

DAS KLIMA

VON TIROL - SÜDTIROL - BELLUNO



VERGANGENHEIT - GEGENWART - ZUKUNFT

DAS KLIMA

VON TIROL - SÜDTIROL - BELLUNO

Vorwort

Das Klima der Alpen hat sich so wie das globale Klima in der uns bewussten Zeit deutlich geändert. Wir erinnern uns an die Sommer der 1960er Jahre, in denen manchmal eine Temperatur von 30 °C gar nicht erreicht wurde und die Niederschläge dazu beigetragen haben, dass die Alpengletscher bis 1980 ein letztes Mal vorgestoßen sind. Wir waren Zeugen, wie die Sommertemperaturen in den Alpen von 1980 bis 2003 markant gestiegen sind, rascher als im Rest Europas, und versuchen, das mit der Ausdehnung des Subtropenhochs (des Mittelmeerklimas) nach Norden zu erklären. Klima ist also zeitlich und räumlich variabel, wobei wir im zeitlichen Maßstab das Wetter als momentanen Zustand begreifen, die Wetterlagen oder die Witterung, z.B. Föhn- oder Hochdrucklagen, sehen wir als etwas, das mehrere Tage anhält, und den Begriff Klima grenzen wir mit einer Dauer von Jahrzehnten ab. Die Pioniere des 19. und 20. Jahrhunderts haben aus ihrer Erfahrung 30 Jahre als „die Klimaperiode“ eingeführt.

In Tirol hat Franz von Zallinger 1777 in Innsbruck die ersten regelmäßigen Aufzeichnungen der Temperatur begonnen, Julius von Hann hat darauf zurückgegriffen, als er 1870 das „Klima der höchsten Alpenregionen“ beschrieb. Heinrich von Ficker schrieb 1909 die Klimatographie von Tirol, die als Band 4 der Klimatographie von Österreich erschienen ist. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts haben die meteorologischen Beobachtungen und Messungen, die ja die Grundlage jeder Klimatologie sind, in ihrer Zahl und Qualität fast den heutigen Stand erreicht. Ferdinand Steinhauser hat als Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik dieses Material verwenden können, als er zwischen etwa 1935 und 65 viele Arbeiten über Klimaelemente im Hochgebirge oder von Gesamtösterreich veröffentlichte. Franz Fliri hat im Jahr 1962 die Wetterlagenkunde von Tirol geschrieben, der 1969 im Tirolatlas Klimakarten im Maßstab 1:600.000 folgten. Sein 1975 erschienenes Buch „Das Klima der Alpen im Raum von Tirol“ behandelt die Periode 1931 – 60 in einem breiten Nord-Südprofil zwischen den Alpenvorländern beiderseits von Tirol. Dieser Tradition folgt das vorliegende Werk „Das Klima von Tirol - Südtirol - Belluno, 1981 – 2010“.

Die Autoren dieses Buchs, von denen mehrere am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck ausgebildet wurden, beschreiben das Klima in sechs Kapiteln, die nicht nur die Datengrundlage und verschiedene Klimaelemente als Mittelwerte der Periode behandeln, sondern auch ihre bisherige zeitliche Entwicklung, und geben einen Vorausblick in die mögliche Klimazukunft. Sie vermeiden es erfolgreich, auf die ungewisse Beteiligung des Menschen am Klima einzugehen, behandeln das Thema sachlich, dokumentieren ihre Vorgangsweise bei der Erstellung dieses Berichts und geben gewissenhaft ihre Quellen an. Damit stellen sie uns eine objektive Grundlage zur Verfügung, mit der wir unsere individuellen Fragen und Ansprüche an die Wissenschaft und die Fakten des Klimas zwischen Karwendel und Dolomiten besser beantworten können.

Ich wünsche diesem Werk weite Verbreitung in Wissenschaft, Wirtschaft, Verwaltung und Schulunterricht und gratuliere allen Beteiligten zu ihrer hervorragenden Zusammenarbeit.

Michael Kuhn

*Langjähriger Vorstand des Instituts für Meteorologie und Geophysik und
Dekan der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Innsbruck
Innsbruck, Januar 2015.*

Herausgeber

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)
Abteilung Brand- und Zivilschutz - Autonome Provinz Bozen
Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale
del Veneto (ARPAV)

Autoren

ZAMG:
Adler Silke
Chimani Barbara
Drechsel Susanne
Haslinger Klaus
Hiebl Johann
Meyer Vera
Resch Gernot
Rudolph James
Vergeiner Johannes
Zingerle Christoph

ARPAV:

Marigo Gianni

Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung IGF:

Fischer Andrea
Seiser Bernd

Für die Übersetzung aus der italienischen Sprache:

Studio Traduc, Bozen – Christel Zipfel

Layout und Druck

Fotolito Varesco - Auer

© 2015

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)
Abteilung Brand- und Zivilschutz - Autonome Provinz Bozen
Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale
del Veneto (ARPAV)
Alle Rechte vorbehalten.

KLIMA – „die Gesamtheit aller meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche charakterisieren“ Julius Hann, 1883.

Einleitung

KLIMA – ein Wort, ein Forschungsfeld, das in den letzten Jahren immer häufiger von den Medien beachtet und kommentiert wird. Liest man dazu Kommentare in Foren oder diskutiert mit Menschen im Umfeld, stellt man fest, dass sich die Teilnehmer der Klimadiskussion in verschiedene Lager teilen. Meist sind es gänzlich gegensätzliche Positionen, die vehement vertreten und von den eigenen, subjektiven Erfahrungen gestützt werden. Klima – der mittlere Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche – wird durch Messungen der meteorologischen Erscheinungen objektiv festgestellt. Im Gegensatz zum Wetter, das den aktuellen Zustand der Atmosphäre beschreibt, werden die Klimaparameter über längere Perioden gemessen. Über die Jahre ergeben sich daraus Zeitreihen, die eben einen mittleren Zustand beschreiben und aus denen Schwankungen des Klimas heraus gelesen werden können. So berichtet beispielsweise das IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) der UNO regelmäßig über die Klimaänderungen, die bereits eingetreten sind und die wir nach den Modellrechnungen noch erwarten. Speziell der Trend der Temperatur zeigt dabei in den letzten Jahren einen deutlichen Anstieg, den wir in den Daten unseres Untersuchungsgebietes sogar noch stärker ausgeprägt sehen.

Mehr und mehr beruhen Planungen in den verschiedensten Bereichen der Technik, Land- und Forstwirtschaft, Tourismus, Wasser-, Energie-, Bau- und Versicherungswirtschaft, Umweltschutz, Verkehr, Raumordnung, Katastrophen- und Zivilschutz auf meteorologischen und klimatologischen Daten. Heute ist es so, dass Umweltfaktoren in praktisch jeder Planung, technisch, wirtschaftlich oder touristisch, eine sehr große Rolle spielen. Je genauer diese Faktoren bekannt sind, je früher meteorologisch-klimatologische Fakten in einen Planungsprozess einfließen, umso größer ist die Wahrscheinlichkeit für die erfolgreiche Durchführung des Projektes. Das war schon so, als meteorologische Messungen und Klimadatenreihen gar nicht existierten. Im Alpenraum wurden Stadel abseits von Lawenstrichen gebaut, Dörfer abseits der durch Wildbäche oder Überschwemmungen gefährdeten Zonen errichtet und beim Bau von Dächern wurde auf die ausreichende Dimensionierung der Dachbalken

geachtet. Damals waren es Erfahrungswerte. Mit den systematischen Messungen die uns heute zur Verfügung stehen haben wir die Möglichkeit diese Umweltfaktoren sehr genau zu bestimmen und in Planungsprozesse einfließen zu lassen.

Eine erste umfassende Betrachtung des Klimas, ganz generell sowie auch speziell im Raum der Alpen, verfasste Julius Hann. Sein Werk – das „Handbuch der Klimatologie“ entstand am Ende des neunzehnten und Beginn des zwanzigsten Jahrhunderts auf der Basis objektiver Messwerte und wurde über mehrere Jahre immer wieder aktualisiert. Es diente als Lehrbuch und als Grundlage für Planungen. Schon damals war Hann bewusst, dass die Beschreibung eines „mittleren Zustandes der Atmosphäre“ nur möglich ist, wenn man über viele Jahre an Messdaten verfügt und dass regionale Unterschiede nur durch ein dichtes Messnetz tatsächlich erfasst werden können. Mehr als 50 Jahre danach, 1975, entstand das „Klima der Alpen im Raume von Tirol“. Franz Fliri verbrachte sehr viel Zeit mit der Analyse und statistischen Auswertung der Datenreihen der Jahre 1931 bis 1960. Er schuf eine Klimatographie, die an den Universitäten, in den Landesämtern und Planungsbüros der gesamten Region zwischen Poebene und Bayerischem Alpenvorland das Standardwerk wurde – und es bis heute ist. Verglichen mit Hann, konnte Fliri auf ein massiv erweitertes Messnetz und „moderne“ Messtechnik zurückgreifen. Auch erste computergestützte Auswertungen waren möglich. Beide Wissenschaftler und viele ihrer Kollegen stellten fest, dass die Alpen zwar eine Watterscheide, aber keine Klimascheide darstellen. Innerhalb eines oder weniger Tage gibt es riesige Unterschiede im Wetter zwischen Nord- und Südalpen, aber in dem am dichtesten besiedelten Gebirge der Welt, können wir im Norden wie im Süden in der Vertikalen auf nur etwa 4000 Metern Höhenunterschied fast alle Klimazonen der Erde durchwandern – vom mediterranen Klima bis zum Eisklima. In der Zwischenzeit hat sich viel getan: Die Messnetze wurden noch weiter ausgebaut, die Messtechnik macht Wetter- und Klimabeobachtungen möglich, die früher nur alle paar Stunden oder Tage von Beobachtern getätigt wurden, und die verfügbare Rechenleistung von Computern eröffnet neue Mög-

lichkeiten der Datenauswertung und Modellierung. Es wurde also nach so vielen Jahrzehnten notwendig, die aktuelle Klimasituation der Region zu erheben, Veränderungen zu analysieren und für die Allgemeinheit bereitzustellen, sei es als Planungsgrundlagen oder auch für die Ausbildung an Universitäten und Schulen. Die Wetterdienste der Region haben sich im Rahmen des Interreg IV Italien-Österreich Programmes für das Projekt „3PClim – Past, Present and Perspective Climate of Tirol, Southtyrol and Veneto“ zusammengeschlossen. Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, das Hydrographische Amt Bozen und die Agentur für Umwelt des Veneto bilden im Großraum Tirol – Südtirol – Veneto ein Kompetenzzentrum, das über die Experten in Klimatologie und Meteorologie verfügt, um im Zeitraum Herbst 2011 bis Anfang 2015 dieses neue umfassende Standardwerk zu schaffen. Hinter den Ergebnissen, die der Öffentlichkeit zur Verfügung stehen, steckt ein enormer Aufwand, der auf den ersten Blick nicht sichtbar ist. Durch die unterschiedlichen Messzeiten und Vorschriften, aber auch Parameter, die in einer Region gemessen werden, in den anderen aber nicht, nahmen Datenbeschaffung, Qualitätskontrolle, Korrektur und Homogenisierung knapp ein Drittel der Arbeitszeit in Anspruch. Ein Drittel wurde für die Entwicklung und Anwendung der Methoden benötigt. Um ein gutes Produkt auch zu verbreiten und zugänglich zu machen, wurde ein weiteres Drittel der Arbeitszeit in die Präsentation der Ergebnisse gesteckt. In allen drei Phasen war die positive Wirkung der intensiven länderübergreifenden wissenschaftlichen Arbeit in einem Zusammenrücken der drei beteiligten Institutionen bemerkbar. Die klassischen klimatographischen Informationen stecken in Graphiken, Tabellen und Karten. Durch die Messreihen, die an manchen Stationen der Region in der Zwischenzeit deutlich über 100 Jahre reichen, lassen sich Trends von Temperatur und Niederschlag unmittelbar feststellen. Durch das dichte Messnetz und die Vielzahl an gemessenen Parametern konnte Kartenmaterial von sehr hoher Qualität geschaffen werden. Ein vereinheitlichter Gletscherkataster zeigt vor allem die Veränderungen, die beiderseits der Alpen beobachtet werden. Satelliten- und Radarmessungen machen eine flächendeckende räumliche Beobachtung von Gewitterzellen möglich, die selbst mit dem dichtesten Stationsnetz der Erde, über das wir heute in den Alpen verfügen, nicht zu erfassen sind. Gänzlich

neu ist daher der Versuch, auf Basis von Radar- und Blitzortungsdaten die Konvektionsklimatographie zu beschreiben. Auch die regionale Klimamodellierung wird durch die verfügbare Rechenleistung und die stetige Entwicklung dieses Wissenschaftsfeldes in den letzten Jahren immer präziser, sodass wir einen Ausblick in die Klimazukunft der Region geben können. Mit den heutigen Mitteln lassen sich Fakten sammeln und Methoden anwenden, die von immensem Wert sein können.

Dieses Buch ist als kompakte Zusammenfassung der Ergebnisse eines 3½-jährigen Projektes gedacht, in dem die verschiedenen Felder der Klimatologie in einer Subregion des Alpenraumes bearbeitet wurden. Die wichtigsten Ergebnisse sind hier abgebildet, ein Vielfaches davon steht auf der mitgelieferten DVD und im Internet der Öffentlichkeit zur Verfügung. Sie sollen allen Interessierten, vom Bildungsbereich bis zu planerischen Anwendern alle Antworten auf die Fragen zum Klima von Tirol, Südtirol und dem Veneto liefern.

KAPITEL 1

Datengrundlage, Qualitätskontrolle und Homogenisierung

1.1 Datengrundlage

Um das Klima des Gebietes zwischen dem Karwendel und den Dolomiten beschreiben zu können, braucht es ein möglichst dichtes Netz an hochwertigen Messungen. Daher wurden in einem ersten Schritt meteorologische Messdaten im Gebiet und der näheren Umgebung gesammelt. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die Messnetzbetreiber und die Daten, die sie dankeswerterweise zur Verfügung gestellt haben. Klar ersichtlich ist, dass die Stationsdichte hinsichtlich Temperatur und Niederschlag hoch ist, beim Schnee mit Abstrichen auch noch, die Datendichte der übrigen Parameter jedoch dünn. Für die Strahlungskarten wurde aus diesem Grund auf Modelldaten zurückgegriffen, die jedoch nur für Österreich zur Verfügung standen (Olefs und Schöner 2012; Olefs 2013).

An einigen ausgewählten Stationen wurde nicht nur die Klimaperiode betrachtet, sondern der ganze zur Verfügung stehende Messzeitraum, um damit auch Aussagen über allenfalls bereits festgestellte Änderungen im Klima treffen zu können. Diskontinuitäten in den

Betreiber	MESSREIHEN IM GEBIET												
	nrstat	nrfill	t	tmax	tmin	pr	s	fs	glo	sd	clc	fog	vap
HD Tirol	431	240	1	1	1	89	92	92	0	0	0	0	0
Zamg	288	126	36	36	36	37	37	37	16	21	32	32	36
ARPA Veneto	202	153	116	100	100	85	7	0	21	0	0	0	0
Hydro BZ	150	107	103	104	104	74	34	43	1	0	1	0	0
MeteoSwiss	136	116	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MeteoTrentino	103	85	75	78	79	66	0	0	0	0	1	0	0
LWD	49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
ARPA FVG	43	36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DWD	39	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TIWAG	9	7	6	6	6	0	0	0	1	0	0	0	0
Aeronautica	5	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Uni Ibk	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MeteoSlo	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 1.1: Betreiber, Anzahl von Stationen (nrstat), Stationen mit lückenlosen Reihen in der Klimaperiode 1981 – 2010 (nrfill), sowie verfügbare Reihen innerhalb der betrachteten Region für die einzelnen Messparameter: Tagesmittel-, Höchst- und Tiefsttemperatur (t, tmax, tmin), Niederschlag (pr), Schnee (s), Neuschnee (fs), Globalstrahlung (glo), Sonnenscheindauer (sd), Bewölkung (clc), Nebel (fog) und Wasserdampf (vap).

Datenreihen, beispielsweise aufgrund von Standortverlegungen müssen dabei allerdings berücksichtigt und durch sogenannte Homogenisierung der Daten behoben werden. Dies geschieht unter anderem durch Vergleiche mit benachbarten Stationen, deren Daten teilweise erst von handgeschriebenen Klimabögen digitalisiert werden mussten. Details zur Homogenisierung der Schlüsselstationen finden sich im Abschnitt 1.3.

Grundlage der Klimakarten sowie der Stationsanalysen sind wie erwähnt lückenlose Tagesreihen, um alle benötigten Klimaindizes berechnen zu können. Beispielsweise kann die Anzahl von Frosttagen in der Klimaperiode 1981 bis 2010 nur berechnet werden, wenn in diesem Zeitraum auch eine tägliche Information dazu vorliegt. Reihen von Stationen, deren Standort verlegt wurde, wurden nur zusammengehängt, wenn die horizontale Distanz 5 km nicht überschreitet und der Unterschied in der Stationshöhe maximal 200 m beträgt. Die Füllung allfälliger Datenlücken der vorher qualitätsgeprüften Daten wurde über Anbindung an die höchstkorrelierten drei Nachbarn bewerkstelligt. Die Mindestverfügbarkeit der Originaldaten wurde parameterabhängig sinnvoll gesetzt, beträgt jedoch mindestens 50 %. Der Füllalgorithmus beruht auf den Messwerten der Nachbarn und einem saisonalen Anpassungsfaktor oder additiven Wert.

Die Bildung von Tagesmittelwerten aus zeitlich höher aufgelösten Messungen ist in den einzelnen Regionen uneinheitlich. Für die vorliegenden Analysen wurde daher die Tagesmitteltemperatur konsistent aus dem Mittel aus Maximum- und Minimumtemperatur gebildet. Für die Monatsdaten der Temperatur wurden zusätzlich länderspezifische Korrekturen vorgenommen, die die Seehöhe der Station sowie die Lage im städtischen oder ländlichen Gebiet berücksichtigen (Hiebl u. a. 2009).

1.2 Qualitätskontrolle

Beobachtete oder automatisch erfasste Daten können zunächst mit Fehlern behaftet oder inkonsistent sein.

Die häufigsten Probleme sind:

- Fehler in der Beobachtung oder beim Eintrag
- Technischer Instrumentenausfall

- Systematische Messabweichungen der Sensoren, z.B. unzureichende Belüftung oder Vereisung
- Inhomogene Zeitreihen, welche sich durch den fortlaufend veränderten Standort der Station ergeben, z.B. wachsende Bäume in der Umgebung der Klimahütten
- Eingabefehler beim Digitalisieren von alten Klimabögen

Um eine herausragende und einheitliche Datenqualität zu erreichen, wurden die erfassten und teilweise auch erstmalig digitalisierten Daten einer mehrstufigen Qualitätsprüfung unterzogen, welche in sechs Schritte eingeteilt wurde:

1. Vorprüfungen:

Diese Prüfungen wurden während der Datenerfassung, Datentransformierung und dem Datenimport durchgeführt. Sie beinhalteten die Auffindung von sogenannten „Ausreißern“, die Prüfung von Schwellwerten, sowie eine zeitliche Konsistenzprüfung. In diesem ersten Arbeitsschritt wurden fragwürdige Werte gekennzeichnet und „Ausreißer“ wo möglich korrigiert.

2. Vollständigkeitsprüfung:

Bei dieser Prüfung wurde die Vollständigkeit der Datensätze überprüft. Dies war nötig, da weitere Berechnungen wie zum Beispiel Monatssummenbildung der Messwerte unterschiedlicher Parameter auf einem lückenlosen Datensatz basieren. Lücken wurden je nach Parameter und der Länge des fehlenden Zeitraums mit Fehlern aufgefüllt oder mit Werten korrigiert, bzw. interpoliert. Hilfreich für diese Qualitätsprüfung waren Originalwerte von historischen Thermo-Hygrograph-Streifen, von Klimabögen und Radarbilder.

3. Klimatologische Prüfung:

Hierbei wurde getestet ob alle Messwerte innerhalb eines klimatologischen Grenzwertebereichs liegen. Diese Grenzwertebereiche sind abhängig von der geographischen Position (Höhenlage) der Station und vom Messzeitpunkt. Liegt der Messwert außerhalb eines bestimmten, physikalisch sinnvollen Bereichs, wird er als „zweifelhaft“ ausgegeben. Ob dieser Wert korrigiert werden muss oder als korrekt bestätigt wird, entscheidet dann der Prüfer nach nochmaliger Kontrolle. Somit wird sichergestellt, dass auch extreme Wetterereignisse, die den normalen klimatologischen Gegebenheiten widersprechen, durch das Prüfsystem nicht verfälscht werden.

4. Innere Konsistenzprüfung:

Bei der Prüfung auf innere Konsistenz wurden verschiedene Parameter einer Zeitreihe auf logische Zusammenhänge überprüft. Dies kann beispielsweise sein, dass die Tiefsttemperatur eines Tages nicht höher sein darf als die Höchsttemperatur. Wie auch beim vorigen Prüfungsabschnitt entscheidet der Prüfer nach nochmaliger Kontrolle, wie mit dem zweifelhaften Wert umzugehen ist.

5. Räumliche Konsistenzprüfung:

Um die Korrektheit der Messwerte im räumlichen Umfeld sicherzustellen, wurden Tageswerte einer Station mit denen von Nachbarstationen verglichen.

6. Zusätzliche Nachprozeduren:

Für diesen Prüfprozess wurden maßgeschneiderte Anwendungsprogramme entwickelt, wie z.B. Prüfsoftware für Schnee oder Globalstrahlung. Bei der praktischen Anwendung dieser Softwareprogramme, welche auf räumlichen und statistischen Testalgorithmen basieren, wurden viele „Ausreißer“ und Fehler entdeckt, gekennzeichnet und automatisch oder manuell korrigiert.

Für die Klimaauswertung wurden von insgesamt 1460 Stationen Datensätze für den Zeitraum 01.08.1980 bis 31.12.2010 auf Tagesbasis geprüft. Lediglich für einige ausgewählte Referenzstationen wurden die gesamten vorhandenen Zeitreihen getestet, um sie anschließend für die Datenhomogenisierung zu verwenden. (siehe Kap. 1.3).

Insgesamt wurden von den erfassten Datensätzen (rund 584 Millionen Werte) 1,14 % der Datenmenge als zweifelhaft ausgegeben und rund 1 % der Datenmenge entweder manuell oder automatisch korrigiert. Welche Parameter am häufigsten korrigiert wurden, zeigt Abbildung 1.1. Dazu zählen Niederschlag, Temperaturminimum und -maximum, Schnee, Neuschnee und Globalstrahlung, wobei nicht alle Stationen auch alle Parameter messen.

Der Niederschlag gehört zu einer der größten Herausforderungen der Klimadatenprüfung und erfordert viel Erfahrung. Einerseits kann Niederschlag als sehr lokales Phänomen auftreten, wie z.B. bei Gewitter, andererseits aber auch als großflächiges Ereignis, welches über mehrere Tage andauern kann. Die topographischen Einflüsse, hier im speziellen die Berg-

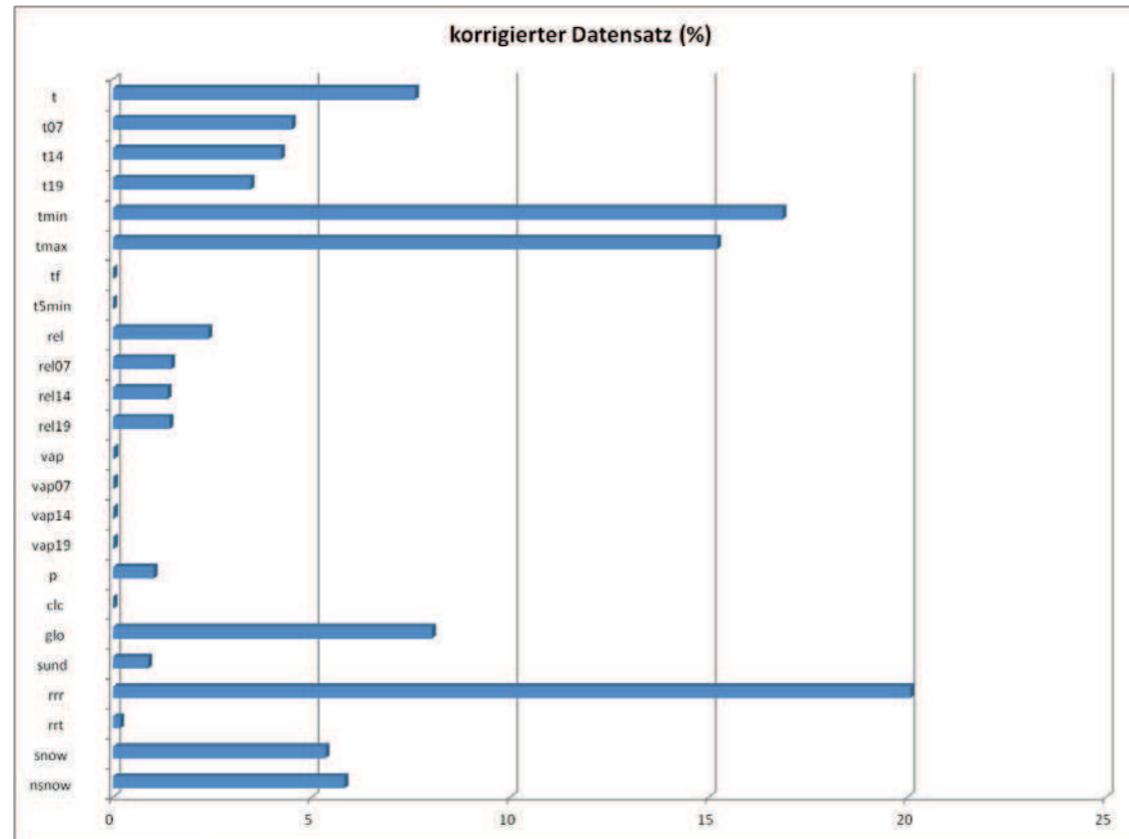


Abb. 1.1: Relative Anzahl korrigierter Daten: mittlere tägliche 2m Lufttemperatur (t), Lufttemperatur um 07 MOZ/14 MOZ/19 MOZ (t07/14/19), tägliches Minimum der 2 m Lufttemperatur (tmin), tägliches Maximum der 2 m Lufttemperatur (tmax), Feuchttemperatur (tf), 5 cm Temperatur (t5min), mittlere tägliche relative Feuchte (rel), Relative Feuchte um 07 MOZ/14 MOZ/19 MOZ (rel07/14/19), mittlerer täglicher Dampfdruck (vap), Dampfdruck um 07 MOZ/14 MOZ/19 MOZ (vap07/14/19), Stationsdruck (p), mittlere tägliche Bewölkung (clc), tägliche Summe der Globalstrahlung (glo), Sonnenscheindauer 0-24 MOZ (sund), Regen 24h (rrr), Niederschlagsart (rrt), Gesamtschneehöhe (snow), Neuschneehöhe (nsnow).

und die Tallandschaften der Alpen, müssen bei der Datenprüfung mit berücksichtigt werden. Schlussendlich wurden die fehlerbereinigten und als endgeprüft klassifizierten Zeitreihen für die Datengrundlage von Homogenitätstests, für kartographische Darstellungen, für Klimavariabilitätsstudien und für die Extremwertanalysen verwendet.

1.3 Homogenisierung

Um neben dem Istzustand der Klimaperiode 1981 bis 2010 auch die zeitliche Entwicklung und mögliche Trends einer Klimaänderung bewerten zu können, wurden 17 Stationen ausgewählt. Diese zeichnen sich

durch möglichst lange, ungestörte und für das Klima der Region repräsentative Zeitreihen aus. Von diesen 17 Stationen befinden sich sechs in Tirol, sieben in Südtirol und vier in der venetischen Provinz Belluno (Abb. 1.2). Als wichtigste Indikatoren für etwaige Klimaänderungen wurden die Temperaturen (tägliche Tiefst- und Höchstwerte) sowie der Niederschlag analysiert. Je länger Messreihen sind, umso eher enthalten sie Diskontinuitäten (Brüche), die beispielsweise durch Stationsverlegungen, technische Neuerungen der Instrumente oder zeitliche Veränderung der Umgebung wie z. B. Urbanisierung bedingt sind. In Auer u. a. (2007) wird gezeigt, dass eine durchschnittliche Klimazeitreihe alle 20 bis 30 Jahre eine Diskontinuität erfährt, deren Stärke das tatsächliche Klimasignal verfälscht und mögliche Trends überdeckt. Solche

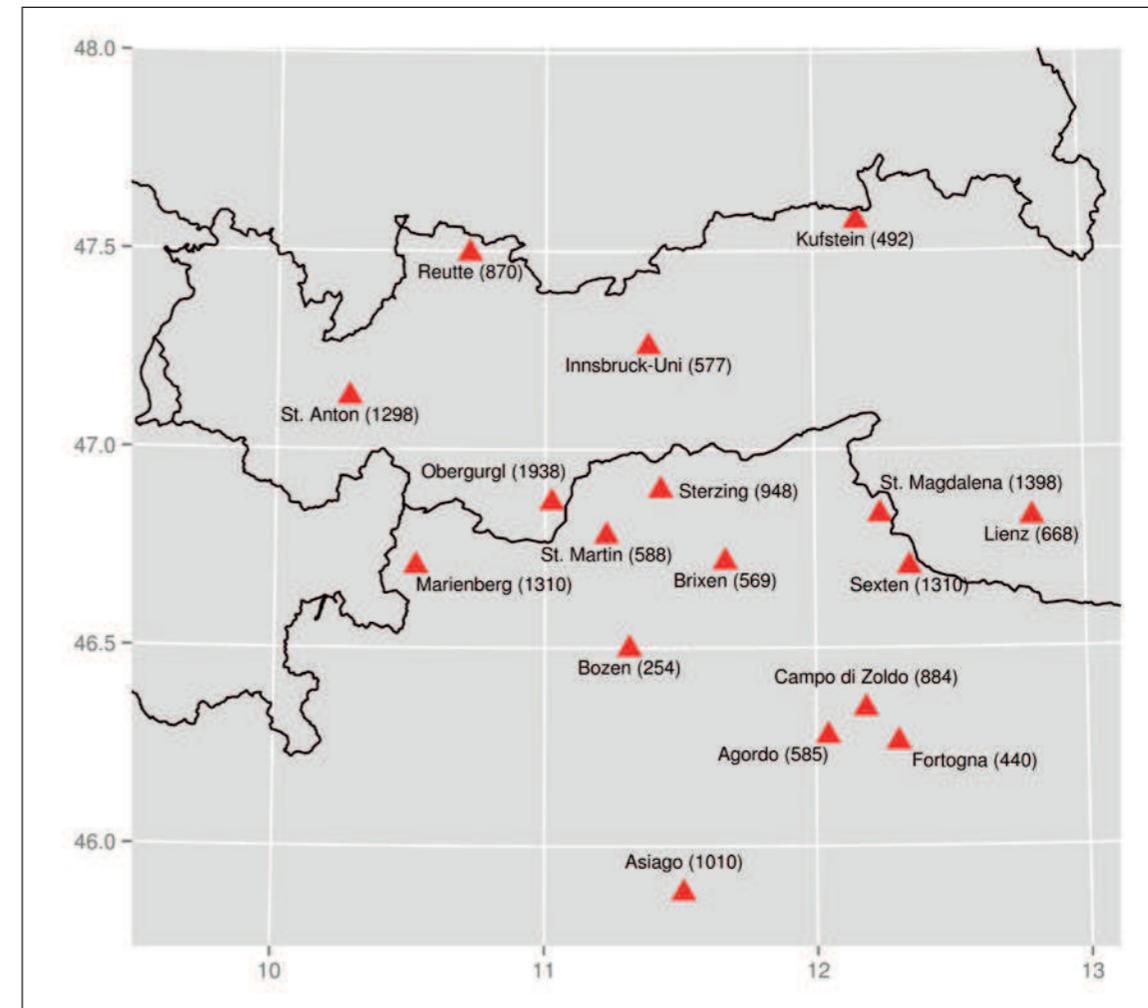


Abb. 1.2: Übersichtskarte zur Lage der für die Homogenisierung gewählten Stationen.

Brüche müssen daher eliminiert und die Zeitreihe dem aktuellen Zustand angeglichen werden. Das dazu notwendige Verfahren beruht auf Stationsinformationen und verschiedenen statistischen Methoden und wird als Homogenisierung bezeichnet. Für die Homogenisierung müssen in einem ersten Schritt mögliche Brüche detektiert werden. Unter Berücksichtigung historischer Aufzeichnungen zur Stationsgeschichte geschieht dies bei den Tagesdaten über die Einbeziehung von hoch korrelierten Nachbarstationen im Umkreis von 100 km horizontal und 200 m vertikal. Beim Niederschlag werden zur Bruchdetektion zudem

anteilige Monatssummen sowie die Häufigkeit von Tagen mit mindestens 5 mm Niederschlag verwendet. Brüche werden nur dann als solche angenommen, wenn sie von mehreren Methoden entdeckt werden. Im zweiten Schritt werden die Zeitreihen dann korrigiert. Die Referenzstationen dienen dabei zur Bestimmung der notwendigen Anpassung. Nähere Details zur Homogenisierung von Tagesdaten sind in der Arbeit von Nemeš u. a. (2013) zu finden. Die Homogenisierung auf Tagesbasis ist äußerst anspruchsvoll (Auer u. a. 2010) und nicht immer erfolgreich. Da Niederschlag räumlich und zeitlich stark variiert, ist besonders bei

diesem Parameter die Bruchdetektion eine sehr große Herausforderung. Generell kann beim Tagesniederschlag auch nur ein Bruch korrigiert werden, und zwar der zeitlich letzte.

Da Monatsdaten durch die Mittelung räumlich gleichmäßiger verteilt sind, ist die Homogenisierung hier deutlich erfolgreicher und zudem auch als Methode etablierter (Mestre u. a. 2013, Domonkos 2011, Picard u. a. 2011). Wenn möglich bildeten die homogenisierten Tagesdaten die Ausgangsbasis zur Mittel- oder Summenbildung. Für jene Stationen, wo die Homogenisierung der Tagesdaten nicht möglich war, wurden die Originaldaten verwendet.

Ergab sich bei den Monatssummen des Niederschlags keine Diskontinuität, wurden auch die Tagesdaten als homogen betrachtet und für die Analysen verwendet. Für die Temperaturreihen von Bozen und Brixen, bei denen aufgrund fehlender Nachbarstationen keine Homogenisierung möglich war, wurde der HISTALP Datensatz verwendet.

KAPITEL 2

Trends von Temperaturen und Niederschlag

Referenzen Kapitel 1

Auer I, Böhm R, Jurkovic A, Lipa W, Orlik A, Potzmann R, Schöner W, Ungersböck M, Matulla C, Briffa K, Jones PD, Efthymiadis D, Brunetti M, Nanni T, Maugeri M, Mercalli L, Mestre O, Moisselin J-M, Begert M, Müller-Westermeier G, Kveton V, Bochnicek O, Stastny P, Lapin M, Szalai S, Szentimrey T, Cegnar T, Dolinar M, Gajic-Capka M, Zaninovic K, Majstorovic Z, Nieplova E, 2007: HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the greater Alpine region 1760-2003. *International Journal of Climatology* 27: 17-46. **Auer I**, Nemeč J., Gruber C., Chimani B., Türk K., 2010: HOM-START. Homogenisation of climate series on a daily basis, an application to the StartClim dataset. Vienna: Klima- und Energiefonds, project report, 34 pages. Domonkos P., 2011: Adapted Caussinus-Mestre Algorithm for Networks of Temperature series (ACMANT). *Int J. Geosci*, 2, 293-309 **Hiebl J**, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugeri M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, Percec Tadic M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorologische Zeitschrift* 18, 507–530, doi:10.1127/0941-2948/2009/0403. **Mestre O**, P. Domonkos, F. Picard, I. Auer, S. Robin, E. Lebarbier, R. Böhm, E. Aguilar, J. Guijarro, G. Vertchnik, M. Klancar, B. Dubuisson, P. Stepánek, 2013: HOMER: a homogenization software – methods and applications, *Időjárás Quarterly Journal of Hungarian Meteorological Service*, 47-67. **Nemeč J.**, Gruber C., Chimani B., Auer I. (2013): Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset of daily minimum and maximum temperature series. *International Journal of Climatology* 33/6, 1538–1550, doi:10.1002/joc.3532. **Olefs M** (2013): Projekt APOLIS – Austrian photovoltaic information system. Final report. Vienna: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 70 pp. **Olefs M**, Schöner W (2012): A new solar radiation model for research and applications in Austria. In: EGU General Assembly 2012, Vienna, 22.–27.04.2012. **Picard F**, E. Lebarbier, M. Hoebeke, G. Rigauill, B. Thiam, S. Robin, 2011: Joint segmentation, calling and normalization of multiple CGH profiles, *Biostatistics* 12, 413-428

2.1 Klimageschichte

Um die aktuellen Klimaentwicklungen einordnen zu können, wird eine kurze Schilderung der „jüngeren“ Klimageschichte vorgenommen. Vor knapp 12.000 Jahren stellten sich nach der letzten Eiszeit vergleichsweise warme und stabile Verhältnisse ein, das sogenannte Holozän. Dieses ist gekennzeichnet durch nur noch geringe Schwankung der globalen Mitteltemperatur (weniger als 1 °C) und kann in ein wärmeres Frühholozän und ein kälteres Spätholozän unterteilt werden. Erst seit etwa 100 Jahren erfolgte die Trendwende zu einer von Menschen mitverursachten Erwärmung. Dies wird für den Alpenraum anhand der Messungen noch ausführlich diskutiert. Langfristig gesehen war der Klimatrend jedoch 5000 Jahre lang auf leichte Abkühlung eingestellt. Diese Entwicklung ist allerdings durch jahrzehnte- bis jahrhundertelange Warm- und Kaltphasen überlagert.

Als Beispiele mögen die mittelalterliche Warmzeit und die kleine Eiszeit dienen. Die mittelalterliche Warmzeit hatte ihren Höhepunkt etwa zwischen den Jahren 1000 und 1300 und brachte eine Erwärmung um 1-2 °C. Das günstige Klima des Hochmittelalters ermöglichte nicht nur ausgedehnten Weinanbau in Europa, sondern führte auch zu einem Aufschwung der Städte. Die Kleine Eiszeit war eine Periode relativ kühlen Klimas von Anfang des 15. bis in das 19. Jahrhundert hinein. Sie gilt in der heutigen Klimadiskussion als das klassische Beispiel einer durch kurzfristige Schwankungen geprägten „natürlichen“ Klimavariation. Die Hauptfaktoren dabei sind vermutlich Änderungen im Umlauf der Erde um die Sonne, gesteigerte vulkanische Aktivität und ein etwas schwächerer Golfstrom. Auch während der Kleinen Eiszeit gab es erhebliche Klimaschwankungen; zum Beispiel waren die Zeiträume von 1570 bis 1630 und von 1675 bis 1715 besonders kalte Zeitabschnitte, welche im Allgemeinen mit Gletschervorstößen in Zusammenhang stehen. Missernten und Seuchen verschärften bestehende soziale Spannungen, die Französische Revolution ist auch in diesem Licht zu sehen. Generell hat das stabile Klima des Holozäns die menschliche Entwicklung zur sesshaften Ackerbaukultur und weiter bis zum industriellen Zeitalter sicher begünstigt. Erkenntnisse zu den eben skizzierten Veränderungen stammen aus vielfältigen Quellen, die, als indirekte Anzeiger des Klimas, auch Proxydaten genannt

werden. Darunter fallen klösterliche Chroniken mit Aufzeichnungen über Wetterextreme, Ernteerträge oder Überschwemmungen. Aber auch die Analyse von Eisbohrkernen, Sedimenten, Pollen oder Baumringen. Im Zuge der Dendroklimatologie konnten etwa in den Ostalpen jahrtausendealte Baumstrünke aus den Moränen des Gepatschferners und der Gletscherzunge der Pasterze für die Klimarekonstruktion benutzt werden. Erst die Entwicklung physikalischer Messmethoden ermöglichte die systematische Erfassung und Quantifizierung des Klimas. Im Alpenraum starteten regelmäßige Wetterbeobachtungen im 18. Jahrhundert, wie etwa im Jahr 1777 in Innsbruck. Im Jahr 1883 erschien die erste Auflage des Handbuchs der Klimatologie von Hann. Vorerst wurden also Mittelwerte verschiedener geographischer Regionen mithilfe eines verdichteten Messnetzes erfasst. Nach Betrachtung längerer Zeitreihen entwickelte sich aus dieser statischen Klimatologie die Schwankungsklimatologie (Schönwiese, 1974). Diese erforschte nicht nur die geographische Verteilung von klimatischen Mittelwerten, sondern auch deren Schwankungen in einem längeren Zeitabschnitt. Für den Alpenraum stellte der Innsbrucker Geograph Fliri erstmals grenzübergreifend Klimawerte von Niederschlag und Temperatur (Fliri, 1974, 1975, 1984), aber auch der Schneedecke (Fliri, 1992) zusammen.

2.2 Die Erforschung des Klimas in den Alpen

Im Folgenden wird ein kurzer Überblick über die Klimaforschung im Alpenraum gegeben, was bei der Untersuchung von Klimaänderungen zu beachten ist und wie sich Temperatur und Niederschlag in den letzten Jahrzehnten entwickelt haben. Die betrachtete Region ist zunächst einmal verschiedenen klimatischen Einflüssen ausgesetzt: Im Norden ist der atlantische Einfluss dominant, im Süden der mediterrane. Zeitweilig sind auch von Osten her kontinentale Luftmassen spürbar. Von Saison zu Saison und von Jahr zu Jahr dominieren unterschiedliche Einflüsse. Daher rühren starke Änderungen, und ein kalter, nasser Sommer folgt zum Beispiel auf zwei trockene warme. Unter Klimaänderung versteht man im Gegensatz zu dieser Variabilität langfristige Ände-

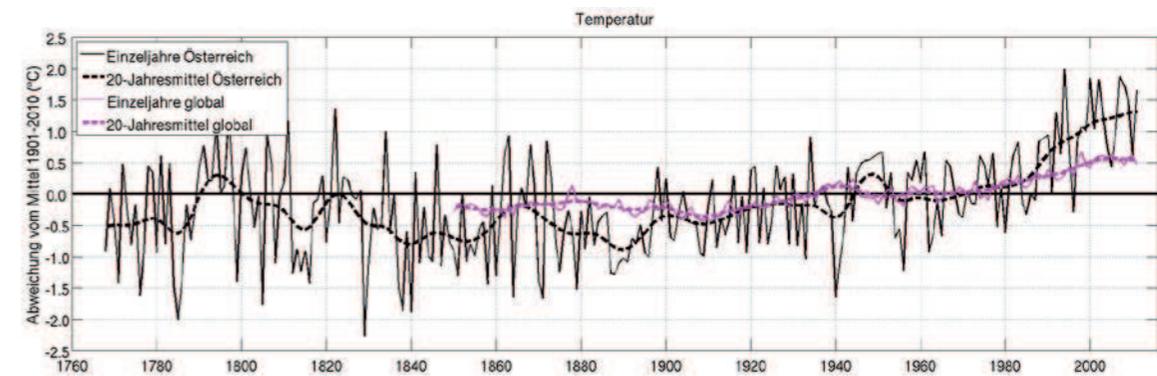


Abb. 2.1: Temperaturentwicklung im Alpenraum (Österreich, schwarz) und im globalen Mittel (magenta) nach Böhm (2010). Die dicken, glatten Kurven stellen ein dekadisches Mittel dar.

rungen. Will man diese anhand von direkten Messungen untersuchen, so braucht es längere und in sich konsistente (homogene) Messreihen. Herausragend ist in diesem Zusammenhang der HISTALP-Datensatz (Auer u. a., 1999, Böhm u. a., 2009), für den Stationsmessungen ab dem Jahr 1770 gewissenhaft homogenisiert wurden. Der Datensatz umfasst den erweiterten Alpenraum, der sich von 4 bis 19 °E und von 43 bis 59 °N erstreckt und in fünf Regionen unterteilt wurde. Nördlich des Alpenhauptkammes befindet sich die Region Nordwest, östlich von Salzburg die Region Nordost. Die Trennlinie zwischen den Subregionen Südwest und Südost läuft entlang des östlichen Dolomitenrandes. Schließlich gibt es noch die hochalpine Region ab einer Seehöhe von 1.500 m. Diese Einteilung wird für die vorliegenden Auswertungen übernommen.

Einige wichtige Schlussfolgerungen für die Klimaforschung konnten aufgrund der guten Datenlage bereits gezogen werden. So ergibt die Betrachtung der HISTALP-Daten, dass die Erwärmung im Alpenraum überall sehr ähnlich verläuft und mit beinahe 2 °C seit dem 19. Jahrhundert stärker als im globalen Mittel ist (Abb. 2.1). Hauptverantwortlich dafür scheint die Nordwärtsverlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels zu sein. Diese Erwärmung verläuft aber nicht stetig, sondern ist von etwa 10- bis 30-jährigen Zwischenmaxima und -minima überlagert. Hiebl et. al. (2009) haben daraus eine grenzüberschreitende Temperaturklimatologie gemacht, die sich allerdings auf den Zeitraum 1961 bis 1990 bezieht

und nicht auf Trends, also zeitliche Änderungen, fokussiert. Der Einfluss von Länge, Breite, Höhe und Entfernung von der Küste wurde ebenso berücksichtigt wie die lokalen Faktoren Kaltluftseen (im Winter), See-, Stadt und Hangeffekte. Lokale Effekte erreichen eine typische Größenordnung von bis zu 1 °C (Auer und Böhm, 2003). Daneben gibt es für die Region eine Reihe von nationalen oder subnationalen Klimatologien (Auer u. a. 2001 für Österreich, Brunetti u. a. 2009 für Norditalien, Mercalli 2003 für das Aostatal), die jedoch allesamt nicht länderübergreifend sind.

2.3 Klima – Schwankungen und Trends zwischen Arlberg und Dolomiten

In der vorliegenden Arbeit liegt der Fokus auf einer alpen- und somit grenzüberschreitenden Untersuchung des Klimas und seiner Entwicklung bis zum Ende der aktuellen Klimaperiode 2010. Dazu wurden homogenisierte Tageswerte der Tiefst- und Höchsttemperaturen, sowie des Niederschlags verwendet. Die Homogenisierung, die unter anderem auf eine Korrelation mit Nachbarstationen beruht, ist insbesondere für Tageswerte eine große Herausforderung. Details sind in Kapitel 1.3 zu finden.

Temperatur

Zunächst wird auf die Temperatur und die damit verbundenen Klimaelemente wie Anzahl der Sommer-

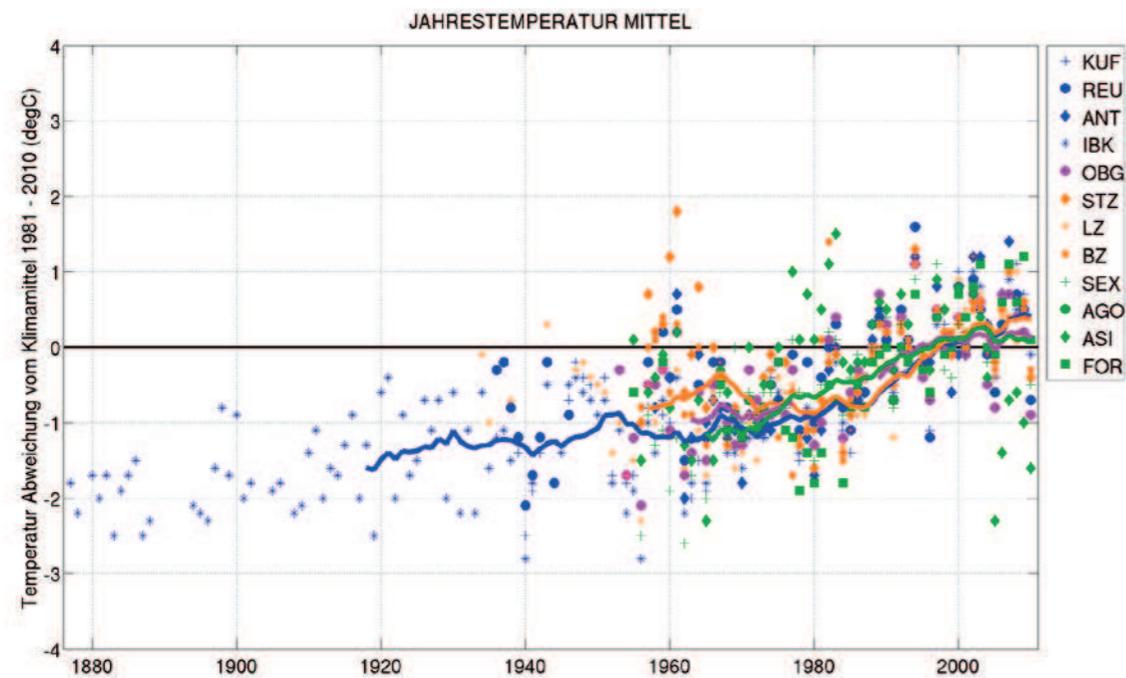


Abb. 2.2: Abweichung der Jahresmitteltemperatur vom jeweiligen Klimamittel 1981 bis 2010. Stationswerte sind wie in der Legende ausgewiesen durch Symbole gekennzeichnet, die Farben stehen für die Subregionen. Nordwest wird mit blau gekennzeichnet, Südwest mit orange, Südost mit grün und hochalpin mit magenta. Die durchgezogenen Linien zeigen das gleitende Mittel über 11 Jahre.

