbränden. Auch hier ist zukünftig mit einer variierenden Stärke und Häufigkeit zu rechnen, mit all den Konsequenzen im geänderten Prozessgefüge an und in den betroffenen Flächen. Zusätzlich sind vom Klimawandel veränderte Sedimenttransporte zu erwarten. Dies beinhaltet bei Flüssen modifizierte Sedimentfrachten, bei Gletschern neue Sedimentaufbereitungen und -transporte durch geänderte Bewegungs- und Schmelzvorgänge sowie bei äolischen Prozessen die Winderosion mit all ihren Folgeerscheinungen.

Auch die Dienstleistungen der Reliefsphärensysteme sind potenziell vom Klimawandel beeinflusst, wenn auch nur mit untergeordneter Bedeutung. Im vorliegenden Beitrag werden besonders die Terrassenkulturen an Hängen als stark beeinflusstes System angeführt. Im Kontext der Supporting Services der Reliefsphäre wird festgehalten, dass deren Veränderungen vernachlässigbar gering seien. Bei den Provisioning Services gibt es einzelne Bereiche wie den Weinbau, der möglicherweise betroffen sein könnte. Auswirkungen auf die Cultural Services sind besonders in der kulturellen Diversität, in den sakralen und religiösen Werten, im Freizeitsport und in der Erholung sowie bei veränderten ästhetischen Werten zu erwarten.

In den Beiträgen wird deutlich, dass zwischen den „natürlichen“, „normalen“ kontinuierlichen Veränderungen und einem möglicherweise geänderten klimatischen Einfluss, sei es momentan oder in Zukunft, nur sehr schwer unterschieden werden kann. Dieser Versuch der klaren Identifizierung des kli-

matischen Einflusses auf die Reliefsphäre wird noch durch den sogenannten „Human Impact“ massiv erschwert. Die fundamentale zukünftige Herausforderung besteht in der eindeutigen Trennung zwischen den Auswirkungen in der Reliefsphäre aufgrund des Klimawandels, bzw. aufgrund des menschlichen Einflusses. So lange diese Trennung nicht klar gezogen werden kann wird es sehr schwierig sein, eine klare Zuordnung zu den Ursachen und Wirkungen des klimatischen Einflusses auf die Reliefsphäre mit entsprechenden Vertrauensbereichen und Unsicherheiten zu identifizieren. Hierbei sind besonders die Zeitreihenanalysen von übergeordneter Bedeutung – nur durch diese kann die enge Kopplung differenzierter betrachtet werden.

4.6 Literaturverzeichnis

4.6 References

- Abele, G., 1974. Bergstürze in den Alpen: ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte. Dt. Alpenverein.
- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., Kuhn, M., 2009. Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969–1997–2006). *The Cryosphere Discussions* 3, 415–441.
- Ahnert, F., 2003. Einführung in die Geomorphologie. Ulmer, Stuttgart (Hohenheim).
- Alcoverro, J., Corominas, J., Gomez, M., 1999. The Barranco de Aras flood of 7 August 1996 (Biescas, Central Pyrenees, Spain). *Engineering Geology* 51, 237–255. doi:10.1016/S0013-7952(98)00076-3
- Allen, S.K., Cox, S.C., Owens, I.F., 2011. Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering possible climate change impacts. *Landslides* 8, 33–48. doi:10.1007/s10346-010-0222-z
- Anderson, R.S., Anderson, S.P., 2010. *Geomorphology: the Mechanics and Chemistry of Landscapes*, 1. ed. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Andrecs, P., Hagen, K., Fromm, R., Gauer, P., Höller, P., Klebinder, K., Kohl, B., Lang, E., Markart, G., Perzl, F., 2010. AdaptEvent. Analyse der Sicherheit und Genauigkeit von Bemessungswerten bei gravitativen alpinen Naturgefahren und Ableitung von Anpassungsstrategien an den Klimawandel. Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Vienna, Austria.
- Andrecs, P., Hagen, K., Lang, E., Sary, U., Gartner, K., Herzberger, E., Riedel, F., Haiden, T., 2007. Dokumentation und Analyse der Schadensereignisse 2005 in den Gemeinden Gasen und Haslau (Steiermark). BFW-Schriftenreihe, Schriftenreihe des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft 6.
- Arpaci, A., Malowerschnig, B., Sass, O., Vacik, H., 2014. Using multi variate data mining techniques for estimating fire susceptibility of Tyrolean forests. *Applied Geography*, in press (June 2014).
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P.,

- Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Müller-Westermeier, G., Kveton, V., Bochnicek, O., Stastny, P., Lapin, M., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Dolinar, M., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Majstorovic, Z., Nieplova, E., 2007. HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27, 17–46. doi:10.1002/joc.1377
- Bader, S., Kunz, P., 2000. *Climate Risks: The Challenge for Alpine Regions*. vdf Hochschulverlag AG, Bern.
- Barsch, D., 1996. *Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*, Springer Series in Physical Environment. Springer, Berlin.
- BAW, 2007. *Integrated land use planning, Teilprojekt: Evaluierung von Bodenerosion und Schwebstoffeintrag im Einzugsgebiet der Ybbs (SACES-INTERREG IIIb Endbericht)*. Petzen.
- Bebi, P., Kulakowski, D., Rixen, C., 2009. Snow avalanche disturbances in forest ecosystems – State of research and implications for management. *Forest Ecology and Management* 257, 1883–1892. doi:10.1016/j.foreco.2009.01.050
- Bender, O., Borsdorf, A., Fischer, A., Stotter, J., 2011. Mountains under climate and global change conditions – research results in the Alps, in: Blanco, J.A. (Ed.), *Climate Change - Geophysical Foundations and Ecological Effects*. InTech.
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhä, K., Koffi, B., Palutikof, J., Schöll, R., Semmler, T., Woth, K., 2007. Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95. doi:10.1007/s10584006-9226-z
- Berhe, A.A., Harden, J.W., Torn, M.S., Kleber, M., Burton, S.D., Harte, J., 2012. Persistence of soil organic matter in eroding versus depositional landform positions. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 117, 1–16. doi:10.1029/2011JG001790
- Berti, M., Genevois, R., Simoni, A., Tecca, P.R., 1999. Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology* 29, 265–274. doi:10.1016/S0169-555X(99)00018-5
- Bhutiyan, M.R., 1994. Field investigations on meltwater percolation and its effect on shear strength of wet snow., in: *Proceedings of the International Symposium on Snow*. Presented at the International Symposium on Snow, Manali, India, pp. 85–88.
