

Alpengletscher und Klimawandel – wohin geht die Reise ?

Hanns Kerschner

Die Modellierung der derzeitigen und einer zukünftigen Schneegrenze mit der Energie- und Massenbilanzgleichung zeigt, dass der Anstieg der Schneegrenze seit der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts deutlich stärker sein muss als er nur durch den Temperaturanstieg verursacht würde. Bereits für die heutige Situation ergibt sich ein Anstieg von fast 400 m, der mit den Beobachtungen gut übereinstimmt. Für ein Szenario zur Mitte des 21. Jahrhunderts kommt man auf nahezu 700 m Anstieg, woraus sich eine weitgehende Entgletscherung der Alpen ergeben würde. Wenn dieses Szenario Wirklichkeit würde, ergäbe sich das Bild einer Hochgebirgslandschaft, die nur noch in den höchsten Teilen der Westalpen vergletschert wäre und sehr den heutigen Pyrenäen gleichen würde.

Alpine glaciers and climate change – where are they heading?

Modeling current and future snow line using energy and mass balance equations reveals that the upward move of the snow line since the second half of the 20th century must be considerably stronger than it could be if just caused by rising temperatures. Even for the current situation the models return a rise of nearly 400 m, which largely matches observations on the ground. For a mid-21st century scenario the projected rise is almost 700 m, which would mean the de-glaciation of large tracts of the Alps. Should this scenario become reality, the high mountain landscape would look very similar to today's Pyrenees and only include glaciers in the highest parts of the Western Alps.

Keywords: glaciers, climate, climate change, landscape change

Glaciares alpinos y cambio climático – ¿Hacia dónde se dirigen?

La modelación de las actuales y futuras líneas de nieve, utilizando ecuaciones de balance de energía y masa, revelan que el alzamiento de la línea de nieve desde mediados de la segunda mitad del siglo XX, debe ser considerablemente más fuerte de lo que podría ser, si solo se considera como causa el aumento de la temperatura. Incluso para la situación actual los modelos revelan un aumento cercano a 400 metros, que coincide en gran medida con las observaciones en terreno. Para un escenario proyectado a mediados del siglo XXI, se estima un aumento cercano a 700 metros, el cual puede significar la desglaciación de grandes extensiones de los Alpes. En caso de concretarse este escenario, los paisajes de alta montaña tendrían una apariencia similar a los Pirineos actuales y solo existirían glaciares en las partes altas de los Alpes occidentales.

1 Vorbemerkung

Mit Christoph Stadel unterwegs zu sein, ist ein sehr angenehmes Erlebnis. Ich hatte im Sommer 1998 das Vergnügen, mit ihm gemeinsam eine Schweiz-Exkursion der geographischen Institute von Salzburg und Innsbruck durchzuführen, und habe dabei viel gelernt. Ein besonderes Highlight war der Besuch der Riederalp und des Großen Aletschgletschers, den ich damals endlich aus der Nähe kennenlernte. Daraus entstand schließlich die Idee zu den folgenden Überlegungen.

2 Einleitung

Dass es den Alpengletschern in den letzten Jahrzehnten nicht besonders gut ging, ist eine allgemein bekannte Tatsache. Der Grund dafür sind die klimatischen Verhältnisse seit dem Anfang der Achtzigerjahre, und hier vor allem die sommerlichen Witterungsbedingungen. Vor allem der „Hitzesommer“ 2003, der im ganzen Alpenraum über viele Wochen für strahlungsreiches, warmes Schönwetter subtropischen Charakters sorgte, ragt heraus. Wie es den Alpengletschern in der Zukunft unter den Bedingungen einer globalen Erwärmung gehen könnte, und welche Folgen man erwarten kann, soll der Gegenstand der folgenden Zeilen sein. Dem liegt die Überlegung zugrunde, dass ein Wandel der (natürlichen) Umwelt zwar auch durch die klimatischen Bedingungen gesteuert wird, sich jedoch in erster Linie als Landschaftswandel ausdrückt, wie es, für jedermann sichtbar, der kanadische Geograph Olav Slaymaker so prägnant formuliert. Bei diesen Gedankengängen können Gletscher für die Hochgebirgslandschaft eine zentrale Rolle spielen. Sie sind einerseits so vollkommen in ihr klimatisches Umfeld eingebettet, dass bestimmte Kenngrößen wie der Massenhaushalt oder die Gleichgewichtslinie als klimatische Größen gesehen werden können, und andererseits spielen sie durch ihre Erosionsleistung und Akkumulation eine bedeutende Rolle für die Gestaltung der Hochgebirgslandschaft.

