

# Wetter- und Massenbilanzanomalien auf dem Brewster Gletscher in den Südlichen Alpen Neuseelands

## Erfassung der mesoskaligen Prozesse durch Atmosphärenmodellierung

Atmosphärische Flüsse (*atmospheric rivers*; ARs) sind langgestreckte, schmale Korridore in der unteren Troposphäre, die, vergleichbar mit den wasserreichsten Flüssen der Welt, enorme Mengen an Feuchtigkeit durch die mittleren Breiten transportieren. Sie beeinflussen Küstenregionen weltweit, darunter auch die Westküste Neuseelands. Neben Überschwemmungen und Erdbeben verursachen sie dort Massenänderungen auf den Gletschern der Südlichen Alpen, die sich sowohl in extremer Schmelze als auch in extremem Schneefall äußern können. Die mesoskaligen Prozesse, die die Reaktion der Gletschermassenbilanz auf synoptische Phänomene wie ARs steuern, wurden bisher jedoch nicht explizit untersucht, da sie der Topografie untergeordnet und daher in großräumigen Datensätzen nur schwer darstellbar sind. Die vorgestellte Masterarbeit verwendet ein hochauflösendes Atmosphärenmodell, um eine Fallstudie zu simulieren, in der ein AR mit extremer Schmelze auf dem Brewster Gletscher in den Südlichen Alpen einherging. Die Analyse des Ereignisses zeigt, dass die feuchtwarme Luftströmung aufgrund ihrer hohen Windgeschwindigkeit und geringen Stabilität den notwendigen Auftrieb erfuhr, um das Gebirge zu überströmen. Dies führte zu starker Wolken- und Niederschlagsentwicklung an den windzugewandten Gebirgshängen, wobei die Regenmengen durch interne Prozesse innerhalb der Wolken zusätzlich verstärkt wurden. Die Schmelze an der Gletscheroberfläche wurde durch Energie aus Kondensation und Starkniederschlag innerhalb der orographischen Wolke verursacht. Im Gegensatz dazu führten an den Leehängen des Gebirges Föhnwinde zu warmen und trockenen Bedingungen. Die Fallstudie demonstriert den Mehrwert der mesoskaligen Atmosphärenmodellierung für die Vertiefung des Prozessverständnisses der Gletscher-Klima-Beziehung in Neuseeland.

Schlagwörter: **Atmosphärenmodellierung, Mesoskalige Prozesse, Orographischer Niederschlag, Föhn, Gletscherschmelze, Südliche Alpen, Neuseeland, Atmosphärischer Fluss**

## 1 Einleitung und Zielsetzung

Gletscher gelten als wichtige Indikatoren für den globalen Klimawandel, da ihre Massenbilanzen empfindlich auf geringfügige Klimaänderungen reagieren (NYE 1960). Obwohl aufgrund der globalen Erwärmung die Gletschermassenbilanzen seit den frühen 1990er Jahren im weltweiten Mittel kontinuierlich zurückgehen, sind regionale Abweichungen zu beobachten: So verzeichneten einige Gletscher im Karakorum und Pamir (z.B. GARDELLE et al. 2013), in West-Skandinavien (z.B. TRACHSEL/NESJE 2015), in Süd-Patagonien (z.B. BRAUN et al. 2019) und in Neuseeland (z.B. MACKINTOSH et al. 2017) Perioden mit stabilen oder sogar positiven Massenbilanzen. In Neuseeland nahmen zwischen 1983 und 2008 mindestens 58 Gletscher an Masse zu, und im Jahr 2005 ereigneten sich mehr als die Hälfte der 26 weltweit registrierten Gletschervorstöße in den neuseeländischen Südlichen Alpen (WGMS 2008). Trotz des Massenzugewinns zahlreicher Gletscher

ging das Gesamtvolumen des Eises in den Südlichen Alpen jedoch zurück, da sich die größten schuttbedeckten Gletscher, wie z.B. der Tasman Gletscher, weiterhin zurückzogen (MACKINTOSH et al. 2017). Diese gegensätzlichen Reaktionen von Gletschern auf die Klimaerwärmung verdeutlichen die Komplexität der Gletscher-Klima-Beziehung in Neuseeland und demonstrieren die Notwendigkeit, die Rolle der regionalen Klimadynamik dort genauer zu untersuchen. Dies ist zudem von erheblichem nationalem Interesse, denn die Entwicklung neuseeländischer Gletscher hat direkte Auswirkungen auf den Tourismus des Landes sowie auf die stromabwärtige Hydrologie, an die die Speisung der Wasserkraft, Bewässerungs- und Versorgungsanlagen gekoppelt ist (CHINN 2001).

Neuseeland befindet sich zwischen 34° und 47° südlicher Breite im südwestlichen Pazifik, südlich des quasi-stationären subtropischen Hochdruckgürtels und nördlich der polaren Kaltluft im Bereich des Südlichen Ozeans. Die kontrastierenden Luftmassen interagieren innerhalb des Westwindgürtels der südhemispherischen mittleren Breiten und führen



ist die Südinsel Neuseelands durch einen signifikanten W-O-Niederschlagsgradienten mit extremen Niederschlagsmengen von jährlich 3000–12.000 mm Wasseräquivalent (w.e.) an der Westküste bzw. im Gebirge und < 1000 mm w.e. an der Ostküste gekennzeichnet (Abbildung 1; GRIFFITHS/McSAVENEY 1983). Für die Gletscher der Südlichen Alpen bedeutet der hohe, vor allem winterliche Masseneintrag in Kombination mit starken sommerlichen Schmelzraten einen großen jährlichen Massenumsatz, der eine hohe Sensibilität und eine schnelle Anpassung an klimatische Verhältnisse impliziert (ANDERSON/MACKINTOSH 2012).

Langzeitige Untersuchungen der Gletscher-Klima-Beziehung in Neuseeland haben ein solides Verständnis der Zusammenhänge zwischen Gletschermassenänderungen und dem großräumigen Klima geschaffen. Mithilfe verschiedener statistischer Methoden konnten Korrelationen der Massenbilanz mit bestimmten synoptischen Druckverteilungen und Strömungsrichtungen (CULLEN et al. 2019), mit regionalen Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur (MACKINTOSH et al. 2017) sowie mit großräumigen Klimaanomalien wie z.B. der El Niño – Southern Oscillation (ENSO), der Southern Annular Mode (SAM) oder der Inter-decadal Pacific Oscillation (IPO) identifiziert werden (z.B. FITZHARRIS/CLARE/RENWICK. 2007; SALINGER/FITZHARRIS/CHINN 2019; SIRGUEY et al. 2016). Die Reaktion von Gletschern auf Klimaänderungen unterliegt jedoch oft nichtlinearen Dynamiken und topoklimatischen Effekten in der Größenordnung individueller Täler und Bergrücken, die in den bisher angewandten statistischen Verfahren keine Berücksichtigung finden. Wie in Abbildung 2 schematisch dargestellt, bilden diese mesoskaligen, orographisch induzierten Prozesse das physikalisch-kausale Verbindungsglied zwischen der atmosphärischen Makro- (A) und Mikroskala (B), indem sie das großräumige Klimasignal in einen „lokalen Fußabdruck“ der Massenänderung umwandeln (MÖLG/KASER 2011). Durch die Herstellung direkter statistischer Zusammenhänge (gestrichelte Linie) zwischen großräumigen Klimaschwankungen (A) und lokaler Massenbilanzvariabilität (B) werden diese mesoskaligen Prozesse – und somit ein wesentlicher Bestandteil der Gletscher-Klima-Beziehung – vernachlässigt. Die Berechnung solch komplexer physikalischer Prozesssysteme war lange Zeit technisch nicht möglich, und alpine Gletscher waren „zu klein“, um in großräumigen Klimamodellen mit einer Auflösung von mehreren zehn bis hundert Kilometern explizit dargestellt zu werden (KOTLARSKI et al. 2009). Angesichts des inzwischen hohen Standards moderner Atmosphärenmodelle und dynamischer „Downscaling“-Techniken wie der *nesting*-Methode (COLLINS et al. 2013) ist es heute jedoch möglich, mesoskalige Prozesse, die Gletscher

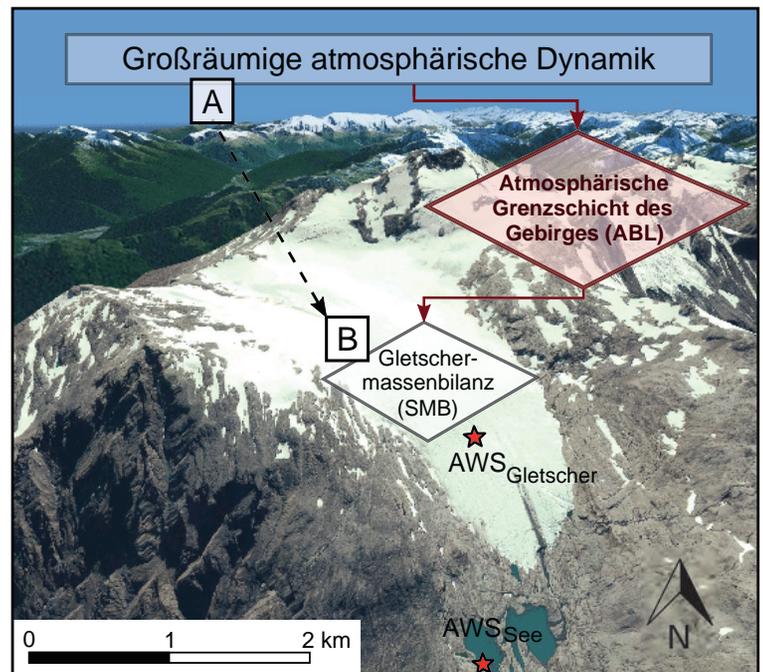


Abb. 2: Quickbird-Aufnahme des Brewster Gletschers vom 8. Februar 2011 (übernommen von SIRGUEY et al. 2016, Abbildung 1), mit Verortung der beiden AWS. Die physikalische Prozesskette, die das Zusammenwirken atmosphärischer Skalen in der Gletscher-Klima-Beziehung schematisch abbildet (nach MÖLG/KASER 2011, Abbildung 1), ist grafisch überlagert.

in komplexem Terrain beeinflussen, sehr präzise zu simulieren (z.B. COLLIER et al. 2013; LENAERTS et al. 2014; MÖLG et al. 2020; MÖLG/KASER 2011). Trotz des wissenschaftlichen Fortschritts wurde in Neuseeland bisher kein dynamisches Downscaling verwendet, um die Gletscher-Klima-Beziehung für einzelne Gletscher systematisch, prozessbasiert und vollständig zu erfassen.

Die im Folgenden vorgestellte Masterarbeit (KROPAČ 2019) stützt sich auf die Arbeitshypothese, dass die explizite Berücksichtigung mesoskaliger Prozesse, die beim statistischen Downscaling vernachlässigt werden, für das Verständnis des Einflusses großräumiger klimatischer Bedingungen auf die lokale Massenbilanzvariabilität in den Südlichen Alpen essenziell ist. Die Ziele der Arbeit bestanden darin, (1) das Mikroklima auf einem neuseeländischen Gletscher erstmals mithilfe eines hochauflösenden, physikalisch basierten Atmosphärenmodells realistisch abzubilden und (2) die in der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) des Gletschers wirksamen mesoskaligen Prozesse zu identifizieren und deren Einfluss auf die Gletschermassenbilanz zu bestimmen. Dazu wurde eine Fallstudie eines AR-Ereignisses im Jahr 2011 modelliert, welches mit extremer Schmelze auf dem Brewster Gletscher in den Südlichen Alpen einherging. Die Auswahl der Fallstudie wurde auf der Basis

früherer Studien getroffen, aus denen hervorgeht, dass (i) einzelne große Ablationsereignisse fast 25 % der gesamten sommerlichen Ablation auf dem Brewster Gletscher ausmachen können (GILLETT/CULLEN 2011), (ii) die Mehrheit extremer Schmelzereignisse in den Jahren 2010–2012 während AR-Ereignissen auftrat (LITTLE et al. 2019) und (iii) die physikalischen Mechanismen AR-bedingter Extremniederschläge und ihre Auswirkungen auf die Gletschermassenbilanz trotz ihrer hohen Relevanz nicht hinreichend erforscht sind. Eine detaillierte, über die Ergebnisse der Masterarbeit hinausgehende Untersuchung der Fallstudie ist in dem Artikel KROPAČ et al. (2021) zu finden, der in der Online-Zeitschrift *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* veröffentlicht wurde. Der vorliegende Beitrag wurde an manchen Stellen um Erkenntnisse aus dem Artikel ergänzt.

## 2 Daten und Methoden

### 2.1 Untersuchungsgebiet

Der Brewster Gletscher ist ein kleiner, maritimer Gletscher, der sich bei 44,08°S, 169,43°E im Mount Aspiring National Park, direkt westlich des Alpenhauptkamms befindet. Mit einer Gesamtfläche von etwa 2 km<sup>2</sup> und einer Länge von ca. 2,5 km erstreckt er sich auf dem Südwesthang des Mount Brewster (2516 m) von 2400 m bis auf 1700 m ü.M. (Abbildung 2). Während der untere (< 2000 m) und überwiegende (77% der Gesamtfläche) Teil des Gletschers mit 10° mittlerem Gefälle geringfügig in südliche Richtung geneigt ist, ist der obere Bereich steil (31° mittlere Neigung) nach Südwesten ausgerichtet und von einer Vielzahl an Eisklippen durchsetzt. Die Jahresmitteltemperatur im unteren Ablationsgebiet des Gletschers (~ 1760 m; 820 hPa) beträgt 1,2 °C, mit durchschnittlichen Jahresniederschlägen von über 6100 mm (CULLEN/CONWAY 2015). Anzumerken ist hier, dass die am Brewster Gletscher verzeichneten jährlichen Niederschlagssummen höher sind als die von den relativ grob aufgelösten Reanalysedaten für die Südlichen Alpen suggerierten Werte in Abbildung 1.

Aufgrund seiner exponierten Lage ist der Brewster Gletscher synoptischen Wettersystemen direkt ausgesetzt und daher gut geeignet, um die Gletscher-Klima-Beziehung, d.h. Massenbilanzreaktionen auf regionale und großräumige atmosphärische Dynamiken, zu untersuchen. Dies ließ ihn zu einer Plattform für glaziologische und meteorologische Untersuchungen werden und damit zu einem der besterforschten Gletscher Neuseelands mit der bei Weitem längsten Aufzeichnung gemessener Massenbilanzen (CULLEN et al. 2017).

Die Messreihe sowie eine Vielzahl weiterer Daten wurden (und werden weiterhin) im Rahmen eines umfassenden „Massenbilanzprogramms“ gewonnen, das seit 2004 von der University of Otago in Dunedin (Partneruniversität der FAU) und der Victoria University of Wellington betrieben wird. Es umfasst unter anderem die saisonale Bestimmung der Winter, Sommer- und Jahresmassenbilanz des Gletschers anhand der direkten glaziologischen Methode (CULLEN et al. 2017). Darüber hinaus ist der Brewster Gletscher einer von 50 sog. Indexgletschern in den Südlichen Alpen, deren spätsommerliche Schneegrenze seit 1978 durch regelmäßige Luftaufnahmen überwacht wird. Aus ihr lässt sich die Höhe der Gleichgewichtslinie (Trennlinie zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet) ableiten, deren Verschiebung bezüglich einer langjährigen Referenzhöhe die Bestimmung der Massenbilanz- und Volumenänderungen aller Indexgletscher im neuseeländischen Alpenraum ermöglicht (CHINN/HEYDENRYCH/SALINGER 2005, CHINN et al. 2012; SIRGUEY et al. 2016). Die (historischen) Massenbilanzvariationen des Brewster Gletschers korrelieren dabei gut mit den übrigen Indexgletschern in den Südlichen Alpen (SALINGER/FITZHARRIS/CHINN 2019). Ergänzend zu den Massenbilanzbeobachtungen auf dem Brewster Gletscher liefert eine automatische Wetterstation (AWS), die auf 1650 m, etwa 500 m vor der Gletscherzunge auf einem Felsen neben einem proglazialen See installiert ist (AWS<sub>See</sub>; Abbildung 2), seit 2004 permanente Aufzeichnungen der oberflächennahen meteorologischen Bedingungen in der direkten Umgebung des Gletschers (CULLEN/CONWAY 2015).

