REGIO BASILIENSIS 61/2 2020 S. 97-106

(Ver-)Schwindendes Eis im Hochgebirge – was nun?

Gletscher schmelzen schnell dahin, Permafrost taut langsam auf: Was sind die Folgen und wie gehen wir damit um?

Wilfried Haeberli

Zusammenfassung
In den Gebirgen der Welt schmelzen die Gletscher rasant, der Permafrost in den Flanken eisiger Gipfel erwärmt sich und taut auf. Die weitere Entwicklung ist absehbar, ihre Folgen können nicht mehr abgewendet sondern nur noch begrenzt werden. Diese Folgen betreffen neue Landschaften und neue Risiken im Gebirge selber, ein verändertes Wasserdargebot im Hochsommer für die umgebenden Tiefländer und den Anstieg des Meeresspiegels im 21. Jahrhundert. Nachhaltige Anpassungsstrategien müssen unterschiedliche Zielvorstellungen und kompetitive Ansprüche mit ihren Synergie- und Konfliktpotenzialen harmonisieren. Für ihren Erfolg wird nicht zuletzt entscheidend sein, ob die vom Menschen angestossene Veränderung des Klimasystems unter Kontrolle gebracht und gebremst werden kann.

1 Einleitung

Das "ewige Eis" der Berge, dem Himmel so nah: Ein mächtiges Symbol für eine kraftstrotzende Natur, ein starker Magnet für den Tourismus, in der Schweiz ein Teil des Heimatgefühls – und jetzt? Weltweit schmelzen die Gletscher in rasantem Tempo. Wo Firn und Eis waren, breiten sich Landschaften von Fels und Schutt aus. Kleinere und grössere neue Seen entstehen. Der im Hochgebirge weit verbreitete Permafrost im Innern der Bergflanken ist bereits bis in grosse Tiefen wärmer geworden und taut langsam auf. Die Stabilität gefrorener Bergflanken nimmt ab, grosskalibrige Fels- und Bergstürze nehmen zu und gefährliche Prozessketten reichen weit in die Täler hinein (*Haeberli* 2016; *IPCC SROCC* 2019).

In Anbetracht der erhöhten Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre und der steigenden globalen Temperaturen dürfte sich diese Entwicklung fortsetzen. Die Wissenschaft kann heute realistische Szenarien abschätzen und wichtige Grundlagen für die Planung von Anpassungsmassnahmen erstellen. Zuwarten ist keine Option mehr, aber was ist zu tun? Drei Fallbeispiele liefern Hinweise auf wichtige Herausforderungen für das Gebirgsland Schweiz:

Adresse des Autors: Prof. Dr. Wilfried Haeberli, Geographisches Institut, Universität Zürich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich; E-Mail: wilfried.haeberli@geo.uzh.ch

– Rhonegletscher: Gletscherrückgang, Wasserhaushalt, Landschaftsveränderung, Seebildung
– Piz Cengalo: Permafrost, Naturgefahren, Bergsturz, Prozessketten
– UNESCO Welt-Naturerbe Jungfrau-Aletsch: Integrativ-partizipative Planung von Anpassungsstrategien

Diese Fallbeispiele machen für das Hochgebirge beispielhaft deutlich, was auch im Unterland und global gilt: Erfolgsaussichten für eine nachhaltige Anpassung sind besser, wenn rasch geplant, die Geschwindigkeit der globalen Veränderung reduziert und damit genügend Zeit für die Umsetzung geschaffen wird.

2 Eisschwund am Rhonegletscher

Das Bild vom Rhonegletscher (Abb. 1) am Ende des Hitzesommers 2018 zeigt eindrücklich, was im vergletscherten Hochgebirge vorgeht. Der Gletscher ist grösstenteils ausgeapert. Das Firngebiet mit verbleibendem Schnee ist bis auf kleine Resten in den höchsten Lagen zurückgeschmolzen. Verluste durch abschmelzendes Eis dominieren bei Weitem: Die Massenbilanz ist stark negativ. Aus der langjährigen Eisreserve wird Schmelzwasser abgegeben. Dadurch erhöht sich das

Abb. 1 Rhonegletscher, aus dem Motorsegler aufgenommen am 11. September 2018. Erläuterungen dazu sind im Text zu finden. *Foto: Christine Levy-Rothenbühler*

grossräumige Wasserdargebot in der Rhone während der Zeit ausgeprägter Trockenheit – ein willkommener Effekt, allerdings von vorübergehender Dauer: Sind die Gletscher erst einmal weg, wird genau dieses so wichtige Gletscherschmelzwasser im Hochsommer fehlen.

