

4.4 Die gegenwärtige Situation der Gletscher auf Neuseeland

STEFAN WINKLER

Die gegenwärtige Situation der Gletscher auf Neuseeland: Nach einem regionalen Gletschermassenwachstum Ende des 20. Jahrhunderts dominiert heute auf Neuseeland ein teils starker Massenverlust der vergleichsweise sensitiv reagierenden, maritim geprägten Gletscher. Der Längenverlust großer Talgletscher mit weitflächiger Debrisdecke im Prozess der schnellen Ausweitung proglazialer Seen stellt eine verzögerte Anpassung an veränderte Klimabedingungen nach Ende der »Kleinen Eiszeit« und einer Erwärmung Mitte des 20. Jahrhunderts dar. Er ist vom gegenwärtigen Klimatrend weitgehend abgekoppelt.

The current state of New Zealand's glaciers: New Zealand's glaciers are currently dominated by a substantial mass loss. Previously, these comparatively sensitive maritime glaciers experienced a regional mass increase during the late 20th century. The retreat of large debris-covered valley glaciers in connection to the development of proglacial lakes is essentially a delayed adjustment following the end of the »Little Ice Age« and a mid-20th century warming. It is largely decoupled from the current climate trend.

Neuseelands Gletscher in den Schlagzeilen

Im Jahr 2007 machten die auch unter Touristen als Reiseziele bekannten Franz Josef und Fox Glacier an der Westküste Neuseelands in den deutschen Medien Schlagzeilen bis hinein in die Boulevardpresse. Auslöser des unerwarteten Medienechos war eine knappe universitäre Pressemitteilung des Verfassers über seine jüngsten Forschungsarbeiten inklusive der Information, dass jene Gletscher ihre Frontposition innerhalb eines Jahres um bis zu 90 m vorgeschoben hatten. Vorstoßende Hochgebirgsgletscher waren schon vor wenigen Jahren eine globale Seltenheit, entsprechend große Aufmerksamkeit zogen die beiden Gletscher auf sich. Während dieses von Mitte 2005 bis Ende 2008 andauernden kurzen Vorstoßes, wie schon bei einem weitaus stärkeren Ende des 20. Jahrhunderts, lieferten die steil aufragenden Gletscherfronten imposante Photomotive (Abb. 4.4-1). Umso dramatischer erscheint deshalb die aktuelle Situation mit starkem Massenverlust und dem teilweisen Kollabieren der unteren Gletscherzungen (Abb. 4.4-2). Auf der Suche nach deren Ursachen erscheint zunächst ein Blick auf jene Gletschervorstöße sinnvoll.

Der letzte (?) Vorstoß

Am Franz Josef Glacier wurde zwischen 1984 und 1999 ein Vorrücken der Gletscherzunge von ca. 1.200 m registriert, am benachbarten Fox Glacier von ca. 800 m. Ursachen und morphologische Ausprägung der Gletscherfronten entsprechen denjenigen der oben erwähnten kurzen Vorstoßperiode und wurden unter anderem von CHINN et al. (2005) im Detail untersucht. Zwar existieren auf Neuseeland keine langjährigen Datenmessreihen zum Gletschermassenhaushalt wie sie beispielsweise für die Europäischen Alpen oder Norwegen vorliegen, doch erfüllt eine seit 1977 vorliegende Beobachtungsreihe der spätsommerlichen Schneegrenze auf repräsentativ ausgewählten Gletschern der Southern Alps auf Neuseeland den Zweck einer Abschätzung des Massenhaushaltstrends (CHINN 1999, CHINN et al. 2008, 2012). Die Methode basiert auf der für temperierte Hochgebirgsgletscher überwiegend zutreffenden Annahme, dass die Höhenlage der temporären Schneegrenze am Ende des Sommers und damit der Ablationssaison recht genau die Lage der Gleichgewichtslinie wiedergibt. Abweichungen jener Schneegrenze/approximierten Gletschergewichtslinie