### 2.2 Lokale Datensätze

Den Untersuchungszeitraum bildet eine 22-monatige Periode vom 25. Oktober 2010 bis 1. September 2012, während der im Rahmen einer Messkampagne eine AWS im unteren Ablationsgebiet des Gletschers (1760 m) installiert war (AWS<sub>Gletscher</sub>; Abbildung 2). Diese stellte hochaufgelöste (30-minütige) Aufzeichnungen des Gletscheroberflächenklimas zur Verfügung. Die gemessenen meteorologischen Variablen beinhalten Lufttemperatur ( $T_a$ ), relative Feuchte ( $RH$ ), Luftdruck ( $P$ ), Windgeschwindigkeit ( $U$ ), eingehende ( $SW\downarrow$ ) und ausgehende ( $SW\uparrow$ ) kurzwellige Strahlung, eingehende langwellige Strahlung ( $LW\downarrow$ ) und Oberflächentemperatur. Niederschlag ( $PREC$ ) wurde als einzige Variable nicht aufgezeichnet, daher wurden 6-stündliche Niederschlagssummen von der AWS<sub>See</sub> verwendet. Die meteorologischen Messungen in 2010–2012 waren zudem an eine Energiebilanzstudie geknüpft; dabei dienten die AWS-Daten als Input für ein Massen- und Energiebilanzmodell (MÖLG

et al. 2008, 2009), mithilfe dessen die Massen- und Energiebilanz (SMB bzw. SEB) an der Gletscheroberfläche für den Standort der AWS<sub>Gletscher</sub> für den 22-monatigen Untersuchungszeitraum bestimmt und detailliert aufgeschlüsselt werden konnten. Eine ausführliche Beschreibung der Modellkonfiguration sowie der Evaluation der Modellergebnisse findet sich in CULLEN/CONWAY (2015) und CONWAY/CULLEN (2016); die Komponenten der Oberflächenenergiebilanz sind in dem Hinweis zu Tabelle 1 erläutert.

### 2.3 Großräumige Datensätze

Die synoptischen Bedingungen während des Untersuchungszeitraums wurden anhand von ERA5-Reanalysedaten (HERSBACH et al. 2020) des European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) untersucht. Reanalysen nutzen Datenassimilationstechniken, um Simulationen globaler Klimamodelle und historische Beobachtungen bestmöglich zu kombinieren, wobei die individuellen Fehler jedes Datensatzes minimiert werden (TALAGRAND 1997). ERA5 ist die aktuell höchst aufgelöste global verfügbare Reanalyse, die atmosphärische Variablen auf einem Gitter mit  $31 \times 31$  km horizontalem Gitterabstand und 137 vertikalen Niveaus von der Erdoberfläche bis 0,01 hPa (ca. 80 km) in stündlicher Ausgabefrequenz liefert. Die in der Studie verwendeten Variablen umfassen geopotenzielle Höhe (GPH), Lufttemperatur ( $T_a$ ) und Vektorwind auf unterschiedlichen Druckniveaus sowie vertikal integrierten Wasserdampf (IWV) und Wasserdampftransport (IVT).

### 2.4 Auswahl der Fallstudie

In Anlehnung an eine Studie von LITTLE et al. (2019) wurden auf der Basis der SMB-Daten (Abschnitt 2.2) zunächst extreme Ablations- und Akkumulationsereignisse auf dem Brewster Gletscher identifiziert, definiert als diejenigen zehn Tage mit der jeweils höchsten durchschnittlichen Ablation bzw. Akkumulation im Untersuchungszeitraum 2010–2012. Unter Verwendung der in Abschnitt 2.2 bzw. 2.3 beschriebenen Datensätze wurden diese Tage anschließend hinsichtlich (i) der vorherrschenden lokalen meteorologischen Bedingungen und Massen- und Energieflüsse an der Gletscheroberfläche sowie (ii) der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und Feuchtströme untersucht. Mögliche ARs wurden anhand der in GIMENO et al. (2014) genannten Grenzwerte identifiziert, wonach ein AR bei Präsenz eines mindestens 2000 km langen und höchstens 1000 km breiten Korridors erhöhten IWVs von  $> 20$  mm und IVTs von  $> 250 \text{ km m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  auftritt. Es sei an dieser

Stelle angemerkt, dass in der Masterarbeit sowohl extreme Ablations- als auch Akkumulationsereignisse untersucht wurden und jeweils ein Ereignis (d.h. eine Fallstudie) pro Gruppe modelliert wurde, um das Atmosphärenmodell im Untersuchungsgebiet zu testen und zu optimieren. Aus Platzgründen, und weil die Untersuchung mesoskaliger Prozesse ohnehin nur für die Ablations-Fallstudie durchgeführt wurde, wird in diesem Beitrag auf die Darstellung der Akkumulationsereignisse verzichtet.

Die Auswahl der Ablations-Fallstudie erfolgte auf Basis der oben beschriebenen mikro- und makroskaligen Untersuchungen anhand folgender Kriterien: Es mussten (i) repräsentative, d.h. für extreme sommerliche Schmelze typische, lokale und synoptische Bedingungen sowie (ii) ein AR vorliegen. Die resultierende Fallstudie stellt ein Schmelzereignis am 6. Februar 2011 dar. Dieses spezifische Event wurde mithilfe von synoptischen Karten (Quelle: *MetService New Zealand*) sowie der AWS- und SEB/SMB-Datensätze (Abschnitt 2.2) detailliert hinsichtlich der zugrundeliegenden synoptischen Situation sowie der lokalen meteorologischen Bedingungen und Einergiebilanzterme untersucht, um einen umfassenden Kontext für die mesoskaligen Analysen zu schaffen.

### 2.5 Atmosphärenmodellierung

Eine hochauflösende Simulation der atmosphärischen Prozesse während der Fallstudie wurde mit der fortgeschrittenen Forschungsversion des Weather Research and Forecasting (WRF)-Modells (SKAMAROCK et al. 2019) v. 4.0.1 erstellt. WRF ist ein regionales, numerisches Wettervorhersage- und Atmosphärensimulationsmodell, das sowohl für Forschungszwecke als auch für betriebliche Anwendungen entwickelt wurde. Simulationen sind meist sehr rechenintensiv und müssen daher an Supercomputern durchgeführt werden. In der Masterarbeit wurden die Hochleistungsrechner des Regionalen Rechenzentrums (RRZE) der FAU Erlangen-Nürnberg in Anspruch genommen.

Die Simulation wurde aus zwei ineinander verschachtelten Domänen aufgebaut, die über Neuseeland bzw. der südlichen Alpenregion zentriert waren. Durch die Verschachtelung (sog. *multiple grid nesting*) konnte die horizontale Auflösung von 6 km in der äußeren Domäne (D1) auf 2 km in der Zielregion (D2) dynamisch vergrößert werden. Die Auflösung in der inneren Domäne (D2) wurde so gewählt, dass der Brewster Gletscher mit einer Fläche von  $\sim 2 \text{ km}^2$  explizit durch einen Modellgitterpunkt repräsentiert wurde; Landnutzung („Landeis“), Höhenlage (1760 m) und Eis-Albedo (0,47) wurden

für diesen Gitterpunkt manuell angepasst. In der Vertikalen wurden 84 Modellebenen definiert, wobei die unterste Ebene bei etwa 9 m über dem Erdboden lag. An den seitlichen Rändern von D1 wurde das Modell mit ERA5-Reanalysedaten angetrieben. Die Modellsimulation wurde 3 Tage (72 Stunden) vor dem Ereignistag gestartet (00:00 Uhr am 3. Feb. 2011) und endete 12 Stunden nach dem Ereignistag (12:00 Uhr am 7. Feb. 2011). Die ersten 48 Stunden wurden als „Spin-Up“ (Anlaufzeit des Modells) entfernt, sodass die übrigen 60 Stunden (00:00 Uhr am 5. Feb. bis 12:00 Uhr am 7. Feb.) für die Modellevaluation und die Analyse mesoskaliger Prozesse zur Verfügung standen. Alle Zeitangaben in diesem und in den folgenden Abschnitten beziehen sich auf New Zealand Standard Time (NZST; UTC+12h). Das Ausgabeintervall wurde für D1 auf drei-stündlich und für D2 auf stündlich festgelegt. Eine vollständige Beschreibung des Modell-Setups, inklusive physikalischer Parametrisierungen und sonstiger Spezifizierungen, kann der Masterarbeit und KROPAČ et al. (2021) entnommen werden.

Die Evaluation des Modelloutputs erfolgte durch den Vergleich modellierter meteorologischer Variablen mit Messungen an der AWS<sub>Gletscher</sub>. Der Grad der Übereinstimmung wurde dabei qualitativ und quantitativ durch statistische Kennzahlen wie den Root Mean Square Error (RMSE), den Mean Model Bias (MMB) und den Pearson Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) bewertet. Die evaluierten Variablen umfassen die in 2.2 genannten Variablen zuzüglich der spezifischen Feuchte ( $q$ ), die aus  $P$ ,  $T_a$  und  $RH$  berechnet wurde.

## 2.6 Mesoskalige Analyse

Um die mesoskaligen Prozesse und ihre Entwicklung im Verlauf der Fallstudie zu erfassen, wurden die folgenden drei Aspekte sukzessive separat untersucht: (i) Die ungestörte „Hintergrundströmung“ (*background flow*), die die Gebirgskette von Nordwesten her anströmt, (ii) die orographische Modifikation der Strömung, d.h. die Veränderung der Luftmasseneigenschaften und des Strömungsregimes durch das Gebirge und (iii) die resultierenden atmosphärischen Bedingungen in der ABL über der unmittelbaren Umgebung des Brewster Gletschers. Letztere wirken sich durch den kontinuierlichen Austausch von Energie, Impuls und Masse an der Gletscheroberfläche auf die Gletschermassenbilanz aus (vgl. Abbildung 2).

Der *background flow* wurde in einer  $22 \times 14$  km großen Analyseregion wenige Kilometer stromaufwärts der Südlichen Alpen untersucht. Gemittelt über diese Region wurden Vertikalprofile der Luftfeuchte,

Windgeschwindigkeit und der atmosphärischen Stabilität erstellt und das Strömungsregime der Luftmasse unterhalb der Kammhöhe des Gebirges (1000–800 hPa) bestimmt. Die atmosphärische Stabilität der Strömung wurde durch das Quadrat ( $N^2$ ) der (trockenen) Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  (DURRAN/KLEMP 1982) dargestellt. Diese gibt die Frequenz an, mit der ein Luftpaket schwingt, wenn es innerhalb einer statisch stabilen Umgebung vertikal verschoben wird, und ist damit ein Maß für den gravitativen Widerstand der Atmosphäre gegen vertikale Verschiebungen. Ein Wert  $> 0$  zeigt eine trockenstabile Schichtung an, während die Schichtung bei Werten  $< 0$  trockenlabil (instabil) ist (YOUNG 2015). Der Einfluss von Luftfeuchtigkeit auf die atmosphärische Stabilität, der durch  $N^2$  vernachlässigt wird, wurde durch die zusätzliche Betrachtung der äquivalentpotenziellen Temperatur ( $\theta_e$ ) berücksichtigt. Zur Bestimmung des Strömungsregimes der unteren Luftschichten (1000–800 hPa) wurde die Froude-Zahl  $Fr = U/Nh$  (SMITH 1980) berechnet ( $h$  = Höhe des Gebirges; hier 1950 m). Sie gibt die Tendenz der Luftmasse an, von der Gebirgsbarriere entweder blockiert zu werden ( $Fr < 1$ ) oder sie zu überströmen ( $Fr \gg 1$ ).

Um die Modifikation der Luftströmung, d.h. die Veränderung der Luftmassen- und Strömungseigenschaften, durch das Auftreffen der Strömung auf die Gebirgskette zu untersuchen, wurden entlang einer Profillinie, die von NW nach SO in der Achse der anströmenden Luftmassen und annähernd senkrecht zur Ausrichtung der Südlichen Alpen verlief, vertikale Querschnitte der Temperatur, Luftfeuchte, Bewölkung und des Windes analysiert. Zudem wurde die räumliche Veränderung von Oberflächenvariablen ( $T_a$ ,  $RH$ ,  $PREC$ ,  $U$ ) in der hochaufgelösten Modelldomäne (D2) anhand von Bodenkarten untersucht.

Die atmosphärische Dynamik in der ABL über dem Brewster Gletscher wurde in einer  $30 \times 30$  km großen Region untersucht, die die unmittelbare alpine Umgebung des Gletschers im Bereich des Alpenhauptkamms umfasst. Dabei wurden primär die (vertikale) Struktur und Zusammensetzung der Wolken im Hinblick auf Stabilität und Hydrometeore betrachtet sowie die damit verbundene Art und Phase des Niederschlags. Die Stabilität der Wolken wurde durch die gesättigte Brunt-Väisälä-Frequenz ( $N_m^2$ ; DURRAN/KLEMP 1982) dargestellt. Diese berücksichtigt im Gegensatz zu  $N^2$  die bei Kondensationsprozessen in einer gesättigten Umgebung (wie z.B. Wolken) freigesetzte latente Wärme. Hydrometeore umfassen das gesamte in (flüssigem oder festem) Kondensatzustand vorliegende atmosphärische Wasser. Sie beinhalten unter anderem Wolkenwasser, Eis, Schnee, Hagel, Graupel und Regen.

### 3 Ergebnisse und Diskussion

#### 3.1 Großräumige und lokale Bedingungen während extremer Ablationsereignisse

Die zehn stärksten Ablationsereignisse in 2010–2012 wurden in drei Gruppen gegliedert, die sich sowohl durch die lokal vorherrschenden meteorologischen Bedingungen und Energie-/Massenflüsse an der Gletscheroberfläche als auch durch die synoptische Situation, die geostrophische Strömungsrichtung und die Feuchteverteilungsmuster deutlich unterscheiden.