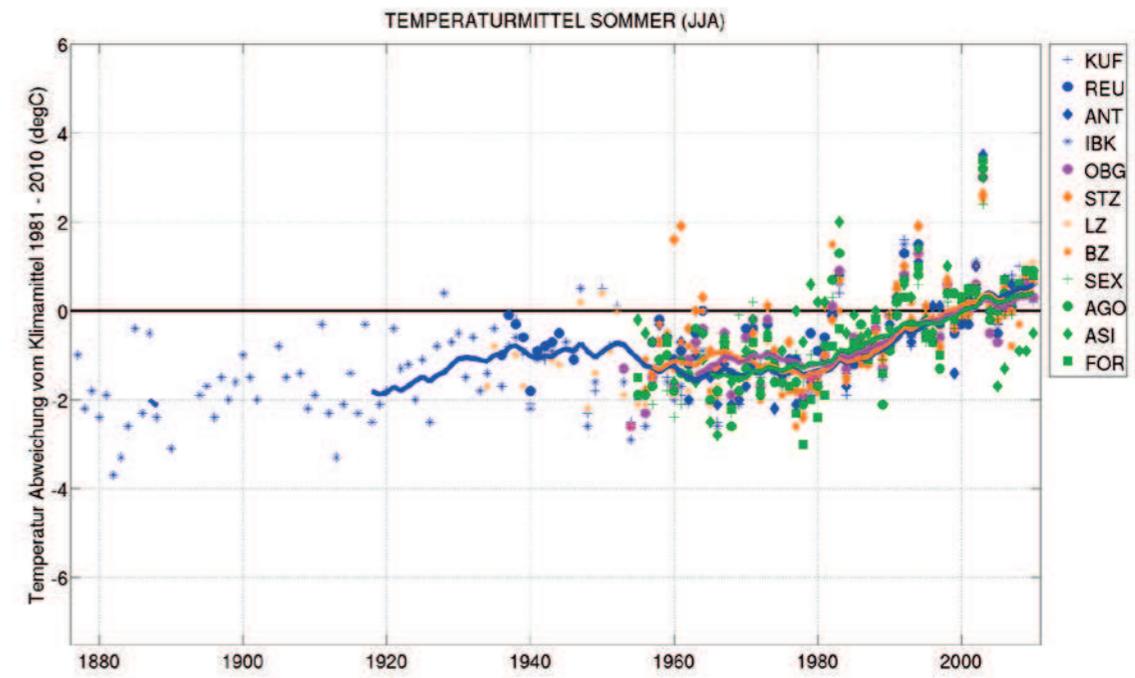


Abb. 2.3: Abweichung der Sommermitteltemperatur (JJA) vom jeweiligen Klimamittel 1981 bis 2010. Stationswerte sind wie in der Legende ausgewiesen durch Symbole gekennzeichnet, die Farben stehen für die Subregionen. Nordwest wird mit blau gekennzeichnet, Südwest mit orange, Südost mit grün und hochalpin mit magenta. Die durchgezogenen Linien zeigen das gleitende Mittel über 11 Jahre.

tage, Eistage, etc. eingegangen. An 12 von insgesamt 17 betrachteten Schlüsselstationen ist die Konsistenz und Qualität der homogenisierten Temperatur-Messreihe für eine Analyse ausreichend. Diese 12 Stationen bilden die Grundlage für die folgenden Aussagen. Die vier Stationen Kufstein (KUF), Reutte (REU), St. Anton am Arlberg (ANT) und Innsbruck Universität (IBK) befinden sich in der nördlichen Subregion. Südlich des Alpenhauptkammes bilden Sterzing (STZ), Lienz (LZ) und Bozen (BZ) die Region Südwest. Mit schon deutlichem Mittelmeereinfluß werden die Stationen Sexten (SEX), Agordo (AGO), Asiago (ASI) und Fortogna (FOR) zur Region Südost zusammengefasst. Das hochalpine Klima wird von Obergurgl (OBG) am Alpenhauptkamm repräsentiert. Wie bereits eingangs erwähnt ist die Variabilität von Jahr zu Jahr hoch. Um dennoch längerfristige Trends sichtbar zu machen, werden üblicherweise zeitliche Mittel über mehrere Jahre genommen (Tiefpassfilterung). Da außerdem die räumliche Korrelation für die Temperatur hoch ist, kann auch ein Mittel über

mehrere Stationen eine Entwicklung deutlicher hervortreten lassen. Wenden wir uns der Entwicklung der Jahresmitteltemperatur in den vier Subregionen zu, die in Abbildung 2.2 gezeigt wird. Bis 1934 liegen nur Messungen der Station Innsbruck Universität vor. Das Temperaturniveau liegt bis zu diesem Zeitpunkt in etwa 1 bis 2 °C unter dem aktuellen Klimamittel 1981 bis 2010. Betrachtet man die tiefpassgefilterten Regionsmittel, die die Entwicklung gut zeigen, ist zunächst festzustellen, dass die Temperatur in den Regionen sehr ähnlich verläuft. Eine Abweichung zu wärmeren Temperaturen in der Region Südwest bis etwa 1970 ist durch auffällig warme Startjahre an der Station Sterzing mitverursacht. Ansonsten ist der Trend aber regions- und höhenübergreifend zu sehen und setzt sich vom Tiroler Alpenrand über den Alpenhauptkamm bis ins Veneto fort. Bis 1980 dominieren Schwankungen mit einer Periode von etwa zehn Jahren samt einem Temperaturanstieg von etwa 0,1 °C pro Dekade. Dieser Wert entspricht in etwa der globalen Erwärmung. Ab

den 80-er Jahren nimmt der Erwärmungstrend klar zu, in den 20 Jahren bis 2000 liegt der Anstieg bei 0,6 – 1,0 °C. Seit 1998 ist der Trend etwas gedämpft. Dieser „Plateau-effekt“, Hiatus genannt, wird auch global beobachtet (IPCC 2014). Die Gründe dafür sind noch umstritten, jedenfalls scheinen natürliche Klimaschwankungen in Zusammenhang mit geänderten Meeresströmungen eine Rolle zu spielen. Die typische Bandbreite, wie stark der Jahreswert einer Station vom regionalen Mittel abweicht, liegt bei 2 °C. Die beschriebene Entwicklung vollzieht sich indes nicht regelmäßig, sondern weist durchaus Besonderheiten in den Jahreszeiten auf. Abbildung 2.3 zeigt den zeitlichen Gang der Sommertemperatur, also der Monate Juni bis August. Es ist erneut festzustellen, dass die Änderungen in der gesamten Region parallel ablaufen. Die nachfolgende Beschreibung gilt demnach für das gesamte betrachtete Gebiet vom Karwendel bis zu den südlichen Ausläufern der Dolomiten. Bis etwa 1960 dominieren die quasiperiodischen Schwankungen und es ist kein klares Trendsignal zu sehen. Zwischen

1960 und 1980 waren die Sommer bei gleichbleibendem Niveau noch ein gutes Grad kälter als im aktuellen Klimamittel. Bis 2000 stiegen die Sommertemperaturen dann allerdings deutlich, im Schnitt um gut 1 °C. Seitdem ist der Anstieg gebremst, der bereits erwähnte Plateau-effekt ist auch im Sommer zu beobachten. Allerdings fällt der Jahrhundertsommer 2003, der bei den Stationssymbolen in Abbildung 2.3 durch die stärksten positiven Abweichungen heraussticht, gerade in dieses Jahrzehnt. Der eben geschilderte Trend spiegelt sich auch in der zeitlichen Entwicklung der Sommertage wider. Unter einem Sommertag versteht man in der Klimatologie einen Tag, an dem die Tageshöchsttemperatur 25 °C erreicht oder überschreitet. Vergleicht man zunächst die absoluten Zahlen von Kufstein und Fortogna in den Abbildungen 2.4 und 2.5, so gibt es natürlich an der Nordtiroler Station mit durchschnittlich 49 Sommertagen im Zeitraum 1981 – 2010 deutlich weniger als an der Station im Veneto mit 63. Die Änderung im Laufe der letzten Jahrzehnte verläuft jedoch ähnlich. Bis 1980

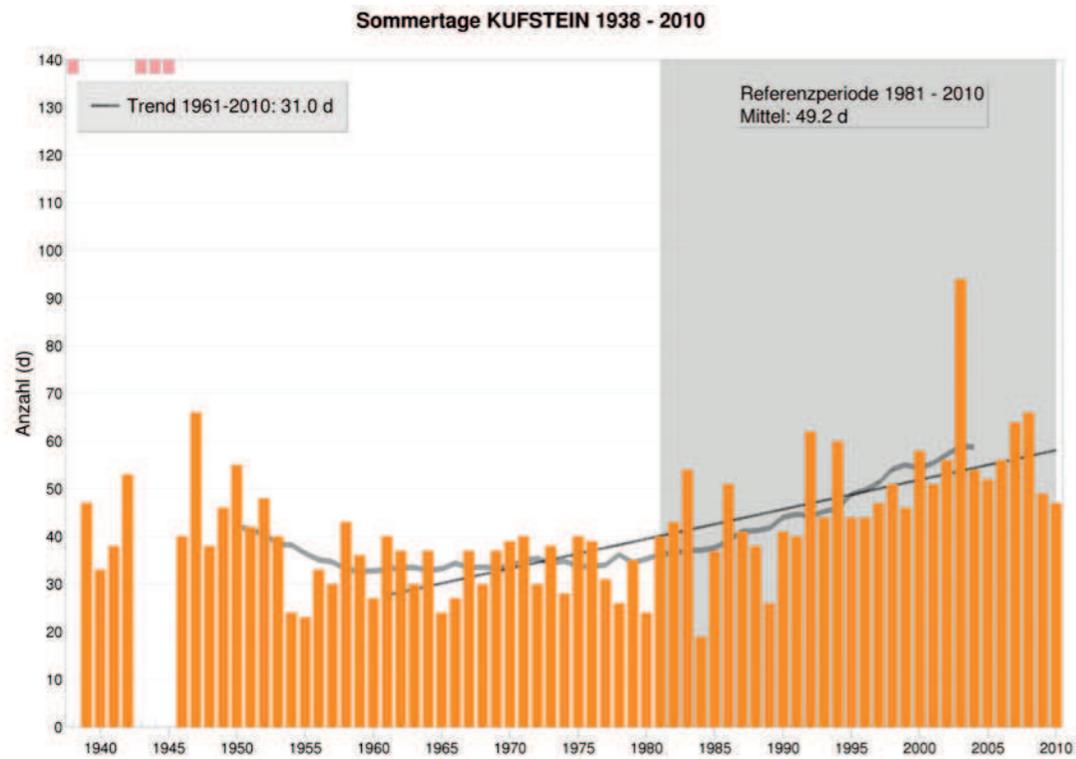


Abb. 2.4: Zeitliche Entwicklung der Anzahl der jährlichen Sommertage in Kufstein.

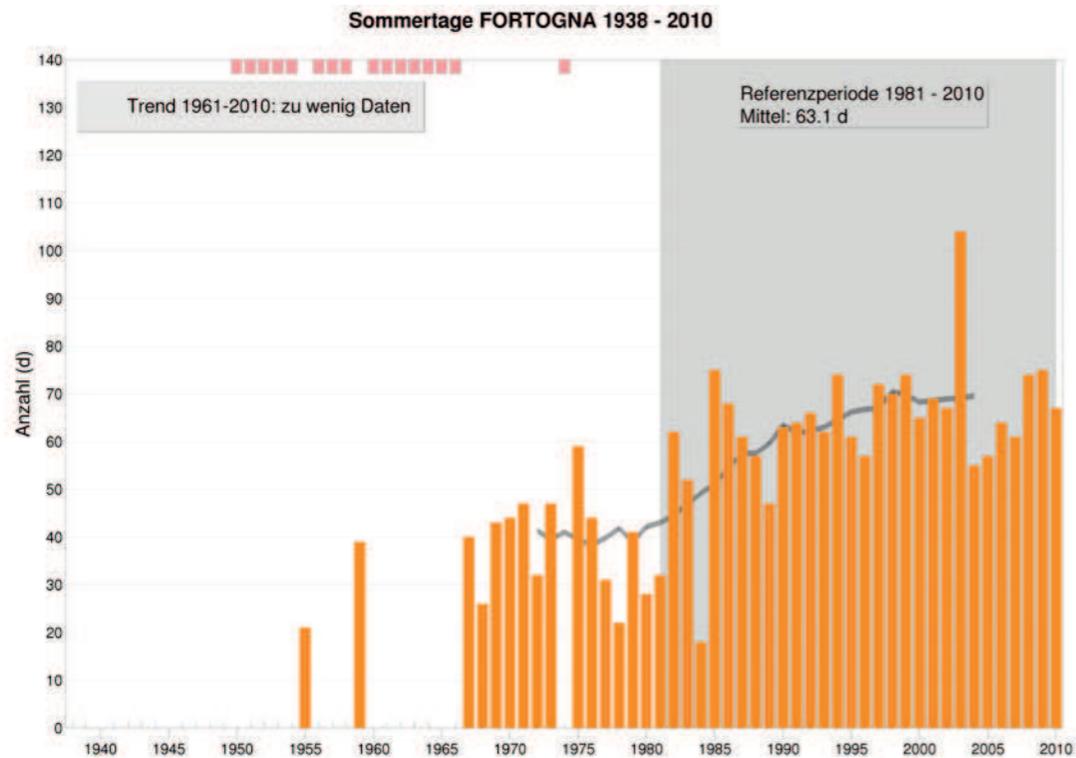


Abb.2.5: Zeitliche Entwicklung der Anzahl der jährlichen Sommertage in Fortogna.

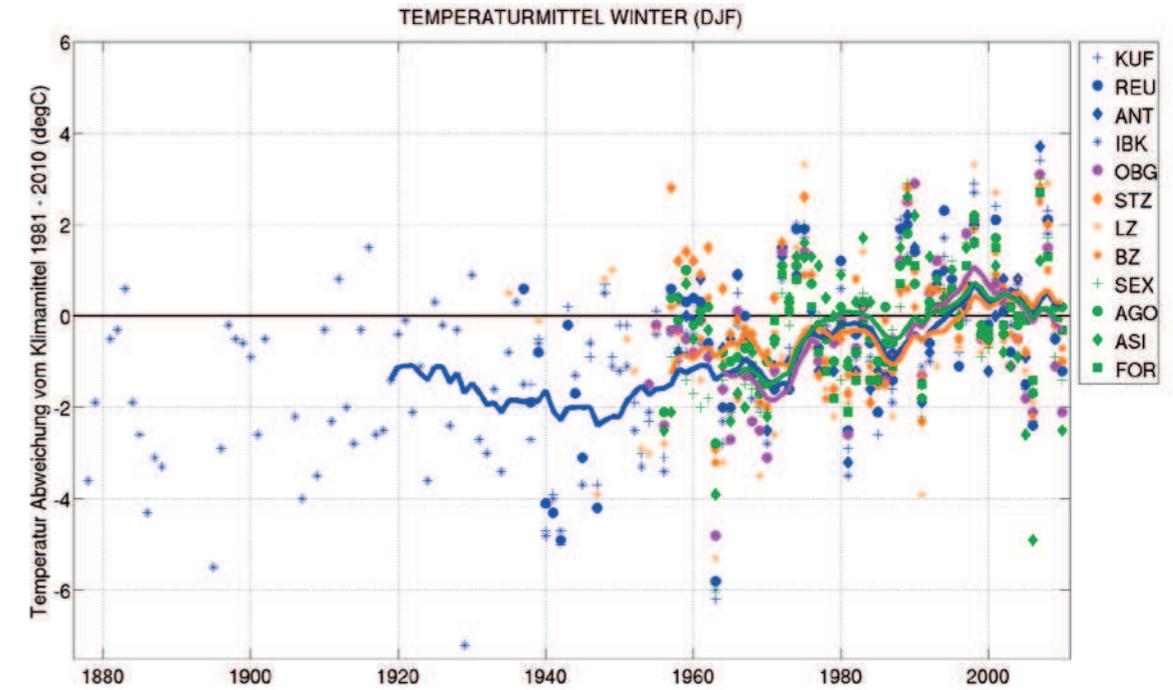


Abb. 2.6: Abweichung der Wintermitteltemperatur (DJF) vom jeweiligen Klimamittel 1981 bis 2010. Stationswerte sind wie in der Legende ausgewiesen durch Symbole gekennzeichnet, die Farben stehen für die Subregionen. Nordwest wird mit blau gekennzeichnet, Südwest mit orange, Südost mit grün und hochalpin mit magenta. Die durchgezogenen Linien zeigen das gleitende Mittel über 11 Jahre.

dominiert die natürliche Schwankung von Jahr zu Jahr. Danach folgt ein deutlicher Anstieg bis 2000 und seitdem verweilt die Zahl der Sommertage auf hohem Niveau, wobei das Jahr 2003 außergewöhnlich viele gebracht hat. Ermittelt man einen linearen Trend, so haben die Sommertage in Kufstein in den 50 Jahren seit 1961 um 31 zugenommen und sich somit verdoppelt. In Fortogna lässt sich dieser Anstieg im gleichen Zeitraum aufgrund der fehlenden Daten bis 1966 nicht in Zahlen gießen. Die Zunahme der Tage mit mindestens 25 °C ist aber trotzdem ersichtlich. Wie sich die Wintertemperatur in den letzten Jahrzehnten verhalten hat, zeigt Abbildung 2.6. Dabei werden die drei Monate Dezember, Jänner und Februar als Winter zusammengefasst. Zunächst fällt auf, dass die Schwankungen deutlich ausgeprägter sind als im Sommer. Das liegt daran, dass im Winter manchmal der Einfluss kalter Kontinentalluft dominiert, dann jedoch wieder gemäßigtere maritime Luftmassen das Kommando übernehmen. Auch die Bandbreite der Abweichung vom Klimamittel ist im Winter größer als

im Sommer. Ausgeprägt kalte Winter können durchaus 6° kälter sein als das langjährige Mittel. Der Trend setzt sich aus den oben beschriebenen Schwankungen und einem Anstieg seit 1950 zusammen, der Ende der 90-er Jahre ein Maximum aufweist. Seitdem sind sogar wieder etwas kältere Winter aufgetreten, wenn auch nicht in jedem Jahr. Welche Auswirkung hat dies auf das Auftreten von kalten Tagen? Um dies zu verdeutlichen werden in den Abbildungen 2.7 und 2.8 stellvertretend für Stationen nördlich und südlich des Alpenhauptkammes die Eistage in Innsbruck und Sexten gezeigt. An Eistagen bleibt die Temperatur den ganzen Tag über unter dem Gefrierpunkt. Dass die absolute Anzahl am Nordrand der Dolomiten höher ist als im Inntal – vergleiche das Klimamittel mit gut 31 Eistagen in Sexten und knapp 15 in Innsbruck – liegt an der Seehöhe. Dass Eistage seit etwa Mitte der 60er-Jahre weniger werden, lässt sich jedoch für beide Orte feststellen. Im Mittel kommen Tage, an denen die Temperatur nicht über 0 °C steigt, im Jahr 2010 in Innsbruck und in Sexten etwa halb so oft vor wie im

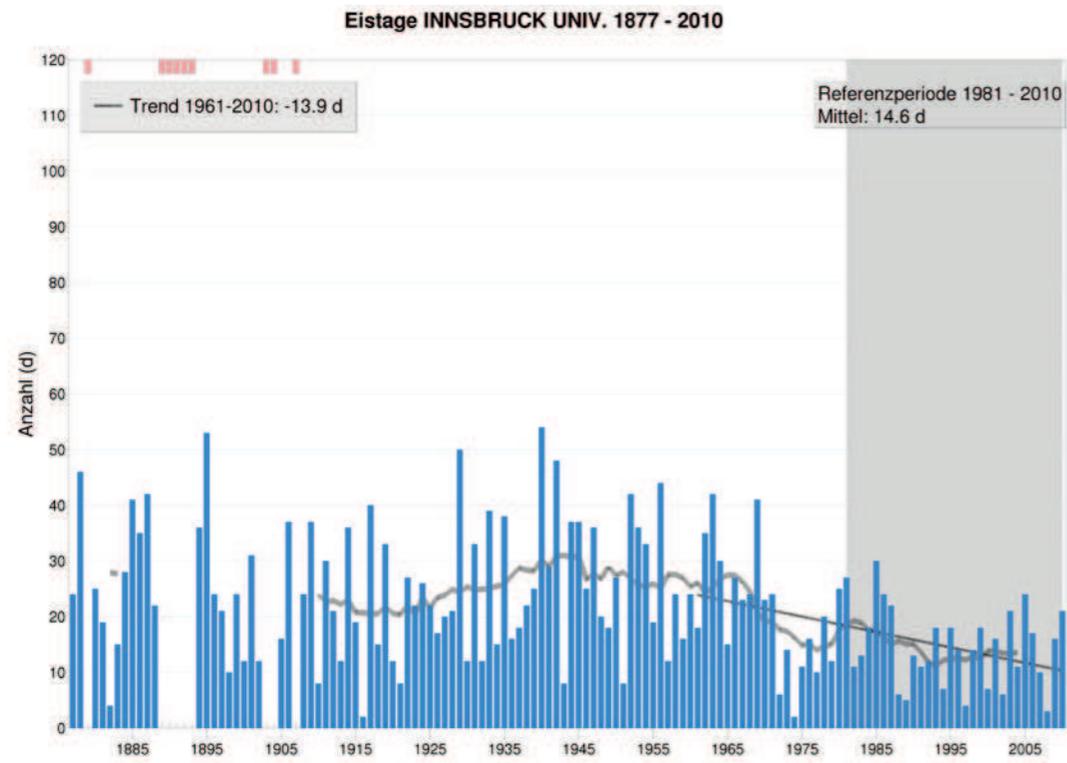


Abb. 2.7: Zeitliche Entwicklung der Anzahl der jährlichen Eistage in Innsbruck.

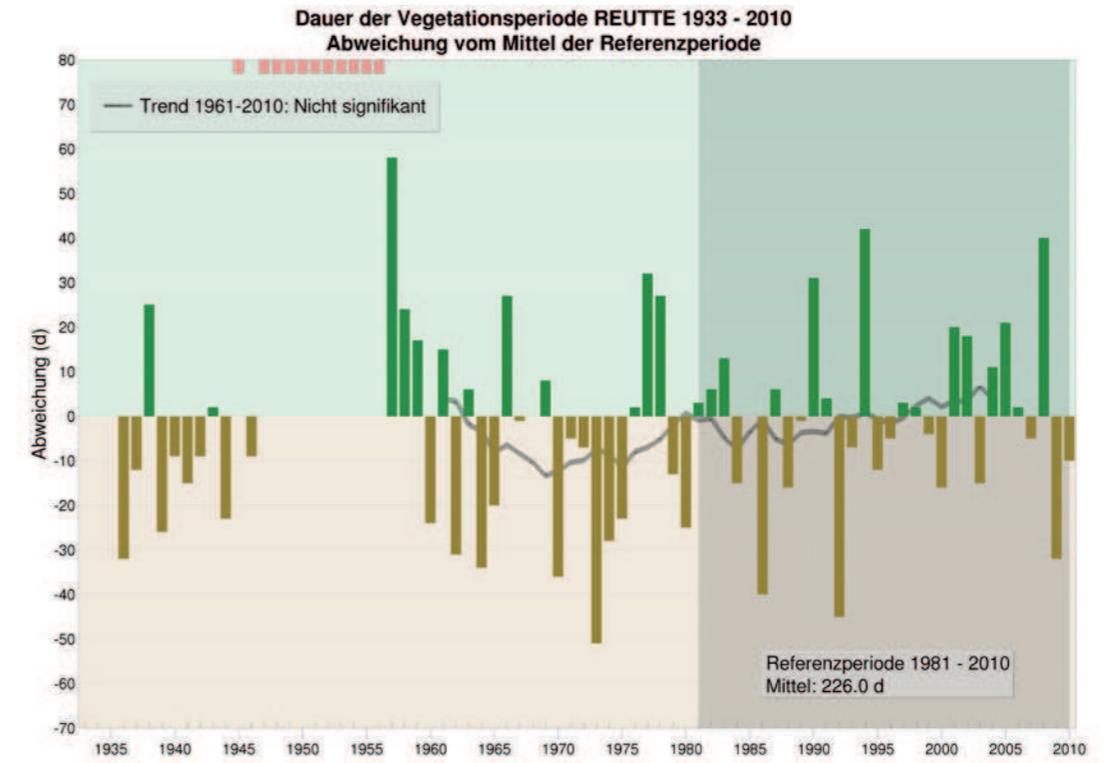


Abb. 2.9: Länge der Vegetationsperiode in Reutte.

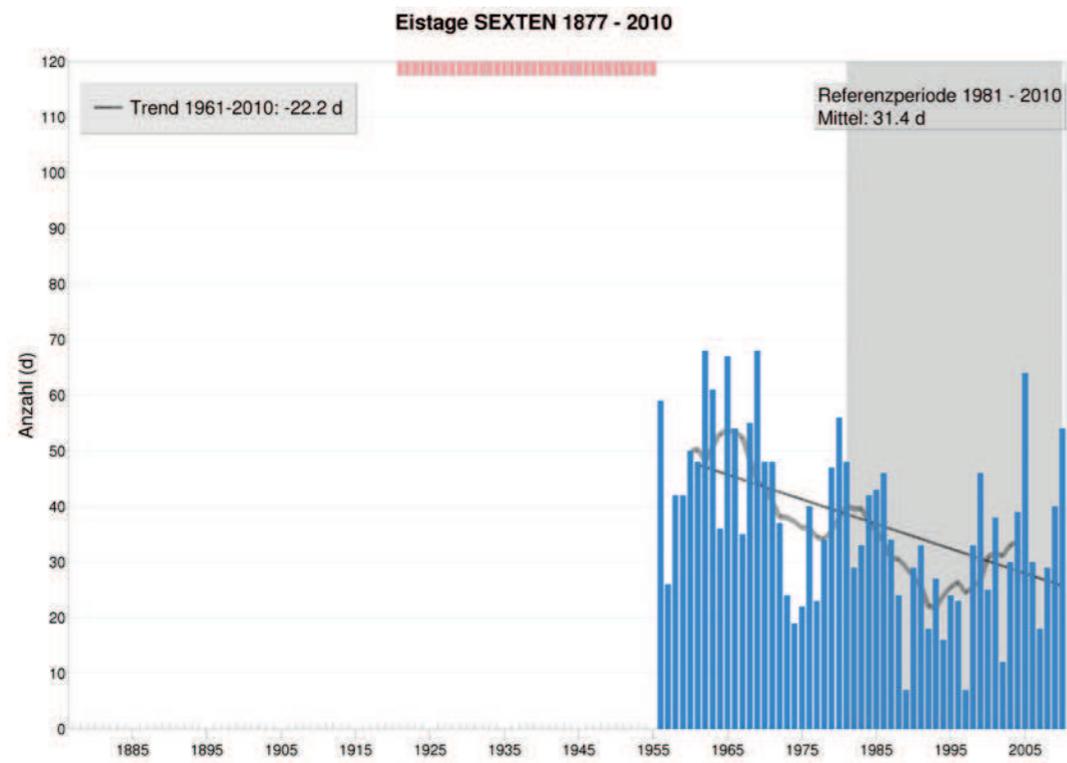


Abb. 2.8: Zeitliche Entwicklung der Anzahl der jährlichen Eistage in Sexten.

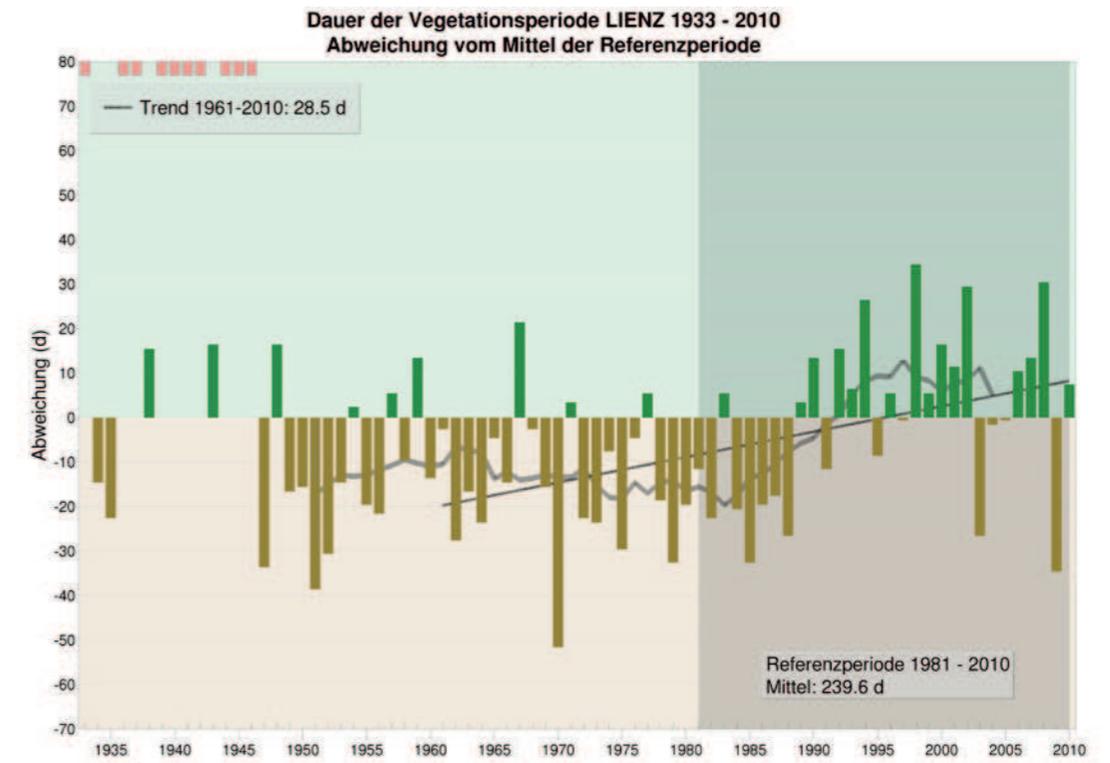


Abb. 2.10: Länge der Vegetationsperiode in Lienz.

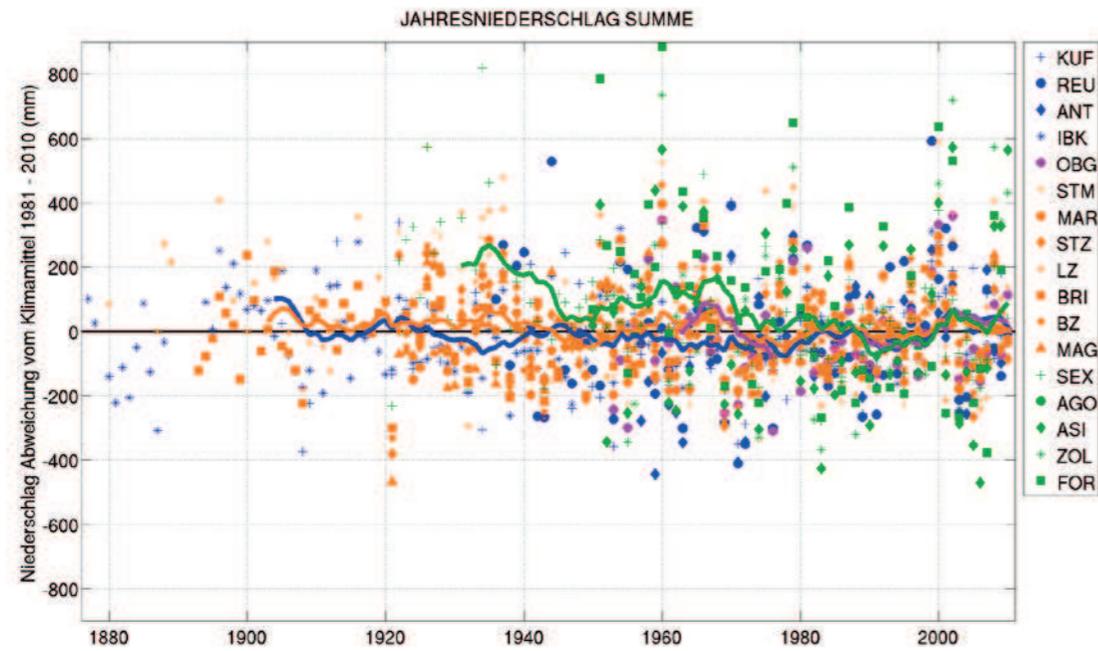


Abb. 2.11: Abweichung der Jahresniederschlagssummen vom jeweiligen Klimamittel 1981 bis 2010. Stationswerte sind wie in der Legende ausgewiesen durch Symbole gekennzeichnet, die Farben stehen für die Subregionen. Nordwest wird mit blau gekennzeichnet, Südwest mit orange, Südost mit grün und hochalpin mit magenta. Die durchgezogenen Linien zeigen das gleitende Mittel über 11 Jahre.

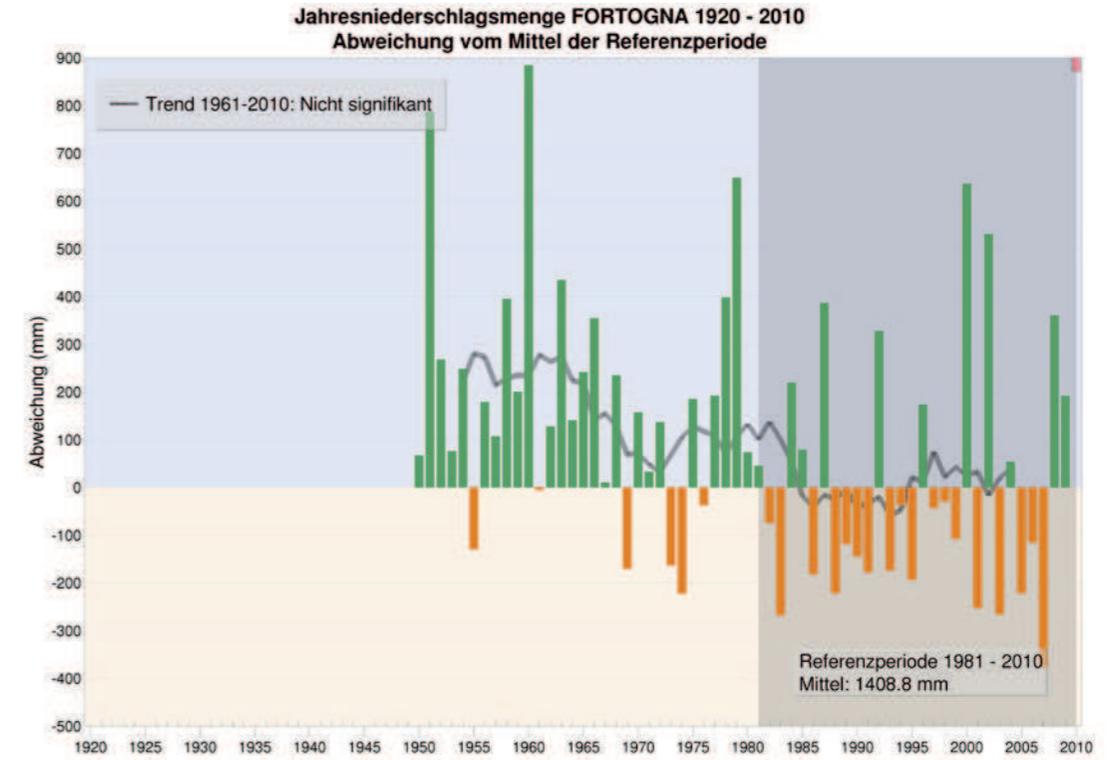


Abb. 2.13: Jährliche Niederschlagssummen in Fortogna, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert 1981 bis 2010.

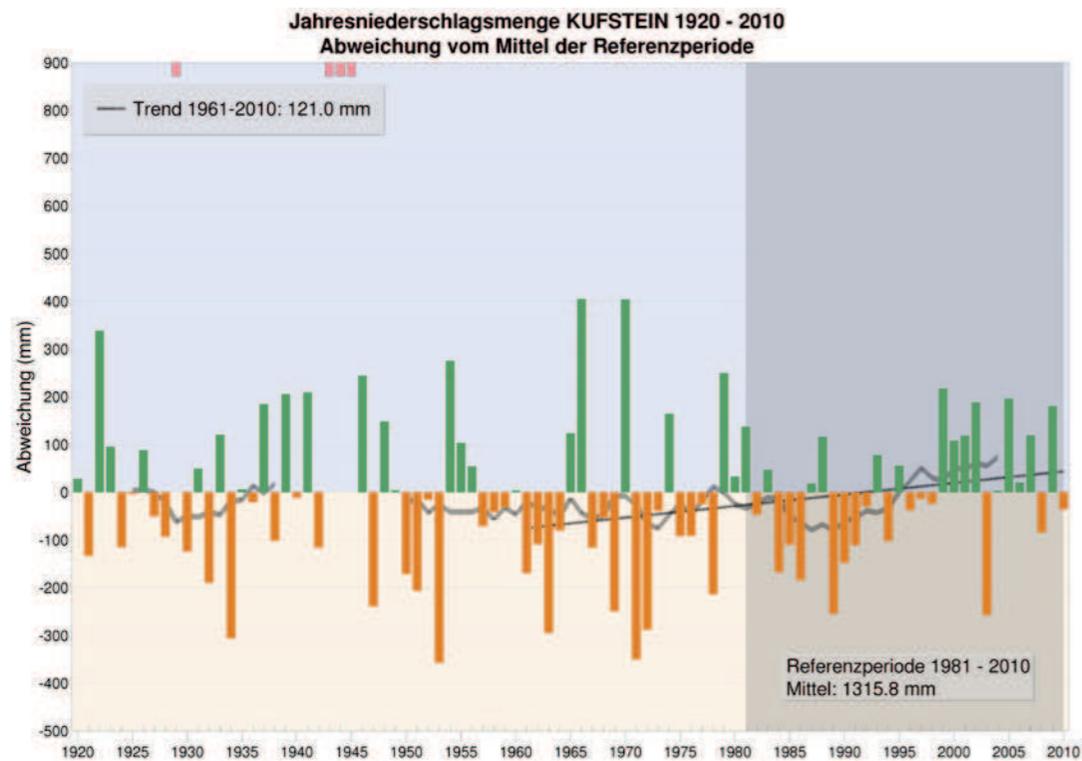


Abb. 2.12: Jährliche Niederschlagssummen in Kufstein, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert 1981 bis 2010.

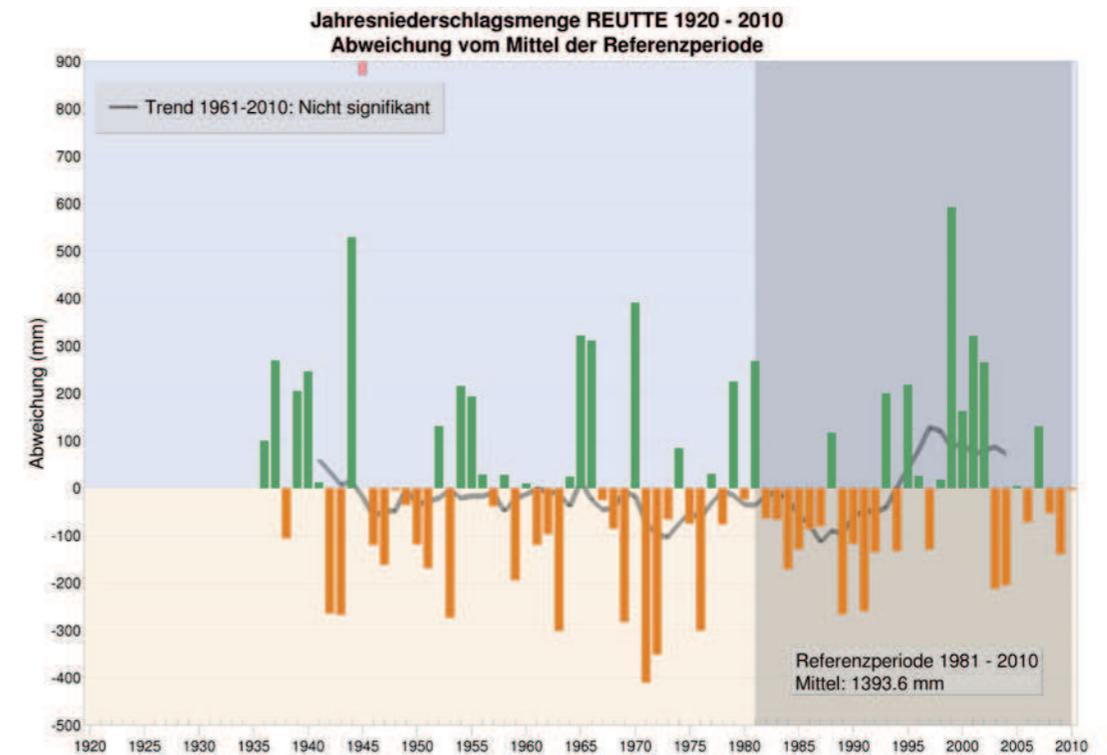


Abb. 2.14: Jährliche Niederschlagssummen in Reutte, dargestellt als Abweichung vom Mittelwert 1981 bis 2010.

Jahr 1961. Der Frühling, also die Monate von März bis Mai, verhält sich ähnlich wie der Sommer. Im Herbst (September bis November) dagegen dominiert die natürliche Klimaschwankung. Doch auch wenn an den meisten der betrachteten Schlüsselstationen statistisch kein signifikanter Trend seit 1961 berechnet wird, so sind die Herbstmonate aktuell doch tendenziell wärmer als noch in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. „Welche Folgen hat das für die Länge der Vegetationsperiode?“, werden sich nicht nur Landwirte fragen. Die Vegetationsperiode wird hier klimatisch beschrieben als der Zeitraum, in dem im langjährigen Mittel die Tagesmitteltemperatur über 5 °C liegt. Da dies in tieferen Lagen im Sommer durchgehend der Fall ist, hängt die Vegetationsperiode bis in Mittelgebirgslagen von Frühjahr sowie Herbst ab. Um wieder Entwicklungen nördlich und südlich des Alpenhauptkammes zu verdeutlichen, werden in den Abbildungen 2.9 und 2.10 beispielhaft die Orte Reutte und Lienz herangezogen. Nimmt man Reutte als Maßstab, so ist am Alpennordrand keine eindeutige Tendenz bei der Länge der Vegetationsperiode auszumachen. Immer wieder und unregelmäßig wechseln sich Jahre mit langer und kurzer Wachstumsperiode ab. In Lienz hingegen hat sich die Vegetationsperiode seit Anfang der 60er Jahre eindeutig verlängert, und zwar um zirka 4 Wochen. Das liegt im Lienzer Becken hauptsächlich an wärmeren Temperaturen im Frühjahr. Zusammenfassend kann für die Temperaturentwicklung im zentralen Alpenraum festgehalten werden, dass die Trends über die gesamte betrachtete Region vom Außerfern bis ins Belluno, im Tal wie am Berg sehr ähnlich sind. Im Jahresmittel dominieren bis 1980 natürliche Klimaschwankungen. Ab den 80er Jahren nimmt der Erwärmungstrend klar zu. Seit 2000 ist ein „Plateaueffekt“ zu sehen, der auch global beobachtet wird. Im Frühling und Sommer zeigt sich die erwähnte Erwärmung sehr deutlich und mit geringerer Schwankungsbreite. Die Herbsttemperaturen haben sich in den letzten Jahrzehnten am wenigsten verändert. Im Winter ist die Bandbreite groß, seit 1950 sind die Winter im Mittel doch deutlich wärmer geworden. Die Auswirkung auf abgeleitete Klimaelemente ist mit diesen Veränderungen begründbar: Warme Tage nehmen generell zu, darunter fallen zum Beispiel Sommertage oder Tropennächte. Eis- und Frosttage nehmen tendenziell ab. Die Vegetationsperiode fängt meist früher an als noch vor 50 Jahren.

Niederschlag

Neben der zeitlichen Entwicklung der Temperatur wurde auch die des Niederschlags untersucht. Für diese Trendanalysen konnten zusätzlich zu den oben beschriebenen Stationen die Messreihen folgender Orte verwendet werden: in der Subregion Südwest St. Martin (STM) in Passeier, Marienberg (MAR) im oberen Vinschgau, Brixen (BRI) im Eisacktal und St. Magdalena (MAG) in Gsies. Auch in der Subregion Südost gibt es eine weitere Schlüsselstation, und zwar Campo di Zoldo (ZOL) in den südöstlichen Dolomiten. Der Niederschlag im Alpenraum wird hauptsächlich von großräumigen Wettersystemen (Fronten) verursacht, sowie von konvektiven, kleinräumigen Ereignissen in der warmen Jahreszeit. Fronten, die aus dem Nordwestsektor Richtung Alpen ziehen, schwächen sich über dem europäischen Kontinent entlang ihrer Zugbahnen oft bereits leicht ab und sorgen erst durch Staueffekte an den Alpenrändern wieder für stärkere Niederschläge. Wettersysteme aus dem Südwestsektor verstärken sich dagegen häufig über dem Golf von Genua oder der Riviera und „saugen“ dabei über dem Mittelmeer weiteres Wasser auf. Diese Lagen können für besonders starke Niederschläge südlich vom Alpenhauptkamm sorgen. Inneralpin mit zunehmendem Abstand zu den Staulagen an den Alpenrändern wird die durchschnittliche Niederschlagsmenge immer geringer. Sowohl im Norden als auch im Süden verzeichnen die Stationen in den direkten Staulagen (Reutte, Kufstein, Asiago, Agordo und Fortogna) 1300 bis 1400 mm im langjährigen Durchschnitt. Inneralpin bewegen sich die Werte zwischen 700 mm in den großen Tälern und Becken der Alpensüdseite (Marienberg, Brixen, Bozen, Sterzing) und etwa 900 mm im Bereich des Alpenhauptkammes (Obergurgl, Innsbruck, Lienz). Je nach dem vorherrschenden Muster der großräumigen Wettersysteme können die daraus resultierenden Niederschlagssummen allerdings räumlich und zeitlich sehr stark variieren. Wie in Abbildung 2.11 ersichtlich ist, weichen die jährlichen Niederschlagsmengen meist bis zu 200 bis 300 mm vom langjährigen Durchschnittswert der jeweiligen Station ab. In Extremfällen können die Schwankungen aber an der Alpennordseite mit bis zu 600 mm auch doppelt so groß sein, in den Dolomiten im Südosten der Alpensüdseite sogar dreimal so groß, wie beispielsweise in den Abbildungen 2.12 und 2.13

Längste Trockenperiode INNSBRUCK UNIV. 1877 - 2010

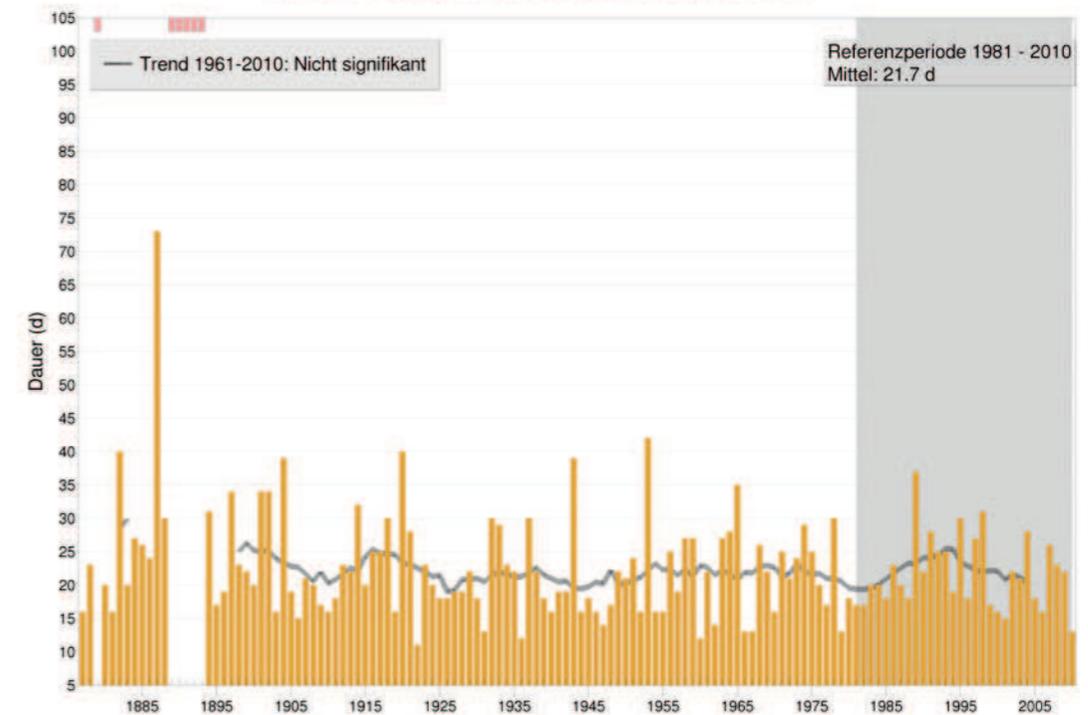


Abb. 2.15: Längste Trockenperiode in Innsbruck.

Längste Trockenperiode SEXTEN 1877 - 2010

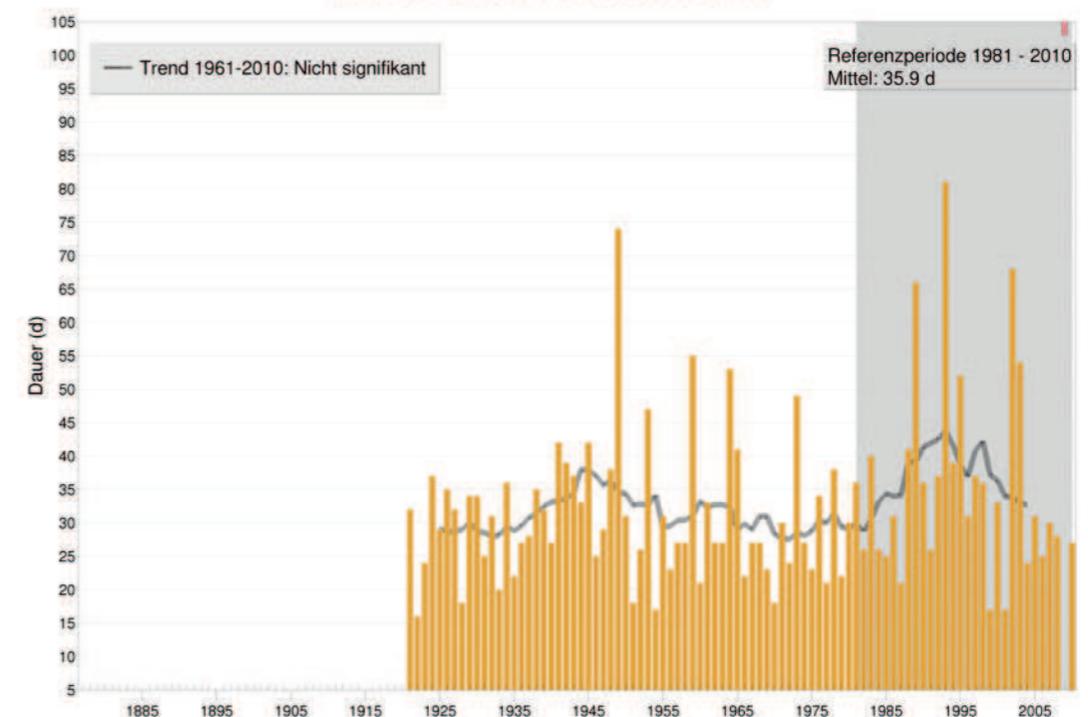


Abb. 2.16: Längste Trockenperiode in Sexten.

für Kufstein und Fortogna zu sehen ist. Wie bereits oben erwähnt, sind für die extremen Niederschlagsereignisse in den südöstlichen Dolomiten vor allem intensive Südtaulagen verantwortlich, die hauptsächlich im Herbst vorkommen (siehe auch Abbildungen 3.10d und 3.12a).

Anders als bei den Temperaturen sind beim Niederschlag (fast) keine Trends auszumachen. Es gibt nur zwei Ausnahmen: Die erste betrifft die Region Südost. Nach längeren, überdurchschnittlich nassen Perioden in den 30er Jahren sowie zwischen 1950 und 1970 ist es hier etwas trockener geworden (Abb. 2.11). Das mehrjährige Mittel pendelt seither nur mehr gering um den Durchschnittswert. Dieser abnehmende Tendenz ist beispielsweise an der Station Fortogna (Abb. 2.13) zu sehen. Für die Periode 1961 bis 2010 ist dieser Trend aber an keiner der Dolomitenstationen signifikant.

Gegenläufig dazu wurde als zweiter Trend eine signifikante Zunahme des Jahresniederschlags an der Station Kufstein am Alpennordrand (Abb. 2.12) festgestellt. Hier hat die Jahressumme im Zeitraum 1961 bis 2010 um 120 mm zugenommen. An den anderen Stationen im Nordwestsektor wie beispielsweise in Reutte (Abb. 2.14) ist kein signifikanter Trend zu beobachten. Dies gilt auch für sämtliche Klimaindizes im Zusammenhang mit Starkniederschlägen. Weder die maximalen 1- noch die 5-tägigen Niederschlagsereig-

nisse haben sich in dieser Region signifikant verändert oder gar verstärkt.

Hinweise auf eine Zunahme des Niederschlages im Nordwesten der Alpen und eine Abnahme im Südosten gibt es auch in den Untersuchungen der HISTALP-Daten (Böhm 2008, S. 58). Diese beziehen sich allerdings auf größere Regionen im erweiterten Alpenraum. Im Zusammenhang mit einer Veränderung des Niederschlags steht die Frage im Raum, ob dies mit einer Ab- bzw. Zunahme der Dauer von Trockenperioden einhergeht. Generell gilt dabei zu beachten, dass die Dauer von niederschlagsfreien Zeiten hauptsächlich von der Lage relativ zum Alpenhauptkamm abhängt. An den Stationen nördlich vom Hauptkamm dauert die längste, jährliche Trockenphase im Schnitt etwa drei Wochen, südlich davon vier bis sechs Wochen. Dies wird anhand des Vergleichs von Innsbruck und Sexten sichtbar (Abb. 2.15 und 2.16). Bei nahezu identem Jahresniederschlag von rund 860 mm sind Trockenperioden in Sexten im Schnitt zwei Wochen länger als in Innsbruck. Wie bei allen anderen Stationen ist dabei kein signifikanter Trend festzustellen. Es ist also keine Veränderung der trockenen Phasen zu beobachten.

KAPITEL 3

Klima im Raum

Referenzen Kapitel 2

Auer I, Böhm R, Schöner W, 1999. ALOCLIM – Austrian-Central European long-term climate. Creation of a multiple homogenised long-term climate dataset. In: Proceedings of the 2nd seminar for homogenisation of surface climatological data. Budapest, Nov.1998. WCDMP 41, WMO-TD 962: 47-71. **Auer I**, Böhm R., Mohrl H. M., Potzmann R., Schöner W., Skomorowski P., 2001: ÖKLIM: Digitaler Klimaatlas Österreichs. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Vienna, CD-ROM. **Auer I**, Böhm R., 2003: Jahresmittel der Lufttemperatur. – In: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (Ed.): Hydrologischer Atlas Österreichs. – Österreichischer Kunst- und Kulturverlag, Vienna, Map Sheet 1.6. **Böhm R**, 2008: Harte und weiche Fakten zum Klimawandel – ein Überblick. In: Böhm R, Godina R, Nachtnebel HP, Pirker O, (Red.), Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft. Hrsg. vom BmLFUW und ÖWAV, Wien, 53-70. **Böhm R**, 2010: Heiße Luft – nach Kopenhagen. Reizwort Klimawandel. Fakten – Ängste – Geschäfte. 2. Aufl. Wien, Klosterneuburg: Edition vabene, 280 Seiten, ISBN 978-3-85167-243-5. **Böhm R**, Auer I., Schöner W., Ganekind M., Gruber C., Jurkovic A., Orlik A., Ungersböck M., 2009b: Eine neue Webseite mit instrumentellen Qualitäts-Klimadaten für den Grossraum Alpen zurück bis 1760. Wiener Mitteilungen Band 216: Hochwässer: Bemessung, Risikoanalyse und Vorhersage. **Brunetti M**, Lentini G., Maugeri M., Nanni T., Simolo C., and Spinoni J.: Estimating local records for Northern and Central Italy from a sparse secular temperature network and from 1961–1990 climatologies, 2009: Adv. Sci. Res., 3, 63-71, doi:10.5194/asr-3-63-2009. **Fliri F**, 1974: Niederschlag und Lufttemperatur im Alpenraum, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 24, Innsbruck, 111 S. **Fliri, F**, 1975: Das Klima der Alpen im Raume von Tirol, Monographien zur Landeskunde Tirols I, 454 S., Universitätsverlag Wagner, Innsbruck-München. **Fliri, F**, 1984: Synoptische Klimatologie der Alpen zwischen Mont Blanc und Hohen Tauern, in: Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 29, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck. **Fliri, F**, 1992: Der Schnee in Nord- und Osttirol 1895–1991, Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, 1124 S. **Hann, J**, von, 1883: Handbuch der Klimatologie, 764 S, Stuttgart. **Hiebl J**, Auer I., Böhm R., Schöner W., Maugeri M., Lentini G., Spinoni J., Brunetti M., Nanni T., Percec Tadic M., Bihari Z., Dolinar M., Müller-Westermeier G. (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. Meteorologische Zeitschrift 18/5, 507–530, doi:10.1127/0941-2948/2009/0403. **IPCC** 2014, Climate Change 2014: Synthesis report, Intergovernmental Panel on Climate Change, 27th October – 1st November 2014, Kopenhagen. **Mercalli L**, (Ed.), 2003: Atlante climatico della Valle d'Aosta. – Società Meteorologica Subalpina, Turin, 416 pp. **Schönwiese C.D.**, 1974: Schwankungsklimatologie im Frequenz- und Zeitbereich. Wiss. Mitteilungen, 24, Meteorologisches Institut der Universität München.

3.1 Untersuchungsgebiet

Die Alpen sind das höchste Gebirge Europas und zugleich das am dichtesten besiedelte Hochgebirge der Welt. Inmitten des Alpenbogens liegt das Untersuchungsgebiet, für das der durchschnittliche Zustand des Klimas über den jüngsten 30-jährigen Bezugszeitraum von 1981 bis 2010 hinweg räumlich analysiert und kartografisch aufbereitet wurde. Die so entstandenen Klimakarten umfassen alle Landes- teile der Alpenregion Tirol (Abb. 3.1 und 3.2): Nord- und Osttirol, die zum österreichischen Bundesland Tirol gehören, sowie Südtirol und das Trentino, die dem italienischen Staat zugeordnet sind. Die im sich so ergebenden Kartenfeld ohnehin vollständig abgedeckte venezische Provinz Belluno ist ebenfalls in die Auswertungen einbezogen. Das Untersuchungs- gebiet umschließt somit eine Fläche von 30.000 km² und erstreckt sich sowohl in Nord-Süd- als auch in West-Ost-Richtung über etwa 225 km. Annähernd zwei Millionen Menschen bewohnen diese Gebirgs- region. Somit sind ein Sechstel der Alpenfläche und ein Siebtel der Alpenbewohner von der Klimakarten- sammlung betroffen.