Abbi. 4.4-1: Die Gletscherfront des Fox Glacier in den westlichen Southern Alps auf Neuseeland während des letzten kurzen Vorstoßes 2005-2008 (siehe Text). Die Höhe der steilen Front beträgt weit über 50 m und zeugt von starker Dynamik. Vom gleichen Standort aus ist dahingegen im Jahr 2015 die inzwischen deutlich zurückgezogene und niedergetaute Gletscherzunge nicht mehr zu sehen (Photo: Stefan Winkler 26.02.2007).

von einer für die ausgewählten Gletscher kalkulierten ausgeglichenen »steady state«-Gleichgewichtslinie liefern einen Massenbilanzindex (Abb. 4.4-3). Er ist positiv, wenn die aktuelle Gleichgewichtslinie tiefer liegt und steht für einen Massenzuwachs. Aufaddiert ergibt sich so ein recht gutes Bild von der regionalen Massenbilanz der neuseeländischen Gletscher in den letzten Jahrzehnten.

Der Massenbilanzindex weist in den 1980er und 1990er Jahren überwiegend positive Massenhaushaltsjahre aus. Dieser Massenzuwachs korrespondiert gut, berücksichtigt man die mehrjährige Reaktionszeit der beiden Gletscher, mit dem verzeichneten Längenzuwachs. Ebenfalls wird deutlich, dass seit 1997 mit einer leichten Unterbrechung nach 2000 (wiederum in guter Übereinstimmung mit der Reaktion der Gletscherfronten) die Gletscher überwiegend an Masse verloren, während der letzten Jahre sogar in deutlichem Umfang. CHINN et al. (2005) liefern in ihrer Vergleichsstudie

mit dem maritimen Westnorwegen, wo ebenfalls Ende des 20. Jahrhunderts ein signifikanter Massenzuwachs verzeichnet wurde, einige Anhaltspunkte zu den klimatisch-meteorologischen Ursachen dieser Gletschermassenentwicklung. Während des Zeitraums des Massenzuwachses war in beiden Regionen ein starker zonaler Aspekt der atmosphärischen Zirkulation zu beobachten. Auf Neuseeland liefern Zirkulationsindizes wie IPO (Inter-decadal Pacific Oscillation) und SOI/ENSO (Southern Oscillation Index/El Niño-Southern Oscillation) ein gutes Proxy für die Dominanz und Stärke gletschergünstiger, kühlfeuchter südwestlicher Luftströmung im Bereich der Southern Alps - wie parallel die NAO (North Atlantic Oscillation) für Norwegen. Je stärker die zonale Zirkulation der Westwindbreiten desto häufiger treten kühle, feuchte Sommer und schnee-reiche Winter auf. In beiden Regionen wurden höhere Niederschlagssummen bei überwiegend nur durchschnittlichen Lufttemperaturen verzeichnet. Durch die



Abb. 4.4-2: Franz Josef Glacier vom Aussichtspunkt Sentinel Rock. Das obere Bild zeigt den Gletscher während des letzten kurzen Vorstoßes (siehe Text), das untere Bild die heutige Situation. Die gesamte untere Gletscherzunge hat sich nicht nur in die steile Schlucht zurückgezogen, sondern auch insgesamt massiv an Massen verloren. Durch den schnellen Gletscherschwund kommt es in den letzten Jahren auch verstärkt zu durch Instabilität der Talflanken ausgelösten Felsstürzen (im Bild besonders an der rechten Talflanke gut zu erkennen). Zwar ist deren genauer Auslöse-Mechanismus umstritten, aber die Häufung von Massenbewegungen nach dem Rückzug von Gletschern als Teil des paraglazialen Prozess-Systems ist in vielen Hochgebirgsregionen zu beobachten (Photos: Stefan Winkler 25.03.2007 (oben) und 22.01.2015 (unten)).

hohe Lage der Akkumulationsgebiete profitierten Neuseelands Gletscher auch von etwas höheren sommerlichen Niederschlägen, da sie häufig als Schnee fielen.

