

# **Band 1 Kapitel 3: Vergangene Klimaänderung in Österreich**

## **Volume 1 Chapter 3: Past Climate Change in Austria**

### **Koordinierende LeitautorInnen**

Ingeborg Auer, Ulrich Foelsche

### **LeitautorInnen**

Reinhard Böhm†, Barbara Chimani, Leopold Haimberger, Hanns Kerschner, Karin A. Koinig, Kurt Nicolussi, Christoph Spötl

### **Beiträge von**

Gerhard Diendorfer, Reinhold Godina, Michael Hofstätter, Anita Jurkovic, August Kaiser, Gottfried Kirchengast, Elisabeth Koch, Andrea Ladinig, Christoph Matulla, Marc Olefs, Roland Potzmann, Wolfgang Schöner, Stana Simic, Wolfgang Spangl, Viktor Weilguni

### **Für den Begutachtungsprozess**

Sabine McCallum

### **Inhalt**

<b>ZUSAMMENFASSUNG</b>	<b>228</b>
<b>SUMMARY</b>	<b>229</b>
<b>KERNAUSSAGEN</b>	<b>229</b>
<b>3.1 Methoden</b>	<b>233</b>
3.1.1 Methoden der Paläoklimatologie	233
3.1.2 Instrumentelle Messungen und deren Verwertung in der Klimaforschung	237
3.1.3 Datenbearbeitung und -analyse	243
<b>3.2 Resultate</b>	<b>249</b>
3.2.1 Klima im Pleistozän	249
3.2.2 Klima im Spätglazial	254
3.2.3 Klima im Holozän	257
3.2.4 Klima der letzten zwei Jahrtausende	261
3.2.5 Instrumentelle Periode – Trends der letzten 130 bis 250 Jahre	265
3.2.6 Instrumentelle Periode – Extremereignisse	273
3.2.7 Variabilität und Trends in der freien Atmosphäre im Alpenraum	281
<b>3.3 Ausblick, Defizite, Forschungsbedarf</b>	<b>282</b>
<b>3.4 Literaturverzeichnis</b>	<b>283</b>
<b>3.5 Anhang</b>	<b>295</b>

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Klima der aktuellen erdgeschichtlichen Periode, des Quartärs, war ein Wechselspiel von langen Glazialzeiten („Kaltzeiten“) und kurzen Interglazialzeiten („Warmzeiten“), gesteuert durch Schwankungen der Erdbahn-Parameter (Form der Erdbahn, Neigung und Orientierung der Rotationsachse der Erde). Innerhalb dieser Rahmenbedingungen leben wir derzeit in einer Warmzeit. Die aus den Eisbohrkernen Grönlands bekannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (Wechsel zwischen sehr kalten Stadialen und – vergleichsweise – milden Interstadialen) hatten ihren Ursprung in den Instabilitäten der großen Eisschilde und deren Interaktion mit der Tiefenwasserströmung im Atlantik. Diese gewaltigen und rapiden Klimaschwankungen prägten auch das Klima im Alpenraum. Gegen Ende des letzten Glazials (Würm) begann vor etwa 30 000 Jahren ein Gletschervorstoß bis über den Alpenrand hinaus, verbunden mit einer Absenkung der Jahresmitteltemperatur um mindestens 10 °C im Vergleich zum Holozän. Dieses Eisstromnetz im Alpenvorland und in den großen Alpentälern zerfiel vor etwa 19 000 Jahren relativ rasch. Vor 14 700 Jahren begann wiederum eine Zeit mit deutlich günstigeren interstadialen Bedingungen, verbunden mit der Wiederausbreitung der Wälder in den Alpentälern. Der Klimarückschlag der Jüngeren Dryas, der letzten großen Kaltphase auf der Nordhalbkugel, begann vor 12 900 Jahren und endete binnen weniger Jahrzehnte vor etwa 11 700 Jahren. In den ersten zwei Dritteln des Holozäns (Nacheiszeit) lagen die Temperaturwerte meist über dem Mittel des 20. Jahrhunderts, verbunden mit einer vergleichsweise geringen Ausdehnung der Gletscher im Alpenraum. Nach den früh- bis mittelholozänen Maxima (bis vor ca. 7 000 Jahren) nahmen die Temperaturen bis in die vorindustrielle Zeit um etwa 2 °C ab. Unbestrittene Ursache dafür ist die Abnahme der Insolation auf der Nordhemisphäre im Sommer, verursacht durch die orbitale Variabilität: Derzeit erreicht die Erde den sonnennächsten Punkt ihrer Bahn im Nordwinter, im frühen bis mittleren Holozän war das im Sommer der Fall. Die letzten 2 000 Jahre zeigten eine Abfolge von wärmeren und kühleren Perioden. Grob können vier Perioden unterschieden werden, beginnend mit der relativ stabilen und milden „Römischen Warmzeit“ (von ca. 250 v. Chr. bis 300 n. Chr.). Dieser folgte eine von feucht-kalten Sommern geprägte Periode zu Ende der Römerzeit und während des Frühmittelalters (von ca. 300 bis 840), gefolgt von einer wärmeren und stabileren Periode („Mittelalterliche Warmzeit“, von ca. 840 bis 1260). Zwischen den Jahren 1260 und 1860 war es deutlich kühler. Wegen der generell großen Gletscherausdehnung zu dieser Zeit spricht man von der „Kleinen Eis-

zeit“. Sowohl mehrere Minima der Sonnenaktivität als auch klimawirksame Vulkanausbrüche fielen in diese Periode. Den deutlichen, instrumentell belegten Temperaturanstieg des 20. Jahrhunderts spiegeln auch die natürlichen Klima-Archive wider.

Österreich verfügt über ein meteorologisches Messnetz, mit dessen Hilfe die langfristige Klimaveränderung im 19. und 20. Jahrhundert gut beschrieben werden kann. Seit 1880 ist die Temperatur um fast 2 °C gestiegen, verglichen mit einer globalen Erhöhung um 0,85 °C. Der erhöhte Anstieg ist auch für die Zeit ab 1980 beobachtbar, in der dem globalen Anstieg von etwa 0,5 °C eine Temperaturzunahme von etwa 1 °C in Österreich gegenübersteht. Der Luftdruck an Tieflandstationen zeigt einen langfristigen Anstieg der allerdings um 1990 von fallendem Luftdruck abgelöst wurde. Der Luftdruck alpiner Höhenstationen wird zusätzlich durch die Temperatur der Luftmassen beeinflusst, die sich unter den Messstationen befinden. Aufgrund der Erwärmung zeigen diese Stationen einen stärkeren positiven Trend und ein Fehlen des Druck-Abfalls seit 1990. Daraus ergibt sich eine unabhängige Bestätigung der Erwärmung, ohne Verwendung von Thermometermessungen. In den letzten 130 Jahren hat die jährliche Sonnenscheindauer an den Bergstationen der Alpen um rund 20 % oder mehr als 300 Stunden zugenommen. Zwischen 1950 und 1980 kam es allerdings durch eine Zunahme der Bewölkung und erhöhte Luftverschmutzung zu einer deutlichen Abnahme der Sonnenscheindauer im Sommer. Die auffallende Ähnlichkeit der Sonnenscheinreihen mit denen der Lufttemperatur und des Luftdrucks legt eine Erklärung des stärkeren regionalen Temperaturanstieges im Vergleich zum globalen Trend nahe. Die Niederschlagsentwicklung in den letzten 150 Jahren zeigt deutliche regionale Unterschiede: In Westösterreich wurde eine Zunahme der Niederschlagsmenge um etwa 10 % bis 15 % registriert, im Südosten hingegen eine Abnahme in ähnlicher Größenordnung.

Von großer Bedeutung – aber statistisch wesentlich schwerer zu erfassen – sind Änderungen der Extremereignisse. Monatliche Daten zeigen, dass die Schwankungsbreite des Klimas in Österreich in den vergangenen beiden Jahrhunderten nicht zugenommen hat. Auch die aktuelle Periode 1981 bis 2010 verlief in dieser Hinsicht unauffällig. Homogenisierte tägliche Temperaturdaten seit 1950 zeigen österreichweit eine Zunahme der heißen Tage und warmen Nächte. Parallel dazu haben kalte Tage und kalte Nächte markant abgenommen. Extremwertindizes, abgeleitet aus homogenisierten Zeitreihen täglicher Niederschlagssummen, zeigen dagegen keine signifikanten und keine einheitlichen Trends. Auch eine langfristige Zunahme der Sturmaktivität, abgeleitet aus homogenisierten

täglichen Luftdruckdaten, konnte – trotz einiger herausragender Sturmereignisse in den letzten Jahren – nicht nachgewiesen werden. Über Zu- oder Abnahme kleinräumiger Extremereignisse wie Gewitter, Hagel oder Tornados lassen sich derzeit keine abgesicherten Aussagen machen.

## SUMMARY

The climate of the current geological period, the Quaternary, was a sequence of long (cold) glacial and short (warm) interglacial phases, controlled by changes in the parameters of the Earth's orbit (eccentricity of the Earth orbit, tilt and orientation of the Earth axis). Within this framework, we currently live in a warm phase. First recorded in Greenland ice cores, the Dansgaard-Oeschger events (alternations of very cold stadials and – comparatively – mild interstadials) were caused by instabilities of the large Northern Hemispheric ice sheets and their interaction with the deep-water circulation in the North Atlantic. These large-scale and rapid climate swings also had a major influence on the Alpine climate. Near the end of the last glacial („Würm“), starting about 30 000 years ago, glaciers advanced beyond the rim of the Alps and annual temperatures were about 10 °C lower than during the Holocene. About 19 000 years ago, this ice-stream network disintegrated rapidly, and mild interstadial conditions about 14 700 years ago fostered the reforestation of the alpine valleys. The cold reversal of the Younger Dryas (the last cold phase of the Würm glacial) started about 12 900 years ago and ended rapidly (within a few decades) about 11 700 years ago. During the first two thirds of the Holocene (the current interglacial), temperatures were mostly higher than the 20<sup>th</sup> century average and the Alpine glaciers were smaller than today. From about 7 000 years ago until pre-industrial times, average temperatures decreased by about 2 °C, driven by the orbitally induced decline of the Northern Hemispheric summer insolation: at present the Earth reaches its closest point to the sun (perihelion) during the northern winter, but during the early and mid-Holocene this occurred during the northern summer. The past two millennia have been characterised by a sequence of warmer and cooler periods: the comparatively stable and mild „Roman Warm Period“ (about 250 BC until 300 AD) was followed by a time with wet and cold summers, termed „Dark Ages Cold Period“ (about 300 to 840 AD). After the warm and stable „Medieval Warm Period“ (about 840 until 1260 AD), temperatures dropped markedly. Due to the considerable glacier extent, this period (1260 to 1860 AD) is known as the „Little Ice Age“. Low solar activity and major explosive volcanic eruptions contributed to this cooling. The distinct, instrumentally

documented temperature increase during the 20<sup>th</sup> century can also be inferred from climate archives.

A good observational basis in Austria provides a clear picture of climate change during the 19<sup>th</sup> and 20<sup>th</sup> centuries. Since 1880, mean temperatures in Austria have increased by almost 2 °C – compared to a global temperature rise of 0.85 °C. This stronger increase also applies to the time since 1980, when global temperatures have risen by about 0.5 °C, while Austrian temperatures rose by about 1 °C. Air pressure at lowland stations showed a gradual increase followed by a decrease since around 1990. Air pressure at high-altitude stations is additionally influenced by the temperature of the air mass underneath. Due to the warming of this air mass, high-altitude stations show a stronger pressure increase until 1990 and no decrease afterwards. This also provides an alternative proof of warming without having to rely on thermometer measurements. During the past 130 years, annual sunshine duration at high-altitude stations has increased by about 20 % (more than 300 hours), but this general increase has been interrupted between 1950 and 1980 due to a high level of cloudiness and air pollution. The increase in sunshine duration has very likely contributed to the stronger temperature rise in Austria compared to the global average. Changes in precipitation during the last 150 years show large regional differences: a 10 to 15 % increase in western Austria is counteracted by a decrease of similar magnitude in southeast Austria.

Changes in climatic extremes are very important – but difficult to capture by statistics. Monthly mean data reveal that the climatic fluctuation range has not increased during the past two centuries. The latest climate period (1981 to 2010) is also inconspicuous in this context. Homogenised daily temperature data since 1950 show a clear increase in hot days and warm nights and a marked decrease of cold days and nights. Climate extreme indices, derived from homogenised time series of daily precipitation sums, on the other hand, generally do not show significant and consistent trends. Storm activity can be inferred from homogenised daily air pressure data: despite some major events during the past few years, there are no signs for a long-term increase. The observational basis for small-scale extreme events like thunderstorms, hailstorms or tornados is not sufficient for the detection of long-term changes.

## KERNAUSSAGEN

- In den vergangenen Jahrzehnten wurde eine Reihe von Methoden entwickelt und kontinuierlich verfeinert, die es erlauben, qualitative und in zunehmendem Maß auch

quantitative Aussagen über das Klima vor dem Beginn instrumenteller Messungen zu treffen. Man spricht dabei von „Proxy-Daten“.

- Die Klimageschichte der aktuellen geologischen Periode, des Quartärs, war ein Wechselspiel von langen Glazialzeiten („Kaltzeiten“) und kurzen Interglazialzeiten („Warmzeiten“), gesteuert durch Schwankungen der Erdbahn-Parameter (Form der Erdbahn, Neigung und Orientierung der Rotationsachse der Erde). Innerhalb dieser Randbedingungen leben wir derzeit in einer Warmzeit innerhalb eines Eiszeitalters.
- Die Glazialzeiten waren durch ein Klima von enormer Variabilität gekennzeichnet, das in keinem Vergleich zu den Klimaschwankungen der Nacheiszeit steht. Die aus den Eisbohrkernen Grönlands bekannten Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (Wechsel zwischen sehr kalten Stadialen und – vergleichsweise – milden Interstadialen) hatten ihren Ursprung in den Instabilitäten der großen Eisschilde und deren Interaktion mit der Tiefenwasserströmung im Atlantik. Sie prägten auch im Alpenraum das dominante Klimamuster.
- In den kältesten Phasen der Glaziale (den Stadialen) herrschten auch im Alpenvorland arktische Klima-Bedingungen mit sehr kalten Wintern. Die Erwärmungsphasen (Interstadiale) gingen mit einer sprunghaften Abnahme der Saisonalität (mildere Winter) einher, waren jedoch beginnend vor ca. 75 000 Jahren zu schwach, um eine ausgedehnte Wiederbewaldung in Österreich zu erlauben.
- Gegen Ende des letzten Glazials (Würm) begann vor etwa 30 000 Jahren der jüngste eiszeitliche Gletschervorstoß bis über den Alpenrand hinaus. Verlässliche quantitative Paläoklimadaten dieser Zeit fehlen bislang für die Alpen; man geht jedoch von einer Absenkung der Jahresmitteltemperatur um mindestens 10 °C im Vergleich zum Holozän aus, verbunden mit einer ausgeprägten Abnahme des Niederschlags gegen Osten hin.
- Vor etwa 19 000 Jahren zerfielen die Gletscher im Alpenvorland und in den großen Alpentälern rasch. Vor ca. 16 500 Jahren war der Niederschlag im zentralen Alpenraum aber noch auf etwa die Hälfte bis ein Drittel der heutigen Werte verringert und die Sommertemperatur lag rund 10° unter den heutigen Werten. Die Winter waren sehr kalt und trocken und vergleichbar denen in der heutigen kanadischen Arktis. Vor 14 700 Jahren begann innerhalb weniger Jahrzehnte eine Zeit mit deutlich günstigeren interstadialen Bedingungen, in welche die Wiederausbreitung der Wälder in den nordalpinen Tälern und Vorländern fällt.
- Vor 12 900 Jahren begann der massive Klimarückschlag der Jüngerer Dryas, der letzten großen Kaltphase auf der Nordhalbkugel, die wiederum innerhalb weniger Jahrzehnte vor 11 700 Jahren endete. In den Alpen war sie durch bedeutende Gletschervorstöße in den oberen Talbereichen, eine deutliche Absenkung der Waldgrenze und eine erhöhte geomorphologische Aktivität durch Permafrost in den unvergletscherten Gebieten gekennzeichnet. Die Schneegrenze lag 300 bis 500 m tiefer als während der Mitte des 20. Jahrhunderts, die Untergrenze des Permafrostes lag mindestens 600 m tiefer.
- Die ersten Jahrhunderte des Holozäns (Nacheiszeit) waren noch durch Gletschervorstöße gekennzeichnet, die deutlich weitreichender als am Höhepunkt der „Kleinen Eiszeit“ waren und Permafrost konnte bis zu 200 m tiefer als heute existieren. Gegenüber dem 20. Jahrhundert waren die Sommertemperaturen im frühesten Holozän etwa 1,5 bis 2 °C tiefer, während die Niederschlagssummen etwa in der heutigen Größenordnung gewesen sein dürften.
- Dem kühlen Beginn des Holozäns folgte eine deutliche Erwärmung. In den ersten zwei Dritteln des Holozäns die Temperaturwerte meist über dem Mittel des 20. Jahrhunderts. Die Proxy-Daten zeigen als übereinstimmendes Merkmal weiters eine langfristige Temperaturabnahme von etwa 2 °C von den früh- bis mittelholozänen Maxima (bis ca. 7 000 Jahre vor heute) bis in die vorindustrielle Zeit.
- Unbestrittene Ursache für diesen Abkühlungstrend ist die Abnahme der Insolation auf der Nordhemisphäre im Sommer, verursacht durch die orbitale Variabilität: Derzeit erreicht die Erde den sonnennächsten Punkt ihrer Bahn im Nordwinter, während der früh- bis mittelholozänen Maxima war das im Sommer der Fall.
- Demgegenüber zeigt ein anderer, vieldiskutierter Klimantrieb, die Sonnenaktivität, keinen entsprechend langfristigen Trend. Im mittelfristigen Zeitbereich von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten sind Auswirkungen der Sonnenaktivität auf die Temperaturvariabilität hingegen nachgewiesen.
- Die Gletscher waren im Alpenraum während der letzten rund 11 000 Jahre gekennzeichnet durch lang andauernde Perioden mit vergleichsweise geringer Ausdehnung im frühen und mittleren Holozän (bis vor rund 4 000 Jahren), verursacht durch die (orbital gesteuerten) erhöhten Sommertemperaturen. In den folgenden Jahrtausenden kam es zu mehrfachen weitreichenden Vorstößen, die in den großen Gletscherständen der „Kleinen Eiszeit“ (von ca. 1260 bis 1860 n. Chr.) kulminierten.