- Blöschl, G., Schöner, W., Kroiß, H., Blaschke, A.P., Böhm, R., Haslinger, K., Kreuzinger, N., Merz, R., Parajka, J., Salinas, J.L., Viglione, A., 2011. Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft – Ziele und Schlussfolgerungen der Studie für Bund und Länder. *Österr Wasser- und Abfallw* 63, 1–10. doi:10.1007/s00506-010-0274-2
- BMFL, 1975. *Erläuterungen zur Bodenkarte 1:25.000 Kartierungsbereich Gänserndorf, Niederösterreich (Mit 13 Kt.) Österreichische Bodenkartierung: Bodenkarte 1:25.000 KB 27*
- BMLFUW, 2006. *Hochwasser 2005 (Ereignisdokumentation der Bundeswasserbauverwaltung, des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenerbauung und des Hydrographischen Dienstes)*. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Sektion Wasser.
- BMU, 2007. *Climate Change in the Alps. Facts - Impacts - Adaptation*. Federal Ministry for the Environment, Nature Conservation and Nuclear Safety (BMU), Berlin, Germany.
- Böhm, R., 2008. *Heiße Luft – Reizwort Klimawandel; Fakten – Ängste – Geschäfte*. Edition VA bene, Wien-Klosterneuburg.
- Bonzanigo, L., Eberhardt, E., Loew, S., 2007. Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part I. Geological and hydromechanical factors controlling the Campo Vallemaggia landslide. *Canadian Geotechnical Journal* 44, 1157–1180. doi:10.1139/T07-043
- Christensen, O.B., Christensen, J.H., 2004. Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global and Planetary Change* 44, 107–117. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.06.013
- Clague, J., Stead, D., 2012. *Landslides Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press.
- ClimChAlp, 2008. *ClimChAlp – Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space Strategic Interreg III B Alpine Space Project COMMON STRATEGIC PAPER*.
- Collison, A., Wade, S., Griffiths, J., Dehn, M., 2000. Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology* 55, 205–218. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00121-0
- Crozier, M.J., 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology* 124, 260–267. doi:10.1016/j.geomorph.2010.04.009
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes, in: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press, Washington D.C., pp. 36–75.
- Davies, M.C., Hamza, O., Lumsden, B.W., Harris, C., 2000. Laboratory measurement of the shear strength of ice-filled rock joints. *Annals of Glaciology* 31, 463–467. doi:http://dx.doi.org/10.3189/172756400781819897
- Davies, M.C.R., Hamza, O., Harris, C., 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 137–144. doi:10.1002/ppp.378
- Davis, R.L., 2002. The value of teaching about geomorphology in non-traditional settings. *Geomorphology* 47, 251–260. doi:10.1016/S0169-555X(02)00096-X
- De Groot, R.S., Wilson, M.A., Boumans, R.M., 2002. A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecological Economics* 41, 393–408. doi:10.1016/S0921-8009(02)00089-7
- Debene, A., 2006. *Modellierung anthropogener Eingriffe auf das Hochwasserabflussgeschehen in der Mesoskala*. Universität für Bodenkultur Wien, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Wien.
- Dehn, M., Bürger, G., Buma, J., Gasparetto, P., 2000. Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology* 55, 193–204. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00123-4
- Delaloye, R., Perruchoud, M.A., Kaufmann, V., Bodin, X., Ikeda, A., Hausmann, A., Käb, A., Kellerer-Pirklbauer, A., Krainer, K., Lambiel, C., Mihajlovic, D., Staub, B., Roer, I., Thibert, E., 2008. Recent Interannual Variations of Rockglaciers Creep in the European Alps, in: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost (NICOP)*. University of Alaska, Fairbanks, Fairbanks, pp. 343–348.
- Deline, P., Kirkbride, M.P., Ravanel, L., Ravello, M., 2008. The Tré-la-Tête rockfall onto the Lex Blanche glacier, Mont Blanc massif, Italy, in September 2008. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 31, 251–254.
- Déqué, M., 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and

- statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change* 57, 16–26. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.11.030
- Dikau, R., Glade, T., 2002. Gefahren und Risiken durch Massenbewegungen. *Geographische Rundschau* 54, 38–47.
- Djeral, L., Melbouci, B., 2012. Le glissement de terrain d'Ain El Hammam (Algérie): causes et evolution. *Bull Eng Geol Environ* 71, 587–597. doi:10.1007/s10064-012-0423-x
- Dobesberger, P., Zeidler, T., 2010. Klimawandel und Naturgefahrenmanagement im Energiesektor. *BFW Praxisinformation* 14–16.
- Duc, P., Brändli, U.B., 2010. Der Schutzwald hat sich verbessert. *Wald und Holz* 1, 25–28.
- Eavns, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L. (Eds.), 2006. Landslides from Massive Rock Slope Failure. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Celano, Italy, 16–21 June 2002, Nato Science Series: IV: (closed), Vol. 49.
- Ebohon, B., Schrott, L., 2008. Modelling mountain permafrost distribution: A new permafrost map of Austria, in: Kane, D.L., Hinkel, K.M. (Eds.), Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost. Presented at the International Conference on Permafrost, USPA, University of Alaska, Fairbanks, pp. 397–402.
- Eckert, N., Baya, H., Deschatres, M., 2010a. Assessing the Response of Snow Avalanche Runout Altitudes to Climate Fluctuations Using Hierarchical Modeling: Application to 61 Winters of Data in France. *Journal of Climate* 23, 3157–3180. doi:10.1175/2010JCLI3312.1
- Eckert, N., Parent, E., Kies, R., Baya, H., 2010b. A spatio-temporal modelling framework for assessing the fluctuations of avalanche occurrence resulting from climate change: application to 60 years of data in the northern French Alps. *Climatic Change* 101, 515–553. doi:10.1007/s10584-009-9718-8
- Embleton-Hamann, C., Slaymaker, O., 2012. The Austrian Alps and paraglaciation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 7–16. doi:10.1111/j.1468-0459.2011.00447.x
- European Avalanche Warning Services, 2013. Glossary on Snow and avalanches [WWW Document]. Glossary on Snow and avalanches, European Avalanche Warning Services. URL http://www.avalanches.org/eaws/en/includes/glossary/glossary_en_all.html (accessed 2.11.14).
- Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A., Hermanns, R.L., 2006. Landslides from massive rock slope failure. Proceedings of the NATO Advanced Research Workshop on Massive Rock Slope Failure: New Models for Hazard Assessment, Celano, Italy, 16–21 June 2002, NATO science series. Springer, Berlin.
- Fey, C., Zangerl, C., Haas, F., Rutzinger, M., Sailer, R., Bremer, M., 2012. Rock slide deformation measurements with Terrestrial Laser Scanning in inaccessible high mountain areas, in: EGU General Assembly Conference Abstracts.
- Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F., Qin, D., Dokken, D.J., Ebi, K.L., Mastrandrea, M.D., Mach, K.J., Plattner, G.-K., Allen, S.K., Tignor, M., Midgley, P.M. (Eds.), 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Finsterwalder, S., 1928. Begleitworte zur Karte des Gepatschferners. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 16, 20–41.
- Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J., Haerberli, W., 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 12, 241–254. doi:10.5194/nhess-12-241-2012
- Frei, C., Calanca, P., Schär, C., Wanner, H., Schädler, B., Haerberli, W., Appenzeller, C., Neu, U., Thalman, E., Ritz, C., Hohmann, R., 2007. Grundlagen, in: OcCC/ProClim (Ed.), *Klimaänderung Und Die Schweiz 2050 – Erwartete Auswirkungen Auf Die Umwelt, Gesellschaft Und Wirtschaft*. Bern, pp. 11–24.
- French, H.M., 2007. *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons.
- Fuchs, S., 2009. Susceptibility versus resilience to mountain hazards in Austria—paradigms of vulnerability revisited. *Natural Hazards Earth System Sciences* 9, 337–352. doi:10.5194/nhess-9-337-2009
- Fuchs, S., 2010. Auswirkungen des Klimawandels auf Naturgefahren – Herausforderungen für eine nachhaltige Landnutzung in alpinen Gebieten, in: ÖWAV (Ed.), *Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Hydrologie Und Wasserwirtschaft In Österreich. Präsentation Der Aktuellen Studien*. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 169–180.
- Fürst, J., Kling, H., Nachtnebel, H.P., Hörhan, T., 2010. Beobachtete Veränderungen in der Wasserbilanz Österreichs, in: ÖWAV (Ed.), *Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Hydrologie Und Wasserwirtschaft In Österreich*. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 103–113.
- Gabl, K., Lackinger, B., 1996. *Lawinenhandbuch*. Tyrolia Verlag, Innsbruck.
- Gehrig-Fasel, J., Guisan, A., Zimmermann, N.E., 2007. Tree line shifts in the Swiss Alps: Climate change or land abandonment? *Journal of Vegetation Science* 18, 571–582. doi:10.1111/j.1654-1103.2007.tb02571.x
- Gossow, H., Hafellner, R., Vacik, H., Huber, T., 2009. Major fire issues in the Euro-Alpine Region—the Austrian Alps. *International Forest Fire News (IFFN)* 38, 1–10.
- Grace, J., Berninger, F., Nagy, L., 2002. Impacts of climate change on the tree Line. *Ann Bot* 90, 537–544. doi:10.1093/aob/mcf222
- Gregory, K.J., Goudie, A.S., 2011. *The SAGE handbook of geomorphology*. Sage Publications Ltd.
- Gruber, S., Haerberli, W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112. doi:10.1029/2006JF000547
- Gruber, S., Hoelzle, M., Haerberli, W., 2004a. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters* 31. doi:10.1029/2004GL020051
- Gruber, S., King, L., Kohl, T., Herz, T., Haerberli, W., Hoelzle, M., 2004b. Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: The Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 15, 349–357. doi:10.1002/ppp.503
- Gruner, U., 2004. Klima und Sturzeignisse in Vergangenheit und Zukunft. *Bulletin für angewandte Geologie* 9, 23–37.
- Gruner U., 2006: Bergstürze und Klima in den Alpen, gibt es Zusammenhänge? *Bulletin für angewandte Geologie* 11, 25–34.
- Gruner, U., 2008. Klimatische und meteorologische Einflüsse auf Sturzprozesse, in: *Interpraevent Conference Proceedings*. Presented at the Interpraevent 2008, Dornbirn, Austria, pp. 147–158.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C.P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* 98, 239–267.

- Habersack, H., Bürgel, J., Kanonier, A., 2009. FloodRisk II. Vertiefung und Vernetzung zukunftsweisender Umsetzungsstrategien zum integrierten Hochwassermanagement (Synthesebericht).
- Habersack, H., Lalk, P., Gabriel, H., Haimann, M., Moser, M., Stephan, U., 2011. Daten - Bedarf und Qualität. In: BMLFUW, ÖWAV (Eds.), Fließgewässermodellierung - Arbeitsbehelf Feststofftransport Und Gewässermorphologie. Wien, pp. 71–77.
- Haerberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääh, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Mühll, D.V., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189–214. doi:10.1002/ppp.561
- Haerberli, W., Noetzi, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gartner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., Phillips, M., 2010. Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology* 56, 1043–1058.
- Hahn, F., 2004. Künstliche Beschneigung im Alpenraum – ein Hintergrundbericht. CIPRA Internationale Alpenschutzkommission, Schaan.
- Hamann, C., 1988. Geomorphologische Karten zur Beurteilung der optischen Qualität von Landschaften, in: Embleton, C. (Ed.), *Applied Geomorphological Mapping: Methodology by Example*. Compiled by the Working Group on Geomorphological Survey and Mapping, *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementbände*. pp. 125–141.
- Hantel, M., Ehrendorfer, M., Haslinger, A., 2000. Climate sensitivity of snow cover duration in Austria. *International Journal of Climatology* 20, 615–640. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(200005)20:6<615::AID-JOC489>3.0.CO;2-0
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Ertel, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haerberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääh, A., Kern-Lütsch, M.A., Lennig, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Philipps, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S., Mühll, V., 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews* 92, 117–171. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002
- Harris, C., Vonder Mühll, D., Isaksen, K., Haerberli, W., Sollid, J.L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Guglielmin, M., Palacios, D., 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39, 215–225. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.04.001
- Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Schrott, L., 2012a. A scale-oriented approach for the long-term monitoring of ground thermal conditions in permafrost-affected rock faces. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 128–139.
- Hartmeyer, I., Keuschnig, M., Schrott, L., 2012b. Long-term monitoring of permafrost-affected rock faces – A scale-oriented approach for the long-term monitoring of ground thermal conditions in permafrost-affected rock faces, Kitzsteinhorn, Hohe Tauern Range, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 128–139.
- Hartmeyer, I., Prasicek, G., Geilhausen, M., Schrott, L., 2007. A sediment budget of a sandur in the forefield of the Pasterze glacier (Upper Tauern, Austria). *Geophysical Research Abstracts* 9., 4th EGU General Assembly.
- Harvey, S., Rhyner, H., Schweizer, J., 2012. Lawinenkunde: Praxiswissen für Einsteiger und Profis zu Gefahren, Risiken und Strategien, 2. Auflage. ed. Bruckmann.
- Hassan, R., Millennium Ecosystem Assessment, Condition and Trends Working Group, 2005. *Ecosystems and human well-being*. Island press, Washington, D.C.
- Hassan, R.M., Nhemachena, C., 2008. Determinants of African farmers' strategies for adapting to climate change: Multinomial choice analysis. *African Journal of Agricultural and Resource Economics* 02.