Klimatische Rahmenbedingungen der Gletscher und aktuelle Vergletscherung

Der zunächst vielleicht etwas verwunderliche Umstand einer parallelen Reaktion zweier weit entfernt und in unterschiedlichen Hemisphären beheimateter Gletscherregionen lässt sich auf die ihnen gemeinsame maritime Prägung der klimatischen Rahmenbedingungen zurückführen. Der Hauptkamm (Main Divide) der Southern Alps verläuft parallel zur Küstenlinie der Südinsel Neuseelands, oft in einer Entfernung von nur 30 km (Abb. 4.4-4). Angesichts der auf 3.000 m und mehr aufragenden Berggipfel steigen die Niederschlagswerte von 3.000 mm an der Küste schnell bis auf über 10.000 mm in den Höhenstockwerken der Gletscher unmittelbar westlich der Main Divide an, bevor sie östlich davon ebenso rapide wieder absinken (GRIFFITH & MCSAVENEY 1983). Das Zentrum der gegenwärtigen Vergletscherung Neuseelands liegt in unmittelbarer Umgebung der Main Divide und auch die direkt östlich gelegenen großen Gletscher profitieren durch den sogenannten »overspill« von den hohen Niederschlagswerten und können als maritim charakterisiert werden (WINKLER et al. 2010). In den hochgelegenen Akkumulationsgebieten sind ansehnliche sommerliche Schneefälle in Verbindung mit Extremereignissen/Stürmen keine Seltenheit und Schneefall bis auf 1.000 m oder tiefer hinab kann das ganze Jahr über auftreten.

Massive orographische Niederschläge sind Grundvoraussetzung für die Existenz von Gletschern in den Southern Alps in einer vergleichsweise äquatorwärtigen Lage innerhalb der Mittelbreiten und recht mil-

den durchschnittlichen Lufttemperaturen. Zwar ragen die Berggipfel bis auf 3.724 m (Aoraki/Mt.Cook) empor und liegen die weitflächigen Akkumulationsgebiete der Gletscher auf über 2.000 m, doch fließen die Gletscherzungen andererseits auf der Westseite teils bis auf ca. 300 m und der Ostseite bis ca. 750 m hinab. Die Jahresmitteltemperatur nahe der Gletscherfront des erwähnten Franz Josef Glacier liegt als Folge mit durchschnittlich 11 °C sogar über dem langjährigen Mittel deutscher Flachlandstationen, auf der Ostseite bei ca. 8,5 °C auf knapp 800 m (NEW ZEALAND METEOROLOGICAL SERVICE 1983). Diese klimatischen Rahmenbedingungen resultieren in einem besonders hohen Massenumsatz oder aufsummierter Massenbilanz. Die enorme Schneeeakkumulation in den Firnbecken bei gleichzeitig massiver Ablation an der unteren Gletscherzunge erfordert einen effektiven Eistransport und resultiert in hoher Schmelzwasserproduktion (ANDERSON et al. 2008). Letztgenannte erklärt die besondere Dominanz glazifluvialer Landformen auf Neuseeland, da auch während der pleistozänen Kaltzeiten glazifluviale Prozesse sehr präsent waren.

In der aktuellen Reaktion der Gletscher resultiert der hohe Massenumsatz in einer großen Sensitivität. Angesichts der extremen jährlichen Akkumulations- und Ablationsraten fallen auch geringe Veränderungen sofort erheblich ins Gewicht, wie an Franz Josef und Fox Glacier eindrucksvoll zu sehen. Das Zusammenfallen eines (durch negative Haushaltsjahre bedingten) verringerten Massentransfers zur Gletscherfront mit einigen extrem warmen Jahren steigerte die ohnehin hohen Abschmelzraten an den unteren Gletscherzungen auf Rekordwerte.

Das in den 1970er Jahren erstellte Gletscherinventar Neuseelands zählt 3.132 individuelle Gletscher

