

### 3. VERÄNDERUNGEN DER KRYOSPHERE IN HOCHGEBIRGEN

Aufgrund ihrer vielfältigen Bedeutung (z.B. als Klimaindikator) werden die Gletscher in den Hochgebirgen der Erde seit Jahrzehnten beobachtet. In den meisten Regionen verlieren sie an Masse, sie schrumpfen also. In diesem Kapitel werden die Gletscher in einigen Gebirgsketten der Erde beschrieben und ihre Änderungen quantifiziert. Zunächst erläutert das erste Teilkapitel die Methoden zur Gletscherbeobachtung. Weitere Teilkapitel widmen sich der Karakorum-Anomalie, instabilen und kollabierenden sowie schuttbedeckten Gletschern, aber auch dem Permafrost. Im Mittelpunkt eines abschließenden Beitrags steht die Auswirkung des Klimawandels auf die Schneedecke. Als eine gute Ergänzung wird auf das Buch »Warnsignal Klima: Das Eis der Erde« hingewiesen, das in dieser Buchreihe vor wenigen Jahren erschienen ist.

#### 3.1 Gletscherbeobachtung und globale Trends

FRANK PAUL & MARTIN HOELZLE

*Gletscher sind ein wichtiges Element der Kryosphäre und in den Hochgebirgen der Erde weit verbreitet. Ihr Beitrag zum Meeresspiegelanstieg sowie ihre Bedeutung als Klimazeiger, Wasserspeicher und -spender, sind allgemein bekannt. Sie werden seit über 100 Jahren systematisch vermessen und erlauben uns damit, das heutige Klima im Kontext der Vergangenheit zu sehen. Die lokalen Beobachtungen im Feld werden zunehmend mit Fernerkundungsdaten ergänzt, welche eine regionale Perspektive bieten und ganze Gebirgsräume abdecken. Das erlaubt eine sehr viel genauere Hochrechnung ihrer Änderungen. Die Beobachtungen zeigen, dass die Gletscher weltweit in rasantem Tempo schmelzen, sich der Abfluss verändert und sie massiv zum Meeresspiegelanstieg beitragen. Zudem verändert sich das Potenzial für Naturgefahren. In Zukunft wird die Vermessung der Gletscher immer schwieriger, da sie vielerorts zerfallen oder sich in Schuttfelder verwandeln.*

**Glacier monitoring and global trends:** *Glaciers are important elements of the cryosphere that can be found in many high mountain regions on Earth. Their contribution to sea-level rise as well as their importance as a climate indicator, water reserve and resource are well known. They are systematically observed for more than 100 years and allow us to interpret current climatic conditions in the context of the past. The local observations in the field are increasingly complemented by remote sensing based data, which provide a regional perspective by covering entire mountain ranges. This allows for a much better extrapolation of their changes. The observations show that glaciers are melting at a rapid pace worldwide, with changes in runoff and a massive contribution to sea-level rise. In addition, the potential for natural hazards is also changing. In the future, it will be more and more difficult to measure glaciers, as they will disintegrate in many places or turn into scree.*

Gletscher sind ein markantes Element in vielen Hochgebirgen der Erde und gehören zur Kryosphäre. Diese umfasst die meisten gefrorenen Komponenten im Erdsystem wie z.B. auch Schnee, Meer- und Seeis, sowie Permafrost. Alle Komponenten reagieren empfindlich auf die Erhöhung der Lufttemperatur, da sie meistens bereits sehr nahe am Schmelzpunkt sind. Insbesondere werden die Gletscher heute auch durch Laien als eindrücklicher Indikator für Klimaänderungen wahrgenommen, da der teilweise dramatische Rückgang weltweit sehr gut erkennbar ist. Dieser Effekt hat der Erforschung der raschen Veränderungen in den Hochgebirgen neuerlich sehr viel Beachtung verschafft. Dabei ist nicht nur ihre Bedeutung für die lokale und regionale Hydrologie (Wasserkraft, Abfluss, Speicher) ins Zentrum der Forschung gerückt, sondern auch ihr vergleichsweise großer Beitrag (etwa

25-30%) zum Anstieg des globalen Meeresspiegels (z.B. ZEMP et al. 2019). Auch ihre Bedeutung für den Tourismus (Erholung, Skigebiete), das kulturelle Erbe und als Auslöser von Naturgefahren (Destabilisierung von seitlichen Moränen- und Felsflanken, Ausbrüche von Gletscherseen) hat ihre Erforschung in den letzten Jahren intensiviert. Doch was ist ein Gletscher und wie funktioniert er?

Der wohl wichtigste Punkt ist, Gletscher bestehen im Wesentlichen aus komprimiertem Schnee und nicht aus gefrorenem Wasser. Das hat zahlreiche Konsequenzen: Gletscher können nur dort entstehen wo der gefallene Schnee den Sommer überdauern und sich im Laufe der Jahre anreichern kann. Dafür muss es genügend (festen) Niederschlag, tiefe Temperaturen im Sommer und eine Möglichkeit zur dauerhaften Ansammlung (Akkumulation) geben. Derartige Bedin-