Noch in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts lag die Front des Gletschers in den steilen Felspartien am unteren linken Bildrand. Bis dorthin hatte sich die Gletscherzunge seit dem Ende der "Kleinen Eiszeit" um 1850 aus dem Talkessel von Gletsch zurückgebildet, weil es im Mittel um rund 1 °C wärmer wurde. Dieser historische Teil des Eisrückgangs war noch weitgehend Folge von natürlichen Klimaschwankungen, welche die vergangenen rund 10'000 Jahre des Holozäns geprägt hatten. Seit den 1980er Jahren sind die mittleren Lufttemperaturen in der Schweiz um ein weiteres Grad angestiegen, das Gletscherende ist weiter zurückgeschmolzen. Der Einfluss der steigenden Treibhausgaskonzentrationen dürfte jetzt überwiegen (vgl. *Marzeion* et al. 2014). Wo das Eis verschwunden ist, sind vom Gletscher polierte Felsen und lockerer Schutt freigelegt worden. Eine neue Landschaft entsteht. Seit dem Hitzesommer 2003 bildet sich ein See in einer übertieften Partie des freigelegten Gletscherbettes, ähnlich wie die Seen im Mittelland beim Rückgang der Eiszeitgletscher. Auf einem Teil der Gletscherzunge sind zum Schutz des Touristen-Eisstollens weisse Vliese ausgelegt worden (weisse Fläche in Abb. 1). Sie reflektieren die Sonnenstrahlung und schützen dadurch die Eisoberfläche vor schnellem Abschmelzen: Eine effiziente, aber auch teure und lokal wie zeitlich begrenzt wirksame Massnahme.

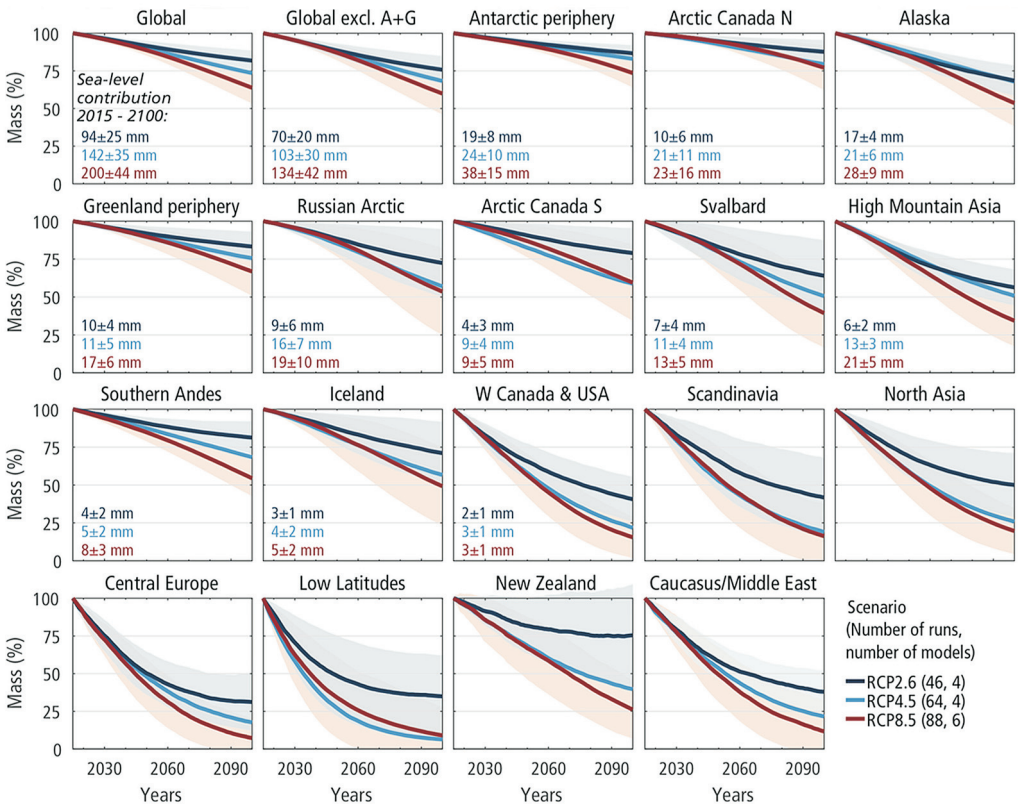

Abb. 2 Szenarien der Gletscherentwicklung – prozentual und in Abhängigkeit von raschen/energischen (RCP 2.6) bis wenigen/langsamen (RCP 8.5) Massnahmen – im Vergleich zum geschätzten Gesamtvolumen im Jahr 2015 (100 %). Angegeben ist auch der jeweilige Beitrag an die Erhöhung des Meeresspiegels in Millimeter. (Quelle: *IPCC SROCC* 2019)

In den Alpen gibt es heute (2020) insgesamt noch etwa 80–90 Kubikkilometer Gletschereis. Davon verschwinden im Mittel jährlich rund zwei Kubikkilometer. Bis zum Ende des Jahrhunderts dürften nur noch bescheidene bis klägliche Gletscherreste übrigbleiben (*Haeberli* et al. 2019; *Zekollari* et al. 2019). Da sich Massnahmen zur Reduktion der Treibhausgas-Emissionen erst in der zweiten Jahrhunderthälfte signifikant auswirken werden, ist ein wesentlicher Teil dieser zukünftigen Entwicklung wohl unvermeidlich. Dies besonders auch deshalb, weil gerade die grossen Talgletscher träge reagieren und an die erhöhten Temperaturen des beginnenden 21. Jahrhunderts noch bei Weitem nicht angepasst sind. Weltweit sind heute Gletscher-Szenarien für verschiedene sogenannte "Representative Concentration Pathways" (RCP) verfügbar (Abb. 2). Bei RCP 8.5 mit wenigen und langsam einsetzenden Massnahmen dürfte der Rhonegletscher noch in unserem Jahrhundert praktisch verschwinden. In den übertieften Partien seines freigelegten Gletscherbettes werden sich weitere Seen bilden (vgl. Kap. 4; *Linsbauer* et al. 2012; *Haeberli* et al. 2016a). Selbst bei raschen und energischen Massnahmen (RCP 2.6, etwa dem Pariser Abkommen entsprechend) wird es den Rhonegletscher, so wie wir ihn heute kennen, kaum mehr geben.