Der überwiegende Anteil (60%) der extremen Ablationsereignisse, einschließlich der fünf stärksten Ereignisse, tritt unter nordwestlicher Luftströmung auf, die durch einen NO-SW-Druckgradienten induziert wird (Typ (1); Abbildung 3). Dieser entsteht durch eine bipolare Verteilung des bodennahen Luftdrucks mit einem ausgeprägten Hochdruckgebiet im Nordosten Neuseelands und einem extratropischen Tiefdruckgebiet im Südwesten der Insel; letzteres

ist an einen Wellentrog in der oberen Troposphäre gekoppelt. Die vorherrschende synoptische Situation begünstigt das Auftreten von ARs. Obwohl die geometrischen Kriterien für ARs (siehe Abschnitt 2.3) nicht für alle Ereignisse des Typs (1) erfüllt sind, sind in allen Fällen stromförmige Bänder hoher atmosphärischer Feuchte erkennbar, die sich vom subtropischen Pazifik bzw. der (nördlichen) Tasmansee in Richtung der Südlichen Alpen erstrecken und mit hoher Windgeschwindigkeit und Transportrate feuchtwarme Luftmassen an die neuseeländische Westküste verlagern (Abbildung 3). Grenzwerte für die Definition als AR hinsichtlich IWV und IVT ( $IWV > 20 \text{ mm}$ ;  $IVT > 250 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ; siehe Abschnitt 2.3) werden bei allen Ereignissen deutlich überschritten, mit Maximalwerten von  $60 \text{ mm}$  bzw.  $1500 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Die für den dominierenden Ereignistyp (1) identifizierten synoptischen Bedingungen sind mit einer Vielzahl von Studien vereinbar, die hohe Ablationsraten auf neuseeländischen Gletschern im Zusammenhang mit nordwestlicher Luftströmung feststellten (z.B. CULLEN et al. 2019; GILLET/CULLEN 2011; HAY/FITZHARRIS 1988; NEALE/FITZHARRIS

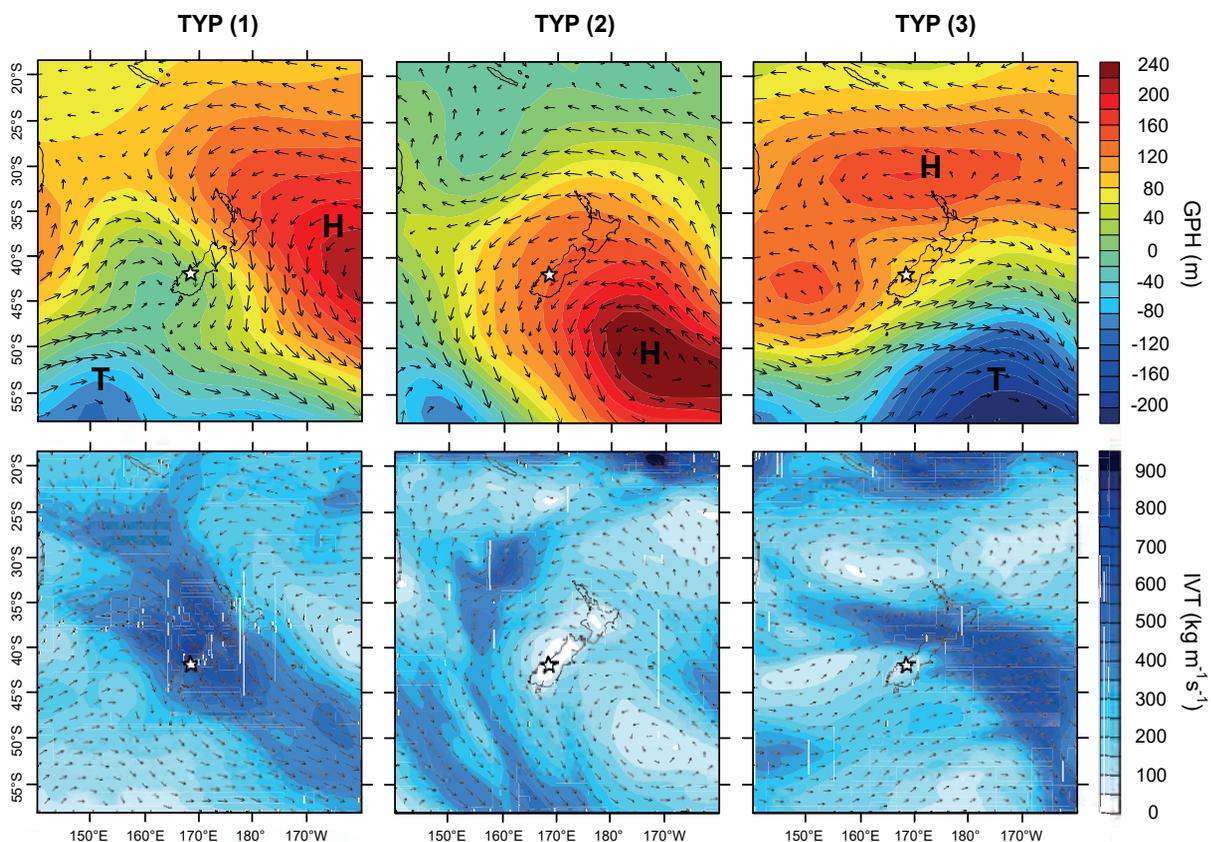


Abb.3: Durchschnittliche synoptische Verhältnisse für die drei Ereignistypen extremer Ablation: Geopotenzielle Höhe (1000 hPa) mit ungefährender Verortung der Zentren von Hoch- und Tiefdruckgebieten (obere Reihe) und vertikal integrierter Wasserdampftransport (untere Reihe). Die Pfeile repräsentieren die bodennahen (1000 hPa) Windvektoren bzw. die IVT-Vektoren.

1997), sowie mit Ergebnissen von LITTLE et al. (2019) und KINGSTON et al. (2016), die das Auftreten von ARs unter nordwestlicher Strömungslage untersuchten. LITTLE et al. (2019) wies für drei der sechs hier untersuchten Typ (1)-Schmelzereignisse einen AR nach; zudem wurde nach Abschluss der hier vorgestellten Masterarbeit ein umfassender Detektionsalgorithmus für ARs in der Neuseeland-Region entwickelt (PRINCE et al. 2021), auf Basis dessen sogar fünf der sechs stärksten Typ (1)-Schmelzereignisse in 2010–2012 mit ARs in Verbindung gebracht wurden (PRINCE 2020). Auf dem Brewster Gletscher herrschen während Typ (1)-Ereignissen überdurchschnittliche Lufttemperaturen ( $\bar{\theta}$  8 °C), hoher Wasserdampfdruck ( $\bar{p}$  10 hPa), dichte Bewölkung und Starkregenfälle ( $\bar{R}$  134 mm w.e. d<sup>-1</sup>) bei niedrigem Luftdruck ( $\bar{p}$  815 hPa). Diese Bedingungen verursachen beträchtliche Mengen an Schmelzenergie ( $Q_M$ ;  $\bar{Q}_M$  314 W m<sup>-2</sup>) durch sensible ( $Q_S$ ; 32 %) und insbesondere latente ( $Q_L$ ; 33 %) turbulente Wärmeflüsse sowie durch Wärme aus Regenwasser ( $Q_R$ ; 18 %) (Abbildung 4); zusätzlich herrscht eine erhöhte langwellige Einstrahlung ( $LW_{NET}$ ; 13 %). Der Massenverlust ( $M$ ) durch Schmelze an Typ (1)-Tagen beträgt im Mittel 81 mm w.e. Eine Erläuterung der Energiebilanzterme an der Gletscheroberfläche ist im Hinweis zu Tabelle 1 gegeben.

Ereignis-Typ (2) umfasst zwei Ablationsereignisse (Nr. 8 und 9) und ist durch ein ausgedehntes Hochdrucksystem im Südosten Neuseelands gekennzeichnet, das sich bis über beide Inselteile erstreckt und dabei die Westwindströmung blockiert, die sich in der Folge nach Süden verlagert (Abbildung 3). Der Einfluss dynamischer Tiefdruckzellen und die typischerweise damit verbundene Advektion von Feuchtigkeit sowie das Auftreten von ARs spielen bei diesem Ablations-Typ keine Rolle. Es herrschen stattdessen stabile antizyklonale Bedingungen. Dies äußert sich auf dem Brewster Gletscher durch hohen

Luftdruck ( $\bar{p}$  824 hPa), niedrige Windgeschwindigkeiten, wolkenlosen Himmel und eine starke kurzweilige Einstrahlung ( $SW_{NET}$ ). In der Oberflächenenergiebilanz stellt dementsprechend die Nettostrahlung ( $Q^*$ ) den primären Energielieferanten (68 %) für  $Q_M$  ( $\bar{Q}_M$  240 W m<sup>-2</sup>) dar (Abbildung 4). Die für Typ (2) beobachteten makro- und mikroskaligen Bedingungen, d.h. Hochdrucklage und Dominanz der Energiebilanz durch  $SW_{NET}$ , ähneln denjenigen Bedingungen, die im Durchschnitt an Schmelztagen während der sommerlichen Ablationsperiode (November–März) auf dem Brewster Gletscher zu beobachten sind (Abbildung 4; CULLEN/CONWAY 2015; CULLEN et al. 2019; GILLET/CULLEN 2011); Typ (2)-Ereignisse scheinen daher (in abgeschwächter Form) der vorherrschende Ereignistyp für Ablation auf dem Brewster Gletscher zu sein, jedoch im Gegensatz zu den seltener auftretenden Typ (1)-Ereignissen weniger oft zu extremer Schmelze zu führen.

Für die übrigen zwei Ablationsereignisse (Nr. 6 und 7) liegt eine westliche bis südwestliche Strömungslage vor, die durch einen N-S- bis NW-SO-Druckgradienten verursacht ist (Typ (3); Abbildung 3). Diese synoptische Konstellation führt zu einer ausgeprägten zonalen Strömung, die warme und feuchte Luft von der Tasmansee an die neuseeländische Westküste transportiert. Korridore erhöhter atmosphärischer Feuchte mit IWV-Werten bis zu 45 mm und IVT-Raten bis zu 800 kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> (möglicherweise ARs) sind für beide Ereignisse dieses Typs erkennbar, jedoch beschränkt sich ihr Einfluss auf die Nordinsel bzw. den nördlichen Teil der Südinsel (Abbildung 3). Auf dem Brewster Gletscher herrschen erhöhte Windgeschwindigkeiten, erhöhte Luftfeuchte und mäßiger Niederschlag. Schmelze wird zu etwa gleichen Anteilen durch  $Q^*$  und die Summe der turbulenten und regenbedingten Wärmeflüsse ( $Q_S$ ,  $Q_L$  und  $Q_R$ ) verursacht (Abbildung 4).

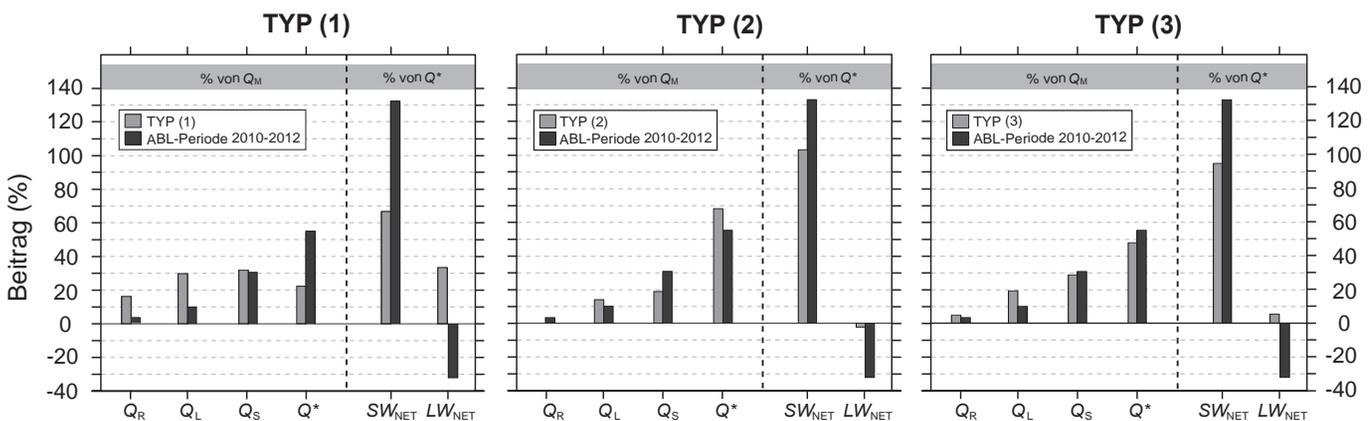


Abb. 4: Durchschnittliche mikroskalige Verhältnisse für die drei Ereignistypen extremer Ablation: Relativer Beitrag der Energieflusssterme an der Gletscheroberfläche zur Schmelzenergie bzw. zur Nettostrahlung, verglichen mit durchschnittlichen Beiträgen während der Ablationsperiode (Nov. bis Mrz.) in 2010–2012.

### 3.2 Auswahl und Beschreibung der Fallstudie

Als Fallstudie für die atmosphärische Modellierung und die Untersuchung mesoskaliger Prozesse wurde das stärkste Ablationsereignis innerhalb der Untersuchungsperiode 2010–2012 gewählt, das sich am 6. Februar 2011 ereignete. Es repräsentiert den dominierenden Ereignistyp (Typ 1) für extreme Schmelzereignisse in 2010–2012 und weist eine typische Nordwestströmung sowie einen AR auf. Der AR am 6. Feb. 2011 wurde auch von LITTLE et al. (2019) sowie, nach der Anfertigung der Masterarbeit, von PRINCE (2020) mithilfe eines automatischen AR-Detektionsalgorithmus nachgewiesen. Die in den genannten Arbeiten festgestellte AR-Intensität ist mit den in der vorliegenden Studie präsentierten IWV- und IVT-Werten konsistent.

Auf synoptischer Skala ereignet sich die Fallstudie unter dem Einfluss eines NO-SW-Druckgradienten, welcher durch ein ausgedehntes subtropisches Hochdruckgebiet nördlich bis nordöstlich von Neuseeland und ein dynamisches Tiefdruckgebiet im Südwesten der Südinsel aufgebaut wird. Letzteres ist an einen von Westen herannahenden Wellentrog in der oberen Troposphäre gekoppelt. Der Druckgradient induziert eine nordwestliche Luftströmung entlang der nordöstlichen Flanke der Tiefdruckzelle, die effektiv feuchtwarme Luft aus der nördlichen Tasmansee-Region in Richtung der Südlichen Alpen befördert. Der Feuchtestrom wird dabei in einem schmalen Korridor durch den LLJ transportiert, welcher sich im Warmluftsektor der Zyklone unmittelbar vor der eingebetteten Kaltfront befindet. Der AR verläuft um die südwestliche Spitze der Südinsel, wo im Tagesmittel IWV-Mengen bis zu 48 mm und IVT-Raten bis etwa  $1200 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  erreicht werden. Die Küstenregionen westlich des Brewster Gletschers werden zunächst lediglich von den Randbereichen des ARs erfasst, bis die sich mit der Kaltfront nordwärts bewegende, abgeschwächte AR-Kernzone schließlich um 00:00 am 7. Feb. den entsprechenden Küstenabschnitt passiert. Im Durchschnitt beträgt die IVT-Rate stromaufwärts des Gletschers während der Fallstudie  $750\text{--}1000 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Der Einfluss des ARs endet mit dem Durchgang der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. 2011; darauf folgen postfrontale Bedingungen, die durch das Einsetzen südwestlicher Winde und die Advektion feucht-kalter Luftmassen angezeigt werden.