- Henzinger, J., Poscher, G., Heissel, G., Mattle, B., 2009. Hangbewegungen Zintwald, 3 Jahre nach dem Anbruch, in: Österreichische Geotechniktagung (Ed.), *Tagungsbeiträge*. Presented at the 7. Österreichische Geotechniktagung, Österreichischer Ingenieur- und Architekten-Verein, Wien, p. 12.
- Heumader, J., 2000. Die Katastrophenlawinen von Galtür und Valzur am 23. Und 24.2. 1999 im Paznauntal/Tirol. Presented at the Internationales Symposium Interpraevent 2000. Schutz des Lebensraumes vor Hochwasser, Muren und Lawinen, Interpraevent, pp. 397–409.
- Hirschmugl, M., 2003. Debris flows in the mountain permafrost zone: Hohe Tauern national park (Austria), in: Philips, S., Springman, S.M., Arenson, L.U. (Eds.), Presented at the 8th International Conference on Permafrost, Swets & Zeitlinger, Zürich, Switzerland.
- Hornich, R., Adewöhrer, R., 2010. Landslides in Styria in 2009/ Hangrutschungsereignisse 2009 in der Steiermark. *Geomechanics and Tunneling* 3, 455–461. doi:10.1002/geot.201000042
- Hübl, J., Fuchs, S., Sitter, F., Totschnig, R., 2011a. Towards a frequency-magnitude relationship for torrent events in Austria, in: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestinzi, A. (Eds.), *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment: Proceedings of 5th International Conference: Padua, Italy, 14–17 June 2011*. Presented at the 5th International Conference on debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction and assessment., Università La Sapienza, Padua, Italy.
- Hübl, J., Hochschwazer, M., Sereinig, N., Wöhrer-Alge, M. (Eds.), 2011b. *Alpine Naturgefahren. Ein Handbuch für Praktiker*. Wildbach- und Lawinenverbauung Sektion Vorarlberg.
- Hug, D., 2012. Uncertainties in natural hazard risk management (Master Thesis). Julius-Maximilians-Universität Würzburg, Würzburg.
- Huggel, C., Clague, J.J., Korup, O., 2012a. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 77–91. doi:10.1002/esp.2223
- Huggel, C., Khabarov, N., Korup, O., Obersteiner, M., 2012b. Physical impacts of climate change on landslide occurrence and related adaptation, in: Clague, J.J., Stead, D. (Eds.), *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, United Kingdom, pp. 121–134.
- Jaboyedoff, M., Derron, M.H., Jakubowski, J., Oppikofer, T., Pedrazzini, A., 2012. The 2006 Eiger rockslide, European Alps. In *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*, in: Clague, J.J., Stead, D. (Eds.), *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, pp. 282–296.
- Jaesche, P., Veit, H., Huwe, B., 2003. Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, eastern Alps. *Permafrost and Periglacial Processes* 14, 399–410. doi:10.1002/ppp.471
- Kaufmann, V., 2012. The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äußeres Hohebenkar rock glacier (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 63–67.

- Kaufmann, V., Ladstädter, R., 2002. Spatio-temporal analysis of the dynamic behaviour of the Hochebenkar rock glaciers (Oetzal Alps, Austria) by means of digital photogrammetric methods. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 37, 119–140.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R., 2003. Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps., in: Philips, S., Springman, S.M., Arenson, L.U. (Eds.), Presented at the 8th International Conference on Permafrost, Swets & Zeitlinger, Zürich, Switzerland, pp. 525–530.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R., 2010. Documentation and visualization of the morphodynamics of Hinteres Langtalkar rock glacier (Hohe Tauern range, Austrian Alps) based on aerial photographs (1954–2006) and geodetic measurements (1999–2007). *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung* 45, 103–116.
- Kaufmann, V., Ladstädter, R., Kienast, G., 2007. 10 Years of monitoring of the Doesen Rock Glacier (Ankogel Group, Austria). A review of the research activities for the time period 1995–2005. Proceedings of the 5th Mountain Cartography Workshop of the Commission on Mountain Cartography of the ICA Bohinj, Slovenia, 29 March – 1 April 2006, 129–144.
- Keiler, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Otto, J.-C., 2012. Preface: Concepts and implications of environmental change and human impact: studies from Austrian geomorphological research. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 1–5. doi:10.1111/j.1468-0459.2012.00457.x
- Keiler, M., Knight, J., Harrison, S., 2010. Climate change and geomorphological hazards in the eastern European Alps. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 2461–2479. doi:10.1098/rsta.2010.0047
- Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, M., 2012. About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 94–112.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Kleinfelchner, H., 2012a. A new rock glacier inventory in the eastern European Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 78–93.
- Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G.K., Avian, M., Carrivick, J., 2012b. Climate change and rock fall events in high mountain areas: Numerous and extensive rock falls in 2007 at Mittlerer Burgstall, Central Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 59–78. doi:10.1111/j.1468-0459.2011.00449.x
- Kern, K., Lieb, G.K., Seier, G., Kellerer-Pirklbauer, A., 2012. Modelling geomorphological hazards to assess the vulnerability of alpine infrastructure: The example of the Großglockner-Pasterze area, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 113–127.
- Kling, H., 2011. Auswirkungen verschiedener Szenarien der Klimaänderung auf den österreichischen Abschnitt der Donau (No. Endbericht K09DV0S00001_KlimaänderungDonau_v1.0).
- Knoblauch, H., Badura, H., Schneider, J., 2006. Measurements of flow patterns within an Alpine reservoir, in: *River Flow 2006*. Presented at the River Flow 2006, Tay, Lisbon, Portugal, pp. 1601–1606.
- Krähenbühl, R., 2004. Temperatur und Kluftwasser als Ursachen von Felssturz. *Bulletin für angewandte Geologie* 9, 19–35.
- Krainer, K., 2007. Permafrost und Naturgefahren in Österreich. *Ländlicher* 1–18.
- Krainer, K., He, X., 2006. Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 88, 267–280. doi:10.1111/j.0435-3676.2006.00300.x
- Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Kaufmann, V., Lieb, G.K., Schrott, L., Hausmann, H., 2012. Permafrost Research in Austria: History and recent advances. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 2–11.
- Krainer, K., Ribis, M., 2012. A Rock Glacier Inventory of the Tyrolean Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 32–47.
- Krautblatter, M., Funk, D., 2010. A rock / ice mechanical model for the destabilisation of permafrost rocks and first laboratory evidence for the „reduced friction hypothesis“, in: Proceedings of the 3rd European Conference on Permafrost (EUCOP III), 13–17 June 2010, Svalbard, Norway.
- Krautblatter, M., Heißel, G., Moser, M., Nittel, P., Verleysdonk, S., 2009. Bliiggferner–Tomographie einer Massenbewegung im Permafrostbereich zur Einschätzung des Gefährdungspotentials, 11, in: *Tagungsband mit Kurzfassungen*. Presented at the 11. Geoforum Umhausen, pp. 10–12.