3 Terminologie

Die Gleichgewichtslinie spielt für den Zustand eines Gletschers eine entscheidende Rolle. Sie trennt das Ablationsgebiet vom Akkumulationsgebiet und entsprechend ist dort die Nettoakkumulation genau gleich der Nettoablation. Ihr Verlauf auf der Gletscheroberfläche folgt meist der lokalen Topographie und nicht einer Höhenlinie. Wenn eine Höhe der Gleichgewichtslinie angegeben wird, handelt es sich um einen Durchschnittswert über die Gletscheroberfläche. Zeitlich gilt die Gleichgewichtslinie für ein Haushaltsjahr; wenn man sie über einen längeren Zeitraum mittelt, spricht man von der „Schneegrenze“ eines Gletschers (Gross et al. 1978). Definitionsgemäß sind daher beide Begriffe gleich, sie unterscheiden sich aber im Mittelungszeitraum. In weiterer Folge soll hier in erster Linie der Begriff „Schneegrenze“ verwendet werden. Räumliche Schwankungen der Schneegrenze entscheiden über den „Gesundheitszustand“ eines Gletschers. Liegt sie tief, so ist das Klima jedenfalls gletscherfreundlich, im gegenteiligen Fall ist es abträglich. Wenn sie den Gletscher so teilt, dass das Akkumulationsgebiet $2/3$ der Fläche einnimmt, sind die Bedingungen etwa ausgeglichen.

4 Klima- und Schneegrenze

Der Zusammenhang zwischen klimatischer Umwelt und Schneegrenze lässt sich am einfachsten analytisch durch die Energie- und Massenhaushaltsgleichung an der Schneegrenze ausdrücken (Kuhn 1981, 1989). Sie beschreibt das Gleichgewicht zwischen Akkumulation einerseits und Ablation andererseits. Die Akkumulation [c] ist in erster Näherung eine Funktion des festen Niederschlags in einem Einzugsgebiet, dazu kommt noch die Winddrift, die den Schnee aus der Umgebung in den Akkumulationsgebieten zusammenweht. Die Ablation wird durch eine Reihe von Wärmeströmen bestimmt, und zwar der kurzwelligen Globalstrahlung (G) und der kurzwelligen Albedo (r), der langwelligen Strahlungsbilanz (A), dem fühlbaren Wärmestrom (F) als Funktion der Sommertemperatur T_s und dem latenten Wärmestrom (L) als Ergebnis von Kondensation bzw. Verdunstung (S). Diese Wärmeströme werden über die latente Wärme (schmelzen: L_m , kondensieren / verdunsten: L_s) in Massenbeiträge umgerechnet. Schließlich spielt auch noch die Länge der Ablationsperiode t eine Rolle. Damit kann die Energie- und Massenbilanzgleichung so formuliert werden:

$$c = \frac{\tau}{L_m} [G(1 - r) + A + \alpha T_s + S L_s]$$

Grundsätzlich zeigt sie, wie sich das Klima an der Gleichgewichtslinie aus einer ganzen Reihe von einzelnen Elementen zusammensetzt, die allerdings zum Teil voneinander abhängig sind bzw. zusammenwirken.

Daneben kann man das Klima an der Gleichgewichtslinie auch durch einfache empirische Beziehungen ausdrücken, die üblicherweise die Sommertemperatur und die Niederschlagsverhältnisse als Eingangsgrößen verwenden. Diese Beziehungen sind üblicherweise nicht linear, sondern zeigen, dass für ein Gleichgewicht unter wärmeren Bedingungen eine überproportionale Zunahme des Niederschlags erforderlich ist (z. B. Ahlmann 1924; Ohmura et al. 1992; Zemp et al. 2007). Diese empirischen Beziehungen haben den Vorteil der Einfachheit, aber den Nachteil, dass sie nur innerhalb ihrer Randbedingungen gelten, die durch den verwendeten Datensatz gegeben sind. Wenn sich diese deutlich ändern, können diese Regressionsbeziehungen nicht mehr korrekt verwendet werden.