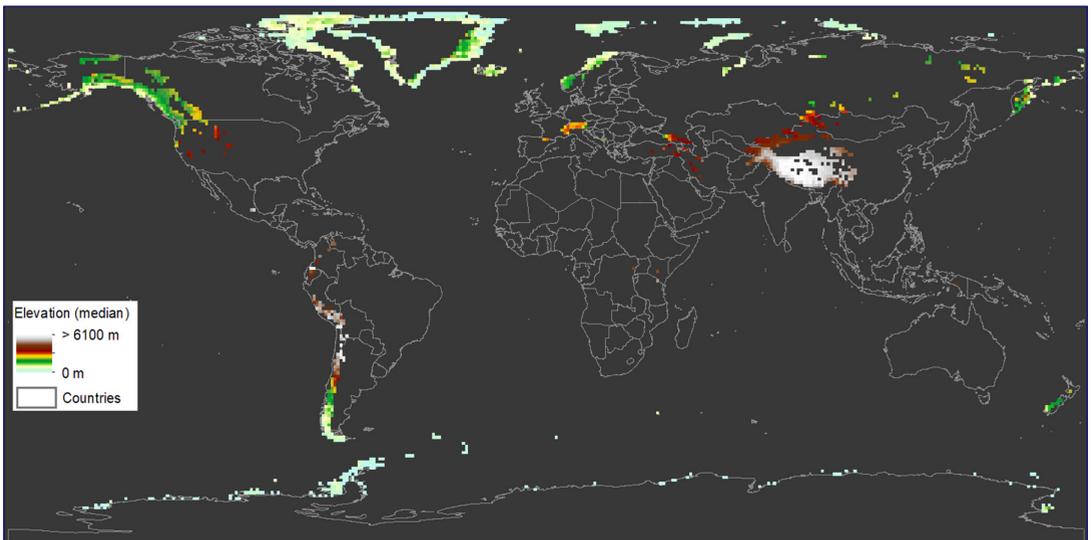
gungen findet man in den Polar- und Hochgebirgsregionen der Erde. Je tiefer die Temperaturen und je höher die Niederschläge sind, desto grösser können Gletscher werden und desto tiefer reichen sie hinab. In Polarregionen erstrecken sie sich oftmals bis ins Meer, in den Tropen oder sehr trockenen Regionen sind sie hingegen nur auf den höchsten Gipfeln zu finden. *Abb. 3.1-1* zeigt die globale Verteilung der Gletscher und in welcher mittleren Höhenlage (farbkodiert) man sie findet.

Eine weitere wichtige Eigenschaft von Gletschereis ist, dass es unter dem Einfluss der Schwerkraft fließen kann. Das ist nur möglich, weil sich die aus komprimiertem Schnee hervorgegangenen Eiskörner gegeneinander verschieben können. Durch den Druck der überliegenden Schneeschichten werden die Schneekristalle zunächst mechanisch gerundet und dann immer weiter zusammengepresst bis die zwischen den Eiskörnern eingeschlossene Luft nicht mehr entweichen kann und Gletschereis mit einer Dichte von etwa  $900 \text{ kg/m}^3$  vorliegt. Die eingeschlossene Luft kann man aus Eisbohrkernen extrahieren und so etwas über deren Zusammensetzung in der Vergangenheit (zum Zeitpunkt des Einschlusses) erfahren. Eine zeitliche Zuordnung gelingt jedoch nur wenn die Schneeschichten nicht durch Schmelzprozesse gestört sind, also nur in sehr kalten Regionen.

Doch zurück zum Fließen: Da sich Gletschereis auf einer geneigten Fläche bewegt und damit das Eis von höheren zu tieferen Lagen transportiert (wo es im sog. Ablationsgebiet aufgrund höherer Temperaturen

abschmilzt), muss weiter oben (im sog. Akkumulationsgebiet) ständig Eis aus neuem Schnee gebildet werden. Ein Gletscher ist also eine Art Förderband für komprimierten Schnee und kann nur bestehen, wenn ständig Schnee nachgeliefert wird. Da Schnee aber nur fällt, wenn es genügend kalt ist (unter etwa  $1^\circ\text{C}$ ), bewirkt ein Anstieg der Temperatur sowohl verstärktes Eisschmelzen als auch eine verringerte Ernährung des Gletschers und damit sein Schrumpfen oder allenfalls vollständiges Abschmelzen. Gletscher existieren langfristig also nur dort wo die Akkumulation mindestens so hoch wie die Ablation ist. Ändert sich das Klima (Temperatur, Niederschlag, Strahlung), ändert sich auch die Ausdehnung der Gletscher. Vorstoß oder Rückzug der Gletscherfront gibt dabei Auskunft über (langfristige) Klimaschwankungen.

Die jährliche Variabilität der Witterung hingegen ist in der Massenbilanz abgebildet, welche man deshalb auch als direktes und unverzögertes Signal bezeichnet. Geht mehr raus (Schmelze von Eis und Schnee) als rein (fester Niederschlag), ist die Bilanz negativ (wie beim Kontostand auf der Bank), ist es umgekehrt ist sie positiv. Eine große Bedeutung hat die Höhenlage der sog. Gleichgewichtslinie am Ende der sommerlichen Schmelzperiode. Entlang dieser Linie ist die Massenbilanz Null, d.h. die Massengewinne sind gleich den Massenverlusten. Für die meisten Gletscher liegt diese Linie am unteren Ende der noch schneebedeckten Fläche. Am Ende der sommerlichen Schmelzperiode erreicht sie ihre höchste Lage und ist dann ein zuverläss-



**Abb. 3.1-1:** Globale Verteilung der Gletscher und ihre Medianhöhe, gemittelt über Rasterzellen von jeweils 1 Grad. Je höher die geographische Breite (d.h. je tiefer die mittlere Temperatur), desto tiefer liegen die Gletscher. In eher trockenen oder subtropischen und tropischen Regionen finden sich Gletscher hingegen nur in großer Höhe. Quellen: Gletscherumrisse: RGI6.0 (PFEFFER et al. 2014), DHM: GTOPO30 (www.usgs.gov) (Bildautor: P. Rastner).

siger Indikator für die Massenbilanz. Je höher sie liegt und je weniger Schnee dann noch vorhanden ist, desto negativer ist die Bilanz.