- Die gegenwärtigen Gletscherausdehnungen wurden im Früh- und Mittelholozän mehrfach sowohl unter- als auch überschritten. Allerdings sind die Alpengletscher derzeit nicht im Gleichgewicht mit dem sie steuernden Klima, was sich im aktuell beobachtbaren starken Rückschmelzen manifestiert. Ein direkter Vergleich der gegenwärtigen mit früheren Gletscherausdehnungen im Hinblick auf die klimatischen Randbedingungen ist daher nur begrenzt möglich.
- Die letzten 2000 Jahre zeigten eine Abfolge von warmen und kalten Perioden, die im Schnitt kühler waren als zu Beginn und in der Mitte des Holozäns. Grob können vier Perioden unterschieden werden, beginnend mit der relativ stabilen und milden römischen Warmzeit (von ca. 250 v. Chr. bis 300 n. Chr.). Dieser folgte eine von instabilen, feucht-kalten Sommern geprägte Periode zu Ende der Römerzeit und während des Frühmittelalters (von ca. 300 bis 840). Daran schloss wieder eine wärmere und stabilere Periode an (Mittelalterliche Warmzeit, ab ca. 840 bis 1260). Zwischen 1260 und 1860 wurde es deutlich kühler; nur einzelne Jahrzehnte wiesen etwas höhere Temperaturen auf. Wegen der generell großen Gletscherausdehnung, die für diese Periode nachweisbar ist, spricht man auch von der „Kleinen Eiszeit“. Sowohl mehrere Minima der Sonnenaktivität als auch klimawirksame Vulkanausbrüche fielen in diese Periode.
- Den deutlichen, instrumentell belegten Temperaturanstieg des 20. Jahrhunderts spiegeln die natürlichen Klima-Archive ebenfalls wider, auch wenn viele Proxy-Datensätze um das Jahr 2000 enden und daher die aktuelle Klimaentwicklung nicht gänzlich erfassen.
- Österreich verfügt über ein meteorologisches Messnetz, mit dessen Hilfe die langfristige Klimaveränderung im 19. und 20. Jahrhundert gut beschrieben werden kann. Die längste Messreihe, jene von Kremsmünster, geht sogar bis ins Jahr 1767 zurück und ist damit eine der längsten durchgehenden Wetteraufzeichnungen in Europa. Eine besondere Erwähnung verdient das hochalpine Sonnblick-Observatorium, dessen Wetteraufzeichnungen bis ins Jahr 1886 zurück reichen. Die Messstelle befindet sich am Gipfel des Hohen Sonnblicks in 3106 m Seehöhe direkt am Alpenhauptkamm.
- Durch Effekte wie die Verschiebung der Beobachtungszeiten, neue Vorschriften für Mittelbildungen, die Einführung von Wetterhütten etc., weisen alle langen Zeitreihen Inhomogenitäten auf, die ohne eine entsprechende Berücksichtigung inkorrekte Trends vortäuschen können. Die längsten Zeitreihen wurden daher mit aufwändigen mathematisch-statistischen Methoden homogenisiert und in der HISTALP Datenbank in monatlicher Auflösung abgespeichert und für die Forschung verfügbar gemacht.
- Die Lufttemperatur (im Jahresmittel) hat seit den 1880er Jahren in zwei Schüben um insgesamt rund 2°C zugenommen. Bis etwa 1950 gab es einen Anstieg um rund 1°C, der, wie auch die vorangegangene Abkühlung, überwiegend auf natürliche Klimaantriebe und interne Reaktionen des Klimasystems zurückzuführen ist. Die darauf folgende Phase von rund drei Jahrzehnten mit stagnierenden bis abnehmenden Temperaturen war bereits anthropogen überformt, wobei vermutet werden kann, dass die starke Luftverschmutzung über die insgesamt abkühlende Wirkung der Aerosole („Global Dimming“) zunächst noch den Effekt der ebenfalls bereits in Anstieg begriffenen Treibhausgasemissionen (THG-Emissionen) maskiert hat.
- Der endgültige Durchbruch anthropogenen THGs als dominanter Klimaantrieb manifestierte sich in der zweiten Erwärmungsphase des 20. Jahrhunderts, die in den beiden Jahrzehnten von 1980 bis 2000 noch einmal 1°C betragen hat. Danach stagnierte die Temperatur in Österreich (bei kurzfristiger Betrachtung) auf einem hohen Niveau, das dasjenige der beiden ebenfalls positiven dekadischen Anomalien um 1950 und um 1800 signifikant übertrifft. Die 20-jährig geglätteten Daten zeigen für die Zeit nach 2000 einen deutlich abgeschwächten Anstieg.
- Die Erwärmung in Österreich verlief damit etwa doppelt so stark wie global. Die kurzfristigere Variabilität ist in Österreich stärker ausgeprägt (wie es bei der Betrachtung eines kleinräumigen Gebietes zu erwarten ist). Die saisonale Temperaturentwicklung verlief nicht immer parallel zu der des Jahresmittels, dennoch ist in allen Jahreszeiten eine Erwärmung seit Mitte des 19. Jahrhunderts festzustellen (am geringsten im Herbst).
- Die Temperaturentwicklung in höheren Luftschichten, abgeleitet aus homogenisierten Radiosondenmessungen, ist in 3000 m Höhe dem Verlauf an hochalpinen Stationen sehr ähnlich. Der am Boden festgestellte stärkere Erwärmungstrend im Alpenraum verglichen mit dem globalen Mittel gleicht sich in höheren Schichten den für die mittleren Breiten sonst gefundenen Erwärmungsraten an. In der Stratosphäre ist – so wie auch global – eine deutliche Temperaturabnahme zu beobachten.
- Der Luftdruck an Tieflandstationen zeigt einen sehr langfristigen Anstieg von der Mitte des 19. bis gegen Ende des 20. Jahrhunderts, der allerdings um 1990 von einem ab-

rupten Trendwechsel zu nun wieder fallendem Luftdruck abgelöst wurde. Der Luftdruck alpiner Höhenstationen wird zusätzlich durch die Temperatur der Luftmassen beeinflusst, die sich unter den Messstationen befinden. Aufgrund der Erwärmung zeigen diese Stationen einen stärkeren positiven Trend und eine Fehlen des Druck-Abfalls seit 1990.

- Daraus ergibt sich eine alternative Analysemöglichkeit der Temperaturtrends und eine Bestätigung der Erwärmung, allein aus den Luftdrucktrends der hochalpinen Observatorien im Gegensatz zu denen des Tieflandes, ohne Verwendung von Thermometer-Messungen.
- Die jährliche Sonnenscheindauer hat seit Messbeginn (um 1880) um ca. 20 % zugenommen. Das bedeutet in absoluten Zahlen eine Zunahme um mehr als 300 Sonnenscheinstunden pro Jahr. Die Zunahme war im Sommerhalbjahr stärker ausgeprägt als im Winterhalbjahr. Der sommerliche Anstieg ging in zwei Stufen vor sich, mit einem ersten Maximum um 1950, darauf folgenden sonnenscheinärmeren Jahrzehnten bis etwa 1980 und einem seither anhaltenden massiven zweiten „Regional Brightening“, wobei z. B. mehr und längere sommerliche Schönwetter-Phasen zu beobachten sind.
- Die auffallende Ähnlichkeit der Sonnenscheinreihen mit denen der Lufttemperatur und des Luftdrucks legt nahe, dass hier eine Erklärung des stärkeren regionalen Temperaturanstieges im Vergleich zum globalen Trend zu suchen ist.
- Im Gegensatz zur Temperaturentwicklung zeigt die Niederschlagsentwicklung in Österreich deutliche regionale Unterschiede. Seit Mitte des 19. Jahrhunderts ist in den Zeitreihen ein „Alpiner Niederschlagsdipol“ erkennbar. Das bedeutet eine langfristige Gegenläufigkeit der Niederschlagsentwicklung im Nordwesten gegenüber dem Südosten des Alpenbogens.
- In Tirol und Vorarlberg hat der Niederschlag in den vergangenen 150 Jahren zugenommen, im Südosten seit dem dortigen Reihenbeginn 1813 abgenommen. Inneralpin und im Norden dominieren dekadische Variationen. Diese besitzen in allen Teilen Österreichs ein dominantes Minimum in den trockenen 1860er Jahren, das nur im Südosten seither wieder erreicht bzw. unterboten wurde und zwar in den trockenen 1940ern und in den anhaltend trockenen Jahrzehnten nach 1970.
- Sehr niederschlagsreiche Jahrzehnte gab es in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Diese hohen Niederschläge spielten eine bedeutende Rolle für die starken Gletschervorstöße in dieser Zeit, die zu den beiden Maximalstän-

den der Gletscher um 1820 und in den 1850er Jahren führten.

- Hohe Jahresniederschläge gab es auch in den Jahrzehnten zwischen 1900 und 1940 (Inneralpin und im Südosten beinahe durchgehend, im Westen gedämpft, im Norden gab es eine Unterbrechung durch eine trockene Phase um 1930).
- Nach den im Norden und im Alpeninneren darauf folgenden Negativtrends gab es hier in den 1970er Jahren eine markante Trendwende, die vor allem im Norden und Nordosten Österreichs im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts ein neues Hauptmaximum des Niederschlags erreichen ließ. Im Westen ist das aktuelle Niederschlagsniveau ebenfalls das höchste seit Beginn der Messreihe (1858).
- Im Alpeninneren liegt das aktuelle Niederschlagsniveau im langjährigen Durchschnitt des 20. Jahrhunderts, im Südosten – im Zug des fallenden Jahrhunderttrends – rund 10 % unter diesem.
- Von großer Bedeutung – aber statistisch wesentlich schwerer zu erfassen – sind langfristige Änderungen der Extremereignisse. In Österreich wird die Lage zusätzlich dadurch erschwert, dass die meisten Zeitreihen von Tagesdaten im 2. Weltkrieg verloren gingen.
- Anhand monatlicher Daten kann gezeigt werden, dass die Schwankungsbreite des Klimas in Österreich in den vergangenen beiden Jahrhunderten nicht zugenommen, beim Klimatelement Temperatur sogar abgenommen hat. Auch die aktuelle Periode von 1981 bis 2010 verlief in dieser Hinsicht unauffällig.
- Analysen, die auf homogenisierten täglichen Temperaturextremen seit 1950 beruhen, zeigen österreichweit eine Zunahme der heißen Tage sowie eine Zunahme von warmen Nächten. Parallel dazu haben kalte Tage und kalte Nächte markant abgenommen. Mit dem Anstieg der Temperaturextreme hat sich die nächtliche Abkühlung als auch die Zahl der Frost- und Eistage reduziert.
- Extremwertindizes abgeleitet aus homogenisierten Zeitreihen täglicher Niederschlagssummen, wie Niederschlagsintensitäten oder maximale Tagesniederschlagssummen zeigen dagegen keine signifikanten und keine einheitlichen Trends.
- Auch eine langfristige Zunahme der Sturmtätigkeit, abgeleitet aus homogenisierten täglichen Luftdruckdaten, konnte – trotz einiger herausragender Sturmereignisse in den letzten Jahren – nicht nachgewiesen werden.
- Über Zu- oder Abnahme kleinräumiger Extremereignisse wie Gewitter, Hagel oder Tornados lassen sich derzeit keine abgesicherten Aussagen machen.

- Insbesondere beim Themenkreis Klimawandel und Extremereignisse besteht noch intensiver Forschungsbedarf.

### 3 Vergangene Klimaänderung in Österreich

#### 3 Past Climate Change in Austria

Kapitel 3 gibt einen groben Überblick über das vorhandene Wissen zur österreichischen Klimageschichte. Zu Beginn werden die in Verwendung stehenden Methoden der Paläoklimatologie aufgeführt. Darauf folgen die Entwicklung der für die Betrachtung der Klimaveränderung relevanten Messnetze und eine Zusammenstellung der gängigsten Methoden zur Auswertung der gemessenen Daten.

Der zweite, längere Teil des Kapitels zeigt die Klimaentwicklung selbst, sowohl für Österreich als auch teilweise für den Alpenraum, auf. Der Teil beginnt mit der Beschreibung des Klimas im Quartär, der geologischen Periode, in der wir uns noch heute befinden (Paläoklima, Abschnitt 3.2.1 bis 3.2.4). Es folgt die Klimabeschreibung mit bereits höherer zeitlicher (monatlicher) Auflösung für die letzten 250 Jahre (Abschnitt 3.2.5). Zeitreihen, gebildet aus Tagesdaten existieren flächendeckend etwa ab 1950. Ihr Mehrwert besteht in der vermehrten Möglichkeit zu Auswertung von Extremwerten, die für Analysen verwendet wurden, die dann in Abschnitt 3.6 angeführt sind. Den Abschluss bildet Abschnitt 3.7 mit einer Zusammenstellung über Variationen und Trends in der freien Atmosphäre.

#### 3.1 Methoden

#### 3.1 Methods

##### 3.1.1 Methoden der Paläoklimatologie

In den vergangenen Jahren und Jahrzehnten wurde eine Reihe von Methoden entwickelt und kontinuierlich verfeinert, die es erlauben, qualitative und in zunehmendem Maß auch quantitative Aussagen über das Klima vor dem Beginn instrumenteller Messungen zu treffen. Ohne diese Ansätze und die damit erstellten sogenannten Proxy-Daten wäre die Datengrundlage der Klimaforschung sehr begrenzt und Aussagen über Klimaänderungen auf Zeitskalen von Jahrhunderten und länger wären nicht möglich. Die Bedeutung der Paläoklimaforschung liegt aber vermehrt auch in einem Beitrag zur Erforschung der

Ursachen der mehrjährigen Klimavariabilität, um natürliche von anthropogenen Klimaantrieben zu trennen.