3 Warmer Permafrost und der Felssturz am Piz Cengalo

Oberhalb der Wald- und Mattengrenze betragen die mittleren jährlichen Lufttemperaturen weniger als 0 °C. Im Innern der Berghänge bleiben in diesen Höhenlagen die Temperaturen ganzjährig im negativen Bereich. Der Begriff Permafrost bezeichnet diesen thermischen Zustand. Im Sommer taut die Oberfläche einige Dezimeter bis wenige Meter tief auf. Das Eis im Untergrund verändert die geotechnischen Eigenschaften des gefrorenen Materials (Schutt, Fels) in entscheidender Weise.

- In Schutthalden und Moränen kann der Eisgehalt das Porenvolumen bei Weitem übersteigen. Das Eis trennt die Gesteinspartikel voneinander und reduziert dadurch die innere Reibung. Gleichzeitig verbindet es aber die Gesteinspartikel auch miteinander und baut dadurch Kohäsion auf. Die Kombination dieser Effekte führt zu langsamen Kriechprozessen in den entsprechenden Schutt- und Eisgemischen, die – über Jahrtausende fortgesetzt – auffällig lavastromartige Landschaftsformen bilden, die so genannten "Blockgletscher". Mit dem Anstieg der Lufttemperaturen wird auch der Permafrost wärmer (Abb. 3), das Eis im Untergrund wird weicher, sein Wassergehalt nimmt zu und die Kriechprozesse in gefrorenem Schutt werden schneller – ein markanter Kontrast zu den mehr und mehr zerfallenden Gletschern.
- Im Fels steiler, dauernd gefrorener Bergflanken sind Klüfte meist mit Eis gefüllt. Das Gestein nimmt dadurch an Festigkeit zu (*Krautblatter* et al. 2013) und wird gleichzeitig gegenüber eindringendem Regen- und Schmelzwasser weniger durchlässig. Selbst eine stark zerklüftete Felspartie kann im Permafrost hydraulisch dicht sein wie ein massiver Granit.

Die langfristige Stabilität von Felsflanken im Permafrost hängt primär zusammen mit (a) der Topographie (kritische Neigungen ab ca. 40°), (b) der Geologie (Lithologie, Struktur, Lagerung, Klüftung) und (c) den Eisbedingungen (*Fischer* et al. 2012). Von diesen drei Faktoren verändern sich gegenwärtig die Eisbedingungen am schnellsten. Bereits mit dem Anstieg der mittleren Lufttemperatur um rund 1°C bis ca. 1980 hatten sich die Temperaturen im Fels-Permafrost bis in eine Tiefe von rund 60 m unter der Oberfläche deutlich erwärmt (*Harris* et al. 2009). Die seither beschleunigte Temperaturzunahme um nochmals rund 1°C hat diesen Vorgang zweifellos verstärkt und wird sich auf lange Zeit hinaus weiter in grosse Tiefen fortsetzen. Der Felssturz von 2017 am Piz Cengalo mit einem Volumen von etwa drei Millionen Kubikmeter ging aus relativ warmem Permafrost nahe der lokalen Permafrost-Untergrenze nieder (Abb. 4). Bei ohnehin schon kriti-