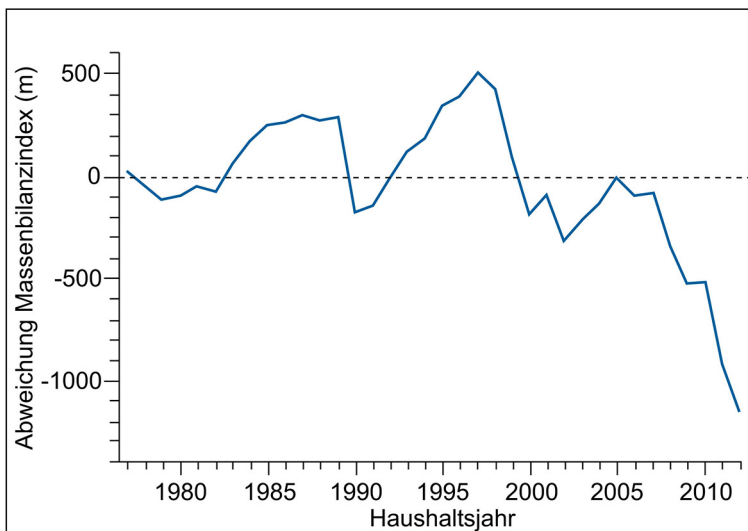


Abb. 4.4-3: Darstellung der summierten Veränderungen des repräsentativen Massenbilanzindexes für die neuseeländischen Southern Alps in den letzten Jahrzehnten. Die Berechnung beruht auf den regional gemittelten Ergebnissen der spätsommerlichen Schneegrenzbeobachtung und basiert auf einem »steady-state« Gletschermassenhaushalt (siehe Text und CHINN 1999). Ein positiver Index zeigt eine niedriger gelegene Gleichgewichtslinie, d.h. ein positives Haushaltsjahr mit Massenzuwachs an. Ein negativer Massenbilanzindex steht für ein negatives Haushaltsjahr mit Massenverlust, d.h. die Gleichgewichtslinie liegt oberhalb der »steady state«-Position. Die Summenkurve zeigt sowohl den regionalen Massenzuwachs während der 1980er und 1990er Jahre, als auch den seit 2000 dominierenden Massenverlust (Verändert nach NIWA 2012 ff.).

mit einer Gesamtfläche von 1.139 km² (CHINN 1989, HOELZLE et al. 2007). Die große Mehrheit (78%) dieser Gletscher sind kleine Gletscher mit Flächen < 0,2 km². Das Gros der Gletschermasse stellt eine lediglich zweistellige Zahl größerer (Tal)Gletscher, welche sich um die größten Erhebungen konzentrieren. Das Gletschervolumen hat sich von 54,5 km³ (1976) auf 46.1 km³ im Jahr 2008 reduziert (CHINN et al. 2012). Dies mag angesichts des registrierten Massenzuwachses Ende des 20. Jahrhunderts widersprüchlich erscheinen, doch wurden gut 70% dieses Massenverlust von lediglich 12 langen, mit Debris bedeckten Talgletscher mit proglazialen Seen und verzögertem Reaktionsverhalten verursacht. Deren Entwicklung ist größtenteils von der aktuellen Klimaentwicklung abgekoppelt, was nachfolgend näher erläutert werden muss, um Missverständnissen vorzubeugen.

Debris-bedeckte Gletscher und proglaziale Seen

Viele Touristen sind beim Anblick der großen Talgletscher im Aoraki/Mt.Cook Nationalpark zunächst überrascht, manche enttäuscht. Ursache ist die nahezu vollständige Bedeckung der Oberfläche der unteren Gletscherzungen mit großen Blöcken und anderen Gesteinsmaterial, dem sogenannten »Debris«. Dies ist ein charakteristisches Merkmal vieler Talgletscher auf Neuseeland. Debris bezeichnet jedwedes auf oder im Gletscher transportiertes Lockermaterial, im Falle der Gletscheroberfläche überwiegend Verwitterungsschutt

der umgebenden Talhänge und Berggipfel. Die hohe geomorphologische und neotektonische Dynamik der Southern Alps – ohne Verwitterung und Erosion wären die höchsten Gipfel allein durch tektonische Hebung über 20 km hoch – generiert diesen stetigen Materialzutrag auf die Gletscheroberflächen. Das sind häufig wiederkehrende, kleindimensionale gravitative Massenbewegungen wie Steinschlag, aber auch großdimensionale Einzelereignisse wie Bergstürze, Felsstürze, Hangrutschungen oder Muren.