Global gesehen stützt sich die Paläoklimatologie vor allem auf folgende natürliche Klimaarchive: Sedimente am Boden der Tiefsee, Gletschereis in Polarregionen, Sedimente in Seen und Mooren, Ablagerungen von Gletschern, Löss, Sinterbildungen in Höhlen und Jahrringe im Holz. Mit Ausnahme der ersteren beiden spielen alle genannten Archive eine wichtige Rolle in der Erforschung des Klimas der Vorzeit in Österreich; für das letzte Jahrtausend kommen noch historische Dokumente dazu.

##### Klimarekonstruktion auf Basis von Gletschern

Gletscher sind beliebte Klimazeugen, weil sie schon auf kleine klimatische Änderungen augenfällig reagieren. Dabei werden in erster Linie die Änderungen an der Gletscherzunge betrachtet. Vorstoßende Gletscher, die Moränen aufschieben, Böden und Moore überfahren, Bäume umdrücken oder Höhleneingänge blockieren (Luetscher et al., 2011), weisen auf gletscherfreundliche Bedingungen hin. Rückschmelzende und zerfallende Gletscher, die mitunter organisches Material freigeben, sind ein Zeichen für gletscherungünstiges Klima. Auf diese Weise können Änderungen in der Gletscherausdehnung als qualitative Indikatoren für Klimaverhältnisse dienen und zudem können diese Veränderungen sehr oft absolut datiert werden. Für organische Reste kommt dabei in erster Linie die Radiokarbondatierung und, bei größeren Holzresten, die Dendrochronologie (Datierung auf Basis von Jahrringen) in Frage. Die Stabilisierung älterer Moränen kann, wenn auch mit geringerer Genauigkeit, mit terrestrischen kosmogenen Radionukliden datiert werden. Damit kann eine Chronologie von maximalen Gletscherausdehnungen erstellt werden. In jüngerer Zeit ist es auch zunehmend möglich, Rückzugsphasen und kleinere Vorstöße zeitlich zu erfassen (Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005; Joerin et al., 2008).

Neben diesen qualitativen Informationen können Gletscher auch zur quantitativen Klimarekonstruktion herangezogen werden (Kerschner und Ivy-Ochs, 2007). Durch ihren Massenhaushalt sind Gletscher unmittelbar mit ihrer klimatischen Umwelt verbunden. Er wird durch die Akkumulation (Masseneintrag) und die Ablation (Massenverlust) bestimmt. Erstere wird in den Alpen durch den festen Niederschlag (Schneefall, Winddrift) bestimmt, zweitere durch die Energiebilanz während der Ablationsperiode (Hoinkes, 1970). Die Energiebilanz setzt sich aus der kurzwelligen Globalstrahlung und dem Reflexionsvermögen der Gletscheroberfläche (Albedo), der langwelligen Strahlungsbilanz, dem fühlbaren

Wärmestrom als Funktion der Sommertemperatur und dem latenten Wärmestrom als Funktion von Verdunstung oder Kondensation zusammen. Änderungen dieser Klimagrößen steuern die Änderungen des Massenhaushalts und damit die Änderungen in der Gletschergeometrie (Eisdicke, Ausdehnung), der Fließgeschwindigkeit des Eises und entscheiden letztlich über Vorstoß oder Rückschmelzen einer Gletscherzunge. Änderungen des Massenhaushalts sind eng mit den Schwankungen der Höhe der Gleichgewichtslinie verbunden. Sie verbindet alle Punkte auf einer Gletscheroberfläche, an denen die Akkumulation gleich der Ablation ist. Für das langjährige Mittel der Gleichgewichtslinie ist im Deutschen der Begriff „Schneegrenze“ üblich (Gross et al., 1977). Sie kann auch für Gletscherstände der Vergangenheit rekonstruiert werden (mit einer Unsicherheit von typischerweise einigen 10 m).

Das Zusammenspiel zwischen Akkumulation und Ablation kann mit der Energie- und Massenbilanzgleichung beschrieben werden; die Perturbationsanalyse dieser Gleichung erlaubt die Modellierung des Einflusses von Klimaänderungen auf die Höhe der Schneegrenze (Kuhn, 1981, 1989; Kaser, 2001). Für viele klimageschichtliche Fragestellungen ist dieser Ansatz aber unnötig komplex. Änderungen in der Energiebilanz können in erster Näherung gut über Änderungen der Sommertemperatur ( $T_s$ ) beschrieben werden, während Änderungen der Akkumulation über Änderungen des Jahresniederschlags ( $P$ ) erfasst werden können. Auf diese Weise wurden einige empirische ( $P$ ,  $T_s$ )-Modelle erstellt, die auf einfache Weise das Klima an der Schneegrenze beschreiben (Zusammenstellung in Kerschner, 2005). Diese Modelle können für die Abschätzung der Auswirkung von Klimaschwankungen auf Gletscher herangezogen werden (z. B. Ohmura et al., 1992), sie sind aber nur innerhalb ihrer Randbedingungen gültig. Auf keinen Fall können Änderungen in der Höhe der Schneegrenze einfach in Änderungen der Sommertemperatur umgerechnet werden.

Eine quantitative Interpretation von vergangenen Gletscherschwankungen ist nur für Gletscherausdehnungen möglich, die durch Moränen dokumentiert sind, weil nur dann die Gletscheroberfläche rekonstruiert und die Höhe der damaligen Schneegrenze bestimmt werden kann. Dann bekommt man eine direkte und präzise Klimainformation, die aber nur für einen relativ kurzen Zeitabschnitt, üblicherweise einige Jahrzehnte, gilt. Wenn aus einer externen Quelle, z. B. aus vegetationsgeschichtlichen oder limnologischen Informationen (z. B. Burga und Perret, 1998; Ilyashuk et al., 2009; Lotter et al., 2012), die Sommertemperatur abgeschätzt werden kann, dann eignen sich synchrone Gletschervorstöße für die Abschätzung von Niederschlagsänderungen. Sind hingegen die Niederschlagsverhältnisse bekannt, die z. B. aus einem Glet-

scherfließmodell hergeleitet werden können, so ist umgekehrt eine Abschätzung der Sommertemperatur möglich (Ivy-Ochs et al., 2006).

## Klimarekonstruktion auf Basis von Seesedimenten

Seesedimente sind Ablagerungen, die sich Jahr für Jahr am Seegrund übereinander schichten. Sie bestehen sowohl aus anorganischen als auch aus organischen Stoffen, wobei die Anteilsverhältnisse je nach See stark variieren können. Für eine Untersuchung dieser Ablagerungen werden vom Seegrund mit Hilfe von Rohren und speziellen Bohrgeräten zylindrische Kerne entnommen. Anschließend werden die Sedimentkerne in einzelne Schichten geschnitten. Diese Schichten können mit verschiedenen Methoden datiert werden. Die letzten 150 Jahre werden gammastrahlungsmessend mit der  $^{210}\text{Pb}$ -Methode datiert, wobei zusätzlich die Einträge durch die Atombombentests (vor allem  $^{241}\text{Am}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) und die Tschernobyl-Katastrophe von 1986 ( $^{137}\text{Cs}$ ) als Marker dienen (Appleby, 2001). Für ältere Ablagerungen verwendet man Altersmodelle der Sedimentation, die mittels Radiokarbondatierung von in den Sedimentproben enthaltenen pflanzlichen Großresten erstellt werden (Björck und Wohlfarth, 2001). In manchen Seesedimenten sind auch jährliche oder saisonale Schichten, die Warven, erkennbar. Das Zählen dieser Schichten ermöglicht oft eine sehr genaue Alterszuordnung. Gelegentlich findet man auch Ablagerungen von Vulkanasche (Tephra), die eine eindeutige zeitliche Zuordnung einzelner Schichten ermöglicht (z. B. Schmidt et al., 2002b).

Aus der Zusammensetzung der Ablagerungen lassen sich vergangene Umweltverhältnisse rekonstruieren. Dabei nützt man einerseits Reste von Organismen, die über Jahrtausende erhalten bleiben, wie Kieselalgenschalen (Diatomeen), Goldalgenzysten (Chrysophyceen), Zuckmücken-Kopfkapseln (Chironomiden) oder Muschelkrebse (Ostrakoden). Da einzelne Arten jeweils wärme- oder kältetoleranter sind, können aus Änderungen der Artzusammensetzung Klimaänderungen berechnet werden (z. B. Wunsam et al., 1995; Lotter et al., 1997; Kamenik und Schmidt, 2005; Heiri et al., 2011). Auch Sauerstoffisotopenverhältnisse der Schalenreste von Muschelkrebsen (Ostrakoden) oder anderen Sedimentbestandteilen lassen Klimarekonstruktionen zu (z. B. Lauterbach et al., 2011). Vegetationsindikatoren wie Pollen sind in Seesedimenten (ebenso wie in Mooren) gespeichert und können zur Rekonstruktion der umliegenden Vegetation und damit auch der entsprechenden ökologischen Bedingungen verwendet werden. Aus der Umgebung gelangen Pollen und pflanzliche Großreste in die Seen. Diese Ablagerungen ermöglichen die Rekonstruktion der um-

liegenden Vegetation und auch der klimatischen Begebenheiten, solange kein menschlicher Einfluss durch Rodung, Ackerbau oder Weidewirtschaft gegeben ist (z. B. Lotter et al. 2000; Kamenik et al. 2009). Zusätzlich können die anorganischen Parameter im Sediment Aufschluss über Klimaänderungen liefern, wie z. B. Änderungen im Niederschlag (z. B. Wilhelm et al., 2012) oder damit verbundene Seespiegelschwankungen (z. B. Magny et al., 2012). Die meisten der hier erwähnten Methoden für Seesedimente werden auch für die Beprobung von Mooren angewandt.

Je nach der Menge an Sediment, die in einem Jahr abgelagert wurde und dem Vorhandensein bzw. Fehlen von Warven sind Klimarekonstruktionen von typischerweise dekadischer bis maximal saisonaler Auflösung möglich. Im Allgemeinen weisen tiefer gelegene Seen mit größeren Einzugsgebieten eine höhere Sedimentationsrate auf als kleine Hochgebirgsseen in den Zentralalpen. Da aber im Alpenraum mit Beginn des Ackerbaus und der Almwirtschaft spätestens ab der Bronzezeit in vielen Seen der Klimaeinfluss durch die erhöhten Nährstoffeinträge überlagert wurde, sind die entlegenen Hochgebirgsseen für die Klimarekonstruktion der letzten Jahrtausende von besonderem Interesse.

Dabei reichen die Ablagerungen meistens bis zum Übergang vom Würm-Glazial zum Holozän zurück, umfassen also die letzten 10 000 bis 12 000 Jahre. Etwas weiter (bis vor etwa 17/18 000 Jahren) zurückreichende Zeitreihen sind selten und stammen vor allem aus größeren Voralpenseen (z. B. Huber et al., 2010; Lauterbach et al., 2011; Schmidt et al., 2012). Fortschritte in der Methodik werden in den nächsten Jahren eine höhere zeitliche Auflösung der Rekonstruktionen ermöglichen, vor allem mit Hilfe von Core Scannern (Francus et al., 2009). Organische Spurenstoffe, sogenannte Biomarker, werden derzeit entlang von Umweltgradienten kalibriert (z. B. Pearson et al., 2011) und werden eine zusätzliche Überprüfung bisheriger Klimarekonstruktionen erlauben.

### Klimarekonstruktion auf Basis von Höhlensinter

Höhlensinter sind mineralische Ablagerungen in Höhlen, die in den allermeisten Fällen aus Kalzit (Kalziumkarbonat) bestehen und großteils anorganischen Ursprungs sind (Fairchild und Baker, 2012). Ein Synonym für Höhlensinter ist Speläothem. Neben den Tropfsteinen, die an punktuellen Tropfstellen wachsen (vom Boden aufwärts: Stalagmite; von der Decke abwärts: Stalaktite), kennt man noch eine Reihe weiterer Höhlensinter, die sich z. B. auch unter Wasser bilden.

Das zur Bildung von Höhlensinter nötige Sickerwasser stammt vom Niederschlag im hydrologischen Einzugsgebiet

des Höhlensystems, nimmt im Boden Kohlendioxid auf, wird dadurch chemisch aggressiv und kann den Gesteinsuntergrund im Falle vom Kalk- oder Dolomitgestein lösen (Verkarstung). Tropft dieses an Karbonat gesättigte Grundwasser in einen Hohlraum, der aufgrund des Luftaustausches mit der freien Atmosphäre einen geringeren Kohlendioxid-Partialdruck aufweist als das Grundwasser, so entgast Kohlendioxid aus diesem Wasser. Dieser Prozess ist vergleichbar dem Zischen beim Öffnen eines kohlenensäurehaltigen Dosengetränks (wenn auch wesentlich langsamer und optisch sowie akustisch nicht wahrnehmbar). Infolge dieses Entgasens ändert sich die Thermodynamik des Wassers und das Mineral Kalzit beginnt langsam auszukristallisieren: Es bildet sich Lage für Lage eines Tropfsteins (Frisia und Borsato, 2010).

Die Bedeutung der Höhlensinter für die Klimaforschung eröffnete sich in den letzten zwei Jahrzehnten dank der Fortschritte der geochemischen Analytik. So können nun anhand der Sauerstoffisotope im Kalzit Änderungen des Paläo-Niederschlags bzw. der Paläo-Lufttemperatur bis weit in die Vergangenheit nachgezeichnet werden (Lachniet, 2009). Dabei wird die Häufigkeit des schweren Sauerstoffisotops  $^{18}\text{O}$  im Verhältnis zum leichteren  $^{16}\text{O}$  als  $\delta^{18}\text{O}$  Wert ausgedrückt. Die Isotopensignatur des Niederschlags birgt eine Reihe von klimarelevanten Informationen, wovon für Österreich vor allem die Lufttemperatur und die Herkunft der Luftmassen von Bedeutung sind. Wesentlich ist, dass dieses Signal im Zuge der Karstlösung und Wiederausfällung als Kalzit in der Höhle nicht verändert wird, dass also das im Kalzit gemessene Signal unter Berücksichtigung der bekannten Isotopenumverteilung (temperaturabhängige Fraktionierung) direkt dem Wert des Paläo-Niederschlags entspricht. Sauerstoffisotopen stellen auch im polaren Eis einen der wichtigsten Klima-Proxies dar; somit können Klimareihen z. B. aus Grönland direkt mit denen von alpinen Höhlensintern verglichen werden, da beide auf demselben Proxy beruhen.

Die zweite Stärke des Archivs Höhlensinter ist seine sehr gute Datierbarkeit. Spuren von Uran werden im Zuge des schichtenweisen Wachstums eines Tropfsteins in den Kalzit eingebaut und dort beginnt die Uran-Thorium-, „Uhr“ zu „ticken“, d. h. das Isotop  $^{230}\text{Th}$ , das seinerseits aus dem Isotop  $^{234}\text{U}$  entsteht, zerfällt mit einer Halbwertszeit von ca. 76 000 Jahren. Diese chronologische Methode ist mittlerweile so verfeinert, dass es in den meisten Tropfsteinen möglich ist, das Alter der unterschiedlichen Wachstumslagen innerhalb der letzten ca. 200 000 Jahre auf unter 1 % Genauigkeit zu bestimmen (Spötl und Boch, 2012). Die Datierungsgrenze der Uran-Thorium-Methode liegt je nach Material und Güte des Labors bei 400 000 bis 700 000 Jahre, d. h. der Datierungszeitraum ist

etwa zehnmal so lang wie bei der Radiokarbon-Methode. Letztere kann auch, wird aber nur selten zur Altersbestimmung von Höhlensintern benutzt, da methodische Schwierigkeiten bestehen.