Tirol und sein Umland werden unweigerlich mit dem Relief des Hochgebirges in Verbindung gebracht. Die Topografie dieses Raumes bestimmt die klimatischen Gegebenheiten in vielfältiger Weise, aber auch das Klima wirkt auf Ausgestaltung und Verteilung von Landformen, Gewässern und Siedlungen zurück. Im kontinentalen Maßstab liegen die Alpen im Über- schneidungsbereich zwischen feuchtgemäßigtem Einfluss vom atlantischen Nordwesten, trockenem, winterkaltem und sommerwarmem Einfluss vom kontinentalen Osten sowie winterfeuchtem, som- mertrockenem und warmem Einfluss vom mediter- ranen Süden her. Maritime Luftmassen müssten von der Biskaya 850 km, von der Nordsee 650 km, vom Ligurischen Meer 190 km und von der Adria nur 60 km weit über Land ziehen, um auf kürzes- tem Weg zum Rand des Gebietes zu gelangen. Die Gebirgskette verhindert ein direktes Vordringen der Luftströmungen und lenkt diese um. Als bekannteste Abwandlung kommt ein trockenwarmer Fallwind, der Föhn, zustande. Als unmittelbare Grenze im Macht- kampf der Luftmassen wird häufig der Alpenhaupt- kamm wahrgenommen, aber schon den vorgelagerten Gebirgskämmen der Nord- und Südalpen kommt eine

ähnliche Rolle zu. In der Mitte der Alpen gelegen und ringsum von hohen Gebirgszügen umrahmt, ist der Vinschgau am wirksamsten von Feuchtigkeits- zufuhr abgeschirmt. Es überrascht nicht, dass hier eine der trockensten Gegenden des Alpenbogens zu finden ist. Nirgends sonst ist die Entfernung zu den Gebirgsrändern so groß. Generell ist die Breite des Alpenbogens mit bis zu 240 km nirgends so mächtig wie im Bereich des Untersuchungsgebietes.

Die vertikale Erstreckung des Reliefs im Untersu- chungsgebiet beeindruckt ebenso. Die tief einge- schnittene Sarca mündet in nur 65 m Seehöhe in den Gardasee, während der Ortler 3899 m hoch über den Meeresspiegel ragt. Immerhin die Hälfte der Gebiets- fläche entfällt auf Höhenlagen zwischen 1000 und 2000 m, nur ein Fünftel liegt tiefer, noch höher dem- nach 30 % der Fläche. Die mittlere Gebietshöhe be- trägt 1620 m. Doch auch die Hangneigung – sie liegt im Flächenmittel bei 23° – bestätigt den Charakter des Untersuchungsgebietes als Hochgebirgsraum. Nur 5 % der Fläche sind als Ebene (mit einer Neigung kleiner als 3°) anzusehen. Entsprechend hoch sind die Werte des relativen Reliefs („Reliefenergie“): Im Flächenmittel beträgt der jeweilige Seehöhenunter- schied im Umkreis von 3 km beachtliche 1380 m. Die Gestaltung des Geländes, die Neigung und Ausrich- tung der Hänge, haben entscheidenden Einfluss auf das Strahlungsklima. Durch nächtliche Ausstrahlung abkühlende und somit schwerere Luftpakete gleiten von den Hängen ab und sammeln sich in Tälern und Becken zu Kaltluftseen. Hingegen ist der Strahlungs- genuss an südexponierten Hängen, auf denen die (je nach Jahreszeit unterschiedlich) schräg einfallenden Sonnenstrahlen im rechten Winkel eintreffen, be- sonders hoch. Die überhitzten Luftpakete steigen als Thermik auf und lösen sommerliche Quellbewölkung aus, die folglich eher entlang der Gebirgszüge als über den Niederungen auftritt.

Die beherrschenden, tief eingeschnittenen Talsys- teme des Inns im Norden und der Etsch im Süden bilden die Hauptachsen der menschlichen Besiede- lung. Hinzu kommen die Drau in Osttirol und der Piave in der Provinz Belluno. Während Inn und Drau über die Donau in Richtung Schwarzes Meer fließen, entwässern Etsch und Piave sowie Chiese, Sarca und Brenta in die Adria. Die kontinentale Wasserscheide verläuft von Westen kommend zunächst entlang des Alpenhauptkammes, biegt aber am westlichen

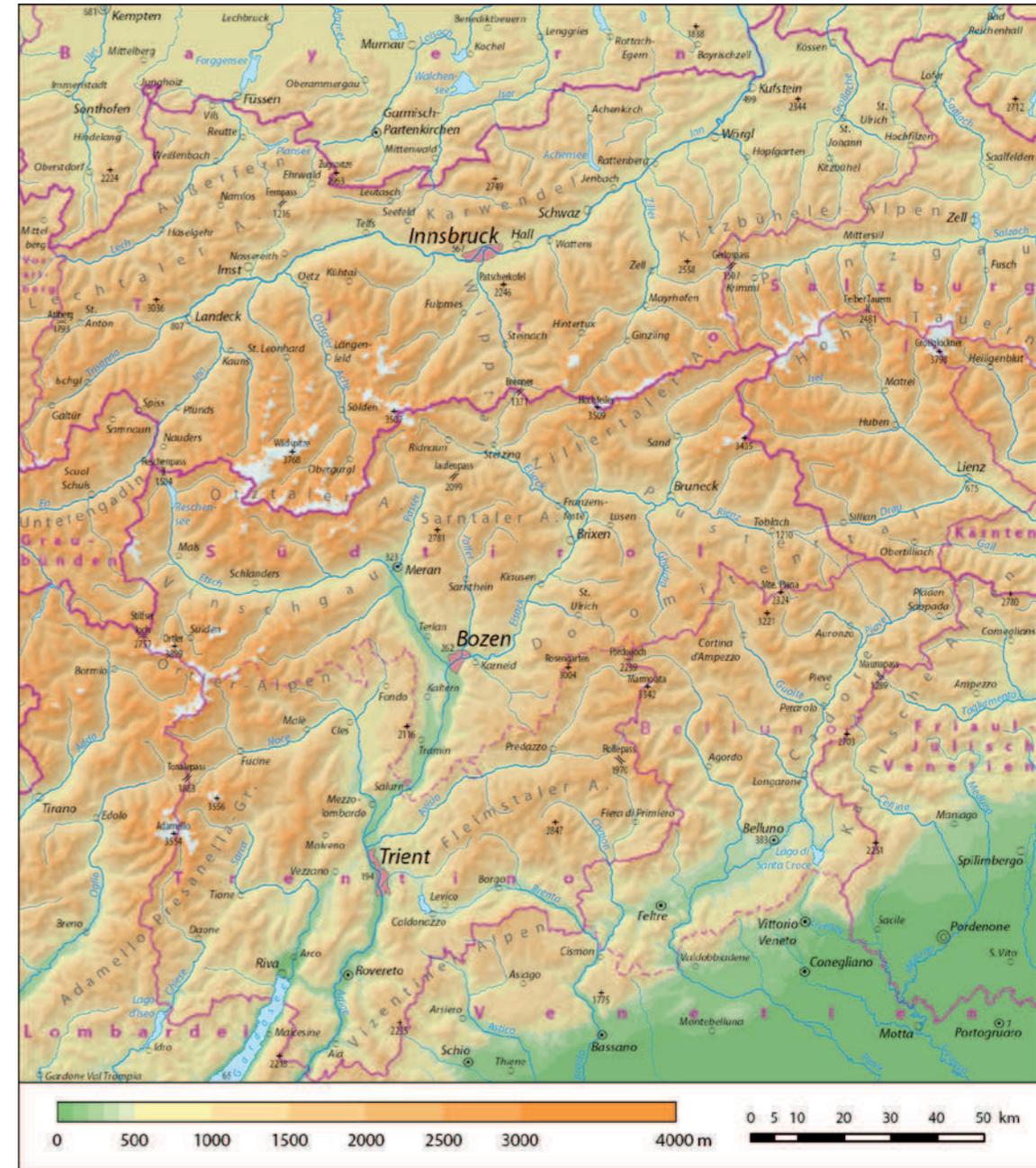


Abb. 3.1: Topografische Übersicht über das Untersuchungsgebiet.

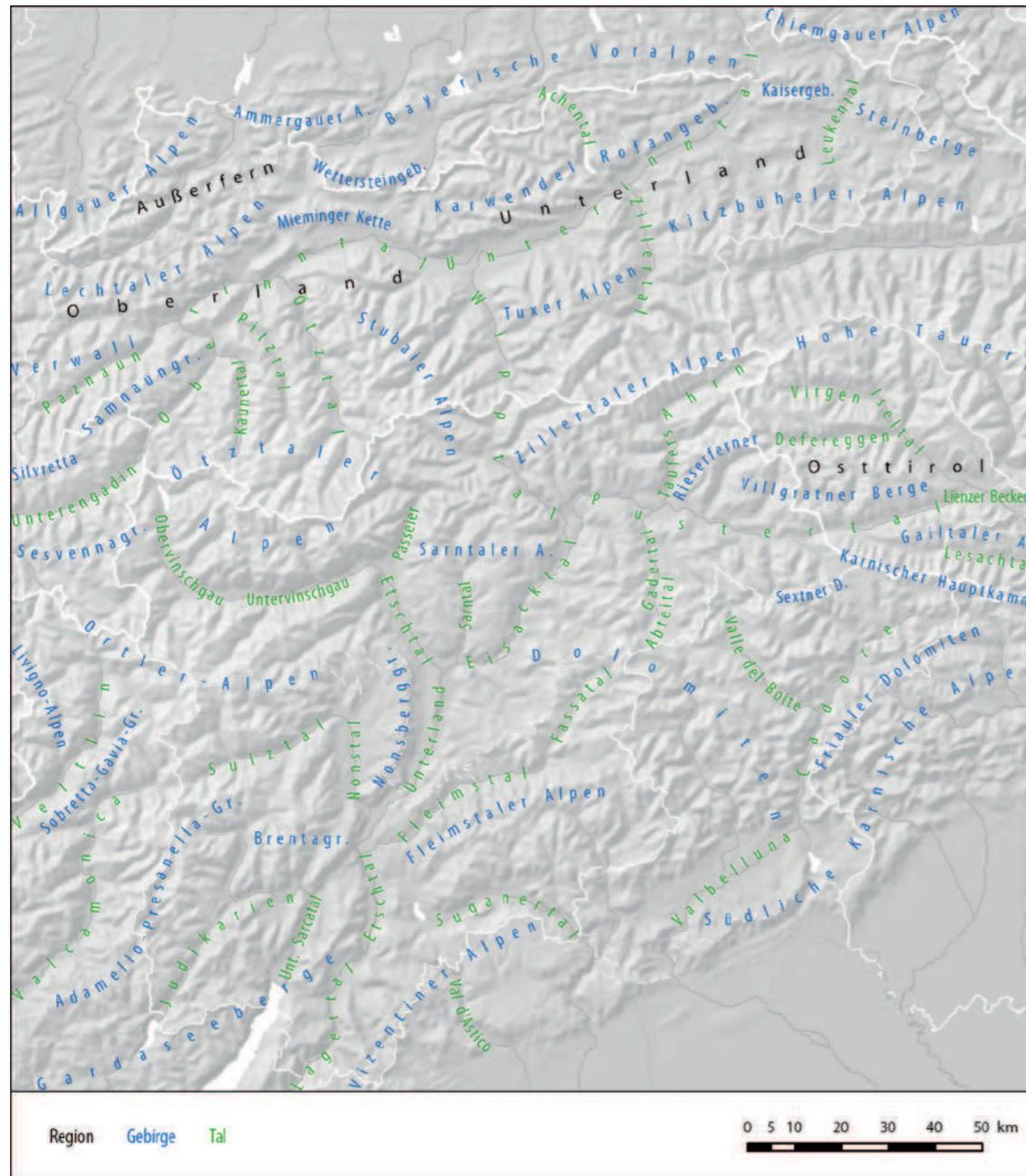


Abb. 3.2: Im Text verwendete Landschaftsnamen im Untersuchungsgebiet.

Tauernhauptkamm nach Süden ab, durchquert im Toblacher Feld das Pustertal und setzt sich über die Sextener Dolomiten ostwärts zum Karnischen Hauptkamm fort. Verschwindend kleine Bereiche an der Grenze zu Vorarlberg zählen sogar zum Einzugsgebiet des Rheins und entwässern daher zur Nordsee. Das Trentino hat Anteil am Gardasee, dem größten See Italiens und dem einzigen großen Binnengewässer im Untersuchungsgebiet. Die in seinem Wasserkörper gespeicherte Wärme hat einen dämpfenden Einfluss auf das Temperaturklima der Uferbereiche. Wesentlich kleiner sind etwa der Lago di Santa Croce und der Reschensee, die teilweise oder ganz durch Kraftwerksbauten entstanden sind. Ebenso wie die Hydrologie des Landes ist die Landbedeckung nicht mehr in ihrem natürlichen Zustand. Die seit dem Mittelalter voranschreitende Landnahme zulasten von Waldflächen und zugunsten von Weide- und Anbauflächen führte zu klimarelevanten Änderungen der Albedo (Rückstrahlvermögen der Oberfläche), Verdunstungsraten und Bodenrauigkeit. Durch unter anderem indirekten menschlichen Einfluss ist die vergletscherte Fläche im Abnehmen begriffen. Laut den aktuellen Erhebungen zählt die Region (ohne das Trentino) 857 Gletscher auf zusammen 412 km² Fläche, wovon etwa drei Viertel auf den österreichischen Gebietsteil entfallen (vgl. Kap. 5.3). Hervorzuheben ist der Wärmeinseleffekt in Großstädten, hauptsächlich hervorgerufen durch verstärktes Aufheizen des verbauten Steins und verminderte Verdunstungskühlung aufgrund verringerter Vegetation. Mit Innsbruck, Trient und Bozen befinden sich gleich drei der vier inneralpinen Großstädte mit mehr als 100.000 Einwohnern im Untersuchungsgebiet. Interessanterweise klafft in der gesamten Region eine weite Lücke mittelgroßer Städte, ehe mit Rovereto, Meran und Belluno schon wesentlich kleinere Städte anschließen.

Die außergewöhnliche Vielfalt des alpinen Klimas in Tirol, dem Trentino und der Provinz Belluno zwischen dem feuchtkalten Eisklima der Gletscherregionen und dem subtropisch gefärbten Klima der südlichen Täler, zwischen Föhn und Kaltluftseen, Niederschlagsstau und Regenschatten, Schneemassen und Sonnenlagen mit seinen starken Kontrasten auf oft engem Raum erschöpfend zu erfassen, ist aufgrund von Einschränkungen bei Verständnis, Daten, Methoden und Modellen eine nicht zu bewältigende Aufgabe. Die folgende

Auswahl an Klimakarten vermag dennoch einen nutzbringenden Einblick zu gewähren. Ein größerer Umfang an Karten, als es der Rahmen des Buches erlaubt, ist im Internet einsehbar (www.alpenklima.eu).

3.2 Kartenerstellung

Zur Erstellung der folgenden Klimakarten wurden verschiedene geostatistische Interpolationsmethoden auf dem aktuellen Stand der Forschung herangezogen und mithilfe von Programmierungs- und GIS-Software (geografisches Informationssystem) umgesetzt. Ein digitales Geländehöhenmodell und die Klimamittel der Beobachtungsstationen bildeten die Arbeitsgrundlage. Vom Geländehöhenmodell ging die räumliche Auflösung von 500x500 m auf die Ergebniskarten in Form von digitalen Rasterfeldern über. Die Klimawerte der verarbeiteten Beobachtungsstationen beziehen sich auf den Zeitraum von 1981 bis 2010, weshalb die Klimakarten für die Verhältnisse in diesen 30 Jahren Gültigkeit besitzen. Die Auswahl der für einen bestimmten Klimaparameter geeigneten Methode der Verräumlichung oder Interpolation beruhte auf Überlegungen zum physikalisch-räumlichen Verhalten des Parameters und zur statistischen Funktionsweise der Methode. Drei Hauptgruppen von Interpolationsmethoden kamen zur Anwendung. Die Karten des Temperatur-, Schnee- und Neuschneeklimas wurden unter Verwendung einer kürzlich veröffentlichten Methode (Frei 2014; Hiebl und Frei 2015), die eigens für die Temperaturinterpolation im Gebirgsraum entwickelt wurde, erstellt. Sie verbindet ein makroklimatisches Hintergrundfeld, das großräumige horizontale Schwankungen und vertikale Schichtungen abbildet, mit einem mesoklimatischen Residualfeld, das eher lokale Phänomene wie talgebundene Kaltluftseen und Föhnschichten abbildet. Die Vertikalprofile werden für vordefinierte, aber fließend verlaufende Subregionen des Untersuchungsgebietes bestimmt. Das Residualfeld wird durch Gewichtung der Stationsresiduen aus dem Hintergrundfeld erstellt. Das Gewichtungsschema ist nicht streng entfernungsbezogen (euklidisch), sondern verwendet einen festgelegten Satz generalisierter Distanzfelder, die mithilfe einer nicht-euklidischen Distanzgröße, die die topografische

Behinderung von Luftströmungen berücksichtigt, ermittelt werden.

Die Karten des Niederschlagsklimas wurden unter Verwendung geografisch gewichteter Regressionen (Daly u. a. 1994; 2008; Frei und Schär 1998) erstellt. Die Methode nimmt starken Bezug auf Seehöhenabhängigkeiten und ermöglicht ein hohes Maß an räumlicher Variabilität. Sie reagiert jedoch empfindlich auf eine spärliche Stationsdichte in Hochlagen. An jedem Gitterpunkt des Rasterfeldes wird eine individuelle Regression des Klimaparameters gegen die Seehöhe anhand der nächstgelegenen Stationen berechnet. Um den Beitrag der Stationen zu steuern, werden sie entsprechend ihrer Repräsentativität für die topografischen Bedingungen am Gitterpunkt gewichtet.

Die Karten des Strahlungsklimas wurden einem bereits bestehenden Strahlungsdatensatz (Olefs und Schöner 2012; Olefs 2013) entnommen. Dieser Datensatz umfasst stündliche Analysen der oberflächennahen Globalstrahlung in Österreich über den gesamten Untersuchungszeitraum und berücksichtigt die komplexe Wechselwirkung von Strahlung und Topografie. Aufgrund mangelnder Beobachtungsdaten konnte die Strahlungsmodellierung nicht auf den italienischen Teil des Untersuchungsgebietes ausgedehnt werden. Auch im österreichischen Teil wurden Globalstrahlungsdaten wegen der geringen Anzahl verfügbarer Beobachtungen während der 1980er-Jahre teilweise mithilfe der Ångström-Formeln aus der Sonnenscheindauer berechnet und mithilfe von Messungen der Global- und Diffusstrahlung sowie Aufzeichnungen der relativen Sonnenscheindauer in ihren direkten und diffusen Anteil zerlegt. Um den Bewölkungseffekt zu berücksichtigen, wurden Differenzraster, getrennt nach Direkt- und Diffusstrahlung, zwischen wolkenlosen Strahlungswerten eines Strahlungsmodells und den Bodenmessungen betrachtet.

Die Interpolationsleistung wurde durch systematische Leave-One-Out-Kreuzvalidierung, also die fortlaufende Auslassung jeder Stationsbeobachtung und ihrer unabhängigen Prognose anhand der Methode, evaluiert. Dies ergab Interpolationsfehler (in Sinn von mittleren absoluten Fehlern) von 0,6 bis 0,8 °C bei mittleren monatlichen Lufttemperaturen, von 9 bis 12 mm bei mittleren monatlichen Niederschlagssummen und von 2 bis 15 cm bei mittleren Schnee-

höhen zur Monatsmitte. Die Interpolationsgüte liegt somit meist in einer ähnlichen Größenordnung wie die Messgenauigkeit.

Die folgenden Kartendarstellungen geben das Meso- oder Geländeklima wieder, also typische klimatische Ausprägungen auf Bergen, in Tälern, in Großstädten oder am Ufer größerer Seen. Das Mikroklima von beispielsweise Böschungen, Dolinen, Pflanzenbeständen oder Straßenzügen ist hingegen bewusst ausgeblendet. Dies liegt weniger an der Möglichkeit der räumlichen Auflösung oder mangelnden Funktionsverständnisses. Vielmehr gibt das zugrunde liegende Datenmaterial, das von für das weitere Umfeld möglichst repräsentativen Messstationen stammt, im Idealfall Meso- und nicht Mikroklima wieder.

3.3 Lufttemperatur

Die Temperatur der bodennahen Atmosphäre ist der am häufigsten betrachtete Parameter in der Klimatologie. Sie ist einer der grundlegendsten ökologischen Steuerungsfaktoren überhaupt und beeinflusst beispielsweise den Wärmehaushalt von Lebewesen entscheidend. Die Lufttemperatur ist Ausdruck der Bewegungsenergie der Luftmoleküle. Ihre Abnahme mit der Seehöhe (im klimatischen Mittel) ist eine Folge der abnehmenden Kompression der Luft, also niedrigeren Luftdrucks. So ist die räumliche Temperaturverteilung im gebirgigen Untersuchungsgebiet hauptsächlich von der Seehöhe geprägt. Dies wird von Besonderheiten des Geländeklimas wie Kaltluftseen, Seeufer- und Föhneinflüssen sowie städtischen Wärmeinseln überlagert. Die Lufttemperatur wird hauptsächlich vom Strahlungshaushalt der Erdoberfläche gesteuert und weist entsprechende Schwankungen im tages- und jahreszeitlichen Verlauf auf. Das Wärmespeichervermögen des Bodens verzögert jedoch das Eintreten der Tages- bzw. der Jahresextrema der Temperatur gegenüber der entsprechenden Strahlungsmaxima um einige Stunden bzw. Wochen. Daneben unterliegt die Lufttemperatur langfristigen, natürlichen und menschlich mitverursachten, Schwankungen (s. Kap. 2.3). Den folgenden Auswertungen liegen Tagesmittelwerte der Temperatur zugrunde, die, wie in Österreich üblich, als arithmetisches Mittel aus Morgen- (7 Uhr) und Abend-

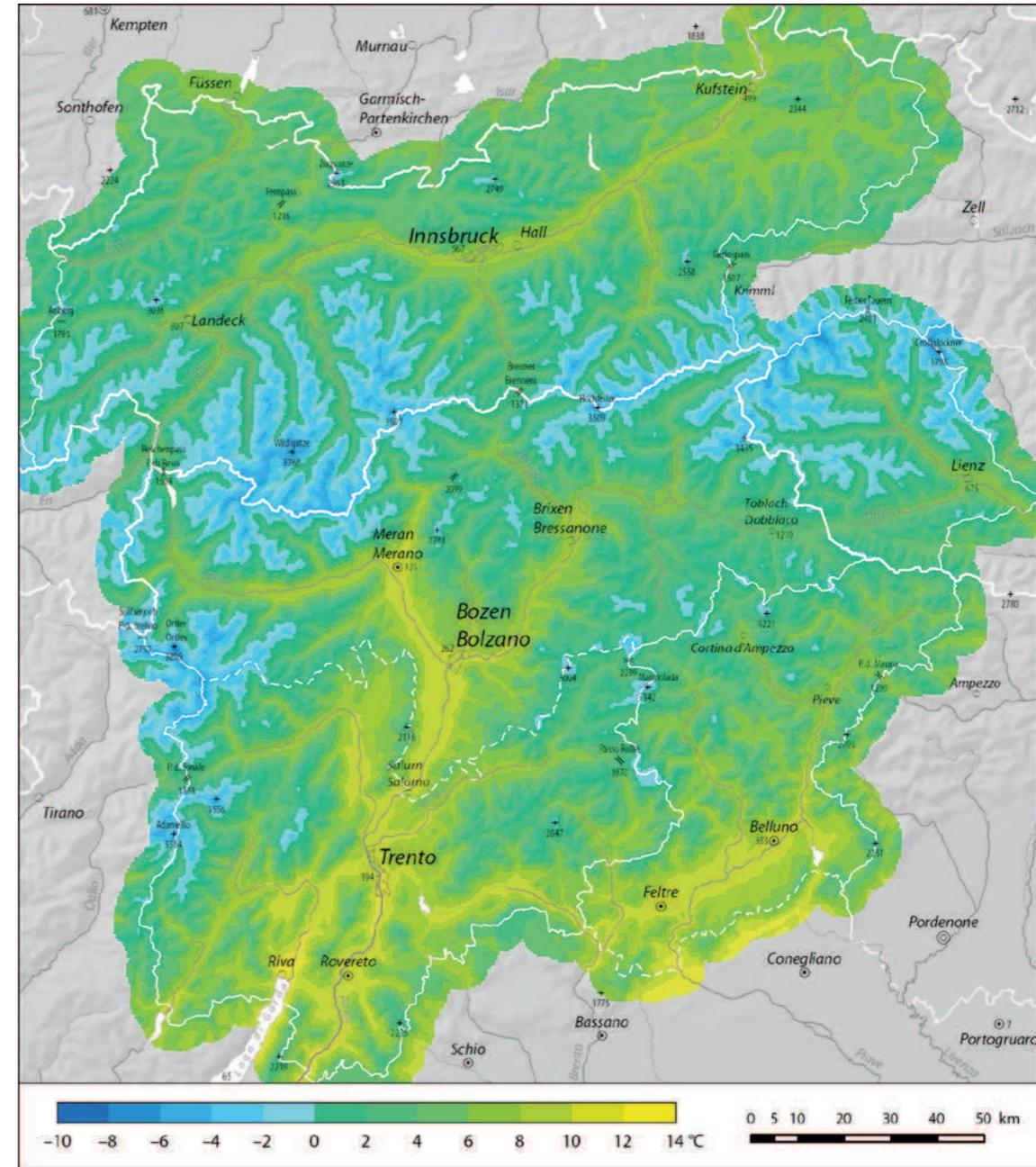


Abb. 3.3: Mittlere jährliche Lufttemperatur.

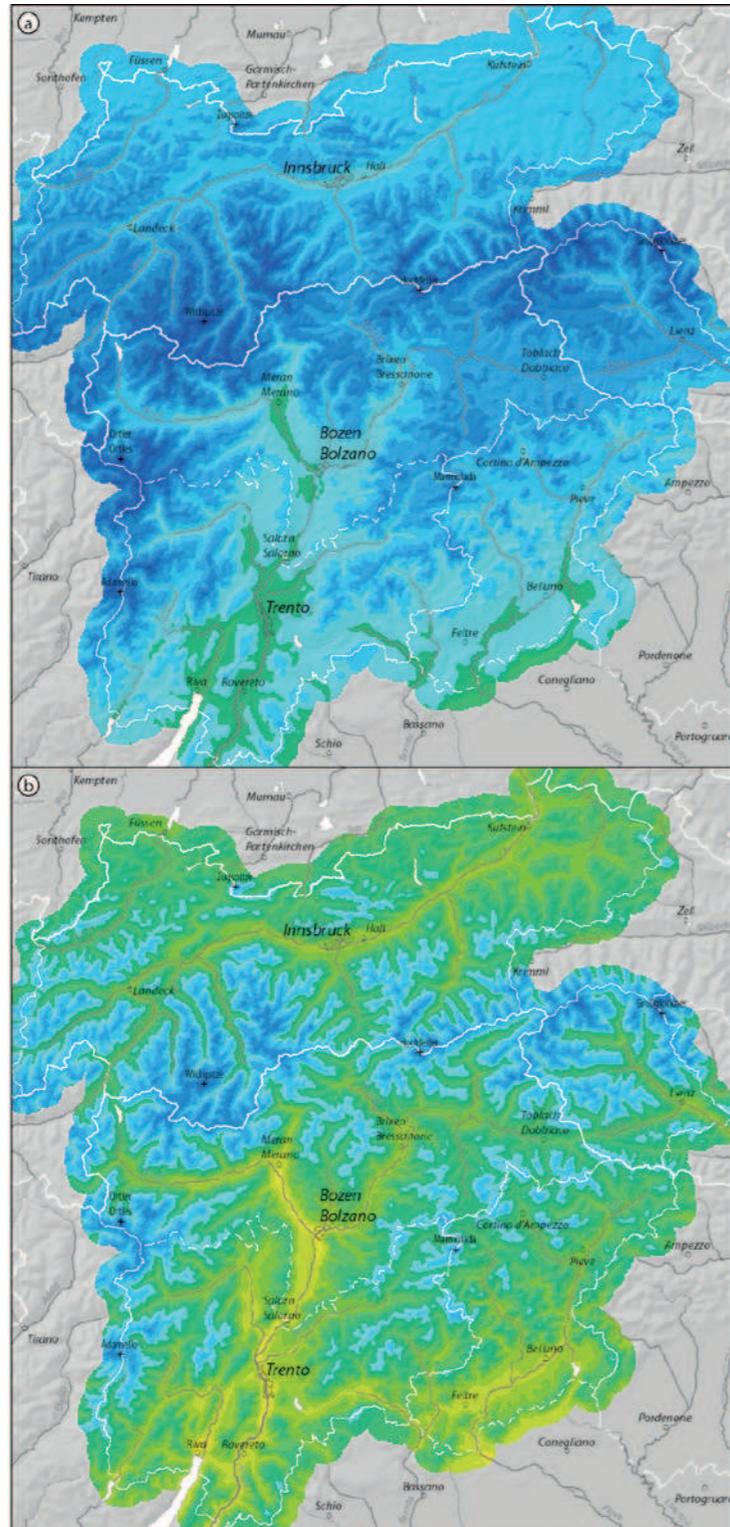


Abb. 3.4ab: Mittlere monatliche Lufttemperatur im Jänner (a) und April (b).

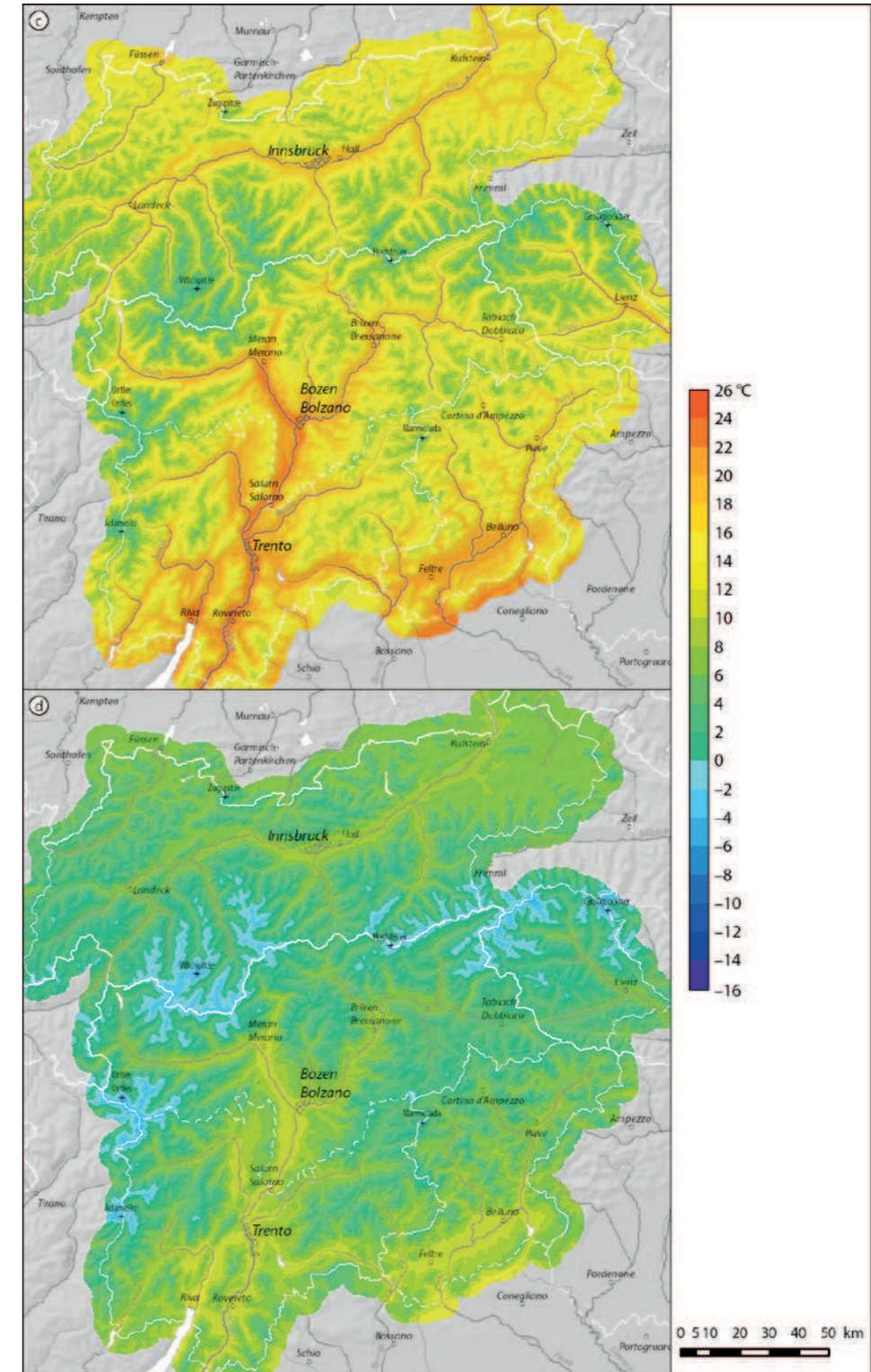


Abb. 3.4cd: Mittlere monatliche Lufttemperatur im Juli (c) und Oktober (d).

beobachtung (19 Uhr) sowie Tiefst- und Höchstwert berechnet werden. Tagesmittelwerte aus anderen regionalen Konventionen in Italien, Deutschland und der Schweiz wurden an diese Mittelungsmethode angepasst.

Die mittlere Lufttemperatur über das ganze Jahr ist die allgemeinste Darstellung des Temperaturklimas (Abb. 3.3). In den dicht besiedelten Tälern liegt sie zwischen 7 und 9 °C nördlich und zwischen 9 und 12 °C südlich des Alpenhauptkammes. Während die wärmsten Stellen (13 °C) am Nordufer des Gardasees zu finden sind, vermelden in Hochtälern gelegene Ortschaften wie Kühtai oder Sulden mittlere jährliche Temperaturen von nur 2 °C. Die Null-Grad-Isotherme schwankt in groben Zügen von Nord nach Süd zwischen 2300 und 2600 m Seehöhe. Auf dem Ortlergipfel wird die durchschnittliche jährliche Temperatur mit lediglich -9 °C bestimmt. Der räumliche Mittelwert über das Untersuchungsgebiet beträgt 4 °C. Mit durchschnittlich -4 °C ist der Jänner der kälteste Monat des Jahres (Abb. 3.4a). Die Temperatur ist so unsystematisch über die Seehöhe verteilt wie in keinem anderen Monat. Inneralpine Lagen wie das Deferegggen (-8 °C), das Gadertal (-7 °C) und das Paznaun (-6 °C) sind aufgrund der häufigen Ausbildung talgebundener Inversionsschichten bitterkalt. Abhängig von Talgröße, Talausrichtung und Strahlungsgenuss unterscheidet sich die Temperatur auch zwischen benachbarten Tälern, etwa zwischen dem Gadertal und dem Valle del Boite, stark. Während die mittleren Temperaturen nördlich des Alpenhauptkammes durchwegs unterhalb von 0 °C verharren, pendeln sie im Etschtal und im südlichen Teil der Provinz Belluno um den Gefrierpunkt. Die mildeste Gegend ist das untere Sarcatal mit durchschnittlichen Temperaturen von bis zu 3 °C. Die hochalpinen Gipfelregionen weisen Monatsmittelwerte von nur -15 °C auf. Folglich umspannen die mittleren Jännertemperaturen über die gesamte Region den eher kleinen Bereich von 18 °C.

Der Februar ist in der Region als Ganzes schon ein wenig wärmer als der Jänner, oberhalb von rund 1800 m Seehöhe hingegen ist der Februar sogar noch etwas kälter (bis zu -16 °C auf dem Ortlergipfel). Im März verringert sich die Störung der vertikalen Temperaturverteilung durch talgebundene Inversionsschichten deutlich.

Im April schreitet die Erwärmung in den Niederungen

rasch voran, während die Hochlagen nur langsam folgen (Abb. 3.4b). Oberhalb von rund 2000 m Seehöhe herrscht noch Frost, auf dem Ortlergipfel sind -11 °C typisch für die Mitte des Frühjahres. Der Grund liegt in der zu dieser Jahreszeit dicken Schneeeauflage im Hochgebirge, die einen großen Teil der eintreffenden Sonnenstrahlung reflektiert. In den tiefgelegenen Städten erreicht die mittlere Apriltemperatur Werte von 8 °C (Lienz), 10 °C (Innsbruck und Belluno) oder 12 °C (Bozen). In Trient ist es noch etwas wärmer (13 °C). 2 °C ist ein repräsentativer Wert für die gesamte Region.

Die kräftigste Erwärmung von einem Monat auf den nächsten geschieht von April auf Mai. Im Juni ist die Bindung zwischen Temperaturverteilung und Topografie am engsten, da der hohe Sonnenstand eine wirksame vertikale Durchmischung der unteren Atmosphäre zustande bringt.

Der Juli ist mit einem Flächenmittel von 13 °C der wärmste Monat des Jahres (Abb. 3.4c). Gleichzeitig ist die Spannweite zwischen dem kältesten (Ortlergipfel: -2 °C) und dem heißesten (unteres Sarcatal: 24 °C) Ort mit fast 26 °C am größten. Die mittlere Frostgrenze liegt in rund 3600 m Seehöhe. Demzufolge sind die Hochgebirgsregionen im Hochsommer noch immer wesentlich kälter als die wärmsten Gegenden des Untersuchungsgebietes im Hochwinter. 17 bis 19 °C sind repräsentative Temperaturwerte für die Haupttäler Nord- und Osttirols, 21 bis 23 °C für die Haupttäler Südtirols, des Trentino und der Provinz Belluno.

Der August ist durch ein ähnliches Temperaturmuster wie der Juli gekennzeichnet und nur in den Tälern geringfügig kühler. Vom August zum September sinkt das Flächenmittel der Lufttemperatur von 13 °C auf 9 °C. Die herbstliche Abkühlung vollzieht sich in den Tälern rascher als auf den Bergen. Im Oktober befindet sich die mittlere Frostgrenze in 2700 m Seehöhe, deutlich höher als zur Mitte des Frühlings (Abb. 3.4d). Auf den höchsten Gipfeln schwanken die Oktobertemperaturen um -8 °C. Die monatliche Mitteltemperatur liegt im gesamten Inntal, dem Vinschgau, dem Pustertal und dem Cadore unter 10 °C. Von Meran, Klausen und Perarolo di Cadore flussabwärts werden monatliche Mitteltemperaturen von 10 bis 12 °C erreicht, bis hin zu fast 14 °C in Arco. Die jahreszeitliche Abkühlung ist von Oktober auf November am wirksamsten. Längere Nächte und

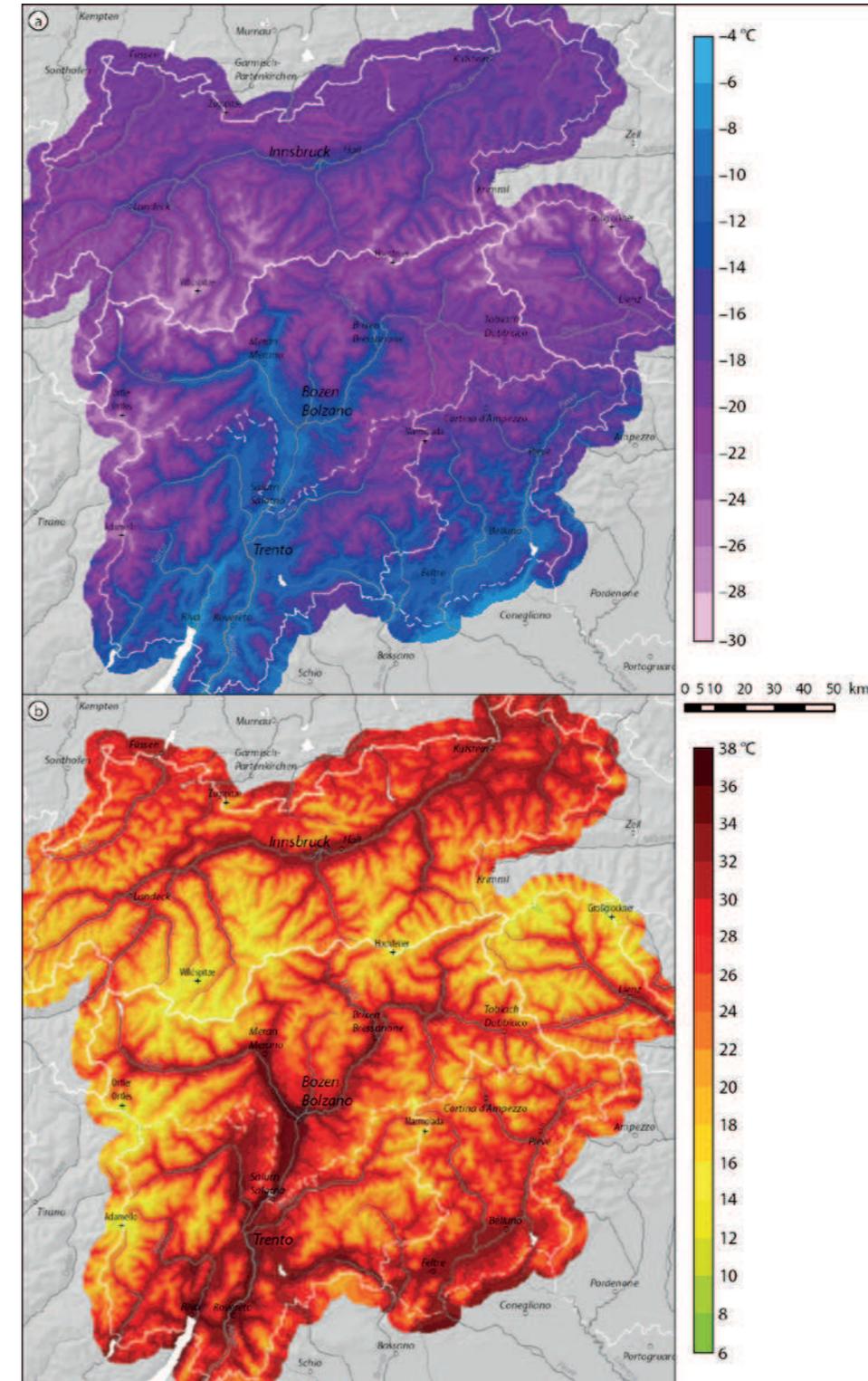


Abb. 3.5: Mittleres jährliches Minimum (a) und Maximum (b) der Lufttemperatur.

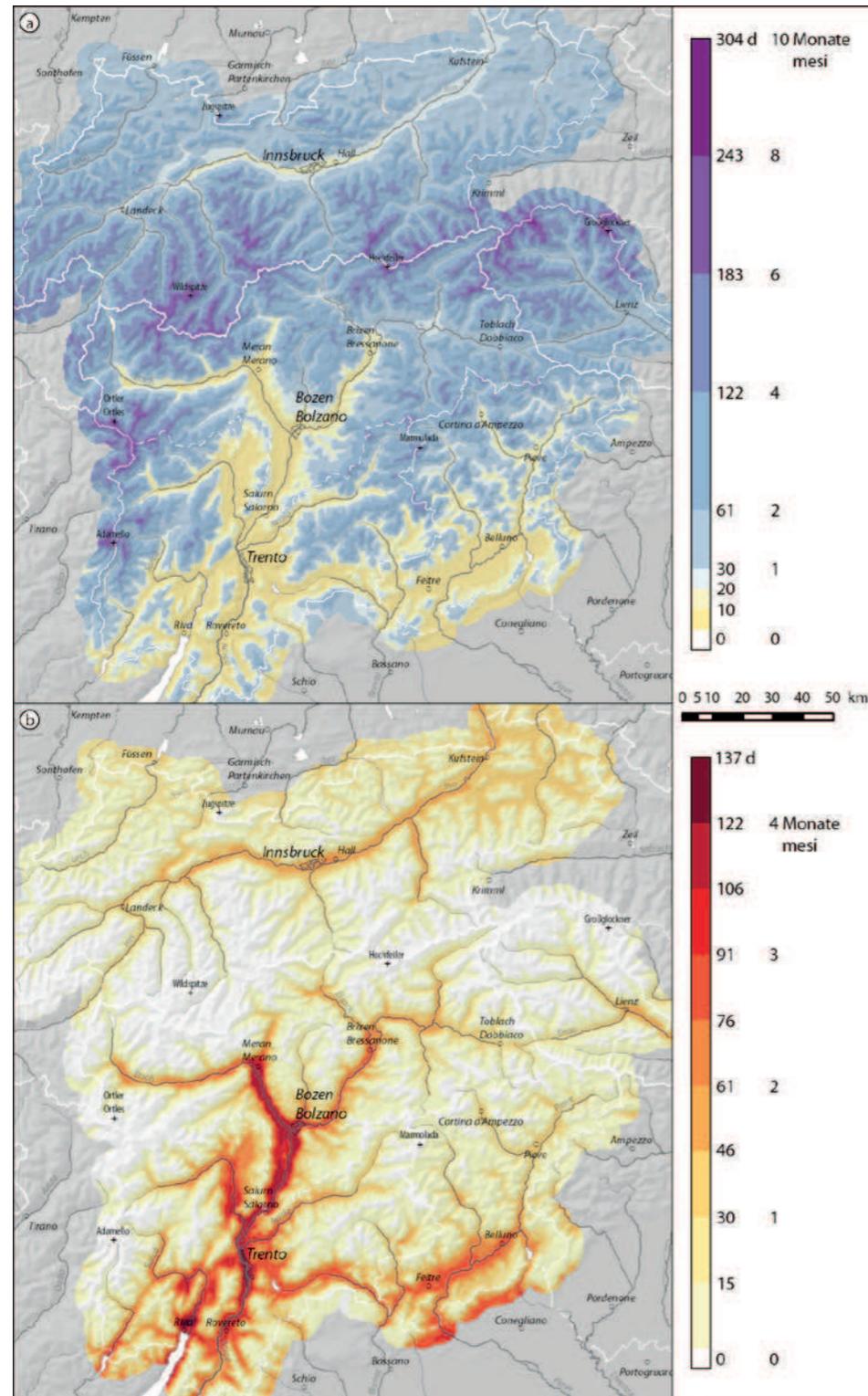


Abb. 3.6: Mittlere jährliche Anzahl der Eistage (a) und der Sommertage (b).

häufige Hochdrucklagen begünstigen das Absinken sich auskühlender Luftmassen und die Ausbildung von Kaltluftseen. Daher fallen die mittleren Novembertemperaturen in Hochtälern wie dem Paznaun, dem Seefeld Plateau, dem Deferegggen, dem Toblacher Feld und dem Gadertal bereits unter den Gefrierpunkt. Andererseits hat der Gardasee einen wärmenden Einfluss auf den unmittelbaren Uferbereich. Im Dezember wird die Temperaturverteilung noch uneinheitlicher. Die Temperaturabnahme zum Mittelgebirge hin ist schwach ausgeprägt, erst oberhalb von etwa 2000 m Seehöhe fällt die Temperatur deutlich ab. Das mittlere jährliche Minimum bzw. Maximum der Lufttemperatur berechnet sich aus den 30 jährlichen Tiefst- bzw. Höchsttemperaturen des Untersuchungszeitraumes. In einzelnen Jahren sind also noch tiefere oder höhere Temperaturen gemessen worden. Im Großteil Nord- und Osttirols, dem Obervinschgau, dem Pustertal und den inneren Dolomittälern liegt das Temperaturminimum des Jahres bei durchschnittlich -18 bis -16 °C (Abb. 3.5a). Weniger kalt sind das Stadtgebiet Innsbrucks und das Innknie bei Landeck. Noch kälter ist es z. B. im Abteital (-21 °C), dem Paznaun (-22 °C) und dem Deferegggen (-23 °C), dem kältesten Tal des Gebietes. Das Achantal ist die einzige Gegend unterhalb von 1000 m Seehöhe, wo durchschnittlich weniger als -20 °C verzeichnet werden. Auf den Bergen sind solche Werte erst wieder oberhalb von rund 2200 m Seehöhe anzutreffen. Auf dem Ortlergipfel werden wohl -30 °C regelmäßig erreicht. Von Schlanders und Franzensfeste flussabwärts ist die Kälte schlagartig gedämpft: -12 bis -9 °C sind übliche jährliche Tiefstwerte in den südlichen Haupttälern, bis hin zu -6 °C direkt am Ufer des Gardasees. Das Temperaturmaximum des Jahres liegt in vielen Tälern des Untersuchungsgebietes, wie dem Innthal, dem Vinschgau, dem Eisacktal, dem Lienzer Becken und dem Valbelluna üblicherweise bei 32 bis 34 °C (Abb. 3.5b). Die mittleren jährlichen Höchstwerte nehmen mit zunehmender Höhenlage gleichmäßig ab, bis auf etwa 23 °C in den höchsten Tallagen um 2000 m Seehöhe. Passlagen in ähnlicher Höhenlage sind ein bis zwei Grad kühler. Auch auf den höchsten Gipfeln werden jedes Jahr eindeutig positive Temperaturen erreicht, z. B. 7 °C auf dem Ortler. Die typischen jährlichen Höchstwerte betragen im Etschtal 35 bis 36 °C, sogar im weit flussaufwärts gelegenen Meran sind es 36 °C. Der heißeste Ort ist Bozen, wo für gewöhnlich 37 °C erreicht werden.

Über Schwellenwertabfragen, Summen- und Differenzbildungen kann eine Vielzahl abgeleiteter Größen des Temperaturklimas für spezielle Anwendungen errechnet werden. Eine Auswahl ist nachfolgend in Text und Karte dargestellt. Die jährliche Anzahl der Eistage erfasst Tage, an denen die Höchsttemperatur unter 0 °C verbleibt. Sie variiert selbst im langjährigen Durchschnitt stark im Untersuchungsgebiet (Abb. 3.6a): Im unteren Sarcatal kommt ein Eistag weniger als einmal pro Jahr vor (und zwar nur einmal in fünf bis zehn Jahren). Demgegenüber sind auf den höchsten Gipfeln üblicherweise bis zu mehr als drei Viertel des Jahres von Dauerfrost geprägt. Der Gegensatz zwischen den kälteren Tälern Nord- und Osttirols und den wärmeren südlichen Tälern tritt deutlich hervor. Bemerkenswert ist der starke Gradient am Übergang vom beständig kalten Pustertal (bis zu sieben Wochen an Eistagen) zum thermisch begünstigten Eisacktal (rund eine Woche an Eistagen). Die jährliche Anzahl der Sommertage ist die Summe der Tage mit einer Höchsttemperatur von 25 °C oder mehr. 50 bis 60 Sommertage werden im durchschnittlichen Jahr im Innthal und dem Lienzer Becken verzeichnet (Abb. 3.6b). Im Vinschgau, dem Eisacktal, dem Suganertal und dem Valbelluna werden Temperaturen von mehr als 25 °C üblicherweise an 60 bis 90 Tagen pro Jahr erreicht. Sogar 100 bis 125 Sommertage sind entlang der Etsch zwischen Meran und Rovereto nichts Ungewöhnliches, nur noch übertroffen von Arco im unteren Sarcatal. In größeren Höhenlagen ist die Anzahl der Sommertage von lokalen Einflüssen wie Hangausrichtung und dem Luftvolumen eines Tales gekennzeichnet. In etwa 1500 m Seehöhe schwankt die Anzahl zwischen 1 und 20 Tagen. Die Obergrenze, bis zu der Sommertage vorkommen, liegt in rund 2000 m Seehöhe, weicht aber regional stark ab. Tage, an denen die Lufttemperatur den Gefrierpunkt durchschreitet, werden als Frostwechseltage gewertet. An solchen Tagen liegt die Tiefsttemperatur unter und die Höchsttemperatur über 0 °C. Die jährliche Anzahl der Frostwechseltage ist ein aussagekräftigeres Maß für die Intensität der Frostverwitterung von Gestein und technischen Bauten als etwa die Anzahl der Tage mit Dauerfrost (Eistage). Ihr räumliches Muster zeigt ein kompliziertes Ineinandergreifen von Seehöhen- und Inversionseffekten (Abb. 3.7a). Wo Frost grundsätzlich weniger häufig auftritt, wie im Unterinnthal, dem Etschtal und dem Valbelluna, ist auch die

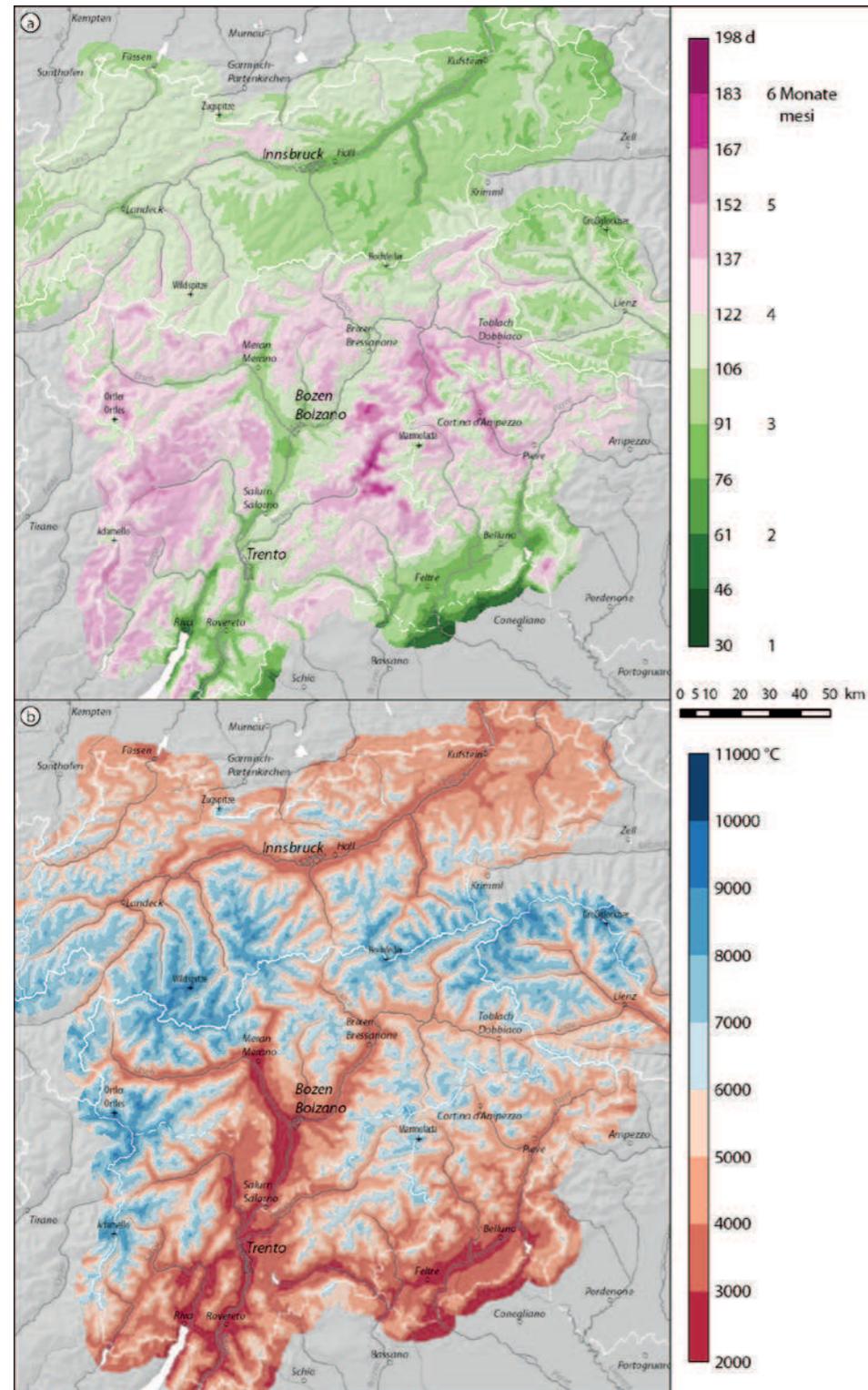


Abb. 3.7: Mittlere jährliche Anzahl der Frostwechseltage (a) und mittlere jährliche Gradtagszahl (b).