Ganz generell gilt, dass noch etwa 60% der Gletscherfläche am Ende des Sommers mit Schnee bedeckt sein müssen damit ein Gletscher überdauern kann. Ist es weniger, schrumpft er, ist es mehr wächst er, und zwar solange bis es wieder etwa 60% sind. Ein Gletscher der über viele Jahre z.B. jeweils nur zu 30% mit Schnee bedeckt ist wird also etwa 50% seiner Fläche verlieren bevor er wieder im Gleichgewicht mit den klimatischen Bedingungen ist. Das dauert natürlich seine Zeit weshalb Längenänderungen auch als verzögertes, indirektes und geglättetes Klimasignal bezeichnet werden. Ganz generell ist diese Verzögerung in der Reaktion eine Funktion von Größe und Neigung des Gletschers: je kleiner und steiler umso schneller passt sich ein Gletscher an ein verändertes Klima an (HAEBERLI & HOELZLE 1995). Sehr große und damit flache Gletscher hingegen reagieren nur auf langfristige Klimatrends und hinken mit der Anpassung ihrer Ausdehnung immer Jahrzehnte hinterher. Berechnungen mit numerischen Modellen und Klimadaten ergaben, dass die Gletscher der Alpen im Mittel noch etwa 30% ihrer Fläche verlieren müssen bevor ihre Ausdehnung schon nur wieder im Gleichgewicht mit dem Klima des beginnenden 21. Jahrhunderts wäre (ZEKOLLARI et al. 2019).

Gletscher sind in der Hochgebirgslandschaft aufgrund ihrer auffälligen Oberfläche und großen Helligkeit leicht zu erkennen. Ausnahmen bestehen bei starker Schuttbedeckung, welche sie mit ihrer Umgebung verschmelzen lässt (Abb. 3.1-2). Das erschwert auch ihre Abgrenzung in Luft- oder Satellitenbildern und macht die Erstellung von sog. Gletscherinventaren sehr auf-

wendig (PAUL 2015). Diese benötigt man jedoch als Basis um ihre Flächen- und Dickenänderungen zu erfassen und gletscherspezifische Berechnungen (z.B. Eisdicken, Anpassungszeiten, Massenbilanz) durchzuführen (HAEBERLI & HOELZLE 1995). Seit 2012 gibt es ein global vollständiges und seitdem stetig verbessertes Inventar (RGI) welches ca. 215.000 Gletscher mit Größen von 0,01 bis etwa 10.000 km<sup>2</sup> verzeichnet (PFEFFER et al. 2014). Um die Forschung und Kommunikation zu erleichtern hat man sich in der Wissenschaft darauf geeinigt, dass man die riesigen Eismassen der Antarktis und Grönland als Eisschilde bezeichnet und alles andere als Gletscher.

Im Gegensatz zu den Eisschilden, welche das Klima aktiv beeinflussen (Klimatreiber), sind Gletscher Klimaindikatoren, welche auf Klimaänderungen vergleichsweise schnell und intensiv reagieren. Ihre Änderungen repräsentieren dabei vor allem Klimaschwankungen des Sommers und im Gebirge. Das Kartieren ihrer früheren Ausdehnung (z.B. anhand abgelagerter Moränenwälle) erlaubt es das vergangene Klima zu rekonstruieren, da ihre Ausdehnung über das Klima gesteuert wird. Sie sind damit ein Schlüssel zur klimatischen Vergangenheit der Erde. Je nach Klimaregime (z.B. kontinental, maritim, polar, tropisch, monsunal) und geometrischen Eigenschaften (z.B. Höhenverteilung der Fläche) reagieren Gletscher allerdings unterschiedlich auf Änderungen von Temperatur und Niederschlag (s. Beiträge im Kap. 3 - in diesem Band). Die sog. Klimasensitivität eines Gletschers (z.B. wie ändert sich die Massenbilanz bei 1°C Temperaturerhöhung) lässt sich jedoch gut mit numerischen Modellen ermitteln (z.B. OERLEMANS 2001), sodass man recht gut bestimmen kann wie sich die Gletscher in Zukunft entwickeln werden (z.B. HUSS & HOCK 2015).



**Abb. 3.1-2:** Der Oberaargletscher in den Schweizer Alpen ist ein typischer, eher kleiner Talgletscher (etwa 5 km<sup>2</sup> groß) dessen Ausdehnung durch die Topographie klar begrenzt wird, abgesehen vom Bereich links im Bild, wo schuttbedecktes Eis nahtlos in den Schutt der Felsflanke übergeht. Dadurch wird seine genaue Abgrenzung in diesem Bereich sehr unsicher (Foto: F. Paul, Sommer 1993).