Während der Debris im Akkumulationsgebiet der Gletscher zunächst durch Schnee in den folgenden Jahren überdeckt wird und so von der unmittelbaren Oberfläche »verschwindet«, taut der Debris unterhalb der Gleichgewichtslinie sukzessive wieder aus. Neben größeren Materialquellen entlang der unteren Gletscherzungen erklärt dies, weshalb der Grad der Debrisbedeckung zur unteren Gletscherzunge hin kontinuierlich zunimmt und jene oft komplett mit Debris bedeckt sind. Der prozentuale Anteil der debrisbedeckten Gletscheroberfläche an der Gesamtfläche betrug 1995 westlich der Hauptwasserscheide 19,3%, östlich 29,7% (CHINN 1996). Da in Regionen mit vorherrschendem Gletscherrückzug die Debrisbedeckung im Regelfall ansteigt, dürften diese Prozentsätze heute geringfügig höher sein. Die populäre Fehleinschätzung, dass die Debrisbedeckung einem West-Ost-Gradienten unterliegt ist dem Umstand geschuldet, dass die beiden gut zugänglichen Franz Josef und Fox Glacier an der West Coast ungewöhnlich geringen Debris an der Gletsche-

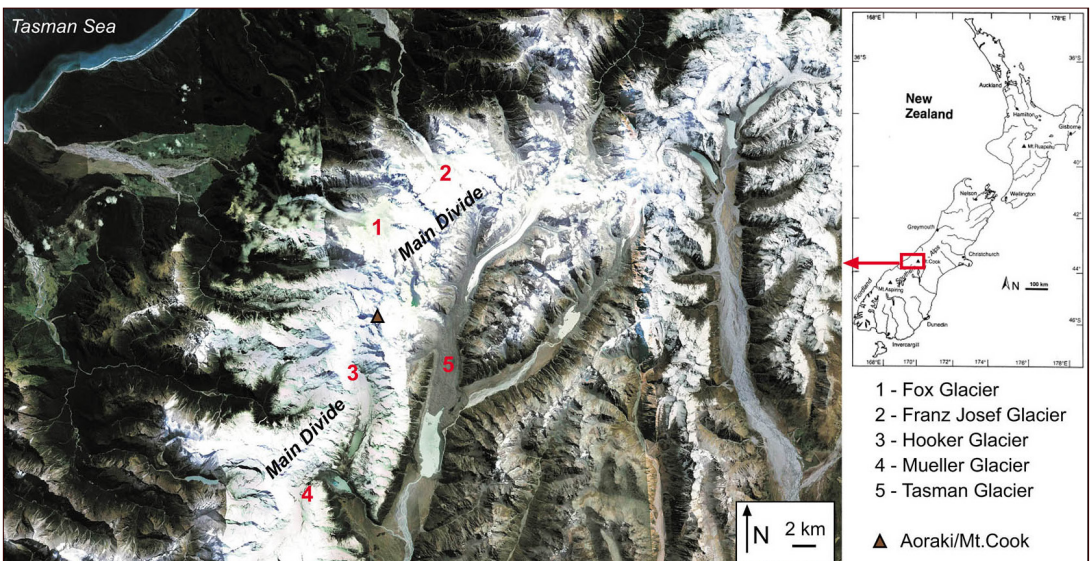


Abb. 4.4-4: Satellitenbild des Zentrums der gegenwärtigen Vergletscherung der Southern Alps auf Neuseeland am Aoraki/Mt.Cook. Die im Text erwähnten Gletscher sind gekennzeichnet, ebenso die Lage der Main Divide. Neben der Nähe der Gletscher zur Westküste wird auch die starke Debrisbedeckung der unteren Gletscherzunge beiderseits der Main Divide deutlich (Basiskarte verändert nach GoogleEarthPro).

roberfläche aufweisen. Sie sind aber nicht repräsentativ für die Gletscher westlich der Hauptwasserscheide und die große Mehrheit der großen Talgletscher zeigt westlich als auch östlich der Hauptwasserscheide eine charakteristische Debrisdecke. Wie schon beim Trend der Massenbilanz oder der klimatischen Rahmenfaktoren ist auf Neuseeland kein relevanter West-Ost-Gradient unter den Gletschern auszumachen.