Hier bietet die Perturbationsanalyse der Energie- und Massenbilanzgleichung den Vorteil, dass mit ihr Änderungen der Höhe der Gleichgewichtslinie in Verbindung mit Änderungen der klimatischen Elemente analytisch dargestellt werden können. Einzelheiten über das Vorgehen findet man bei Kuhn (1981) und in einer etwas anderen Form bei Kaser (2001). Vorteilhafterweise kann man durch eine leichte Variation der einzelnen Größen mögliche Selbstverstärkungseffekte oder Dämpfungen berücksichtigen. Auch wenn dieses Vorgehen in manchen Einzelheiten diskutiert werden kann, so ermöglicht es doch, zumindest quantitativ abzuschätzen, wohin sich die Vergletscherung der Alpen in Zukunft entwickeln kann, und wie das Zusammenspiel mit anderen Elementen der alpinen Naturlandschaft ablaufen kann. Die Auswirkung von den Änderungen der einzelnen Größen auf die Höhe der

Schneegrenze ist folgendermaßen:

Temperaturänderung von 1 °C	130 m
Niederschlagsänderung von 100 mm	25 m
Änderung der Globalstrahlung von 10 %	70 m
Änderung der Albedo von 10 %	140 m
Änderung der Verdunstung von 100 mm	130 m

5 Szenarien

Im Folgenden sollen einige Szenarien durchgespielt und begründet werden. In der ersten Annahme gehen wir nur von einer Temperaturänderung aus. Als Bezugsgröße dient die Klimanormalperiode 1961–1990, die die Ausgangslage für den Temperaturanstieg der letzten Jahrzehnte gut wiedergibt. Die Daten entstammen dem HISTALP – Datensatz der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Auer et al. 2007). Demnach waren die Sommer der Periode 2000–2009 um 1,65 °C wärmer, was einem Schneegrenzanstieg von 220 m entsprechen würde. Dieser Betrag scheint im Vergleich zu dem Bild, das die Alpengletscher am Ende des Sommers jeweils bieten, eher bescheiden zu sein. Der Sommer 2003 war um 4,2 °C wärmer als die Bezugsperiode, was einem Schneegrenzanstieg von 560 m entsprechen würde. Zumindest in den Ostalpen kann dieser Wert kaum überprüft werden, denn praktisch alle Gletscher waren komplett ausgeapert. Zemp et al. (2007) nehmen für die Mitte des 21. Jahrhunderts eine Sommertemperaturerhöhung von 3 °C und ein Niederschlagszunahme von 10% an. Mit diesen Vorgaben (+3 °C, +250 mm Akkumulation) errechnet sich ein Schneegrenzanstieg von 340 m, was den Werten von Zemp et al. (2007) recht gut entspricht. Allerdings hat man den Eindruck, dass dieser Wert schon heute erreicht oder überschritten wird. Allein zwischen den Jahren 2000 und 2009 lag die Gleichgewichtslinie des Hintereisferners dreimal unbestimmbar höher als der höchste Punkt (Weißkugel, 3740 m) (Glacier Mass Balance Bulletin des WGMS 7–11). Die mittlere Höhe für diese Zeit liegt nicht genau bestimmbar bei etwa 3400–3500 m, und damit 400–500 m höher als das Mittel für 1961–1990 (2990 m). In jedem Fall liegt man damit deutlich über den Werten, die sich nur aus der Sommertemperatur erschließen lassen.

Damit liegt es nahe, eine plausible Kombination von Faktoren zu überprüfen, denn „Klimawandel“ ist nicht nur eine Erhöhung der Lufttemperatur. Sie kommt gerade in einem Gebirge, das an der Grenze zum Mittelmeerraum liegt, durch eine Häufung von Schönwetterphasen zustande, die an die mediterranen Hochdruckgebiete gebunden sind. Damit muss man neben einer Temperaturzunahme vor allem mit einer Zunahme der kurzwelligen Einstrahlung rechnen.