### Gletschermonitoring

Die Beobachtung von Gletscheränderungen hat eine sehr lange Tradition. Bereits im Jahr 1894 wurde mit Gründung der 'Internationalen glaziologischen Kommission' der Grundstein für ein systematisches und langfristiges Monitoring der Gletscher gelegt. Zu diesem Zeitpunkt ging es vor allem darum aus den vermuteten regelmässigen Schwankungen der Gletscher Informationen über möglicherweise wiederkehrende Zyklen in der Natur (Eiszeiten) abzuleiten. Auch wollte man herausfinden, ob Klima- und Gletscherschwankungen terrestrische oder extraterrestrische Ursachen haben (HAEBERLI 2007). Bemerkenswerterweise war den Initianten schon zu Beginn des Programms klar, dass sie selber die Resultate der Beobachtungen nicht mehr erleben würden. Heute profitieren wir von inzwischen 125-jährigen Messreihen, welche uns mit aller Klarheit und jährlicher

Auflösung über Gletscherschwankungen und damit auch klimatische Änderungen der Vergangenheit Auskunft geben. Regelmäßige Gletscherbeobachtungen sind inzwischen Teil der globalen Umweltbeobachtungen der Vereinten Nationen (UN) und in einer mehrstufigen Strategie des globalen Klimabeobachtungsprogramms (GCOS) verankert. Die langen Messreihen der Gletscher sind hier von besonderer Bedeutung.

Doch was wird eigentlich genau beobachtet? Ganz grob kann man die Vermessungen im Feld von denen mit Fernerkundungsdaten (Luft- und Satellitenbilder) unterscheiden. Regulär und standardisiert werden von Gletschern im Feld die Längenänderungen und die Massenbilanzen bestimmt. Erstere jährlich, letztere wo immer möglich auch saisonal, d.h. es wird der Schneezuwachs am Ende des Winters und die Schmelze am Ende des Sommers (auf der Nordhalbkugel traditionell am 30. September, dem Ende des hydrologischen Jahres) bestimmt. Die Differenz aus Akkumulation und Ablation ergibt dann die Massenbilanz (glaziologische Methode). Die Änderung der Gletscherlänge wird traditionell von markierten Fixpunkten im Gelände per Maßband, Laserdistanzmesser oder heute auch mit GPS bestimmt. Wo ein direkter Zugang nicht (mehr) möglich ist, werden auch Luft- oder Satellitenbilder verwendet und photogrammetrisch vermessen. Die Daten des globalen Messnetzes für Längen- und Massenänderungen der Gletscher erhält man hier: *wgms.ch*.

Für die Bestimmung der Akkumulation werden an mehreren Stellen auf dem Gletscher Schneeschächte gegraben bis man auf die härtere und oft dunklere Oberfläche des letzten Sommers trifft. Dichtemessungen in verschiedenen Tiefen erlauben es dann die Dicke der Schneedecke in Meter Wasserwert (Englisch: m w.e.) umzurechnen. Um diese Messungen auf den gesamten Gletscher zu extrapolieren wird zusätzlich mit Schnee-

lanzen an vielen Stellen nur die Schneedicke bestimmt. Die sommerliche Schmelze wird an zahlreichen Pegelstangen ermittelt welche im Vorjahr in verschiedenen Höhenstufen mehrere Meter tief ins Eis gebohrt wurden (Abb. 3.1-3). Die so gewonnenen Daten werden dann auf die gesamte Fläche extrapoliert. Division durch die Gletscherfläche ergibt seine mittlere Dickenänderung oder die 'spezifische Massenbilanz' (in m w.e.), welche weltweit vergleichbar ist. Als Einheiten werden auch m WÄ, m w.w. oder  $\text{kg/m}^2$  verwendet.

Die Feldmessungen werden von Projektleitern (*principal investigators*) koordiniert, von Nationalen Korrespondenten in jedem Land gesammelt, und von dort an den *World Glacier Monitoring Service* (WGMS) in standardisierten Formularen weitergeleitet. Um klimarelevante Aussagen zu erhalten müssen die im Feld vermessenen Gletscher einige Kriterien erfüllen. Sie sollten nur wenig mit Schutt bedeckt sein, nicht kalben, keine dynamischen Instabilitäten aufweisen (s. Kap. 3.4 - in diesem Band), und nicht zu versteckt (z.B. in einer Karnische) gelegen sein. Um langfristige Beobachtungen zu ermöglichen sollten sie zudem leicht zugänglich, nicht zu groß oder zu steil (Spalten), und nicht gefährlich sein (z.B. durch Eislawinen von umgebenden Hängegletschern). Für wissenschaftliche Forschungsprojekte werden auch andere Gletscher untersucht, meistens allerdings nur für kurze Zeit.