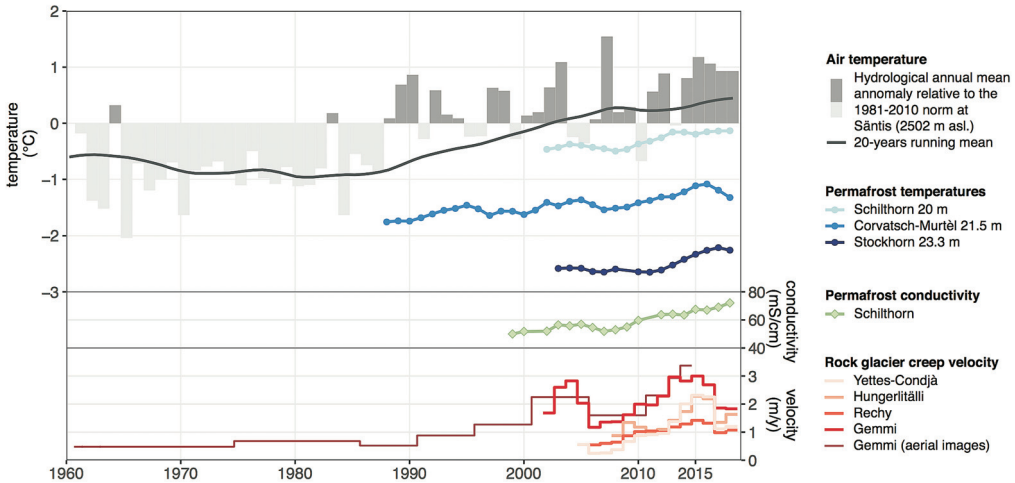

Abb. 3 Ausgewählte Resultate des Permafrost-Beobachtungsnetzes der Schweiz (PERMOS): Lufttemperatur, Bohrloch-Temperaturen, elektrische Leitfähigkeit ('Permafrost conductivity') als Indikator des Gehalts an (ungefrorenem) Wasser sowie Kriechgeschwindigkeiten von Blockgletschern ('Rock glacier creep velocity').

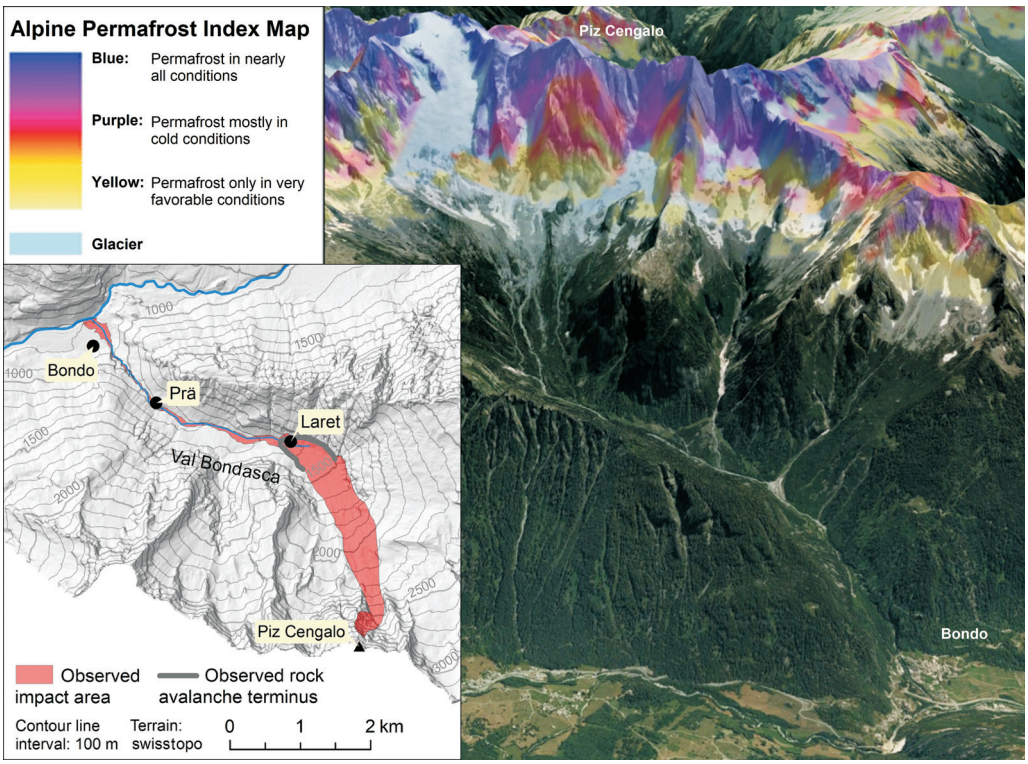

Abb. 4 Piz Cengalo und Bondo: Permafrost im Anrissgebiet und Schadenzone des Sturzereignisses von 2017. In gelber bis oranger Farbgebung dargestellter Permafrost nahe 0 °C ist bezüglich Festigkeit und Stabilität der Bergflanken am ungünstigsten (Quelle: Google Earth, vgl. *Boeckli* et al. 2012, *Mergili* et al. 2020 und *Walter* et al. 2019).

schen geologisch-topographischen Voraussetzungen dürfte die tiefe Erwärmung gefrorener Felspartien und vermehrt eindringendes Wasser letztlich die Stabilität der Permafrost-Felsflanke am Piz Cengalo entscheidend geschwächt haben. Vergleichbare Ereignisse scheinen häufiger und tendenziell grösser zu werden (*Fischer* et al. 2012; *Coe* et al. 2018). Beim Ereignis am Piz Cengalo wurden in Bondo – im Haupttal, weit von der Anrisszone des Felssturzes entfernt – durch Murgänge grosse Schäden verursacht. Diese bildeten sich rasch aus teilweise schon bei Vorstürzen abgelagerten und wohl stark wassergesättigten Sturzmassen. Der "Hoch-Energie-Sturz" von 2017 (*de Blasio* et al. 2018) hatte zudem beim Aufschlagen am Fuss der Wand mehr als eine Million Kubikmeter Eis eines kleinen Gletschers pulverisiert. Derartige Prozessketten können entscheidend sein, wenn es darum geht, Gefahrenbereiche abzuschätzen und Massnahmen zur Risikoreduktion zu planen. Ganz besonders gilt dies bei Seen, die als Folge des Gletscherrückgangs zunehmend direkt am Fuss von jetzt noch eisigen Bergflanken entstehen (vgl. Kap. 4). Ein "Hoch-Energie-Sturz" wie am Piz Cengalo kann in einem grösseren See schlagartig Wassermassen mit einem Volumen freisetzen, das das Volumen der Sturzmasse mehrfach übertrifft.