Lokal ist auf dem Brewster Gletscher gegen 18:00 Uhr am 5. Feb. 2011 ein plötzlicher Anstieg der Lufttemperatur um mehr als  $2^\circ\text{C}$  auf etwa  $12^\circ\text{C}$  zu verzeichnen (Abbildung 5). Die erhöhten Temperaturen bleiben sowohl nachts als auch während des gesamten Folgetages (6. Feb.) bestehen. Simultan nehmen  $q$ ,  $RH$  und  $LW\downarrow$  markant zu,

was auf starke Bewölkung hinweist, und es treten ergiebige Niederschläge auf, die mit  $19\text{--}32 \text{ mm w.e. hr}^{-1}$  zwischen 23:00 am 6. Feb. und 01:00 Uhr am 7. Feb. ihr Maximum erreichen. Diese anormalen meteorologischen Bedingungen (Tabelle 1) verursachen erhebliche Mengen an Schmelzenergie ( $456 \text{ W m}^{-2}$ ) an der Gletscheroberfläche, die einen Massenverlust von 118 mm w.e. zur Folge haben. Die Werte überschreiten die üblicherweise während der Ablationsperiode in 2010–2012 zur Verfügung stehende  $Q_M$  von  $171 \text{ W m}^{-2}$  und  $M$  von  $35 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  bei Weitem (Tabelle 1). Während  $Q_M$  unter durchschnittlichen Ablationsbedingungen überwiegend (zu 55%) durch  $Q^*$  bereitgestellt wird, wird  $Q_M$  während

Tab. 1: Vergleich von Tagesmitteln (bzw. -summen im Fall von PREC und M) ausgewählter meteorologischer Variablen sowie SEB- und SMB-Terme während der Fallstudie mit durchschnittlichen Werten in der Ablationsperiode (Nov.–Mrz.) in 2010–2012

	6. Feb. 2011 Mittel	Nov.–Mrz. 2010–2012 Mittel
<b>Meteorologie</b>		
$T_a$ ( $^\circ\text{C}$ )	12	4
$e_a$ (hPa)	13	7
$U$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	5	3
PREC ( $\text{mm w.e. d}^{-1}$ )	133	15
<b>SEB (<math>\text{W m}^{-2}</math>)</b>		
$Q_M$	456	112
$Q_S$	140 (31 % von $Q_M$ )	34 (30 % von $Q_M$ )
$Q_L$	168 (37 % von $Q_M$ )	11 (10 % von $Q_M$ )
$Q_R$	76 (17 % von $Q_M$ )	4 (4 % von $Q_M$ )
$Q^*$	71 (16 % von $Q_M$ )	62 (55 % von $Q_M$ )
$SW_{\text{NET}}$	14 (20 % von $Q^*$ )	82 (132 % von $Q^*$ )
$LW_{\text{NET}}$	57 (80 % von $Q^*$ )	-20 (-32 % von $Q^*$ )
<b>SMB (<math>\text{mm w.e. d}^{-1}</math>)</b>		
$M$	118	35

**Hinweis:** Die Schmelzenergie  $Q_M$  setzt sich aus den turbulenten sensiblen ( $Q_S$ ) und latenten ( $Q_L$ ) Wärmeflüssen, der Energie aus Regenwasser ( $Q_R$ ) und der Nettostrahlung ( $Q^*$ ) zusammen. Letztere repräsentiert die Bilanz aus kurzwelliger ( $SW_{\text{NET}}$ ) und langwelliger ( $LW_{\text{NET}}$ ) Nettostrahlung;  $SW_{\text{NET}}$  und  $LW_{\text{NET}}$  berechnen sich wiederum aus der Differenz der kurzwelligen bzw. langwelligen Ein- und Abstrahlungsterme ( $SW\downarrow$  und  $SW\uparrow$  bzw.  $LW\downarrow$  und  $LW\uparrow$ ).

der Fallstudie primär durch die turbulenten Energieflüsse, insbesondere durch  $Q_L$  (37%), sowie durch  $Q_R$  (17%) freigesetzt.  $Q^*$  macht nur 16% von  $Q_M$  aus, wobei der Hauptanteil (80%) der Strahlungsenergie aus eingehender langwelliger Nettostrahlung stammt (Tabelle 1). Schmelzmaxima mit  $Q_M$  bis zu  $722 \text{ W m}^{-2}$  ereignen sich um 21:00 Uhr und um 23:00 Uhr am 6. Feb. sowie um 01:30 Uhr am 7. Feb. und fallen mit Niederschlags- und Windgeschwindigkeitsmaxima zusammen (Abbildung 5). Um 4:00 Uhr am 7. Feb. sinkt die Lufttemperatur drastisch auf unter  $1^\circ\text{C}$ , begleitet von einer deutlichen Abnahme von  $q$  und  $U$  sowie einer Abschwächung von  $LW\downarrow$  und  $PREC$  (Abbildung 5). Entsprechend reduzieren sich die Oberflächenenergieflüsse und, folglich, die Schmelzrate. Diese rapide Veränderung der meteorologischen und SEB-Bedingungen markiert den Übergang zu postfrontalen, kalten und schauerartigen Bedingungen. Eine detaillierte Beschreibung der Fallstudie im Hinblick auf die synoptische Situation sowie die lokalen Bedingungen findet sich in KROPAČ et al. (2021).

### 3.3 Modellevaluation

Das Atmosphärenmodell gibt die meteorologischen Merkmale der oberflächennahen Luftschicht über dem Brewster Gletscher insgesamt realistisch wieder; der Großteil der modellierten meteorologischen Variablen stimmt gut mit den Beobachtungen überein (Abbildung 5). Insbesondere für den Luftdruck (nicht dargestellt) und die Strahlungsterme ( $SW\uparrow$  und  $LW\downarrow$ ) werden sowohl der Tageszyklus ( $r \geq 0,7$ ) als auch die absoluten Werte (RMSE  $< 1 \text{ hPa}$  für  $P$  und  $< 17 \text{ W m}^{-2}$  bzw.  $< 74 \text{ W m}^{-2}$  für  $LW\downarrow$  und  $SW\downarrow$ ) sehr gut abgebildet. Für Lufttemperatur, Niederschlag, spezifische Feuchte (nicht dargestellt) und Windgeschwindigkeit wird die zeitliche Variabilität gut simuliert ( $r \geq 0,74$ ;  $0,47$  für  $PREC$ ), jedoch gibt es Abweichungen in den Magnituden.

Im Fall des Niederschlags ist aufgrund der groben, 6-stündigen Auflösung der Messungen, der relativ großen Messunsicherheit (25% Untererfassung) sowie der räumlichen Distanz der Messungen zum Gitterpunkt (Niederschlagsdaten stammen von  $AWS_{See}$ )

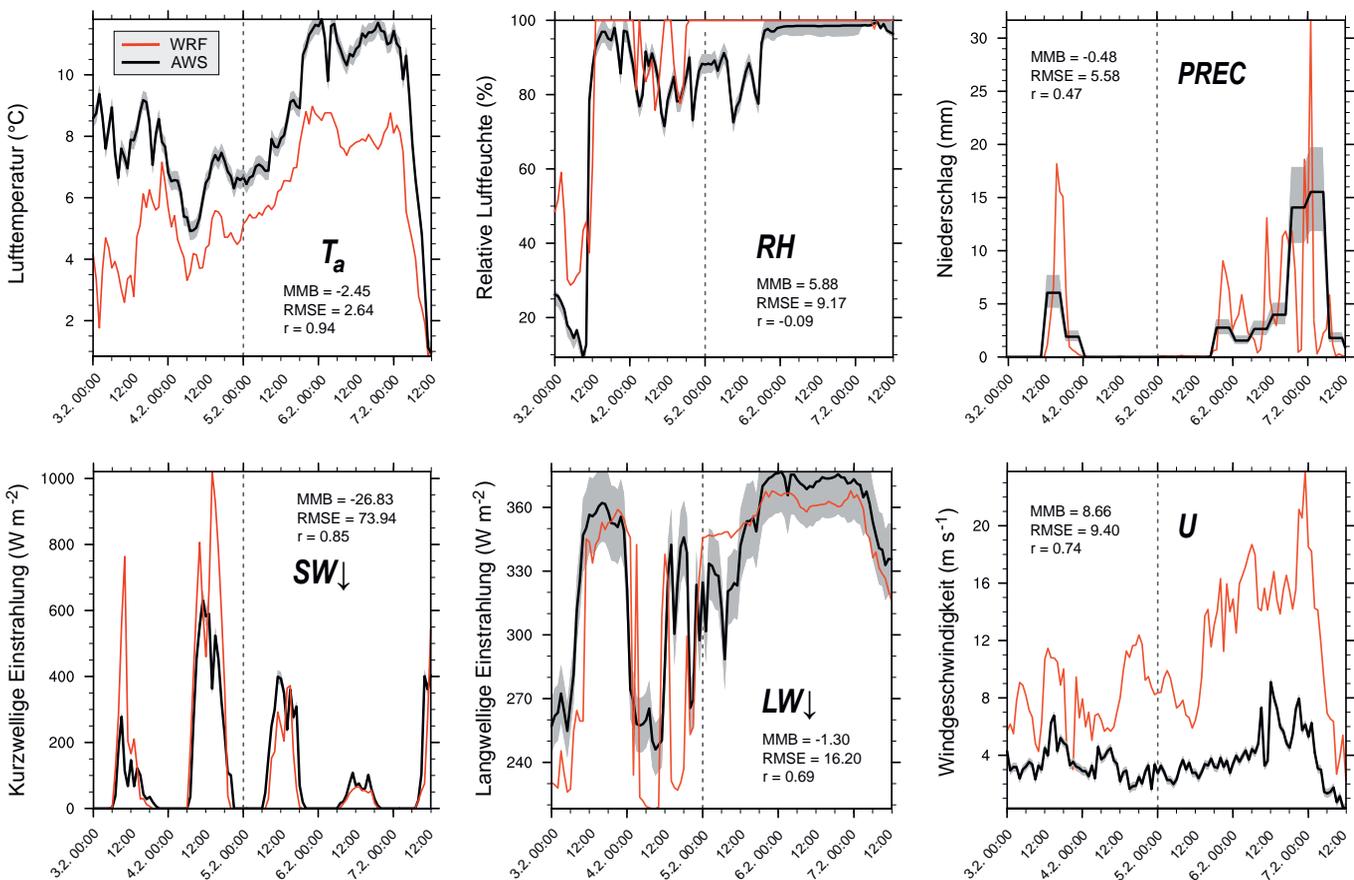


Abb. 5: Vergleich modellierter meteorologischer Oberflächenvariablen mit Messungen an der  $AWS_{Gletscher}$  ( $AWS_{See}$  im Fall von  $PREC$ ). Die Messunsicherheit jeder Variablen ist durch die grauen Schattierungen angegeben. Die statistischen Kenngrößen beziehen sich auf den Evaluationszeitraum, der durch die gestrichelte graue Linie von der Spin-Up-Zeit (48 Stunden) getrennt ist. MMB und RMSE tragen dabei die Einheit der entsprechenden Variablen.

eine direkte Vergleichbarkeit mit den Modellergebnissen nicht gegeben. Im Fall von  $U$  und  $T_a$  liegen jedoch eine eindeutige, erhebliche und systematische Überschätzung der Windgeschwindigkeit (MMB =  $7,87 \text{ m s}^{-1}$ ) und Unterschätzung der Lufttemperatur (MMB =  $-2,45 \text{ °C}$ ) vor. Beide Phänomene, d.h. positiver (negativer) Bias der Windgeschwindigkeit (Lufttemperatur), sind bereits aus früheren WRF-Studien bekannt und treten insbesondere bei hochaufgelösten Modellierungen in abgelegenen Regionen und/oder komplexem Gelände auf (z.B. GÓMEZ-NAVARRO/RAIBLE/DIERER 2015; TEMME et al. 2020; ZHANG/PU/ZHANG 2013). Insbesondere die großen Abweichungen der Windgeschwindigkeit in der vorliegenden Arbeit sind höchstwahrscheinlich auf den subskaligen Einfluss der Topografie und lokaler (turbulenter) Prozesse zurückzuführen, die bei 2 km Gitterabstand nicht vollständig aufgelöst werden können. Der negative Bias in  $T_a$  geht aufgrund der reduzierten Wasseraufnahmekapazität kälterer Luft mit einer permanenten Unterschätzung von  $q$  einher (nicht dargestellt). Zudem erhält  $RH$  eine schwache statistische Bewertung ( $r = -0,1$ ), da die bodennahe Luft im Modell konstant gesättigt ist, während die Messungen nur nahezu gesättigte, feucht-variable Bedingungen anzeigen.  $RH$  wird sowohl durch Fehler in der Temperatur- als auch in der Feuchteprognose beeinflusst.

Trotz der Abweichungen bei der Abbildung einzelner Variablen ist die Performanz des Modells im Hinblick auf die untersuchten statistischen Kennzahlen vergleichbar mit anderen WRF-Evaluationen auf der Basis stündlicher Werte (z.B. BANNISTER/KING

2015; COLLIER/MÖLG/SAUTER 2018; TEMME et al. 2020). Die Simulation wird daher als zuverlässige und geeignete Grundlage für mesoskalige Untersuchungen angesehen.

### 3.4 Mesoskalige Prozesse

#### 3.4.1 Background flow

Der *background flow* ist bis zum Durchgang der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. durchgehend durch hohe Luftfeuchtigkeit und eine weitgehende Sättigung der unteren Troposphärenschichten (1000–800 hPa) gekennzeichnet. Dies ist charakterisierend für die feucht-maritime Strömung im Warmluftsektor des Tiefdruckgebiets und im nördlichen Randbereich des ARs. Der Durchzug des ARs zwischen 18:00 Uhr am 6. Feb. und 00:00 Uhr am 7. Feb. wird durch ein gemeinsames Maximum der Windgeschwindigkeit und des Mischungsverhältnisses ( $q_v$ ) in der unteren Troposphäre angezeigt. Windgeschwindigkeiten in der Kernzone des ARs, welche die Untersuchungsregion um etwa 21:00 Uhr passiert, erreichen bis zu  $22 \text{ m s}^{-1}$  bei  $\sim 950 \text{ hPa}$  (Abbildung 6). Dies weist auf einen (präfrontalen) LLJ hin, welcher definitionsgemäß durch ein Windgeschwindigkeitsmaximum unterhalb von 1,5 km charakterisiert ist, das mindestens  $2 \text{ m s}^{-1}$  größer ist als ein darüberliegendes lokales Minimum (NEIMAN et al. 2002). In LLJs extratropischer Zyklone der mittleren Breiten werden üblicherweise Windgeschwindigkeiten von  $20\text{--}30 \text{ m s}^{-1}$  erreicht (BROWNING/PARDOE 1973; KATZFEY 1995; RALPH et al. 2017; RAUBER et al. 2020). Die hohen Windstärken