Mit Satellitendaten werden Gletscherausdehnungen kartiert und in Kombination mit einem digitalen Höhenmodell (DHM) Gletscherinventare erstellt (PAUL 2015). Zwei DHM von unterschiedlichen Zeitpunkten (etwa 10 Jahre Abstand) werden verwendet, um über die Subtraktion derselben die innerhalb der Gletscher erfolgten Höhenänderungen und durch Multiplikation mit der größeren der beiden Gletscherflächen die Volumenänderungen zu bestimmen. Eine Annahme über die Dichte der Schnee/Firn/Eis Mixtur (meist  $850 \text{ kg/m}^3$ ) erlaubt dann die Bestimmung der Massenänderung. Diese sog. geodätische Methode erfasst nicht nur den gesamten Gletscher, sondern dank automatisierter Verarbeitung von Stereobildern ganze Gebirgsregionen (z.B. BRUN et al. 2017). Der Vergleich mit der glaziologischen Bilanz erlaubt es diese zu kalibrieren und deren Repräsentativität für die gesamte Gebirgsgruppe festzustellen. Ein daraus abgeleiteter Korrekturfaktor ermöglicht es so jährliche Massenbilanzen über große Regionen zu bestimmen (ZEMP et al. 2019). Nachteile der aus Satellitendaten abgeleiteten Daten sind, dass diese zumeist innerhalb wissenschaftlicher Forschungsprojekte erhoben werden und deshalb nur sporadisch anfallen, ihre Erstellung und Auswertung nicht systematisch erfolgt (Abdeckung aller Regionen zur



**Abb. 3.1-3:** Bohren eines 6 m tiefen Loches im Eis des Golumbingletschers in Zentralasien mit dem Heucke Eisbohrer zur Verankerung von Pegelstangen, mit welchen die Eisschmelze über das Jahr bestimmt wird (Foto: M. Hoelzle, Sommer 2012).

gleichen Zeit mit stets dem gleichen Verfahren), und die Erstellung eines globalen Überblicks dadurch sehr aufwendig ist (VAUGHAN et al. 2013).

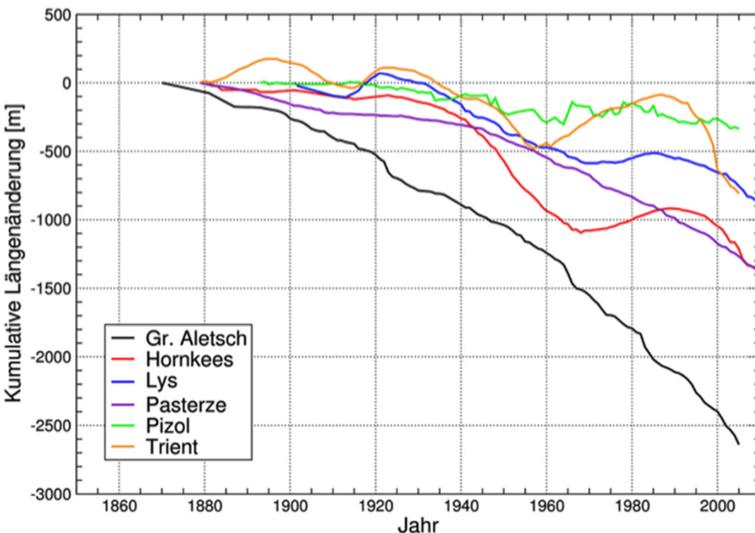
Andererseits hat die in den letzten Jahren starke Zunahme an frei verfügbaren Satellitendaten mit guter räumlicher (10-30 m) und zeitlicher (alle 5-6 Tage) Auflösung (z.B. Sentinel-1 und 2, Landsat 8) zahlreiche neue Erkenntnisse erbracht die vor wenigen Jahren noch völlig undenkbar waren. Zum Beispiel lassen sich heute quasi im Wochenrhythmus automatisiert Fließgeschwindigkeiten der Gletscheroberfläche bestimmen, welche detailliert Auskunft über die Fließdynamik und allenfalls auch deren Ursache geben (ALTENA et al. 2019). Noch vor wenigen Jahren gab es oftmals nur jährliche Mittelwerte, welche schnellere Vorgänge (z.B. saisonale Schwankungen oder rasches Fließen (*surges*)) nicht aufgelöst haben. Hier ist sozusagen eine neue Ära im Gletschermonitoring angebrochen von der insbesondere die Erforschung von dynamisch instabilen bzw. *surgenden* Gletschern bereits enorm profitiert hat (z.B. PAUL et al. 2017, s. auch Kap. 3.4 - in diesem Band). Auch die automatisierte und regelmässige Erfassung der Schneefläche auf Gletschern mit optischen Sensoren (Landsat 8, Sentinel-2) ist zunehmend vielversprechend (z.B. RASTNER et al. 2019), sei es für hydrologische, klimatische oder glaziologische Anwendungen, oder zur Kalibrierung von Massenbilanzmodellen (BARANDUN et al. 2018).

## Resultate für die Alpen

Für die Gletscher der Alpen gibt es Informationen über ihre Schwankungen aus direkten Messungen und mit jährlicher Auflösung seit 1894, wesentlich weiter zurück reichen indirekte Hinweise wie alte Gemälde (etwa 500 Jahre) oder datierte Moränenwälle (etwa 10.000 Jahre).