Ausgangspunkt der folgenden Überlegungen ist eine sommerliche Temperaturerhöhung von 1,65 °C (wie für die Periode 2000–2009). Gleichzeitig nimmt seit den Neunzigerjahren im Zuge des „global brightening“ durch den Rückgang der

Aerosolbelastung die Globalstrahlung um etwas weniger als 10 % zu, mit einer Zunahme von Schönwetterphasen nehmen wir insgesamt +15 % an. Bei einer längeren Phase mit gletscherabträglichem Klima kommt es zu einer zunehmenden Anreicherung von Schmutzpartikeln auf der Gletscheroberfläche. Dazu kommt der weitgehende Ausfall von sommerlichen Neuschneefällen, die die Gletscheroberfläche vor der kurzwelligen Strahlung abschirmen. Damit wird im Laufe der Jahre die Albedo geringer, wir nehmen konservativ eine Verringerung von 5 % an. Die Akkumulationsverhältnisse schwanken von Jahr zu Jahr so stark, dass hier keine Änderung angenommen wird. Allerdings wird man bei höheren Temperaturen davon ausgehen müssen, dass die Luft absolut feuchter wird. Damit wird der Sättigungsdampfdruck über Eis häufiger überschritten, wodurch vermehrt Kondensation auf der Gletscheroberfläche auftritt und die Fälle mit Verdunstung abnehmen. Für dieses Szenario nehmen wir eine Zunahme des Feuchtstroms zur Gletscheroberfläche von 100 mm an. Insgesamt ergibt sich dadurch eine Hebung der Schneegrenze von 510 m, von der weniger als die Hälfte auf die Temperaturänderung selbst zurückgeht. Ohne die Änderung im latenten Wärmestrom wären es immer noch 380 m, von denen etwa ein Drittel auf die Änderung der Globalstrahlung und der langwelligen Gegenstrahlung zurückgehen. Interessanterweise entspricht das recht gut den Größenordnungen, die von Ohmura et al. (2007) angegeben werden. Die Größenordnung des Anstiegs der Gleichgewichtslinie entspricht gut den Werten, die sich für den Hinterseisferner beobachten lassen.

Ein etwas extremeres Szenario, das mit 3 °C Temperaturanstieg den Annahmen von Zemp et al. (2007) entspricht und sonst mit den obigen Annahmen arbeitet, führt zu einem Anstieg der Schneegrenze von 690 m.

Auch wenn die oben geschilderten Szenarien in dem einen oder anderen Punkt verbesserungswürdig sind, so zeigt sich doch deutlich, dass die verschiedenen Rückkoppelungsprozesse ungefähr gleichviel an der Änderung der Schneegrenze ausmachen wie der Sommertemperatureffekt alleine. Zudem fällt auf, dass es in diesem Spiel nur Verstärkungen, aber keine Dämpfung gibt.

Ein Punkt, der in Diskussionen immer wieder auftaucht, ist die Länge der Ablationsperiode. Mit den oben angegebenen Eingabewerten (+1,65 °C, +15 % G, -5 % Albedo) zeigt sich sehr rasch, dass der Effekt einer Verlängerung der Ablationsperiode nur bescheiden ist. Bei 100 Tagen Ablationsperiode ist steigt die Schneegrenze um 380 m an, aber schon bei 70 Tagen beträgt der Anstieg 350 m, während er bei 120 Tagen Ablationsperiode nur 400 m beträgt. Formal liegt das an der quadratischen Natur der Gleichung, aber es entspricht auch der Erfahrung, dass bereits eine relativ kurze, kontinuierliche Schönwetterperiode ausreicht, um große Teile eines Gletschers bis in beträchtliche Höhen ausapern zu lassen. Ein Effekt einer zunehmenden Dauer der Ablationsperiode, der hier nicht zum Ausdruck kommt, ist die überproportional verstärkte Abschmelzung auf der Zunge. Unter diesen Bedingungen braucht ein Gletscher dann ein relativ größeres Akkumulationsgebiet, um im Gleichgewicht zu sein. Während in der Vergangenheit in den Alpen die Akkumulationsgebiete etwa doppelt so groß wie die Ablationsgebiete waren, könnte sich dieses

Verhältnis nun gegen 3:1 hin verschoben, bei tropischen Gletschern tendiert es ja gegen 4:1 (Kaser & Osmaston 2002).