- Krautblatter, M., Huggel, C., Deline, P., Hasler, A., 2012. Research Perspectives on Unstable High-alpine Bedrock Permafrost: Measurement, Modelling and Process Understanding. *Permafrost and Periglacial Processes* 23, 80–88. doi:10.1002/ppp.740
- Krumm, F., Kulakowski, D., Spiecker, H., Duc, P., Bebi, P., 2011. Stand development of Norway spruce dominated subalpine forests of the Swiss Alps. *Forest Ecology and Management* 262, 620–628.
- Lan, H., Martin, C.D., Zhou, C., Lim, C.H., 2010. Rockfall hazard analysis using LiDAR and spatial modeling. *Geomorphology* 118, 213–223.
- Länger, E., 1975. Bericht über die Katastropheneignisse in Kärnten. *Wildbach und Lawinenverbau* 39.
- Lardelli, C., Bebi, P., 2005. Veränderung von Lawenschutzwäldern in der Landschaft Davos. *Bündner Wald* 58, 69–72.
- Latenser, M., Schneebeli, M., 2002. Temporal Trend and Spatial Distribution of Avalanche Activity during the Last 50 Years in Switzerland. *Natural Hazards* 27, 201–230. doi:10.1023/A:1020327312719
- Lieb, G.K., Kellerer-Pirklbauer, A., Strasser, U., 2012. Effekte des Klimawandels im Naturraum des Hochgebirges., in: Fassmann, H., Glade, T. (Eds.), *Geographie für eine Welt im Wandel*. V&R unipress, Göttingen, pp. 229–255.
- Löw, S., Ebnetter, F., Bremen, R., Herfort, M., Lützenkirchen, V., Matousek, F., 2007. Annual opening and closure of Alpine valleys. *Felsbau—Rock and Soil Engineering* 25.
- Luino, F., 2005. Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy. *Geomorphology* 66, 13–39. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.010
- Macfarlane, D.F., 2009. Observations and predictions of the behaviour of large, slow-moving landslides in schist, Clyde Dam reservoir, New Zealand. *Engineering Geology* 109, 5–15. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2009.02.005
- Mair, R., Nairz, P., 2010. Lawine: die 10 entscheidenden Gefahrenmuster erkennen, *Praxishandbuch*. Tyrolia-Verlag, Innsbruck; Wien.
- Marchi, L., Arattano, M., Deganutti, A.M., 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology* 46, 1–17. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00162-3
- Markart, G., Perzl, F., Klebinder, K., Kohl, B., Adams, M., Sotier, B., Sary, U., Strasser, M., Suntinger, K., 2012. Evaluation and quantification of possible impacts of climate change on hydrological characteristics of forests in the Waidhofen a.d. Ybbs region. Final

- Report: CC-WaterS - Climate Change and Impacts on Water Supply. Bundesforschungszentrum für Wald, Vienna, Austria.
- Marques, R., Zêzere, J., Trigo, R., Gaspar, J., Trigo, I., 2008. Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoacao County (Sao Miguel Island, Azores): Relationships with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Processes* 22, 478–494. doi:10.1002/hyp.6879
- Martin, E., Giraud, G., Lejeune, Y., Boudart, G., 2001. Impact of a climate change on avalanche hazard. *Annals of Glaciology* 32, 163–167. doi:10.3189/172756401781819292
- Matsuura, S., Okamoto, T., Asano, S., Matsuyama, K., 2013. Characteristics of meltwater and/or rainfall regime in a snowy region and its effect on sediment-related disasters. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 72, 119–129. doi:10.1007/s10064-012-0456-1
- Mausner, W., Prasch, M., 2010. Klimawandel im Alpenraum – Ergebnisse von GLOWA-Danube, in: ÖWAV (Ed.), Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Hydrologie Und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation Der Aktuellen Studien. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 89–100.
- McClung, D., Schaerer, P., 1993. *The avalanche handbook*. Mountaineers Books, Seattle.
- McVicar, T.R., Roderick, M.L., Donohue, R.J., Li, L.T., Van Niel, T.G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N.M., Mescherskaya, A.V., Kruger, A.C., Rehman, S., Dinpashoh, Y., 2012. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology* 416–417, 182–205. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.10.024
- Melchiorre, C., Frattini, P., 2012. Modelling probability of rainfall-induced shallow landslides in a changing climate, Otta, Central Norway. *Climatic change* 113, 413–436. doi:10.1007/s10584-011-0325-0
- Mendez, M.J., Buschiazzo, D.E., 2010. Wind erosion risk in agricultural soils under different tillage systems in the semiarid Pampas of Argentina. *Soil and Tillage Research* 106, 311–316. doi:10.1016/j.still.2009.10.010
- Messerli, B., Grosjean, M., Hofer, T., Nunez, L., Pfister, C., 2000. From nature-dominated to human-dominated environmental changes. *Quaternary Science Reviews* 19, 459–479.
- Mohnl, H., 1991. Fluctuations of snow parameters in the mountainous region of Austria within the last 90 years. *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich* 65, 264–268.
- Moser, M., 1980. Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anlässlich von Starkniederschlägen. *International Symposium Interpraevent 1980, Hochwasser-Abwehr, Bad Ischl* 1, 121–148.
- Mrkvicka, A., Schneider, P., 2005. „Grüne Wende?“ Naturschutz im Jahrhundertwende-Wien. In: Brunner, K. und P. Schneider (Hrsg.); in: Brunner, K., Schneider, P. (Eds.), *Umwelt Stadt. Geschichte Des Natur- Und Lebensraumes Wien, Wiener Umweltstudien*. Wien.
- Munich Re, 2003. *Topics annual review: natural catastrophes 2002*.
- Murton, J.B., Coutard, J.-P., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., Robinson, D.A., Williams, R.B.G., 2001. Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* 12, 255–266. doi:10.1002/ppp.390
- Nachtnebel, H.P., Stanzel, P., 2010. Auswirkungen von möglichen Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt und Extremwerte, in: ÖWAV (Ed.), *Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Hydrologie Und Wasserwirtschaft in Österreich*. Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien, pp. 115–128.
- Nationalpark Hohe Tauern, 2014. *Nationalpark Hohe Tauern website [WWW Document]*. URL <http://www.hohetauern.at/de/>
- Neumeister, H., 1988. *Geoökologie: geowissenschaftliche Aspekte der Ökologie*. Fischer, Jena.
- Nötzli, J., Gruber, S., Hoelzle, M., 2004. Permafrost und Felsstürze im Hitzesommer 2003. *GEOforum actuel* 20, 11–14.
- ÖN B 2400, n.d. *Hydrologie–Hydrographische Fachausdrücke und Zeichen–Ergänzende Bestimmungen zur ÖNORM EN ISO 772*, Österreichisches Normungsinstitut.