4 Integrative Anpassung im UNESCO Welt-Naturerbe Jungfrau-Aletsch

Das Oberflächeneis der Gletscher schmilzt rasant. In den Alpen werden viele Gletscher innerhalb von Jahrzehnten weitgehend verschwinden. Als Folge davon werden sich neue Seen bilden (Abb. 5). Der Permafrost im Innern kalter Schattenflanken taut dagegen langsam auf, nämlich über Jahrzehnte bis Jahrhunderte. Er wird – tief aufgewärmt und geschwächt – noch weiter existieren, wenn lokale Gletscher längst verschwunden sind. Damit wird auch die Stabilität eisiger Hochgebirge der Erde lange über die Zeit der Gletscher hinaus abnehmen. In Kombination mit rasch entstehenden Seen ergibt dies im Hochgebirge neue Risikoaspekte (*Haeberli* et al. 2017). Dies nicht nur dort, wo der Mensch den schwindenden Gletschern zu folgen beginnt, sondern auch für bisher sichere Bereiche heute besiedelter Talschaften. Ein diesbezüglicher "hot spot" ist das Aletschgebiet (Abb. 6), das UNESCO Welt-Naturerbe am grössten Gletscher der Alpen.

Die Physik des Gletscherfliessens zusammen mit Sensitivitätsanalysen von numerischen Modellresultaten (Abb. 5) erlauben robuste Aussagen darüber, *dass* und ungefähr *wo* im Bett heute noch existierender Gletscher übertiefte Partien existieren (*Haeberli* et al. 2016b). Wesentlich unsicherer bleibt deren genaue Geometrie. Der zukünftige Überlauf kann zudem wie beim heutigen Trift-See eine tief eingeschnittene Schlucht sein, ein solch tiefer Einschnitt kann jedoch wie beim heutigen Rhone-See auch fehlen. Das resultierende Seevolumen und der Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet bestimmen zusammen die Lebensdauer neuer Seen.

Permafrost in Hochgebirgs-Topographie ist für den gesamten Alpenraum durch eine vielfach abgestützte Modellsimulation dokumentiert (*Boeckli* et al. 2012). Im Aletschgebiet werden Permafrost-Steilflanken mit langfristig abnehmender Stabilität Seen überragen, welche sich gegen die Jahrhundertmitte und danach vor allem oberhalb des Bereichs von Märjelen-Mittelaletsch bilden werden. Erfahrungsgemäss liegt die Reichweite von grosskalibrigen Fels-/Eisstürzen im Bereich von Kilometern, die Möglichkeit gefährlicher Schwall- und Flutwellenbildung ist für diese Seen daher gegeben. Das Gefahrenpotenzial hängt primär vom Sturzvolumen ab. Da dieses meist langfristig nicht präzise vorhersagbar ist, müssen Szenarien mit unterschiedlichen Ereignis-Magnituden modelliert und analysiert werden.

Auch der Abbruch- und Fliessvorgang solcher Sturzereignisse mit entsprechender Energieumwandlung sowie die Impulsrichtung spielen eine wichtige Rolle. Bei seitlichen Stürzen wird Wasser vor allem am gegenseitigen Talhang hochgepresst und kann zumindest teilweise wieder in den betroffenen See zurückfliessen. Das Risiko für den Menschen und seine Lebensgrundlagen