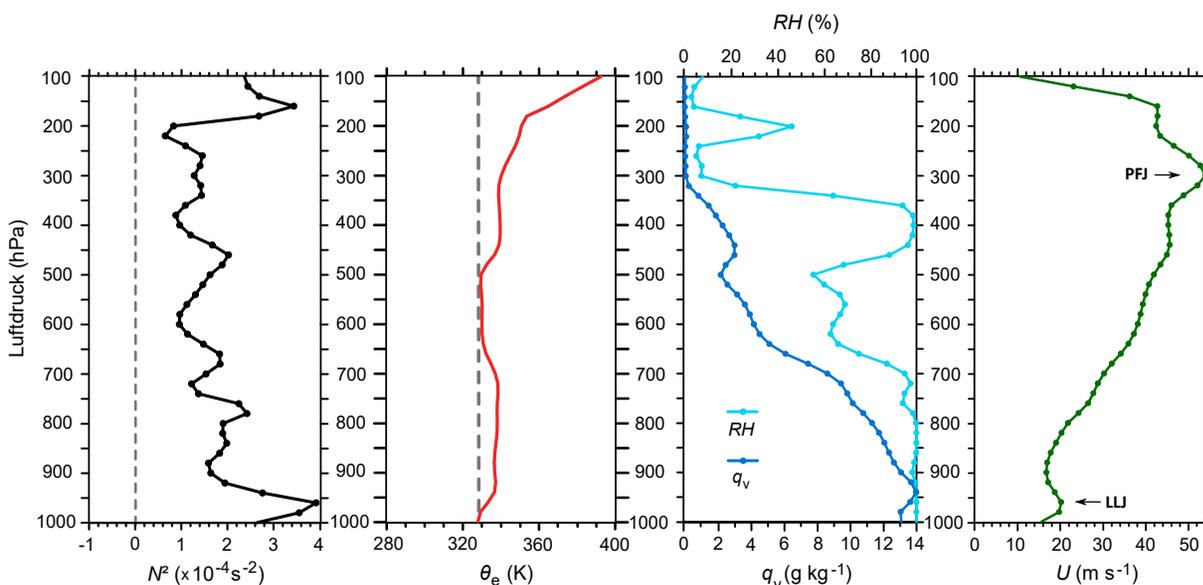


Abb. 6: Thermodynamische Eigenschaften des background flows in der Kernzone des ARs um 21:00 Uhr am 6. Feb. 2011, dargestellt durch Vertikalprofile der (trockenen) Brunt-Väisälä-Frequenz ( $N^2$ ), der äquivalenzpotenziellen Temperatur ( $\theta_e$ ), des Mischungsverhältnisses ( $q_v$ ), der relativen Feuchte ( $RH$ ) sowie der Windgeschwindigkeit ( $U$ ).

ermöglichen einen effektiven Transport von Wasserdampf entlang der Kaltfront, der sich in einem drastischen Anstieg von  $q_v$  auf bis zu  $14 \text{ g kg}^{-1}$  (bei  $\sim 940 \text{ hPa}$ ) in der AR-Kernzone äußert (Abbildung 6). Die untere Troposphäre (1000–800 hPa) ist dabei vollständig gesättigt ( $RH = 100\%$ ). Ein sekundäres  $q_v$ - und  $RH$ -Maximum ist in der Höhe bei etwa 400 hPa erkennbar (Abbildung 6). Dieses weist auf das Herannahen der Kaltfront hin, an deren Vorderseite aufgrund der starken Temperaturunterschiede zwischen den Luftmassen des Warm- und nachfolgenden Kaltluftsektors typischerweise starke Konvektion und Wolkenbildung bis in die oberen Schichten der Troposphäre stattfinden (HOUZE 1993).

Im weiteren Verlauf der Fallstudie (nicht dargestellt) steigen – analog zur zunehmenden Bewölkung –  $RH$  und  $q_v$  in der mittleren und oberen Troposphäre kontinuierlich an, sodass zum Zeitpunkt des Durchgangs der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. eine nahezu vollständige atmosphärische Sättigung vom Boden bis zu 400 hPa erreicht ist. Zugleich verstärken sich die Windgeschwindigkeiten in der mittleren und oberen Troposphäre und erreichen um etwa 5:00 Uhr am 7. Feb. ein Maximum von fast  $60 \text{ m s}^{-1}$  bei 300 hPa, das den Durchzug des in der Höhe zeitversetzt mit der bodennahen Kaltfront gekoppelten Polarfrontjets (PFJ) markiert. In Bodennähe gehen aufgrund des Eindringens südwestlicher, postfrontaler Luftmassen hinter der Kaltfront bereits von 00:00 Uhr am 7. Feb. an die Windgeschwindigkeit und Luftfeuchte ( $q_v$  und  $RH$ ) zurück. Die sich daraufhin einstellenden kaltefeuchten, schauerartigen Bedingungen breiten sich sukzessive in die höheren Atmosphärenlagen aus.

Insgesamt sind die vertikalen Profile von  $q_v$ ,  $RH$  und  $U$  in der Kernzone des AR (6. Feb., 21:00 Uhr) mit Radiosondenmessungen in ARs im Nordostpazifik konsistent (NEIMAN et al. 2008; RALPH/NEIMAN/ROTUNNO 2005), und die zeitliche Entwicklung der Feuchte- und Windgeschwindigkeitsprofile reflektiert die typischen und erwartbaren Stadien eines sich nordwestwärts über das Analysegebiet fortbewegenden Tiefdruckgebiets (HOUZE 1993; KATZFEY 1995).

Obwohl die Brunt-Väisälä-Frequenz ( $N^2$ ) unter Annahme einer trockenen Atmosphäre stabile atmosphärische Bedingungen für die gesamte Fallstudie anzeigt ( $N^2 > 0$ ), lassen die Vertikalprofile der äquivalentpotenziellen Temperatur ( $\theta_e$ ), die die atmosphärische Feuchte mitberücksichtigt, ein weitaus komplexeres Muster des atmosphärischen Zustands erkennen. Dies verdeutlicht den oft erheblichen Effekt eines hohen atmosphärischen Feuchtegehalts auf die atmosphärische Stabilität. Im Warmluftsektor der Zyklone herrscht eine variable vertikale Schichtung, die aus alternierenden stabilen (Zunahme von  $\theta_e$  mit der Höhe), instabilen (Abnahme von  $\theta_e$  mit der Höhe) und indifferenten/neutralen ( $\theta_e$  mit der Höhe

konstant) Luftschichten besteht (nicht dargestellt). Eingebettete Schichten potenzieller Instabilität innerhalb der Luftmasse sind dabei von Interesse, da sie das Potenzial für freie Konvektion und damit verbundenen konvektiven Niederschlag besitzen, wenn sie, z.B. durch orographische Hebung, bis auf ihr freies Konvektionsniveau angehoben werden (KIRSHBAUM/DURRAN 2004).

Das Verhalten einer Strömung beim Auftreffen auf eine topografische Barriere wird durch die Froude-Zahl ( $Fr$ ) angegeben (Abschnitt 2.5) und ist von der Stabilität der Luftmassen sowie von der Windgeschwindigkeit abhängig. Bei stabiler Schichtung ( $N \gg 0$ ) und niedriger Windgeschwindigkeit sind die Luftmassen verhältnismäßig resistent gegenüber vertikalen Verschiebungen und werden daher vorzugsweise durch das Gebirge blockiert und zu dessen seitlicher Umströmung gezwungen ( $Fr < 1,0$ ); hohe Windgeschwindigkeiten und schwach-stabile bis instabile Schichtung ( $N \leq 0$ ) verschaffen der Strömung hingegen einen verstärkten Auftrieb und somit einen mechanischen Vorteil beim Heben über das Hindernis, sodass bevorzugt Überströmung stattfindet ( $Fr \gg 1,0$ ) (MCCAULEY/STURMAN 1999). Für den *background flow* zeigt  $Fr$  zunächst niedrige Werte an, die im Verlauf der Fallstudie jedoch auf nahe 1,0 ansteigen. Dies deutet auf eine anfängliche Blockierung der Luftströmung durch die Südlichen Alpen hin ( $Fr < 1,0$ ), die jedoch im Laufe des Ereignisses aufgrund der zunehmenden Windgeschwindigkeiten und geringen atmosphärischen Stabilität mutmaßlich zu einem weitgehenden Überströmen des Gebirges übergeht ( $Fr \sim 1,0$ ).

Mit dem Eintreffen des ARs gegen 21:00 Uhr am 6. Feb. stellt sich eine ausgesprochen feuchtneutrale atmosphärische Schichtung ein (Abbildung 6), konsistent mit Radiosondenmessungen in nordostpazifischen ARs (NEIMAN et al. 2008, 2011; RALPH/NEIMAN/ROTUNNO 2005). Dies impliziert eine äußerst geringe Resistenz der Luftmassen gegenüber orographischer Hebung (MIGLIETTA/ROTUNNO 2005), sodass der AR die Südlichen Alpen voraussichtlich ohne Blockade überwinden kann.  $Fr > 1,0$  im entsprechenden Zeitfenster unterstützt diese Annahme. Nach dem Durchzug des ARs und der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. zeigt  $\theta_e$  eine deutliche Abkühlung in den bodennahen Schichten und variable, teilweise instabile postfrontale Bedingungen an (nicht dargestellt).

### 3.4.2 Orographischer Einfluss auf die Strömung

Die Betrachtung der für D2 simulierten bodennahen Windvektoren (Abbildung 7a) bestätigt das aus der Froude-Zahl des *background flows* abgeleitete Strömungsverhalten. Die anfängliche Blockierung der

anströmenden Luftmassen unterhalb der Kammhöhe des Gebirges (1000–800 hPa) führt zu einer großräumigen Stagnation und Aufspaltung der Strömung vor der Gebirgsbarriere der Südlichen Alpen. Ein kleiner Teil der Strömung wird nach links (NO-O) abgelenkt und passiert die Cook Straight, während der überwiegende Teil nach rechts (S-SW) ausweicht und sich entlang der Gebirgskette in südwestliche Richtung beschleunigt, was zur Bildung eines küstenparallelen, niedrigen Strahlstroms (sog. *barrier jet*) führt (Abbildung 7a; T1). Die beobachteten Phänomene (*flow stagnation*, *flow splitting*, *barrier jet*) sind typische, strömungsmechanisch bedingte Reaktionen einer Luftströmung auf die Blockade durch ein Hindernis (z.B. PIERREHUMBERT/WYMAN 1985). Sie treten regelmäßig an der Südwestküste Neuseelands auf, insbesondere bei nordwestlicher Strömungslage (z.B. McCAULEY/STURMAN 1999; MCGOWAN/STURMAN 1996; REVELL et al. 2002), und wurden in vielen weiteren Gebirgszügen weltweit beobachtet, darunter in den Anden (TEMME et al. 2020), den europäischen Alpen (BOUSQUET/SMULL 2003), der Antarktis (SCHWERDTFEGGER 1975) und der Sierra Nevada (PARISH 1982). Einige solcher Ereignisse wurden zudem mit ARs und LLJs in Verbindung gebracht (BOZKURT et al. 2018; NEIMAN et al. 2002; VIALE/HOUZE/RASMUSSEN 2013). Trotz der Blockierung der unteren Luftschichten ist in den NW-SO-verlaufenden Querschnitten durch D2 (Abbildung 7b–d) die Ausbildung von Gravitationswellen (*mountain gravity waves*) zu beobachten, die sich vom Gebirgskamm aus in die leeseitigen Täler der Südlichen Alpen hinein ausbreiten. Dies ist insbesondere an den vertikalen Ausschlägen der Isolinien der potenziellen Temperatur ( $\theta$ ) und der vertikalen Windfelder in Abbildung 7b bzw. 7d zum Zeitpunkt T1 zu erkennen. Durch die Gravitationswellen werden luvseitige Luftmassen aus den mittleren Troposphärenschichten in die oberflächennahen Bereiche der leeseitigen Gebirgstäler transportiert und sorgen dort aufgrund ihrer trockenadiabatischen Erwärmung beim Abstieg für verhältnismäßig warme und trockene Bedingungen (Abbildung 7b–c), vergleichbar mit einem Föhn-Effekt (s.u.).

Die zunehmenden Windstärken und die geringe atmosphärische Stabilität der anströmenden Luftmassen im Warmluftsektor des Tiefdruckgebiets ermöglichen der anfänglich blockierten, bodennahen Strömung den allmählichen Übergang zur weitgehenden Überströmung des Gebirges durch orographische Hebung. In diesem Zuge kommt es zu einer Abschwächung und schließlich zur Auflösung des *barrier jets* (Abbildung 7a; T2). Zudem ist eine deutliche Verstärkung der Gravitationswellen zu beobachten, vermutlich begünstigt durch die Tatsache, dass die Froude-Zahl des *background flows* ungefähr

1,0 beträgt. Dies weist auf ein kritisches Strömungsregime hin, in dem die Luftströmung zu spontanen Übergängen zwischen linearen und nichtlinearen Zuständen neigt, was typischerweise mit großen Wellenamplituden und nichtlinearen Strömungsmerkmalen einhergeht, die starke Fallwinde an den Leehängen des Gebirges verursachen können (Abbildung 7d) (ELVIDGE et al. 2014). Auf diese Weise können die luvseitigen Luftmassen tief in die oberflächennahe Luftschicht der Leeseite eindringen (vgl. Abbildung 7b–c). Wie oben angedeutet, sind Gebirgswellen und Störungen der  $\theta$ - und Windfelder charakteristische Merkmale von Föhnereignissen (TURTON et al. 2017), die als warme, trockene Fallwinde im Lee von Gebirgen definiert sind, die typischerweise mit signifikanten Anstiegen (Abnahmen) der leeseitigen Temperatur (Feuchte) relativ zur Luvseite des Berges einhergehen (HANN 1866).

Die aus der orographischen Modifikation des Strömungsprofils hervorgehenden Indikatoren für eine potenzielle Föhnentwicklung im Lee der Südlichen Alpen werden durch die Veränderung der Luftmasseigenschaften beim Überströmen des Gebirges bestätigt. Sowohl die vertikalen Querschnitte (Abbildung 7b–c; T2–T3) als auch die oberflächennahe Verteilung (Abbildung 7a; T2–T3) von  $T_a$ ,  $q_v$ ,  $RH$  und  $PREC$  zeigen eine kontinuierliche Akkumulation der feuchtwarmen Luftmassen in einer sog. „Föhnmauer“ an den Luvhängen der Gebirgskette, innerhalb der es zu intensiver Bewölkung und orographischem Niederschlag kommt. Bis etwa 21:00 Uhr am 7. Feb., d.h. bis die Kernzone des ARs und die Kaltfront die Küste westlich des Brewster Gletschers erreichen, markiert der Alpenhauptkamm eine scharfe Grenze, östlich (leeseitig) derer eine deutliche Abnahme der Luftfeuchte ( $RH$  und  $q_v$ ) und ein sog. *foehn clearing*, d.h. Wolkenauflösung und somit klare Himmelsbedingungen, zu verzeichnen sind. Zusätzlich ist ein starker Temperaturanstieg in den bodennahen Luftschichten zu beobachten, der sich bis zur entfernten Ostküste der neuseeländischen Südinsel fortsetzt. Der Vergleich der oberflächennahen Feuchte, Temperatur und horizontalen Windgeschwindigkeit an zwei Standorten entlang des Querschnitts, die sich in vergleichbarer Höhe unmittelbar westlich bzw. östlich der Südlichen Alpen befinden, zeigt einen deutlichen Abfall von  $RH$  von 100 % auf  $< 50\%$ , eine Reduktion von  $q_v$  um  $> 17\%$ , einen Anstieg von  $T_a$  um knapp  $8^\circ\text{C}$  und starke lokale Windgeschwindigkeiten auf der Leeseite von bis zu  $20\text{ m s}^{-1}$ . Diese Werte sind mit Gradienten, die während Föhnereignissen in anderen Regionen gemessen wurden (z.B. BANNISTER/KING 2015; ELVIDGE et al. 2014; RICHNER et al. 2006) vergleichbar. Dementsprechend reflektiert der beobachtete, kombinierte Effekt aus abnehmender Luftfeuchtigkeit, steigender Lufttemperatur und