- ONR 24800, 2009. *Schutzbauwerke der Wildbachverbauung – Begriffe und ihre Definitionen sowie Klassifizierung*.
- Otto, J.-C., Keuschnig, M., Götz, J., Marbach, M., Schrott, L., 2012. Detection of Mountain Permafrost by Combining High Resolution Surface and Subsurface Information – an Example from the Glatzbach Catchment, Austrian Alps. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 43–57. doi:10.1111/j.1468-0459.2012.00455.x
- Otto, J.-C., Schrott, L. (Eds.), 2010. *Quantifizierung von rezenten und postglazialen Sedimentflüssen in den Ostalpen*, Salzburger Geografische Nachrichten. Selbstverlag des Fachbereichs Geographie und Geologie der Universität Salzburg, Salzburg.
- Perret, S., Stoffel, M., Kienholz, H., 2006. Spatial and temporal rockfall activity in a forest stand in the Swiss Prealps—a dendrogeomorphological case study. *Geomorphology* 74, 219–231. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.009
- Perzl, F., Maier, B., Walter, D., 2012. *Klimawandel, Naturgefahren und Schutzwald*. BFW Praxisinformation, Adaptive Management angesichts eines Klimawandels 30, 24.
- Perzl, F., Walter, D., 2012. *Die Lawinen-Schutzwirkung des Waldes im Klimawandel*, AlpineSPACE Project/MANFRED Report. Bundesforschungszentrum für Wald. Institut für Naturgefahren, Innsbruck.
- Peticzka, R., Riegler, D., Ottner, F., 2010. New Results from the „Stillfried B“ Profile, in: Neugebauer-Maresch, C., Owen, L.R. (Eds.), *New Aspects of the Central and Eastern European Upper Palaeolithic – Methods, Chronology, Technology and Subsistence*, *Mitteilungen Des Prähistorischen Kommission*. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, pp. 199–207.
- Pezzatti, G.B., Bajocco, S., Torriani, D., Conedera, M., 2009. Selective burning of forest vegetation in Canton Ticino (southern Switzerland). *Plant Biosystems – An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology* 143, 609–620. doi:10.1080/11263500903233292
- Pfischer, A., 1996. *Wasserkatastrophen im Martelltal*. Der 24./25. August 1987. Herausgegeben von der Gemeinde Martell.
- Phillips, J.D., 2003. Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic systems. *Progress in Physical Geography* 27, 1–23. doi:10.1191/0309133303pp340ra
- Pierson, T., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows, in: Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (Eds.), *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, *Reviews in Engineering Geology*. Geological Society of America.
- Pillewizer, W., 1938. *Photogrammetrische Gletscheruntersuchungen im Sommer 1938*. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde* 9, 367–372.
- Pillewizer, W., 1957. *Untersuchungen an Blockströmen der östlichen Alpen*. *Geomorphologische Abhandlungen des Geographischen Institutes der FU Berlin (Otto-Maull-Festschrift)* 5, 37–50.

- Pindur, P., Zwerger, P., Luzian, R., Stern, R., 2007. Die Vegetationskartierung im Zemmgrund aus den 1950er Jahren – Grundlage für aktuelle Vergleichsstudien. Ein Ergebnis der Vegetationskartierung von Helmut Friedel in den Zillertaler Alpen, in: Pindur, R., Luzian, R. (Eds.), *Prähistorische Lawinen: Nachweis Und Analyse Holozäner Lawinenereignisse in Den Zillertaler Alpen, Österreich; Der Blick Zurück Als Schlüssel Für Die Zukunft*, BFW Berichte. ÖAW, Wien.
- Prager, C., Zangerl, C., Patzelt, G., Brandner, R., 2008. Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, 377–407.
- Prettenhaler, F., Amrusch, P., Habsburg-Lothringen, C., 2010. Estimation of an absolute flood damage curve based on an Austrian case study under a dam breach scenario. *Natural Hazards and Earth System Science* 10, 881–894. doi:10.5194/nhess-10-881-2010
- Raymond Pralong, M., Turowski, J.M., Beer, A., Rickenmann, D., Métraux, V., Glassey, T., 2011. Klimaänderung und Wasserkraft. Sektorielle Studie Wallis. Modul D. Auswirkungen der Klimaänderung auf die Geschiebefracht. Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Sion und Birmensdorf.
- Rickli, C., Zürcher, K., Frey, W., Lüscher, P., 2002. Wirkungen des Waldes auf oberflächennahe Rutschprozesse. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 153, 437–445.
- Sailer, R., Bollmann, E., Hoinkes, S., Rieg, L., Spross, M., Stötter, J., 2012. Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 17–32. doi:10.1111/j.1468-0459.2012.00456.x
- Sass, O., 2005. Temporal variability of rockfall in the Bavarian Alps, Germany. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37, 564–573. doi:http://dx.doi.org/10.1657/1523-0430(2005)037[0564:TVO RIT]2.0.CO;2
- Sass, O., 2010. Spatial and temporal patterns of talus activity—a lichenometric approach in the Stubai Alps, Austria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 92, 375–391. doi:10.1111/j.1468-0459.2010.00402.x
- Sass, O., Heel, M., Hoinkis, R., Wetzel, K.-F., 2010. A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). *Zeitschrift für Geomorphologie* 54, 181–193. doi:10.1127/0372-8854/2010/0054-0009
- Sass, O., Heel, M., Leistner, I., Stöger, F., Wetzel, K.-F., Friedmann, A., 2012. Disturbance, geomorphic processes and recovery of wildfire slopes in North Tyrol. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, 883–894. doi:10.1002/esp.3221
- Sass, O., Oberlechner, M., 2012. Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria? *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 3209–3216. doi:10.5194/nhess-12-3209-2012
- Sass, O., Vacik, A., Arpacı, A., Malowerschnig, B., Formayer, H., Sailer, R., 2012. The FIRIA project: Towards assessing future wildfire hazard in Austria. Presented at the 13. Österreichischer Klimatag, Universität für Bodenkultur, Wien.
- Sattler, K., Keiler, M., Zischg, A., Schrott, L., 2011. On the Connection between Debris Flow Activity and Permafrost Degradation: A Case Study from the Schnalstal, South Tyrolean Alps, Italy. *Permafrost and Periglacial Processes* 22, 254–265. doi:10.1002/ppp.730
- Schädler, B., 2010. Hydrologische Veränderungen und Auswirkungen auf die Wasserwirtschaft in der Schweiz, in: ÖWAV (Ed.), *Auswirkungen Des Klimawandels Auf Die Hydrologie Und Wasserwirtschaft in Österreich. Präsentation Der Aktuelle Studien*. Österreichischer Wasser- und Abfallwirtschaftsverband, Wien, pp. 73–88.