Untersuchungen an österreichischem Probenmaterial (Spötl et al., 2007a, b) wurden hauptsächlich an Stalagmiten durchgeführt, die sich in weltweiten Studien ob ihrer klaren internen Wachstumsstrukturen als am besten für paläoklimatologische Untersuchungen herausgestellt haben. Allerdings sind Stalagmite in alpinen Höhlen eine Seltenheit und der Naturschutz, dem alle Höhlen Österreichs unterliegen, gebietet eine sehr behutsame Beprobungsstrategie. Daneben wurden auch flächige Höhlensinter, sogenannte Wand- und Bodensinter, untersucht. Ihre Beprobung kann mittels Bohrkernen erfolgen und so der Einfluss der Probenahme auf diese Formationen minimal gehalten werden. Entscheidend für die Quantifizierung der gewonnenen Proxy-Werte in Form von Klimaparameter-Zeitreihen ist zudem ein umfassendes Höhlen-Monitoring, um aus dem heutigen Zusammenhang zwischen Niederschlag, Temperatur, Tropfwasser, Höhlenluft und Kalzit robuste Transferfunktionen für Klimatelemente ableiten zu können (z. B. Boch et al., 2011b).

## Klimarekonstruktion auf Basis von Jahrringen

Jahrringe sind saisonale Holzzuwachsschichten, die in mehrjährigen Holzpflanzen wie Bäumen während der Vegetationszeit entstehen (Schweingruber, 1983). Jahrringe haben in der Paläoklimatologie zwei wesentliche Aspekte: Einerseits können Jahrringabfolgen zur kalenderjahrgenauen Datierung von Holzmaterial auch Jahrtausende weit in der Vergangenheit zurück verwendet werden, vorausgesetzt die entsprechenden Referenzdatensätze liegen vor. Damit besitzen Jahrringserien ein hohes Potential bezüglich der präzisen Datierung von Ereignissen in verschiedenen Klimaarchiven, etwa zur Rekonstruktion der alpinen Gletscherentwicklung auf der Basis von Holzfunden. Andererseits sind Jahrringe selbst ein wesentliches Klimaarchiv: Die Möglichkeit, verschiedene Jahrringserien von unterschiedlichen, auch weit auseinander liegenden Standorten miteinander zu synchronisieren, beruht auf der Steuerung der Jahrringentwicklung durch die klimatischen Verhältnisse. Je nach ökologischer Standortsituation können unterschiedliche Klimaparameter, z. B. Temperatur oder Niederschlag, die Variabilität der Jahrringe maßgeblich bestimmen. Speziell in Gebirgen kann die in den Jahrringen gespeicherte Klimainformation daher stark variieren. Es können darüber hinaus verschiedene Jahrringparameter, z. B. Gesamtjahrringbreite, maximale Jahrringdichte oder stabile

Isotope als Klima-Proxies verwendet werden. Eine Analyse der Variabilität der Jahrringparameter erlaubt in weiterer Folge die quantitative Bestimmung der bestimmenden Klimafaktoren beziehungsweise die Erstellung von Transferfunktionen zur klimatischen Kalibration der Jahrringdaten. Im Hochlagen- und Waldgrenzbereich bestimmen die sommerlichen Temperaturverhältnisse ganz wesentlich die Wachstumsentwicklung. Daher sind mit solchen alpinen Serien mittels Transferfunktionen vergleichsweise genaue Rekonstruktionen der sommerlichen Temperaturschwankungen möglich (Nicolussi, 2009a).

Für Klimarekonstruktionen einsetzbare Jahrringchronologien beruhen auf einer Vielzahl von Einzelserien, die neben exogenen Steuerungsfaktoren auch endogene Wachstumsbedingungen (Alterstrend) widerspiegeln. Letztere müssen für Klimarekonstruktionen eliminiert werden, was mit methodisch verschiedenen Ansätzen, z. B. Alterstrendeliminierung mittels Spline-Funktionen oder Regional Curve Standardisation (RCS) geschehen kann (Briffa et al., 1996). Die jeweils resultierenden Jahrringchronologien geben unterschiedliche Frequenzen der Klimavariabilität wieder. Beispielsweise ist die Rekonstruktionsmöglichkeit der Klimavariabilität mit splinestandardisierten Jahrringdaten prinzipiell durch die Länge der eingehenden Einzelserien (Cook et al., 1995) und damit in der Regel auf den mehrdekadischen Bereich beschränkt. Demgegenüber wird mit RCS-standardisierten Jahrringchronologien die Erfassung der langfristigen, d. h. der mehrhundert- bis mehrtausendjährigen Klimavariabilität angestrebt (z. B. Helama et al., 2005; Büntgen et al., 2011).

Für die Gebiete nördlich der Alpen existiert mit der Süddeutschen Eichenchronologie eine über mehrere Jahrzehnte entwickelte, die letzten gut 10 000 Jahre abdeckende Jahrringbreitenchronologie, die ihren Einsatzbereich vor allem für Datierung aber auch für die Kalibrierung der Radiokarbonmethode hat (Becker, 1993; Spurk et al., 1998). In den Alpen existieren für das vergangene Jahrtausend vergleichsweise viele Jahrringchronologien, sowohl für Jahrringbreite als auch maximale Jahrringdichte, die auch für Klimarekonstruktionen Verwendung fanden (z. B. Büntgen et al., 2006; Trachsel et al., 2012). Eine nahezu das gesamte Holozän abdeckende alpine Jahrringbreitenchronologie konnte hingegen erst kürzlich erstellt werden. Die Ostalpine Nadelholz-Chronologie („Eastern Alpine Conifer Chronology“, EACC) basiert auf Hölzern aus dem zentralalpinen Hochlagenbereich (von ca. 2 000 bis 2 400 m Seehöhe) vor allem des mittleren Ostalpenraums (Nicolussi et al., 2009). Der Datensatz wurde bisher vor allem für Datierungszwecke in verschiedenen Klimaarchiven eingesetzt (Holzhauser et al., 2005; Nicolussi et al., 2005; Joerin et al., 2008), diente aber auch einer 2 500 Jahre zurückreichenden

Rekonstruktion der Sommertemperaturentwicklung (Büntgen et al., 2011).

### Klimarekonstruktion auf Basis von Dokumenten

Ab dem Mittelalter sind für die Analyse und Rekonstruktion der Klimaentwicklung auch historische, also von Menschen erstellte, Dokumente auswertbar, die auf direkten Beobachtungen von Witterungssituationen oder Ereignissen mit klimatischem Hintergrund beruhen (Brázdil et al., 2005). Der Begriff „Dokumente“ umfasst dabei ein weites Spektrum von Quellen, angefangen bei Chroniken mit Witterungserwähnungen, gedruckten Büchern, Bildern, Aufzeichnungen zu Weinerntedaten und ähnlichen Beobachtungen zur Vegetation, Hochflutmarken an Gebäuden etc. Es werden mit diesen qualitativen und oftmals nur sporadischen Archiven auch häufig Extremereignisse erfasst.

Dokumente als Klimaarchiv sind durch die hohe zeitliche Auflösung der Beobachtungen, z. B. extreme Niederschlagsereignisse und auch durch die Abdeckung des Gesamtjahres gekennzeichnet. Kein anderes Klimaarchiv kann Angaben zu allen Jahreszeiten erbringen; andere, natürliche Proxies verwendende Klimaarchive sind meistens auf eine Jahreszeit beschränkt. Darüber hinaus lassen Dokumente die Analyse von Extremereignissen, etwa die Entwicklung der Hochwasserhäufigkeit, zu. Die Repräsentanz vieler Regionen im Datensatz bewirkt weiters eine hohe räumliche Abdeckung der Rekonstruktionen.

Die Herausforderungen dieses Klimaarchives liegen in der Vielzahl der zu bearbeitenden Quellen, der Umsetzung der von zeitgenössischen BeobachterInnen jeweils subjektiv dokumentierten Ereignisse in quantitative Zeitreihen einzelner Klimaelemente wie Temperatur oder Niederschlag und der Erfassung langfristiger (d. h. mehrdekadischer und längerer) Klimaentwicklungen.

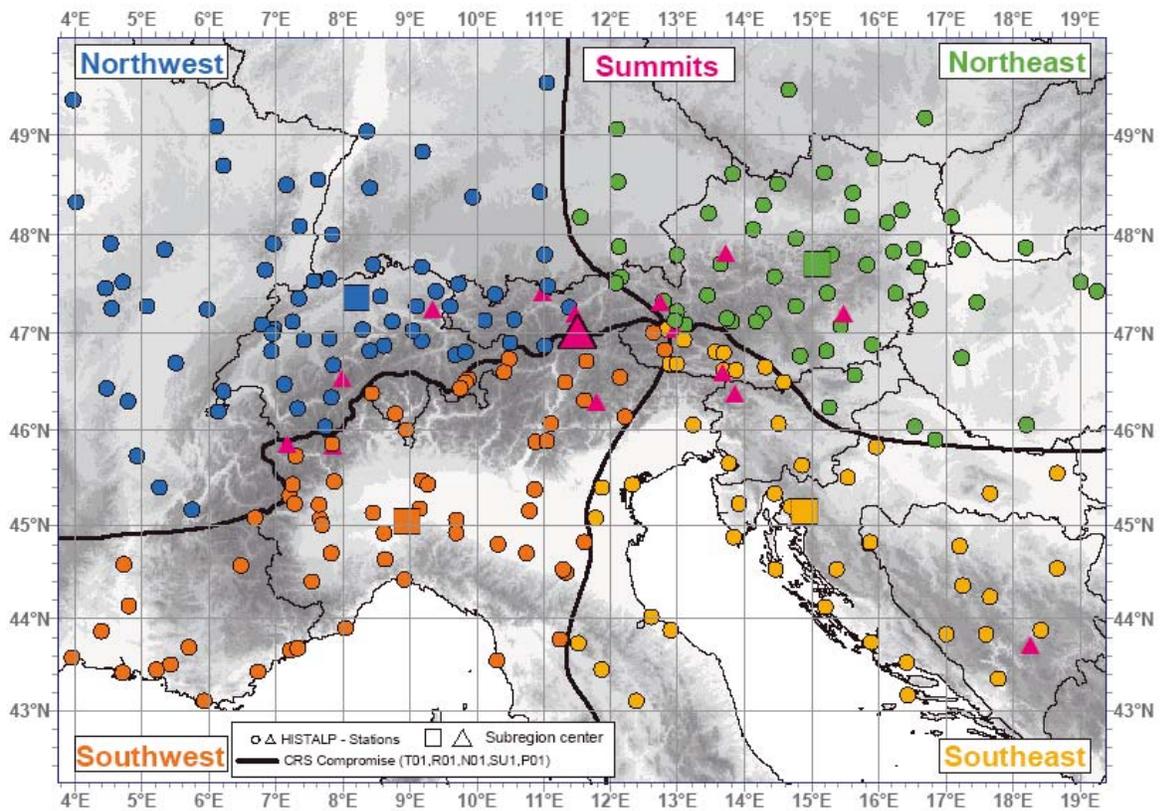
Auf historischen Dokumenten beruhende, quantitative Klimazeitreihen liegen für Mitteleuropa – regional gestreut – ab etwa 1500 n. Chr. vor (Pfister, 1999; Luterbacher et al., 2004; Dobrovolný et al., 2010). Bis zum Jahr 1000 n. Chr. zurück nimmt zwar die Zahl der Datensätze ab, die Erstellung durchgehender Rekonstruktionen ist jedoch trotzdem möglich (z. B. Glaser und Riemann, 2009). Für Österreich liegen im Vergleich zu manchen Nachbarländern (Schweiz, Tschechien) bisher vergleichsweise wenige Studien mit diesem paläoklimatologischen Ansatz vor (z. B. Rohr, 2006a, b; Maurer et al., 2009), obwohl die Ausgangslage, d. h. der Reichtum an historischen Quellen, in ähnlicher Weise gegeben wäre.

### 3.1.2 Instrumentelle Messungen und deren Verwertung in der Klimaforschung

Im folgenden Abschnitt liegt das Hauptaugenmerk auf der Beschreibung von Messnetzen, die aufgrund ihrer Kontinuität für die österreichweite Untersuchung von langfristigen Klimaänderungen geeignet sind, bzw. aufgrund ihrer Auslegung bei kontinuierlicher Fortführung großes Zukunftspotential für die Klima- und Klimafolgenforschung aufweisen. Darüber hinaus gibt es in Österreich aber noch weitere Messnetze, die insbesondere für regionale und lokale Untersuchungen wertvolle Beiträge liefern, z. B. die Messnetze der Bundesländer, der Lawinenwarndienste und von Kraftwerksgesellschaften. Es würde aber den Rahmen dieser Zusammenstellung sprengen, genauer auf sie einzugehen.

#### Messnetz der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG)

Meteorologische Messdaten ermöglichen uns das vergangene Klima detailliert zu studieren und zu analysieren. Die ersten brauchbaren meteorologischen Messungen aus Österreich stammen von der Station Kremsmünster in Oberösterreich und reichen bis in das Jahr 1767 zurück. Neben Kremsmünster können noch Daten weiterer Stationen für Klimaanalysen des 18. Jahrhunderts herangezogen werden: In Wien jene der alten Universitätssternwarte sowie jene der Universität Innsbruck, daneben einige Stationen aus der „Greater Alpine Region“ (Basel, Bern, Genf in der Schweiz; Hohenpeißenberg, Karlsruhe, München, Regensburg, Stuttgart in der Bundesrepublik Deutschland; Budapest in Ungarn; Milano, Padova, Torino und Verona in Italien). Im Laufe des 19. Jahrhunderts stieg die Zahl der Beobachtungsstationen kontinuierlich an. 1851 kam es zur offiziellen Gründung des österreichischen Wetterdienstes (K.K. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus), auf dem heutigen österreichischen Territorium gab es damals bereits 20 meteorologische Beobachtungsstationen (Auer et al., 2001b). Die Zahl der Beobachtungsstationen stieg im Laufe der Zeit noch weiter an. Rückschläge brachten der Erste, aber vor allem der Zweite Weltkrieg. Es mussten nicht nur sehr viele Stationen ihren Betrieb einstellen, aus dem Blickwinkel der Archivierung ereignete sich noch Schlimmeres: Beinahe der gesamte Bestand des Datenarchivs der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik musste dem Reichswetterdienst übergeben werden, wo er 1944 vollständig verbrannte. Nach Ende des zweiten Weltkrieges konnte das Stationsnetz relativ rasch wieder aufgebaut werden. Das derzeitige Messnetz



**Abbildung 3.1** Das HISTALP-Netzwerk von ca. 200 Standorten und mehr als 500 einzelnen Klimazeitreihen (Stand: 2009). Bergstationen sind als Dreiecke gekennzeichnet. Zusätzlich ist die objektiv analysierte Regionalisierung nach Auer et al. (2007) durch Klima-Grenzlinien eingezeichnet

**Figure 3.1** HISTALP Network of 200 stations with more than 500 single climatological time series (status 2009). Mountain stations are marked as triangles. Bold black lines separate regions with common climate variation after Auer et al. (2007)

umfasst etwa 200 Stationen, die noch durch fremdfinanzierte Stationen ergänzt werden, wie etwa die Ö3 Stationen, Kurortstationen oder Stationen der Flugsicherung, sodass das österreichische Bundesgebiet insgesamt durch ca. 250 Wetterstationen abgedeckt ist. Das Messprogramm umfasst Luftdruck, Temperatur, Sonnenschein, Luftfeuchtigkeit, Niederschlag und Schnee, Wind und Strahlung. Bewölkung und spezielle atmosphärische Erscheinungen wie etwa Gewitter werden nach wie vor „subjektiv“ von geschulten BeobachterInnen erfasst. Eine besondere Rolle in einem Alpenland spielen Bergstationen, deren Tradition bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts zurückreicht. Die höchstgelegene Station Österreichs der Brunnenkogel in Tirol (3440 m Seehöhe) hat am 1. Juli 2003 ihren Betrieb aufgenommen. Für Analysen der dekadischen Variabilität und Langfristtrends im Hochgebirge eignen sich in erster Linie der Sonnblick in 3106 m Seehöhe (ab 1887) und die Villacher Alpe (2160 m) mit Messungen seit 1921, die kombiniert mit dem Hochobir (2040 m, Messungen zwischen 1851 und 1944) überhaupt die längste Bergreihe Österreichs ergibt (Böhm, 2004).