Ab einer bestimmten Mächtigkeit reduziert Debris das Abschmelzen an der Gletscheroberfläche. Schon eine 5–10 cm mächtige Debrisdecke reduziert die Abschmelzung um bis zu 60% (BROOK et al. 2013) und bei der bis zu mehrere Meter betragenden Mächtigkeit auf vielen Gletschern wirkt sie als nahezu vollständige Isolationsschicht. Während Gletscher ohne wesentlichen Debris nach einer Vorstoßperiode sich durch Rückzug der Gletscherfront an die veränderten Klimaverhältnisse anpassen können, verhindert Debris dies zunächst und die Gletscherfront verbleibt in jener vorgeschobenen Position. Während Debris-freie Gletscher durch frontalen Rückzug den zur effektiven Massentransfer notwendigen Oberflächengradienten erhalten, sinkt durch die verzögerte Anpassung der Oberflächengradient der Debris-bedeckten Gletscherzunge mit der Zeit immer mehr ab, und damit auch die Effektivität des Massentransfer und die Eisbewegung. Nur die oberen Gletscherabschnitte passen sich den neuen Klimabedingungen durch Verringerung ihrer vertikalen Ausdehnung an. Die Eisgeschwindigkeit der unteren Gletscherzunge kann soweit absinken, dass Teile zu Stagnant- oder Toteis ohne jedwede Eisbewegung werden.

Die in der vorgeschobenen Position verweilende untere Gletscherzunge verliert mit der Zeit schließlich sukzessive durch basales und internes Schmelzen vertikal ebenfalls an Eismasse. Wird im Prozess des Niedertauens blankes Eis an der Gletscheroberfläche exponiert, beispielsweise durch Kollabieren eines internen Schmelzwassertunnels unterhalb der Gletscheroberfläche, schmilzt dieses rapide und es entstehen supraglaziale Schmelzwassertümpel. Diese weiten sich durch Abschmelzen des an den Ufern exponierten, oft dunklen Eises schnell aus und vereinigen sich schrittweise zu größeren supraglazialen Seen. Durch die Wärmekapazität des Seewassers, dynamische Effekte und den Umstand der für den Erhalt eines Gleichgewichts bei weitem zu niedrigen Eisgeschwindigkeit führt die Entstehung dieser zunächst supraglazialen, später proglazialen Seen stets zu einem schnellen Rückzug der Gletscherfront (*Abb. 4.4-5*).

Durch die vorausgegangene Verzögerung steht solch ein schneller Rückzug oft nicht im Einklang mit der aktuellen Klimaentwicklung. Die schnelle Ausweitung

der proglazialen Seen an Hooker, Mueller und Tasman Glacier, den vielbesuchten Gletscher im Aoraki/Mt. Cook Nationalpark, muss in erster Linie als eine Anpassung der Gletscher an das Ende der Kleinen Eiszeit und die Erwärmung Mitte des 20. Jahrhunderts interpretiert werden (KIRKBRIDE & WARREN 1999). Auch hier lagen vor Beginn der See-Entwicklung die Gletscherfronten praktisch noch in der Position, welche sie um 1900 eingenommen hatten. Der Umstand, dass im hochgelegenen Akkumulationsgebiet des Tasman Glacier als einem der untersuchten Indexgletscher des Massenbilanzindex eine zum regionalen Trend identische Häufung positiver Haushaltsjahre in den 1980er und 1990er Jahren verzeichnet wurde, belegt dies (CHINN et al. 2005, 2012). Debris-bedeckte Gletscher gelten wie ganz allgemein kalbende Gletscherfronten zurecht als schlechte Klimaindikatoren (WINKLER et al. 2010).

Die Ausweitung der meisten proglazialen Seen in den Southern Alps hält heute unverändert an. Vorliegende Modellierungen zeigen übereinstimmend, dass dieser Vorgang auch in den kommenden Jahren noch anhalten wird, da die betroffenen Gletscher sich noch immer nicht in einer dem heutigen Klima angepassten Position befinden (DYKES et al. 2010, CHINN et al. 2012). ROBERTSON et al. (2013) kommen beispielsweise zu dem Ergebnis, dass die Front des Hooker Glacier sich noch um mehr als 3 km zurückziehen muss, damit der Gletscher ein nachhaltiges Oberflächenprofil erreicht und der Eisnachschub den Eisverlust durch Kalben ausgleichen kann (immer vorausgesetzt, die klimatischen Rahmenbedingungen ändern sich währenddessen nicht nachhaltig).