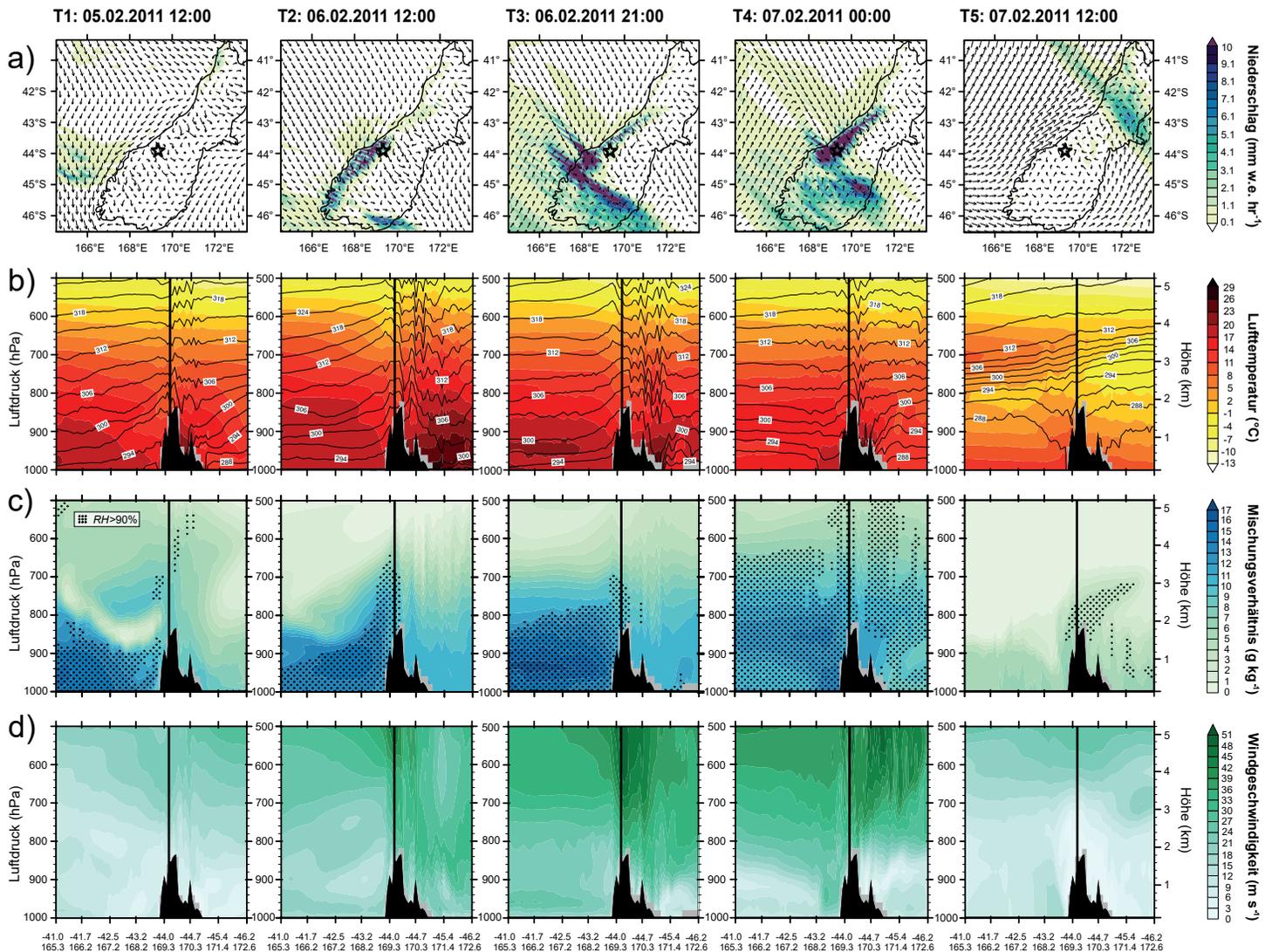


Abb. 7: Stadien der Strömungsmodifikation durch die Südlichen Alpen, dargestellt durch Bodenkarten der stündlichen Niederschagssumme (a) und Vertikalprofile der Lufttemperatur (b), des Mischungsverhältnisses (c) und der horizontalen Windgeschwindigkeit (d). Die Konturlinien in (a) repräsentieren die potenzielle Temperatur und die Punktierung in (b) hebt die Regionen mit einer relativen Luftfeuchtigkeit > 90 % hervor. Die Lage des Brewster Gletschers innerhalb der Topografie (schwarz ausgefüllte Bereiche) ist durch die vertikalen schwarzen Linien markiert. Die einzelnen Zeitpunkte verdeutlichen: (T1) Blockierung der Strömung und Bildung eines barrier jets, (T2) Überströmung des Gebirges unter Wolken- bzw. Föhnentwicklung auf der Luv-/Leeseite; (T3) Durchgang der AR-Kernzone, (T4) Durchgang der Kaltfront in Verbindung mit spill-over, (T5) postfrontale Bedingungen.

lokal erhöhten Windgeschwindigkeiten im Lee der Südlichen Alpen klassische, weithin anerkannte Föhnbedingungen (HANN 1866; ELVIDGE et al. 2014). Föhn ist in den Südlichen Alpen Neuseelands lokal als *nor'wester* bekannt, was sein typisches Auftreten unter nordwestlicher Strömungslage verdeutlicht; mehrere Ereignisse sind dabei ausführlich in der Literatur dokumentiert (z.B. MCGOWAN/STURMAN 1996; MCGOWAN et al. 2002).

Von 21:00 Uhr am 7. Feb. an, zeitgleich mit dem Durchzug des ARs und dem sukzessiven Eindringen dichter, präfrontaler Bewölkung von Südwesten her, kommt es zu einer kontinuierlichen Abschwächung

des Föhneffekts, da die mit der Kaltfront verbundenen, bis in die oberen Troposphärenschichten reichenden Wolken hohe Luftfeuchte und Niederschläge mit sich bringen, die einen „Überlauf“ (sog. *spill-over*) von Feuchtigkeit auf die Ostseite des Alpenhauptkamms und somit eine rasche Auflösung des W-O-Temperatur- und Feuchtegradienten verursachen (Abbildung 7a-c; T4). *Spill-over* auf die Leeseite der Südlichen Alpen, insbesondere in der Endphase von Föhnereignissen, wurde bereits von anderen neuseeländischen Studien beschrieben (CHATER/STURMAN 1998; SINCLAIR et al. 1997) und mit dem Durchgang aktiver Fronten über die Südlichen Alpen in Verbindung gebracht

(MCGOWAN/STURMAN 1996). Der Durchzug der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. wird von extremen Winden in der mittleren und oberen Troposphäre begleitet (Abbildung 7d; T4), die mit Geschwindigkeiten von knapp  $60 \text{ m s}^{-1}$  bei etwa 300 hPa ihr Maximum erreichen. Sie repräsentieren den in der Höhe an die Kaltfront gekoppelten Polarfront-Jetstream. Nach 00:00 Uhr am 7. Feb. werden die bodennahen Luftschichten zu beiden Seiten der Südlichen Alpen von einer kalten, postfrontalen Südwestströmung erfasst, innerhalb der sich die (orographische) Bewölkung an der Westabdachung der Südlichen Alpen größtenteils auflöst (Abbildung 7; T5).

Die mesoskaligen Analysen in diesem Abschnitt lassen die Schlussfolgerung zu, dass die hohen Windstärken und der feuchtwarme, schwach-stabile bis teilweise instabile Charakter der Luftmassen innerhalb des Warmluftsektors und insbesondere innerhalb des ARs eine Überströmung der Südlichen Alpen ermöglichten, die mit einer intensiven Wolken- und Niederschlagsentwicklung an den Luvhängen und in Gipfelhöhe einherging. Dies dürfte zu den hohen Schmelzraten auf dem Brewster Gletscher geführt haben (siehe Abschnitt 3.4.3). Darüber hinaus hatte die topografiebedingte Modifikation der Luftströmung auch Auswirkungen auf die Leeseite des Gebirges, die sich dort in Form von trockenwarmen Föhnwinden äußerten. Während der Fallstudie sind allem Anschein nach verschiedene Mechanismen der Föhnwindentstehung (HANN 1866; TURTON et al. 2017) aktiv: Bereits während der anfänglichen orographischen Blockierung der bodennahen Luftmassen ist ein Föhneffekt an den Leehängen des Gebirges zu beobachten, der vermutlich durch den „trocken-isotropen Mechanismus“ erzeugt wird. Dabei stürzen Luftmassen aus höheren Atmosphärenschichten nach dem Überströmen des Gebirges die Leehänge hinab und erwärmen sich trockenadiabatisch (vgl. Österreichischer Föhntypus; HANN 1866; STEINACKER 2006). Der Übergang im Strömungsregime von einem blockierten zu einem die Gebirgskette überströmenden Regime geht vermutlich mit einem Wechsel im Mechanismus der Föhnherzeugung einher (vgl. ELVIDGE et al. 2014). Der Föhn wird nun primär durch den „thermodynamischen Mechanismus“ verursacht, d.h. durch die latente Erwärmung der luvseitig feuchtadiabatisch unter Wolkenbildung aufsteigenden Luftmassen und deren zusätzliche trockenadiabatische Erwärmung beim Absinken im Lee des Gebirges (vgl. Schweizer Föhntypus; HANN 1866; STEINACKER 2006). Es war nicht Ziel der Studie, die genaue Ursache des Föhneffekts zu bestimmen, insbesondere weil die Massenbilanz des auf der Luvseite gelegenen Brewster Gletschers nicht direkt dadurch beeinflusst ist. Jedoch können leeseitige Föhnbedingungen für Gletscher, die sich östlich des Alpenhauptkamms befinden, von

erheblicher Bedeutung sein, wie beispielsweise für die Anden (TEMME et al. 2020) oder das Westantarktische Eisschild (WILLE et al. 2019) gezeigt wurde.

### 3.4.3 Atmosphärische Bedingungen in der ABL des Brewster Gletschers

Die mesoskalige Modifikation des *background flows* durch das Gebirge bestimmt den Zustand der Atmosphäre in der ABL über dem Brewster Gletscher, welcher wiederum die Bedingungen und Prozesse an der Gletscheroberfläche beeinflusst. Da turbulente Wärmeflüsse ( $Q_s$  und  $Q_L$ ) und die aus flüssigem Niederschlag freigesetzte Wärme ( $Q_R$ ) als entscheidende Treiber für die hohe Gletscherschmelze während der Fallstudie identifiziert wurden (Abschnitt 3.2), wurden in diesem Analyseschritt insbesondere die Mechanismen der Wolken- und Niederschlagsentstehung in der ABL des Gletschers sowie deren Struktur bzw. dessen Art und Phase untersucht. Dazu wurde einerseits die statische Stabilität der Wolken betrachtet, die angibt, ob tendenziell konvektiver Niederschlag (bei statisch instabilen Wolken(-regionen) mit  $N_m^2 < 0$ ) oder stratiformer Niederschlag (bei statisch stabilen Wolken(regionen) mit  $N_m^2 > 0$ ) zu erwarten ist (KIRSHBAUM/DURRAN 2004; Abschnitt 2.5); außerdem wurde die Phase und Zusammensetzung des Niederschlags aus der Hydrometeor-Zusammensetzung der Wolken abgeleitet.

Eine signifikante Wolkenbildung, dargestellt durch das Gesamtmischungsverhältnis der Kondensate in Abbildung 8, ist in der Brewster-Region ab etwa 18:00 Uhr am 5. Feb zu beobachten. Zu diesem Zeitpunkt findet vermutlich ein Übergang im Strömungsregime der anströmenden Luftmassen von deren Blockierung und dem seitlichen Umströmen des Gebirges zur Überströmung durch orographische Hebung statt. Die Wolken akkumulieren sich um die Höhe des Gebirgskamms (850–800 hPa) und beschränken sich in ihrer vertikalen Ausdehnung auf die untere bis mittlere Troposphäre (950–700 hPa). Sie bestehen während der Fallstudie nahezu unverändert fort, bis gegen 21:00 Uhr am 6. Feb. eine mächtige, bis in die obere Troposphäre (300 hPa) aufragende Wolkenbank erscheint. Diese repräsentiert im Gegensatz zu den beständigen, tiefliegenden orographischen Wolken, die durch den luvseitigen Stau und die orographische Hebung der anströmenden Luftmassen gebildet werden, die synoptische, präfrontale Wolke (mutmaßlich Typ Cumulonimbus), die mit der Konvektion entlang der heranziehenden Kaltfront verbundenen ist.

Der hohe Wasserdampfdruck und die starken Kondensationsraten innerhalb der auf der Höhe des Gebirgskamms und des Brewster Gletschers verankerten orographischen Wolke leisten einen entscheidenden Beitrag zur Erzeugung starker turbulenter

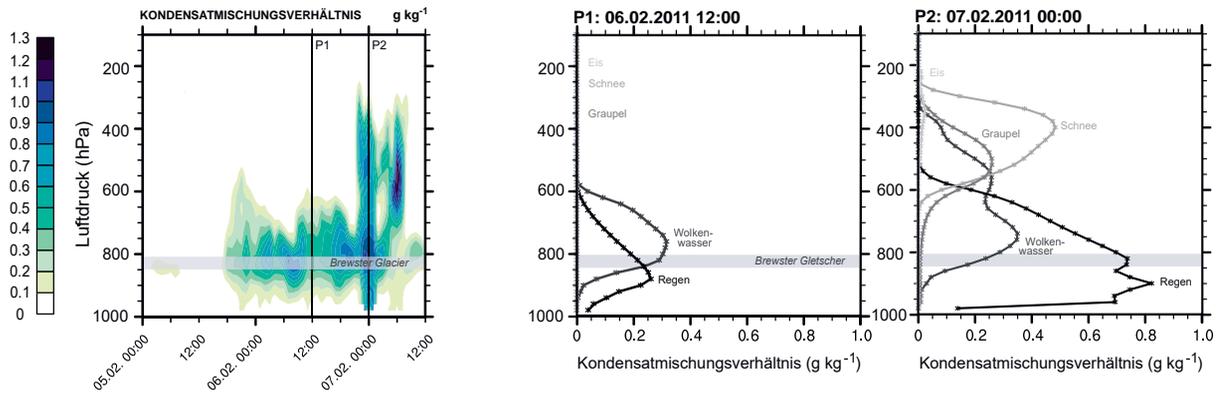


Abb. 8: Zeitliche Entwicklung der Wolken und deren Zusammensetzung in der ABL über dem Brewster Gletscher, dargestellt durch die vertikale Verteilung des gesamten Kondensatmischungsverhältnisses (Konturplot links) sowie der spezifischen Mischungsverhältnisse verschiedener Hydrometeore (Liniendiagramme rechts) für zwei Zeitpunkte, die durch die vertikalen schwarzen Linien im Konturplot (links) markiert sind. Der horizontale graue Balken gibt jeweils die Höhenlage des Brewster Gletschers an.

Wärmeflüsse, die an der Gletscheroberfläche zu beobachten sind. Zum einen führt der Dampfdruckunterschied zwischen Atmosphäre ( $> 6,11$  hPa) und Gletscheroberfläche (konstant  $6,11$  hPa) zu einem permanenten direkten Massefluss atmosphärischen Wassers hin zur Gletscheroberfläche, wo durch Kondensation latente Energie frei wird; zum anderen erhöhen die Kondensationsprozesse innerhalb der Wolke die Temperatur der Umgebungsluft und führen somit indirekt zu Verstärkung des sensiblen Wärmeflusses an der Oberfläche sowie zur Freisetzung von  $Q_R$  im Fall von Regen. Die orographische Wolke besteht aus Wolken- und Regenwasser (Abbildung 8; P1), wobei das Mischungsverhältnis des Regenwassers auf der Höhe des Gletschers sowohl hinsichtlich des Timings als auch der Menge gut mit dem gemessenen und modellierten Niederschlag auf dem Gletscher (vgl. Abbildung 5) übereinstimmt.