Zur Beantwortung von Fragen zur Klimaänderung eignen sich jene Messstationen, aus denen ausreichend lange Zeitreihen gebildet werden können und die den Homogenitätskriterien entsprechen. Dazu wurde an der ZAMG die HISTALP Datenbank für die Greater Alpine Region (GAR) aufgebaut, die 2009 ans Netz ging (<http://www.zamg.ac.at/histalp>) und nun allgemein zugänglich ist. Die Idee einer grenzübergreifenden Datensammlung von instrumentellen Langzeitklimadaten für den Alpenraum und seiner weiteren Umgebung entstand in den frühen 1990ern (Böhm, 1992; Auer, 1993; Auer und Böhm, 1994). Viel Arbeit wurde in die Homogenisierung (vgl. Abschnitt 3.1.3) der Reihen investiert. Dafür wurden Programme entwickelt, die später zum ZAMG-System HOCLIS weiterentwickelt werden sollten (Peterson et al., 1998; Auer et al., 1999). Durch mehrere nationale und internationale Forschungsprojekte wie ALOCLIM - BMWF-GZ. 308.938/3-IV/B3/96 (Auer et al., 2001a und b) und ALPCLIM – EU-FP4 ENV4-CT97- 0639 (Auer et al., 2001c) und CLIVALP („Climate Variability Studies in the

Alpine Region“, FWF P 15076-N06<sup>1</sup>) wurde eine systematische Datenbankstruktur erarbeitet, die Zahl der Elemente erweitert sowie die Anzahl der homogenisierten Reihen vergrößert. Ausführlich beschrieben wird der Datensatz in Auer et al. (2007). Derzeit erlaubt HISTALP das Downloaden von Lufttemperatur, Sonnenscheindauer, Luftdruck und Niederschlag in monatlicher Auflösung, CRSMs („Coarse Resolution Subregional Means“) von Lufttemperatur, Sonnenscheindauer, Bewölkung und Niederschlag (relativ zu 1961 bis 1990 und relativ zu 1901 bis 2000), Griddaten in 1°-Auflösung für Luftdruck, Lufttemperatur und Niederschlag (Relativdaten) sowie absolute Griddaten im 5-Minuten Abstand für Lufttemperatur (Chimani et al., 2012), Gesamtniederschlag (Efthymiadis et al., 2006) und fester Niederschlag (auch in Prozenten des Gesamtniederschlags) (Chimani et al., 2011).

Homogenisierte Tagesdaten liegen derzeit nur für Temperaturextreme und Niederschlagsmengen vor. Der Datensatz<sup>2</sup>, der 2010 aufbereitet wurde (Nemec et al., 2012), umfasst 71 Klimastationen und deckt die Periode 1948 bis 2009 ab. Im Projektendbericht sind die verfügbaren Stationen mit der Anzahl der durchgeführten Homogenisierungen aufgelistet.<sup>3</sup>

Für sechs Standorte stehen aufbereitete Temperaturreihen auf Tagesbasis zur Verfügung, die bis ins 19. Jahrhundert zurückreichen (qualitätsgeprüft, aber nur teilweise homogenisiert).

## Monitoring Sonnen- und Wärmestrahlung

Mitte 2010 wurden an der ZAMG neue Projektinitiativen zum Thema Sonnen- und Wärmestrahlung gestartet<sup>4</sup>, die sowohl ein Klimamonitoring nach dem Stand der Technik ermöglichen und die Qualität des bestehenden Routinemessnetzes verbessern, als auch wichtige Grundlagendaten für die Klimaforschung und die Allgemeinheit liefern (Olefs et al., 2011; Olefs and Schöner, 2012). An fünf ausgewählten Standorten (Wien Hohe Warte, Sonnblick, Innsbruck, Graz, Kanzelhöhe) wurde im Rahmen des ARAD Projektes ein Langzeitmonitoring der Sonnen- und Wärmestrahlung mittels Suntracking-Systemen und einem sehr hohen, international einheitlichen Qualitätsstandard initiiert (BSRN – Baseline Surface Radiation Network). Neben der Direkt-, Diffus- und Globalstrahlung wird auch die langwellige Strahlung der Atmosphäre

mit einer zeitlichen Auflösung von einer Minute gemessen. Verbesserte tägliche Datenqualitätskontrollen der Sonnenscheindauer, Globalstrahlung und Himmelsstrahlung an den österreichweit 250 TAWES-Stationen (ZAMG Routinemessnetz) wurden ebenfalls eingeführt und haben die Qualität des Basismessnetzes erneut gesteigert. Die Erstellung eines Globalstrahlungsmodells auf einem 1×1 km<sup>2</sup> Gitter und die Kopplung an das INCA Nowcasting-System der ZAMG ermöglicht die Analyse der Direkt-, Diffus- und Globalstrahlung auf beliebig geneigte Flächen für ganz Österreich in naher Echtzeit und in Zukunft auch im Bereich der Kurz- und Mittelfristprognose. Erst vor kurzem wurde mittels dieses Modells ein stündlicher Datensatz der Globalstrahlung auf die horizontale und reale Fläche in 100×100 m<sup>2</sup> Auflösung für ganz Österreich in der Periode 1980 bis 2010 berechnet (Pasztor et al., 2014).

## Aerologische Messungen Wien Hohe Warte

Seit Anfang der 1950er Jahre werden auf der Hohen Warte aerologische Messungen mit Wetterballonen durchgeführt. Ab 1957 werden die Starts der Radiosonde einheitlich um 0 und 12 Uhr UTC durchgeführt. Gemessen werden Temperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Um 6 und 18 Uhr UTC werden Ballonaufstiege ohne Sonde durchgeführt. Dabei werden mittels Radar nur die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung erfasst.

Die Daten der Hauptdruckflächen sind seit 1952 in der Datenbank der ZAMG verfügbar, ab 1964 gibt es dort auch die sogenannten „Markanten Punkte“. Die Daten der Windaufstiege sind leider erst ab 1996 digital erfasst worden. Ab 2002 gibt es auch zeitlich hoch aufgelöste Messungen (alle ein oder zwei Sekunden), diese Daten liegen als ASCII-Files vor. Variabilität und Trends in der freien Atmosphäre werden im Abschnitt 3.2.7 besprochen.

## Das phänologische Messnetz

In Österreich betreibt die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik seit 1852, also bereits ein Jahr nach ihrer Gründung, ein phänologisches Beobachtungsnetz, das von Carl Fritsch, Vizedirektor der k.k. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus aufgebaut wurde. Er verfasste eine „Instruction für Vegetationsbeobachtungen“ (Fritsch, 1850, 1854, 1858, 1863), um Beobachtungen an Pflanzen untereinander vergleichbar und damit einer wissenschaftlichen Bearbeitung zugänglich zu machen. Dieses Netz fand mit dem Tod von Fritsch (26.12.1879) sein Ende. Erst ab 1928 organisiert und

<sup>1</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimaforschung/zeitliche-klimaanalyse/clivalp>

<sup>2</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimaforschung/datensatze/hom-start>

<sup>3</sup> [http://www.zamg.ac.at/cms/de/dokumente/klima/dok\\_projekte/homstart/homstart-endbericht](http://www.zamg.ac.at/cms/de/dokumente/klima/dok_projekte/homstart/homstart-endbericht)

<sup>4</sup> <http://www.zamg.ac.at/strahlung>

betreut die ZAMG das österreichische phänologische Netz, mit einer Unterbrechung von 1938 bis 1945.

Das Programm umfasst Beobachtungen an heimischen oder weit verbreiteten Pflanzen, landwirtschaftlichen Nutzpflanzen, Obst und an einigen wenigen Tieren. Die phänologische Beobachtung läuft nach dem Prinzip der „wissenschaftlichen Bürgerbeteiligung“ ab. BeobachterInnen, sogenannte Citizen Scientists notieren / melden den Eintritt von bestimmten Entwicklungsstadien der Pflanzen wie Blühbeginn, Blattentfaltung, Reifebeginn, Laubverfärbung bzw. von z. B. Eintreffen von Zugvögeln und seit 2006 können sie ihre Daten Online direkt via <[www.zamg.ac.at/phaenologie](http://www.zamg.ac.at/phaenologie)> auf die Phänologie-Datenbank der ZAMG hochladen. Der „klassische“ Übertragungsweg einmal jährlich per Post existiert daneben natürlich weiterhin.

Die Zahl der Beobachtungsstandorte betrug 2012 etwa 120, allerdings ist in Abhängigkeit von den beobachteten Pflanzen-Entwicklungsstadien eine große Fluktuation anzutreffen. Herbstphasen finden generell weniger Beachtung als Frühlingsphasen.

Es werden zwar erst seit dem Jahr 1987 alle neu einlaufenden phänologischen Daten digitalisiert, aber dank Unterstützung des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung werden seit einigen Jahren auch die Daten vor 1987 in die phänologische ZAMG Datenbank integriert.

Die Auswirkungen des Klimawandels auf die Biosphäre werden ausführlich in Band 2, Kapitel 3 beschrieben.

### Totalisatoren und Schneepegel Sondermessnetz Sonnblick

Seit 1927 wird rund um den Sonnblick ein Sondermessnetz von Totalisatoren (Niederschlagsmessgeräte) und Schneepegeln betrieben (Auer et al., 1998): Schneepegel auf den Gletschern, Totalisatoren nahe den Gletscherrändern. Die Ableseung der Geräte erfolgt monatlich, die Datenpublikation der Totalisatoren erfolgt regelmäßig in den Jahresberichten des Sonnblick Vereines und im Jahrbuch der ZAMG<sup>5</sup>. Historische Totalisatorenwerte findet man in Roller, 1961; Lauscher, 1961; Auer, 1992.

### Messnetz der Hydrographischen Dienste in Österreich

Seit mehr als hundert Jahren beobachtet der Hydrographische Dienst die Komponenten des Wasserkreislaufes in Österreich, sowie die damit zusammenhängenden Erscheinungen in ihrer räumlichen und zeitlichen Abfolge. Im Anhang ist diesbezüglich eine Übersichtstabelle über Niederschlag (atmosphärischer Bereich), Oberflächengewässer und Grundwasser zu finden, welche Informationen zu den beobachteten Parametern, ihrer zeitlichen Auflösung und über den Beginn der analogen Datenerfassung beinhaltet sowie einen Hinweis falls für den Parameter Daten im Internet zum Download verfügbar sind.

### Niederschlag

Die Erfassung des Niederschlags erfolgt mit Totalisatoren, Ombrometern oder Ombrografen. Von den 1060 im Jahr 2009 bestehenden Niederschlagsmessstellen der Hydrographischen Dienstes waren 156 mit Totalisatoren, 574 mit Ombrometern und 487 mit Ombrografen ausgerüstet. Zusätzlich zur Niederschlags erfassung wird an ca. 830 der bestehenden Messstellen die Schneehöhe bzw. die Neuschneehöhe gemessen, an 695 die Lufttemperatur beobachtet und an 38 die Verdunstung ermittelt. Der Niederschlag zeigt eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität. So können konvektive Niederschlagsereignisse eine Ausdehnung von einigen hundert Metern und eine Dauer von einigen Minuten besitzen und im Vergleich dazu frontale Niederschläge einige hundert Kilometer überdecken und einige Stunden dauern. Durch die starke orographische Gliederung Österreichs wird die räumliche Variabilität noch verstärkt. Daher ist eine hohe Messstellendichte erforderlich um auch in orographisch gegliederten Bereichen (alpiner Bereich) möglichst flächendeckende Aussagen über das Niederschlagsverhalten treffen zu können.

### Schnee

Die Schneebeobachtung beim Hydrographischen Dienst umfasst immer die Messung der Höhe der Schneedecke und des Neuschnees – dabei wird zusätzlich auch die tägliche Niederschlagssumme mit einem Ombrometer ermittelt. An einigen Messstellen erfolgt auch die Bestimmung des Wasseräquivalents der Schneedecke.

<sup>5</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimauebersichten/jahrbuch>

## Oberflächengewässer

Die systematische Einrichtung eines staatlichen Messnetzes an Oberflächengewässern begann in Österreich mit dem Jahr 1893. Ab dem Jahr 1951 bis in die Mitte der 1990er Jahre wurden die Messstellen mit Lattenpegelablesungen durch kontinuierlich registrierende Wasserstandsmessstellen ersetzt. Im Jahr 2009 umfasst das Messnetz an Oberflächengewässern ca. 720 kontinuierlich registrierenden Wasserstandspegel, 575 Durchflussmessstellen und ca. 260 Messstellen, an denen die Wassertemperatur gemessen wird. Die Messnetzdicke in den einzelnen Flussgebieten ist aufgrund der Gewässerdichte sehr unterschiedlich. Im Bundesgebiet kommt eine Wasserstandsmessstelle auf ca. 100 km<sup>2</sup>, wobei dieser Wert im oberösterreichischen Inn- und Salzachgebiet mit einer Messstelle auf 50 km<sup>2</sup> stark überschritten und im Marchgebiet mit einer auf 350 km<sup>2</sup> stark unterschritten wird. Nahezu die Hälfte aller Messstellen erfassen Durchflüsse aus Einzugsgebieten von 100 bis 250 km<sup>2</sup> und ca. 10 % beschreiben Einzugsgebiete bis 25 km<sup>2</sup>. Ein wesentlicher Faktor bei der Anwendung hydrologischer Statistik ist die Anzahl der Beobachtungsjahre. Mit Stand 2009 gibt es für ca. 40 % der Messstellen Durchflussangaben aus 10 bis 30 Jahren. Mehr als 100 Jahre Beobachtungszeit liegen lediglich für die Donaupegel in Wien vor.

Seit 2006 wird an 26 Messstellen die Schwebstoffkonzentration kontinuierlich gemessen. Die Tagesmittelwerte der Schwebstofffracht werden ausgewertet und sowohl im Hydrographischen Jahrbuch Österreichs, als auch im Internet veröffentlicht.

## Grundwasser

Als Beginn der Einrichtung und des Betriebes eines österreichweiten Grundnetzes für die Beobachtung des Grundwasserhaushaltes in Österreich durch den Hydrographischen Dienst wird das Jahr 1955 angegeben. In einzelnen Gebieten liegen aber bereits systematische Beobachtungen seit 1930 vor. Im Jahr 2009 wurde an 3 285 Messstellen der Grundwasserstand an Peilrohren (ca. 60 %) und Brunnen (ca. 40 %) gemessen. Im Jahr 1995 begann der Aufbau eines Quellmessnetzes, in Österreich. 2009 existierten 76 Quellmessstellen an denen Schüttung, Wassertemperatur, Leitfähigkeit und in den meisten Fällen auch Trübung registriert werden.

Eine Tabelle mit Informationen zu den beobachteten Parametern, ihrer zeitlichen Auflösung, den Beginn der analogen Datenerfassung und Hinweise auf Downloadmöglichkeiten findet sich im Anhang. Auswirkungen des Klimawandels auf die Hydrosphäre werden in Band 2, Kapitel 2 beschrieben.