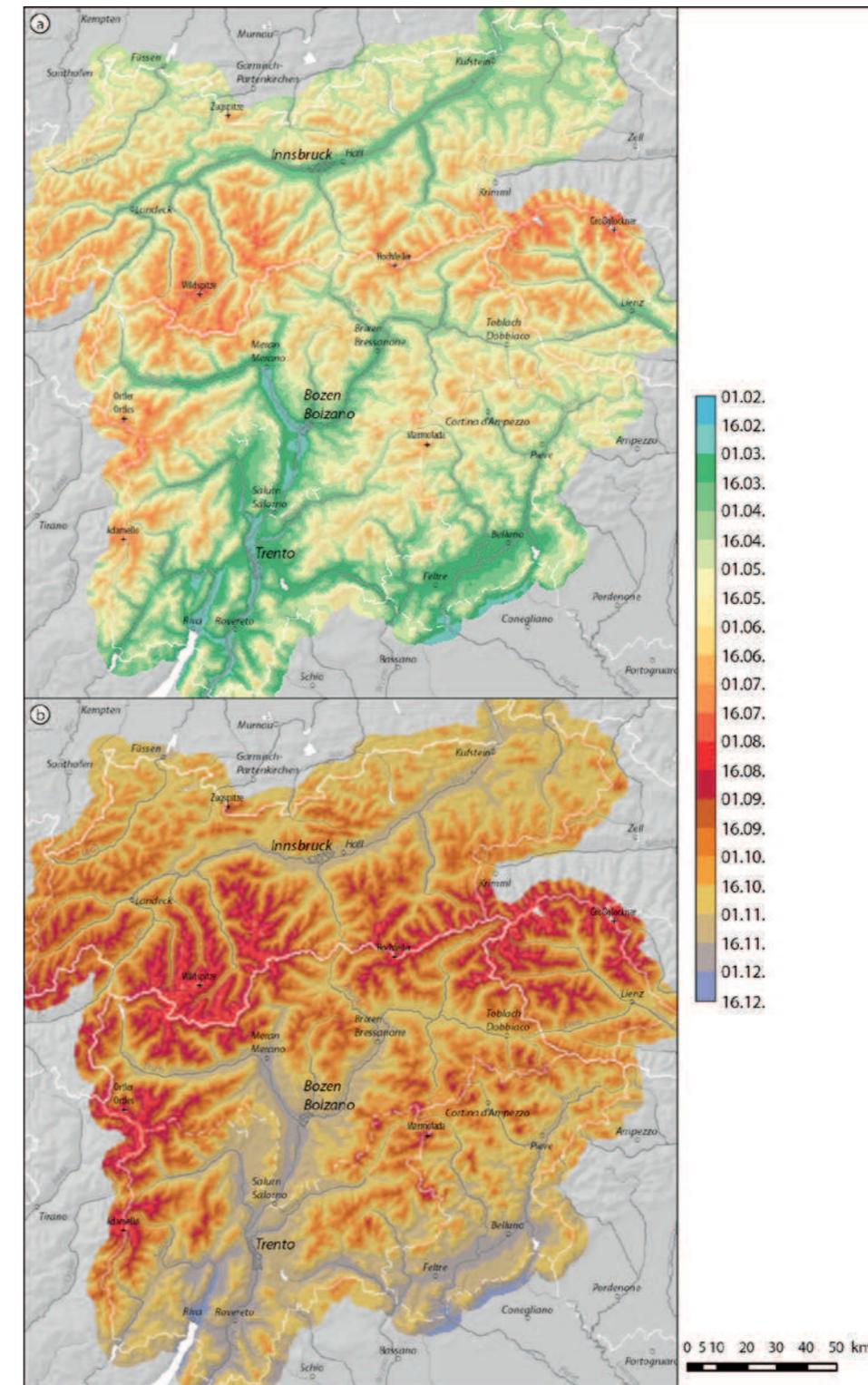


Abb. 3.8: Mittlerer Beginn (a) und mittleres Ende (b) der Vegetationsperiode nach der Fünf-Grad-Schwelle.

Anzahl an Frostwechsellagen gering. Dasselbe gilt für hochalpine Bereiche, hier jedoch deswegen, weil die Temperatur an den meisten Tagen unter 0 °C verharrt. Mittelgebirgslagen und besonders höhergelegene inneralpine Täler weisen die größte Anzahl an Frostwechsellagen auf. Der Höchstwert findet sich im Fassatal.

Die Gradtagszahl besteht aus den über das Jahr aufsummierten täglichen Differenzen zwischen der Raumtemperatur (festgelegt mit 20 °C) und dem Tagesmittel der (Außen-)Temperatur. Nur Heiztage mit einer mittleren (Außen-)Temperatur von höchstens 12 °C werden berücksichtigt. Die jährliche Gradtagszahl ist somit ein Maß für den Heizwärmebedarf während der Heizperiode. Ihre räumliche Verteilung ist eng an die Seehöhe gebunden (Abb. 3.7b). Zudem ist ihr Niveau im nördlichen Teil des Gebietes allgemein etwas höher als im südlichen Teil. Die Werte reichen von rund 2500 °C im Etschtal über 3000 °C im Valbelluna und 3500 °C im Inntal bis 4000 °C im Lienzer Becken. Berghütten in 2000 m Seehöhe weisen einen jährlichen Heizbedarf von etwa 6000 °C auf. In 3000 m Seehöhe beläuft sich die Gradtagszahl auf etwa 8500 °C.

Mit Vegetationsperiode wird jener Abschnitt des Jahres bezeichnet, in dem Pflanzen fotosynthetisch aktiv sind, d. h. wachsen, blühen und fruchten. Die Vegetationsperiode nach der Fünf-Grad-Schwelle umspannt den längsten durchgehenden Abschnitt von Tagen mit einer Mitteltemperatur von mindestens 5 °C. Allerdings wird ein früherer bzw. späterer Abschnitt solch warmer Tage bereits bzw. noch in die Vegetationsperiode miteinbezogen, falls er länger anhält als die Summe aller dazwischenliegenden kühleren Tage. Die Fünf-Grad-Schwelle hat allgemeine landwirtschaftliche Bedeutung und steht in Verbindung mit der merkbaren Zunahme der Wachstumsleistung. Entlang der Etsch, von Avio bis Meran, beginnt die Vegetationsperiode gewöhnlich noch vor Ende Februar (Abb. 3.8a). Im Laufe des März fängt die Wachstumsperiode in den meisten Niederungen des Untersuchungsgebietes an. Im Außerfern, dem Leuckental, dem Pustertal und dem Valle del Boite ist es erst im April soweit. Im Mai, Juni bzw. Juli schreitet das Einsetzen der Vegetationsperiode in Höhenlagen um 1700, 2300 bzw. 2800 m Seehöhe fort, wobei diese mittleren Höhenangaben große Nord-Süd-Unterschiede umfassen. Das Ende der

Vegetationsperiode geschieht üblicherweise im August in rund 2700 m und im September in rund 2200 m Seehöhe (Abb. 3.8b). Während der zweiten Oktoberhälfte endet die Vegetationsperiode in den ersten Niederungen, nämlich dem Außerfern, dem Wipptal und dem Pustertal. Im Etschtal unterhalb von Meran, dem Sukanertal und dem Valbelluna dauert sie bis in die zweite Novemberhälfte an. Im unteren Sarccatal zieht sich die Vegetationsperiode in die ersten Dezembertage hinein. Folglich stehen in den thermisch begünstigten Bereichen der tiefgelegenen südlichen Täler jährlich etwa neun bis zehn Monate zur Pflanzenentwicklung zur Verfügung. Im Inntal, dem Lienzer Becken und dem Pustertal beträgt die Vegetationsdauer etwa sieben bis über acht Monate.

3.4 Niederschlag

Niederschlag umfasst kondensiertes Wasser aus Wolken und Nebel, das entweder in flüssiger Form als Regen und Nieselregen oder in fester Form als Schnee, Hagel, Eiskörner und Graupel die Erdoberfläche erreicht. Der Niederschlag bestimmt zusammen mit der (potenziellen) Verdunstung die klimatische Wasserbilanz. Sie bestimmt die Ausgestaltung des oberflächlichen Flussnetzes, die Möglichkeiten der Wasserkraftnutzung, die Ausbildung von Grundwasser, die natürliche Vegetationsform und den Landbau. Da die Niederschlagsverteilung räumlich und zeitlich stark variiert, ist das Niederschlagsmessnetz das dichteste aller Klimaparameter. Allerdings stammen nur 3 % des verfügbaren Datenmaterials von Messstationen auf jenen 30 % der Gebietsfläche, die oberhalb von 2000 m Seehöhe liegen. (Für Niederschlagsgrößen, die keine tägliche Auflösung voraussetzen, besessen seltener entleerte Sammelgefäße, so genannte Totalisatoren, die Datenlage geringfügig auf.) Hinzu kommt, dass das Hauptproblem der Niederschlagsmessung, die windbedingte Abdrift der Hydrometeore über dem Auffanggefäß, gerade im Hochgebirge aufgrund der höheren Windgeschwindigkeiten und des höheren Anteils an Schneeniederschlag besonders gravierend ist. Für die folgenden Kartendarstellungen hat dies zweierlei Auswirkungen: Erstens nimmt die Kartengüte mit größerer Seehöhe zusehends ab, bis die Angaben im hochalpinen Raum schließlich den

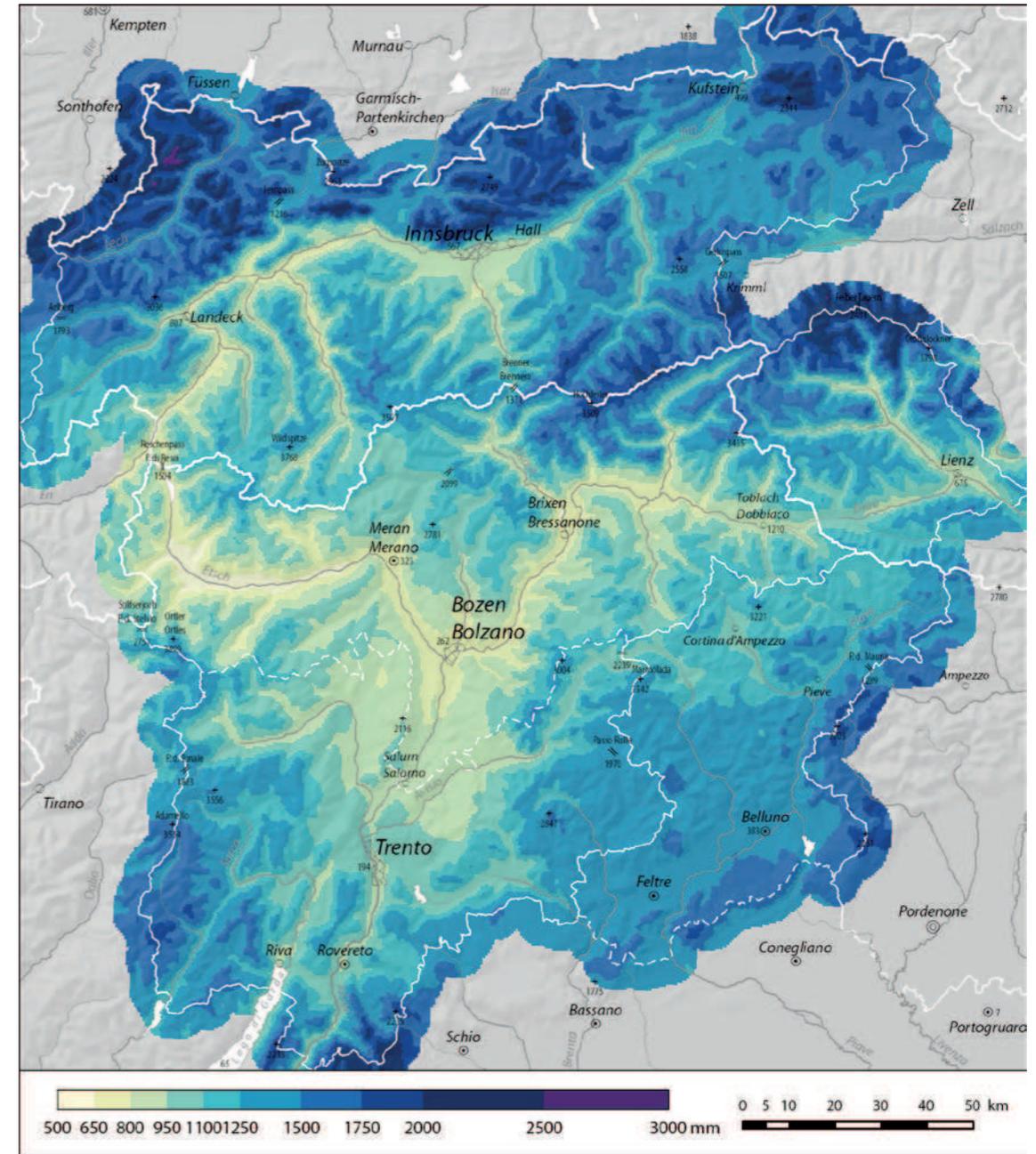


Abb. 3.9: Mittlere jährliche Niederschlagssumme.

Charakter von Größenordnungen einnehmen. Zweitens beziehen sich alle Auswertungen auf die gemessene Niederschlagsmenge, wobei die tatsächlich gefallene Niederschlagssumme potenziell höher ist.

Die jährliche bzw. monatliche Niederschlagssumme pro Flächeneinheit (in Liter pro Quadratmeter) entspricht der über das Jahr bzw. einen bestimmten Kalendermonat angesammelten gemessenen Niederschlagshöhe (in mm) im langjährigen Durchschnitt. Die allgemeine Niederschlagszunahme mit ansteigender Seehöhe erklärt die Niederschlagsverteilung im mittleren Jahr nur unzureichend (Abb. 3.9). Die Hebung feuchter Luftmassen entlang von Gebirgen verursacht wesentlich höhere Stauniederschläge an der windzugewandten Gebirgsseite, besonders am Alpenrand, und lässt trockenere Luft an der föhningen Leeseite, besonders in inneralpinen Tälern, zurück. Dementsprechend erhalten die Nördlichen Kalkalpen hohe Niederschlagsmengen bei westlicher bis nördlicher Anströmung, genauso wie die Südalpen bei südlicher Anströmung. Am drastischsten ist das plötzliche Gefälle von den Allgäuer Alpen (etwa 2800 mm), wo die höchsten mittleren jährlichen Niederschlagssummen des Gebietes verzeichnet werden, zum Oberinntal (etwa 700 mm). Über die Dolomiten hinweg verläuft der Übergang weitaus glatter. Das trockenste Tal des Gebietes, eingebettet inmitten der Alpen, ist der Vinschgau (530 mm). Entlang des Alpenhauptkammes variiert der Niederschlag stark zwischen den Hohen Tauern, die viel Niederschlag sowohl aus nördlicher als auch aus südlicher Richtung erhalten, und den trockeneren Ötztaler Alpen. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme beträgt im Flächenmittel über das Untersuchungsgebiet 1300 mm. Im Jänner erhält das Untersuchungsgebiet im Durchschnitt etwa 65 mm Niederschlag (Abb. 3.10a). Die Niederschlagsmenge variiert jedoch örtlich stark. Während bis zu 250 mm, meist in Form von Schnee, in den Nördlichen Kalkalpen zusammenkommen, erhalten die Südalpen (mit Ausnahme der Vizentiner Alpen) allgemein niedrige Niederschlagssummen von etwa 40 bis 80 mm. Für Teile der Zentralalpen gilt dasselbe, in den Stubai- und Zillertaler Alpen ist der Jänner der niederschlagsärmste Monat des Jahres. Ausgeprägte Trockenbereiche sind die Tallagen zwischen dem Reschensee und Bozen sowie weiter nach Toblach, wo in einem durchschnittlichen Jänner weniger als 25 mm, mancherorts nur 15 mm, Niederschlag fallen. Der Februar ist üblicherweise der

niederschlagsärmste Monat des Jahres, sowohl im Untersuchungsgebiet als Ganzem als auch in seinen meisten Teilbereichen. Im März verstärken sich Stauniederschläge sowohl von Norden als von Süden her.

Im April – das Flächenmittel des mittleren Monatsniederschlags liegt bei 100 mm – verstärkt sich der Südstau deutlich, während die Niederschlagsmengen über den Nördlichen Kalkalpen etwas zurückgehen (Abb. 3.10b). Demzufolge erhalten Ortlergruppe, Adamello-Presanella-Gruppe und Dolomiten monatliche Niederschlagsmengen (etwa 70 bis 200 mm), die mit jenen der nördlichen Gebirgsketten zwischen Lechtaler Alpen und Kaisergebirge vergleichbar sind. Die Ötztaler und Sarntaler Alpen bleiben mit monatlichen Niederschlagssummen meist unter 100 mm weitaus trockener. Im Außerfern und dem Oberinntal sowie dem Verwall und der Silvretta ist der April üblicherweise der niederschlagsärmste Monat des Jahres. Was den Talboden des Inns betrifft, verringern sich die durchschnittlichen Monatsmengen von der bayerischen zur Bündner Grenze um mehr als zwei Drittel. Dementsprechend sind die räumlichen Extremwerte verteilt: 30 mm im Oberinntal, gegen 300 mm in den Hochlagen der Vizentiner Alpen. Im Mai wächst der Beitrag von Konvektionsniederschlägen aus Schauern und Gewittern, weshalb auch inneralpine Bereiche höhere Niederschlagsmengen erhalten. Folglich ist die Variabilität des Mainiederschlags (relativ gesehen) räumlich am ausgeglichtesten. Das Flächenmittel des Niederschlags nimmt im Juni weiter zu. Das liegt an einer Niederschlagsverstärkung in den nördlichen zwei Dritteln des Untersuchungsgebietes, während die Luft südlich von Vinschgau, Fleimstal und Valle del Boite unter dem zunehmenden Einfluss subtropischer Hochdruckgebiete beginnt abzutrocknen.

Im Durchschnitt über das Untersuchungsgebiet ist der wärmste Monat des Jahres auch der niederschlagsreichste (Abb. 3.10c). Genauer betrachtet gilt dies für die Gebiete nördlich und einschließlich des Vinschgaus und des Dolomitenhauptkammes. Der Juli bringt üblicherweise über 150 mm im Flächenmittel, was beinahe der dreifachen mittleren Februarsumme entspricht. Zum Höhepunkt der konvektiven Saison kommen zwischen 70 mm im Vinschgau und deutlich über 300 mm in Gipfellagen der Hohen Tauern zusammen. Weiter im Süden nehmen die Niederschlagsmengen im Hochsommer weiter ab, betragen aber

immer noch etwa 90 bis 190 mm. Im August bleiben die Niederschläge auf einem allgemein hohen Niveau. Zum September hin nehmen die durchschnittlichen Summen mit Ausnahme der südlichen Adamello-Gruppe und der Vizentiner Alpen ab.

Im Oktober – das räumliche Niederschlagsmittel kommt nun bei 120 mm zu liegen – nehmen die Gegensätze zu (Abb. 3.10d). Einerseits wächst durch das Abkühlen des Kontinents der Einfluss beständiger herbstlicher Hochdruckgebiete. Somit nehmen die Niederschlagsmengen entlang des Alpenhauptkammes und nördlich davon auf rund 60 bis 180 mm ab, auf 45 mm im Extremfall des Oberinntals. In Hochlagen der Nördlichen Kalkalpen ist der Oktober sogar der niederschlagsärmste Monat des durchschnittlichen Jahres. Andererseits werden die stabilen Wetterphasen durch einzelne, langsam vom warmen Wasser des Ligurischen und Adriatischen Meeres her ziehende Tiefdruckgebiete unterbrochen, die besonders in den Südalpen anhaltenden, intensiven Niederschlag bringen. Sogar im langjährigen Mittel werden in Hochlagen der Vizentiner Alpen wohl bis über 300 mm erreicht und auch die südlichen Täler sind von 150 bis 220 mm betroffen. Folglich erfüllt das Gebiet südlich einer Linie Ortler – Sulztal – Tramin – Fleimstaler Alpen – Marmolata – Pladen beim Niederschlag das Kriterium des Mittelmeerklimas: ein primäres monatliches Niederschlagsmaximum nicht im Sommer, sondern im Herbst. Im November gehen die Niederschläge im Vergleich zum Vormonat meist leicht zurück. Das gilt nicht für die Nördlichen Kalkalpen und Hochlagen der Hohen Tauern, wo atlantische Fronten eine Niederschlagszunahme zustande bringen. Von der Adamello-Presanella-Gruppe bis zu den Südlichen Karnischen Alpen ist der Einfluss von Mittelmeertiefs weiterhin stark. Im Dezember wird es in den Gebieten südlich des Alpenhauptkammes merklich trockener, während die Niederschlagssummen westlich und nördlich des Inntals sowie nördlich der Kitzbüheler Alpen weiter zunehmen.

Die jährliche Anzahl der Niederschlagstage ist die Gesamtsumme der Tage mit einer Niederschlagsmenge von 1 mm oder mehr während eines ganzen Jahres. Die meisten Niederschlagstage werden aufgrund von Staueffekten in den Nordalpen verzeichnet (Abb. 3.11a). Regen und Schnee fallen in Gipfellagen von den Allgäuer Alpen über das Karwendel bis zu den

Kitzbüheler Alpen an bis zu 180 Tagen pro Jahr. Ähnliche Werte sind unmittelbar am Alpenhauptkamm der Hohen Tauern, die Niederschläge sowohl aus Nord als auch aus Süd erhalten, zu finden. Rund 160 bzw. 130 Tage sind für die Adamello-Presanella-Gruppe bzw. die Ötztaler Alpen typisch. Über den Dolomiten ist die zeitliche Niederschlagsverteilung mit rund 120 Tagen episodischer. Am seltensten tritt Niederschlag im Obervinschgau auf, wo sich über das Durchschnittsjahr hinweg nur 70 Tage mit zumindest 1 mm Niederschlag ereignen. Das Flächenmittel über das Untersuchungsgebiet beläuft sich auf 125 Tage.

Die mittlere Dauer von Trockenperioden bezieht sich auf den mittleren Zeitabschnitt zwischen zwei Niederschlagstagen, die sich durch eine Niederschlagssumme von mindestens 1 mm auszeichnen. In den Haupttälern südlich des Alpenhauptkammes verstreichen zwischen zwei Niederschlagsereignissen im Mittel 5 bis 7 Tage (Abb. 3.11b). In den nördlichen Tälern beträgt die mittlere Dauer von Trockenperioden 3,5 bis 5 Tage. Im Allgemeinen gibt es eine geringfügige Abnahme zu größeren Seehöhen hin. In Hochlagen der Nördlichen Kalkalpen und der Hohen Tauern ist sie am kürzesten, hier geht sie auf etwa 3 Tage zurück. Das Flächenmittel der mittleren Dauer von Trockenperioden beträgt 4,5 Tage.

Das mittlere jährliche Maximum der täglichen Niederschlagssumme ist der langjährige Durchschnitt des höchsten Tagesniederschlags eines Jahres. Es kennzeichnet also den niederschlagsreichsten Tag des Jahres. Das 24-stündige Niederschlagsmaximum bringt im Großteil des Untersuchungsgebietes üblicherweise zwischen 50 und 70 mm (Abb. 3.12a). Meist sind Gewitter dafür verantwortlich. Allerdings wird der Einfluss von Adriatiefs in Form einer allmählichen Zunahme nach Südosten hin sichtbar. Die Vizentiner Alpen, das Valbelluna und die Südlichen Karnischen Alpen sind über alle Höhenlagen hinweg von maximalen täglichen Niederschlagssummen von 90 bis 180 mm betroffen. Der räumliche Tiefstwert findet sich vorwiegend im Ötztal, wo am intensivsten Niederschlagstag des Jahres durchschnittlich weniger als 40 mm fallen. Das Flächenmittel beträgt 70 mm.

Das 30-jährliche Ereignis des Drei-Tages-Niederschlags ist die 72-Stunden-Niederschlagssumme mit einer statistischen Wiederkehrzeit von 30 Jahren. Anders ausgedrückt muss mindestens einmal in 30 Jahren damit

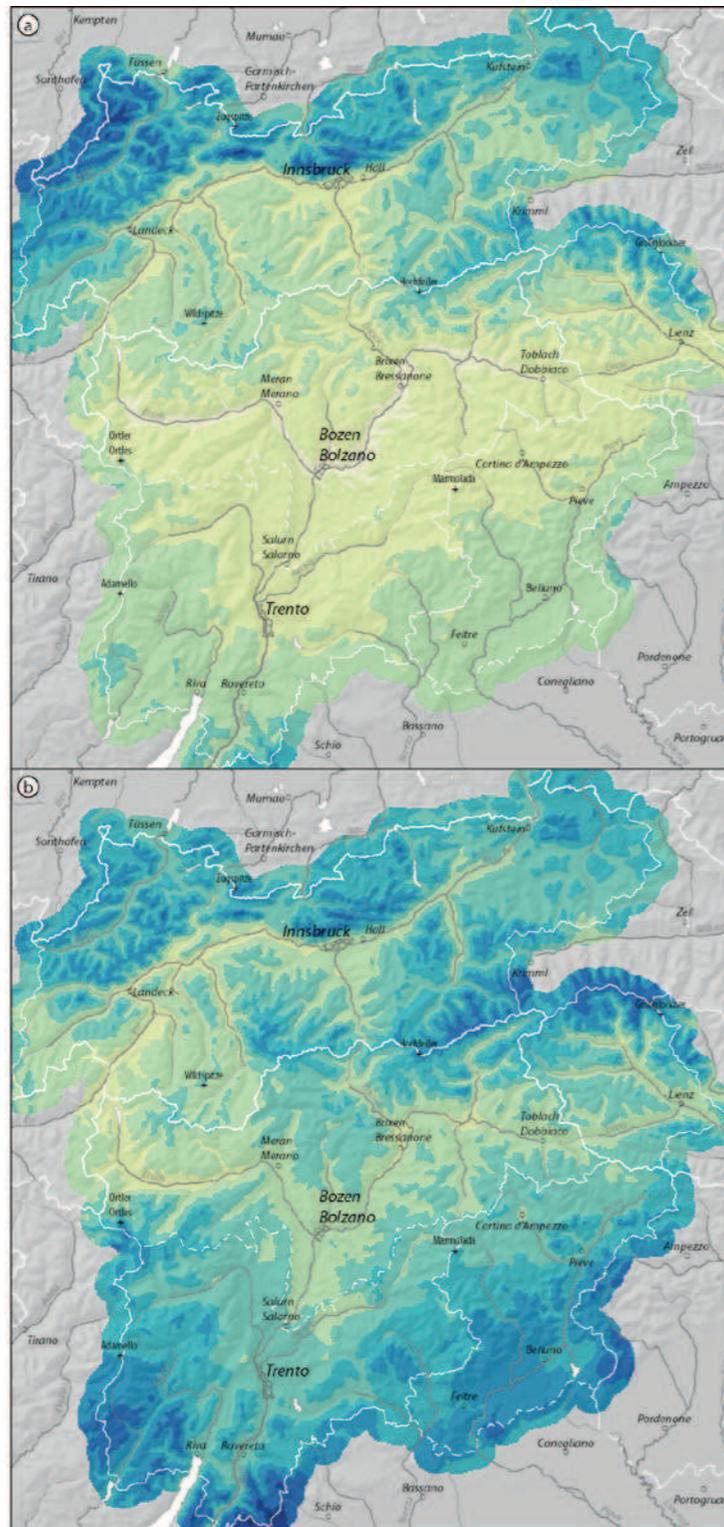


Abb. 3.10ab: Mittlere monatliche Niederschlagssumme im Jänner (a) und April (b).

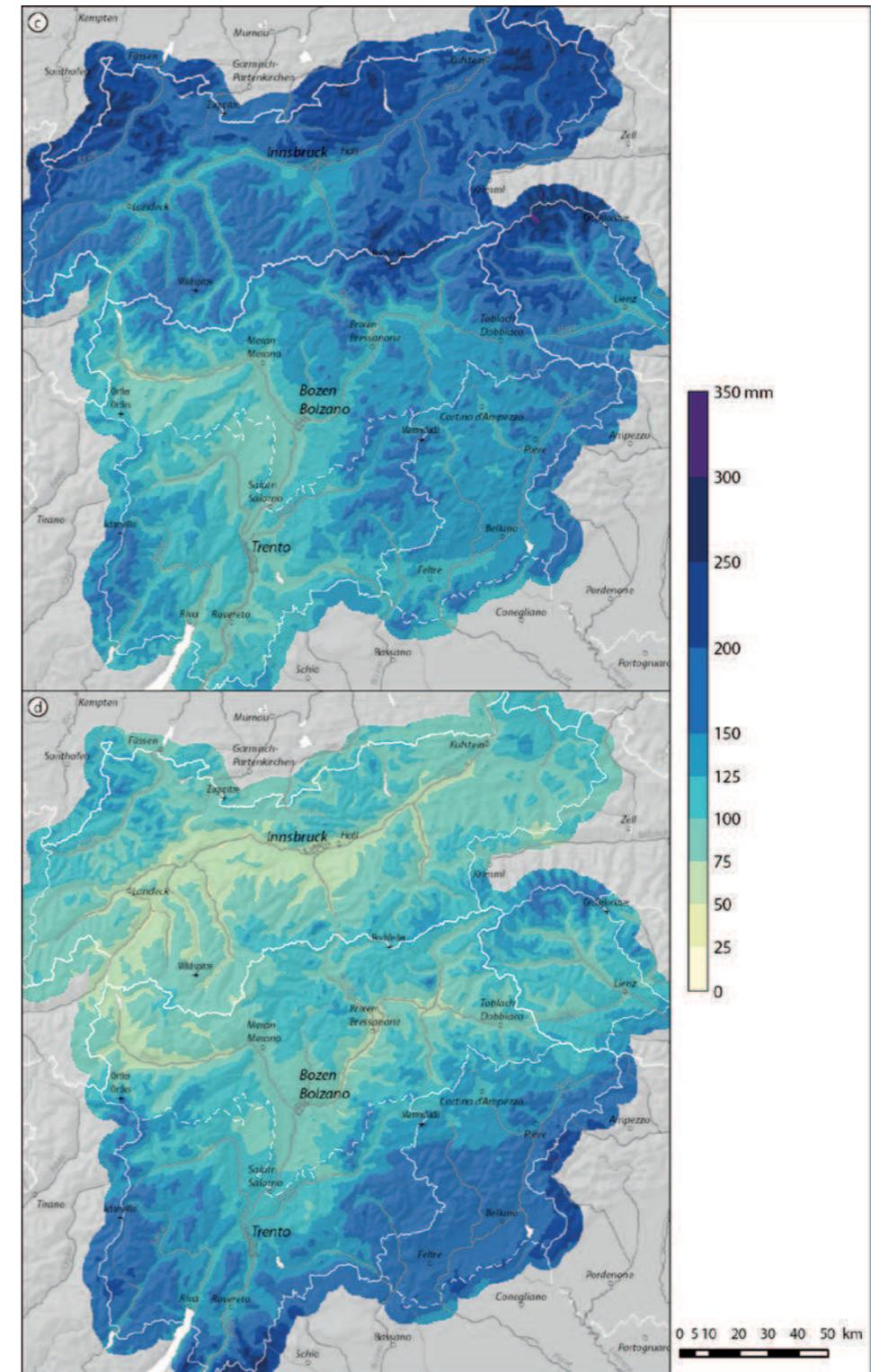


Abb. 3.10cd: Mittlere monatliche Niederschlagssumme im Juli (c) und Oktober (d).

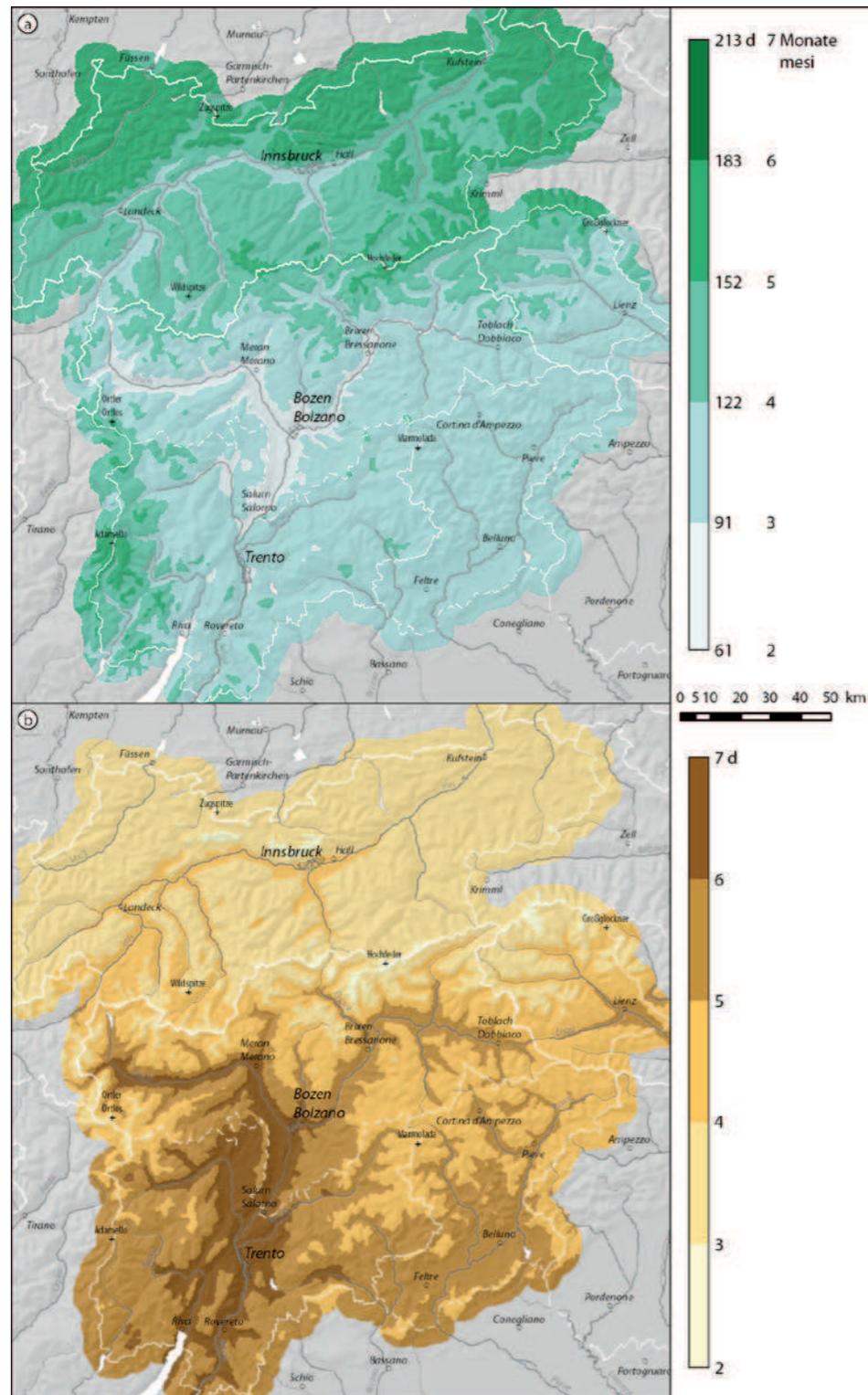


Abb. 3.11: Mittlere jährliche Anzahl der Tage mit 1 mm Niederschlag (a) und mittlere Dauer von Trockenperioden (b).

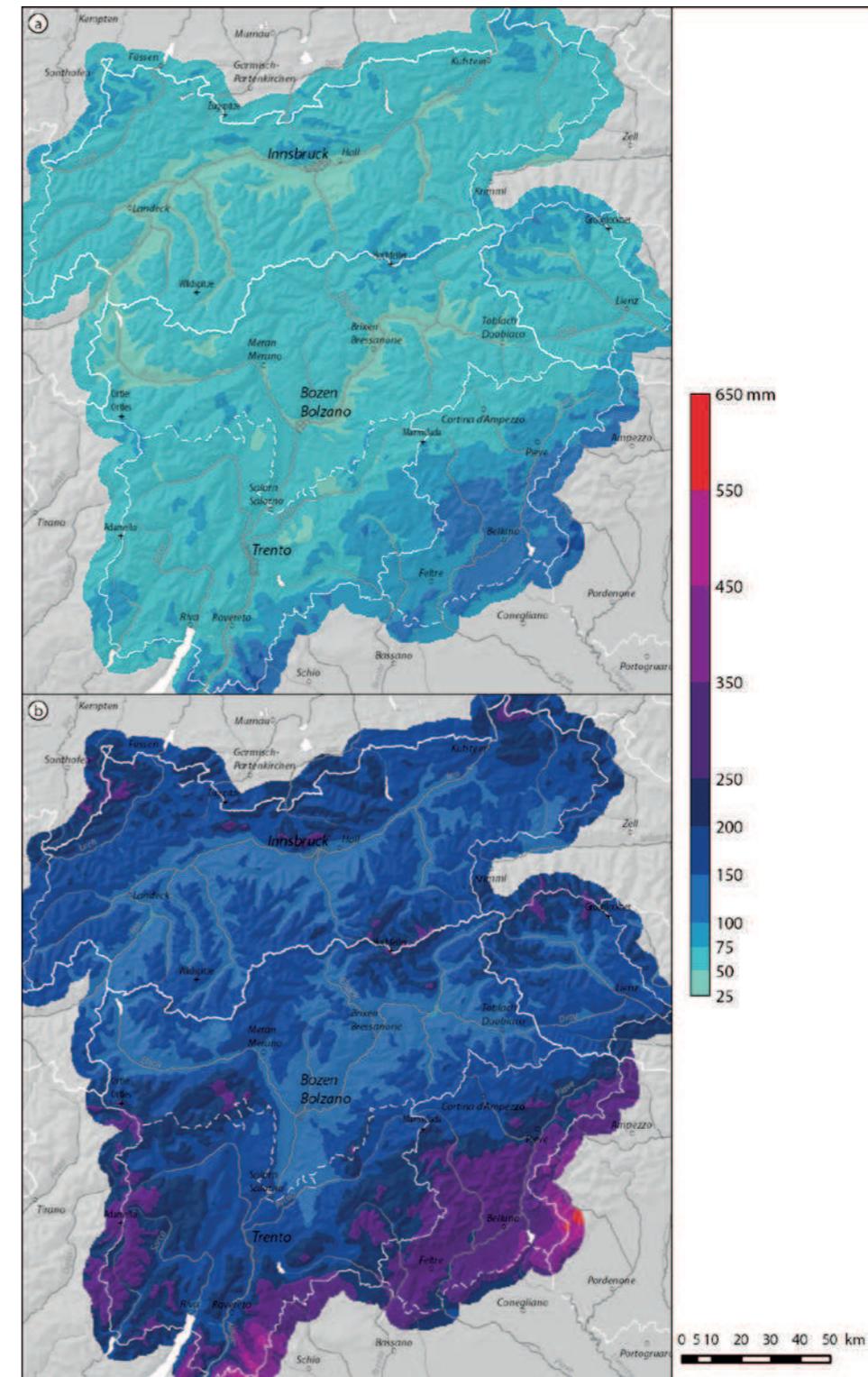


Abb. 3.12: Mittleres jährliches Maximum der täglichen Niederschlagssumme (a) und 30-jährliches Ereignis der Drei-Tages-Niederschlagssumme (b).

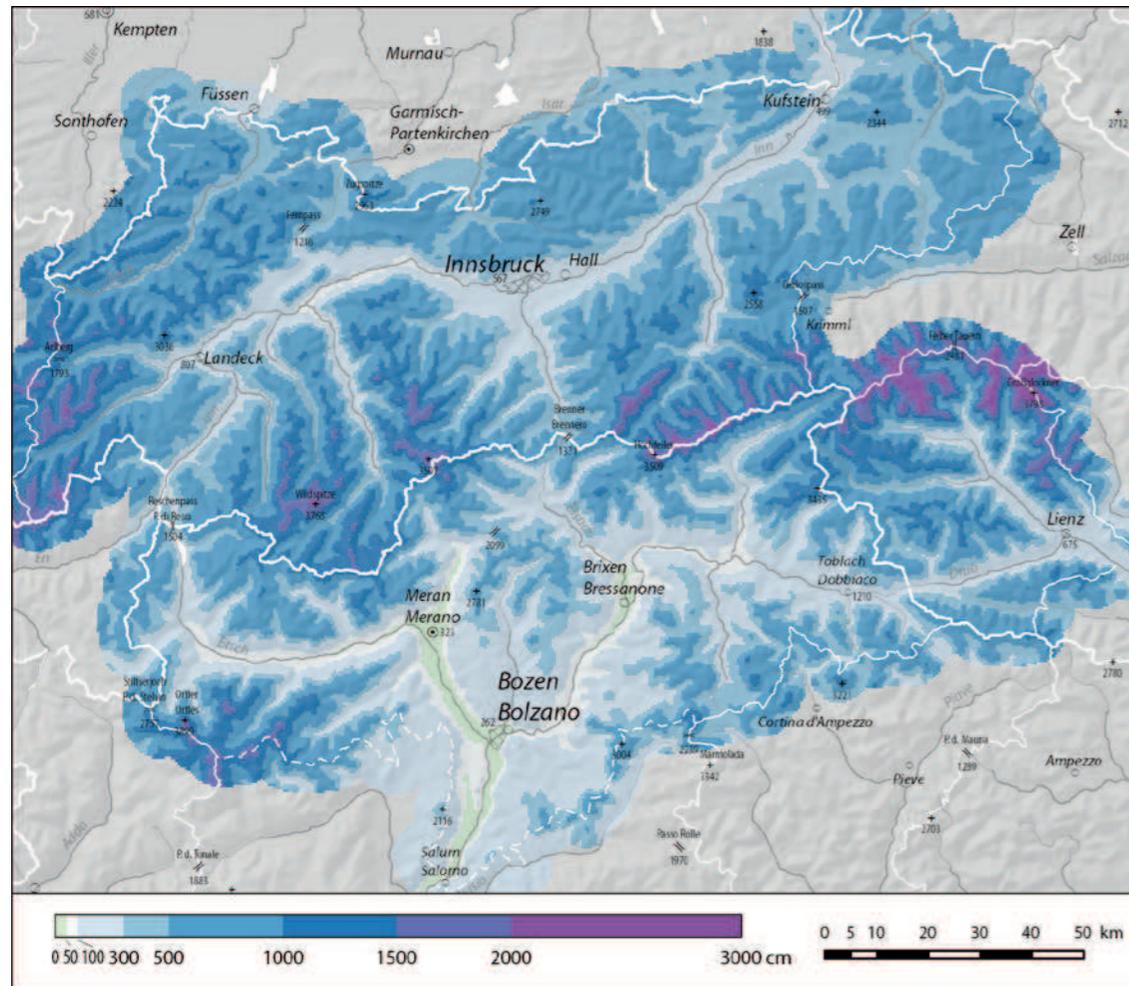


Abb. 3.13: Mittlere jährliche Neuschneesumme.

gerechnet werden, dass die angegebene Niederschlagsmenge innerhalb dreier Tage fällt. Heftige dreitägige Niederschlagsereignisse können großräumige Überschwemmungen und zahlreiche Murenabgänge mit sich bringen. Das 30-jährliche Ereignis des Drei-Tages-Niederschlags liegt in weiten Teilen des Untersuchungsgebietes bei rund 140 bis 210 mm (Abb. 3.12b). Diese Werte werden allerdings in den zentralalpiner Tälern weitgehend nicht erreicht. Etwa 90 mm sind stellenweise im Oberinn- und Pustertal typisch. Rund 180 bis 300 mm sind abgesehen von den Ötztaler, Stubai und Sarntaler Alpen in höheren Lagen zu finden. Niederschlagshöhen von bis zu 550 mm dürften sich zu den Friauler Dolomiten hin ergeben. 250 bis 350 mm kennzeichnen derartige Niederschlagsereignisse selbst am Talboden des Valbelluna.

3.5 Schneedecke

Jener Teil des Niederschlags, der bei ausreichend kalten Temperaturen die Erdoberfläche als Schneefall erreicht, kann zum Aufbau einer Schneedecke beitragen. Das Vorhandensein einer Schneedecke hat bedeutende ökologische und ökonomische Auswirkungen: Neuschnee wirft aufgrund seiner äußerst hohen Albedo etwa 85 % der einfallenden Sonnenstrahlung zurück, ein Strahlungsanteil, der folglich nicht zur Erwärmung beitragen kann. Wegen der vielen isolierenden Luftschichten stellt die Schneedecke einen wirksamen Kälteschutz für darunterliegende Pflanzenteile und die Wintersaat dar. Das in der Schneedecke zwischengespeicherte Wasser führt

zu einem Absinken des Abflusses im Winter und zu einem Anstieg zur Zeit der Schneeschmelze – mit entsprechenden Folgen für die Wasserkraftnutzung. Nicht zuletzt setzen die Ausübung von Wintersport und dessen touristische Nutzung eine Schneedecke voraus. In der Klimatologie bezeichnet man als Schneedecke eine geschlossene Schneeeauflage von mindestens 1 cm Höhe. Bei ihrer Messung werden die tägliche Neuschneehöhe und Schneehöhe (gemeint ist die Gesamtschneehöhe) unterschieden, die üblicherweise zum Morgentermin um 7 Uhr festgestellt werden. Wieder ergeben sich aus dem vorhandenen Beobachtungsdatenmaterial methodische Einschränkungen: So wird manch kurzlebige Schneedecke von den morgendlichen Beobachtungsterminen nicht erfasst. Schwerer wiegt, dass – ähnlich wie bei der Niederschlagsmessung – die Stationsdichte zum Hochgebirge hin stark abnimmt. Wegen der höchst variablen Schneeablagerung im stark gegliederten hochalpinen Gelände, Windverfrachtung und der Verlagerung durch Lawinen sind die angegebenen Werte als theoretische Näherung mit einer räumlichen Repräsentativität für die weitere Umgebung zu verstehen. Hinzu kommen Unterschiede in den regionalen Beobachtungskonventionen sowie ein Mangel durchgehender Beobachtungsreihen im südlichen Gebietsteil, die eine das gesamte Untersuchungsgebiet abdeckende Darstellung des Schneeklimas in vertretbarer Qualität leider nicht erlauben. In der jährlichen Neuschneesumme werden die einzelnen täglichen Neuschneehöhen eines Jahres zusammengezählt. Der tatsächliche Schneedeckenabbau durch Setzen, Schmelzen und Verdunstung wird nicht berücksichtigt. Das räumliche Muster der jährlichen Neuschneesumme ist auf den ersten Blick eng an die Seehöhe gekoppelt (Abb. 3.13). Allerdings erhalten die Nordalpen in rund 1000 m Seehöhe mit etwa 3 bis 6 m grob die dreifache Neuschneesumme der Zentralalpen in ähnlicher Höhenlage. Dies liegt an Strömungen aus nordwestlicher Richtung, deren Luftmassen nicht nur niederschlagsreich, sondern auch verhältnismäßig kalt sind. Auch in rund 2000 m Seehöhe empfangen die Nordalpen den meisten Neuschnee (etwa 7 bis 10 m), während entlang und südlich des Alpenhauptkammes die Mengen um rund 15 bis 25 % verringert sind. Im Hochgebirge werden schließlich enorme Neuschneesummen von bis zu über 20 m erreicht. Abseits des Hochgebirges treten die

höchsten Messwerte im Außerfern ein: Der Hahnenkamm bei Reutte (1670 m) verzeichnet mittlere Summen von knapp 11 m, Hochfilzen (1000 m) von beachtlichen 6,8 m. Sowohl in Innsbruck (579 m) als auch in Lienz (661 m) kommen im Laufe eines Winters durchschnittlich 1,1 m Neuschnee zusammen. Das räumliche Minimum ist eindeutig in den tiefgelegenen Tälern Südtirols angesiedelt. In Bozen (254 m) fallen in einer Saison im Mittel nur 22 cm Schnee. Der Beginn bzw. das Ende der Schneedecke fällt auf den ersten bzw. letzten Tag eines Jahres, an dessen Morgen eine Schneedecke von mindestens 1 cm Höhe gemessen wird. Die Jahre werden dabei von August bis Juli anstatt von Jänner bis Dezember ausgewertet, um die Teilung der natürlichen Schneesaison zu vermeiden. Die dazwischenliegende Schneedeckendauer kann durchaus zwischenzeitliche apere Abschnitte beinhalten. In vergleichbaren Höhenlagen tritt die erste Schneedecke in den Nordalpen durchschnittlich zwei bis drei Wochen früher auf als südlich des Alpenhauptkammes (Abb. 3.14a). Mit dem Datum der letzten Schneedecke ist es genau umgekehrt (Abb. 3.14b). In 2000 m Seehöhe beispielsweise muss man im Norden schon in der ersten Septemberhälfte mit einem Wintereinbruch rechnen, im Süden hingegen erst Anfang Oktober. Umgekehrt schmilzt in dieser Höhenlage die letzte Schneedecke in den Nordalpen durchschnittlich zur Sommersonnenwende ab, an der Alpensüdseite jedoch schon Anfang Juni. Während in 1000 m Seehöhe in den Nordalpen eine Schneedecke meist zwischen Ende Oktober und der zweiten Aprilhälfte vorkommt, liegt an der Alpensüdseite häufig Mitte November der erste und Anfang April der letzte Schnee. In Innsbruck und Lienz bildet sich die erste Schneedecke durchschnittlich um den 20. November herum, während die letzte Schneedecke zum Monatswechsel von März auf April verschwindet. In Bozen ist die mittlere Schneedeckendauer auf acht Wochen im Hochwinter, zwischen Mitte Dezember und Mitte Februar, beschränkt. Die mittlere monatliche Schneehöhe bezeichnet den langjährigen Durchschnitt der Gesamtschneehöhe zur Mitte (am 15.) des betreffenden Monats. Die mittlere monatliche Schneedeckenhäufigkeit gibt die langjährige durchschnittliche Anzahl der Tage, an denen eine geschlossene Schneeeauflage von mindestens 1 cm vorhanden ist, im jeweiligen Kalendermonat an. Im November ist über alle Höhenlagen noch eine

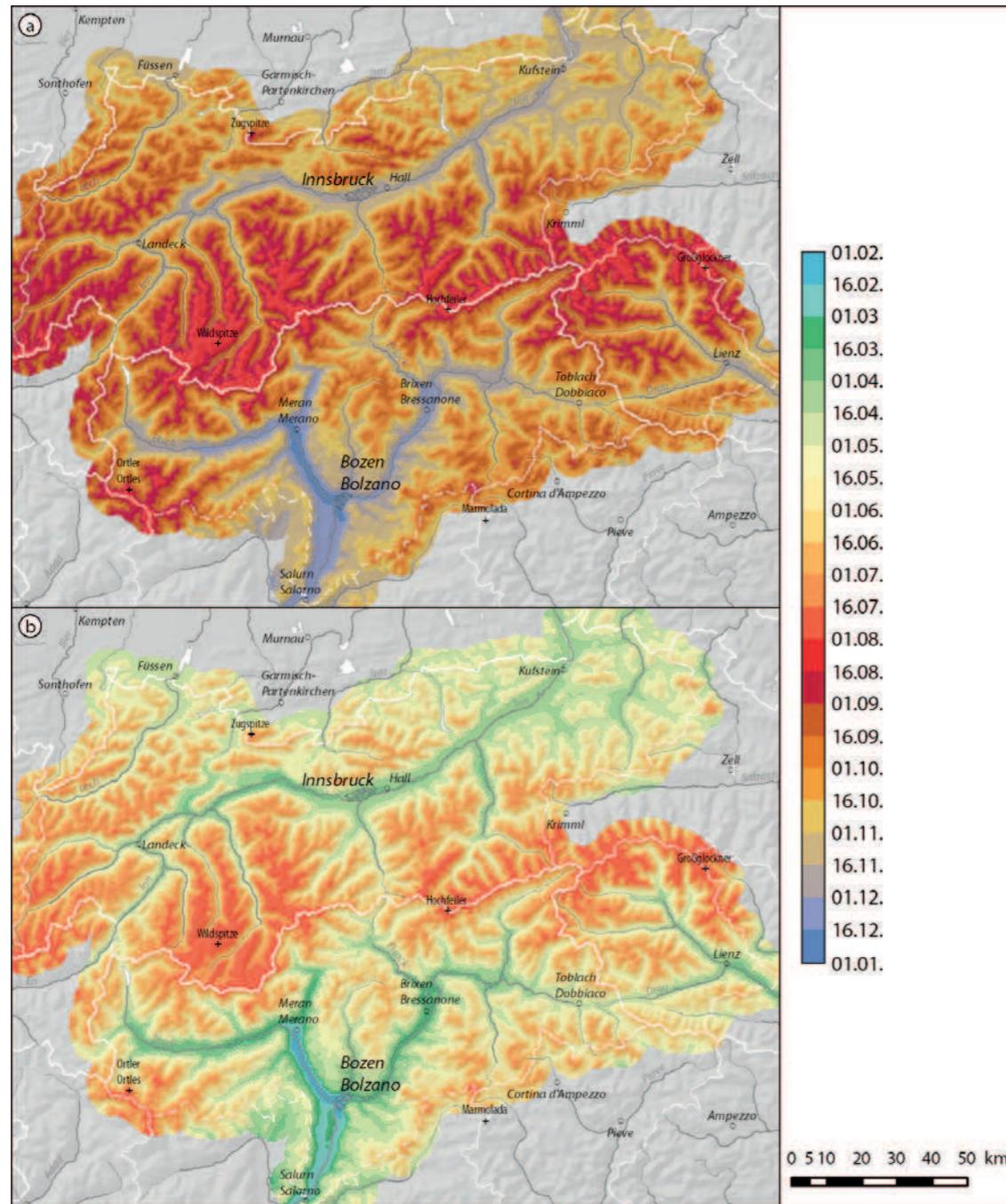


Abb. 3.14: Mittlerer Beginn (a) und mittleres Ende (b) der Schneedecke.