Während die Anzahl ausgewerteter Gletscher und die zeitliche Dichte der Information in die Vergangenheit abnimmt, nehmen die Unsicherheiten zu, insbesondere die zeitliche Zuordnung. Für die Alpen oder Skandinavien hat man allerdings eine vergleichsweise hohe Informationsdichte, speziell über die letzten 400 Jahre (z.B. NUSSBAUMER et al. 2011). Die Daten zeigen ein Anwachsen der Gletscher zur sog. kleinen Eiszeit (etwa vom 14. Jahrhundert bis 1850) mit einem Maximum um 1820 oder 1850 (tlw. auch im 17. und 18. Jh.) und nur kleineren Schwankungen während der kleinen Eiszeit. Abgesehen von kurzen Vorstößen um 1890, 1920 und in den 1970er Jahren (vor allem von kleineren, steilen Gebirgsgletschern mit kurzen Anpassungszeiten), wurden die Alpengletscher seit 1850 kontinuierlich kleiner (PAUL & BOLCH 2019) und erreichen heute zum Teil bereits holozäne Minimalausdehnungen, wie das Erscheinen der Gletschermumie Ötzi im Jahr 1991 eindrucksvoll belegt. Durch die langen Reaktionszeiten der großen Gletscher sind diese noch immer grösser als während ihrer kleinsten Ausdehnung im Holozän. Seit 1850 haben sie sich jedoch auch am stärksten zurückgezogen (bis zu 3 km) und die kurzen Vorstoßphasen der kleineren Gebirgsgletscher nicht mitgemacht (Abb. 3.1-4). Letztere stießen zuletzt in den 1970er Jahren um mehrere 100 m vor.

Für diese letzte Phase konnte man erstmalig einen Zusammenhang mit den gemessenen Massenbilanzen herstellen, welche in den 1960er und 1970er Jahren häufig positiv waren. Dies führte nach einiger Zeit zu erhöhten Fließgeschwindigkeiten und den beobachteten Vorstößen. Seit etwa 1980 sind die Massenbilanzen allerdings fast ausnahmslos negativ – mit zunehmender Tendenz. Ergibt sich für die Zeit vor 1980 eine mittlere Bilanz von etwa -0,3 m, so waren es im Zeitraum 1980



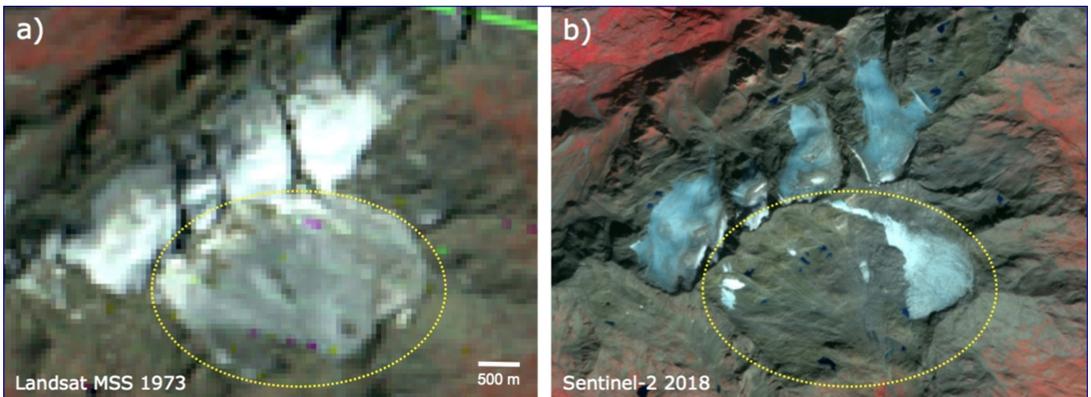
**Abb. 3.1-4:** Kumulative Längenänderungen ausgewählter Alpengletscher. Große Talgletscher wie Grosser Aletsch oder Pasterze reagieren nicht auf kurzfristige Schwankungen der Witterung sondern ziehen sich gemäß der langfristig steigenden Temperatur konstant zurück. Kleinere Gebirgsgletscher wie Hornkees und Trient nehmen auch kürzere klimatische Schwankungen mit und stießen zwischenzeitlich vor. Ganz kleine Gletscher wie Pizol schwanken unregelmäßig, werden mit der Zeit aber auch kürzer (Daten: WGMS).

bis 2000 etwa -0,6 m und von 2000 bis 2018 schon -0,9 m. Einzelne Jahre wie der extreme Hitzesommer 2003 erreichten Werte bis -2 m und mehr (*wgms.ch*). Wenn trotz schrumpfender Gletscher (welche eine Verkleinerung der Ablationsgebiete bewirkt) die Bilanzen immer negativer werden, muss sich die von der Schmelze erfasste Fläche immer weiter nach oben ausdehnen (vgl. *Abb. 3.1-5*). Bei etwa gleichbleibenden Niederschlagsmengen kann das nur mit steigenden Temperaturen erklärt werden. Grob gemittelt verlieren die Alpengletscher bei einer Gesamtfläche von 2.000 km<sup>2</sup> und einer mittleren Schmelze von 1 m, pro Jahr etwa 2 km<sup>3</sup> an Volumen. Ihr Gesamtvolumen wird auf noch 80-90 km<sup>3</sup> geschätzt (HAEBERLI et al. 2020).

### Resultate weltweit

Weltweit werden zur Zeit von etwa 600 Gletschern jährlich die Längenänderungen bestimmt. Der in den Alpen beobachtete starke Gletscherschwund seit dem Ende der kleinen Eiszeit und insbesondere während der letzten 30 Jahre wird – abgesehen von wenigen Regionen (s. Kap. 3.3 - in diesem Band) und speziellen Gletschern (s. Kap. 3.4 - in diesem Band) - weltweit beobachtet (LECLERCQ et al. 2014, VAUGHAN et al. 2013). Regionale Unterschiede gibt es bzgl. des Zeitpunktes von kurzzeitigen Vorstoßphasen (in Skandinavien z.B. in den 1990er Jahren), da diese meist an eher regionale Schwankungen des Niederschlags gebunden sind (ZEMP et al. 2015). Abgesehen von speziellen Gletschern sind jedoch seit etwa 20 Jahren fast alle Gletscher weltweit auf dem Rückzug. Dies kann man in Regionen ohne Feldmessungen auch mit Zeiterien von Satellitenbildern verfolgen (z.B. in Google Earth™).