## WegenerNet Klimastationsnetz Region Feldbach

Die Region Feldbach in der Südoststeiermark ist durch eine ausgeprägte, wissenschaftlich und praktisch interessante Variabilität von Wetter- und Klimavorgängen, sowie durch starke rezente Klimatrends geprägt (Wakonigg, 1978; Auer et al., 2007; Pretenthaler und Dalla-Via, 2007; Wakonigg und Podesser, 2010; Kabas et al., 2011a; Kabas, 2012). Dementsprechend wurde sie vom Wegener Zentrum für Klima und Globalen Wandel der Universität Graz (Kirchengast et al., 2011) als Fokusregion für ein Pionierexperiment zur Wetter- und Klimabeobachtung mit sehr hoher Auflösung ausgewählt: Das WegenerNet Klimastationsnetz Region Feldbach (kurz WegenerNet) umfasst 151 meteorologische Stationen, die Temperatur, Feuchte, Niederschlag und andere Parameter mit hoher Genauigkeit in neuartiger räumlicher und zeitlicher Dichte messen (eine Station etwa je 2 km<sup>2</sup> und Messwerte alle 5 Minuten; ca. 1,4×1,4 km<sup>2</sup> Stationsgitter in einem Gebiet von ca. 20×15 km<sup>2</sup> um die Stadt Feldbach, 46.93 °N/15.90 °E; Kirchengast et al., 2008; Kabas und Kirchengast, 2009; Kirchengast et al., 2013).

Seit Jänner 2007 liefert das WegenerNet flächendeckend Daten zur kleinregionalen Wetter- und Klimaentwicklung, nach einer Pilot- und Demonstrationsphase von 2007 bis 2010 seit 2011 in operationeller Form. Ein automatisiertes, kontinuierlich betreutes und weiterentwickeltes Prozessierungssystem stellt qualitätskontrollierte Stationsdaten und daraus abgeleitete regelmäßige Gitterdaten (200×200 m<sup>2</sup> Gitter) in verschiedener zeitlicher Auflösung von 5-Minuten-Basisdaten bis zu Jahresdaten am WegenerNet Datenportal für Visualisierung und Download in Nahezu-Echtzeit bereit (Datenlatenz kleiner als 1–2 Stunden; Kabas et al., 2011b; Kabas, 2012).

Das WegenerNet<sup>6</sup> ist als Langzeit-Feldexperiment angelegt, mit dem übergeordneten Ziel als hochauflösendes Monitoring- und Validierungsgebiet für Wetter- und Klimaforschung und Anwendungen zu dienen. Nutzungen der Daten beinhalten die Validierung und Eichung von nicht-hydrostatischen Klimamodellen und statistischen Skalierungsmethoden auf 1–10 km Auflösung sowie von Wetterradarmessungen und Erdbeobachtungsdaten von Satelliten, insbesondere bezüglich Niederschlag und weiterer hydrologischer Größen, die Untersuchung von geländeklimatologischen Effekten, Studien zum Wasserhaushalt und viele weitere mehr (Wallner, 2008; Oberth, 2010; Reszler et al., 2011; Prein et al., 2011; Kann et al., 2011; Kabas, 2012). Eine detaillierte Gesamtbeschreibung des Netzes und seiner Nutzung wird von Kabas

<sup>6</sup> <http://www.wegenernet.org>

(2012) gegeben, eine konzise Beschreibung von Kirchengast et al. (2013).

Das WegenerNet integriert ab 2012 als komplementäres alpines Kleinmessnetz auch die hydrometeorologischen Stationen der Forschungsplattform Johnsbachtal/Gesäuse in der Obersteiermark. Es ist überdies in einer Reihe von Messnetz-Kooperationen eingebunden, wie beispielsweise beim Netzwerk LTER („Long-Term Ecosystem Research Network“; Mirtl et al., 2012), beim Blitzmessnetz LiNet („Lightning Detection Network“) (Betz et al., 2009) oder ab 2012 beim ISMN (International Soil Moisture Network; Dorigo et al., 2011), um eine möglichst breite Verfügbarkeit und Nutzung zu fördern.

### ALDIS Blitzortung

Das österreichische Blitzortungssystem ALDIS („Austrian Lightning Detection & Information System“ – siehe [www.aldis.at](http://www.aldis.at)) wurde im Jahr 1991/92 als Kooperationsprojekt von VERBUND (heute APG) und dem Österreichischen Verband für Elektrotechnik (OVE) aufgebaut. ALDIS ist ein sogenanntes „Low-Frequency“ (LF) System, das die elektromagnetischen Feldsignale von Blitzen in einem Frequenzbereich von 10–350 kHz auswertet. LF Systeme sind optimal zur genauen Ortung von Wolke-Erde Blitzen. Seit dem Jahr 2000 ist ALDIS integriert in das gesamteuropäische Netzwerk EUCLID („European Cooperation for Lightning Detection“), dem Zusammenschluss mehrerer nationaler Netzwerke zu einem länderübergreifenden System mit ca. 130 Ortungssensoren. Durch die Einbindung von Sensoren in den umliegenden Ländern ist eine gleichmäßige Ortungsqualität über das gesamte Bundesgebiet gewährleistet, die vor dem Zusammenschluss im Westen Österreichs aufgrund der geographischen Gegebenheiten nicht realisierbar war.

Seit Anfang der 1990er Jahre, dem weltweiten Beginn des großflächigen Einsatzes der Blitzortung, gab und gibt es immer noch technologische Verbesserungen sowohl bei den verfügbaren Sensoren als auch bei den eingesetzten Auswertalgorithmen. Diese Verbesserungen sowie der Zusammenschluss mit den Nachbarländern führten zu einer entsprechend verbesserten Datenqualität. Eine Zusammenfassung der wesentlichen Entwicklungsstufen von ALDIS während der ersten 10 Betriebsjahre von 1992 bis 2001 findet man in Schulz et al. (2005).

Derzeit sind bei ALDIS acht LS7000 Sensoren der Firma VAISALA im Einsatz, die dem aktuellen Stand der Technologie entsprechen und in den Jahren 2005/2006 installiert wurden. Mit diesem Sensortyp ist es auch möglich, einen Teil der Wolke-Wolke Blitze zu detektieren.

Verschiedene Auswertungen von Blitzentladungen in den Sender Gaisberg bei Salzburg – dort betreibt ALDIS seit 1998 eine Blitzforschungsstation – bzw. von Blitzen, die auf Basis von Videoaufzeichnungen und elektrischen Feldmessungen eindeutig als Wolke-Erde Blitze verifiziert werden konnten, haben für ALDIS eine aktuelle „Detection Efficiency“ von 98 % und einen Medianwert von 124 m für die Ortungsgenauigkeit geliefert.

Mit der ALDIS Blitzdatenbank ist es möglich, die Anzahl der Wolke-Erde Blitzschläge innerhalb gegebener geographischer Grenzen zu zählen. Die Anzahl der in Österreich georteten Blitze variierte in den vergangenen Jahren grob zwischen 100 000 und 280 000. Das seit dem Start von ALDIS blitzaktivste Jahr war das Jahr 2006. Eine Gegenüberstellung der Anzahl der georteten Blitze in den einzelnen Jahren bis zum jeweils aktuellen Datum ab 1992 ist online auf der ALDIS-Homepage verfügbar.

### Messungen der Luftgüte und Treibhausgasentwicklung

Kontinuierliche Messungen von Luftschadstoffen und Treibhausgasen (THG) werden vom Umweltbundesamt durchgeführt<sup>7</sup>. Exemplarisch sind hier die THG-Messungen am Sonnblick Observatorium genauer beschrieben. Die Messstelle befindet sich am Gipfel des Hohen Sonnblick in 3 106 m Seehöhe direkt am Alpenhauptkamm an der Grenze zwischen den Bundesländern Salzburg und Kärnten. Von Juni 2000 bis Juli 2010 wurden die Messungen mit einem URAS-14 Gerät (Hartmann und Braun 3.507855.9) durchgeführt. Für März 2012 ist die Wiederaufnahme der Messungen mit einem Gerät der Firma Picarro (Cavity RingDown Spektrometer G2301) beabsichtigt. Neben CO<sub>2</sub> erlaubt das Gerät zudem die Messung von Methan (CH<sub>4</sub>) und Wasserdampf (H<sub>2</sub>O).

Seit 1999 wurde ein kontinuierlicher Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration seit Jänner 1999 von knapp 0,18 ppm/Monat (Bestimmtheitsmaß: 0,63) verzeichnet. Dem Anstieg ist ein Jahresgang überlagert, der stark vom Jahresgang der Emissionen und der pflanzlichen Aktivität auf der Nordhemisphäre geprägt ist: Aufnahme von CO<sub>2</sub> durch die Vegetation im Sommer und höhere anthropogene Freisetzung von CO<sub>2</sub> im Winter (eine graphische Darstellung der Sonnblick-Daten findet sich in Band 1; Kapitel 2, eine vergleichende Darstellung mit den Messungen am Mauna Loa in Band 1, Kapitel 5).

<sup>7</sup> <http://www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/luft/messnetz/>

## Das Österreichische UV-B-Messnetz

Um Gesundheitsgefährdungen durch UV-Strahlung (Sonnenbrand, Hautkrebs etc.) zu vermindern, ist es von großer Bedeutung, dass die Öffentlichkeit laufend auf hohem Qualitätsniveau über die aktuelle Strahlungsbelastung informiert wird. Dazu wurde 1998 im Auftrag des Lebensministeriums das Österreichische UV-B-Messnetz etabliert, welches von der Sektion für Biomedizinische Physik der Medizinischen Universität Innsbruck in Zusammenarbeit mit der Firma CMS Ing. Dr. Schreder GmbH, 6322 Kirchbichl kontinuierlich betreut wird.

Die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik betreibt die Stationen Dornbirn, Innsbruck, Mariapfarr und Klagenfurt. Die Stationen Steyregg, Bad Vöslau und Graz werden vom Umweltbundesamt in Kooperation mit den Umweltautoren der jeweiligen Bundesländer betrieben. Das Institut für Meteorologie der Universität für Bodenkultur betreibt die Stationen Sonnblick und Großenzersdorf. Die Station Gerlitzen wird vom Institut für Physik der Universität Graz und die Station Wien vom Institut für Medizinische Physik und Biostatistik der Universität für Veterinärmedizin betrieben.

Die Veröffentlichung der maximalen UV-Indexwerte des jeweiligen Tages sowie der Messwerte des Gesamtzongehaltes der atmosphärischen Ozonschicht am Hohen Sonnblick erfolgt im ORF-Teletext auf Seite 644. Die ausgewerteten Daten werden darüberhinaus täglich im Internet veröffentlicht. Die Zusammenhänge zwischen Klima und UV-Strahlung sind in Band 3, Kapitel 4 (Gesundheit und Tourismus) beschrieben.

### 3.1.3 Datenbearbeitung und -analyse

#### Metadaten

Unter Metadaten sind ganz allgemein alle Daten gemeint, die Informationen über andere Daten enthalten. Ohne Metadaten sind Datensätze nicht nutzbar, da sie grundlegende Informationen wie Koordinaten, Instrumentierung, die Lage der Station, ihre Umgebung, ob die Messung manuell oder automatisiert erfolgt und vieles mehr beschreiben. Wichtig zu wissen ist aber auch die Datenqualität: handelt es sich um Rohdaten, wurden die Daten korrigiert oder homogenisiert. Eine detaillierte Zusammenschau ist in Aguilar et al. (2003) gegeben. Metadaten spielen speziell für die Datenhomogenisierung eine große Rolle, da in den Metadaten sämtliche Informationen, die zu künstlichen Brüchen oder Trends führen könnten, gesammelt sein sollten (Auer et al., 2004). Meist werden Metadaten gar nicht, oder nur in begrenzter Auswahl (Stationskoordinaten

und Seehöhe) über das Internet zur Verfügung gestellt z. B. von der ZAMG<sup>8</sup> oder der Hydrographie Österreich<sup>9</sup>. Andere Quellen sind beispielsweise die Jahrbücher der beiden genannten Institutionen.

#### Datenqualität

Diese Zusammenstellung über Datenqualität und Datenprüfung bezieht sich auf Prüfroutinen, die bei der ZAMG und der Hydrographie Österreich als wichtige Messnetzbetreiber Österreichs verwendet werden. Klimafolgenforschung erfordert präzise und qualitätsgeprüfte Datensätze<sup>10</sup> Besonders in den letzten Jahren stieg das öffentliche Interesse an klimarelevanten Themen. Dies und die Tatsache, dass durch die Erweiterung und Automatisierung des österreichischen Messnetzes auch das zu verarbeitende Datenvolumen gestiegen ist, erforderten eine Anpassung, Überarbeitung sowie Verbesserung ganzer Prüfroutinen und Applikationen, beispielsweise beschrieben in Lipa und Jurkovic (2012), Spengler et al. (2003), Streicher (2003), Gudlat et al. (2003), Stepanek (2011) und Jurkovic (2008).

Beschränkte man sich am Anfang noch auf die Prüfung von Tagesdaten, speziell Terminwerten durch DatenprüferInnen, die Korrekturen auf einem Klimabogen verzeichneten und keinerlei Informationen von Nachbarstationen verwenden konnten, werden mittlerweile täglich mehr als 1 Mio. Datensätze mit automatischen Prüfprogrammen innerhalb kürzester Zeit untersucht. Dabei durchlaufen die Werte eine klimatologische, zeitliche und räumliche Konsistenzprüfung sowie eine Vollständigkeitskontrolle. Die Endprüfung erfolgt nach wie vor durch regional geschulte BearbeiterInnen, welche komplexe Sachverhalte – die maschinell nur schwer erfasst werden können – rasch und effektiv aufgreifen, verarbeiten und individuell lösen können.

Die Hydrographie Österreichs prüft, korrigiert, archiviert und analysiert die erhobenen Daten mit dem Hydrographischen Datenmanagement System (HyDaMS). Diese Software beinhaltet Auswerte- und Bearbeitungsmodule zur Qualitätsprüfung hydrographischer Daten die von allen Hydrographischen Diensten in Österreich verwendet werden. Die Datenprüfung erfolgt beim Hydrographischen Dienst nach einheitlichen Regeln, die in spezifischen Anleitungen zusammengefasst sind. Neben der visuellen Prüfung von Ganglinien auf „Ausreißer“ werden auch Vergleiche mit anderen meteorologischen Parametern und räumliche Konsistenzprüfungen

<sup>8</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/messnetze/wetterstationen>

<sup>9</sup> <http://ehyd.gv.at>

<sup>10</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/messnetze/datenpruefung>

durchgeführt. Vermehrt kommen auch teilautomatische Prüfroutinen zum Einsatz die den/die SachbearbeiterIn bei der Kontrolltätigkeit unterstützen. Die Kontrolle der nicht direkt gemessenen Durchflussganglinie an Oberflächengewässern, erfolgt zusätzlich durch den Spendenvergleich benachbarter Messstellen.

## Homogenisierung

Homogenisieren ist ein aufwändiges aber notwendiges mathematisch-statistisches Verfahren, um lange Klimazeitreihen für die objektive Klimaforschung überhaupt erst nutzbar zu machen, da lange Zeitreihen von Inhomogenitäten betroffen sein können. Inhomogenitäten in den Klimazeitreihen verfälschen die Größenordnung der berechneten Trends. In Einzelfällen sind Trends inhomogener Zeitreihen sogar durch falsche Vorzeichen gekennzeichnet. Studien in der „Greater Alpine Region“ (GAR) haben gezeigt, dass im Mittel für die HISTALP Zeitreihen Homogenität elementabhängig nur zwischen 12 (Sonnenscheindauer) und 31 (Luftdruck) Jahren gegeben ist. Für Lufttemperatur und Niederschlag wurden als mittleres homogenes Zeitintervall 23 Jahre berechnet. (Auer et al., 2007). Die Mittelung einer ausreichenden Anzahl von Stationen verringert zwar das Problem mit zufällig verteilten Inhomogenitäten, bringt aber keine Verbesserungen bei systematischen Veränderungen, die in einem Messnetz ziemlich gleichzeitig erfolgen. Beispiele dafür sind etwa eine Verschiebung der Beobachtungszeiten, neue Vorschriften für Mittelbildungen, die Einführung von Wetterhütten, die Höhe der Installation von Regenmessern, Automatisierung eines gesamten Messnetzes innerhalb kurzer Zeit und viele andere Ursachen.