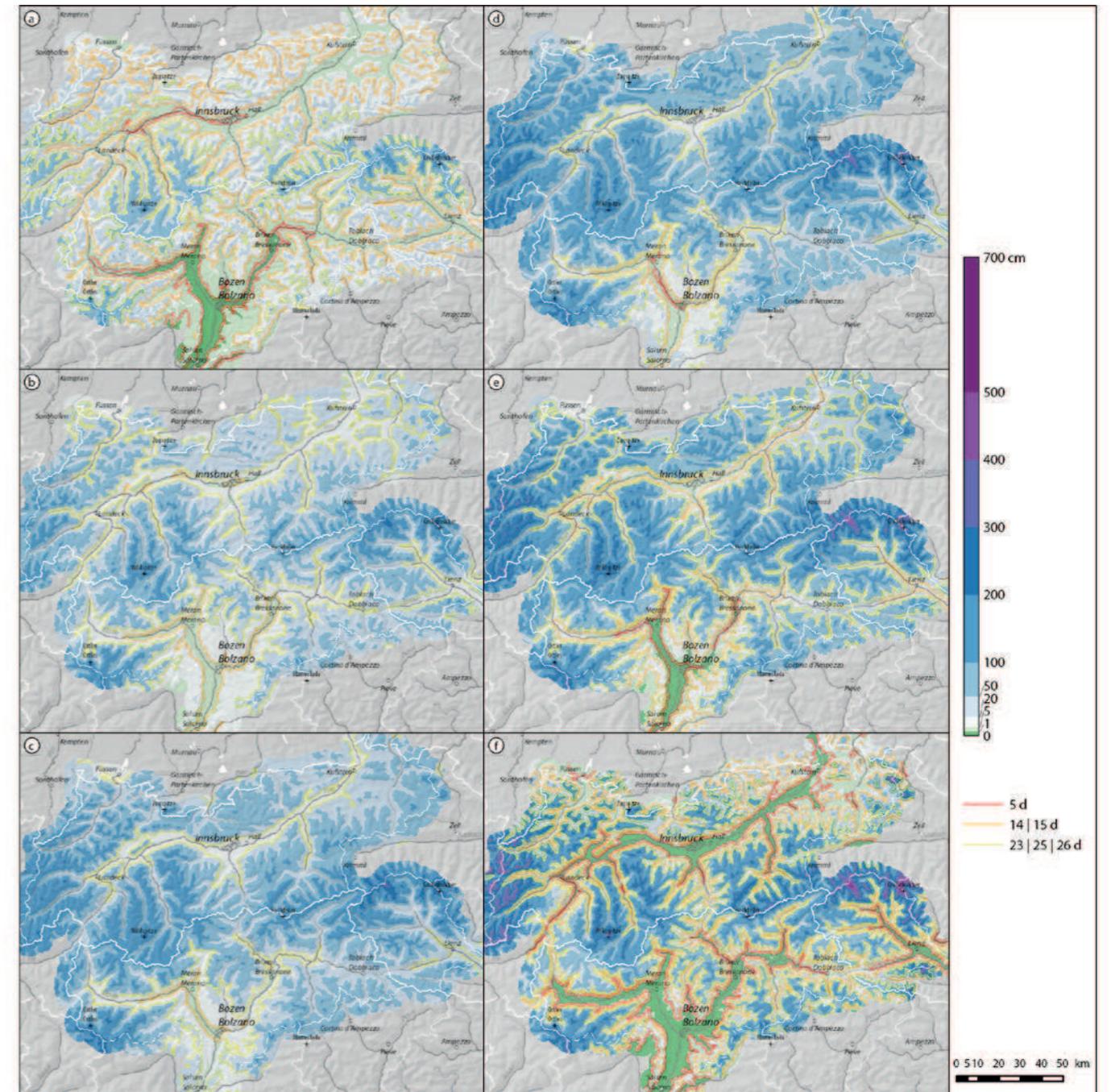


Abb. 3.15: Mittlere Schneehöhe zur Monatsmitte (schraffiert) und mittlere monatliche Häufigkeit (Isolinien) der Schneedecke im November (a), Dezember (b), Jänner (c), Februar (d), März (e) und April (f).

vergleichsweise geringe Schneeeauflage vorhanden (Abb. 3.15a). In den großen Tälern liegt im Mittel kein (Untervinschgau, Etsch- und Eisacktal sowie Unterland) oder kaum Schnee (Inn- und Pustertal). In den höher gelegenen Tälern und auf den Bergen hat dagegen der Winter normalerweise schon Einzug gehalten. Die typischen schneereichen Wetterlagen um diese Jahreszeit sind Nordwestströmungen. Das zeigt sich beispielsweise an den mittleren Schneehöhen in 2000 m Seehöhe: Während in den Nordalpen durchschnittlich rund 30 cm Schnee liegen, ist es nahe dem Alpenhauptkamm und an der Alpensüdseite etwa die Hälfte. Diese Durchschnittswerte der Schneehöhe sind naturgemäß nicht gleichmäßig jedes Jahr anzutreffen. Vielmehr gibt die Schneedeckenhäufigkeit einen Hinweis darauf, wie wahrscheinlich das Auftreten einer Schneedecke ist. In tiefen Lagen um 500 m Seehöhe liegt in den Nordalpen etwa an 6 Tagen, inneralpin und an der Alpensüdseite an nur 2 Tagen Schnee. Die Zunahme der Schneedeckenhäufigkeit mit der Seehöhe verläuft zu Beginn der Schneesaison noch relativ geradlinig. In 1500 m Seehöhe gibt es in den Nordalpen meist an 18 Tagen eine Schneedecke, in den Südalpen an 12 Tagen. In noch höheren Lagen gleicht sich der Nord-Süd-Unterschied zunehmend aus. Im Hochgebirge kann man überall fast den ganzen November über mit einer Schneedecke rechnen. In der Vorweihnachtszeit, Mitte Dezember, liegt die mittlere Schneehöhe auch in den tiefstgelegenen Tälern knapp über null (Abb. 3.15b). Bozen, Meran (330 m) und Brixen (569 m) bringen es durchschnittlich auf 1 cm, Innsbruck auf 4 cm und Lienz auf 13 cm Schneehöhe. Allerdings liegt in Bozen und Brixen üblicherweise an nur 6 sowie in Brixen an nur 9 Dezembertagen Schnee. Während also diese Städte im Weihnachtsmonat überwiegend schneefrei sind, kann man in Innsbruck bei 15 Tagen und in Lienz bei 18 Tagen mit Schneedecke auf weiße Weihnachten hoffen. Auf den Bergen wächst die Schneedecke rasch an. In rund 2000 m Seehöhe verdoppelt sich im Schnitt die Schneedecke im Laufe eines Monats in den Nordalpen auf etwa 60 cm, in den Dolomiten verdreifacht sie sich auf etwa 45 cm. Demnach führen nun auch vermehrt südliche Anströmungen zu Schneefällen. Abgeschirmt von sowohl Nordwest- als auch Südostlagen liegt in den Sarntaler, Stubai und Ötztaler Alpen mit meist rund 35 cm weniger Schnee. Während des Hochwinters, Mitte Jänner, nimmt die

Höhe der Schneedecke zu größeren Seehöhen hin stark zu (Abb. 3.15c). So liegen nördlich des Alpenhauptkammes in 500 m Seehöhe durchschnittlich rund 10 cm, in 1500 m Seehöhe rund 50 cm und in 2500 m Seehöhe rund 1,5 m Schnee. Südlich des Alpenhauptkammes sind die Schneedecken etwas weniger mächtig: Da Nordwestlagen auch zu dieser Jahreszeit vorherrschen, findet man auf dem Hahnenkamm bei Reutte durchschnittlich eine 1,1 m hohe Schneedecke vor, während es auf dem deutlich höhergelegenen Monte Piana (2265 m) in den Sextener Dolomiten 67 cm sind. Obwohl der Jänner in den Tieflagen ganz allgemein der schneereichste Monat ist, kommt Bozen über eine mittlere Schneehöhe von kaum 1 cm nicht hinaus. Hier findet man meist an 8 Tagen, in Innsbruck an 20 Tagen und in Lienz an 24 Tagen eine Schneedecke vor. Südlich von Bozen nimmt die Schneedeckenhäufigkeit leicht zu, da in Richtung Gebirgsrand häufiger Niederschlag fällt als in geschützten inneralpinen Bereichen. In höhergelegenen Tälern und den typischen Wintersportorten gilt der Jänner als sehr schneesicher. Im Februar sind die mittlere Höhe und Häufigkeit der Schneedecke in tiefen Lagen meist schon wieder leicht rückläufig (Abb. 3.15d). Im Mittel- und Hochgebirge wächst die Schneedecke dagegen weiter kräftig an und so wird im Flächenmittel die größte monatliche Schneehöhe des Jahres erreicht. Im gesamten Gebiet liegen nun im Schnitt knapp 15 cm Schnee in 500 m Seehöhe, gut 35 cm in 1000 m Seehöhe und etwa 60 cm in 1500 m Seehöhe. Regional gibt es allerdings bedeutende Unterschiede: Während die Schneehöhe in den Kitzbüheler Alpen in rund 1000 m Seehöhe auf durchschnittlich 84 cm (Hochfilzen) anwächst, stagniert sie in inneren Dolomitentälern bei durchschnittlich 8 cm (Lüsen, 981 m). Am Brenner (1445 m) liegen nun durchschnittlich 65 cm und auf der Zugspitze (2964 m) 2,8 m Schnee. Der Rückgang der Schneedeckentage im Vergleich zum Vormonat ist südlich des Alpenhauptkammes stärker ausgeprägt als in den Nordalpen. In Lienz liegt an durchschnittlich 20 Tagen, in Innsbruck an 16 Tagen und in Bozen an 5 Tagen im Februar Schnee. Im März nehmen die räumlichen Gegensätze in der Schneeverteilung zu (Abb. 3.15e). Zwar schrumpft die Schneedecke bis ins Mittelgebirge meist schon (am Brenner auf etwa 52 cm), der deutliche Schneezuwachs im Hochgebirge (auf der Zugspitze auf etwa

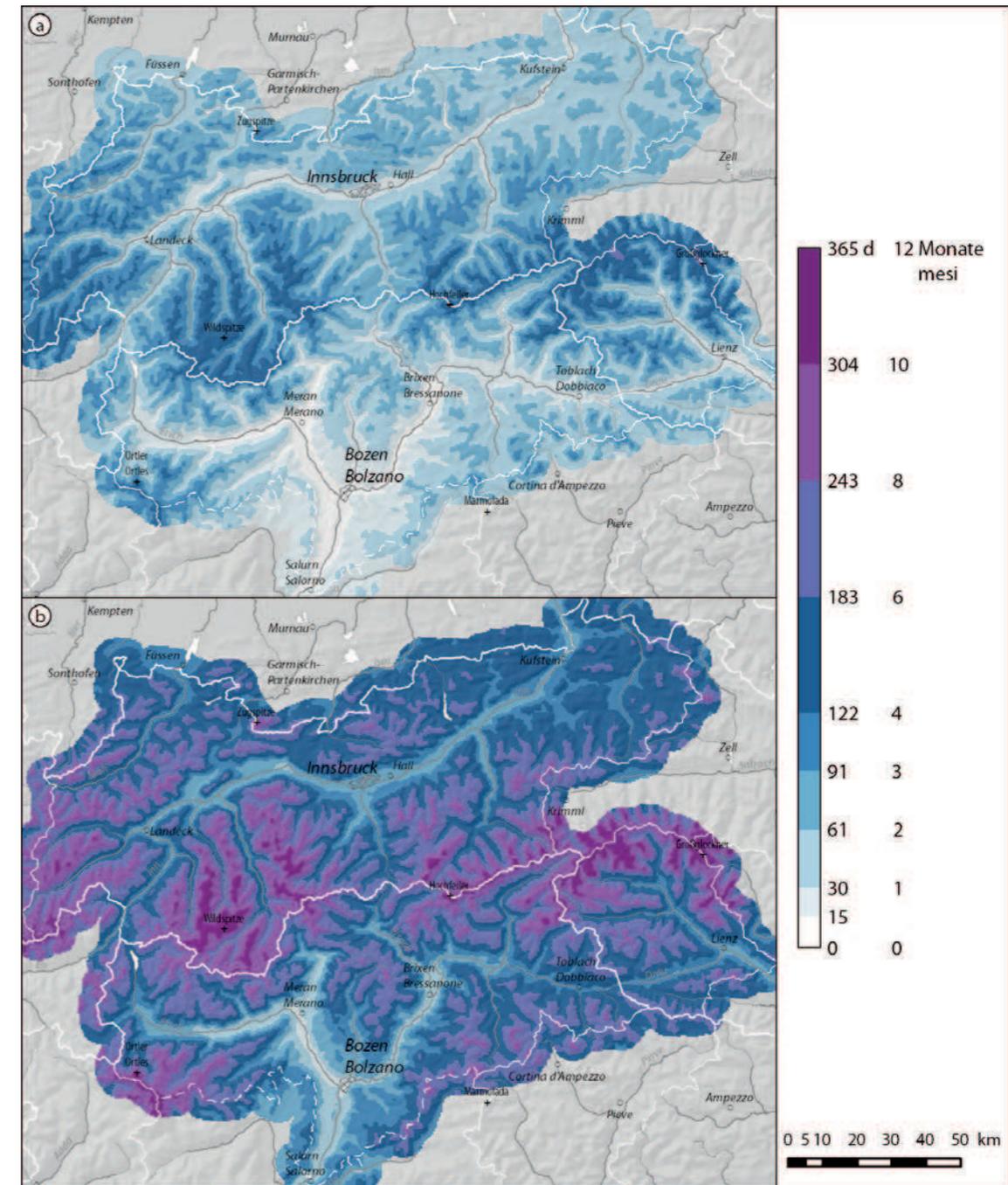


Abb. 3.16: Mittlere jährliche Anzahl der Tage mit 1 cm Neuschneehöhe (a) bzw. Schneehöhe (b).

3,6 m) gleicht diesen Verlust aber vollständig aus. Das hohe Flächenmittel der Schneehöhe im Februar wird also im März trotz der fortschreitenden Jahreszeit gehalten. In Bozen, Meran und Brixen tendiert selbst die mittlere Schneehöhe gegen null, aber auch Innsbruck kommt nur auf 1 cm, Lienz immerhin auf 6 cm. In rund 2000 m Seehöhe liegt meistens in den Lechtaler Alpen (durchschnittlich 1,9 m) die mächtigste Schneedecke, in der Ortlergruppe sowie den Sarntaler Alpen ist es häufig nur ein Drittel davon. Während tiefe Lagen in den meisten Jahren schon aper sind, ist die Schneesicherheit auf den Bergen unverändert hoch. Als Folge drängen sich die Linien bestimmter Schneedeckenhäufigkeiten in einem immer engeren Seehöhenbereich. Die Isolinie, die eine 50-prozentige Schneedeckenwahrscheinlichkeit (15 Tage pro Monat) kennzeichnet, kommt nördlich des Alpenhauptkammes in rund 700 m Seehöhe, südlich davon in rund 900 m Seehöhe zu liegen. In Bozen, Meran und Brixen liegt meist nur noch an 2 bis 3 Märztagen Schnee, in Innsbruck an 7 Tagen und in Lienz an 11 Tagen. Im April verschärfen sich die Gegensätze noch weiter (Abb. 3.15f). Während eine Schneedecke zur Monatsmitte in den Niederungen die absolute Ausnahme darstellt und auch im Mittelgebirge starkes Tauwetter einsetzt, steht im Hochgebirge das jährliche Schneehöhenmaximum erst bevor. Auf dem Patscherkofel (2247 m) liegt der Schnee nun durchschnittlich 86 cm hoch, auf der Zugspitze türmt er sich 3,8 m hoch. In den hochgelegenen Wintersportorten wie Obergurgl (1938 m) und Kühtai (1970 m) findet sich noch eine dicke Schneedecke von im Schnitt 62 cm bzw. 1,2 m. Am stärksten schmilzt der Schnee in den Nordalpen zwischen 1000 und 1500 m Seehöhe, wo die Schneehöhe seit Mitte März durchschnittlich um gut 30 cm abgenommen hat. Hier leistet besonders Niederschlag in Form von Regen einen Beitrag zu den Schmelz- und Setzungsprozessen. Oberhalb von rund 1300 bis 1600 m Seehöhe ist das Vorhandensein einer Schneedecke dennoch wahrscheinlicher als ihr Fehlen. Der im Mittelgebirge gelegene Übergangsbereich von niedriger zu hoher Schneedeckenhäufigkeit wird immer schärfer. Lagen oberhalb von rund 2000 m Seehöhe sind weiterhin so gut wie schneesicher. In tiefen Lagen unter 1000 m Seehöhe resultiert eine Schneedecke im April in der Regel nicht mehr aus einer schwindenden Altschneedecke, sondern aus späten Wintereinbrüchen. Innsbruck und Lienz bringen es im

Mittel noch auf einen Schneedeckentag im April. Teile des Oberinntals, des Passeier sowie die Haupttäler Südtirols sind üblicherweise völlig schneefrei. Die jährliche Anzahl der Tage mit Neuschnee erfasst die Tage mit einer morgendlichen Neuschneehöhe von 1 cm oder mehr während eines ganzen Jahres. Ihre Häufigkeit ist vorrangig an die Seehöhe gebunden. Für das Untersuchungsgebiet als Ganzes kann im Durchschnittsjahr eine Zunahme von rund 42 Tagen pro 1000 m Seehöhe festgestellt werden. In absoluten Zahlen bedeutet das etwa 21 Tage mit Neuschnee in Tallagen (um 500 m Seehöhe) und rund 105 Tage mit Neuschnee im Hochgebirge (um 2500 m Seehöhe). Die tatsächliche räumliche Verteilung zeigt allerdings, dass die meisten Tage mit Neuschnee im Nordweststau sowie nahe dem Alpenhauptkamm verzeichnet werden (Abb. 3.16a). Ortschaften mit durchschnittlich mehr als 50 Neuschneetagen pro Jahr sind z. B. Achenkirch (904 m), Galtür (1587 m) und Obergurgl. Doch auch in Mittelgebirgslagen Ost- und Südtirols wird Neuschnee im Mittel an 40 (Ridnaun, 1350 m) bis 45 Tagen (Ober- tilliach, 1400 m) pro Jahr beobachtet. In Innsbruck wächst die Schneedecke an durchschnittlich 23 Tagen pro Jahr, in Lienz, wo die Schneefälle episodischer auftreten, fällt eine vergleichbare Neuschneesumme an nur 15 Tagen. Ein Durchschnittswert von unter 10 Tagen mit Neuschnee trifft auf die tiefgelegenen Haupttäler Südtirols zu: Nur 6 Tage sind es beispielsweise in Bozen. Die jährliche Anzahl der Tage mit Schneedecke ist die Summe aller Tage mit einer morgendlichen (Gesamt-) Schneehöhe von 1 cm oder mehr während eines ganzen Jahres. Sie hängt nicht nur davon ab, wie oft und wie viel es schneit, sondern wie lange sich einmal gefallener Schnee temperaturbedingt halten kann. Hierfür sind hochalpine Lagen günstig, aber auch Becken und Täler, in denen sich Kaltluftseen ausbilden. Am seltensten gibt es in den tiefgelegenen, inneralpinen Tälern der Alpensüdseite eine Schneedecke, in Bozen beispielsweise an nur 23 Tagen im Jahr (Abb. 3.16b). In Nordtirol liegt mindestens doppelt so häufig Schnee, der örtliche Tiefstwert mit 53 Tagen ist folglich bei Telfs (618 m) im Oberinntal zu finden. In Innsbruck hält sich eine Schneedecke schon an durchschnittlich 63 Tagen, in Lienz an 80 Tagen im Jahr. Mit zunehmender Seehöhe steigt die Schneedeckenhäufigkeit stark an, und zwar bis in 1500 m Seehöhe um etwa 10 Tage und darüber um etwa 12 Tage pro

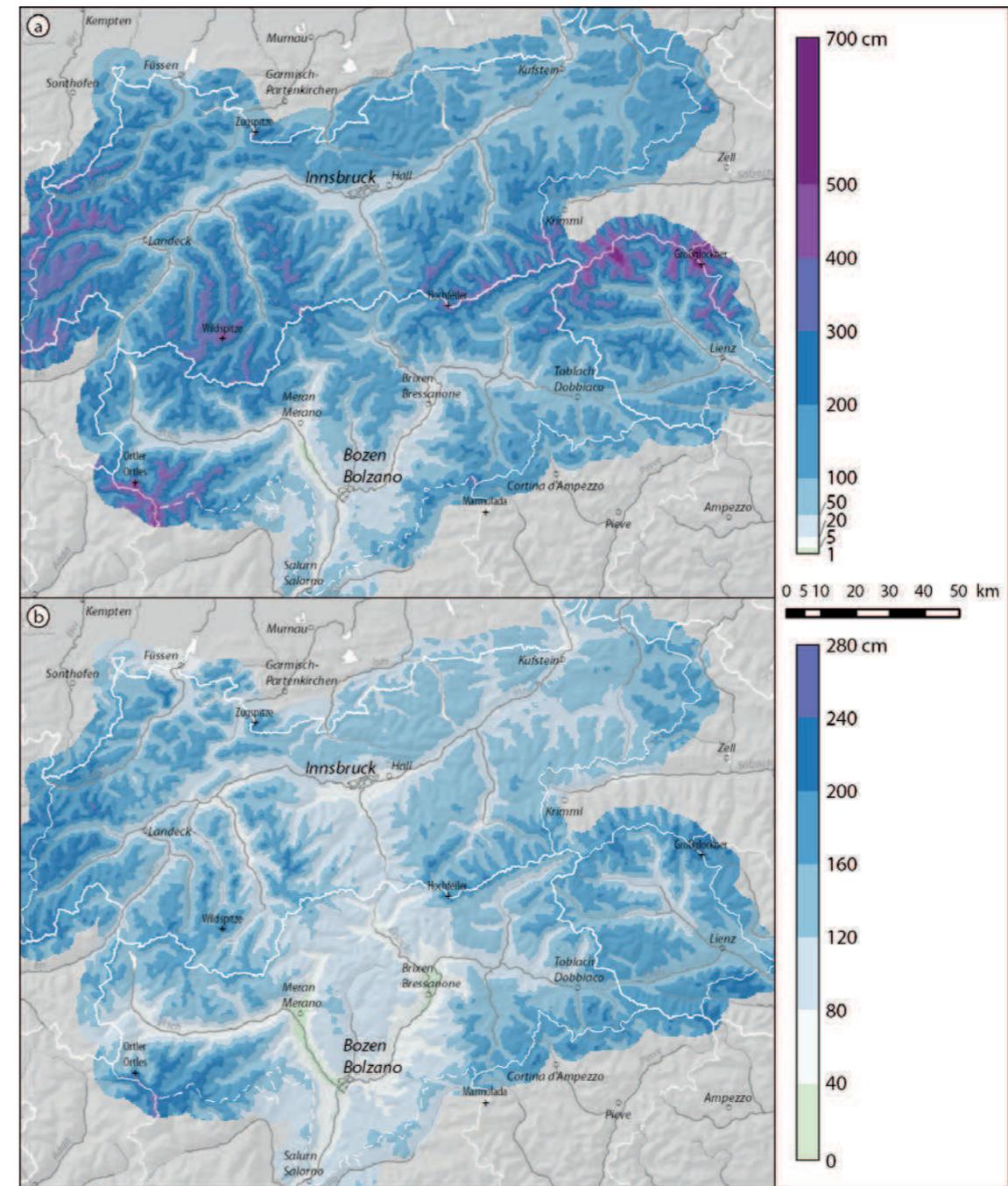


Abb. 3.17: Mittleres jährliches Maximum der Schneehöhe (a) und 30-jährliches Ereignis der Drei-Tages-Neuschneesumme (b).

100 Höhenmeter. Im Schnitt kann man beispielsweise in 2000 m an der Alpensüdseite an knapp 190 Tagen mit einer Schneedecke rechnen, in den Nordalpen an gut 220 Tagen.

Das mittlere jährliche Schneehöhenmaximum ist der langjährige Durchschnitt der größten Schneehöhe eines Jahres, beruhend auf den täglichen Beobachtungen. Dieses weist neben der Seehöhenabhängigkeit und einem Nord-Süd-Gefälle einen Kontrast zwischen Gebirgsrandlagen und inneralpinen Tälern auf (Abb. 3.17a). Die höchsten Werte sind dort zu verzeichnen, wo Schnee bringende Wetterlagen auf die ersten Gebirgsbarrieren treffen und es zudem kalt genug ist, dass sich der Schnee halten kann. Bis in mittlere Lagen trifft dies vor allem auf das nördliche Tiroler Unterland und die Arlbergregion zu. Hier liegt das mittlere jährliche Maximum in 1000 m Seehöhe etwa zwischen 70 und 105 cm, während es in der Ortlerregion und den Dolomiten nur gut 40 cm beträgt. In 2000 m stehen knapp 2,2 m in den Nordalpen etwa 1,3 m an der Alpensüdseite gegenüber. In Hochlagen erweisen sich auch die Ortler-Alpen und die Hohen Tauern, wo im Mittel Höchstwerte von 6 bis 7 m erreicht werden, als wirkungsvolle Barrieren. In der Arlbergregion ist in den Gipfelregionen mit etwa 5 m zu rechnen. In Lienz liegt der Schnee einmal im Jahr durchschnittlich 46 cm, in Innsbruck 30 cm und in Bozen 8 cm hoch.

Das 30-jährliche Ereignis der Drei-Tages-Neuschneesumme ist die 72-Stunden-Neuschneemenge mit einer statistischen Wiederkehrzeit von 30 Jahren. Anders ausgedrückt muss mindestens einmal in 30 Jahren damit gerechnet werden, dass die angegebene Schneehöhe innerhalb dreier Tage fällt. Extreme Neuschneemengen beeinträchtigen das öffentliche Leben, behindern den Verkehr und erhöhen die Lawinengefahr. Im Durchschnitt nehmen die Neuschneesummen eines derartigen Ereignisses pro 1000 m Seehöhe um rund einen halben Meter zu (Abb. 3.17b). Unterhalb von 2000 m Seehöhe erhalten die Nordalpen die größten Neuschneesummen. Darüber werden sowohl am nördlichen als auch am südlichen Gebirgsrand ähnliche Extremwerte verzeichnet. Dies weist darauf hin, dass intensive Schneefallereignisse von beiden Seiten den Alpenbogen erreichen. Da Luftmassen aus nördlichen Richtungen kälter sind, ist das Potenzial für starken Schneefall bis in tiefere Lagen in den Nordalpen größer: So wird das 30-jährliche Ereignis sowohl in Sankt

Ulrich am Pillersee (870 m) als auch in Obertilliach mit über 1,5 m angenommen. Für Lienz wird immerhin von 1,4 m ausgegangen, für Innsbruck nur noch von der Hälfte. Generell sind die Werte für abgeschirmte inneralpine Tallagen, wo verbreitet weniger als 1 m erreicht werden, viel niedriger angesetzt. Zwischen Meran und Bozen, aber auch um Brixen genügen bereits rund 30 bis 35 cm Neuschnee in drei Tagen für ein 30-jährliches Ereignis.

3.6 Strahlung

Die von der Sonne ausgehende Strahlung ist der grundlegendste aller klimatologischen Parameter. Sie steuert den Energiehaushalt der Erde und ihrer Atmosphäre und ist somit der Motor des Klimasystems und des Wasserkreislaufs. Alle anderen Klimaparameter hängen direkt oder indirekt von der Sonnenstrahlung ab. Einen Teil der Sonnenstrahlung können Pflanzen für die Fotosynthese nutzen, die letztlich die biogeochemischen Kreisläufe aller Ökosysteme der Erde antreibt. Als umweltfreundlicher Energielieferant gewinnt in den letzten Jahrzehnten die Sonnenstrahlung unmittelbar an wirtschaftlicher Bedeutung. Die an der Erdoberfläche ankommende Strahlung ist unter anderem eng mit dem Vorhandensein von Bewölkung verschränkt: Einerseits wird die direkte Sonneneinstrahlung durch Wolken herabgesetzt, andererseits erhöht die Streuung und Reflexion an Wolken (und Luftteilchen) die diffuse Himmelsstrahlung. Beide Strahlungskomponenten werden in der Globalstrahlung zusammengefasst. Die Globalstrahlung umfasst die gesamte an der Erdoberfläche eintreffende Sonnenstrahlung, also sowohl ihren ungehindert vordringenden Anteil (direkte Sonnenstrahlung) als auch ihren an Wolken und Luftteilchen gestreuten und reflektierten Anteil (diffuse Himmelsstrahlung). Ihr Wert hat entscheidende Bedeutung für die Nutzung der Solarenergie durch Sonnenkollektoren und photovoltaische Zellen. Im Folgenden wird die Globalstrahlung auf die real geneigte Fläche, also im tatsächlichen Gelände, dargestellt. Durch die optimierte Ausrichtung von Solaranlagen lässt sich die Gewinnung von Sonnenenergie allerdings erhöhen. Die Messung der Globalstrahlung setzte erst allmählich im Laufe des

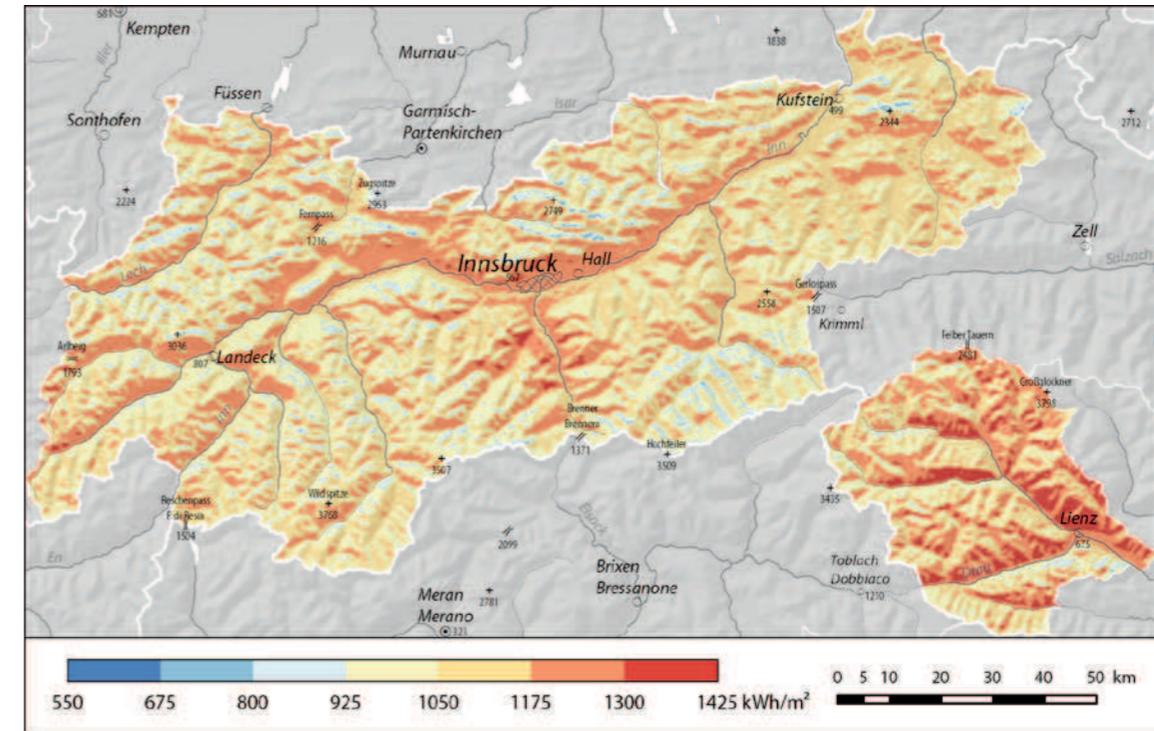


Abb. 3.18: Mittlere jährliche Globalstrahlung.

Untersuchungszeitraumes ein. Um den gesamten Zeitraum abzudecken, wurden Globalstrahlungswerte über den Umweg stündlicher Beobachtungsreihen der Sonnenscheindauer mathematisch genähert. Die Datenlage im italienischen Teil des Untersuchungsgebietes ist noch dünner, was eine flächige Auswertung erschwert. Die räumlichen Analysen sind daher einem stündlich aufgelösten Globalstrahlungsmodell entnommen, das sich auf den österreichischen Teil des Untersuchungsgebietes beschränken muss. Der Bedeutung der Abschattung durch die Topografie wird aber dadurch räumlich und zeitlich detailgetreu Rechnung getragen.

Die räumliche Verteilung der Globalstrahlung hängt von mehreren Einflussgrößen ab. Sie wird zunächst von astronomischen Voraussetzungen gesteuert, also der Tagesdauer und dem Einfallswinkel der Strahlen, die wiederum von der geografischen Breite bestimmt sind. Ferner spielen topografische Gegebenheiten eine Rolle, also Abschattung durch Horizontüberhöhung sowie Ausrichtung und Neigung des örtlichen

Geländes. Schließlich modifizieren atmosphärische Einflüsse, also Bewölkung und Trübung, den Energieeintrag eines Ortes. Es verwundert daher nicht, dass die Strahlungsintensität außerordentlich unterschiedlich über die Fläche Nord- und Osttirol verteilt ist (Abb. 3.18). Im Durchschnitt über den Untersuchungszeitraum beträgt der Globalstrahlungseintrag im Jahr etwa 1.100 kWh/m². Abgeschattete Bereiche in steilen Nordwänden, etwa im Karwendelgebirge, erhalten teilweise nur rund 600 kWh/m². Die höchsten Jahreseinträge der Globalstrahlung verzeichnen Südhänge mit einem Neigungswinkel von etwa 45°. Wo zusätzlich die mittlere Bewölkung verringert ist, wie durch den Föhn im mittleren Inntal und im Wipptal sowie besonders südlich des Alpenhauptkammes in Osttirol, sind in derartigen Lagen Einträge von 1.300 bis über 1.400 kWh/m² möglich.

Das Flächenmittel der Globalstrahlung beträgt im Jänner durchschnittlich 33 kWh/m² (Abb. 3.19a). Gleichzeitig ist die räumliche Variabilität (relativ

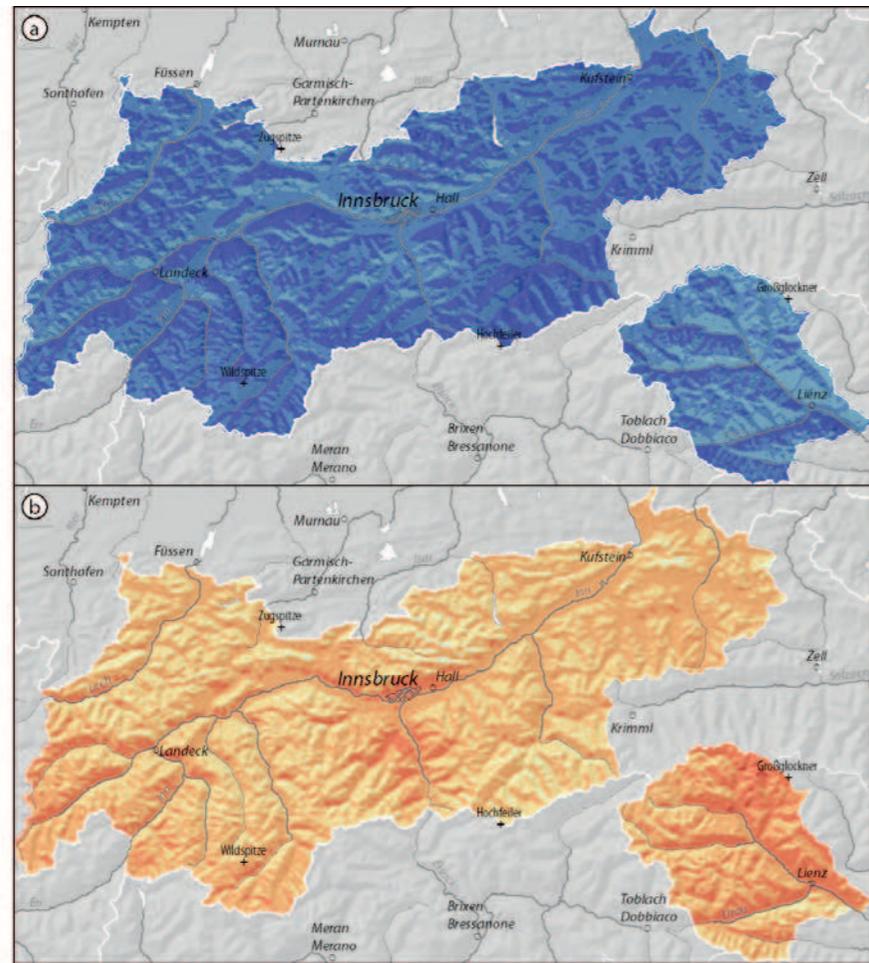


Abb. 3.19ab: Mittlere monatliche Globalstrahlung im Jänner (a) und April (b).

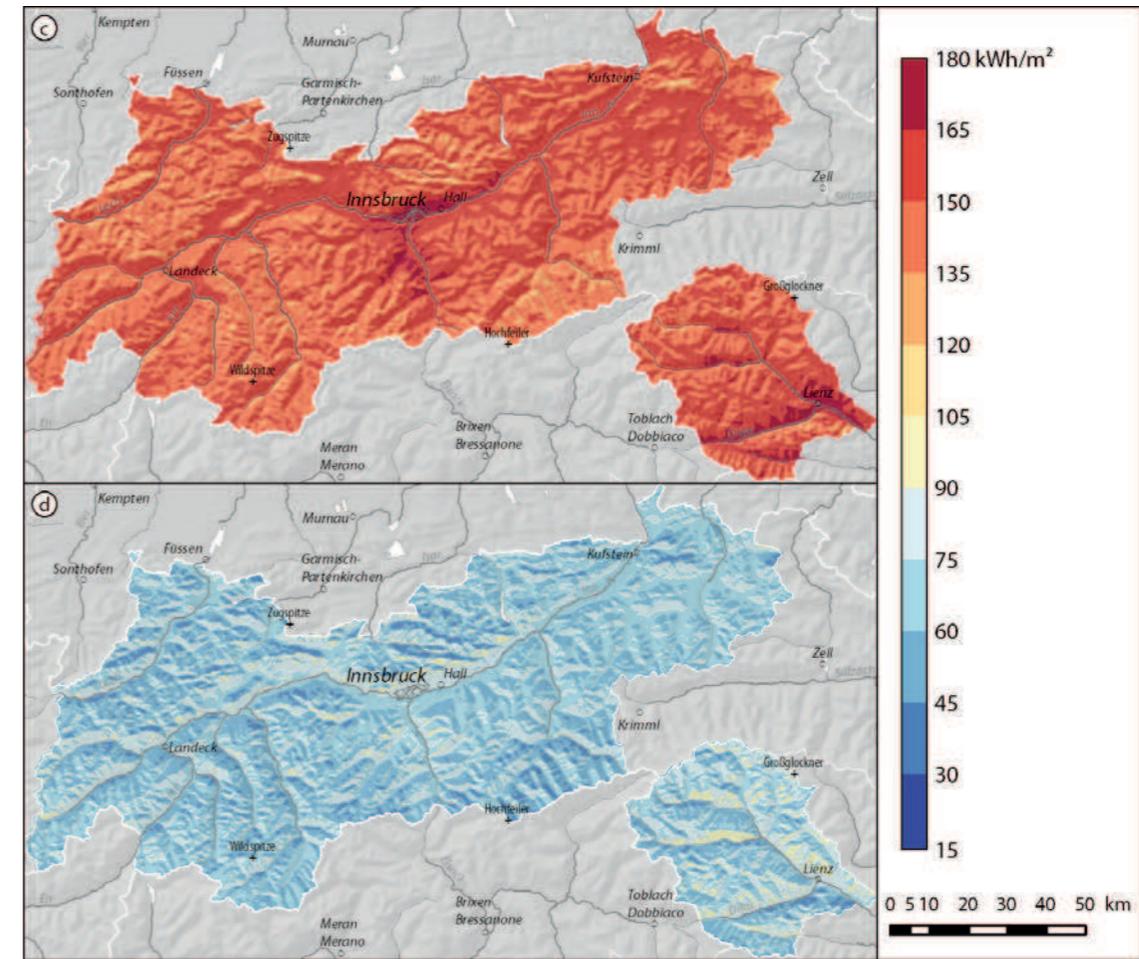


Abb. 3.19cd: Mittlere monatliche Globalstrahlung im Juli (c) und Oktober (d).

zum Flächenmittel) in diesem Monat am größten. So sind steilere Südlagen oberhalb der nebelanfälligen Talbereiche bevorzugte Strahlungsempfänger. Hochgelegene Südhänge Osttirols verzeichnen selbst im Hochwinter durchschnittlich einen monatlichen Energiegewinn von über 60 kWh/m². Nach Norden hin nimmt der Strahlungseintrag mit zunehmender Hangneigung hingegen rasch ab. Ein Monateintrag von rund 20 kWh/m², wie er verbreitet auf den zu dieser Jahreszeit völlig sonnenlosen Nordhängen zusammenkommt, stammt dort ausschließlich aus der diffusen Himmelsstrahlung. Aber auch in Tal- und Beckenlagen ist die Globalstrahlung im Winter aufgrund häufiger Inversionsbewölkung im Vergleich zu hohen Süd- und Gipfellenlagen reduziert. Generell lie-

fert die Himmelsstrahlung in der dunklen Jahreszeit einen prozentual höheren Anteil zur Globalstrahlung als im Sommer.

Im Februar erreicht die Sonne einen Großteil der zuvor durchwegs schattigen Nordhänge bereits wieder und das Flächenmittel der Globalstrahlung steigt im Klimamittel auf 55 kWh/m². Zum März hin kommt es aufgrund des höheren Sonnenstandes und einer Abnahme der Bewölkung zu einem starken Anstieg des monatlichen Energieeintrages auf beinahe das Dreifache des Jännerwertes, nämlich auf durchschnittlich 96 kWh/m².

In den Übergangsjahreszeiten sind die Bestrahlungsunterschiede zwischen Nord- und Südlagen am stärksten ausgeprägt (Abb. 3.19b). Der zusätz-

liche Einfluss der Bewölkung erklärt das Auftreten der örtlichen Extremwerte im April im Mittel. So erhalten Nordhänge der Nördlichen Kalkalpen, wo die Luft bei nordwestlicher Anströmung zum Aufsteigen gezwungen wird, abkühlt und sich verstärkt Wolken bilden, teilweise nur 70 kWh/m². Im Gegensatz dazu beziehen die Südhänge der Hohen Tauern in Osttirol, wo Luft nach Überquerung des Alpenhauptkammes absinkt, abtrocknet und sich Wolken auflösen, bis zu 160 kWh/m². Über Nord- und Osttirol gemittelt ergibt sich ein durchschnittlicher Monateintrag von 124 kWh/m². Im Mai nimmt der Globalstrahlungseintrag weiter zu und erreicht im Flächenmittel durchschnittlich schon 148 kWh/m². Jährliche Spitzenwerte der mittleren monatlichen

Globalstrahlung von 170 bis über 180 kWh/m² treten nun besonders in tiefer gelegenen Bereichen der Südhänge Osttirols auf. Selbst die ungünstigsten Lagen, schattige Nordwände in den Nordalpen, erreichen Werte um 90 kWh/m². Zur Zeit des Sonnenhöchststandes, im Juni, ist die Globalstrahlung im Vergleich zum Vormonat jedoch meist sogar leicht rückläufig. Dies ist in einer Bewölkungszunahme durch verstärkte Konvektion und Tiefdrucktätigkeit (Schafskälte) begründet. Der Energieeintrag ist zu dieser Jahreszeit räumlich (relativ zum Flächenmittel) am gleichmäßigsten verteilt.

Zum Hochsommer hin nimmt die mittlere Bewölkung leicht ab. Somit erreicht der Juli mit einem Flächenmittel von 150 kWh/m² knapp den höchsten

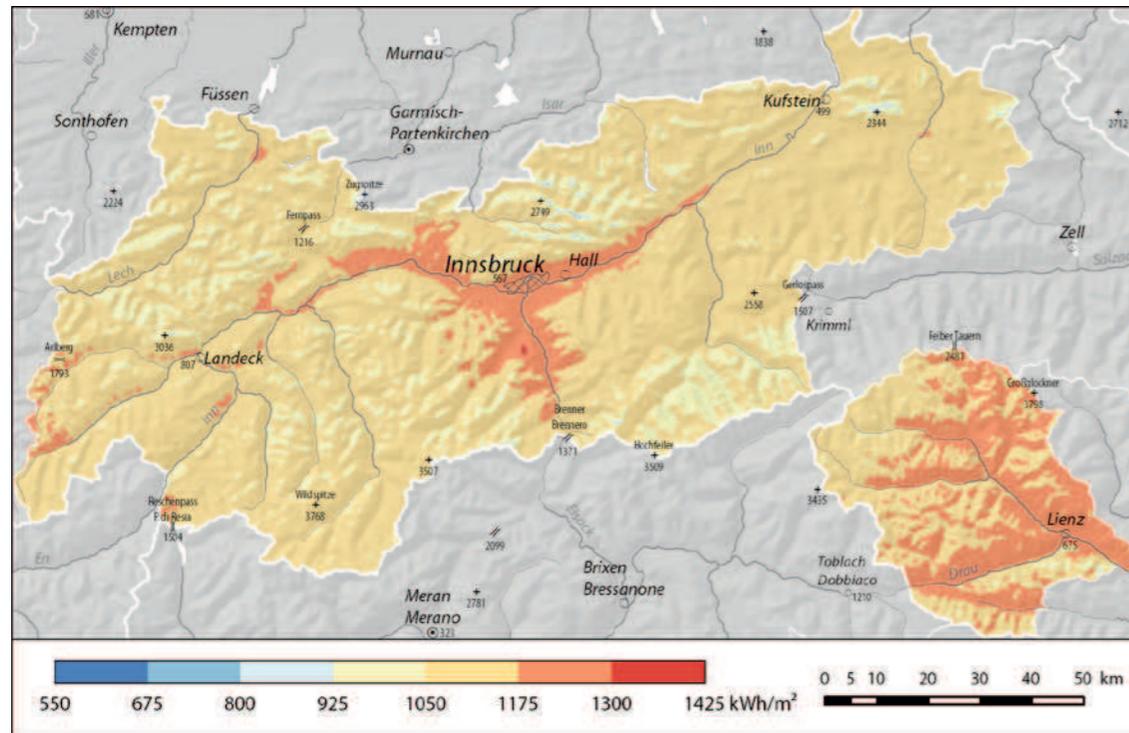


Abb. 3.20: Mittlere jährliche Globalstrahlung auf die horizontale Fläche.

mittleren Strahlungseintrag aller Monate (Abb. 3.19c). Wie beispielsweise im Fall des Lienzer Beckens ersichtlich ist, empfangen Ebenen und nur wenige geneigte Flächen, besonders südlicher Orientierung, die meiste Energie. Hier bringen es 10 bis 20° geneigte Südhänge auf Spitzenwerte um 170 kWh/m², aber auch derart geneigte Nordhänge verzeichnen nur wenig verringerte Energiemengen. Daneben erhalten westlich und östlich exponierte Hänge hohe Einträge, da die Sonne in den Morgen- bzw. Abendstunden schon bzw. noch relativ hoch am Himmel steht. Mit wachsendem Gefälle nimmt der mögliche Strahlungsgenuss jedoch rasch ab. Zusätzlich stecken Berggipfel zu dieser Jahreszeit oft in Quellbewölkung, während in den Tälern die Sonne scheint, wodurch die Globalstrahlung bis ins Hochgebirge kontinuierlich zurückgeht. Im August geht die mittlere Globalstrahlung – das Flächenmittel beträgt nun im Klimamittel 127 kWh/m² – trotz vieler Sonnenstunden bereits auf das Niveau des April zurück. Die Bestrahlungsverhältnisse zur Zeit des Herbstäquinoktiums im September sind durchaus mit jenen der gegenüberliegenden Jahreszeit im März vergleichbar.

Im Gegensatz zum Frühling, wo der März in der monatlichen Abfolge einen größeren Strahlungszuwachs bringt als die beiden anderen Monate, ist der Strahlungsrückgang im Herbst gleichmäßig über die Monate verteilt. Zwar scheint im Oktober im Zuge herbstlicher Hochdrucklagen (Altweibersommer) verhältnismäßig häufig die Sonne, aufgrund der kürzeren Tage und des niedrigeren Einfallswinkels ist der Strahlungsgenuss aber deutlich reduziert (Abb. 3.19d). Im Mittel über Nord- und Osttirol sowie über den Untersuchungszeitraum beträgt der Monatseintrag 67 kWh/m². Wie schon im Frühling tritt auch im Herbst der Gegensatz zwischen sonnigen Südhängen mit bis zu 100 kWh/m² und schattigen Nordhängen mit teilweise nur 35 kWh/m² deutlich zutage. Im November bricht aufgrund der inversionsbedingten Zunahme von tiefer Bewölkung und Nebel sowie der fortschreitenden Jahreszeit die Sonnenscheindauer ein. Viele nordexponierte Hänge treten wieder völlig in den Schatten. Dementsprechend verringert sich die mittlere Globalstrahlung durchschnittlich fast auf die Hälfte des Oktoberwertes. Im Dezem-

ber fallen der Sonnentiefststand und das jährliche Minimum der mittleren monatlichen Globalstrahlung in allen Teilen Nord- und Osttirols zusammen. Der Energieeintrag beträgt im Flächen- und Klimamittel 26 kWh/m² – in den ungünstigsten Lagen nur rund 15 kWh/m². Rund ein Fünftel der Landesfläche empfängt den ganzen Monat über gar kein direktes Sonnenlicht.

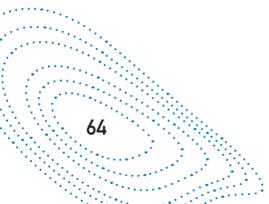
Für beliebig justierbare Solarenergieanlagen stellt die Globalstrahlung auf die horizontale Fläche das geeignete Vergleichsmaß dar. Der Einfluss der tatsächlichen Hangneigung und -orientierung ist ausgeschaltet, die Abschattung durch Berge bleibt aber bestehen. Ohne die Überprägung durch Geländeneigung und -ausrichtung, die etwa die Hälfte der räumlichen Variabilität der tatsächlichen Globalstrahlungsverteilung in Nord- und Osttirol erklärt, tritt die klimatische Komponente der Globalstrahlung, also der Bewölkungseinfluss, deutlicher hervor (Abb. 3.20). Verbreitet treffen 1.000 bis 1.250 kWh/m² auf die ebene Fläche ein, das Flächenmittel beläuft sich auf 1.120 kWh/m². Da in der strahlungsintensiven Jahreszeit bevorzugt über Hängen ausgelöste Konvektionsbewölkung vorherrscht, ist eine Abnahme mit zunehmender Höhenlage erkennbar. Nordexponierte Steilwände sind allerdings mit deutlich unter 900 kWh/m² am stärksten benachteiligt. Föhnbedingt sind das mittlere Inn- und Wipptal sowie besonders Osttirol, wo Spitzenwerte bis 1300 kWh/m² auf die ebene Fläche vorkommen, begünstigte Strahlungsempfänger.