Das orographische Niederschlagssystem ist überwiegend stratiform (stabil;  $N_m^2 > 0$ ), enthält jedoch eingebettete konvektive (instabile) Bereiche ( $N_m^2 < 0$ ; nicht dargestellt). Dieses Muster erscheint plausibel, da sowohl Beobachtungsstudien (z.B. BROWNING/HILL/PARDOE 1974; ROTUNNO/HOUZE 2007) als auch idealisierte Modellstudien (z.B. FUHRER/SCHÄR 2005; KIRSHBAUM/DURRAN 2004) gezeigt haben, dass die orographische Hebung feuchter, neutraler bis geringfügig instabiler Luftmassen typischerweise stratiforme orographische Wolken auf der Luvseite von Gebirgen erzeugt, die eingebettete, dicht gepackte konvektive Zellen beinhalten können. Wie aus der Analyse der Hintergrundströmung (Abschnitt 3.4.1) hervorgeht, sind die anströmenden Luftmassen durch Teilbereiche potenzieller Instabilität gekennzeichnet und haben somit das Potenzial, zelluläre Konvektion innerhalb des ansonsten stratiformen orographischen Wolkensystems auszulösen. Das

Vorhandensein eingebetteter konvektiver Aktivität innerhalb von Wolken kann im Vergleich zu einem gleichmäßig stabilen Wolkensystem zu einer deutlich erhöhten Niederschlagsmenge, -intensität und -effizienz führen, da in den Konvektionszellen durch verstärkte mikrophysikalische Prozesse größere Mengen an Flüssigwasser produziert und Wolkentropfen schneller zu regentropfengroßen Partikeln umgewandelt werden können (FUHRER/SCHÄR 2005; HOUEZ/MEDINA 2005; KIRSHBAUM/DURRAN 2004). Dies könnte eine weitere Erklärung für die außergewöhnlich hohen turbulenten Wärmeflüsse und die extremen Niederschlagsmengen sein, die während der Fallstudie auf dem Brewster Gletscher verzeichnet wurden.

Die hochaufragende synoptische Wolke, die gegen 21:00 Uhr am 6. Feb. erscheint, ist durch verstärkte konvektive Aktivität in ihren oberen Bereichen gekennzeichnet. Sie setzt sich aus Eis ( $400$ – $200$  hPa), Schnee ( $650$ – $250$  hPa) und Graupel ( $800$ – $300$  hPa) in den oberen und erheblichen Mengen an Regenwasser in den unteren Troposphärenschichten ( $\geq 600$  hPa) zusammen, wobei Wolkenwasser durchgehend vorhanden ist (Abbildung 8; P2). Die vertikale Verteilung des Kondensatmischungsverhältnisses (Abbildung 8) lässt zwei getrennte Kernzonen innerhalb der Wolkensäule erkennen (bei  $850$ – $800$  hPa und  $600$ – $550$  hPa), was auf eine vertikale Überlagerung zweier Niederschlagssysteme hinweist: der beständigen, sich ständig reproduzierenden orographischen Wolke in tieferen Lagen einerseits und der mit der Kaltfront eindringenden, synoptischen Cumulonimbuswolke in der mittleren bis oberen Troposphäre andererseits. Es wird angenommen, dass diese beiden Niederschlagssysteme in Form eines „Seeder-Feeder-Mechanismus“ (BERGERON 1965) interagieren. Bei diesem Phänomen fallen Niederschlagspartikel (Wolkentropfen oder Eiskristalle) aus der synoptischen

„Seeder-Wolke“ in der Höhe durch die darunterliegende orographische „Feeder-Wolke“ und waschen diese aus, indem sie Wolkenwasser an sich binden. Dies verstärkt den Gesamtniederschlag erheblich und erzeugt wahrscheinlich die extremen Regenmengen, die zum Zeitpunkt der maximalen Schmelze an der Gletscheroberfläche auftreten (lt. WRF bis zu  $32 \text{ mm h}^{-1}$ ; vgl. Abbildung 5). Zusätzlich könnte auch hier das Auftreten konvektiver Dynamik innerhalb der Wolke(n) zur weiteren Niederschlagsverstärkung beigetragen haben. Eine orographische Verstärkung von (synoptischem) Niederschlag durch den Seeder-Feeder-Mechanismus und/oder eingebettete konvektive Aktivität wurde bereits in einer Vielzahl an Studien für verschiedene Gebirge weltweit festgestellt (z.B. BROWNING/HILL/PARDOE 1974; ROTUNNO/HOUZE 2007; VIALE/HOUZE/RASMUSSEN 2013), darunter auch für Neuseeland (z.B. PURDY et al. 2005; REVELL et al. 2002; WRATT et al. 2000).

Nach dem Durchzug der Kaltfront um 00:00 Uhr am 7. Feb. kommt es durch das Eindringen feuchtkalter postfrontaler Luftmassen aus Südwesten zur allmählichen Dispersion der orographischen Wolke, die von der Oberfläche aus sukzessive in die höheren atmosphärischen Lagen fortschreitet (nicht dargestellt). Die oberen Bereiche ( $< 700 \text{ hPa}$ ) der synoptischen Wolke bleiben bis etwa 07:00 Uhr am 7. Feb. bestehen und verursachen einen späten Niederschlagspeak zwischen 06:00 und 07:00 Uhr (vgl. Abbildung 5). Von 07:00 Uhr an findet eine allgemeine Wolkenauflösung statt und es bleiben lediglich einige postfrontale Wolken im Bereich des Gebirgskamms vorhanden.

#### 4 Schlussfolgerung

In der in diesem Beitrag vorgestellten Masterarbeit wurde eine hochauflösende Simulation mit dem Atmosphärenmodell WRF erstellt, um (1) die meteorologischen Bedingungen an der Oberfläche des Brewster Gletschers in den Südlichen Alpen Neuseelands durch dynamisches Downscaling realistisch abzubilden und (2) die mesoskaligen Prozesse zu identifizieren, die ein typisches extremes Ablationsereignis auf dem Gletscher steuern. Damit wurde erstmals (nach damaligem Stand) eine dynamische Downscaling-Methode verwendet, um die gesamte physikalische Prozesskette zu untersuchen, die eine spezifische Reaktion der Massenbilanz eines neuseeländischen Gletschers auf eine großräumige atmosphärische Situation hervorruft. Die Fallstudie konzentriert sich auf ein extremes Schmelzereignis, das am 6. Februar 2011 während des Auftreffens eines ARs auf die Südwestküste der neuseeländischen Südinsel auftrat.

Untersuchungen des Mikroklimas und der Oberflächenenergiebilanz zeigten, dass das Schmelzereignis lokal durch hohe Oberflächenlufttemperaturen, erhöhte atmosphärische Feuchte und starke Niederschläge verursacht wurde. Diese führten zu starken turbulenten (insbesondere latenten) und regenbedingten Wärmeflüssen, die große Mengen an Schmelzenergie erzeugten. Auf der synoptischen Skala trat der AR innerhalb einer nordwestlichen Luftströmung im Warmluftsektor eines extratropischen Tiefdruckgebiets auf, das mit einem sich von Westen nähernden Wellentrog in der oberen Troposphäre verknüpft war; der AR befand sich dabei im LLJ, unmittelbar vor der Kaltfront der Tiefdruckzelle.

Die Evaluation der Modellsimulation ergab, dass das WRF-Modell in der Lage ist, die lokalen meteorologischen Bedingungen auf dem Brewster Gletscher korrekt wiederzugeben. Basierend auf den stündlichen Modelldaten wurden anschließend die Mechanismen untersucht, die die hohe Temperatur und Luftfeuchte der anströmenden Luftmassen im Warmluftsektor der Zyklone und im AR in die starken Niederschläge und turbulenten Energieflüsse an der Gletscheroberfläche umwandeln, die zu der extremen Schmelze führten. Die Analyse wurde in drei Komponenten gegliedert: (i) Die Beschaffenheit der ungestörten, nordwestlichen Anströmung (*background flow*), (ii) die Modifizierung der Strömung durch das Gebirge und (iii) die Struktur und Zusammensetzung der Wolken und des Niederschlags in der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) über dem Brewster Gletscher. Folgende Prozesse wurden identifiziert:

Die hohen Windstärken und feuchtwarmen, neutral bis geringfügig labil geschichteten Luftmassen innerhalb des Warmluftsektors und des ARs verursachten einen Übergang von einem zunächst durch die Südlichen Alpen blockierten Strömungsregime zu einer weitgehenden Überströmung des Gebirges in Form einer Gravitationswelle. Die orographische Hebung der Luftmassen führte zur Bildung von Wolken und Niederschlag über den westlichen (luvseitigen) Hängen der Südlichen Alpen als Teil eines thermodynamischen Föhneffekts, der auf der Ostseite (Leeseite) warme und trockene Bedingungen sowie Wolkenauflösung und starke Fallwinde verursachte. Der Brewster Gletscher befand sich dabei innerhalb der orographischen Wolke unmittelbar westlich des Alpenhauptkamms.

Der luvseitige Niederschlag wurde durch die Entwicklung konvektiver Zellen in der orographischen Wolke verstärkt, die aus der Freisetzung potenziell instabiler Bereiche innerhalb des *background flows* durch den orographisch erzwungenen Auftrieb resultierten. Besonders große Regenmengen traten während des gleichzeitigen Durchgangs des ARs und der Kaltfront auf, was höchstwahrscheinlich auf eine

effektive Kombination von Niederschlag aus zwei separaten Niederschlagssystemen (tiefliegende orographische Wolke und präfrontale, synoptische Wolke in der Höhe) durch den Seeder-Feeder-Mechanismus zurückzuführen ist.

Diese Befunde lassen den Schluss zu, dass auf der lokalen Ebene die Schmelze auf dem Brewster Gletscher stark verstärkt wurde durch: (i) starke sensible und latente Wärmeströme, verursacht durch hohe Windgeschwindigkeiten in Kombination mit hohen Temperaturen bzw. Feuchtegehalten der anströmenden Luftmassen sowie durch die Präsenz der orographischen Wolke; (ii) erhöhte langwellige Einstrahlung aufgrund der starken Bewölkungsintensität und (iii) außergewöhnlich große Energiefreisetzung durch flüssigen Niederschlag, der teilweise aus konvektiven Wolkenregionen und teilweise aus der Auswaschung der orographischen Wolke durch Niederschlagspartikel aus der synoptischen „Seeder-Wolke“ in der Höhe stammte.

Die Ergebnisse der Masterarbeit sind angesichts des begrenzten Untersuchungszeitraums und der potenziellen Sensitivität gegenüber den Modelleinstellungen mit einigen Unsicherheiten behaftet. Jedoch spricht die Fähigkeit des Modells, die lokalen meteorologischen Bedingungen zu reproduzieren (vgl. Abschnitt 3.1), für die Verlässlichkeit der in der Analyse identifizierten Prozesse. Darüber hinaus zeigt die Fallstudie, dass die Berücksichtigung mesoskaliger Prozesse neben mikro- und makroskaligen Beobachtungen ein konsistentes, multiskaliges Bild der Mechanismen erzeugt, die als Reaktion auf ein großräumiges AR-Ereignis extreme Schmelze auf einem Gletscher in den Südlichen Alpen verursachen. Dies bestätigt die (Null-)Hypothese, dass mesoskalige Prozesse einen zentralen Bestandteil der Gletscher-Klima-Beziehung in den Südlichen Alpen Neuseelands darstellen. Die Fallstudie demonstriert die Möglichkeit, das Verständnis dieser Beziehung mithilfe von dynamischem Downscaling zu vertiefen und unterstreicht dabei explizit den Mehrwert der mesoskaligen Atmosphärenmodellierung. Die Studie eröffnet zudem zahlreiche Anknüpfungspunkte für zukünftige Untersuchungen wie z.B. die Kopplung des Atmosphärenmodells mit einem Massen- und Energiebilanzmodell, die Durchführung von Sensitivitätsexperimenten oder die zukünftige Entwicklung von ARs im Hinblick auf die fortschreitende globale Erwärmung. Letztere wird sich durch Veränderungen in der Häufigkeit und im Auftreten außertropischer Tiefdruckgebiete in der Pazifikregion um Neuseeland entscheidend auf die neuseeländischen Gletscher auswirken, da viele der für die Gletschermassenbilanz relevanten Prozesse wie luvseitige orographische Niederschläge und leeseitige Föhneffekte dadurch gesteuert werden.

## Danksagung

Ich möchte mich herzlich bei Thomas Mölg (Institut für Geographie, FAU) und Nicolas Cullen (School of Geography, University of Otago, Neuseeland) für die Betreuung meiner Masterarbeit bedanken. Mein Dank geht außerdem an die (ehemaligen) Mitarbeiter der AG Klima des Instituts für Geographie, insbesondere an Jenny Turton und Emily Collier, für die Unterstützung bei der Modellierung mit WRF. Darüber hinaus bedanke ich mich beim Regionalen Rechenzentrum (RRZE) der FAU für die Bereitstellung der Rechenressourcen und den technischen Support.

## Literatur

- ALGARRA, I. et al. 2020. Significant increase of global anomalous moisture uptake feeding landfalling Atmospheric Rivers. In: *Nature Communications* 11/5082: 1–7.
- ANDERSON, B.; MACKINTOSH, A. 2012. Controls on mass balance sensitivity of maritime glaciers in the Southern Alps, New Zealand: The role of debris cover. In: *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117/F1: F01003.
- BANNISTER, D.; KING, J.C. 2015. Föhn winds on South Georgia and their impact on regional climate. In: *Weather* 70/11: 324–329.
- BERGERON, T. 1965. On the Low-Level Redistribution of Atmospheric Water Caused by Orography. In: *Proceedings of the International Conference on Cloud Physics*, May 24 – June 1, 1965, Tokyo and Sapporo. Supplement: 96–100.
- BOUSQUET, O.; SMULL, B.F. 2003. Observations and impacts of upstream blocking during a widespread orographic precipitation event. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129/588: 391–409.
- BOZKURT, D. et al. 2018. Foehn Event Triggered by an Atmospheric River Underlies Record-Setting Temperature Along Continental Antarctica. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123/8: 3871–3892.
- BRAUN, M.H. et al. 2019. Constraining glacier elevation and mass changes in South America. In: *Nature Climate Change* 9: 130–136.
- BROWNING, K.A.; PARDOE, C.W. 1973. Structure of low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 99/422: 619–638.
- BROWNING, K.A.; HILL, F.F.; PARDOE, C.W. 1974. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 100/425: 309–330.
- CHATER, A.M.; STURMAN, A.P. 1998. Atmospheric conditions influencing the spillover of rainfall to lee of the Southern Alps, New Zealand. In: *International Journal of Climatology* 18/1: 77–92.
- CHINN, T.J. 2001. Distribution of the glacial water resources of New Zealand. In: *Journal of Hydrology (New Zealand)* 40/2: 139–187.
- CHINN, T.J.; HEYDENRYCH, C.; SALINGER, M.J. 2005. Use of ELA as a practical method of monitoring glacier response to climate in New Zealand's Southern Alps. In: *Journal of Glaciology* 51/172: 85–95.