Die ersten modernen Regenmessgeräte wurden Ende des 19. Jahrhunderts meist auf Hausdächern installiert, damit der Regen nicht durch Bäume oder Häuser abgeschirmt werden konnte. Durch die dort herrschende erhöhte Windverwirbelung konnte allerdings ein beträchtlicher Teil des Niederschlags nicht ins Messgerät fallen. Allein aus diesem Grund zeigen diese Messungen einen 10 % geringeren Niederschlag im Vergleich zu heute (Auer et al., 2005). Dies führte insbesondere bei Schneefall zu einer deutlichen Unterschätzung. Daher wurden die Messgeräte allmählich in bodennahe Aufstellungsorte verlegt, der Prozess war aber erst gegen 1950 abgeschlossen. Heute werden die Niederschlagsmessgeräte möglichst windgeschützt nahe dem Boden aufgestellt.

Vor der Einführung von Wetterhütten – der Prozess begann in der GAR ca. zwischen 1850 und 1870 – waren die Thermometer, obwohl meist an der Nordwand eines Hauses aufgestellt, unzureichend vor Sonnenstrahlung geschützt.

Verglichen mit den heute ventilerten, in Wetterhütten installierten Thermometern waren Sommertemperaturen zu warm, Wintertemperaturen zu kalt, bei Überwiegen des Sommerfekt. Mit Hilfe der heute noch unveränderten Thermometeraufstellung in Kremsmünster konnten Böhm et al. (2009) diesen Effekt quantifizieren und letztlich für einzelne Stationen den „early instrumental warm bias“ korrigieren. Die stärksten strahlungsbedingten negativen Korrekturen mussten im Juni angebracht werden (im Mittel 0,4 °C), leicht positive Korrekturen fanden sich im Februar und März.

Die Effektivität verschiedener Homogenisierungsmethoden von Monatsdaten wurde im Rahmen einer viereinhalb Jahre andauernden COST Aktion<sup>11</sup> mit Hilfe eines „Blind Benchmark Experiments“ getestet (Venema et al., 2012). Die an der ZAMG verwendeten Verfahren HOCLIS (Auer et al., 2001b) basierend auf Craddock, 1979 und PRODIGE (Causinus und Mestre, 2004) lieferten akzeptable Ergebnisse. Um gute Ergebnisse zu liefern, bedürfen beide (manuellen) Methoden jedoch der klimatologischen Erfahrung der anwendenden Person und der relevanten Metadaten (Aguilar et al., 2003).

Für die Homogenisierung täglicher Klimadaten, die in Österreich soeben aufgebaut wird, wird an der Zentralanstalt für Meteorologie die Prozedur HOMOP verwendet: Sprungdetektion auf Monatsbasis mit Hilfe von PRODIGE, Korrektur mit SPLIDHOM (Mestre et al., 2011). Die in Österreich gesammelten Erfahrungen beziehen sich auf tägliche Lufttemperaturextreme und Niederschlag (Nemec et al., 2012). Ein Resultat dieser Homogenisierung ist beispielsweise, dass bei den Temperaturen die an den Daten anzubringenden Korrekturen überwiegend negativ waren, wodurch die Temperaturen im früheren Teil der Zeitreihen gesenkt und somit die positiven Trends der Zeitreihen verstärkt wurden. Die Homogenisierung von täglichen Daten erfordert ein Anpassen der gesamten Häufigkeitsverteilung, aber aufgrund der geringeren Korrelation von Tagesdaten (Auer et al., 2004) ist die Dichte des Messnetzes für das in Österreich gegebene orographisch gegliederte Gelände nicht immer ausreichend. Aus diesem Grund waren 16 % der Niederschlagszeitreihen (Nemec et al., 2012) nicht homogenisierbar, da es an geeigneten Referenzen mangelte.

Für die dreidimensionale Erfassung des Klimawandels in der Atmosphäre stehen ab etwa 1950 Zeitreihen des globalen Radiosondennetzwerkes (ca. 1000 Stationen weltweit) zur Verfügung. Sie messen meist zweimal täglich Temperatur, Wind und Luftfeuchtigkeit bis in Höhen von 20 bis 35 km. Die Instrumentierung wurde in den letzten Jahrzehnten stetig verbessert und systematische Temperaturmessfehler konnten

<sup>11</sup> <http://www.homogenisation.org>

### Box 3.1: Trends

Wenn von einem Trend die Rede ist, ist im Allgemeinen ein linearer Trend gemeint. Dazu wird hauptsächlich die Methode des „least-square fitting“ verwendet. Ein heikler Punkt bei der Bestimmung eines Trends ist die verwendete Zeitspanne, da eine Verlängerung, Verkürzung oder Verschiebung der betrachteten Zeitscheibe eine Änderung im Trend nach sich ziehen kann. Der Effekt geänderter Zeitabschnitte kann mit der running trends-Analyse (Brunetti et al., 2006) untersucht werden. Wegen der hohen Unsicherheit bei der Trendbestimmung ist eine Abschätzung der Glaubwürdigkeit unerlässlich. Dies geschieht z. B. mit dem nicht-parametrischen Mann-Kendall-Test (Sneyers, 1990) oder dem gebräuchlichen Student-T-Test.

Eine andere Möglichkeit der Abschätzung von Unsicherheiten ist der Einsatz von Monte Carlo-Verfahren. Ein Beispiel dafür ist das Bootstrapping-Verfahren. Dabei wird aus dem vorhandenen Datensatz durch Zufallsverfahren eine Teilmenge (dabei können einzelne Werte, oder aber auch Datengruppen ausgewählt werden) entnommen und die statistische Untersuchung durchgeführt. Die sich durch ein oftmaliges Wiederholen der Auswertungen mit jeweils anderen, zufällig bestimmten Teilmengen ergebenden Unterschiede in den Resultaten sind ein Maß für die Unsicherheit.

vor allem in höheren Atmosphärenschichten von mehreren Kelvin in den Anfangsjahren auf wenige Zehntel Kelvin reduziert werden. Diese zeitliche Änderung des systematischen Messfehlers macht allerdings eine Homogenisierung der Radiosondentemperaturen unumgänglich, bevor sie für Analysen des Klimawandels verwendet werden können. Das trifft auch für die österreichischen Radiosondenstationen, vor allem der Hohen Warte in Wien zu, die bis 1951 zurückreicht (Zimmermann, 2009). International anerkannte automatische Homogenisierungsverfahren sind etwa in Haimberger et al. (2008), Haimberger et al. (2012), Sherwood et al. (2008) sowie Titchner et al. (2009), beschrieben. Auch globale Reanalysen wie ERA-Interim (Dee et al., 2011) verwenden mittlerweile, homogenisierte Radiosondendaten als Eingangsdaten. Systematische Fehler in Windmessungen, zum Beispiel durch falsche

Einordnung der Stationen, können ebenfalls beträchtlich sein, sind aber oft sehr gut homogenisierbar (Gruber and Haimberger, 2008). Zeitreihen von Feuchtemessungen von Radiosonden, insbesondere vor 1990, sind meist sehr inhomogen. Versuche der Homogenisierung, wie in Dai et al. (2011) beschrieben, können grob unrealistische Sprünge in den Zeitreihen entfernen aber keine gesicherte Trendinformation liefern.

### Austrian Climate Data Rescue

Climate Data Rescue ist die Sicherung des Datenbestandes durch Digitalisierung von historischen Originalaufzeichnungen (z. B. Klimabögen), welche nur in Archiven gelagert sind und so dem Risiko eines plötzlichen Verlustes oder schleichenden Verfalls ausgesetzt sind. Die Umsetzung der Climate Data Rescue Initiative<sup>12</sup> erfolgt in Österreich seit 2007 mit der Unterstützung des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung. Von diesem Zeitpunkt an konnten rund 50 % der historischen Papierdaten digitalisiert, bearbeitet und damit für die Nachwelt gesichert werden.

### Datenanalyse

In diesem Abschnitt werden einige in Kapitel 3 verwendete Begriffe und Methoden in aller Kürze erklärt. Ein Anspruch auf Vollständigkeit wird nicht erhoben. Für eine genauere Darstellung der genannten Methoden oder Information bezüglich mögliche Alternativen wird auf Chatfield (2004), Peña et al. (2001), Wilks (2006) und Daley (1993) verwiesen.

Eine Analyse von Daten kann mit einer Vielzahl von Datenquellen durchgeführt werden. Die im Folgenden genannten Methoden werden bei Stationsdaten angewandt, doch können hier auch Zeitreihen (regional gemittelter) Gitterpunkte aus Reanalysen (mit Hilfe Wettervorhersage-modellen im Nachhinein erstellte Karten des Zustandes der Atmosphäre zu einem gewissen Zeitpunkt) bzw. Klimamodelle zum Einsatz kommen. Eine Ausnahme bilden dabei die im Abschnitt Interpolation aufgezählten Methoden, bei der nur punktuelle Einzelwerte (z. B. Stationsdaten) zum Einsatz kommen.

Welche Methoden für die einzelnen Fragestellungen in Anwendung kommen ist von den Eigenschaften des untersuchten Parameters und der Fragestellung abhängig.

<sup>12</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/messnetze/datenpruefung>

Tabelle 3.1 Auflistung der Hauptextremwertindizes, nach <[http://etccdi.pacificclimate.org/list\\_27\\_indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml)>Table 3.1 Climate Change Detection Indices, after <[http://etccdi.pacificclimate.org/list\\_27\\_indices.shtml](http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml)>

FD0	Anzahl an Frosttagen	Frosttag: Temperaturminimum < 0°C
SU25	Anzahl der Sommertage	Sommertag: Temperaturmaximum > 25°C
ID0	Anzahl an Eistagen	Eistag: Temperaturmaximum < 0°C
TR20	Anzahl der Tropennächte	Tropennacht: Temperaturminimum > 20°C
GSL	Länge der Wachstumsphase	Zeitspanne zwischen den ersten 6 aufeinanderfolgenden Tagen mit Temperaturmittel > 5°C ab dem 1. Jänner und den ersten 6 aufeinanderfolgenden Tagen mit Tmittel < 5°C nach dem 1. Juli.
TXx	maximales Temperaturmaximum	
TNx	maximales Temperaturminimum	
TNn	minimales Temperaturminimum	
TXn	minimales Temperaturmaximum	
TN10p	Kühle Nächte	Prozentsatz der Tage (z. B. im Jahr) deren Temperaturminimum < als das 10. Perzentil der Temperaturminima aus betrachteter Klimaperiode ist
TX10p	Kühle Tage	Prozentsatz der Tage (z. B. im Jahr) deren Temperaturmaximum < als das 10. Perzentil der Temperaturmaxima aus betrachteter Klimaperiode ist
TN90p	Warme Nächte	Prozentsatz der Tage (z. B. im Jahr) deren Temperaturminimum > als das 90. Perzentil der Temperaturminima aus betrachteter Klimaperiode ist
TX90p	Warme Tage	Prozentsatz der Tage (z. B. im Jahr) deren Temperaturmaximum > als das 90. Perzentil der Temperaturmaxima aus betrachteter Klimaperiode ist
WSDX	Dauer von Hitzeperioden	Jährliche Anzahl von Tagen bei denen mindestens 6 aufeinander folgende Tage eine maximale Temperatur höher als das 90te Perzentil haben.
CSDI	Dauer von Kälteperioden	Jährliche Anzahl von Tagen bei denen mindestens 6 aufeinander folgende Tage eine minimale Temperatur kleiner als das 10te Perzentil haben
DTR	tägliche Temperaturschwankung	Mittlere Differenz Temperaturmaximum – Temperaturminimum
RX1 day	monatlicher Maximalniederschlag	Maximale eintägige Niederschlagssumme/Monat
RX5d	monatliches 5tägiges Niederschlagmaximum	Maximale fünftägige Niederschlagssumme/Monat
SDII	Einfacher Niederschlagsintensitätsindex	Summe des Niederschlages dividiert durch die Niederschlagstage mit einer Menge > 1 mm
R10	Anzahl der Tage mit Niederschlag > 10 mm	
R20	Anzahl der Tage mit Niederschlag > 20 mm	
Rnn	Anzahl der Tage mit Niederschlag > nn mm	(nn = beliebige Niederschlagsmenge)
CDD	maximale Länge von Trockenperioden	Maximale Anzahl aufeinanderfolgender Tage mit Niederschlag < 1 mm
CWD	maximale Länge von Niederschlagsepisoden	Maximale Anzahl aufeinanderfolgender Tage mit Niederschlag ≥ 1 mm
R95p	Gesamtniederschlagssumme von Tagen mit Niederschlag > dem 95er-Perzentil der betrachteten Klimaperiode	
R90p	Gesamtniederschlagssumme von Tagen mit Niederschlag > dem 90er-Perzentil der betrachteten Klimaperiode	
PRCP-TOT	Gesamtniederschlag	Summe aller Niederschläge an Tagen mit Niederschlag > 1 mm

## Zeitreihenanalyse

Die Auswertung ausreichend langer Klimareihen erfolgt mit Methoden der Zeitreihenanalyse: Zur Sichtbarmachung der längerfristigen Entwicklung verwendet man Filterfunktionen, die kurzzeitige Schwankungen unterdrücken. Ein häufig gebrauchter Filter ist der Gauß'sche Tiefpassfilter. In den dargestellten Österreichzeitreihen des Abschnitts 3.2.5 werden durch die Verwendung der Filterweite von 20 Jahren kürzere Schwankungen unterdrückt.

Zur Beschreibung der Variabilität verwendet man meist die Standardabweichung oder den Interquartilbereich (Bereich zwischen dem kleinsten und dem größten Viertel der Daten).

Um einen Zusammenhang zwischen Zeitreihen des gleichen Parameters an unterschiedlichen Stationen bzw. Zeitreihen unterschiedlicher Parameter zu erkennen werden Korrelationen (meist Pearson'sche Korrelationskoeffizienten) verwendet. Für nicht normalverteilte Korrelationen wird z. B. die Fischers  $z$ -Transformation angewendet.

Eigenwertmethoden (z. B. Principal Component Analysis (PCA)) eignen sich zum Auffinden von Unterschieden in den Zeitreihen, Stationen in Gruppen zusammenzufassen, fehlende Daten zu rekonstruieren oder Zusammenhänge zwischen unterschiedlichen Datensätzen zu untersuchen. Eine Aufteilung der Stationen in unterschiedliche Gruppen ist auch mit der Methode der Clusteranalyse möglich.

## Extremwertindizes

Extremwertindizes kommen häufig zum Einsatz, wenn es um die Abschätzung von Klimaänderungen in den Extremen geht. Sie geben die Häufigkeit an, mit der ein gewisses Phänomen, das als Extremwert angesehen wird, in den einzelnen Jahren vorkommt.

Zur Auswertung von meteorologischen Extremen existieren einige Sammlungen international anerkannter Definitionen wie beispielsweise jene aus STARDEX<sup>13</sup> und ECA&D<sup>14</sup>.

In Abschnitt 3.2.6 finden die in Tabelle 3.1 angeführten 27 Indizes, die alle auf täglichen Temperatur- und Niederschlagsdaten basieren und bei einer Zusammenarbeit mehrerer internationaler Arbeitsgruppen ausgewählt wurden (ETCCDI/CRD-Homepage<sup>15</sup>). Man beachte leichte Abwei-

chungen von den in Österreich üblichen Definitionen, wo z. B. auch ein Tag mit  $T_{\max} = 25^\circ\text{C}$  als Sommertag gilt.

Die Verwendung dieser Indizes erlaubt eine Untersuchung der Häufigkeit beziehungsweise der Trends unterschiedlicher spezieller Wettersituationen (z. B. Anzahl der Frosttage, Anzahl der Niederschlagstage), die auf Menschen, Tiere oder Pflanzen einen wichtigen Einfluss haben, aber auch Änderungen, die ausschließlich auf der Verteilung z. B. der Temperatur an sich basieren, können untersucht werden (z. B. kühle und warme Tage). Ein großer Vorteil der vereinheitlichten Indizes, ist die Vergleichbarkeit der Resultate aus unterschiedlichen Untersuchungen. Die Indizes können für Jahre, Jahreszeiten oder Monate berechnet und ausgewertet werden.