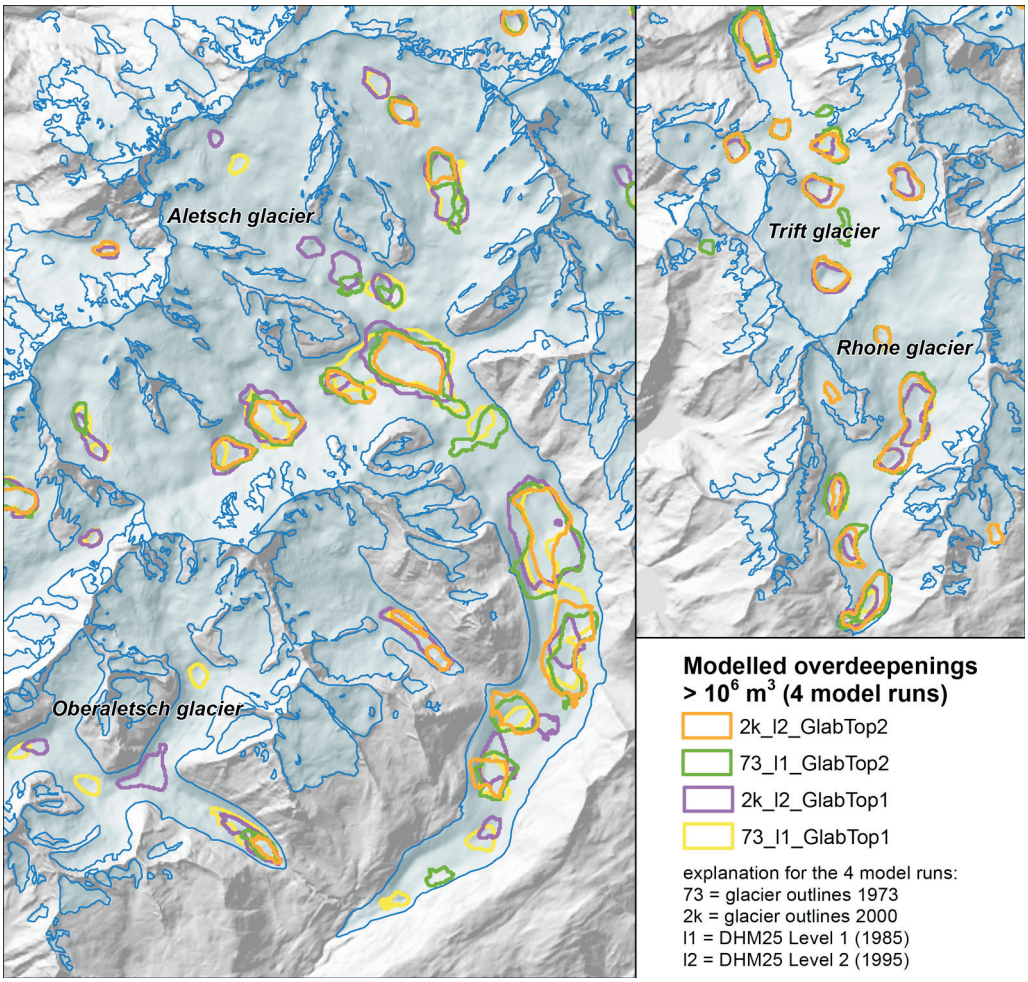

Abb. 5 Übertiefte Bettpartien (farbig umrandete Bereiche) unter Aletsch- und Rhonegletscher, wie sie mit dem Modell GlabTop und verschiedenen Digitalen Höhenmodellen (DHM) berechnet wurden. Die feine blaue Linie zeigt die Umrisse der um 1970 noch existierenden Gletscher. (Quelle: *Haeberli* et al. 2016b, Reproduktion mit Bewilligung)

schliesslich muss mit Blick auf das Ausmass des potenziellen Schadens – im Aletschgebiet beispielsweise für Brig/Naters und die Infrastruktur im Rhonetal – und auf die Eintretenswahrscheinlichkeit des Ereignisses beurteilt werden. Zu letzterem sind bei einmaligen Ereignissen wie grosskalibrigen Fels-/Eisstürzen präzise, quantitative Aussagen nicht möglich. Mit Sicherheit aber nimmt die Wahrscheinlichkeit eines katastrophalen Ereignisses mit der Seebildung in direkter Nachbarschaft von sich erwärmenden Permafrost-Steilflanken in Zukunft systematisch zu. Eine Schlüsselrolle bei all diesen Überlegungen spielt die numerische Simulation von komplexen Kettenprozessen mit interaktiv getriebenen Modellketten (*Schneider* et al. 2014; *Somos-Valenzuela* et al. 2016).

Gefährliche Gletscherseen kann man nicht einfach sich selbst überlassen. Problematisch wäre aber auch, teure Infrastruktur mit massiven landschaftlichen Eingriffen zu erstellen, um sich vor Ereignissen zu schützen, die vielleicht dann doch nicht eintreffen. Moderne Anpassungskonzepte