- Schädler, B., Frei, C., Grebner, D., Willi, H.-P., 2007. Grundlagen zum Klima. *Wasser Energie Luft* 99, 58–60.
- Schleiss, A., De Cesare, G., Althaus, D., 2010. Verlandung der Stauseen gefährdet die nachhaltige Nutzung der Wasserkraft. *Wasser Energie Luft* 102, 31–40.
- Schmuck, G., San-Miguel-Ayanz, J., Camia, A., Durrant, T., Santos de Oliveira, S., Boca, R., Whitmore, J., Giovando, C., Libertà, G., Corti, P., Schulte, E., 2011. *Forest Fires in Europe 2010*. JRC Scientific and Technical Reports (No. 11), Scientific and Technical Reports. Joint Research Center, European Commission; Institute for Environment and Sustainability.
- Schneider, B., Schneider, H., 2001. Zur sechzigjährigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Äußeren Hochebenkar, Ötztaler Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37, 1–33.
- Schöner, W., Auer, I., Böhm, R., 2009. Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. *Hydrological Processes* 23, 1052–1063. doi:10.1002/hyp.7209
- Schöner, W., Böckli, L., Hausmann, H., Otto, J.C., Reisenhofer, S., Riedl, C., Seren, S., 2012. Spatial Patterns of Permafrost at Hoher Sonnblick (Austrian Alps) – Extensive Field-Measurements and Modelling Approaches. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 154–168.
- Schöner, W., Böhm, R., Haslinger, K., 2011. Klimaänderung in Österreich – hydrologisch relevante Klimatelemente. *Österr Wasser- und Abfallw* 63, 11–20. doi:10.1007/s00506-010-0271-5
- Schrott, L., Otto, J.-C., 2012. Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 196–183.
- Schrott, L., Otto, J.-C., Keller, F., 2012a. Modelling alpine permafrost distribution in the Hohe Tauern region, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences* 105, 169–183.
- Schrott, L., Otto, J.C., Keller, F., Rosner, M.L., 2012b. Permafrost in den Hohen Tauern (Abschlussbericht des permalp.at Projektes). Universität Salzburg, unveröffentlicht.
- Schweigl, J., Hervas, J., 2009. *Landslide Mapping in Austria* (JRC Scientific and Technical Reports No. EUR 23785 EN). Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Centre, European Commission, Ispra, Italy.
- Sendzik, W., 2003. *Fraktionierung von Geschiebetransportarten in morphodynamisch-numerischen Modellen* (Diplom). Universität Hannover, Hannover.
- Shakesby, R.A., Doerr, S.H., 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74, 269–307. doi:10.1016/j.earscirev.2005.10.006
- Slaymaker, O., Spencer, T., Embleton-Hamann, C. (Eds.), 2009. *Geomorphology and Global Environmental Change*. Cambridge University Press.
- Soja, G., Burger, E., Dockner, V., Gerzabek, M., Grünberger, S., Hackl, K., Haslinger, J., Hofmann, R., Kühnen, L., Mehofer, M., Omann, I., Rampazzo Todorovic, G., Rodriguez-Pascual, R., Schildberger, B., Vogl, K., Zehetner, F., 2010. *Weinbau im Klimawandel: Anpassungs- und Mitigationmöglichkeiten am Beispiel der Modellregion Traisental (WEINKLIM)* (Abschlussbericht No. Forschungsprojekt Nr. 100416). Austrian Institute of Technology - AIT, Seibersdorf.
- Stepanek, L., Kohl, B., Pirkel, H., Perzl, F., Markart, G., Klebinder, K., Riedl, F., 2009. *Hochwasser Paznaun 2005: Wald – Abfluss –*

- Potentiale (Bericht der Wildbach- und Lawinenverbauung, die wildbach). Lebensministerium, Land Tirol, BFW, Wien.
- Stingl, H., Garleff, K., Höfner, T., Huwe, B., Jaesche, P., John, B., Veit, H., 2010. Grundfragen des alpinen Periglazials – Ergebnisse, Probleme und Perspektiven periglazialmorphologischer Untersuchungen im Langzeitprojekt „Glorer Hütte“ in der Südlichen Glockner-/Nördlichen Schobergruppe (Südliche Hohe Tauern, Osttirol)., in: Otto, J.-C., Schrott, L. (Eds.), Quantifizierung von Rezenten Und Postglazialen Sedimentflüssen in Den Ostalpen., Salzburger Geographische Arbeiten. Salzburg, pp. 15–42.
- Stoffel, M., 2010. Magnitude–frequency relationships of debris flows — A case study based on field surveys and tree-ring records. *Geomorphology* 116, 67–76. doi:10.1016/j.geomorph.2009.10.009
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Beniston, M., 2011. Rainfall characteristics for periglacial debris flows in the Swiss Alps: past incidences–potential future evolutions. *Climatic Change* 105, 263–280. doi:10.1007/s10584-011-0036-6
- Stoffel, M., Huggel, C., 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36, 421–439. doi:10.1177/0309133312441010
- Stötter, J., Meißl, G., Rinderer, M., Keiler, M., Fuchs, S., 2002. Galtür – Eine Gemeinde im Zeichen des Lawinenereignisses von 1999, in: Steinicke, E. (Ed.), Geographischer Exkursionsführer. Europaregion Tirol – Südtirol – Trentino, Spezialexkursionen Im Bundesland Tirol (Innsbrucker Geographische Studien 33/2). Innsbruck, pp. 167–184.
- Strunk, H., 1986. Der Einfluß langsamer Massenbewegungen auf das Sanftrelief der südlichen Zentralalpen., in: Klug, H. (Ed.), Geomorphologie Der Periglazialgebiete, Zeitschrift Für Geomorphologie N. F., Supplementbände. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 77–88.
- Stützer, A., 2002. Zwischen subalpinem Wald und alpiner Tundra. Eine Studie zu Struktur und Dynamik der Fichten-Waldgrenze auf der Saualpe (Kärnten). *Wulfenia – Mitteilungen des Kärntner Botanikzentrums Klagenfurt* 9, 89–104.
- Teich, M., Marty, C., Gollut, C., Grêt-Regamey, A., Bebi, P., 2012. Snow and weather conditions associated with avalanche releases in forests: Rare situations with decreasing trends during the last 41 years. *Cold Regions Science and Technology* 83–84, 77–88. doi:10.1016/j.coldregions.2012.06.007
- Tilch, N., 2009. Gravitative Massenbewegungen in der Katastrophenregion Klingfurth (Walpersbach, Südliches Niederösterreich) im Juni 2009 – Erkundungsergebnisse und eine erste Abschätzung des rutschungsinduzierten Gefahrenpotentials.