- CHINN, T.J. et al. 2012. Annual ice volume changes 1976–2008 for the New Zealand Southern Alps. In: *Global and Planetary Change* 92–93: 105–118.
- COLLINS, S.N. et al. 2013. Grids in Numerical Weather and Climate Models. In: ZHANG, Y.; RAY, P. (Hg.): *Climate Change and Regional/Local Responses*: 111–128.
- COLLIER, E.; MÖLG, T.; SAUTER, T. 2018. Recent atmospheric variability at Kibo Summit, Kilimanjaro, and its relation to climate mode activity. In: *Journal of Climate* 31/10: 3875–3891.
- COLLIER, E. et al. 2013. High-resolution interactive modelling of the mountain glacier-atmosphere interface: An application over the Karakoram. In: *The Cryosphere* 7/3: 779–795.
- CONWAY, J.P.; CULLEN, N.J. 2016. Cloud effects on surface energy and mass balance in the ablation area of Brewster Glacier, New Zealand. In: *The Cryosphere* 10/1: 313–328.
- CULLEN, N.J.; CONWAY, J.P. 2015. A 22 month record of surface meteorology and energy balance from the ablation zone of Brewster Glacier, New Zealand. In: *Journal of Glaciology* 61/229: 931–946.
- CULLEN, N.J. et al. 2017. An 11-year record of mass balance of Brewster Glacier, New Zealand, determined using a geostatistical approach. In: *Journal of Glaciology* 63/238: 199–217.
- CULLEN, N.J. et al. 2019. The influence of weather systems in controlling mass balance in the Southern Alps of New Zealand. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124/8: 4514–4529.
- DURRAN, D.R.; KLEMP, J.B. 1982. On the Effects of Moisture on the Brunt-Väisälä Frequency. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 39/10: 2152–2158.
- ELVIDGE, A.D. et al. 2014. Foehn warming distributions in nonlinear and linear flow regimes: a focus on the Antarctic Peninsula. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142/695: 618–631.
- FITZHARRIS, B.B. 2001. Global energy and climate processes. In: STURMAN, A.; SPRONKEN-SMITH, R. (Hg.): *The Physical Environment: A New Zealand Perspective*. South Melbourne, Vic., Australien: 62–75.
- FITZHARRIS, B.B.; CLARE, G.R.; RENWICK, J.A. 2007. Teleconnections between Andean and New Zealand glaciers. In: *Global and Planetary Change* 59/1–4: 159–174.
- FUHRER, O.; SCHÄR, C. 2005. Embedded Cellular Convection in Moist Flow past Topography. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62/8: 2810–2828.
- GARDELLE, J. et al. 2013. Region-wide glacier mass balances over the Pamir-Karakoram-Himalaya during 1999–2011. In: *The Cryosphere* 7/4: 1263–1286.
- GILLET, S.; CULLEN, N.J. 2011. Atmospheric controls on summer ablation over Brewster Glacier, New Zealand. In: *International Journal of Climatology* 31/13: 2033–2048.
- GIMENO, L. et al. 2014. Atmospheric rivers: a mini-review. In: *Frontiers in Earth Science* 2/2: 1–6.
- GIMENO, L. et al. 2016. Major Mechanisms of Atmospheric Moisture Transport and Their Role in Extreme Precipitation Events. In: *Annual Review of Environment and Resources* 41/117–41.
- GÓMEZ-NAVARRO, J.J.; RAIBLE, C.C.; DIERER, S. 2015. Sensitivity of the WRF model to PBL parametrisations and nesting techniques: evaluation of wind storms over complex terrain. In: *Geoscientific Model Development* 8/10: 3349–3363.
- GRIFFITHS, G.A.; MCSAVENEY, M.J. 1983. Distribution of mean annual precipitation across some steepland regions of New Zealand. In: *New Zealand Journal of Science* 26: 197–209.
- HANN, J. 1866. Zur Frage über den Ursprung des Föhns. In: *Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie* 1/1: 257–263.
- HAY, J.E.; FITZHARRIS, B.B. 1988. The synoptic climatology of ablation on a New Zealand glacier. *Journal of Climatology* 8/2: 201–215.
- HERSBACH, H. et al. 2020. The ERA5 global reanalysis. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146/730: 1999–2049.
- HOUZE, R.A., Jr. 1993. *Cloud dynamics*. San Diego, CA, USA.
- HOUZE, R.A., Jr.; MEDINA, S. 2005. Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62/10: 3599–3623.
- KATZFEY, J.J. 1995. Simulation of Extreme New Zealand Precipitation Events. Part I: Sensitivity to Orography and Resolution. In: *Monthly Weather Review* 123/3: 737–754.
- KINGSTON, D.G.; LAVERS, D.A.; HANNAH, D.M. 2016. Floods in the Southern Alps of New Zealand: the importance of atmospheric rivers. In: *Hydrological Processes* 30/26: 5063–5070.
- KIRSHBAUM, D.J.; DURRAN, D.R. 2004. Factors Governing Cellular Convection in Orographic Precipitation. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 61/6: 682–698.
- KOTLARSKI, S. et al. 2010. Representing glaciers in a regional climate model. In: *Climate Dynamics* 34/1: 27–46.
- KROPAČ, E. 2019. Multi-scale study of weather and mass balance anomalies at Brewster Glacier, Southern Alps of New Zealand: Resolving the mesoscale processes by atmospheric modeling. Unpublizierte Masterarbeit. Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. Erlangen.
- KROPAČ, E. et al. 2021. A detailed, Multi-Scale Assessment of an Atmospheric River Event and its Impact on Extreme Glacier Melt in the Southern Alps of New Zealand. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 126/9. e2020JD034217.
- LENAERTS, J.T.M. et al. 2014. Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modelling. In: *Journal of Climate* 27/12: 4607–4621.
- LITTLE, K. et al. 2019. The Role of Atmospheric Rivers for Extreme Ablation and Snowfall Events in the Southern Alps of New Zealand. In: *Geophysical Research Letters* 46/5: 2761–2771.
- MACKINTOSH, A.N. et al. 2017. Regional cooling caused recent New Zealand glacier advances in a period of global warming. In: *Nature Communications* 8: 14202.
- MCCAULEY, M.P.; STURMAN, A.P. 1999. A Study of Orographic Blocking and Barrier Wind Development Upstream of the Southern Alps, New Zealand. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 70/3–4: 121–131.
- MCGOWAN, H.A.; STURMAN, A.P. 1996. Regional and local scale characteristics of foehn wind events over the South Island of New Zealand. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 58/1–4: 151–164.
- MCGOWAN, H.A. et al. 2002. Observations of foehn onset in the Southern Alps, New Zealand. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 79/3–4: 215–230.
- MIGLIETTA, M.M.; ROTUNNO, R. 2005. Simulations of moist nearly neutral flow over a ridge. In: *Journal of the Atmospheric Sciences* 62/5: 1410–1427.
- MÖLG, T.; KASER, G. 2011. A new approach to resolving climate-cryosphere relations: Downscaling climate dynamics to glacier-scale mass and energy balance without statistical scale linking. In: *Journal of Geophysical Research* 116/D16: D16101.
- MÖLG, T. et al. 2008. Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. In: *International Journal of Climatology* 28/7: 881–892.

- MÖLG, T. et al. 2009. Quantifying climate change in the tropical midtroposphere over East Africa from glacier shrinkage on Kilimanjaro. In: *Journal of Climate* 22/15: 4162–4181.
- MÖLG, T. et al. 2020. Mesoscale atmospheric circulation controls of local meteorological elevation gradients on Kersten Glacier near Kilimanjaro summit. In: *Earth System Dynamics* 11/3: 653–672.
- NEALE, S.M.; FITZHARRIS, B.B. 1997. Energy balance and synoptic climatology of a melting snowpack in the Southern Alps, New Zealand. *International Journal of Climatology* 17/14: 1595–1609.
- NEIMAN, P.J. et al. 2002. The Statistical Relationship Between Upslope Flow and Rainfall in California's Coastal Mountains: Observations during CALJET. In: *Monthly Weather Review* 130/6: 1468–1492.
- NEIMAN, P.J. et al. 2008. Diagnosis of an Intense Atmospheric River Impacting the Pacific Northwest: Storm Summary and Offshore Vertical Structure Observed with COSMIC Satellite Retrievals. In: *Monthly Weather Review* 136/11: 4398–4420.
- NEIMAN, P.J. et al. 2011. Flooding in Western Washington: The Connection to Atmospheric Rivers. In: *Journal of Hydrometeorology* 12/6: 1337–1358.
- NYE, J.F. 1960. The response of glaciers and ice-sheets to seasonal and climatic changes. In: *Proceedings of The Royal Society A* 256/1287: 559–584.
- PARISH, T.R. 1982. Barrier winds along the Sierra Nevada mountains. In: *Journal of Applied Meteorology* 21/7: 925–930.
- PIERREHUMBERT, R.T.; WYMAN, B. 1985. Upstream effects of mesoscale mountains. *Journal of the Atmospheric Sciences* 42/10: 977–1003.
- PRINCE, H.D. 2020. A Climatology of New Zealand Atmospheric Rivers. Unpublierte Masterarbeit. University of Otago. Dunedin, Neuseeland. Online: <https://ourarchive.otago.ac.nz/handle/10523/10221> (12.03.2021).
- PRINCE, H.D. et al. 2021. A climatology of atmospheric rivers in New Zealand. *Journal of Climate*. Early Online Release. Online: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0664.1> (12.03.2021).
- PURDY, J. et al. 2005. Radar evidence of orographic enhancement due to the seeder feeder mechanism. In: *Meteorological Applications* 12/3: 199–206.
- RALPH, F.M.; DETTINGER, M.D. 2011. Storms, floods, and the science of atmospheric rivers. *Eos* 92/32: 265–266.
- RALPH, F.M.; NEIMAN, P.J.; ROTUNNO, R. 2005. Dropsonde Observations in Low-Level Jets over the Northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001: Mean Vertical-Profile and Atmospheric-River Characteristics. In: *Monthly Weather Review* 133/4: 889–910.
- RALPH, F.M. et al. 2017. Dropsonde Observations of Total Integrated Water Vapor Transport within North Pacific Atmospheric Rivers. In: *Journal of Hydrometeorology* 18/9: 2577–2596.
- RAUBER, R.M. et al. 2020. Structure of an Atmospheric River Over Australia and the Southern Ocean. Part I: Tropical and Midlatitude Water Vapor Fluxes. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125/18: e2020JD032513.
- REVELL, M.J. et al. 2002. Barrier jets around the Southern Alps of New Zealand and their potential to enhance alpine rainfall. In: *Atmospheric Research* 61/4: 277–298.
- RICHNER, H. 2006. Unstationary aspects of foehn in a large valley. Part I: operational set-up, scientific objectives and analysis of the cases during the special observing period of the MAP subprogramme FORM. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 92/3: 255–284.
- ROSIER, S. 2015. Extreme rainfall in early July 2014 in Northland, New Zealand – Was there an anthropogenic influence? In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 96/12: 136–140.
- ROTUNNO, R.; HOUZE, R.A. 2007. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133/625: 811–830.
- SALINGER, M.J.; FITZHARRIS, B.B.; CHINN, T. 2019. Atmospheric circulation and ice volume changes for the small and medium glaciers of New Zealand's Southern Alps mountain range 1977–2018. In: *International Journal of Climatology* 39/11: 4274–4287.
- SCHWERDTFEGER, W. 1975. The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. In: *Monthly Weather Review* 103/1: 45–51.
- SINCLAIR, M.R. et al. 1997. Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A case study. In: *Journal of Applied Meteorology* 36/5: 428–442.
- SIRGUEY, P. et al. 2016. Reconstructing the mass balance of Brewster Glacier, New Zealand, using MODIS-derived glacier-wide albedo. In: *The Cryosphere* 10/5: 2465–2484.
- SKAMAROCK, W.C. et al. 2019. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. In: NCAR Technical Notes No. NCAR/TN-556+STR.
- SMITH, R.B. 1980. Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. In: *Tellus* 32: 348–364.
- STEINACKER, R. 2006. Alpiner Föhn – eine neue Strophe zu einem alten Lied. In: *promet* 32/1/2: 3–10.
- TALAGRAND, O. 1997. Assimilation of Observations, an Introduction. In: *Journal of the Meteorological Society of Japan* 75/1B: 191–209.
- TEMME, F. et al. 2020. Flow Regimes and Föhn Types Characterize the Local Climate of Southern Patagonia. In: *Atmosphere* 11/9: 899.
- TRACHSEL, M.; NESJE, A. 2015. Modelling annual mass balances of eight Scandinavian glaciers using statistical models. In: *The Cryosphere* 9/4: 1401–1414.
- TURTON, J. et al. 2017. Does high-resolution modelling improve the spatial analysis of foehn flow over the Larsen C ice shelf? In: *Weather* 72/7: 192–196.
- VIALE, M.; HOUZE, R.A.; RASMUSSEN, K.L. 2013. Upstream Orographic Enhancement of a Narrow Cold-Frontal Rainband Approaching the Andes. In: *Monthly Weather Review* 141/5: 1708–1730.
- WGMS. 2008. Global Glacier Changes: facts and figures. Genf, Schweiz.
- WILLE, J.D. et al. 2019. West Antarctic surface melt triggered by atmospheric rivers. In: *Nature Geoscience* 12: 911–916.
- WRATT, D.S. et al. 2000. Relationships between air mass properties and mesoscale rainfall in New Zealand's Southern Alps. In: *Atmospheric Research* 52/4: 261–282.
- YOUNG, J.A. 2015. Dynamical Meteorology. Static stability. In: North, G. R.; Pyle, J.; Zhang, F. (Hg.): *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. 2. Ausg. London, UK: 423–430.
- ZHANG, H.; PU, Z.; ZHANG, X. 2013. Examination of errors in near-surface temperature and wind from WRF numerical simulations in regions of complex terrain. In: *Weather Forecast* 28/3: 893–914.
- ZHU, Y.; NEWELL, R. 1998. A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. In: *Monthly Weather Review* 126/3: 725–735.

**Abstract:****Weather and mass balance anomalies on Brewster Glacier in the Southern Alps of New Zealand**

Atmospheric rivers (ARs) are elongated, narrow corridors in the lower troposphere that convey vast amounts of moisture through the midlatitudes, comparable to the world's largest rivers. They have been found to impact coastal regions worldwide, including the west coast of New Zealand. Besides causing flooding and landslides, they affect the mass balance of glaciers in the Southern Alps by provoking both extreme melt and extreme snowfall. The mesoscale processes that control the response of the mass balance to synoptic phenomena such as ARs have, however, not been explicitly studied so far because they operate at the scale of individual mountain valleys and ridges, which are difficult to represent in large-scale data-sets. The master's thesis presented uses a high-resolution atmospheric model to simulate a case study, where an AR coincided with extreme melt on Brewster Glacier in the Southern Alps. Analysis of the event shows that the high wind speed and low stability of the impinging warm and moist air flow lent the air the potential to ascend the mountain instead of being directed around. This resulted in cloud and precipitation development on the windward slopes whereby rain amounts were further enhanced by internal processes within the clouds. Melt was promoted through heat released from condensation and heavy rainfall within the orographic cloud. Conversely, on the lee slopes, downslope foehn winds caused warm and dry conditions. The case study illustrates the benefit of mesoscale atmospheric modeling for advancing process understanding of the glacier-climate relationship in New Zealand.

**Keywords:** Atmospheric modeling, Mesoscale processes, Orographic precipitation, Föhn, Glacier ablation, Southern Alps, New Zealand, Atmospheric river

**Autorin:** Elena Kropač, elena.kropac@fau.de, Arbeitsgruppe Klimatologie, Institut für Geographie, FAU Erlangen-Nürnberg.