Referenzen Kapitel 3

Auer I, Böhm R, Dobsch H, Koch E, Lipa W, Mohn H, Potzmann R, Ragette G, Svabik O (2001): Klima von Vorarlberg. Eine anwendungsorientierte Klimatographie. Band 1, 2 und 3. Bregenz: Amt der Vorarlberger Landesregierung, 1073 S. ISBN: 9-783-9014-8728-6. **Daly C**, Halbleib M, Smith JI, Gibson WP, Doggett MK, Taylor GH, Curtis J, Pasteris PP (2008): Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *Int J Climatol* 28, 2031–2064. doi: 10.1002/joc.1688. **Daly C**, Neilson RP, Phillips DL (1994): A statistical-topographical model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *J Appl Meteorol* 33, 140–158. doi: 10.1175/1520-0450(1994)033<0140:ASTMFM>2.0.CO;2. **Fliri F** (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner, 454 S. ISBN: 978-3-7030-0009-0 (= Monographien zur Landeskunde Tirols 1). **Frei C** (2014): Interpolation of temperature in a mountainous region using nonlinear profiles and non-Euclidean distances. *Int J Climatol* 34, 1585–1605. doi: 10.1002/joc.3786. **Frei C**, Schär C (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int J Climatol* 18, 873–900. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(19980630)18:8<873::AID-JOC255>3.0.CO;2-9. **Häckel H** (2012): Meteorologie. Stuttgart: Ulmer, 447 S. ISBN: 978-3-8252-3700-4. **Hiebl J**, Auer I, Böhm R, Schöner W, Maugerl M, Lentini G, Spinoni J, Brunetti M, Nanni T, Percec Tadic M, Bihari Z, Dolinar M, Müller-Westermeier G (2009): A high-resolution 1961–1990 monthly temperature climatology for the greater Alpine region. *Meteorol Z* 18, 507–530. doi: 10.1127/0941-2948/2009/0403. **Hiebl J**, Frei C (2015): Daily temperature grids for Austria since 1961 – concept, creation and applicability. *Theor Appl Climatol* (submitted). **Hiebl J**, Reisenhofer S, Auer I, Böhm R, Schöner W (2011): Multi-methodical realisation of Austrian climate maps for 1971–2000. *Adv Sci Res* 6, 19–26. doi: 10.5194/asr-6-19-2011. **Olefs M** (2013): Projekt APOLIS – Austrian photovoltaic information system. Projektbericht. Wien: Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, 70 S. **Olefs M**, Schöner W (2012): A new solar radiation model for research and applications in Austria. In: EGU General Assembly 2012, Wien, 22.–27.04.2012. **ZAMG** (Hg.) (2014): Unser Klima – was, wann, warum. Wien: facultas.wuv, 239 S., ISBN: 978-3-7089-1018-5. **Schönwiese CD** (2013): Klimatologie. Stuttgart: Ulmer, 489 S. ISBN: 978-3-8252-3900-8

KAPITEL 4

Konvektion



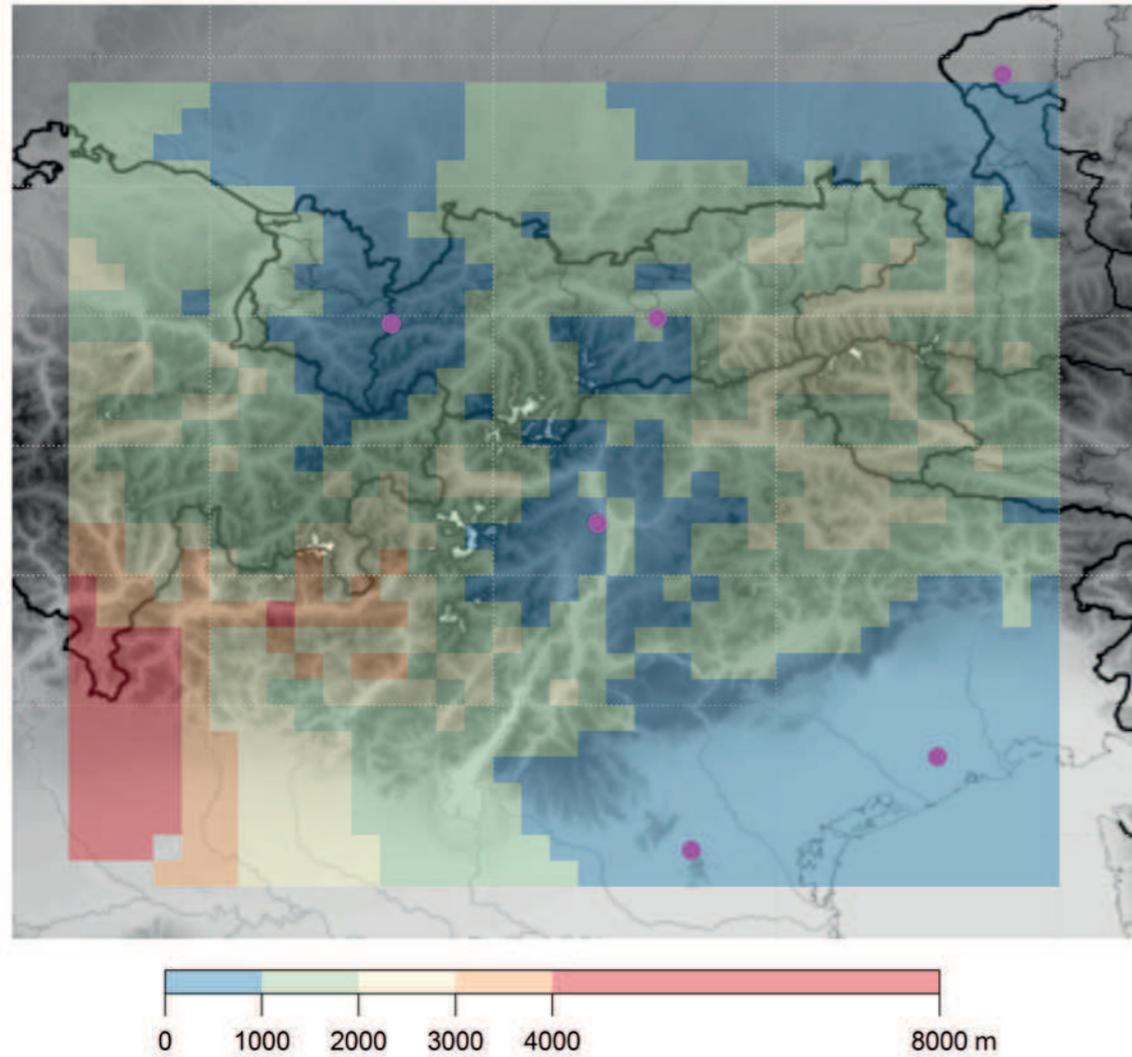


Abb. 4.1: Radarabschattungskarte. Die Farbschattierung zeigt die minimale Radarsicht über der Topographie an. Die Karte ist über dieselben Gitterboxen wie Abb. 4.2 gemittelt. Die Punkte markieren die Radarstandorte, die innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen.

4.1 Konvektion

Der meteorologische Begriff der Konvektion beschreibt typischerweise den vertikalen Transport von Wärme (und Feuchte) von einer wärmeren bodennäheren Schicht zu einer kälteren Höhenschicht durch die Hebung von warmer (feuchter) Luft. Bildet sich Konvektion nur durch solche Auftriebskräfte, spricht man von „freier“ Konvektion. Ein Beispiel dafür sind die wohlbekannten nachmittäglichen Gewitter an heißen Sommertagen. Die starke Sonneneinstrahlung wärmt den Erdboden je nach seiner Beschaffenheit

und Ausrichtung zur Sonne unterschiedlich schnell auf. Die warme Oberfläche erwärmt dann ihrerseits die darüber liegende Luftschicht, die sukzessive an Dichte verliert und damit leichter wird. Wird sie wegen der unterschiedlichen Oberflächenbeschaffenheit leichter als die umgebende Luft, beginnen einzelne Luftpakete aufzusteigen. Ist der Antrieb stark genug, kann sich daraus ein Aufwindkanal und in weiterer Folge eine konvektive Zelle bilden. Konvektion wird nicht immer durch die Bildung von Wolken sichtbar. Starke Konvektion¹ aber, wie sie Gegenstand der Untersuchungen ist, wird durch Kondensationsprozesse und damit

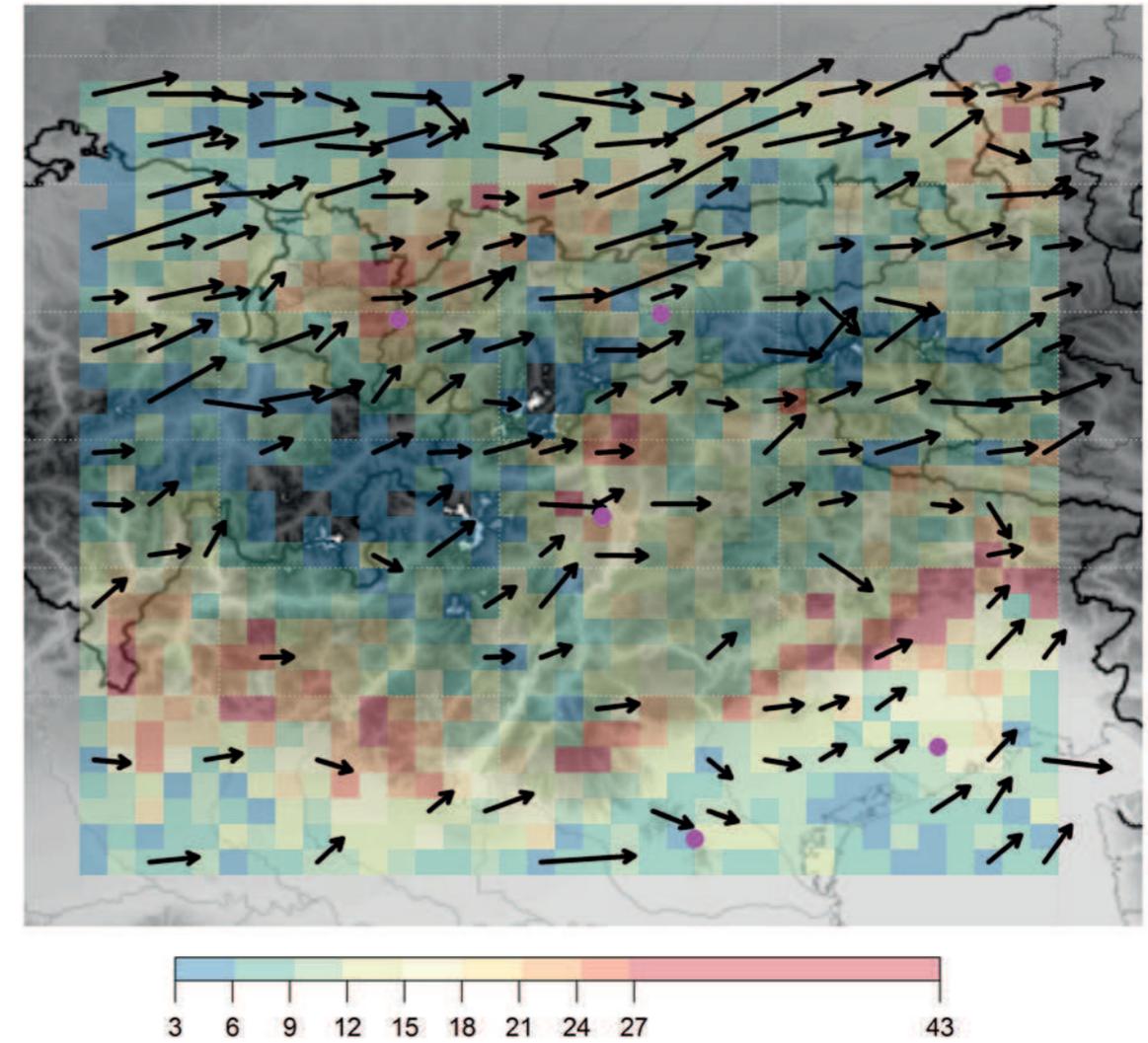


Abb. 4.2: Karte mit Zahl der Zellentstehungen konvektiver Niederschlagszellen, favorisierter Zugrichtung und mittlerer Zugbahnlänge. Die Farbschattierung zeigt die Zahl der konvektiven Zellen, die während des Untersuchungszeitraums innerhalb jeder 10 km x 10 km Gitterbox im Untersuchungsgebiet entstanden sind. Pfeile zeigen die mittlere Richtung und die mittlere Zugdistanz der Zellen aus jener Gitterbox an, in deren Zentrum der jeweilige Pfeilanfang liegt. Wenn die mittlere Zugdistanz weniger als 10 km beträgt, wird kein Pfeil angezeigt. Die Punkte markieren die Radarstandorte, die innerhalb des Untersuchungsgebietes liegen.

Wolkenbildung charakterisiert. Aus diesem Grund wird solche starke Konvektion auch hochreichende Feuchtekonvektion¹ genannt. Stark konvektive Ereignisse sind von speziellem Interesse, da die auftretenden intensiven Regenschauer, Blitzschlag, Hagel, starke Fallwinde und sogar Tornados schwere Unwetterschäden verursachen können und damit eine ernste Bedrohung für Mensch, Natur und Wirtschaft darstellen. Essentiell für die Bildung dieser stark konvektiven Zellen ist warme, feucht-labile Luft, die zu einer Aufwärtsbewegung getrieben wird, entweder durch freie oder erzwungene Konvektion. Letztere wird verursacht

durch dynamische Konvergenzlinien², orographische Hebung oder Frontensysteme. Eingebettet in die atmosphärische Strömung bilden konvektive Zellen eine eigene, ausgeprägte Dynamik, die sich hauptsächlich um einen Aufwindkanal zentriert. Die individuelle Entwicklung jeder konvektiven Zelle wird aber stark durch die Beschaffenheit der Umgebung, der Atmosphäre und die topographischen Gegebenheiten beeinflusst. Durch Konvektion, auch starke Konvektion, bedingte Prozesse sind meist kleinräumige, kurzlebige Ereignisse mit Lebenszeiten von weniger als einer Stunde. Mit Fernerkundungsmethoden (Satelliten,

1. Die englischen Fachbegriffe „severe convection“ und „deep moist convection“ sind u.a. in Doswell, 2001 beschrieben.

2. Eine Konvergenzlinie beschreibt das Zusammenfließen (Konvergenz) von bodennaher Luft. Beim Zusammenfließen von Luftmassen werden diese zum Aufsteigen gezwungen, was bei ausreichender Feuchtigkeit mit Wolkenbildung und nachfolgend auch mit Niederschlagsbildung verbunden ist. Im Sommer werden entlang von Konvergenzlinien häufig Gewitter ausgelöst.

Tagesgang Zellentstehung und Zellauflösung

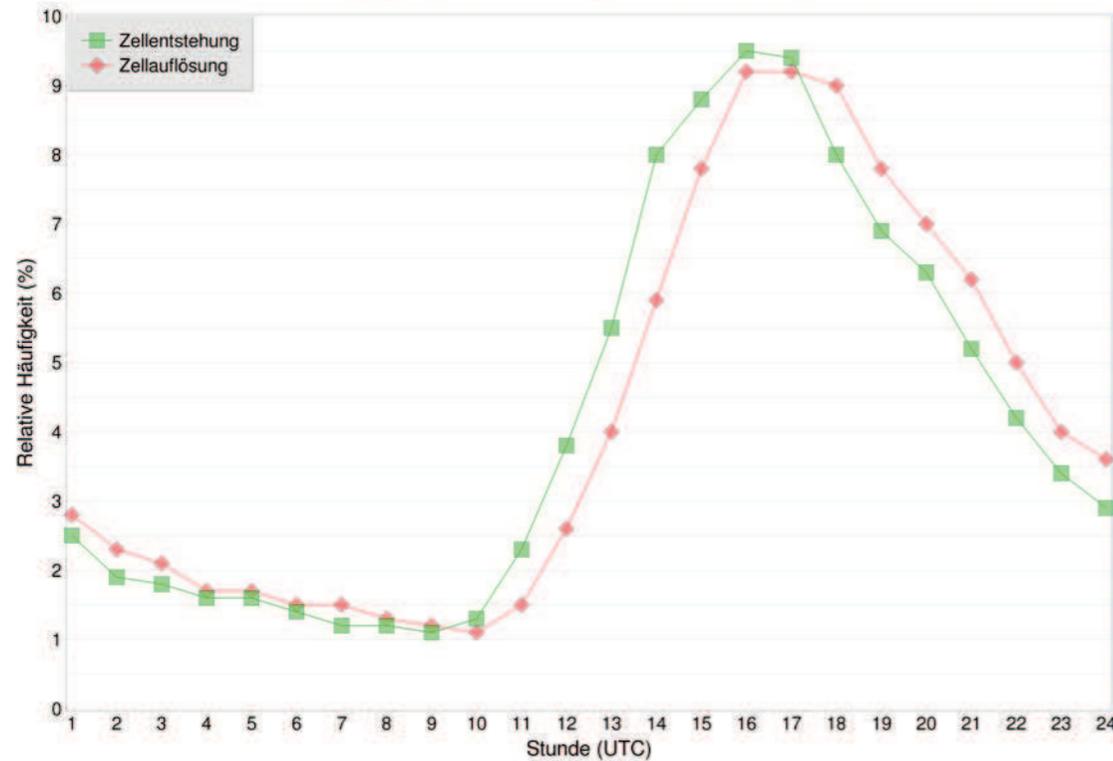


Abb. 4.3a: Tagesgang von Zellentstehung (grün) und Zellauflösung (rot) dargestellt in relativen Anteilen. Anmerkung: Die gebräuchlichere MESZ (Mittel-europäische Sommerzeit) berechnet sich aus der UTC Zeit (Coordinated Universal Time) plus 2 Stunden.

Niederschlagsradar- und Blitzortung) können konvektive Prozesse zufriedenstellend beschrieben werden, da diese Daten zeitlich und räumlich ausreichend aufgelöst sind. Allerdings sind sie noch nicht für jene 30 Jahre verfügbar, die die typische Zeitspanne für Klimastudien darstellt. Gegenwärtig werden Datenarchive aber nach und nach ausreichend erweitert, um einen Einblick in das allgemeine Erscheinungsbild von konvektiver Aktivität zu geben. Das zeigt sich auch in der wachsenden Zahl an einschlägiger Fachliteratur³. Die Erstellung einer Konvektionsklimatologie in einer bergigen Region wie den Alpen stellt eine gewisse Herausforderung dar, da die wichtigste Datenquelle für ein flächendeckendes Monitoring von konvektiver Aktivität, das Wetterradar, stark durch Strahlabschattung beeinträchtigt ist. Obwohl einige Radare auf Berghöhen und Gipfeln errichtet sind, ist die Sicht in die unteren Schichten der Atmosphäre aufgrund der Abschattung der Radarstrahlen durch die umliegen-

den Berge beeinträchtigt. Abbildung 4.1 zeigt eine Radarabschattungskarte für das Untersuchungsgebiet. Konkret ist das die Mindesthöhe in Meter über der Topographie, die im Radarnetzwerk sichtbar ist und dient als Indikator, wie gut das Radarnetzwerk Konvektion am jeweiligen Ort beobachten kann. Sie beträgt im Mittel 1500 m. In Gebieten, in denen die minimale Sichthöhe niedrig ist, kann das Radar Niederschlag bis nahe zum Bodenniveau detektieren und es ist dort wahrscheinlich, dass Konvektion erkannt wird. In Gebieten, die weiter vom Radar entfernt sind oder wo der Radarstrahl durch Berge blockiert bzw. abgeschattet wird, ist die Radareinsicht schlechter. Dort ist es möglich, dass tief gelegener Niederschlag mit dem Radar nicht erfasst wird. Hochreichende, feuchte Konvektion hat aber in der Regel ein ausgeprägtes vertikales Wachstum, wodurch oft der obere Teil der konvektiven Zelle noch vom Radar erfasst werden kann, obwohl der untere Teil verdeckt ist. Gebiete mit schlechter

3. Unter anderem z.B. Kaltenboeck und Steinheimer, 2014; Rudolph und Friedrich, 2013; Nisi u. a., 2013; Puskeiler u. a., 2013; Goudenhoofd und Delobbe, 2013; Davini u. a., 2012; Meyer and Schaffhauser, 2012; und noch mehr.

Tagesgang Zugbahnlänge und Lebensdauer von konvektiven Zellen abhängig von ihrer Entstehungszeit

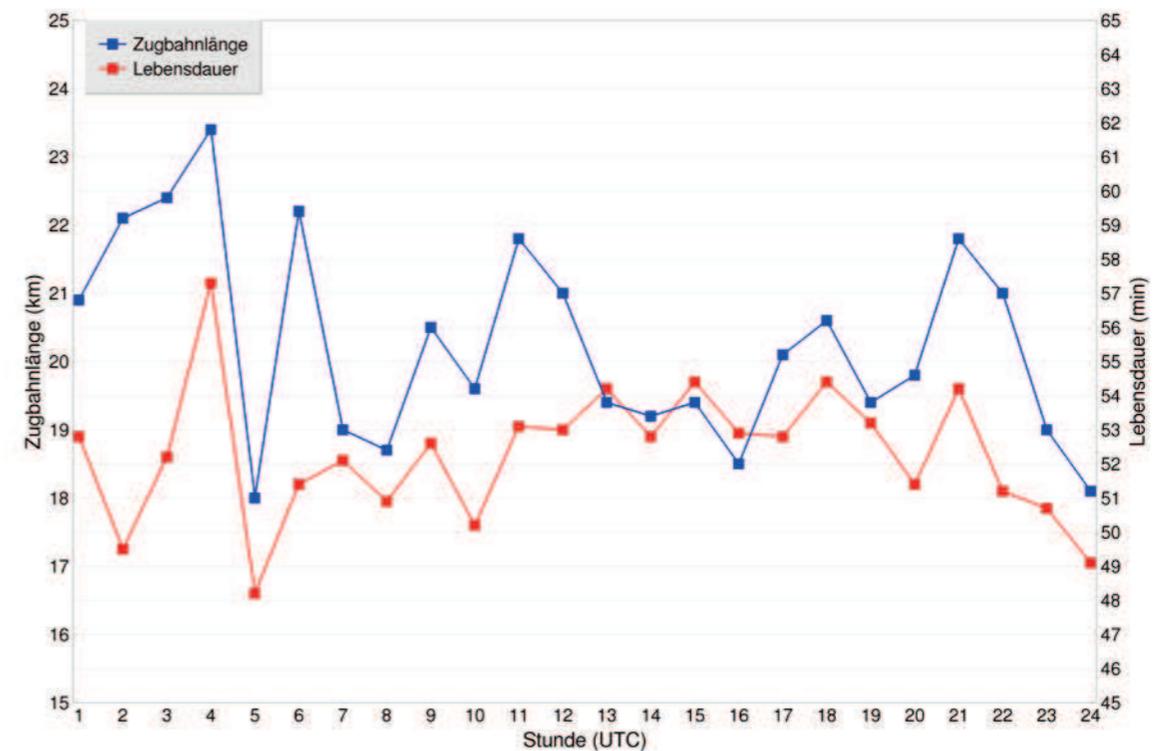


Abb. 4.3b: Mittlere Zugbahnlänge (blaue Linie, linke Achsenbeschriftung) und mittlere Lebensdauer (rote Linie, rechte Achsenbeschriftung) für konvektive Zellen in Abhängigkeit von ihrer Entstehungszeit. Anmerkung: Die gebräuchlichere MESZ (Mittel-europäische Sommerzeit) berechnet sich aus der UTC Zeit (Coordinated Universal Time) plus 2 Stunden.

Radareinsicht sind z.B. die Zillertaler Alpen, die Hohen Tauern, ein Großteil von Osttirol, der Fanes-Sennes-Prags Naturpark, die Umgebung des Lavaredo und die Gebiete westlich der Ortlergruppe. Blitzortung ist dagegen nicht von Abschattungseffekten betroffen. Aus diesem Grund eignen sich Blitzdaten besonders als ergänzende Informationsquelle, um das Konvektionsmonitoring in Regionen mit schlechter Radareinsicht aber auch bei gelegentlichen Radardatenausfällen zu unterstützen. Doch kein Vorteil ohne neue Herausforderung: Blitzentladungen sind nicht streng an Aufwindregionen gebunden. Sie können auch noch im Umfeld einer konvektiven Zelle auftreten, wodurch es schwieriger wird, die Konturen der Zelle allein mit Hilfe von Blitzdaten auszumachen und zu verfolgen. Durch die Kombination der Informationen aus beiden Datenquellen sollen die jeweiligen Vorteile genutzt und die Schwächen gemildert werden.

4.2 Beobachtung

Zur Untersuchung von starker Konvektion wurden Radar- und Blitzdaten herangezogen. Die Radardaten, die zur Erstellung der Konvektionsklimatologie verwendet wurden, stammen von drei unterschiedlichen Wetterradarnetzwerken: dem österreichischen Radarnetzwerk, dem Radarnetzwerk Veneto und dem Bozener Radar. Insgesamt decken acht (C-Band) Radarstationen den Raum Österreich, Südtirol und Veneto ab. Blitzdaten stammen von der „European Cooperation for Lightning Detection“ (EUCLID) (www.euclid.org). Um auf den einzelnen Datensätzen der drei Radarnetzwerke eine einheitliche Konvektionsbeobachtung aufzusetzen, wurde ein automatisiertes Verfahren verwendet. Das „Austrian Thunderstorm Nowcasting Tool“ (A-TNT)⁴, kombiniert Informationen aus Radar- und Blitzdaten, um konvektive Aktivität zu erkennen und zu verfolgen. Durch die kombinierte Zellverfol-

4. Interessierte finden Details zu der Methode in Meyer u. a. 2013. A-TNT orientiert sich stark an der dort dokumentierten Methode.

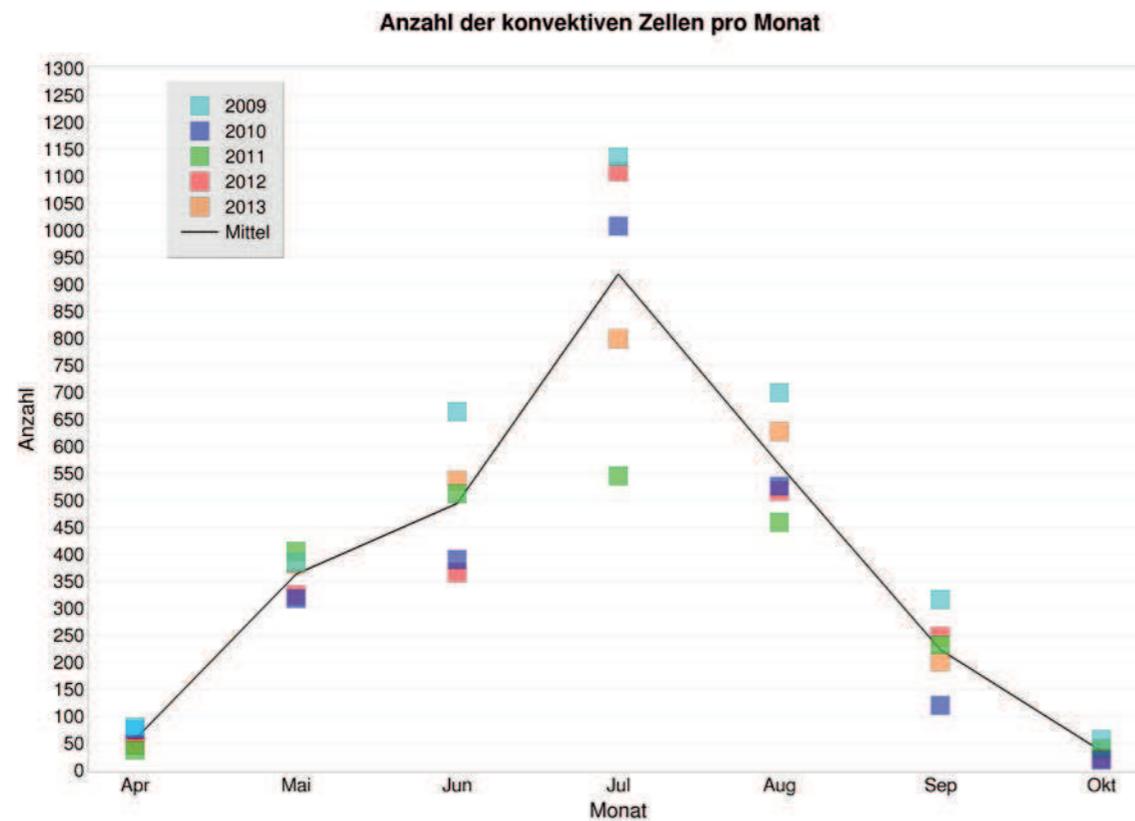


Abb. 4.4a: Anzahl der Gewitter pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 bis 2013 sowie das monatliche Mittel.

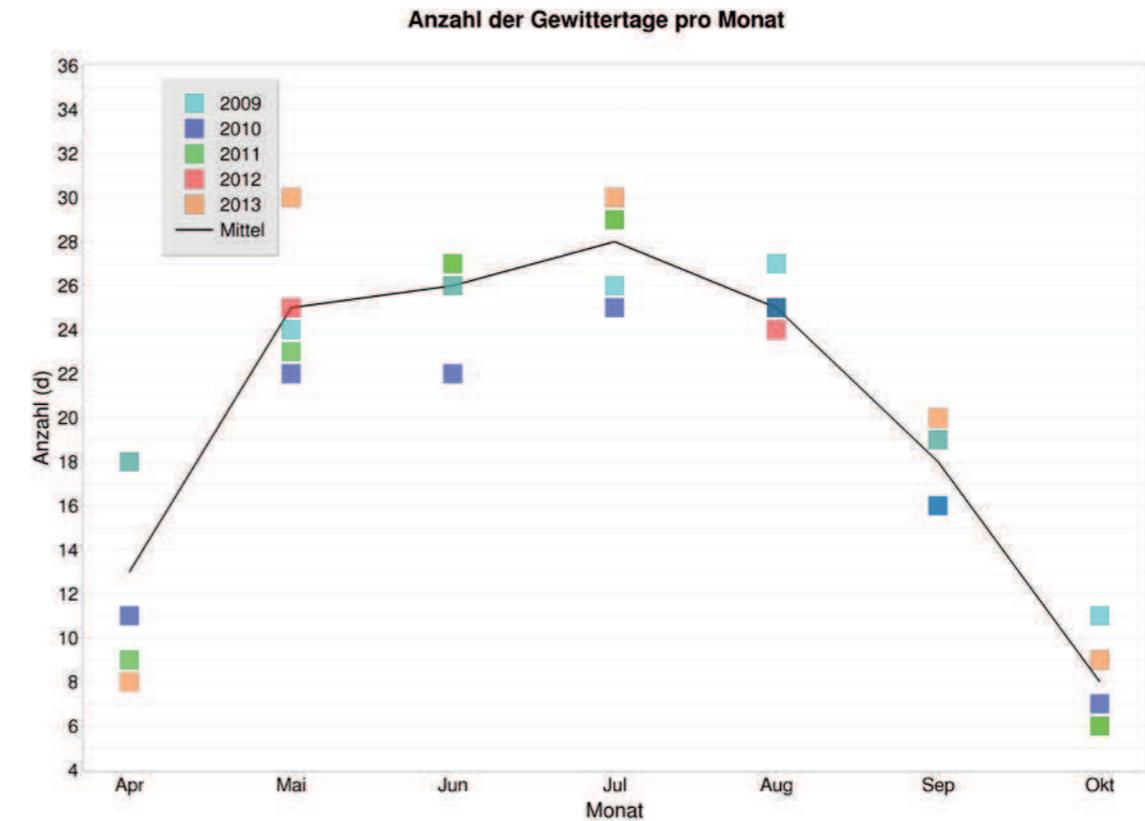


Abb. 4.4b: Zahl der Gewittertage pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 bis 2013 sowie das monatliche Mittel.

gung wird das Manko der eingeschränkten Sicht der Radare im alpinen Gelände abgeschwächt. Mit Hilfe der Blitzinformation kann zudem zwischen einem Gewitter und einer reinen konvektiven Niederschlagszelle unterschieden werden, weil das Vorkommen von Blitzen in konvektiven Zellen als allgemein gebräuchliche Definition für Gewitter gilt⁵.

Es wurden nur solche konvektive Zellen betrachtet, die eine minimale Lebensdauer von 30 Minuten aufweisen und während ihrer Lebenszeit wenigstens einmal eine Zellgröße von mindestens 50 km² erreichen. Damit soll ausgeschlossen werden, dass Reflexionen des Radarstrahls an Bergspitzen oder auch sogenannte nichtmeteorologische Radarechos die Auswertung beeinflussen. Nachteil ist, dass dadurch kleinere, kurzlebige Zellen, wie solche, die sich typischerweise direkt über Berggipfeln bilden, aus der Studie ausgeschlossen werden. Des Weiteren wurden in nahezu allen Untersuchungen nur jene konvektiven Zellen betrachtet, die

sowohl in den Radardaten als auch in den Blitzdaten erkannt wurden, d.h. echte Gewitter. Dadurch soll auch in Gebieten mit schlechter Radarsicht und in Gebieten die weiter vom Radar entfernt sind, aber auch bei Radardatenausfällen eine möglichst kontinuierliche Beobachtung der starken Konvektion gewährleistet werden. Durch diese Einschränkung werden jene konvektiven Zellen, die keinen Blitz erzeugten, aus der Studie ausgeschlossen (letztendlich 31 % aller Zellen). Die Kompromisse wurden zu Gunsten einer möglichst vergleichbaren Beobachtungsqualität eingegangen. Zusätzlich zu diesen Auswahlkriterien weisen die untersuchten Zellen auch eine Niederschlagsintensität von mindestens 9 mm/h auf. Diese ist als Teil der automatisierten Zellerkennung vorgegeben, um konvektive Zellen schon in einem frühen Stadium durch ihren intensiveren Niederschlag zu erkennen.

Der Untersuchungszeitraum umfasst die Monate April bis Oktober der Jahre 2009 bis 2013. Die Periode April

bis Oktober wird als konvektive Saison betrachtet, da der überwiegende Teil der konvektiven Aktivität während dieser Zeit auftritt. Im Untersuchungszeitraum entsprechen 13283 Zellen den zuvor beschriebenen Auswahlkriterien.

4.3 Ergebnisse

Die meisten Gewitterzellen entstehen am nördlichen und südlichen Rand der Alpen (vergleiche Abb. 4.2). Konvektive Ereignisse treten gehäuft dort auf, wo die Luftmassen bei nördlicher (südlicher) Anströmung durch ansteigendes Gelände auf der Nordseite (Südseite) der Alpen aufsteigen müssen. Konvektion, die innerhalb des Untersuchungsgebietes entsteht, zieht im Allgemeinen nach Nordosten. Dabei ist die mittlere Zugdistanz im nördlichen Teil des Untersu-

chungsgebietes länger als südlich der Alpen. Grund dafür könnte der Einfluss der Topographie auf Zellentwicklung und Zugrichtung sein. Während der vorwiegend west-östlich ausgerichtete Alpennordrand die vorherrschende Zugrichtung kaum blockiert, behindern die durch isolierten Gebirgsstöcke und die eher nord-südliche Ausrichtung der Täler deutlich stärkere lokale Gliederung der Alpensüdseite die Ausbildung von ausgeprägten Zugbahnen. Die geringere Zahl an detektierten Gewitterzellen in den inneralpinen Gebieten ist möglicherweise durch eine schlechtere Einsicht der Radare (siehe Abschattungskarte) und kleineren Zellgrößen von inneralpinen Gewittern beeinflusst, durch die sie in der Vorselektion ausgesondert werden. Der Tagesgang in Abbildung 4.3a gibt Einsicht in tägliche Muster von Entstehung (erste Detektion) und Auflösung (letzte Detektion) von konvektiven Prozessen. Die grüne (rote) Linie zeigt den prozentuellen Anteil an allen Zellen, die innerhalb der jeweiligen

5. Siehe AMS Glossary of Meteorology auf <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Thunderstorm> oder die DWD Definition auf <http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/index.htm?ID=G&DAT=Gewitter>.

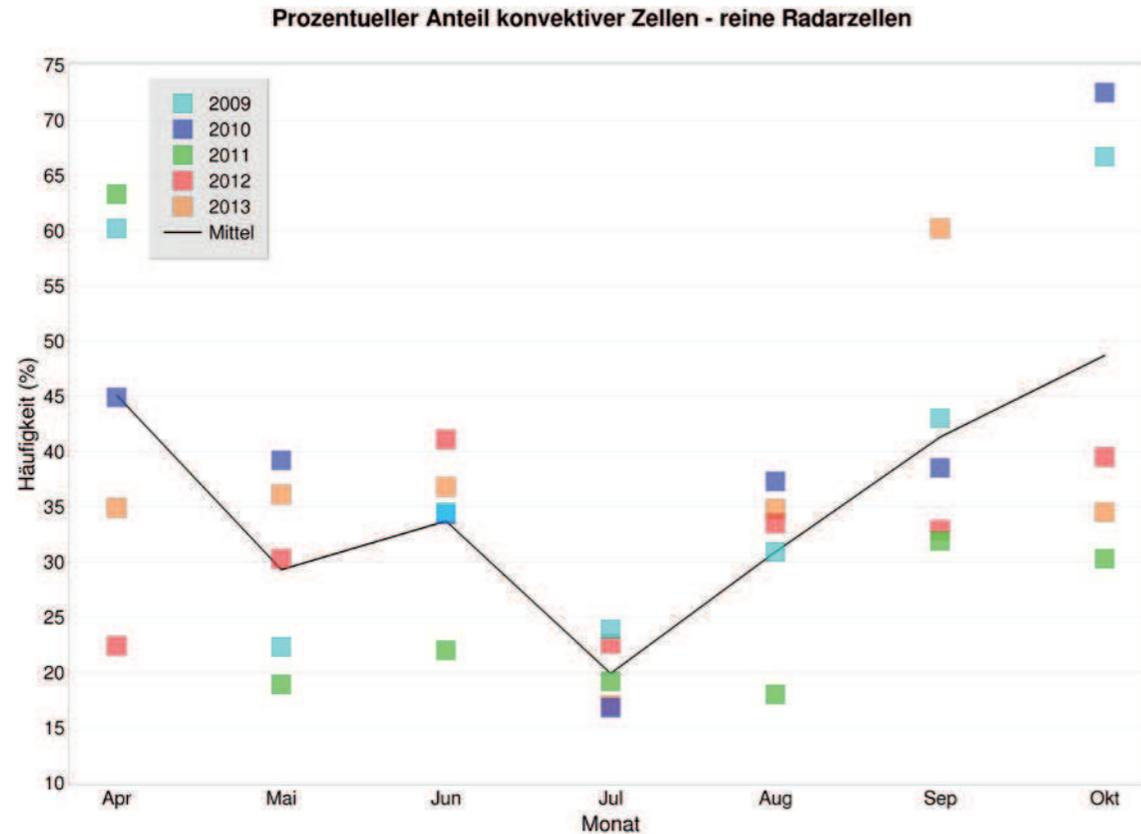


Abb. 4.5a: Vergleich unterschiedlicher konvektiver Zelltypen pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 - 2013 sowie das monatliche Mittel. Zu sehen ist der prozentuelle Anteil jener konvektiven Zellen, die nur über Radarsignale gemessen wurden.

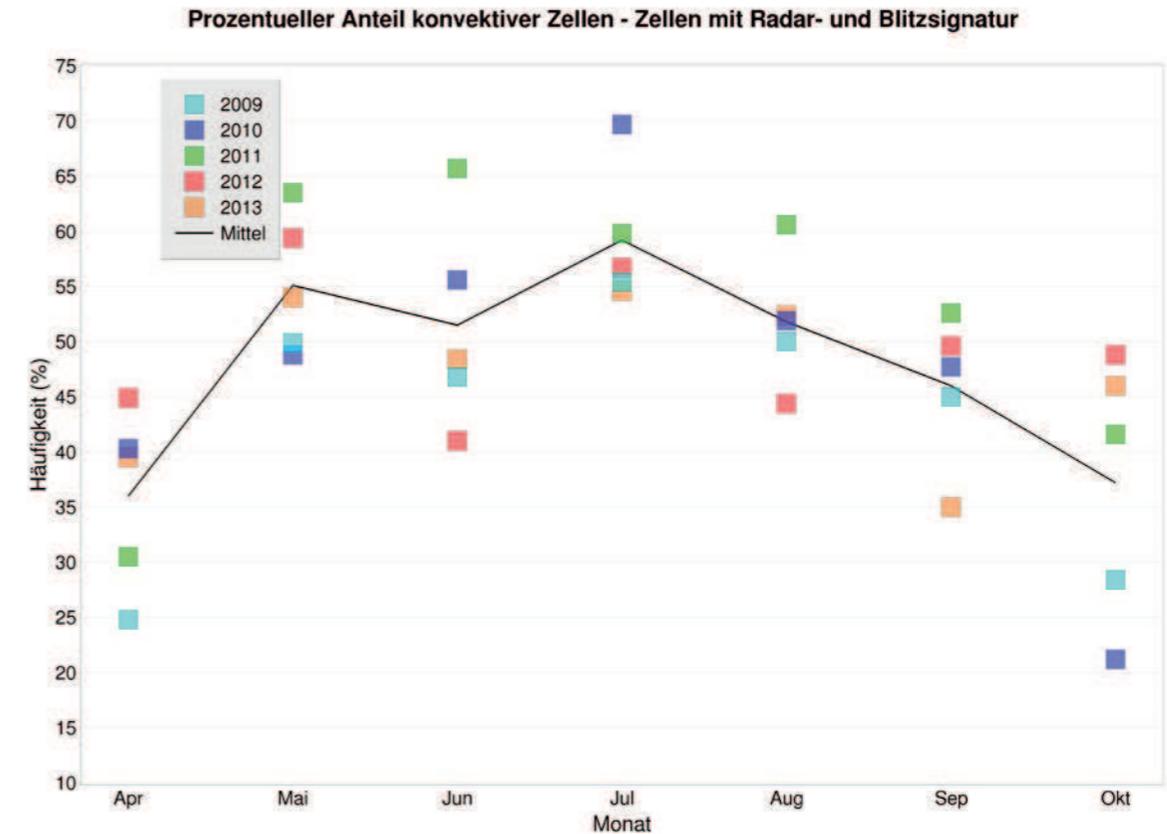


Abb. 4.5b: Vergleich unterschiedlicher konvektiver Zelltypen pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 - 2013 sowie das monatliche Mittel. Zu sehen ist der prozentuelle Anteil jener konvektiven Zellen, die sowohl über Blitz- als auch über Radarsignale gemessen wurden.

Tagesstunde entstanden sind (bzw. sich aufgelöst haben). Die Sonne induziert einen Tagesgang der Konvektion indem sie den Boden aufwärmt, der wiederum die bodennahe Luft erwärmt. Diese erwärmte bodennahe Luft beginnt aufzusteigen und kann, so wie in der Einleitung beschrieben, schließlich Konvektion und Gewitter auslösen. Dieser Prozess spiegelt sich im Tagesgang der konvektiven Aktivität wider, die ab Mittag (10:00 UTC⁶) bis über den Nachmittag stetig ansteigt. Die Gewitterentstehung erreicht ihren Höhepunkt gegen 16:00 UTC und klingt dann über den Abend, die Nacht und die frühen Morgenstunden ab. Zwischen 09:00 UTC und 17:00 UTC, wenn die solare Einstrahlung intensiver wird und ihr Maximum erreicht, entstehen mehr Zellen als aufgelöst werden. Im Vergleich dazu lösen sich in den Abendstunden und über Nacht mehr Zellen auf als entstehen, da sich die solare Einstrahlung abschwächt bzw. ganz verschwindet. Zellentstehungen und Auflösungen

folgen einem ähnlichen Tagesgang, da sich die meisten Gewitterzellen weniger als eine Stunde nach ihrer Entstehung wieder auflösen. Ausnahmen sind Gewitter, die in Frontensysteme eingebettet sind und dort großräumigeren Antriebskräften unterliegen. Da diese Gewitterform weniger häufig ist, ist ihr Einfluss auf die Statistik dementsprechend gering. Im Gegensatz zur Zahl der Zellentstehung und Auflösung lassen sowohl die Zugbahnlänge als auch die Lebensdauer keinen eindeutigen Tagesgang erkennen. Abbildung 4.3b zeigt die mittlere Zugbahnlänge (blaue Linie, linke Achsenbeschriftung) und die mittlere Lebensdauer (rote Linie, rechte Achsenbeschriftung) für konvektive Zellen in Abhängigkeit von ihrer Entstehungszeit. Die mittlere Zugbahnlänge der analysierten konvektiven Zellen beträgt 20 km und die mittlere Lebensdauer 52 Minuten. Die Variation der beiden Parameter ist allgemein groß mit einem etwas stetigeren Verhalten tagsüber und während der frühen

Nachtzeit. Vom Nachmittag bis zum späten Abend (von 13:00 UTC bis 20:00 UTC) werden eher örtlich begrenzte Gewitter, d.h. stationäre Gewitter, charakterisiert durch kürzere Zugbahnen, beobachtet. Die Zugbahnlänge ist variabel, aber im Allgemeinen länger während der Abend-, Nacht- und Morgenstunden. In dieser Zeit ist es wahrscheinlicher, dass Zellen in Zusammenhang mit Frontdurchgängen stehen und in diese eingebettet weitere Distanzen zurücklegen können. Die Lebensdauer der Gewitter bleibt relativ konstant über den Tag. Nur in den späten Nachmittagsstunden ist eine etwas längere Lebenszeit angedeutet. In einer Vergleichsstudie, die das Gebiet nördlich und östlich der Alpen mit einschließt (hier nicht gezeigt), wurde dagegen ein klares Minimum der mittleren Zugbahnlängen während der Nachmittagsstunden und längere mittlere Zugbahnen während der Nachtzeit bis zum frühen Morgen gefunden. Eine ähnliche Studie, die mittlere Zugbahnlängen im Piemont untersucht (Davini u. a. 2013),

zeigt einen ähnlich klar ausgeprägten Tagesgang. Der Grund für den vergleichsweise gering ausgeprägten Tagesgang der Zugbahnlänge und Lebensdauer im Untersuchungsgebiet könnte in der hauptsächlich alpin geprägten, stark gegliederten Topographie liegen, die langlebige Gewitterformationen eher unterbindet. Abbildung 4.4a zeigt die Anzahl der Gewitter pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 bis 2013 sowie das monatliche Mittel über den gesamten Untersuchungszeitraum. Dem Gang der Temperatur folgend erreicht die Zahl der monatlichen Gewitter im Juli ein Maximum, wenn der Sonnenstand hoch ist und hohe Nachmittagstemperaturen sowie eine ausreichend feuchte Atmosphäre die Entstehung von Nachmittagskonvektion begünstigen. Dementsprechend ist die Zahl der Gewitter während der kühleren Monate April und Oktober kleiner. Analog dazu werden während der Monate Mai bis August Gewitter fast täglich irgendwo im Untersuchungsgebiet beobach-

6. Die gebräuchlichere MESZ (Mittleuropäische Sommerzeit) berechnet sich aus der UTC Zeit (Coordinated Universal Time) plus 2 Stunden.

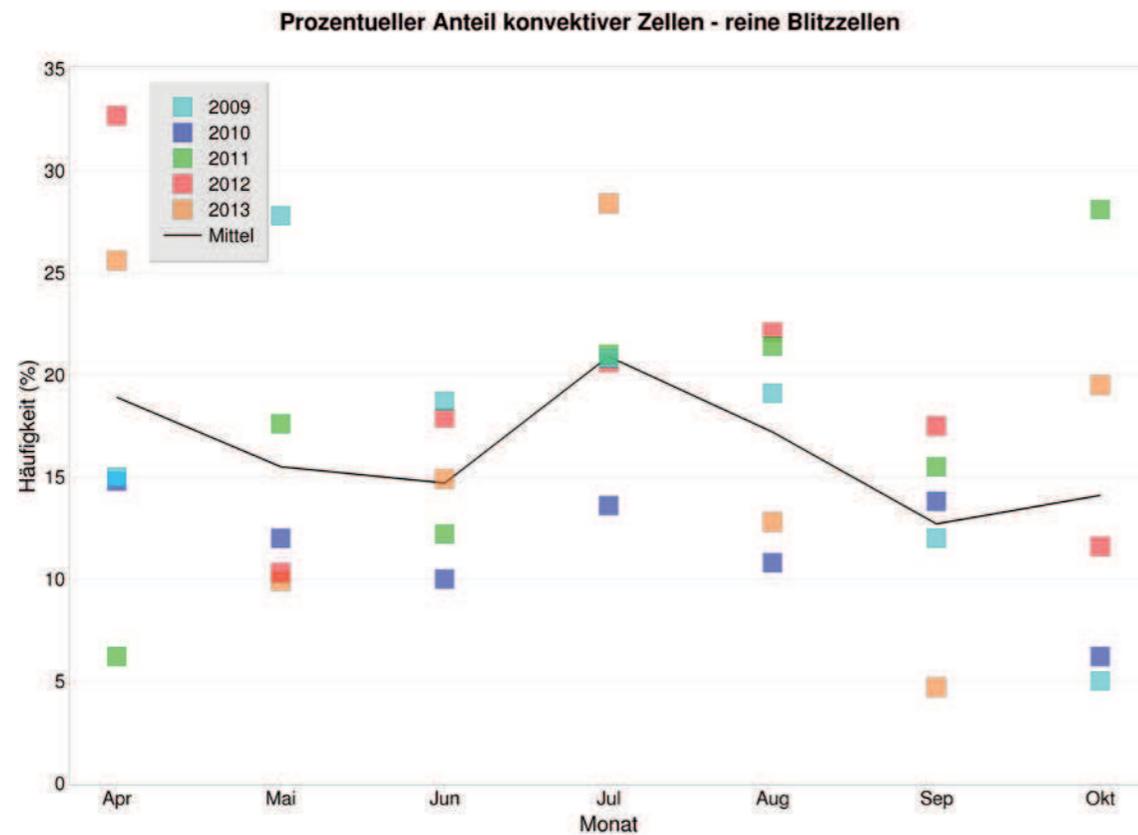


Abb. 4.5c: Vergleich unterschiedlicher konvektiver Zelltypen pro Monat der konvektiven Saison (April bis Oktober) für die Jahre 2009 - 2013 sowie das monatliche Mittel. Zu sehen ist der prozentuelle Anteil jener konvektiven Zellen, die nur über Blitzsignale gemessen wurden.

tet, wie Abbildung 4.4b zeigt. April, September und Oktober haben weniger Gewittertage, obwohl es auch während dieser kühleren Monate noch an mehr als der Hälfte der Tage Gewitter gibt.

Durch die Verwendung von Radar- und Blitzortungsdaten können verschiedene Zelltypen unterschieden werden. Und zwar sind das Zellen, die entweder nur mit Radarsignalen (reine Schauerzellen), nur mit Blitzsignalen (reine Blitzzellen) oder mit beiden Datenquellen detektiert wurden. Abbildung 4.5a-c zeigt einen Vergleich der prozentuellen Anteile der unterschiedlichen Zelltypen pro Monat der konvektiven Saison für die Jahre 2009 bis 2013 sowie das monatliche Mittel. 31 % aller konvektiven Zellen, die im Zeitraum April bis Oktober der Jahre 2009 bis 2013 detektiert wurden, wurden nur mit dem Radar erfasst (Abb. 4.5a). Es handelt sich dabei also nach der Definition von Gewittern um reine Schauerzellen,

d.h. sie haben nur intensiven Niederschlag produziert aber keine Blitze. Am Beginn und am Ende der konvektiven Saison ist der prozentuelle Anteil an reinen Schauerzellen höher (45 % im April, 49 % im Oktober). Konvektion ist wegen der geringeren Sonneneinstrahlung in den kühleren Monaten weniger intensiv und die Wahrscheinlichkeit für elektrische Aktivität in Form von Blitzentladungen ist geringer. Die nachmittägliche Konvektion in den wärmeren Sommermonaten zeigt dagegen häufiger Blitzaktivität, der Anteil an reinen Schauerzellen ist niedriger (20 % im Juli). Das spiegelt sich auch in den Anteilen jener Zellen wider, die sowohl über Blitzsignale als auch mit dem Radar erfasst wurden (Abb. 4.5b) und damit tatsächlich als Gewitter klassifiziert werden. Der prozentuelle Anteil an blitz- und niederschlagsproduzierenden konvektiven Zellen ist im Juli (59 %) am größten und in den kühleren Monaten April (36 %) am

und Oktober (37 %) geringer. Insgesamt wurden 52 % aller konvektiven Zellen im Untersuchungszeitraum in dieser Kategorie erfasst. 17 % aller konvektiven Zellen im Untersuchungszeitraum wurden nur über Blitze erfasst (Abb. 4.5c). In diesen Fällen produzierte die konvektive Zelle entweder nur Blitze und hatte keinen intensiveren Niederschlag, oder sie produzierte sowohl Blitze als auch intensiveren Niederschlag, befand sich aber in einem Gebiet mit mangelhafter Radareinsicht, in dem der zugehörige Niederschlag nicht detektiert werden konnte (vergleiche Abb. 4.1). Der mittlere prozentuelle Anteil an reinen Blitzzellen ist über die konvektive Saison relativ konstant mit einer erhöhten Jahr-zu-Jahr Variabilität in April und Oktober.

Zusammenfassung

Die vorliegende Studie untersucht das Phänomen Konvektion im alpinen Gelände und im Alpenvorland rund um die Gebiete Tirol, Südtirol, Veneto und Trentino, erstmals flächendeckend mit Hilfe eines automatisierten Monitoringverfahrens und der kombinierten Information aus Radar- und Blitzdaten. Sie ist keine Klimastudie im eigentlichen Sinne, da der Beobachtungszeitraum von fünf konvektiven Saisonen zu kurz ist. Wohl aber gibt sie interessante Einblicke in das Erscheinungsbild konvektiver Prozesse, die in nachfolgenden Studien erweitert, verfeinert und ergänzt werden können.

DANKSAGUNG

Wir möchten der European Cooperation for Lightning Detection (EUCLID, www.euclid.org) und hier insbesondere dem Austrian Lightning Detection and Information System (ALDIS) und dem Centro Sperimentale Italiano Elettrotecnico (CESI SIRF) für die Bereitstellung der Blitzdaten danken, durch die die Studie in dieser Form möglich gemacht wurde. Darüber hinaus wollen wir uns bei Dr. Wolfgang Schulz für all die interessanten Diskussionen bedanken, die uns halfen, die Ergebnisse besser unter den Aspekten der Blitzortung zu beleuchten und zu interpretieren.