Neuseelands Gletscher in der Zukunft – Versuch eines Ausblicks

Eine exakte Langzeitprognose für Neuseelands Gletscher auf Grundlage der regionalspezifischen Aussagen des neuesten IPCC-Reports (IPCC 2013) ist nicht möglich. Der vorausgesagte Anstieg der Lufttemperaturen wird zwar vermutlich von einem Anstieg des Niederschlags in weiten Teilen der Southern Alps begleitet, doch ist trotz bestehender Unsicherheiten hinsichtlich dessen jahreszeitlichen Musters dennoch von einer Reduktion der maximalen Schneehöhe auf 2.000 m von 5–50% auszugehen. Der positive Effekt einer möglichen Niederschlagszunahme wird mit großer Wahrscheinlichkeit durch den zu erwartenden Lufttemperaturanstieg überkompensiert (bei großen Unsicherheitsspielräumen dieser Modellrechnungen!). In den hochgelegenen Gletscherakkumulationsgebieten mit ihren hohen Niederschlagswerten werden die klimatischen Verhältnisse zwar weiterhin eine Existenz von Gletschern ermöglichen, doch die Gletscherzungen

werden in ihrer Masse und Ausdehnung vermutlich drastisch reduziert, und mit ihnen gleichzeitig die gesamte Gletscherfläche und –masse auf Neuseeland.

Im Gegensatz zu solchen Langzeitprognosen erlauben die gegenwärtigen Klima- und Gletschermessungen jedoch eine recht gesicherte Prognose für die kommenden 10 Jahre. Seit 2005 zeigt der jährliche Massenbilanzindex für Neuseeland mit zwei geringfügigen Ausnahmen eine deutlich negative Entwicklung der Gletschermasse an. 2013 war das drittwärmste Jahr seit Beginn der Aufzeichnungen und der Südsommer 2015 war, wie schon einige Sommer während der letzten Jahre, warm und sehr trocken in weiten Teilen der Southern Alps (NIWA 2012 ff.). Aufgrund der mehrjährigen Reaktionszeit der Gletscherzungen wird sich der momentane Trend des Gletscherrückzugs und des Eismassenverlusts an den unteren Gletscherzungen auch in den kommenden Jahren unvermindert fortsetzen. Die von der derzeitigen Klimaentwicklung praktisch abge-

koppelten Debris-bedeckten großen Talgletscher mit ihren in proglazialen Seen kalbenden Gletscherzungen werden sich weiterhin zurückziehen und damit ihren Anpassungsprozess fortsetzen. Erst eine Abfolge von mehreren Jahren mit positiver oder wenigstens ausgeglichener Massenbilanz könnte den derzeitigen Trend sukzessive stoppen, wenngleich auch nicht unmittelbar.

Literatur

- ANDERSON, B., LAWSON, W. & I. OWENS (2008): Response of Franz Josef Glacier Ka Roimata o Hine Hukatere to climate change. *Global and Planetary Change* 63, 23-30.
- BROOK, M. S., HAGG, W. & S. WINKLER (2013): Debris cover and surface melt at a temperate maritime alpine glacier: Franz Josef Glacier, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 56, 27-38.
- CHINN, T. J. H. (1989): *Glaciers of New Zealand - Satellite atlas of glaciers of the World H-2*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-H, 25-48.