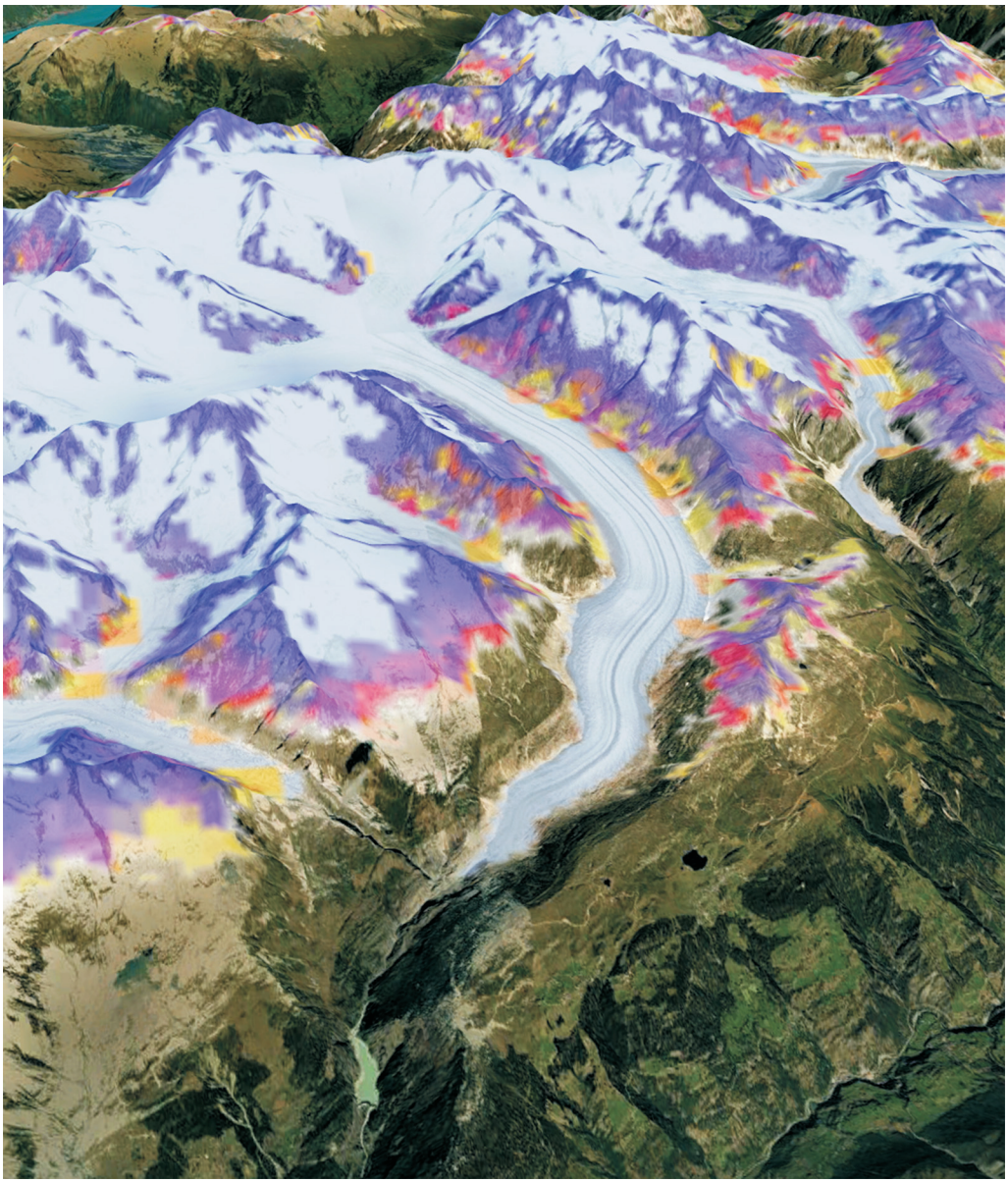

Abb. 6 Aletschgebiet mit Permafrostverbreitung und Gibidum-Stausee am unteren Bildrand. Die Klassifizierung des Permafrostes entspricht jener in Abb. 4. (Quelle: GoogleEarth, für die Permafrost-Simulation vgl. *Boeckli* et al. 2012)

gehen deshalb von kombinierten Funktionen der Wasserkraft, der Wasserversorgung, des Hochwasserschutzes und des Landschaftsschutzes aus (*Haeberli* et al. 2016a). Mit einer erhöhten Staukapazität im Bereich des heutigen, relativ kleinen Stausees Gibidum mit seinen neun Millionen Kubikmeter Fassungsvermögen könnten mehrere Ziele angestrebt werden. Das in den kommenden Jahrzehnten zusätzlich anfallende Schmelzwasser der Gletscher könnte besser genutzt werden, für Dürren im Hochsommer wäre eine Notreserve an Wasser für das Rhonetal vorhanden und

für die Zeit ab ca. Mitte des Jahrhunderts, wenn sich im oberen Gletscherteil gefährliche Seen bilden, wäre eine Möglichkeit der Hochwasserretention geschaffen. Mit einer Infrastruktur im kaum einsehbaren unteren Talabschnitt liessen sich zudem massive landschaftliche Eingriffe im oberen Talabschnitt des heute noch existierenden Gletschers vielleicht vermeiden. Projektierung und Management solcher Mehrzweckfunktionen müssen partizipativ geplant und sorgfältig mit allen beteiligten Seiten abgestimmt werden. Dies gilt vor allem im Hinblick auf die Synergie- und Konfliktpotenziale, welche mit unterschiedlichen Zielvorstellungen und kompetitiven Ansprüchen verbunden sind. Das UNESCO Welt-Naturerbe Jungfrau-Aletsch muss schliesslich seine Identität neu erfinden. Im Zentrum dieser neuen Identität könnte der konstruktive Umgang mit den drastischen und langfristigen Klimafolgen im eisigen Hochgebirge werden.

5 Fazit: verlorene Optionen – was nun?

Wie sich das Eis im Hochgebirge für Zeitspannen kommender Generationen entwickeln wird, ist bereits in bedeutendem Mass vorgegeben. Die Gletscher werden weiter schrumpfen und teilweise verschwinden. Der Permafrost in den Flanken eisiger Gipfel wird langfristig und tief erwärmt, geschwächt und vielerorts aufgetaut. Diese Prozesse können – abgesehen von ausserordentlichen Ereignissen wie die Covid-19 Pandemie mit ihrem noch kaum absehbaren Einfluss auf die Weltwirtschaft – nicht einfach aufgehalten werden. Entscheidende Handlungsoptionen sind heute schon verloren oder stark eingeschränkt. Die Klimafolgen für das Hochgebirge mit ihren grossräumigen Auswirkungen können jedoch realistisch abgeschätzt werden. Integrative Anpassungsstrategien zu entwickeln und umzusetzen, ist nicht nur möglich sondern auch dringend. Zuwarten ist keine Option. Die Entwicklung in der Natur geht schnell voran und die politischen Entscheidungsprozesse können kompliziert sein. Die Planungszeit ist nur scheinbar lang, vor allem, wenn es nicht gelingt, die fortschreitende Veränderung des globalen Klimasystems unter Kontrolle zu bekommen. Die Hochgebirge mit ihrer Ausstrahlung weit über Landesgrenzen hinaus zeigen dies beispielhaft.