Referenzen Kapitel 4

- Charles A. Doswell III, 2001: Severe Convective Storms—An Overview. Meteorological Monographs, 28, 1–26. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/0065-9401-28.50.1>
- Davini, P., R. Bechini, R. Cremonini, and C. Cassardo, 2012. Radar-based analysis of convective storms over northwestern Italy. Atmosphere, 3, 33–58.
- Fabry, F., Cazenave, Q., Basivi, R., 2013. Echo climatology, impact of cities, and initial convection studies: new horizons opened using 17 years of Conterminous US radar composites. AMS 36th Conference on Radar Meteorology, Breckenridge, CO. Goudenhoofd, E., Delobbe, L., 2013. Statistical characteristics of convective storms in Belgium derived from volumetric weather radar observations. J. Appl. Meteorol. Climatol. 52, 918–934. Kaltenboeck, R., Steinheimer, M., 2014. Radar-based severe storm climatology for Austrian complex orography related to vertical wind shear and atmospheric instability. Atmos. Res., doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.006. Meyer, V., Schaffhauser, A., 2012. Systematic investigations of intense convective precipitation events in Austria based on radar cell tracking. 7th Europ. Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Toulouse, France. Meyer V., H. Höller, and H.-D. Betz, 2013. Automated thunderstorm tracking: utilization of three-dimensional lightning and radar data, Atmos. Chem. Phys., 13, 5137–5150, doi:10.5194/acp-13-5137-2013. Nisi, L., Martius, O., Hering, A., Germann, U., 2013. Hail storms over Switzerland: spatial and temporal characteristics derived from radar-based hail products. 7th European Conference on Severe Storms, Helsinki, Finland. Puskeiler, M., Kunz, M., Schmidberger, M., 2013. Modelling of the hail hazard in Germany. 7th European Conference on Severe Storms, Helsinki, Finland. Rudolph, J., Friedrich, K., 2013. Seasonality of vertical structure in radar-observed precipitation over southern Switzerland. J. Hydrometeorol. 14, 318–330.

KAPITEL 5

Gletscher als Indikatoren für den Klimawandel

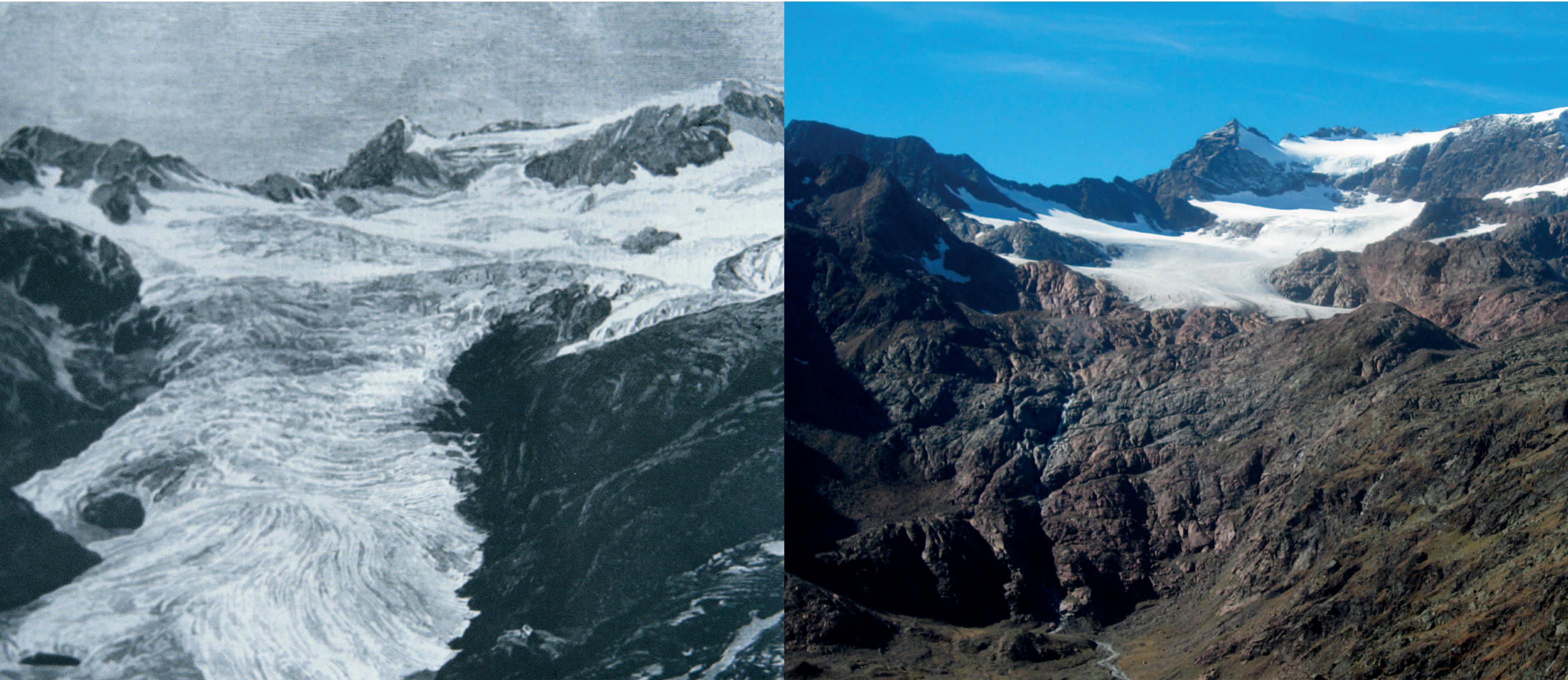


Abb. 5.1: Historische Aufnahme des Übeltaferners im hinteren Ridnauntal in Südtirol Ende des 19. Jahrhunderts (links) im Vergleich mit einer Aufnahme des selben Gletschers vom 18.10.2014 (rechts, Quelle: Hydrographisches Amt, Bozen).

5.1. Gletscher als Klimaindikatoren

Gebirgsgletscher sind sensible Indikatoren des Klimawandels, die besonders auf die Lufttemperatur während der Schmelzseason und Niederschläge in Form von Schnee reagieren. Die Spuren der Gletscher in der Landschaft als Zeichen früherer Gletschervorstöße und historische Aufzeichnungen und Messungen der Änderungen der Gletscher sind Zeugen von Klimaänderungen in Gebieten und zu Zeiten in denen nur wenige oder keine instrumentelle Messungen des Klimas vorliegen.

Die Bedeutung der Gletscher als indirekte Klimaindikatoren erschließt sich am besten durch die bahnbrechenden Arbeiten von Penck und Brückner (1909), die den Transport von Findlingen im Alpenvorland durch Eiszeitgletscher und damit die Existenz von Eiszeiten nachgewiesen haben. Diese Erkenntnis stellte den Beginn der Schwankungsklimatologie, also der Wissenschaft von Klimaänderungen dar. Moderne Methoden des Gletschermonitorings befassen sich nicht nur mit der Erfassung früherer Gletscherstände aus Moränen, sondern auch mit detaillierten Messungen der Massen- und Längenänderungen von Gebirgsgletscher und der Erfassung von Gletscherflächen und -höhen sowie derer Änderungen.

Auf der globalen Skala gehen die Gebirgsgletscher seit dem Maximum der Kleinen Eiszeit (Little Ice Age, LIA) zurück (Vaughan u. a. 2013). Auf einer lokalen und regionalen Skala reagieren Gletscher auch je nach ihren topographischen Eigenschaften auf einer kleinen zeitlichen und räumlichen Skala individuell (Kuhn u. a. 1985).

In Tirol, Südtirol und auch den Dolomiten außerhalb Südtirols, also dem betrachteten Untersuchungsgebiet, gibt es aus dem Jahr 1601 erste Aufzeichnungen zu Gletschern (Nicolussi 1990). Systematische und regelmäßige Aufzeichnungen zu Vorstößen und Rückgängen der Gletschern werden für das Gebiet der Österreichisch- Ungarischen Monarchie seit 1891 vom Gletschermessdienst des Österreichischen Alpenvereins sowie ab 1919 auch von den Nachfolgeorganisationen auf italienischem Staatsgebiet durchgeführt. Heute umfassen die Messungen der Längenänderungen etwa 10 % der Gletscher. Zudem werden seit Beginn der 1950er Jahre Massenbilanzmessungen durchgeführt, die heute etwa 1 % der Gletscher im Untersuchungsgebiet umfassen. Gletscherinventare beinhalten Informationen über die Fläche und Oberflächenhöhe aller

Gletscher. In den drei Regionen Tirol, Südtirol und den Dolomiten bedecken Gebirgsgletscher 411,57 km² der Gesamtfläche.

Für die Interpretation von glaziologischen Daten ist es wichtig zu wissen, wie ein Gletscher funktioniert und wie er auf Klimaänderungen reagiert: Gletscher sind Eiskörper, die sich durch langjährige Akkumulation von gefallenem Schnee bilden (Cuffey und Paterson 2010). Der Schnee aus dem Winter, der eine Dichte von 100-400 kg/m³ hat, schmilzt über den Sommer in großen Höhen, Schattenlagen oder an Orten von Schneeakkumulation durch Wind oder Lawinen nicht vollständig ab. Liegt dieser Schnee mehr als ein Jahr, verdichtet er sich zu Firn (400-830 kg/m³) und nach einigen Jahrzehnten zu Eis (918 kg/m³). Schnee, Eis und Firn fließen unter dem Einfluss der Schwerkraft talwärts. Der Flächenanteil eines Gletschers, auf dem innerhalb eines Haushaltsjahres (Oktober bis September des Folgejahres) Masse dazukommt, nennt man Nähr- oder Akkumulationsgebiet. Im Zehr- oder Ablationsgebiet verliert der Gletscher über das Haushaltsjahr gemittelt an Masse. Die Summe des Massenumsatzes in Nähr- und Zehrgebiet ist die Massenbilanz. Ist die Massenbilanz in einem Jahr negativ, nimmt die Masse des Gletschers ab. Ist die Massenbilanz über mehrere Jahre negativ, nimmt auch seine Länge und Fläche ab. Ist die Massenbilanz positiv, nimmt der Gletscher an Masse zu. In Folge steigt auch die Fließgeschwindigkeit, und der Gletscher stößt vor. Bei einem Vorstoß schiebt der Gletscher Geröll und Felsblöcke vor sich her, das nach einem Rückgang des Eises als Moräne liegen bleibt. Die Positionen dieser Moränen markieren Maximalstände der Gletscher, die durch Radiocarbon- oder Expositionsalteranalysen datiert werden können.

5.2. Gletschermassenbilanzen

Die Massenbilanz eines Gletschers ist der glaziologische Parameter, der unmittelbar mit der Witterung innerhalb eines Haushaltsjahres zusammenhängt. Die direkte oder glaziologische Messung der Massenbilanz eines Gletschers erfolgt über die Erfassung der Schneerücklage in Schneeschächten und der Eisschmelze durch Ablationspegel (Hoinkes, 1970). Die Messstellen sind dabei über den Gletscher verteilt, aus ihnen wird ein Mittelwert des Massenhaushaltes über die gesamte Gletscherfläche

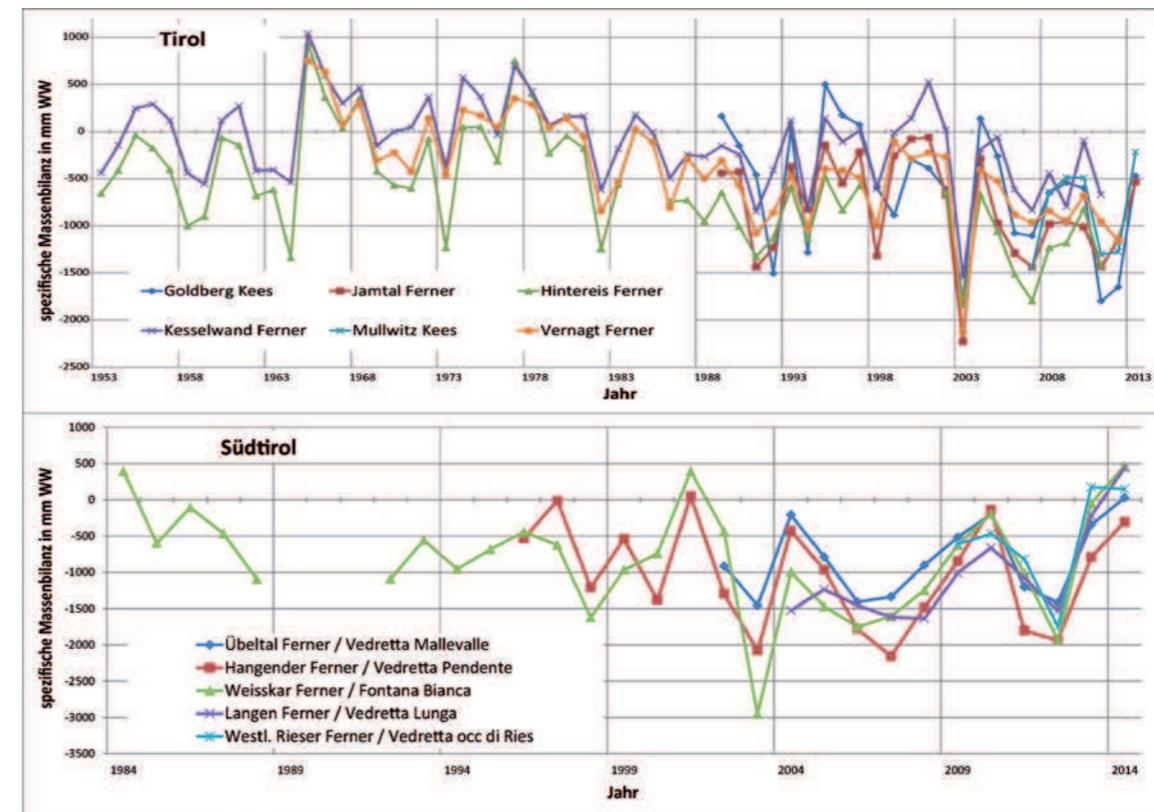


Abb. 5.2: Spezifische Massenbilanzen von ausgewählten Südtiroler und Tiroler Gletschern.

berechnet, die spezifische Massenbilanz. Im Unterschied zur Massenbilanz, die die Volums- oder Massenänderungen für den Gletscher in m³ oder kg angibt, ermöglicht die spezifische Massenbilanz in kg/m² den Vergleich verschiedener Gletscher. Oft wird die spezifische Massenbilanz in mm Wasserwert (WW) angegeben. Das entspricht einem Liter Wasser pro Quadratmeter und ist direkt mit dem mittleren Gebietsniederschlag vergleichbar. Zusätzlich oder auch als Alternative zu direkten Messungen kann die geodätische Methode für die Erhebung von dekadenischen Massenbilanzen aus Änderungen des Volumens unter Annahme einer Dichte verwendet werden. Für die direkte glaziologische Massenbilanz werden Massengewinn und Massenverlust mit Hilfe von Schneeschächten und Ablationspegeln gemessen und diese Ergebnisse auf die gesamte Gletscherfläche extrapoliert (Hoinkes 1970). Für sehr große oder schwer zugängliche Gletscher kann diese Methode aufgrund eines sehr hohen Messaufwandes am Gletscher

nicht verwendet werden. Hier kann eine geodätische Massenbilanz erstellt werden. Dabei werden dekadenische Änderungen des Volumens mit einer angenommenen Dichte in eine Massenänderung umgerechnet. Gletscher in Tirol und Südtirol zeigen seit den 1950er Jahren einen Massenverlust (Abb. 5.2). Nördlich des Alpenhauptkammes, in Tirol, wurden in den 1960ern und 1980ern positive Massenbilanzen gemessen. Durch die geringe Anzahl von Messungen zu dieser Zeit konnten diese Massengewinne in Südtirol nicht nachgewiesen werden, sie sind aber auch aus den Vorstößen ersichtlich. Seit 2000 waren generell die Massenbilanzen zunehmend negativ, der extreme warme Sommer 2003 führte darüber hinaus zu einem Rekordmassenverlust bei beinahe allen untersuchten Gletschern. In den letzten zwei Jahren führten verstärkte Niederschläge im Süden wieder zu positiven Massenbilanzen bei Gletschern am Alpenhauptkamm und südlich davon.

5.3 Änderungen der Gletscherlänge

Die jährliche Längenänderung eines Gletschers wird gemessen, indem der Unterschied der Abstände der Gletscherzunge von Fixpunkten im Gelände ermittelt wird. Die Längenänderung eines Gletschers hängt nicht nur vom Klima, sondern auch von geomorphologischen Eigenschaften wie Exposition, Steilheit, Eisdicke und Verteilung der Höhenstufen eines Gletschers ab. Deshalb muss man eine größere Anzahl von Gletschern beobachten, um eine Verbindung zwischen den Änderungen der Gletscherlängen und Klimaschwankungen herstellen zu können. Diese Messungen werden in regelmäßigen Abständen von nationalen Organisationen wie dem „Comitato Glaciologico Italiano“ oder dem „Gletschermessdienst des Österreichischen Alpenvereins“ vorgenommen. Für Österreich sind die Daten von Patzelt (1970) und Fischer u. a. (2014) zusammengefasst. Für Südtirol und Venetien sind die Daten nur teilweise veröffentlicht und daher aus den regionalen Archiven erhoben.

Die gemessenen Längenänderungsdaten in den drei Regionen zeigen einen allgemeinen Rückgang der Gletscher seit den 1930er Jahren, mit Ausnahme der Gletschervorstöße der 1980er Jahre (Abb. 5.3). Der Vergleich der Längenänderungen zeigt, dass sich das Auftreten und die Größe dieser Gletschervorstöße, abhängig von Art und Verhalten der Gletscher, unterscheiden. Zum Beispiel zeigt der schnell reagierende Kesselwandferner (Tirol) bis 1985 einen ausgeprägten Vorstoß, während der direkt benachbarte Hintereisferner (Tirol) sehr langsam reagiert und nur einen verringerten Rückzug als Reaktion auf das gleiche Klimasignal zeigt. Die gleiche individuelle Reaktion auf ein gemeinsames Klimasignal kann bei einem Vergleich der Längenänderung des Zufallferners/Vedretta del Cevedale und dem Langenferner/Vedretta Lunga beobachtet werden. Beide Gletscher befinden sich in der Ortlergruppe. Aus diesen Beispielen ist ersichtlich dass die Dauer und das Ausmaß der Gletschervorstöße in den 1980er Jahren eine hohe Variabilität aufweisen. Eine gemeinsame Reaktion auf großskalige und langfristige Klimaänderungen ist ein Rückzug mit zunehmender Geschwindigkeit nach 1990.

5.4 Gletscherinventare

Das vorliegende Gletscherinventar umfasst die Gletscher in den Dolomiten (überwiegend in der Region Venetien, aber zum Teil auch im Trentino und in Südtirol), in den anderen Teilen Südtirols, in Tirol, sowie ausgewählte Gletscher im Bundesland Salzburg und den bayerischen Alpen in der Nähe von Klimaobservatorien. Es wurde aus folgenden regionalen Inventaren zusammengestellt: dem Gletscherinventar der Dolomiten (Venetien), dem Südtiroler Gletscherinventar (Knoll, u. a. 2010), dem Österreichischen Gletscherinventar 1998 (Kuhn u. a. 2008), und dem Bayrischen Gletscherinventar (Hagg u. a. 2012). In Venetien (Dolomiten) bedecken Gletscher eine Fläche von 6,52 km², Südtiroler Gletscher bedecken 92,67 km², Nordtiroler Gletscher umfassen 312,38 km². Bayerische Gletscher bedecken eine Fläche von 0,68 km².

Zwischen 1983 und 1997 verringerte sich die Gletscherfläche in Südtirol um 19,7 %, in den Jahren 1997 bis 2006 um 11,9 %. Tiroler Gletschern verloren zwischen 1998 und 2011 17,9 % ihrer Fläche (55,97 km²), und in den Jahren von 1969 bis 1998 23,2 % (94,21 km²). Somit erhöhte sich der jährliche Verlust zwischen 1998 und 2011 um 0,23 km² pro Jahr. In den Dolomiten verringerte sich die Gletscherfläche um 7,3 % zwischen 2004 und 2009 und um 29,4 % zwischen 1980 und 2009. Abbildung 5.4 zeigt die Abnahme der Fläche des Gurgler Ferners, Tirol seit der Kleinen Eiszeit wie in den österreichischen Gletscherinventaren erfasst.

5.5 Der Gletscherrückgang seit dem Ende der kleinen Eiszeit

In der letzten Phase der Kleinen Eiszeit, Mitte des neunzehnten Jahrhunderts, erreichten die meisten Gletscher der Welt maximale Ausdehnung. Historische Karten, Gemälde, Fotos, Dendrochronologie, sowie die Kartierung der Gletschervorfelder und Moränen ermöglichen die Rekonstruktion der damaligen Gletschergroße (Zumbühl und Holzhauser 1988). Diese Daten sind dadurch von großem wissenschaftlichen Wert, da Änderungen des Volumens, Gletscherlängenänderungen und Oberflächeneigenschaften, wie die Firnbedeckung, aus den historischen Bildern rekonstruiert werden können.

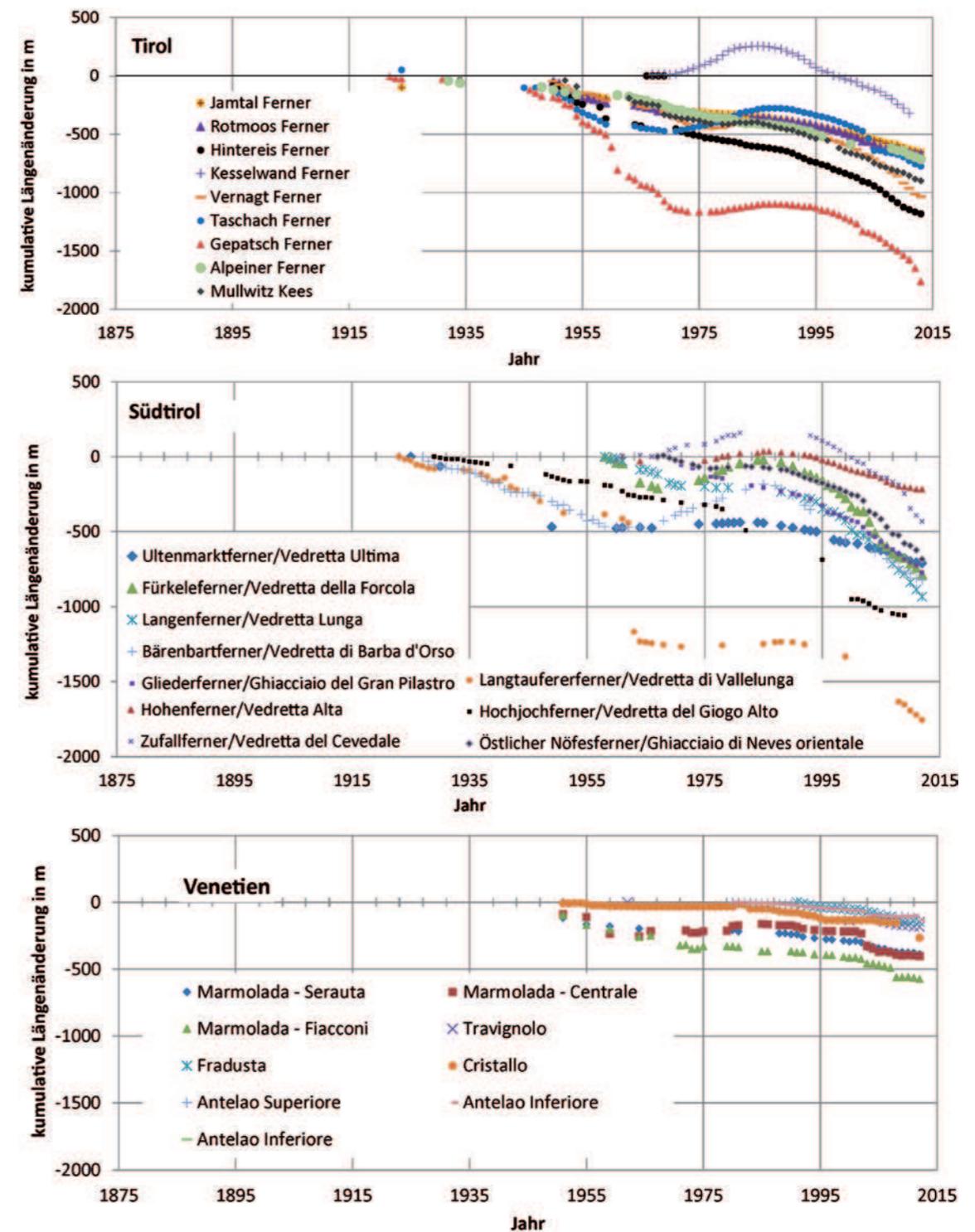


Abb. 5.3: Kumulative Längenänderungen für ausgewählte Gletscher in Tirol, Südtirol und Venetien.

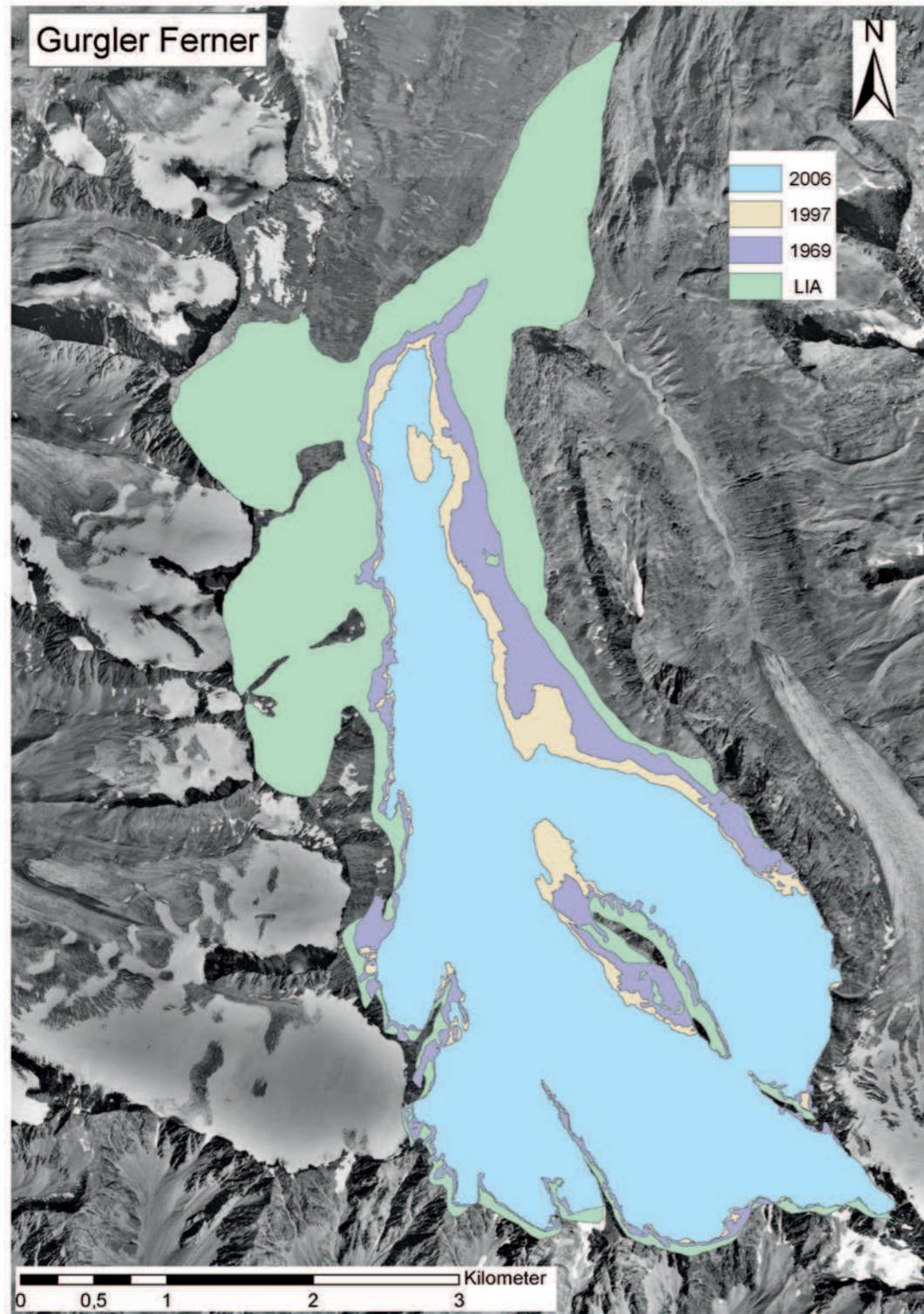


Abb. 5.4: Abnahme der Fläche des Gurgler Ferners (Tirol) seit der Kleinen Eiszeit nach den österreichischen Gletscherinventaren (Fischer u. a. 2014).



Abb. 5.5: Änderung der Oberflächenhöhe des Marmolata-Gletschers zwischen 1875 und 2007.

Groß (1987) berechnete die Ausdehnung für 85 % der österreichischen Gletscher zum Ende der kleinen Eiszeit aus Feldarbeiten, Karten und Orthofotos des Gletscherinventars 1969. Diese Ergebnisse wurden von Fischer (2014) reproduziert und ergänzt. Für die Autonome Provinz Bozen - Südtirol wurden Daten von Knoll (2009) verwendet. Grundlage für beide Arbeiten waren hochauflösende digitale Höhenmodelle und Orthofotos. Bei der Interpretation der LIA Gletscherflächen müssen zeitliche und räumliche Unbestimmtheiten berücksichtigt werden. Die zeitliche Verschiebung wird durch das asynchrone Auftreten des LIA Maximums verursacht. In extremen Fällen kann das Auftreten dieses Maximums um Jahrzehnte vom Jahr 1850, das oft als Synonym für die Zeit des LIA Maximums genutzt wird, abweichen. Zur Zeit des LIA Maximums existierten 310 Gletscher in Südtirol (Italien). Die drei größten Gletscher waren

der Zufallferner/Vedretta del Cevedale (Ortler-Cevedale Gruppe, 14,88 km²), der Übeltalferner/Vedretta Mallevalle (Stubai Alpen, 12,41 km²) und der Suldenferner/Vedretta di Solda (Ortler-Cevedale Gruppe, 10,18 km²). Von den 310 Gletschern waren 13 Gletscher größer als 4 km² (4,2 %) und 238 (76,8 %) kleiner als 1 km². Die Gesamtfläche betrug 276 km². Dementsprechend ging die gesamte Gletscherfläche in den letzten eineinhalb Jahrhunderten um zwei Drittel zurück (Knoll 2009). Der Flächenverlust der österreichischen Gletscher liegt bei ca. 56 % seit dem LIA Maximum, das bedeutet eine Reduktion der Fläche von 941,13 km² auf 415,11 km². Der Flächenverlust der einzelnen Gebirgsgruppen variiert stark. Lediglich 11 % der Fläche des LIA Standes ist noch in der Samnaungruppe vergletschert. 51 % bis 45 % Eisbedeckung des LIA Standes sind im Rätikon, in den Ötztaler Alpen, in der Venedigergruppe, der Silvretta, der Glocknergruppe und in den Stubai



Abb. 5.6: Historische Karten des Gurgler Ferner, Ötztaler Alpen, Tirol, vor und nach dem LIA Maximum aus der zweiten und dritten Landesaufnahme der Österreichisch- Ungarischen Monarchie (Quelle: TIRIS).

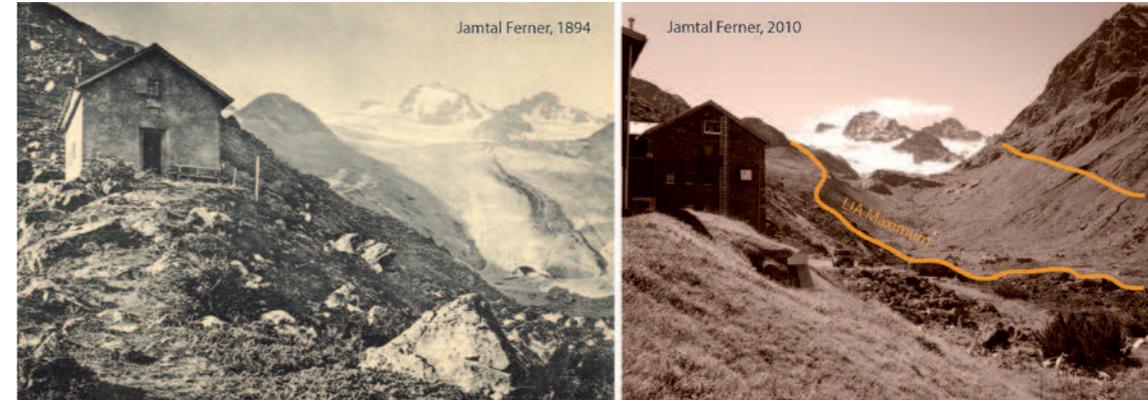


Abb. 5.7: Der Rückgang des Jamtal Ferners, Silvretta, Tirol, seit dem LIA Maximum.

Alpen zu verzeichnen. Die Gesamtfläche der repräsentativsten Gletscher der Dolomiten, die den Hauptteil der gesamten Gletscherfläche abdecken (72 %), hat sich von 9,25 km² im Jahr 1910 (Marinelli 1910) auf 4,75 km² im Jahr 2009 verringert (Crepaz u. a. 2013), und damit also fast halbiert.

5.6 Gletscher und Klimaänderungen in den Regionen: Synthese

Die Verteilung und Größe der Gletscher innerhalb der drei Regionen spiegelt die klimatischen Bedingungen und die Topografie der Gebirge wider. In Gebieten mit hohen Winterniederschlägen sind Gletscher tendenziell größer, reichen dadurch weiter ins Tal hinunter und können auch in niedrigeren Gebirgen existieren als in Gebieten mit geringerem Winterniederschlag (Abermann u. a. 2011). Die Empfindlichkeit dieser unterschiedlichen Gletschertypen gegen Klimaänderungen ist unterschiedlich. Kleine Kargletscher in schattigen Lagen und großen Höhen zeigen derzeit geringere Änderungen als große Talgletscher. Die Anpassung der verschiedenen Typen an das neue Klima findet nicht gleichzeitig statt (Abermann u. a. 2009). Die Gletscher in den drei Regionen zeigen trotz zweier Perioden mit Gletschervorstößen einen generellen Rückgang seit der Kleinen Eiszeit und in den letzten Jahren zunehmend negative Massenbilanzen. Die Klimaparameter, die diese Reaktionen steuern, sind

die Temperatur während der Ablationssaison (Mai bis September) und die Niederschläge in Form von Schnee während der Akkumulationssaison (Oktober bis April). Abbildung 5.8 zeigt diese Größen für ausgewählte Stationen nördlich und südlich des Alpenhauptkammes als 30 jährige Mittel, die jeweils dem letzten Jahr der Periode zugeordnet sind. Damit wird die Reaktionszeit der Gletscher auf vergangene Klimaänderungen berücksichtigt. Bei den so berechneten Änderungen der klimatischen Bedingungen sind die niedrigen mittleren Sommertemperaturen mit Ende in den 1920er und 1980er Jahre ersichtlich, die die letzten Gletschervorstöße ausgelöst haben. Am Alpennordrand wurde der Vorstoß der Gletscher in den 1980er Jahren auch von einer Erhöhung des Winterniederschlages gefördert, was sich in regionalen Unterschieden der Andauer dieser Vorstöße widerspiegelt.

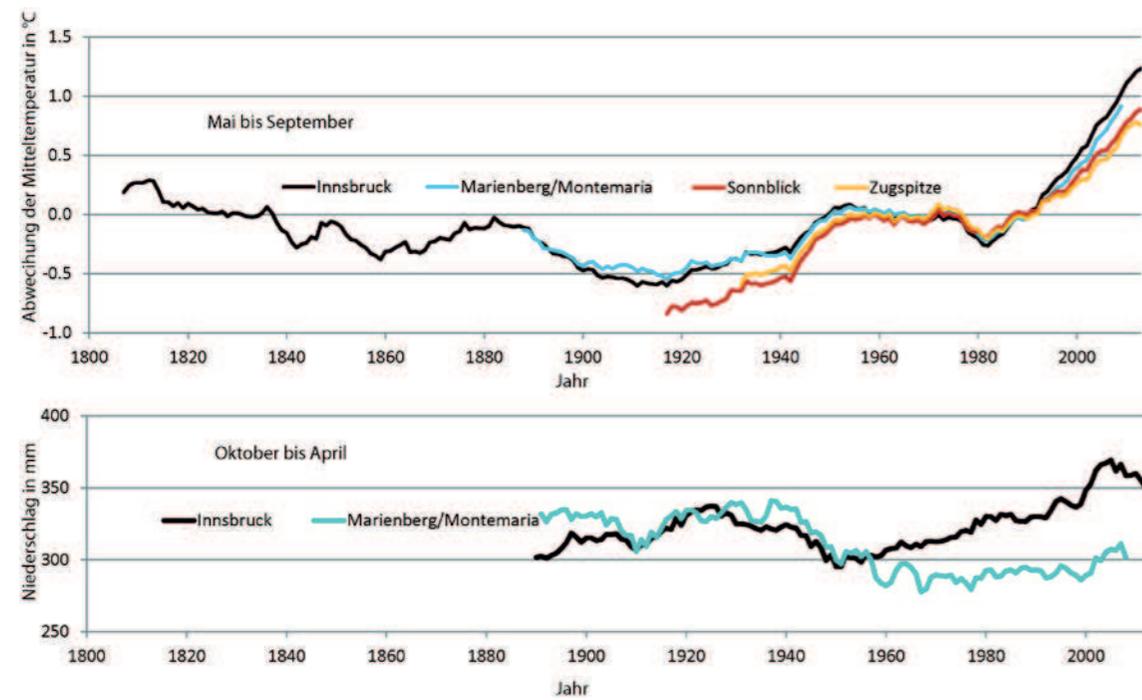


Abb. 5.8: Oben: Gleitendes dreißigjähriges Mittel der Anomalie der Lufttemperaturen während der Ablationssaison (Mai bis September) für vier Stationen. Unten: Gleitendes dreißigjähriges Mittel der Niederschlagssummen für die Akkumulationssaison (Oktober bis April) für zwei Stationen. Die gleitenden Mittel sind auf das Ende des Intervalls zentriert.

Referenzen Kapitel 5

Abermann J, Lambrecht A, Fischer A, Kuhn M (2009): Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006). *The Cryosphere* 3, 205-215. **Abermann J**, Kuhn M, A Fischer (2011): Climatic controls of glacier distribution and changes in Austria. *Annals of Glaciology* 52/59, 83-90. **Crepaz A**, Cagnati A, De Luca G (2013): Evoluzione dei ghiacciai delle Dolomiti negli ultimi 100 anni e recenti bilanci di massa in tre apparati glacial. *Neve e Valanghe* 80, 20-25. **Cuffey K M**, Paterson W (2010): *The physics of glaciers*, Elsevier. **Fischer A**, Patzelt G, Kinzl, H (2013): Length changes of Austrian glaciers 1969-2013. Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Innsbruck, doi:10.1594/PANGAEA.82182. **Fischer A**, Seiser B, Stocker-Waldhuber M, Mitterer C, Abermann J (2014): Tracing glacial disintegration from the LIA to the present using a LIDAR-based hi-res glacier inventory. *The Cryosphere Discussions* 8, 5195-5226, 2014. **Groß G** (1987): Der Flächenverlust der Gletscher in Österreich 1850-1920-1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 23(2), 131-141. **Hagg W**, Mayer C, Mayr E, Heilig A (2012): Climate and glacier fluctuations in the Bavarian Alps during the past 120 years. *Erdkunde* 66, 121-142. **Hoinkes H** (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6, 37-90. **Knoll C**, Kerschner H, Heller A, Rastner P (2009): A GIS based Reconstruction of Little Ice Age Glacier Maximum Extents for South Tyrol, Italy. *Transactions in GIS* 13.5, 6, 449-463. **Knoll C**, Kerschner H (2010): A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Annals of Glaciology* 50, 53, 46-52. **Kuhn M**, Lambrecht A, Abermann J, Patzelt G, Groß G (2008): Die österreichischen Gletscher 1998 und 1969, Flächen und Volumenänderungen. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien. **Kuhn M**, Markl G, Kaser G, Nickus U, Obleitner F, Schneider H (1985): Fluctuations of climate and mass balance: different responses of two adjacent glaciers. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 409-416. **Marinelli O** (1910): I Ghiacciai delle Alpi Venete, Memorie Geografiche pubblicate come supplemento alla Rivista Geografica Italiana dal Dott. Giotto Dainelli, Firenze. **Nicolussi K** (1990): Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26 (2): 97-119. **Patzelt G** (1970): Die Längenmessungen an den Gletschern der österreichischen Ostalpen 1890-1969. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6(1-2), 151-159. **Penck A**, Brückner E (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Taunitz, Leipzig. **Vaughan DG**, Comiso JC, Allison I, Carrasco J, Kaser G, Kwok R, Mote P, Murray T, Paul F, Ren J, Rignot E, Solomina O, Steffen K, Zhang T (2013): Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Hrsg. Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. **Zumbühl HJ**, Holzhauser H (1988): Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. *Die Alpen. Zeitschrift des Schweizer Alpen-Club SAC*, 129-322.

KAPITEL 6

Klimazukunft

6.1 Erstellen von Klimaszenarien

Unser Klimasystem wird gesteuert von einer Reihe sogenannter „Klimaantriebe“. Der wichtigste dieser Antriebe ist die Sonne, sie ist der Hauptenergielieferant für das Klimasystem der Erde. Zusätzlich gibt es auch noch andere Steuerungsgrößen. Diese umfassen beispielsweise Treibhausgase, welche einen erwärmenden Effekt auf das Klima haben, oder auch Aerosole, sowohl menschlichen als auch natürlichen Ursprungs, welche eine eher abkühlende Wirkung haben. Der Verlauf des Klimas, die Wechsel zwischen Eiszeiten und Warmzeiten sind gesteuert durch das Zusammenspiel der unterschiedlichen Klimaantriebe.

Zurzeit erleben wir einen Anstieg der globalen Mitteltemperatur, wobei die Temperaturänderung regional sehr starke Unterschiede aufweist. Die Forschungsgemeinschaft geht davon aus, dass ein Teil dieses globalen Temperaturanstiegs auf die Aktivität des Menschen zurückzuführen ist, vor allem durch den Ausstoß von Treibhausgasen wie Kohlendioxid oder Methan, aber auch durch beträchtliche Landnutzungsänderungen innerhalb der letzten Jahrhunderte (IPCC AR5 2013). In Bezug auf die Größe des Anteils gehen die Meinungen allerdings auseinander. Dennoch ist damit zu rechnen, dass die Temperaturen im Laufe des 21. Jahrhunderts weiter ansteigen werden. Für unsere Gesellschaft ist es daher wichtig abzuschätzen, welche Veränderungen im Klimasystem sich durch die Einflussnahme des Menschen in den nächsten Jahren bis Jahrzehnten abzeichnen könnten.

Das Werkzeug für die Simulation möglicher zukünftiger Klimazustände sind sogenannte Globale Klimamodelle (Global Climate Models, GCMs). GCMs sind mathematische Modelle, die in digitaler Form die Prozesse in der Atmosphäre simulieren. Die ersten GCMs waren reine Atmosphärenmodelle, mit denen versucht wurde, die Allgemeinzirkulation der Atmosphäre richtig zu simulieren (daher wurde die Abkürzung GCM auch für General Circulation Model verwendet). Bei der neuesten Generation von GCMs ist die atmosphärische Komponente gekoppelt an Ozeanmodelle, Eisschildmodelle, Vegetations- und Landoberflächenmodelle. Man versucht dadurch die vollständigen Prozesse im Erdsystem nachzubilden und spricht daher auch nicht mehr von GCMs im engeren Sinn, sondern von sogenannten Erdsystemmodellen.

In State-of-the-art GCMs wird die Erdoberfläche in ein

Gitter mit Rasterweiten von etwa 200 bis 100 Kilometer, in manchen Fällen auch darunter, unterteilt. Zusätzlich wird die Atmosphäre als auch der Ozean in 20 bis 40 vertikale Schichten unterteilt. In diesem so entstehenden dreidimensionalen Gitter werden sämtliche Prozesse in der Atmosphäre wie z.B. Wind, Wolken- und Niederschlagsbildung, Energietransfers sowie sämtliche Austauschprozesse mit der Land- und Ozeanoberfläche und der Vegetation mittels mathematischer Gleichungen mit einem Zeitschritt von einigen Minuten berechnet. Das Ergebnis dieser Berechnungen soll eine realitätsnahe Annäherung der Prozesse im Erdsystem sein.

Die GCMs benötigen allerdings Antriebsdaten, ohne die eine Berechnung unmöglich wäre. Hier kommen die eingangs erwähnten Klimaantriebe ins Spiel. Sie stellen die Eingangsgrößen für das Klimamodell dar und setzen sich aus der Sonneneinstrahlung, der Konzentration von Treibhausgasen und der Menge an Aerosolen in der Atmosphäre zusammen. Diese Antriebe sind für die Zukunft jedoch nicht bekannt, man behilft sich daher mit Szenarien.

Im Wesentlichen ist es eine Kaskade an Szenarien, wobei zuerst sozioökonomische Szenarien erstellt werden, welche abschätzen sollen, wie sich die Menschheit hinsichtlich Bevölkerungszahl, Wirtschaftsleistung, Energieerzeugung etc. entwickeln wird. Vier Hauptrichtungen möglicher sozioökonomischer Entwicklungen wurden in einer umfangreichen Studie erhoben (Nakicenović N. und Swart 2000), welche sich mit folgenden Schlagworten zusammenfassen lassen (siehe auch Abb. 6.1, links):

- A1: stärkere Globalisierung, mehr Wirtschaftswachstum
„Die technisierte, globalisierte Welt des wirtschaftlichen Wachstums“
- A2: Stärkung einzelner Regionen, mehr Wirtschaftswachstum
„Die jeder-kämpft-für-sich Welt“
- B1: stärkere Globalisierung, wachsendes Umweltbewusstsein
„Die global geplante grüne, neue Welt“
- B2: Stärkung einzelner Regionen, wachsendes Umweltbewusstsein
„Die Welt der grünen Regionen“

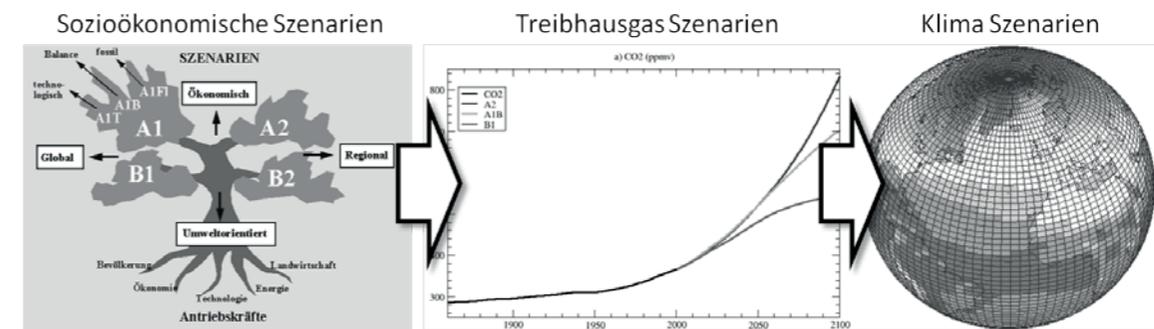


Abb. 6.1: Szenarien-Kaskade globaler Klimasimulationen: Sozioökonomische Szenarien bilden die Grundlage für die Ableitung von Treibhausgas-Szenarien, welche wiederum als Antrieb für globale Klimamodelle (GCMs) dienen.

Diese sozioökonomischen Szenarien steuern die Charakteristik der Treibhausgasszenarien, denn je nach wirtschaftlicher oder politischer Ausrichtung werden mehr oder weniger Treibhausgase im Verlauf des 21. Jahrhunderts in die Atmosphäre freigesetzt. Die Treibhausgasszenarien geben einen zeitlichen Verlauf der Konzentration in der Atmosphäre wieder, welche in ppm (engl. parts per million, Teile pro Million) angegeben wird. Dieser Wert lässt sich wiederum in einen Klimaantrieb umrechnen, und erst mit diesen Antriebsdaten kann das GCM das Klima für kommende Dekaden simulieren. Dabei ist jedoch anzumerken, dass es nur für die anthropogenen Klimaantriebe Zukunftsabschätzungen gibt. Andere für den menschlichen Zeithorizont relevante Antriebe, wie beispielsweise die Strahlungsintensität der Sonne, werden mit einem langjährigen Mittel konstant gehalten, da es keine Prognosemodelle der künftigen Sonnenaktivität gibt. Auch der Einfluss von explosivem Vulkanismus, welcher erhebliche Veränderungen im Klimasystem verursachen kann, muss aus denselben Gründen der Unvorhersehbarkeit konstant auf null gehalten werden.

Die einzelnen Hauptrichtungen der Szenarien zeigen in erster Linie starke Unterschiede zwischen den wirtschaftlich orientierten und umweltorientierten Szenarien. Im Laufe der Zeit hat sich allerdings ein sogenanntes Leitszenario etabliert, welches von der Forschungsgemeinde als das realistischste angesehen wird – das A1B Szenario. In diesem Szenario geht man von einer globalisierten, wirtschaftlich orientierten Entwicklung aus, wobei sowohl fossile als auch regenerative Energieträger in einem ausbalancierten Mix Anwendung finden.

Im Projekt 3PCLIM wurde daher auch auf Simulationsergebnisse aus dem A1B Szenario zurückgegriffen. Mit Erscheinen des letzten IPCC Sachstandsberichtes (IPCC AR5 2013) sind neue Emissionsszenarien eingeführt worden, die sogenannten RCPs (Representative Concentration Pathways). Diese sollen sukzessive die alten Szenarien aus dem Jahr 2000 ersetzen. Zur Zeit der Entwicklung der Projektidee von 3PCLIM waren diese Szenarien noch nicht verfügbar, aus diesem Grunde wurde noch mit dem „alten“ A1B Szenario gerechnet, welches im Wesentlichen dem RCP 6.0 entspricht.

Wie weiter oben angemerkt, rechnen globale Klimamodelle mit einer Maschenweite des virtuellen Gitters, man spricht auch von (räumlicher oder horizontaler) Auflösung, von 100 bis 200 km. Vor allem für Gebirgsregionen wie den Alpenraum mit seiner komplizierten und kleinräumigen Topographie ist diese horizontale Auflösung nicht ausreichend, um alle relevanten Prozesse im Klimasystem zu simulieren. Allein schon die Repräsentation der Geländehöhen der Alpen mit maximalen Geländehöhen von lediglich knapp über 1000 m Seehöhe in den grobmaschigen GCMs verdeutlicht diesen Sachverhalt. Um dieses Problem in den Griff zu bekommen, behilft man sich mit statistischem oder dynamischem Herunterskalieren (engl. Downscaling). Beim statistischen Downscaling wird versucht, einen statistischen Zusammenhang zwischen gemessenen großskaligen Variablen (z.B. Bodenluftdruckfelder) und einer lokalen Variable (z.B. Lufttemperatur an einer Messstation) herzustellen. Diese Verbindung wird anschließend verwendet, um aus den großskaligen GCM-Daten lokale Variablen für eine Station abzuleiten.

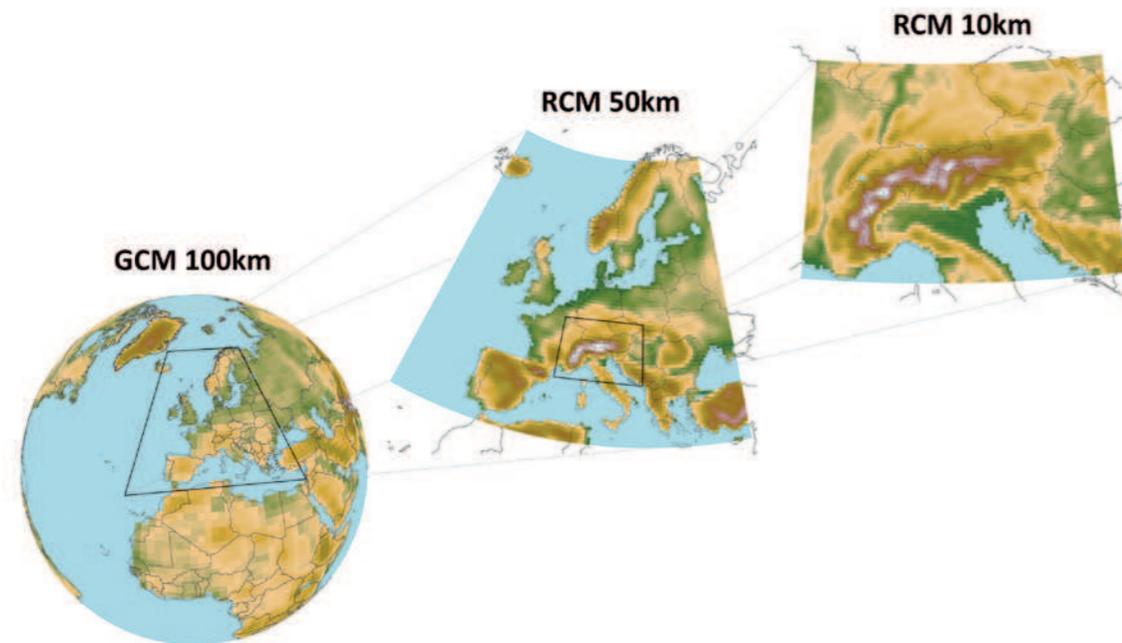


Abb. 6.2: Schematische Darstellung eines doppelten Nesting-Ansatzes.