Abb. 4.4-5: *Tasman Glacier, der längste Gletscher Neuseelands unmittelbar östlich der Main Divide, besitzt eine vollständig mit Debris bedeckte, sehr flache untere Gletscherzunge. Vom Aussichtspunkt (einer während der „Kleinen Eiszeit“ entstandenen Moräne) ist auf der Aufnahme aus dem Jahr 1999 (oben) noch kein proglazialer See zu erkennen (ein kleiner Vorläufer befand sich damals rechts außerhalb des Blickwinkels). Bis 2015 hat sich dieser Vorläufer zu einem >7 km² großen proglazialen See entwickelt, der stellenweise über 200 m tief ist. Die kalbende Gletscherfront ist 2015 ca. 5 km vom Aussichtspunkt entfernt und mehrere Zehnermeter hoch. Der mit der Seeausweitung verknüpfte Gletscherrückzug ist eine verzögerte Reaktion auf die Erwärmung während des 20. Jahrhunderts und von der aktuellen Klimaentwicklung abgekoppelt (siehe Text) (Photos: Stefan Winkler 21.02.1999 (oben), 23.11.2014 (unten)).*

- CHINN, T. J. H. (1996): New Zealand glacier responses to climate change of the past century. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 39, 415-428.
- CHINN, T. J. H. (1999): New Zealand glacier response to climate change of the past 2 decades. *Global and Planetary Change* 22, 155-168.
- CHINN, T. J. H., WINKLER, S., SALINGER, M. J. & N. HAAKENSEN (2005): Recent glacier advances in Norway and New Zealand – a comparison for their glaciological and meteorological causes. *Geografiska Annaler* 87 A, 141-157.
- CHINN, T. J. H., SALINGER, J., FITZHARRIS, B. B. & A. WILLSMAN (2008): Glaciers and climate. *Bulletin of the Federal Mountain Clubs of NZ* 171, 1-15.
- CHINN, T. J. H., FITZHARRIS, B. B., WILLSMAN, A. & N. J. SALINGER (2012): Annual ice volume changes 1976 – 2008 for the New Zealand Southern Alps. *Global and Planetary Change* 92-93, 105-118.
- DYKES, R. C., BROOK, M. S. & S. WINKLER (2010): The contemporary retreat of Tasman Glacier, Southern Alps, New Zealand, and the evolution of Tasman proglacial lake since AD 2000. *Erdkunde* 64, 141-154.
- GRIFFITHS, G. A. & M. J. MCSAVENEY (1983): Distribution of mean annual precipitation across some steep-land regions of New Zealand. *New Zealand Journal of Science* 26, 197-209.
- HOELZLE, M., CHINN, T., STUMM, D., PAUL, F., ZEMP, M. & W. HAEBERLI (2007): The application of glacier inventory data for estimating past climate change effects on mountain glaciers: a comparison between the European Alps and the Southern Alps of New Zealand. *Global and Planetary Change* 56, 69-82.
- KIRKBRIDE, M. P. & C. R. WARREN (1999): Tasman Glacier, New Zealand: 20th-century thinning and predicted calving retreat. *Global and Planetary Change* 22, 11-28.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Hrsg. (2013): *Climate change 2013: the Physical Science Basis. Contribution of working group I to the 5th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge (University Press), 1535 pp.
- NEW ZEALAND METEOROLOGICAL SERVICE (1983): *Temperature normals 1951 to 1980*, Wellington: New Zealand Meteorological Service, Miscellaneous Publications 183, 25 pp.
- NIWA (National Institute of Water and Atmospheric Research) Hrsg. (2012 ff.): *Annual climate summary 2012 ff.* www.niwa.co.nz (online).
- ROBERTSON, C. M., BROOK, M. S., HOLT, K. A., FULLER, I. C. & D. I. BENN (2013): Calving retreat and proglacial lake growth at Hooker Glacier, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Geographer* 69, 14-25.
- WINKLER, S., CHINN, T., GÄRTNER-ROER, I., NUSSBAUMER, S. U., ZEMP, M. & H. J. ZUMBÜHL (2010): An introduction to mountain glaciers as climate indicators with spatial and temporal diversity. *Erdkunde* 64, 97-118.

Kontakt:

PD Dr. Stefan Winkler
 Department of Geological Sciences
 University of Canterbury, Neuseeland
stefan.winkler@canterbury.ac.nz

Winkler, S. (2015): Die gegenwärtige Situation der Gletscher auf Neuseeland. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Das Eis der Erde*. pp. 123-129. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.19