Die Feldmessungen der Massenbilanz sind global auf etwa 100 Gletscher beschränkt (zumeist aus den Alpen und Skandinavien) und unterliegen großen regionalen Schwankungen. Die gemittelten Werte der etwa 40 Referenzgletscher mit langen Messreihen haben aber dennoch einen eindeutigen Trend zu negativeren Bilanzen, speziell nach 1990 (ZEMP et al. 2015, *wgms.ch*). Aus DHMs abgeleitete geodätische Massenbilanzen haben neuerlich die Stichprobe stark erhöht (z.B. BRUN et al. 2017), sodass wir inzwischen aus vielen Regionen der Welt auch flächendeckende Daten für fast alle Gletscher haben. Dies ermöglicht es den Wert der im Feld vermessenen Gletscher ins Verhältnis zur gesamten Region zu setzen und daraus einen Korrekturfaktor abzuleiten. Mit einem speziellen statistischen Verfahren haben ZEMP et al. (2019) für alle vergletscherten Regionen der Welt eine solche Korrektur ermittelt und damit die Massenänderungen aller Gletscher von 1961-2016 extrapoliert. Insgesamt verloren die Gletscher in diesem Zeitraum 9.625 Gt an Masse, was einem Anstieg des Meeresspiegels von etwa 26 mm oder knapp 0,5 mm pro Jahr entspricht. Im letzten Jahrzehnt ist dieser Wert auf knapp 1 mm pro Jahr gestiegen. Die größten Beiträge kommen dabei von den stark vergletscherten Regionen in Alaska, den arktischen Inseln, Gletschern auf Grönland (außerhalb des Eisschildes) sowie Patagonien (s. Kap. 3.6 - in diesem Band). Nur eine Region im westlichen Hochasien (Karakorum, Pamir, Kunlun Schan) zeigt leichte Massengewinne. Die Region ist aber sehr speziell und als 'Karakorum Anomalie' Ziel zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen (s. Kap. 3.3 - in diesem Band).



**Abb. 3.1-5:** Der schrumpfende Careser Gletscher (in gelber Ellipse) in der Ortler Gruppe (Italien) nach Satellitenbeobachtungen a) im Jahr 1973 und b) in 2018. Die Falschfarben Infrarotbilder zeigen lebendige Vegetation in rötlichen Farben, Felsen in grau-braun, Schnee in weiß und blankes Eis in gräulichen (a) bzw. bläulichen (b) Farben. Man beachte, dass in 2018 auch die vier Gletscher nördlich so gut wie keine Schneereserven mehr haben. Der Gletscher ist einer der weltweit etwa 40 Referenzgletscher des WGMS mit kontinuierlichen Messungen seit 1967. Er wird in einigen Jahren ganz verschwunden sein (Datenquellen: a) *earthexplorer.usgs.gov*, b) *Copernicus Sentinel data 2018*).

## Herausforderungen

Das operationelle Gletschermonitoring steht in den nächsten Jahren vor zahlreichen Herausforderungen. Der wichtigste Punkt ist sicher, dass die nationalen Beobachtungen eine langfristige Perspektive haben und finanziert werden. Dies ist insbesondere für die logistisch und finanziell aufwendigen Massenbilanzmessungen relevant, welche auf saisonaler und/oder jährlicher Basis nicht durch Satellitenmessungen (oder Luftbilder) ersetzt werden können, da die Dichtemessungen von Schnee und Firn für die Umrechnung in m Wasserwert fehlen. Längenänderungen lassen sich durchaus auch aus dem Weltall bestimmen, sind aber nicht so genau und nur schwer mit den vor Ort erhobenen Daten vergleichbar. Das Hauptproblem der Satellitenmessungen ist ihre mangelnde Koordination, d.h. es werden im Wesentlichen zufällige Produkte erstellt. Davon abgesehen fallen auch sehr viel größere Datenmengen an als bei Feldbeobachtungen und diese müssen wohlsortiert und strukturiert sowie nachhaltig abgelegt werden.

Ein anderes Problem sind die Gletscher selber. In Zeiten massiven Gletscherschwundes wird nicht nur die Vermessung ihrer Geometrie immer schwieriger (z.B. durch Zerfall, Abtrennung der Zunge, zunehmende Schuttbedeckung, Bildung von Seen), sondern auch die glaziologische Bedeutung und klimatische Interpretation der Änderungen wird schwieriger. Nicht-klimatische Einflüsse nehmen bei kleinen Gletschern zu und abgetrenntes Toteis sollte eigentlich nicht mehr zur Gletscherfläche gezählt werden. Andererseits trägt Toteis weiterhin zum Abfluss bei und sollte deshalb weiter beobachtet werden. Auch Gletscher mit langen Zeitreihen der Massenbilanz sind am Verschwinden (*Abb. 3.1-5*) und gehen so für die Klimaforschung verloren (HAEBERLI et al. 2020). In den Zeitserien der Längenänderung ergeben sich bei Zungenabtrennung Sprungstellen oder die Serie muss sogar ganz eingestellt werden. Hier ergibt sich dann auch die Frage, wie klein ein Gletscher sein darf um noch als (fließender) Gletscher klassifiziert zu werden (LEIGH et al. 2019). Bei der oft verwendeten Untergrenze von 0,01 km<sup>2</sup> ist immer noch sichtbares Eis da und eine vorzeitige Streichung in einem Gletscherinventar würde den Schwund überschätzen. Um ein sinnvolles Monitoring der derzeit in den Hochgebirgen der Erde beobachteten Gletscher aufrecht zu erhalten, sind also auch in Zukunft noch viele Fragen zu klären.