6 Bedeutung für die Hochgebirgslandschaft

Für die Hochgebirgslandschaft bedeuten diese Zahlen, dass zumindest in den Ostalpen und in den niedrigeren Gebieten der Westalpen die meisten Gletscher ihre Einzugsgebiete verlieren oder schon verloren haben. Nur diejenigen, bei denen der Abstand zwischen der Schneegrenze und der Umrahmung wesentlich mehr als 400 m beträgt, haben unter den gegenwärtigen Bedingungen eine realistische Chance, in verringerter Größe weiter zu existieren. Das sind nicht allzu viele, und die werden auf die höchsten Bereiche beschränkt bleiben, wie die eindrucksvollen Simulationen von Paul et al. (2007) zeigen. Selbst bei Gletschern mit großen, hochliegenden Akkumulationsflächen wie dem Gepatschferner ist mit einer drastischen Verringerung der Fläche zu rechnen. Die großen Gletscherzungen in niedriger Seehöhe, wie z. B. die Pasterze, können schon in wenigen Jahrzehnten Geschichte sein. Damit kann es kurzfristig zu einer massiv vergrößerten ungeschützten Fläche in den Gletschervorfeldern kommen, solange diese noch nicht durch höhere Vegetation stabilisiert sind. Ob es dadurch kurzfristig zu einer erhöhten Gefährdung durch Seeausbrüche, Wildbäche und Muren kommt, kann nur im Einzelfall entschieden werden. Was sich aber entscheidend ändern wird, ist das Bild des Hochgebirges, wie es zum Beispiel für Bergsteiger oder Touristen von Bedeutung ist. Hier werden sich die Alpen, wenn dieser Trend weiter anhält, wohl sehr stark dem Bild annähern, wie wir es heute von den Pyrenäen kennen.

Ein interessanter Aspekt ist die derzeitige Entkoppelung zwischen dem Anstieg der Schneegrenze und der Waldgrenze. Erstere kann naturgemäß schneller reagieren, aber man sieht auch, dass sie bei derselben Klimaänderung schneller und stärker ansteigen muss wie die Waldgrenze. Der Grund dafür kann in den Selbstverstärkungseffekten liegen, die auf Schnee und Eis sehr wohl, auf die Waldgrenze jedoch nicht einwirken. Diesen Gesichtspunkt muss man auch für die Beurteilung der holozänen Gletschergeschichte berücksichtigen. Damit ist es durchaus möglich, dass besonders im frühen Holozän, aber auch während längerer Gunstphasen in historischer Zeit, beispielsweise während dem römerzeitlichen Optimum, die Alpengletscher in ihrer Ausdehnung massiv reduziert waren, ohne dass die Waldgrenzhöhe oder rekonstruierbare Sommertemperaturen besonders auffällige Werte annahmen.

7 Ausklang

„Überall bieten die Gletscher heute ein Bild des Verfalles. Jahr für Jahr lesen wir in den schon eintönig gewordenen Berichten von ihrem Rückgang, und selbst unser kurzes Leben reicht hin, um diesen Vorgang vergleichend verfolgen zu können...“

Mit diesen Sätzen leitet Hans Kinzl im Jahr 1951 seinen Aufsatz „Gletscherschwankungen oder Entgletscherung?“ ein. Der anthropogene Klimawandel war damals noch unbekannt, und 20 Jahre später sprach man angesichts kalter Sommer und vorstoßender Gletscher bereits von der Möglichkeit einer neuen Eiszeit und bestaunte auf Exkursionen die vorstoßenden und gefährlichen Gletscher der Schweiz. Die postglaziale Wärmezeit, für die Kinzl im selben Aufsatz nur eine ganz unbedeutende Vergletscherung der Ostalpen annahm, schien begründeterweise eine Fehlannahme zu sein. Ein Jahrzehnt darauf begannen sich, vorerst wenig beachtet, in den Alpen die Bedingungen zu ändern und die Tatsache, dass der Mensch ungewollt die langwellige Strahlungsbilanz der Erde beeinflusst, war bald darauf nicht mehr von der Hand zu weisen. Der massive Gletscherrückzug brachte viele neue Erkenntnisse über frühere, kleine Gletscherausdehnungen, hohe Waldgrenzen und eine lange Warmphase in der ersten Hälfte des Holozäns (Joerin et al. 2008; Nicolussi 2009; Nicolussi & Schlüchter 2012). Heute können wir nicht von der Hand weisen, dass es vielleicht in einer nahen Zukunft zu einer erneuten massiven Entgletscherung der Alpen kommt, die dem nahekommt, was man vor 50 oder 60 Jahren als sicheres Wissen annahm. So scheint sich in mancher Hinsicht der Kreis zu schließen, und mehr als einmal führen neue Methoden und der Fortschritt der Erkenntnis von einer anderen Seite her zu früheren Ergebnissen. Ob die Voraussagen und Szenarien auch Wirklichkeit werden, und wie sich die Hochgebirgslandschaft entwickeln wird, kann erst die Zukunft weisen.