Literatur

Boeckli L., Brenning A., Gruber S. & Noetzli J. 2012. Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. *The Cryosphere* 6: 807–820. Online verfügbar: https://doi.org/10.5194/tc-6-807-2012 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Coe J.E., Bessette-Kirton E.K. & Geertsema M. 2018. Increasing rock-avalanche size and mobility in Glacier Bay National Park and Preserve, Alaska detected from 1984 to 2016 Landsat imagery. *Landslides* 15: 393-407. Online verfügbar: https://doi.org /10.1007 /s10346-017-0879-7 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

De Blasio F.V., Dattola G. & Crosta G.B. 2018. Extremely energetic rockfalls. *Journal of Geophysical Research, Earth Surface* 123 (10): 2392–2421. Online verfügbar: https://doi.org/10.1029/2017JF004327 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Fischer L., Purves S.R., Huggel C., Noetzli J. & Haeberli 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. Online verfügbar: https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Haeberli W. 2016. Dynamik von polaren und hochalpinen Landschaften. *Brennpunkt Klima – Grundlagen, Folgen und Perspektiven*, Swiss Academy Reports 11(5): 88–91.

Haeberli W., Buetler M., Huggel C., Lehmann Friedli Th., Schaub Y. & Schleiss A.J. 2016a. New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks. *Climatic Change* 139(2): 201–214. Online verfügbar: https://doi.org/10.1007/s10584-016-1771-5 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Haeberli W., Linsbauer A., Cochachin A., Salazar C. & Fischer U.H. 2016b. On the morphological characteristics of overdeepenings in high-mountain glacier beds. *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1980–1990. Online verfügbar: https://doi.org/10.1002/esp.3966 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Haeberli W., Schaub Y. & Huggel C. 2017. Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. Geomorphology 293: 405–417. Online verfügbar: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.02.009 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Haeberli W., Oerlemans J. & Zemp M. 2019. *The future of Alpine glaciers and beyond.* Oxford Research Encyclopedia, Climate Science. 1–36. Online verfügbar: https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.769 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Harris C., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hoelzle M., Humlum O., Isaksen K., Kääb A., Kern-Lütschg M.A., Lehning M., Matsuoka N., Murton J.B., Nötzli J., Phillips M., Ross N., Seppälä M., Springman S.M. & Vonder Mühll D. 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews* 92(3-4): 117–171. Online verfügbar: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

IPCC SROCC 2019. *Special Report on the Ocean and Cryosphere*. WMO & UNEP, 1–755. Online verfügbar: www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/3/2019/12/SROCC_FullReport_FINAL.pdf [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Krautblatter M., Funk D. & Günzel F.K. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 876–887. Online verfügbar: https://doi.org/10.1002/esp.3374 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Linsbauer A., Paul F. & Haeberli W. 2012. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach. *Journal of Geophysical Research* 117: F03007. Online verfügbar: https://doi.org/10.1029/2011JF002313 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Marzeion B., Cogley J.G., Richter K. & Parkes D. 2014. Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science* 345(6199): 919–921. Online verfügbar: https://doi.org/10.1126/science.1254702 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Mergili M., Jaboyedoff M., Pullarello J. & Pudasaini S.P. 2020. Back calculation of the 2017 Piz Cengalo–Bondo landslide cascade with r.avaflow: what we can do and what we can learn. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 20: 505–520. Online verfügbar: https://doi.org/10.5194/nhess-20-505-2020 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Schneider D., Huggel C., Cochachin A., Guillén S. & García J. 2014. Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences* 35: 145–155. Online verfügbar: https://doi.org/10.5194/adgeo-35-145-2014 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Somos-Valenzuela M.A., Chisolm R.E., Rivas D.S., Portocarrero C. & McKinney D.C. 2016. Modeling glacial lake outburst flood process chain: The case of Lake Palcacocha and Huaraz, Peru. *Hydrology and Earth System Sciences* 20: 2519–2543. Online verfügbar: https://doi.org/10.5194/hess-20-2519-2016 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., de Peux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T. & Bonanomi Y. 2019. Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. *Geomorphology* 351: 106933. Online verfügbar: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933 [Eingesehen am 8. Juni 2020]

Zekollari H., Huss M. & Farinotti D. 2019. Modelling the future evolution of glaciers in the European Alps under the EURO-CORDEX RCM ensemble. *The Cryosphere* 13: 1125–1146. Online verfügbar: https:// doi.org/10.5194/tc-13-1125-201 [Eingesehen am 8. Juni 2020]