**Danksagung:** Diese Studie wurde durch das ESA Projekt *Glaciers\_cci+* ermöglicht (4000127593/19/I-NB).

PAUL, F. & M. HOELZLE (2020): Gletscherbeobachtung und globale Trends. In: LOZÁN J. L., S.-W. BRECKLE, H. GRAßL et al. (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Hochgebirge im Wandel*. S. 115-121. Online: [www.warnsignal-klima.de](http://www.warnsignal-klima.de). doi:10.25592/warnsignal-klima.hochgebirge-im-wandel.17.

## Literatur

- ALTENA, B., O. N. HAGA, C. NUTH et al. (2019): Monitoring sub-weekly evolution of surface velocity and elevation for a high-latitude surging glacier using sentinel-2. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42(2), 1723-1727.
- BARANDUN, M., R. USUBALIEV, E. AZISOV et al. (2018): Multi-decadal mass balance series of three Kyrgyz glaciers inferred from transient snowline observations. *The Cryosphere*, 12, 1899-1919.
- BRUN, F., E. BERTHIER, P. WAGNON et al. (2017): A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience*, 10(9), 668-673.
- HAEBERLI, W. (2007): Changing views of changing glaciers. In: ORLOVE, B., E. WIEGANDT & B. H. LUCKMAN (eds.), *Darkening Peaks – Glacial Retreat*, Science and Society. University of California Press, Berkeley, CA, pp. 23-32.
- HAEBERLI, W. & M. HOELZLE (1995): Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 206-212.
- HAEBERLI, W., C. HUGGEL, F. PAUL & M. ZEMP (2020): Glacier response to climate change. In: SHRODER, J., L. A. JAMES, C. P. HARDEN & J. J. CLAGUE (eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, CA. Vol. 13. *Geomorphology of Human Disturbances, Climate Change, and Natural Hazards*. 2nd updated edition, in press.
- HUSS, M. & R. HOCK (2015): A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Science*, 3(54), <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054>.
- LECLERCQ, P. W., J. OERLEMANS, H. J. BASAGIC et al. (2014): A data set of worldwide glacier length fluctuations. *The Cryosphere*, 8, 659-672.
- LEIGH, J. R., C. R. STOKES, R. J. CARR et al. (2019): Identifying and mapping very small (<0.5 km<sup>2</sup>) mountain glaciers on coarse to high-resolution imagery. *Journal of Glaciology*, 65(254), 873-888.
- NUSSBAUMER, S. U., F. STEINHILBER, M. TRACHSEL et al. (2011): Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers, lake sediments and solar activity. *Journal of Quaternary Science*, 26, 703-713.
- OERLEMANS, J. (2001): *Glaciers and climate change*. CRC Press.
- PAUL, F. (2015): Kartierung von Gletschern mit Satellitendaten und das globale Gletscherinventar. In: LOZÁN, J. L., H. GRASSL, D. KASANG, D. NOTZ & H. ESCHER-VETTER (Hrsg.): *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde* (Kap. 4.1), 103-110.
- PAUL, F. & T. BOLCH (2019): Glacier changes since the Little Ice Age. In: HECKMANN T. & D. MORCHE (eds.), *Geomorphology of Proglacial Systems*. *Geography of the Physical Environment*, Springer Nature, pp. 23-42.
- PAUL, F., T. STROZZI, T. SCHELLENBERGER et al. (2017): The 2015 surge of Hispar Glacier in the Karakoram. *Remote Sensing*, 9(9), 888; doi: 10.3390/rs9090888.
- PFEFFER, W. T., A. A. ARENDT, A. BLISS et al. (2014): The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60 (221), 537-552.
- RASTNER, P., C. NOTARNICOLA, L. NICHOLSON et al. (2019): Automated mapping of snow cover on glaciers and calculation of snow line altitudes from multi-temporal Landsat data. *Remote Sensing*, 11, 1410; doi: 10.3390/rs11121410.
- VAUGHAN, D. G., J. C. COMISO, I. ALLISON et al. (2013): Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- ZEKOLLARI, H., M. HUSS & D. FARINOTTI (2019): Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere*, 13, 1125-1146.
- ZEMP, M., H. FREY, I. GÄRTNER-ROER et al. (2015): Historically unprecedented global glacier changes in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61 (228), 745-762.
- ZEMP, M., M. HUSS, E. THIBERT et al. (2019): Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568, 382-386.

### Kontakt:

Dr. Frank Paul ([frank.paul@geo.uzh.ch](mailto:frank.paul@geo.uzh.ch))  
 Geographisches Institut  
 Universität Zürich, Zürich (Schweiz)  
 Dr. Martin Hoelzle  
 Department für Geowissenschaften  
 Universität Fribourg (Schweiz)