8 Literatur

- Ahlmann, H.W. 1924: Le niveau de glaciation comme fonction de l' accumulation d'humidité sous forme solide. *Geografiska Annaler* 6: 221–272.
- Auer, I., R. Böhm, A. Jurkovic, W. Lipa, A. Orlik, R. Potzmann, W. Schöner, M. Ungersböck, C. Matulla, K. Briffa, P.D. Jones, D. Efthymiadis, M. Brunetti, T. Nanni, M. Maugeri, L. Mercalli, O. Mestre, J.-M. Moisselin, M. Begert, G. Müller-Westermeier, V. Kveton, O. Bochnicek, P. Stastny, M. Lapin, S. Szalai, T. Szentimrey, T. Cegnar, M. Dolinar, M. Gajic-Capka, K. Zaninovic, Z. Majstorovic, & E. Nieplova 2007: HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760–2003. *International Journal of Climatology* 27: 17–46.
- Joerin, U.E., K. Nicolussi, A. Fischer, T.F. Stocker & C. Schlüchter 2008: Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27: 337–350.
- Kaser, G. 2001: Glacier – climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47: 195–204.
- Kaser, G. & H. Osmaston 2002: *Tropical Glaciers*. Cambridge.
- Kerschner, H. & S. Ivy-Ochs 2007: Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60: 58–71.
- Kinzl, H. 1951: Gletscherschwankungen oder Entgletscherung? *Die Pyramide, Zeitschrift für Schule und Wissen* 1: 8–15.
- Kuhn, M. 1981: *Climate and Glaciers*. International Association of Hydrological Sciences Publication 131: 3–20.

- Kuhn, M. 1989. The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations. In: Oerlemans, J. (ed.): *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Dordrecht: 407–417.
- Nicolussi, K. 2009: Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung. In: Schmidt, R., C. Matulla & R. Psenner (Hg.): *Klimawandel in Österreich*. Alpine Space – man & environment 6: 41–54.
- Nicolussi, K. & C. Schlüchter 2012: The 8.2 ka event – Calendar-dated glacier response in the Alps. *Geology* 40: 819–822.
- Ohmura, A., P. Kasser & M. Funk 1992: Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38: 397–411.
- Ohmura, A., A. Bauder, H. Müller & G. Kappenberger 2007: Long-term change of mass balance and the role of radiation. *Annals of Glaciology* 46: 367–374.
- Paul, F., M. Maisch, C. Rothenbühler, M. Hoelzle & W. Haeberli 2007: Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling. *Global and Planetary Change* 55: 343–357.
- Slaymaker, O. 2011: *Drivers of environmental change during the present century*. UBC Library, Irving K. Barber Learning Centre / St. John's College, Webcast.
- Zemp, M., M. Hoelzle & W. Haeberli 2007: Distributed modelling of regional climatic equilibrium line altitude of glaciers in the European Alps. *Global and Planetary Change* 56: 83–100.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [IGF-Forschungsberichte \(Instituts für Interdisziplinäre Gebirgsforschung \[IGF\]\) \(Institute of Mountain Research\)](#)

Jahr/Year: 2013

Band/Volume: [5](#)

Autor(en)/Author(s): Kerschner Hanns

Artikel/Article: [Alpengletscher und Klimawandel - wohin geht die Reise ? 95-102](#)