- Tilch, N., Hagen, K., Aust, G., Fromm, R., Herzeberger, E., Klebinder, K., Perl, F., Proske, H., Bauer, C., Kornberger, B., Kleb, U., Granica, K., Pistotnik, G., Haiden, T., 2011. Modelling of Landslide Susceptibility and affected Areas – Process-specific Validation of Databases, Methods and Results for the Communities of Gasen and Haslau (AdaptSlide) (Endreport). Austrian Federal Ministry for Agriculture, Forestry, Environment and Water Management (BMLFUW), Vienna.
- Totschnig, R., Sedlacek, W., Fuchs, S., 2011. A quantitative vulnerability function for fluvial sediment transport. *Natural Hazards* 58, 681–703. doi:10.1007/s11069-010-9623-5
- Turner, A.K., Schuster, R.L., 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. National Academy Press.
- Vacik, H., 2012. Die Waldbrandsituation in Österreich 2002–2011.
- Vacik, H., Arndt, N., Arpacı, A., Koch, V., Mueller, M., Gossow, H., 2011. Characterisation of forest fires in Austria. *Austrian Journal of Forest Science* 128, 1–31.
- Van Beek, L.P.H., 2002. Assessment of the influence of changes in land use and climate on landslide activity in a Mediterranean environment (Dissertation). Universiteit Utrecht, Utrecht.
- Van den Berg, A.E., Koole, S.L., van der Wulp, N.Y., 2003. Environmental preference and restoration: (How) are they related? *Journal of Environmental Psychology* 23, 135–146. doi:10.1016/S0272-4944(02)00111-1
- Veit, H., 2002. Die Alpen: Geoökologie und Landschaftsentwicklung. UTB, Stuttgart (Hohenheim).
- Veit, H., Höfner, T., 1993. Permafrost, gelifluction and fluvial sediment transfer in the alpine/subnival ecotone, central Alps, Austria: Present, past and future, in: Barsch, D., Mäusbacher, R., Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie (Eds.), Some Contributions to the Study of Landforms and Geomorphic Processes, *Zeitschrift Für Geomorphologie NF, Suppl.-Bd.* pp. 71–84.
- Vietoris, L., 1958. Der Blockgletscher des äußeren Hochebenkars. *Gurgler Berichte* 1, 41–45.
- Vietoris, L., 1972. Über die Blockgletscher des Äußeren Hochebenkars. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 8, 169–188.
- Vischer, D., Huber, A., 1993. *Wasserbau: Hydrologische Grundlagen, Elemente Des Wasserbaus, Nutz- und Schutzbauten an Binnengewässern*. Springer-Lehrbuch.
- Voigt, T., Füssel, H.-M., Gärtner-Roer, I., Huggel, C., Marty, C., Zemp, M., 2010. Impacts of climate change on snow, ice, and permafrost in Europe: Observed trends, future projections, and socio-economic relevance ETC/ACC Technical Paper 2010/13 (Technical Paper No. ETC/ACC Technical Paper 2010/13). European Topic Centre on Air and Climate Change, Netherl.
- Wasem, U., Hester, C., Wohlgemuth, T., 2010. Waldverjüngung nach Feuer. *Wald und Holz* 91, 42–45.
- Webb, N.P., Strong, C.L., 2011. Soil erodibility dynamics and its representation for wind erosion and dust emission models. *Aeolian Research* 3, 165–179. doi:10.1016/j.aeolia.2011.03.002
- Whalley, W.B., 1984. Rockfalls, in: Brunnsden, D., Prior, D.B. (Eds.), *Slope Instability*. Wiley, London, pp. 217–256.
- Wimmer, A., 2009. Die Klimaänderung (in) der Wachau: Die Klimaänderung der Wachauer Winzer (Diplomarbeit). *Diplomica Verlag, Hamburg*.
- Wohlgemuth, T., Duelli, P., Ginzler, C., Gödickemeier, I., Hadorn, S., Hagedorn, F., Küttel, P., Lüscher, P., Moretti, M., Schneiter, G., Sciacca, S., Wermelinger, B., 2005. Ökologische Resilienz nach Feuer: Die Waldbrandfläche Leuk als Modellfall | Ecological resilience after fire: the forest fire area above Leuk as a model case study. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 156, 345–352. doi:10.3188/szf.2005.0345
- Xia, M., Ren, G.M., Ma, X.L., 2013. Deformation and mechanism of landslide influenced by the effects of reservoir water and rainfall, Three Gorges, China. *Natural Hazards* 68, 467–482. doi:10.1007/s11069-013-0634-x
- ZAMG, 2013. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik [WWW Document]. Klimadaten von Österreich 1971–2000. URL http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/klimadaten_oesterreich_1971_frame1.htm (accessed 5.2.13).
- Zangerl, C., Eberhardt, E., Perzlsmaier, S., 2010. Kinematic behaviour and velocity characteristics of a complex deep-seated crystalline rockslide system in relation to its interaction with a dam reservoir. *Engineering Geology* 112, 53–67. doi:10.1016/j.enggeo.2010.01.001
- Zangerl, C., Engel, D., 2009. Entwicklung kinematischer Modelle von Massenbewegungen auf Basis von Deformationsmes-

- sungen, in: Marschallinger, R. (Ed.), Online-Datenerfassung, berührungslose Messverfahren, 3D-Modellierung und geotechnische Analyse in Geologie und Geotechnik: Beiträge zur COG-Fachtagung, Salzburg 2009. Wichmann, Heidelberg, pp. 48–55.
- Zangerl, C., Prager, C., Chwatal, W., Brückl, E., Kirschner, H., Brandner, R., 2012. Kinematics and internal deformation of a deep-seated slow rock slide in metamorphic rock (Niedergallmigg, Austria), in: Eberhardt, E.B., Froese, C., Turner, K., Leroueil, S. (Eds.), Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding: Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada, 3–8 June 2012. CRC Press, Leiden.
- Zêzere, J.L., Trigo, R.M., Trigo, I.F., 2005. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Science* 5, 331–344.
- Zhao, W., Tian, Y., Wu, L., Liu, Y., 2010. Human impact index in landslide susceptibility mapping. Presented at the 2010 18th International Conference on Geoinformatics, IEEE, pp. 1–6. doi:10.1109/GEOINFORMATICS.2010.5567817
- Zimmermann, M., 2013. Hazard assessment, in: Dating Torrential Processes on Fans and Cones, *Advances in Global Change Research*. Springer, pp. 343–353.
- Zimmermann, M., Mani, P., Gamma, P., 1997. Murganggefahr und Klimaänderung: ein GIS-basierter Ansatz. vdf Hochschulverlag AG.
- Zimmermann, N., Bolliger, J., Gehrig-Fasel, J., Guisan, A., Kienast, F., Lischke, H., Rickebusch, S., Wohlgemuth, T., 2006. Wo wachsen die Bäume in 100 Jahren? *Forum für Wissen* 63, 63–71.