Das Gegenstück zum statistischen Downscaling ist das sogenannte dynamische Downscaling mittels Regionaler Klimamodelle (engl. Regional Climate Models, RCMs). RCMs sind von ihrem Aufbau her ähnlich den GCMs, sie simulieren atmosphärische Prozesse in einem dreidimensionalen Gitter, sind gekoppelt mit der Landoberfläche und dem Ozean. Im Gegensatz zu GCMs rechnen RCMs aber nur auf einem bestimmten Gebiet der Erdoberfläche, z.B. dem Alpenraum, und mit einer wesentlich höheren räumlichen Auflösung von einigen Kilometern. An den Rändern des RCM Modellgebietes bekommt das RCM Daten über Windstärke und Windrichtung, Luftfeuchte und Temperatur aus einem grob aufgelösten GCM und simuliert anschließend auf einer höheren räumlichen Auflösung das Klima im Untersuchungsgebiet (Nesting genannt). In 3PCLIM werden Simulationsergebnisse des Regionalen Klimamodells COSMO-CLM (CCLM) verwendet. Der Name steht für „COSMO Climate Limited-area Model“. Es stammt ursprünglich vom Deutschen Wetterdienst und wird seit mehreren Jahren von einer internationalen Forschergruppe, darunter das Alfred-Wegener-Center in Graz oder die Zentralanstalt für Meteorologie

und Geodynamik in Wien, weiterentwickelt. In einer österreichischen Forschungsinitiative (reclip:century, Loibl u. a. 2011) wurden verschiedene Klimaszenarien aus GCMs für den Alpenraum mit einer relativ hohen räumlichen Auflösung mittels RCMs downgescaled. Man verfolgte dabei eine doppelte Nestingstrategie wie in Abbildung 6.2 dargestellt. D. h. das RCM wurde einmal in das GCM genestet, um für Europa das Klima auf 50 km Auflösung zu berechnen. Anschließend wurde diese Simulation verwendet, um nochmals den Alpenraum mit einer Gitterweite von ca. 10 km zu simulieren. Das ist notwendig, um einen zu großen Skalensprung zu vermeiden, welcher das RCM instabil werden lassen könnte. Angetrieben wird das CCLM mit dem GCM ECHAM5 des Max Planck Institutes für Meteorologie in Hamburg unter dem Emissionsszenario A1B. Die Simulationsspanne reicht von 1961 bis 2100, wobei das GCM bis zum Jahr 2000 mit beobachteten Klimaantrieben und ab 2001 nur mit anthropogenen Treibhausgasemissionen rechnet. Am Ende der Simulation erhält man für jeden Gitterpunkt Daten in stündlicher Auflösung von einer Vielzahl an Klimaelementen wie Temperatur,

Niederschlag und Wind, aber auch Informationen über Bodenfeuchte, Schneedecke, Abfluss usw. Klimasimulationen, selbst in hoher räumlicher Auflösung, sind zu einem hohen Maße mit Unsicherheiten verbunden. Klimamodelle, ganz gleich ob GCM oder RCM, sind nur abstrakte mathematische Modelle der Realität und können diese daher auch nicht vollkommen fehlerfrei abbilden. Vergleicht man Klimasimulationen für die Vergangenheit mit Beobachtungsdaten, so zeigen sich gewisse Abweichungen die, je nach Region, Klimaelement und zeitlicher Aggregation, sehr stark ausfallen können. Gerade für Gebirgsregionen sind Klimasimulationen noch mit großen Unsicherheiten behaftet (Haslinger u. a. 2013, Gobiet u. a. 2014). Das hat vielerlei Gründe; zum einen sind selbst Auflösungen von 10 km noch nicht ausreichend, um der kleinräumigen Topographie der Alpen Rechnung zu tragen, was aber entscheidend wäre vor allem für eine korrekte Wind- und Temperatursimulation in kleinen Alpentälern. Zum anderen werden durch die stark geglättete Topographie Niederschläge in Staulagen nicht ausreichend genau simuliert. Generell kann man sagen, dass gerade beim Niederschlag und seiner komplexen Genese mit den größten Unsicherheiten bei Klimasimulationen gerechnet werden muss. Aussagen die Temperatur betreffend sind um einiges robuster, da die Prozesse viel besser verstanden werden und auch besser von Klimamodellen wiedergegeben werden können.

Das Untersuchungsgebiet liegt größtenteils in gebirgigem Gebiet, wo also die Unsicherheiten von Klimaszenarien relativ groß sind. Die im Folgenden präsentierten Ergebnisse sollen daher als vorsichtige Annäherung, aber keinesfalls als unumstößliche Wahrheit angesehen werden. Dennoch geben sie eine grobe Idee, wie sich das Klima im Herzen der Alpen in den nächsten Jahrzehnten verändern könnte.

6.2 Die Untersuchungsregion im Modell

Die Abbildung 6.3 zeigt die Erdoberfläche im verwendeten Klimamodell. Wie bereits erwähnt, hat es eine räumliche Auflösung von 10x10 km, jeder Pixel steht also für einen relativ großen Bereich. Dies bedeutet, dass ganz Tirol und Belluno im Computer eher einer Landschaft aus Bauklötzen als einem Gebirge glei-

chen. Diese Bauklötzlandschaft ist das Ergebnis einer notwendigen Vereinfachung für die Modellierung, die auch zur Folge hat, dass die Ötztaler Alpen im Modell höher als die Ortler-Gruppe sind. Die Gipfel entsprechen also nicht jenen der Realität. Den Ortler mit seinen 3899 m oder die Wildspitze mit 3768 m sucht man im CCLM-Modell vergeblich: Die höchsten dieser „Bauklötze“ sind bis zu 2731 m hoch, die niedrigsten 443 m. Im Vergleich zu den Globalmodellen ist dies aber ein großer Fortschritt, gleichen doch dort die Alpen durch die notwendigen Vereinfachungen eher sanften Hügeln.

Auch mit den heutigen Modellen können keine exakten Aussagen darüber getroffen werden, wie der Witterungsverlauf beispielsweise in Brixen im Sommer des Jahres 2047 sein wird, oder um wie viele Millimeter es in zwanzig Jahren in einem der Bozner Stadtteile weniger regnet. Erst durch den Blick auf viele Jahre werden Trends und geänderte Abläufe sichtbar. So können Aussagen über größere Regionen und längere Zeitabschnitte getroffen werden, etwa für eine Veränderung in mehreren Jahrzehnten in Tirol oder in größeren Bereichen des Trentino. Des Weiteren gilt, dass manche Aussagen als sehr wahrscheinlich gelten und vermutlich eintreffen werden, andere jedoch mit einem großen Fragezeichen verbunden und Aussagen darüber sehr unsicher sind. Damit sind etwa Aussagen zu Änderungen der Häufigkeit von kleinräumigen Extremereignissen gemeint.

Die abgebildeten Karten zeigen immer die Veränderungen im Modellklima zwischen der „Klimagegenwart“ (1981 bis 2010) und der nahen Zukunft (2026 bis 2055) sowie dem Ende des 21. Jahrhunderts (2071 bis 2100). Es ist wichtig zu verstehen, dass das Modellklima wegen des einfacheren Geländes in den Klimasimulationen Abweichungen gegenüber den Klimakarten in Kapitel 3 aufweist. Deswegen sind direkte Vergleiche von kleinen Kartenausschnitten zwischen den Klimakarten in diesem Buch und dem modellierten Klima nicht sinnvoll. Wichtig bei Aussagen über die zu erwartenden Änderungen sind nicht nur die Werte an sich, sondern auch Abschätzungen über die Unsicherheiten. Wir verwenden dazu ein dreistufiges Schema, um die Belastbarkeiten der Aussagen zu klassifizieren: sehr wahrscheinlich, wahrscheinlich, unsicher. Im Folgenden werden in Anlehnung an Kapitel 2 mögliche zukünftige Trends und Veränderungen der Lufttemperatur und des Niederschlages, den wichtigs-

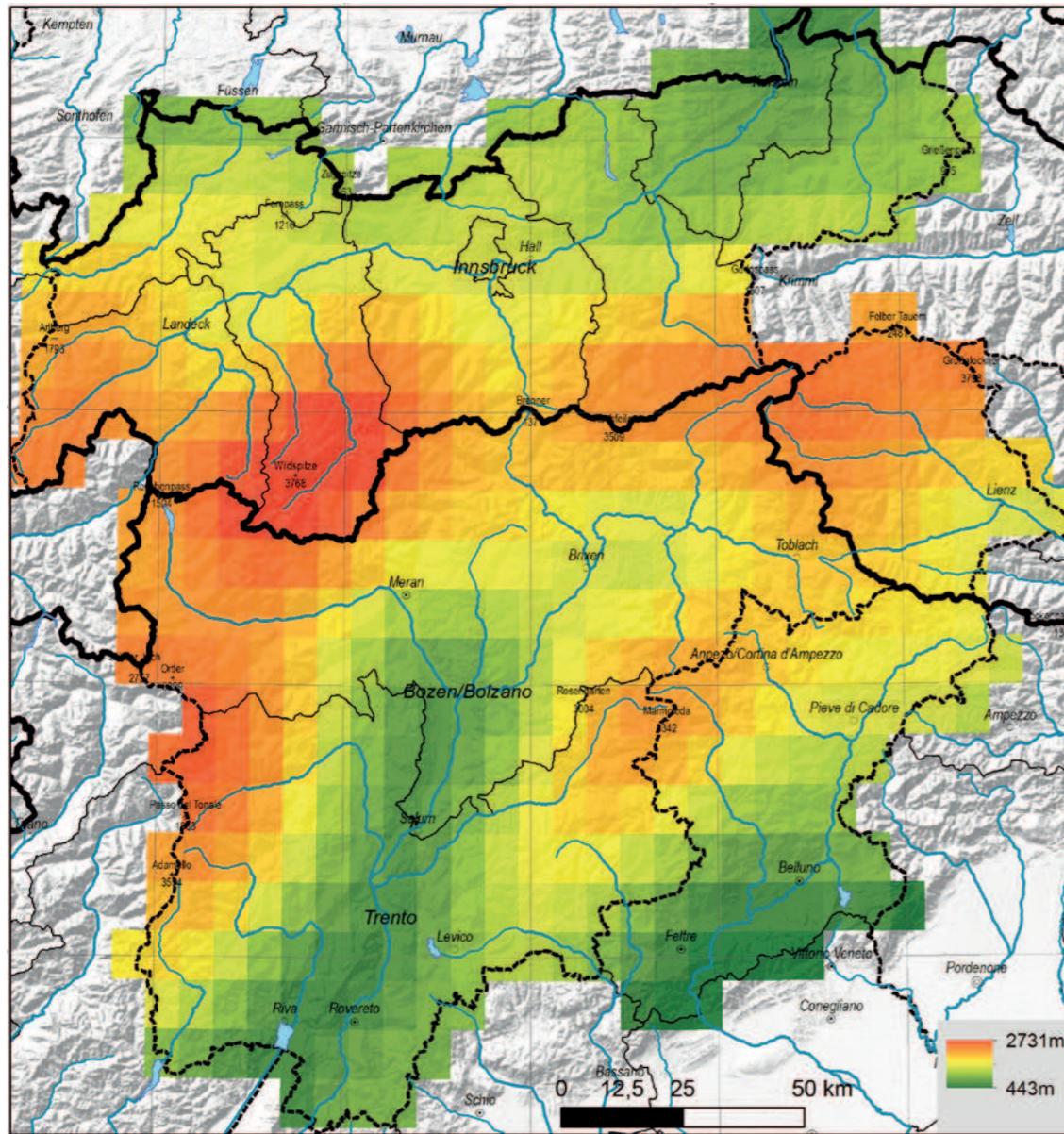


Abb. 6.3: Höhenstruktur der Erdoberfläche des zu Grunde liegenden Klimamodells im Untersuchungsgebiet

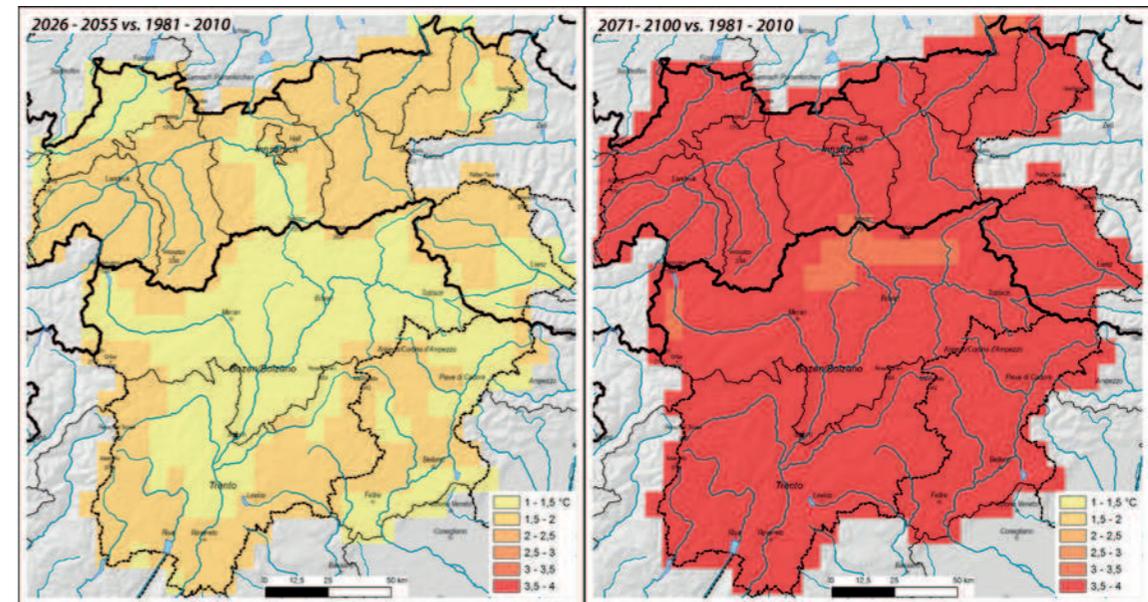


Abb. 6.4: Änderungen der mittleren täglichen Lufttemperatur im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

ten Größen für Mensch und Umwelt, gezeigt. Auf der Website zu diesem Buch, www.alpenklima.eu, finden Sie noch wesentlich mehr Karten, Graphiken und Informationsmaterial.

6.3 Temperatur

Abbildung 6.4 zeigt die Änderung der mittleren Jahrestemperatur in den einzelnen Gitterzellen des Modells bis Mitte beziehungsweise bis Ende des Jahrhunderts. Der globale Temperaturanstieg wirkt sich auch auf die gesamte Region aus, wobei die prognostizierten Temperaturänderungen über große Flächen sehr ähnlich sind. Dies bedeutet, dass die Temperaturen überall in der Untersuchungs-Region zuerst langsam vom heutigen Niveau bis zur Periode zwischen 2026 bis 2055 um etwa 1,5 °C und um etwa 3,8 °C bis zum Ende des Jahrhunderts steigen werden. Damit liegen die projizierten Temperaturänderungen in der Region in einem ähnlichen Rahmen wie die Änderungen, die für die globale Mitteltemperatur prognostiziert werden. Laut IPCC (AR5 2013) ist global mit einem Temperaturanstieg von 1 bis 2 °C bis Mitte des Jahr-

hunderts und 1,5 bis 4 °C bis Ende des Jahrhunderts zu rechnen, je nach Emissionsszenario. Die Änderungen in der Region liegen somit im oberen Bereich der Bandbreite. Dies lässt sich durch die größeren Temperaturänderungen der Landoberflächen im Gegensatz zu Ozeanoberflächen, welche bei der Berechnung der globalen Mitteltemperatur mit einfließen, erklären. Im Österreichischen Sachstandsbericht zum Klimawandel 2014 (APCC 2014) wird eine Temperaturänderung von 1,7 °C bis Mitte des Jahrhunderts (2021-2050) postuliert, jedoch relativ zur Referenzperiode von 1961-1990. Demzufolge sind die Projektionen für die Region plausibel und im Rahmen der in anderen Arbeiten erhobenen Änderungsraten. Die simulierten Temperaturtrends sind im Wesentlichen ähnlich dem, was man aus Analysen der Beobachtungsdaten kennt (vgl. Böhm 2012). In Kapitel 2 des vorliegenden Buches wurden Temperaturtrends von ca. 0,3 bis 0,5 °C pro Dekade in der Untersuchungsregion in der Periode 1961 bis 2000 ausgewiesen. Dies entspricht in etwa der maximalen Erwärmung, welche für Ende des Jahrhunderts von Klimamodellen simuliert wird. Dazu muss angemerkt werden, dass die Zeitspanne der 80er und 90er jene Phase mit den größten Erwärmungsraten gewesen ist. Diese starken

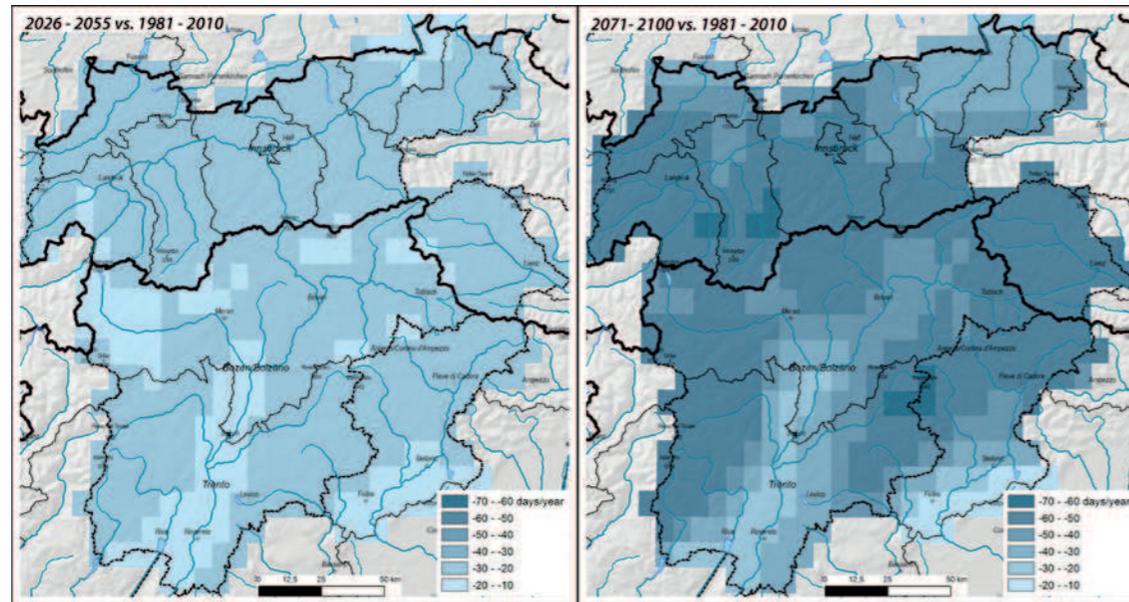


Abb. 6.5: Änderungen der mittleren Zahl der Eistage (tägliche Maximumtemperatur ≤ 0 °C) im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

Temperaturtrends sind nach dem Jahr 2000 wieder etwas zurückgegangen. Durch die Nicht-Linearitäten und durch interne Variabilität im Klimasystem, also Veränderungen die auf natürliche Prozesse ohne menschlichen Einfluss zurückzuführen sind, kommt es zu Phasen stärkerer Erwärmung, welche sich mit Perioden geringerer Temperaturzunahme abwechseln. Der generelle Trend nach oben bleibt jedoch durch die steigenden Treibhausgaskonzentrationen bestehen. Steigende Temperaturen sind die Grundlage für alle Änderungen im Klimasystem und haben weitreichende Folgen, etwa durch die Verschiebung der mittleren Schneefallgrenze nach oben (Böhm 2008, Gobiet u. a. 2013) oder eine Verlängerung der Vegetationsperiode (Menzel u. a. 2006). Letzteres bedeutet theoretisch eine in den nächsten Jahrzehnten langsam höher wandernde Waldgrenze, eine Verdichtung der Baumbestände und frühere Blühtermine. Die Waldgrenze ist aber in den Alpen sehr stark durch den Menschen und viel weniger durch das Klima beeinflusst (Grace u. a. 2002), so dass Klimaänderungen alleine für diese Änderungen nicht ausreichen. Für Tiere bedeuten diese Habitatsänderungen nicht notwendigerweise eine Verschlechterung. Es könnten sich die Lebensbedingungen auch durch längere Brutzeiten oder weniger Hungertote im Winter verbessern (Dunn

und Winkler 2010). Auf der anderen Seite könnten Interaktionen, etwa Pflanzen-Bestäuber-Beziehungen, auf verschiedene Weise durch den Klimawandel beeinflusst werden (Hegland u. a. 2009). Die Lufttemperatur gilt als die „Leitvariable“ in der Erfassung von Klimaänderungen. Die Aussagen betreffend zukünftige Entwicklungen der Temperatur können als sehr wahrscheinlich angesehen werden, da die physikalischen Prozesse hinter Temperaturänderungen im globalen Klimasystem relativ gut verstanden werden. Man geht des Weiteren davon aus, dass Klimamodelle die Reaktion des Klimasystems auf geänderte Treibhausgasbedingungen für Zeitskalen größer als die Periodizitäten der internen Klimavariabilität (> 30 Jahre) richtig simulieren können. Abbildung 6.5 zeigt die Änderung der mittleren Zahl an Eistagen pro Jahr. Dies sind jene Tage, an denen die Temperatur den Gefrierpunkt nicht überschreitet. Durch die allgemeinen Temperaturänderungen in den kommenden Jahrzehnten sinkt die Zahl der Eistage sehr wahrscheinlich in allen Regionen: Bis zur Periode 2026 bis 2055 um etwa 20 bis 30 Tage, bis zur Periode 2071 bis 2100 wird eine Abnahme um bis zu 40 bis 60 Tage erwartet. Anders als bei der Lufttemperatur selbst zeigt sich bei der Änderung der Eistage in erster Linie gegen Ende des Jahrhun-

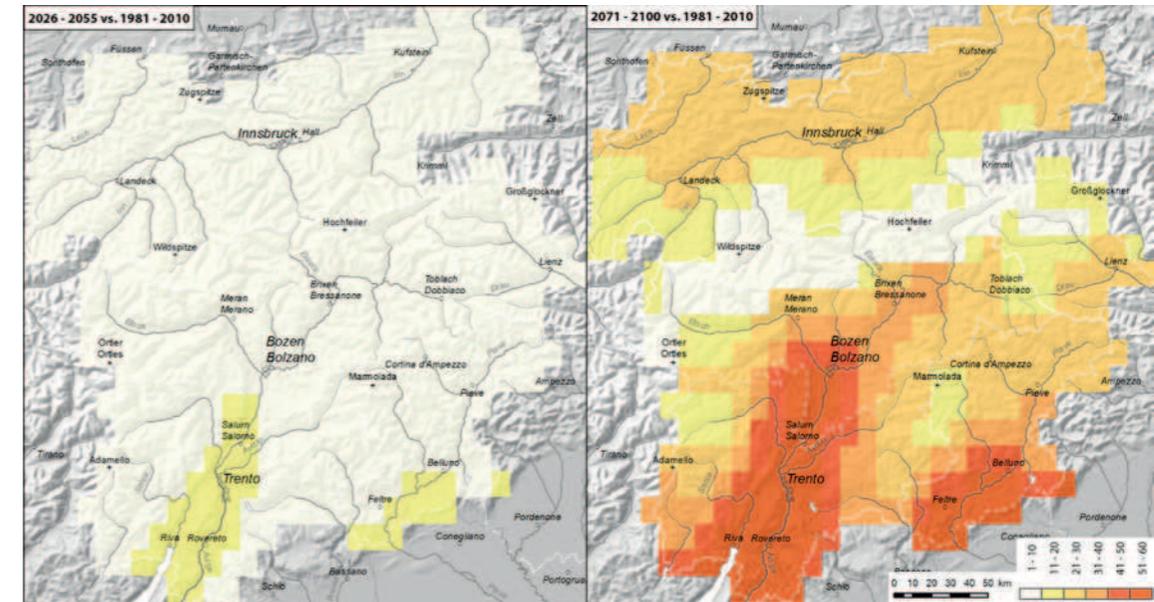


Abb. 6.6: Änderungen der mittleren Zahl der Sommertage (tägliche Maximumtemperatur ≥ 25 °C) im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

derts ein räumliches Muster, nämlich eine geringere Abnahme in tieferen Lagen des Modells. Andererseits werden die alpinen Regionen von diesen Änderungen stärker betroffen sein. Das liegt daran, dass in Tallagen grundsätzlich weniger Eistage verzeichnet werden, was die Änderung automatisch kleiner ausfallen lässt. In den südlichen Tallagen ist wohl der Fall, dass die wenigen Eistage, die derzeit noch verzeichnet werden, in Zukunft nicht oder zumindest kaum mehr vorkommen und die Änderungen deshalb klein sind. In Hochlagen, wo eine größere Zahl an Eistagen vorhanden ist, sind automatisch größere Änderungen möglich. Die Änderungen sind konform mit den Projektionen des IPCC. Im AR5 (2013) wird eine Abnahme von 50 bis 60 Tagen für Zentraleuropa bis Ende des Jahrhunderts angenommen. Die Änderungen, wie sie in den Modellen simuliert werden, können mittlerweile auch durch Analysen von Messdaten belegt werden. Nemeč u. a. (2013) konnten anhand von homogenisierten Zeitreihen der täglichen Minimumtemperaturen in Österreich zeigen, dass die Anzahl der „kalten Nächte“ (Temperaturminima unter dem 10 % Perzentil) in der Periode 1961 bis 2000 teilweise signifikant abgenommen hat. Auch für die hier untersuchte Region konnte in Kapitel 2 eine deutliche Abnahme

der Eistage an den Stationen mit langen Zeitreihen gezeigt werden. Weniger Fröste bewirken unter anderem ein Auftauen des Permafrosts im Hochgebirge, also des ständig gefrorenen Bodens. Durch die Erwärmung kann es zu einer Zunahme von Steinschlag- und Felssturzprozessen kommen (Gruber u. a. 2004), sowie zu einer Zunahme von Murgängen und Rutschungen, da der ständig gefrorene Boden vermehrt auftaut, was alpine Infrastruktur wie Seilbahnstützen, Lawinenschutzzäune oder Straßen beeinträchtigen kann. Die Fixierung des Sonnblickgipfels direkt unterhalb des Hochgebirgsobservatoriums in Salzburg in den Jahren 2003 bis 2004 mit Betonklammern und Felsankern ist ein Beispiel für eine Maßnahme, die in Zukunft möglicherweise häufiger notwendig werden wird. In ähnlicher Weise wie die Eistage zurückgehen, werden die Sommertage, also jene Tage, an denen das Thermometer die 25 °C-Marke erreicht oder überschreitet, in Zukunft zunehmen (Abb. 6.6). Bis zur Periode 2026 bis 2055 fällt der Anstieg nur gering aus (0 bis +10 Tage), ein Anstieg von bis zu 20 Tagen ist in den südlichen Beckenlagen erkennbar. Gegen Ende des Jahrhunderts steigt die Anzahl an Sommertagen deutlich an, am stärksten wieder in den südlichen Alpenvorland-Gebieten, dem Etschtal und den südli-

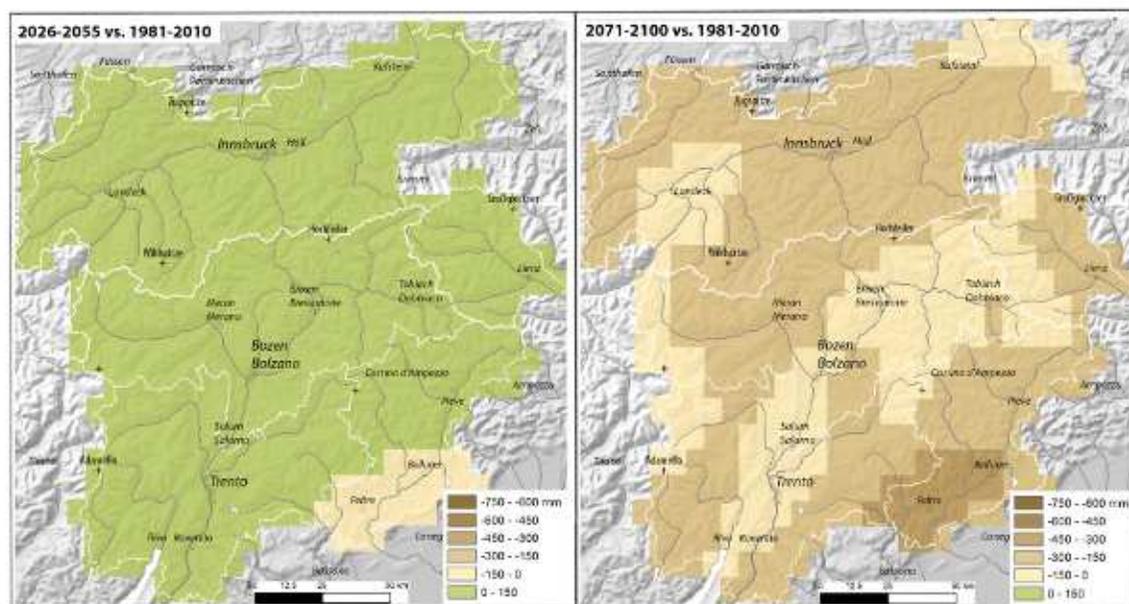


Abb. 6.7: Änderungen der mittleren jährlichen Niederschlagssummen im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

chen Regionen des Belluno. Hier beträgt die Zunahme 50 bis 60 Tage. Durch das generell höhere Temperaturniveau in diesen Gebieten wird dadurch auch der Schwellenwert von 25 °C deutlich öfter überschritten werden als in Tallagen Nordtirols. Keine Änderung ist am Alpenhauptkamm zu erkennen, da selbst im stark geglätteten Modellgelände der Alpenhauptkamm noch so hoch liegt, dass Ende des Jahrhunderts noch keine Sommertage in diesen Höhenlagen vorkommen. Die projizierten Änderungen sind auch schon in den Beobachtungsdaten feststellbar. In Kapitel 2 wurde eine deutliche Zunahme der Sommertage bei allen Leitstationen des Untersuchungsgebietes festgestellt. Unabhängig davon konnten Nemeč u. a. (2013) auch anhand von homogenisierten Tagesdaten der Maximumtemperatur für Österreich eine deutliche Zunahme der Sommertage für den Zeitraum von 1961 bis 2000 nachweisen. Ähnlich wie für die Lufttemperatur selbst gelten die Aussagen über Änderungen in der Anzahl der Sommertage als sehr wahrscheinlich. Eine Zunahme der Sommertage wird wahrscheinlich auch mit einer gesteigerten Hitzebelastung einhergehen (Zuvela-Aloise 2013), was sich in der Region auf südlich des

Alpenhauptkamms gelegenen Tallagen und Ballungsräume am stärksten zeigen wird. Mittlere Höhenlagen und die dort angesiedelte touristische Infrastruktur könnten andererseits durch die milderen Bedingungen im Sommer profitieren.

6.4 Niederschlag

Modellierungen, wie sich der Niederschlag in den nächsten Dekaden verändern könnte, weisen einen großen Unsicherheitsfaktor auf: Unter anderem wirken sich die noch immer relativ grobe Modellauflösung in Kombination mit dem alpine Gelände stark aus. Die modellierten Klimaprojektionen deuten zwar Trends an, generell sind sämtliche hier gezogenen Schlüsse zur Niederschlagsentwicklung aber der Kategorie „unsicher“ zuzuordnen. Wie in Abbildung 6.7 ersichtlich, dürfte die mittlere jährliche Niederschlagssumme laut Modell im Laufe dieses Jahrhunderts abnehmen. Zuerst eher schwach bis zur Periode 2026 bis 2055, dann ausgeprägter bis zur Periode 2071 bis 2100. Bis zum Ende des gegenwärtigen

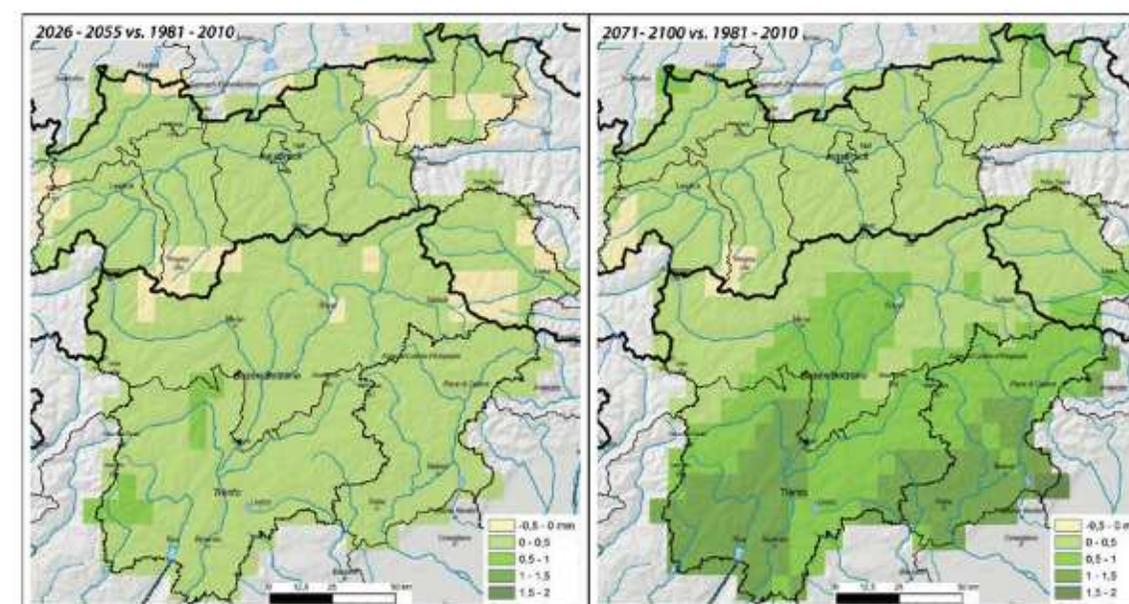


Abb. 6.8: Änderungen der mittleren Niederschlagsintensität im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

Jahrhunderts soll es jährlich zwischen 160 bis 180 mm weniger regnen, wobei die Abnahmen im Norden und am Alpenhauptkamm etwas stärker ausfallen. Die Winterniederschläge werden möglicherweise leicht zunehmen aufgrund häufigerer West-Wetterlagen, die Sommer im Gegenzug trockener ausfallen bedingt durch mehr Hochdruckwetterlagen (Haslinger u. a. 2015). Das Plus an Winterniederschlag reicht nur in manchen Gebieten der Zentralalpen und Nordtirols in der nahen Zukunft aus, um den abnehmenden Sommerniederschlag zu kompensieren. Gegen Ende des Jahrhunderts nimmt der Winterniederschlag nur mehr unwesentlich zu und kann daher den Trend zu abnehmenden Sommerniederschlägen nicht mehr kompensieren. Daher ist in der zweiten Periode eine generelle Abnahme zu beobachten. Die Ergebnisse für die Region sind konform mit anderen Arbeiten zur zukünftigen Niederschlagsentwicklung im Alpenraum. Rajczak u. a. (2013) konnten beispielsweise auch eine Zunahme der Winterniederschläge bei gleichzeitig deutlicher Abnahme der sommerlichen Regenmengen für Mitteleuropa zeigen, wobei diese Abnahme gegen Süden hin stärker ausfällt. Vergleichbare Ergebnisse finden sich auch in

Smiattek u. a. (2009) oder Kotlarski u. a. (2015). Die Zukunftsszenarien zeigen in groben Zügen das, was man aus Analysen von Beobachtungsdaten kennt, allerdings mit gewissen Unterschieden. Bei der Untersuchung langjähriger Niederschlagstrends der letzten 200 Jahre im Alpenraum konnten etwa Haslinger u. a. (2012) oder auch Brunetti u. a. (2006) eine Zunahme der Winterniederschläge nördlich der Alpen zeigen, wohingegen südlich der Alpen keine nennenswerten Änderungen zu beobachten sind. Diese Zunahme ist in erste Linie durch einen Trend zu mehr West-Wetterlagen zu erklären. Im Sommer ist ein über den gesamten Alpenraum leicht abnehmender, jedoch nicht signifikanter Niederschlagstrend feststellbar. Im Gegensatz dazu zeigen die Beobachtungsdaten vor allem südlich der Alpen im Herbst einen klaren, signifikanten Trend zu geringeren Niederschlagsmengen, bedingt durch häufigere Hochdruckwetterlagen, der in den Modellsimulationen nicht so deutlich erkennbar ist. Bei den Analysen von Klimastationen in der Region (vgl. Kapitel 2) konnte in den Jahren 1961-2010 in Kufstein ein signifikanter Trend zu höheren Jahresniederschlagssummen festgestellt werden, im

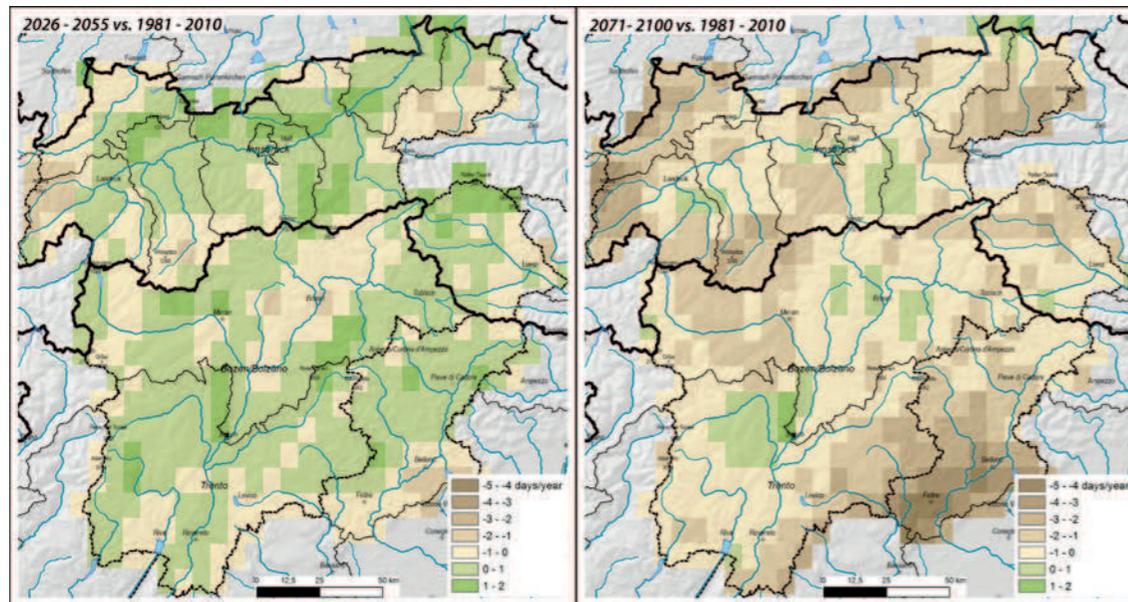


Abb. 6.9: Änderungen der durchschnittlichen Zahl der Tage mit Niederschlägen von > 20 mm im Modell in den Perioden 2026 bis 2055 sowie 2071 bis 2100 im Vergleich zur Periode 1981 bis 2010.

Südosten des Untersuchungsgebietes hingegen eine Tendenz zu niedrigeren Jahresniederschlägen. An den anderen untersuchten Stationen sind bei großer Jahr-zu-Jahr-Variabilität keine Trends in der Jahresniederschlagssumme erkennbar.

Veränderte Niederschlagsmengen in Kombination mit jahreszeitlichen Verschiebungen verändern zwangsläufig den Wasserhaushalt in der Region.

Die projizierten jahreszeitlichen Änderungen wirken sich wahrscheinlich nicht auf die jährliche Gesamt-abflussmenge in den Fließgewässern aus. Im Sommer ist jedoch in den nicht-vergletscherten Gebieten mit einer Abnahme der Abflussmengen zu rechnen, wohingegen im Winter aufgrund der steigenden Niederschläge und des höheren Regenanteils durch höhere Temperaturen mehr Abfluss zu erwarten ist (Blaschke u. a. 2011).

Solche Aussagen über zukünftige Niederschlagsänderungen sind – wie bereits erwähnt – mit ungleich höheren Unsicherheiten verbunden als Aussagen über die Temperaturentwicklung. Des Weiteren sei noch angemerkt, dass die laut Modell zu erwartenden Änderungen im Niederschlag wesentlich geringer ausfallen als die Variabilität von Jahr zu Jahr (vgl. Schöner u. a. 2011).

Unter der mittleren Niederschlagsintensität versteht man die durchschnittliche Regenmenge an einem Tag. Sie ergibt sich aus der Jahresniederschlagssumme geteilt durch die Anzahl der Tage mit Niederschlag pro Jahr. In Abbildung 6.8 ist die Änderung dieser mittleren Niederschlagsintensität für Mitte beziehungsweise für Ende des Jahrhunderts abgebildet. In der ersten Periode sind kaum Änderungen festzustellen, lediglich eine äußerst geringe Zunahme von 0,5 bis 1 mm in einigen Gebieten Südtirols. Gegen Ende des Jahrhunderts sind deutlichere Änderungen zu erkennen, sie beschränken sich aber wiederum nur auf die südlichen Bereiche der Untersuchungsregion. Hier sind Steigerungen in der Niederschlagsintensität bis zu 2 mm zu erkennen.

Die Änderungen sind wieder ähnlich jenen aus vergleichbaren Studien. In Rajczak u. a. (2013) zeigt sich ebenfalls eine leichte Zunahme der mittleren Intensität der täglichen Niederschläge im Mitteleuropa. Die Zunahme stammt jedoch nicht, wie vielleicht zu erwarten wäre, von Sommerniederschlägen, sondern passiert in den Herbst- und Wintermonaten. In diesen beiden Jahreszeiten ist bei einer gleichbleibenden Anzahl an Niederschlagstagen mit einem Anstieg der Niederschlagssumme und folglich auch mit einem

Anstieg der Intensität zu rechnen (siehe Gobiet u. a. 2013). Anders verhält es sich im Sommer, hier nehmen sowohl die Niederschlagstage als auch die Niederschlagssummen ab, was zu einer gleichbleibenden Niederschlagsintensität führt.

Analysen aus Beobachtungsdaten weisen allerdings auf einen entgegengesetzten Trend hin. So konnten Auer u. a. (2010) zeigen, dass die Niederschlagsintensität im Zentralalpinen Raum einem deutlich negativen Trend in den letzten 100 Jahren unterliegt. Diese Diskrepanzen in Kombination mit den generellen Unsicherheiten in der Niederschlagsmodellierung lassen Aussagen über die zukünftige Entwicklung der Niederschlagsintensität kaum zu. Die Aussagen darüber müssen daher als unsicher eingestuft werden. Einzelne, sehr stark ausgeprägte Gewitterzellen mit ihren Folgen können mit den heutigen Klimamodellen noch nicht simuliert werden, demzufolge sind Aussagen über die Zu- oder Abnahme von allen davon abhängigen Ereignissen wie etwa extremem Starkregen ebenso nicht zulässig. Zu kleinräumig sind diese Ereignisse, um sie sinnvoll mit den jetzigen Modellen abbilden zu können. Mit entsprechend großer Unsicherheit können aber Aussagen über großflächigere Ereignisse getroffen werden, etwa über die Zahl der Tage mit flächigen Niederschlägen von mehr als 10 bzw. 20 mm. Exemplarisch wurden letztere im Modell untersucht. Im Modell zeigen die Änderungen dieses Indexwertes ein sehr heterogenes Bild, wie Abbildung 6.9 verdeutlicht. Bis Mitte des Jahrhunderts überwiegen die Gebiete in denen die Tage mit Niederschlagsmengen größer als 20 mm um ca. 1 bis 2 Tage zunehmen, wohingegen gegen Ende des Jahrhunderts die Tage eher abnehmen, vor allem in den nordwestlichen und südöstlichen Randgebieten der Region um etwa 2 bis 4 Tage.

Aufgrund der verschiedenen Klimaindizes, die in der Klimaforschung betrachtet werden, ist ein direkter Vergleich der hier präsentierten Änderungen mit anderen Studien nicht ganz einfach, soll aber dennoch versucht werden.

Smiatek u. a. (2009) untersuchten die Veränderung des 90 % Perzentils von Tagesniederschlägen für das Ende des Jahrhunderts unter anderem im Zentralalpenraum. Die Modellergebnisse wiesen eine Zunahme im Winter (15-20 %) und eine Abnahme (-10 %) im Sommer aus, was in Summe eine leichte Erhöhung bedeuten würde. In einer europaweiten Studie von

Nikulin u. a. (2011) zeigte sich eine Steigerung der extremen Tagesniederschlagssummen bis 2100 vor allem wiederum im Winter, aber auch eine leichte Erhöhung im Sommer. Diese Arbeit machte aber auch sehr deutlich, dass einzelne Modelle durchaus sehr unterschiedliche Ergebnisse liefern können. So weisen die räumlichen Muster der Änderungen in allen Modellen andere Charakteristika auf. In einer weiteren Studie von Dankers und Hiederer (2008) zeigt sich eine Steigerung der 5-Tages Niederschlagssummen im Winter bei einer gleichzeitigen Abnahme im Sommer. Wie schon bei der Erfassung der Niederschlagsintensität ist auch bei der Untersuchung von größeren Niederschlagsereignissen von hohen Unsicherheiten in den Modellsimulationen auszugehen. In einer Arbeit von Beniston u. a. (2007) ist die Diskrepanz in einzelnen Modellsimulationen deutlich zu sehen: Die Änderungen von maximalen Tagesniederschlägen im Sommer für die letzten 30 Jahre des 21. Jahrhunderts wiesen eine Spanne zwischen -26 % und +22 % auf. Zwar ist es meteorologisch naheliegend, dass durch den höheren Feuchtegehalt in der Atmosphäre, bedingt durch höhere Temperaturen, eine gesteigerte Neigung zu stärkeren konvektiven Ereignissen zu erwarten ist. Einige Studien belegen aus Beobachtungsdaten, dass dieser Zusammenhang existiert (Lenderink und Meijgaard 2010, Mohr und Kunz 2013). Allerdings ist auch anzunehmen, dass durch stärker steigende Temperaturen in der oberen Troposphäre als in Bodennähe die Schichtung in der Atmosphäre stabiler wird (APCC 2013) und dem Effekt der gesteigerten Feuchtigkeit entgegenwirkt. Andere Untersuchungen legen jedoch auch nahe, dass der Temperatur-Starkniederschlag-Zusammenhang nur für bestimmte Regionen Gültigkeit besitzt (Shaw u. a. 2011) und die Ausprägung extremer Tagesniederschläge von einer Vielzahl anderer Größen (Orographie, Feuchteadvektion, Größe und Bewegung des Systems,...) abhängig ist (vgl. Haerter und Berg 2009), welche nicht notwendigerweise mit der Temperatur gekoppelt sind.

All diese Tatsachen machen eine zukünftige Abschätzung extremer Niederschläge ungemein schwierig, weshalb die Aussagen dazu als unsicher eingestuft werden müssen.

Referenzen Kapitel 6

APCC (2014): Österreichischer Sachstandsbericht Klimawandel 2014 (AAR14). Austrian Panel on Climate Change (APCC), Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, Österreich, 1096 Seiten. **Auer I.**, Pretenthaler F., Böhm R., Proske H. (2010): Zwei Alpentäler im Klimawandel, in: Alpine Space – Man and Environment. Innsbruck University Press, 199 Seiten. **Beniston M.**, Stephenson D.B., Christensen O.B., Ferro C.A.T., Frei C., Goyette S., Halsnaes K., Holt T., Jylhä K., Koffi B., Palutikof J., Schöll R., Semmler T., Woth K. (2007): Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81, 71–95. **Blaschke A.P.**, Merz R., Parajka J., Salinas J., Blöschl G. (2011): Auswirkungen des Klimawandels auf das Wasserdargebot von Grund- und Oberflächenwasser. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 63, 31-41. **Böhm R.** (2008): Schnee im Klimawandel – Snow and Climate Change. In: Katalog zur Ausstellung „Vom Schnee“ im Winter 2008/09 im Museum Kitzbühel. 60-87. **Böhm R.** (2012): Changes of regional climate variability in central Europe during the past 250 years. *The European Physical Journal Plus* 127/5, 54. **Brunetti M.**, Maugeri M., Nanni T., Auer I., Böhm R., Schöner W. (2006): Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period. *Journal of Geophysical Research*, 111, D11107. **Dankers R.**, Hiederer R. (2008): Extreme temperatures and precipitation in Europe: analysis of a high-resolution climate change scenario (JRC Scientific and Technical Reports No. EUR 23291 EN / No. 52). **Dunn P.O.**, Winkler, (2010): Effects of climate change on timing of breeding and reproductive success in birds, in: Möller, A.P., Fiedler, W., Berthold, P. (Eds.), *Effects of Climate Change on Birds*. Oxford University Press, Oxford; New York, 113–128. **Formayer H.**, Hofstätter M., Haas P., (2009): Untersuchung der Schneesicherheit und der potenziellen Beschneigungszeiten in Schladming und Ramsau (Endbericht zum Projekt STRATEGE No. BOKU-Met Report 11). Inst. für Meteorologie, Universität für Bodenkultur, Wien. **Gobiet A.**, Kotlarski S., Beniston M., Heinrich G., Rajczak J., Stoffel M. (2013): 21st century climate change in the European Alps-A review. *Science of the Total Environment*, 493, 1138-1151. **Grace J.**, Berninger F., Nagy L., (2002): Impacts of climate change on the tree line. *Ann Bot* 90, 537–544. **Gruber S.**, Hoelzle M., Haerberli W. (2004): Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31. **Haerter J.O.**, Berg P. (2009): Unexpected rise in extreme precipitation caused by a shift in rain type? *Nature Geoscience*, 2, 372 – 373. **Haslinger K.**, Anders I., Hofstätter M. (2013): Regional Climate Modelling over complex terrain -- an evaluation study of COSMO-CLM hindcast model runs for the Greater Alpine Region. *Climate Dynamics*, 40, 511-529. **Haslinger K.**, Chimani B., Böhm R. (2012): 200 years of liquid and solid precipitation in major river systems originating in the Greater Alpine Region. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 14, EGU2012-1798. **Haslinger K.**, Schöner W., Anders I. (2015): Future drought probabilities in the Greater Alpine Region based on COSMO-CLM experiments – spatial patterns and driving forces. *Meteorologische Zeitschrift*, akzeptiert. **Hegland S.J.**, Nielsen A., Lázaro A., Bjercknes A.-L., Totland Ø., (2009): How does climate warming affect plant-pollinator interactions? *Ecology Letters* 12, 184–195. **IPCC** (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Hrsg.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 Seiten. **Kotlarski S.**, Lüthi D., Schär C. (2015): The elevation dependency of 21st century European climate change: an RCM ensemble perspective. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.4254. **Lenderink G.**, Meijgaard E. v. (2010): Linking increases in hourly precipitation extremes to atmospheric temperature and moisture changes. *Environmental Research Letters*, 5, 025208. **Loibl W.**, Formayer H., Schöner W., Truhetz H., Anders I., Gobiet A., Heinrich G., Köstl M., Nadeem I., Peters-Anders J., Schicker I., Züger H. (2011): reclip:century 1 – Research for Climate Protection: Century Climate Simulations – Final Report Part A: Models, Data and GHG-Scenarios, Simulations. AIT Austrian Institute of Technology, Vienna, Austria, 22 Seiten. **Menzel, A.**, Sparks, T.H., Estrella, N., Koch, E., Aasa, A., Ahas, R., Alm-Kübler, K., Bissolli, P., Braslavská, O., Briede, A., Chmielewski, F.M., Crepinsek, Z., Curnel, Y., Dahl, A., Defila, C., Donnelly, A., Filella, Y., Jatczak, K., Mäge, F., Mestre, A., Nordli, Øyvind, Peñuelas, J., Pirinen, P., Remišová, V., Scheifinger, H., Striz, M., Susnik, A., Van Vliet, A.J.H., Wielgolaski, F.-E., Zach, S., Züst, A., (2006): European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology* 12, 1969–1976. **Mohr S.**, Kunz M. (2013): Recent trends and variabilities of convective parameters relevant for hail events in Germany and Europe. *Atmospheric Research*, 6th European Conference on Severe Storms 2011. Palma de Mallorca, Spain 123, 211–228. **Nakicenovic N.**, Alcamo J., Davis G., De Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grübler A., Jung T.Y., Kram T., La Rovere E.L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shulka P., Smith S., Swart R., Van Rooijen S., Victor N., Dadi Z. (2000): *IPCC Special Report on Emissions Scenarios*. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 599 Seiten. Nemeč J., Gruber C., Chimani B., Auer I. (2013): Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset. *International Journal of Climatology*, 33/6, 1538–1550. **Nikulin G.**, Kjellström E., Hansson U., Strandberg G., Ullerstig A. (2011): Evaluation and future projections of temperature, precipitation and wind extremes over Europe in an ensemble of regional climate simulations: Temperature, Precipitation and Wind extremes over Europe. *Tellus A* 63, 41–55. **Rajczak J.**, Pall P., Schär C. (2013): Projections of extreme precipitation events in regional climate simulations for Europe and the Alpine Region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 3610-3626. **Schöner W.**, Böhm R., Haslinger K., Blöschl G., Kroiß H., Merz R., Blaschke A.P., Viglione A., Parajka J., Salinas J.L., Drabek U., Laaha G., Kreuzinger N. (2011): Anpassungsstrategien an den Klimawandel für Österreichs Wasserwirtschaft. Wien: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, 517 Seiten. **Shaw S.B.**, Royem A.A., Riha S.J. (2011): The Relationship between Extreme Hourly Precipitation and Surface Temperature in Different Hydroclimatic Regions of the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 12, 319–325. **Smiattek, G.**, Kunstmann H., Knoche R., Marx A. (2009): Precipitation and temperature statistics in high-resolution regional climate models: Evaluation for the European Alps, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114, D19107. **Zuvela-Aloise, M.** (2013): FOCUS-I Future Of Climatic Urban heat stress Impacts. ACRP Projektendbericht, Wien, 29 Seiten.

KLIMA – ein Wort, ein Forschungsfeld. Das aktuelle Klima im Alpenraum und seine mögliche Entwicklung sind in einem weiten sozio-ökonomischen Spektrum von Interesse, wie z.B. für Tourismus, Land- und Forstwirtschaft, Verkehr, Katastrophen- und Zivilschutz.

Die Wetterdienste nördlich und südlich des Brenners sowie in den Dolomiten haben sich im Rahmen des Interreg IV Projektes „3PCLIM“ zusammengeschlossen, um im Großraum Tirol – Südtirol – Belluno (Venetien) ein neues umfassendes Klima-Standardwerk zu schaffen. Das vorliegende Buch liefert Informationen

über die jüngere Klimavergangenheit und zeigt anhand von Grafiken und Karten das aktuelle Klima auf. Die Auswirkung auf Gletscher und eine Konvektionsklimatografie mittels Radar- und Blitzortungsdaten ergänzen den Überblick. Registrierte Trends der letzten Jahrzehnte sowie ein Ausblick auf die Klimazukunft geben zu bereits beobachteten sowie möglichen weiteren Veränderungen Auskunft.

Die dem Buch beiliegende DVD enthält den vollständigen Ergebnisdatensatz und die zugehörigen Abbildungen, wie sie auch auf der Webseite www.alpenklima.eu zu finden sind.