Neben diesen Größen gibt es weitere gebräuchliche Parameter, etwa die Zahl der Kysely-Hitzeperioden (Kysely 2004). Diese sind als mindestens 3 aufeinanderfolgende Tage mit einer Maximaltemperatur über  $30^\circ\text{C}$  definiert. Das Ende der Periode ist erst erreicht, wenn die maximale Temperatur an einem Tag unter  $25^\circ\text{C}$  oder die mittlere Maximaltemperatur aller Tage der Periode unter  $30^\circ\text{C}$  liegt. Der Palmer Drought Severity Index (PDSI) bestimmt über Niederschlag und Temperatur auf Monatsbasis Zeitspannen von Trockenheit bzw. von Feuchtigkeit im Vergleich zum Klimamittel. Er bezieht sich auf die Bodenfeuchte und wurde für unterschiedliche Regionen der Erde entsprechend den dortigen Bedingungen angepasst.

## Extremwertstatistik

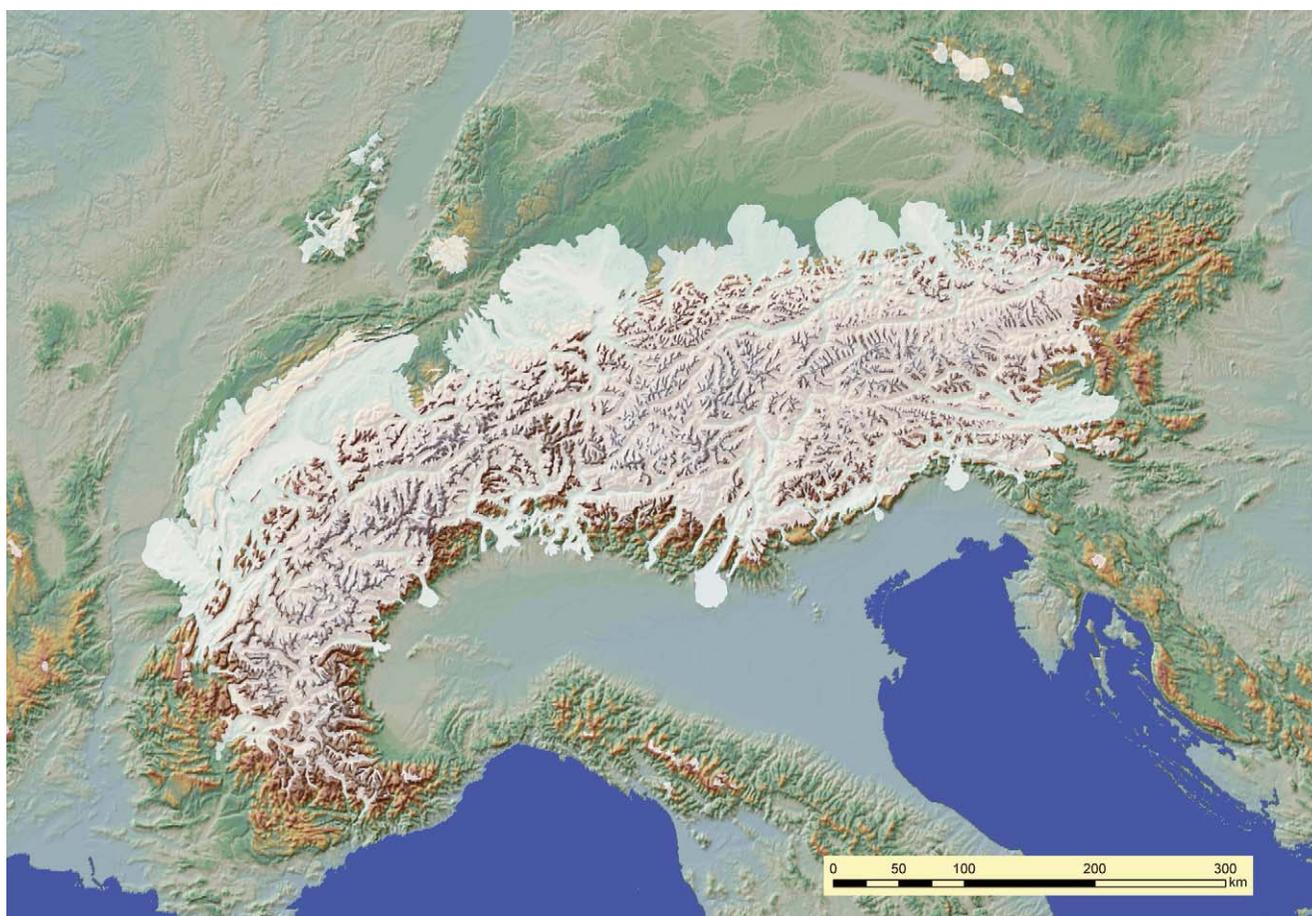
Für die Bestimmung von Wiederkehrzeiten extremer Ereignisse kommt im Falle des Niederschlages häufig die generalisierte Extremwertverteilung, die Weibull- oder die Gumbel-Verteilung zur Anwendung. Mit der  $r$ -largest order-Methode (Coles, 2001) wird diese Verteilung an die stärksten Ereignisse in jedem Jahr angepasst. Die POT-Methode (Peaks over Threshold) verwendet alle Ereignisse, die einen gewählten Schwellwert überschreiten (Davison und Smith, 1990). Es ist zu beachten, dass die für die Anpassung verwendeten Daten unabhängig voneinander sind, also nicht von einem Ereignis (z. B. längere Niederschlagsepisode) stammen. Um die Qualität der Anpassung zu testen kann unter anderem der Kolmogorov-Smirnov-Test zum Einsatz kommen.

Was in diesem Zusammenhang als Extremwert definiert wird, kommt auf das zu untersuchende Phänomen an. Es kann sich dabei um Werte über einem gewissen Schwellwert (z. B. Warnstufen) handeln, oder um Werte, deren Häufigkeit unter einer gewählten Perzentilgrenze liegen.

<sup>13</sup> [http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/deis/Diagnostic\\_tool.pdf](http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/deis/Diagnostic_tool.pdf)

<sup>14</sup> <http://eca.knmi.nl/indicesextremes/indicesdictionary.php>

<sup>15</sup> <http://etccdi.pacificclimate.org/index.shtml>



**Abbildung 3.2** Die maximale Eisausdehnung im Alpenraum während des letzten Hochglazials (Ehlers, 2011; auf der Grundlage von Ehlers und Gibbard, 2004). Die Eisfläche ist in Weiß gehalten. Die Abnahme der Größe der lobenförmigen Vorlandgletscher von West nach Ost und das Ende des zusammenhängenden Eisstromnetzes östlich des Gesäuses ist Ausdruck des damaligen ausgeprägten zonalen Feuchtigkeitsgradienten. Die Land-Meer-Verteilung entspricht dem heutigen Zustand; aufgrund des Meeresspiegeltiefstandes war der Nordteil der heutigen Adria damals Festland

**Figure 3.2** Ice extent (in white) in the Alps during the last glacial maximum (Ehlers, 2011; based on Ehlers and Gibbard, 2004). The west-east decrease in the size of the lobate piemont glaciers emerging from the ice-stream network is an expression of the pronounced zonal moisture gradient at that time. The land-sea distribution is that of today; due to the sea-level lowstand the northern part of the Adriatic Sea was emergent land during the last glacial maximum

## Interpolationen

Die Interpolation von Messdaten ist hilfreich um Information über den Parameter in Bereichen zu erhalten, in denen keine Messungen vorgenommen werden. Dabei werden die an den Stationen gemessenen Werte verwendet, meist unter Verwendung von zusätzlicher Information etwa über das Gelände, um an regelmäßig verteilten Gitterpunkten Daten zur Verfügung zu haben.

Grundsätzlich gibt es unterschiedliche Ansätze. Die Wahl der Methode hängt von der gewünschten Auflösung (räumlich und zeitlich) und dem Zweck der Analyse ab. Kriging ist eine weitverbreitete Interpolationsmethode, von der es zahlreiche für unterschiedliche Fragestellungen optimierte Arten

gibt. Die Unterschiede betreffen zum Beispiel die Möglichkeit, Trends in den Daten zu berücksichtigen. Die beim Kriging verwendeten Gewichte sind von der Entfernung und der Kovarianz der Stationen untereinander abhängig. Das führt dazu, dass geclusterte Stationen nicht überbewertet werden. Die zweite große Interpolationsfamilie ist der Spline. Bei diesem wird die Interpolation über eine Minimierungsbedingung, die aus einer Glattheitsbedingung (etwa möglichst geringe räumliche Krümmung) in Kombination mit einem gewichteten sogenannten Penaltyterm besteht, durchgeführt. Dadurch wird nicht nur die Glattheit des Feldes, sondern auch die Übereinstimmung des interpolierten Feldes mit den Messdaten berücksichtigt. Neben den Stationsdaten und daraus abgeleiteten Größen kann bei den unterschiedlichen Interpolations-

methoden auch noch zusätzliche Information z. B. physikalische Zusammenhänge oder Information aus Modellfeldern verwendet werden.

Eine häufig verwendete Methode zur Evaluierung der verwendeten Interpolationsmethode ist die Cross-Validation, bei der jeweils einzelne Stationen nicht für die Interpolation verwendet werden, sodass der Messwert mit dem interpolierten Wert verglichen werden kann.

---

## 3.2 Resultate

### 3.2 Results

---

#### 3.2.1 Klima im Pleistozän

Dieses Kapitel bietet einen Blick auf den langfristigen Verlauf des Klimas in Österreich, lange vor dem Beginn der Umweltbeeinflussung durch den Menschen. Der Fokus liegt dabei auf dem Pleistozän, das vor 2,6 Mio. Jahren begann und vor 11700 Jahren endete. Pleistozän und Holozän (die letzten 11700 Jahre) bilden zusammen das Quartär, den jüngsten Abschnitt der Erdgeschichte. Die Zeit der Umweltbeeinflussung durch den Menschen wird auch als Anthropozän bezeichnet. Die Einblicke in den langfristigen natürlichen Klimaverlauf des Pleistozäns sind dabei wesentlich für das Verständnis des Klimas des Holozäns.

Die hohe Reliefenergie der Alpen bietet zwar ein denkbar schlechtes Potential für eine langfristige Erhaltung von Klima-Archiven, trotzdem begegnet man dort Spuren früherer Klimaperioden sprichwörtlich auf Schritt und Tritt: Das Antlitz der Alpen mit seiner akzentuierten Hochgebirgsmorphologie wurde erst durch die gewaltigen, klimagesteuerten Umwelteignisse des Pleistozäns geschaffen, durch die großen Eiszeiten.

#### Die Evidenz im Gelände

Bereits im 19. Jahrhundert begonnene Geländekartierungen zeichnen ein klares Bild des mehrfachen Anwachsens der zentralalpiner Gletscher und ein Vorstoßen dieser gewaltigen Eismassen über die großen Täler und den Rand des Gebirges hinaus. Moränen-Wälle im Alpenvorland und daran anschließende, terrassierte Fluss-Schotterebenen zeugen von diesen Eiszeiten. Die Spuren der vier jüngsten Maximalstände im Pleistozän sind gut erhalten und traditionell mit den Namen Günz, Mindel, Riss und Würm belegt (Penck und Brückner, 1901; van Husen, 2000, 2004). Der jüngste dieser Maximalvorstöße (gegen Ende des Würm-Glazials) begann vor etwa

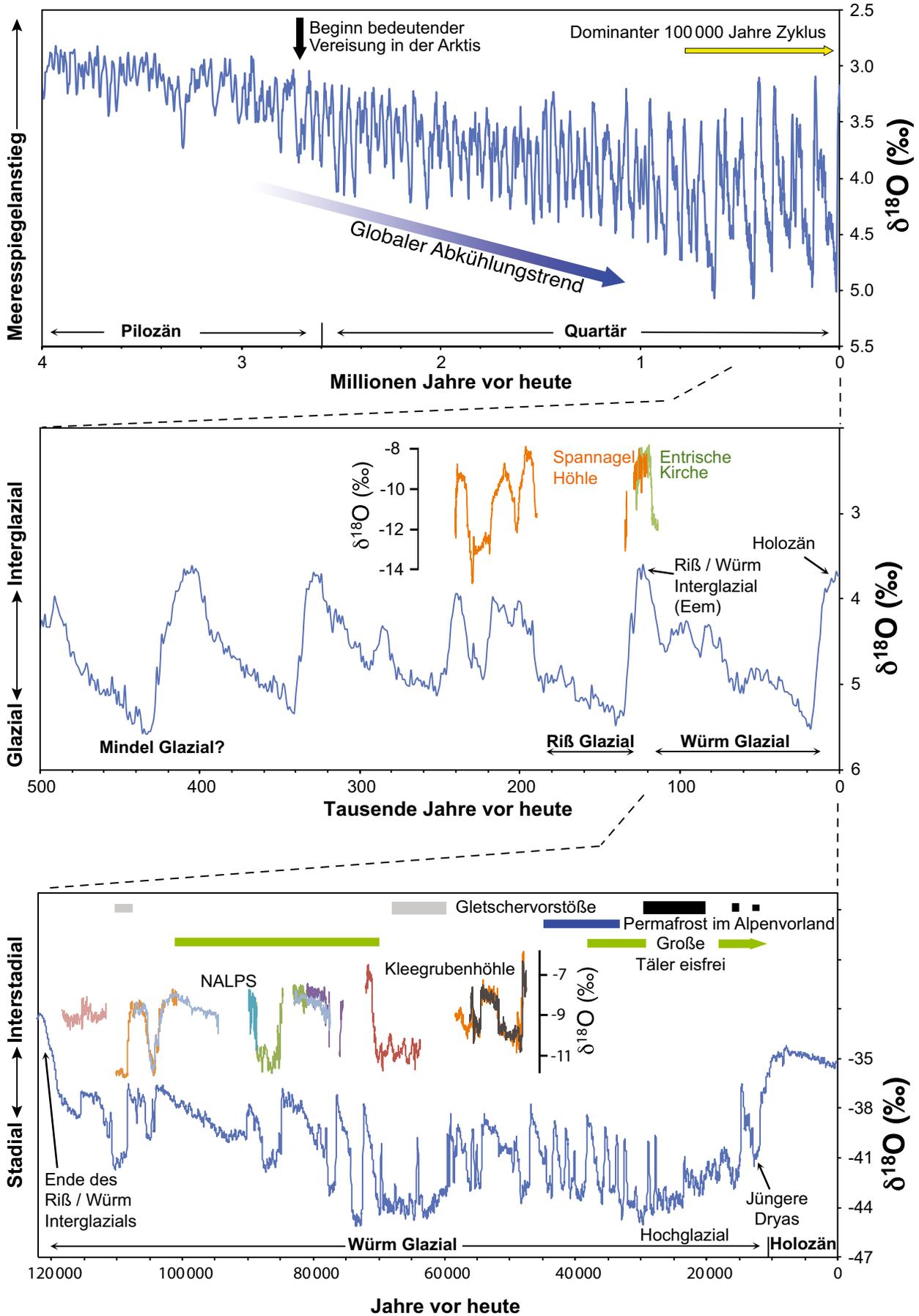
30000 Jahren und erreichte vor etwa 26000 Jahren seinen Höhepunkt (Monegato et al., 2007). Abbildung 3.2 zeigt den Alpenbogen in diesem hochglazialen Zustand. Das vorhergehende Glazial, die Riss-Eiszeit, ist zeitlich bereits deutlich schwieriger zu fassen, dürfte aber ihren Höhepunkt vor ca. 140000–160000 Jahren gehabt haben (Dehnert et al., 2010). Die Chronologie der noch älteren alpinen Vereisungen ist unsicher. Licht in dieses Dunkel bringt paradoxerweise ein Blick in die Tiefsee.

#### Klima-Archiv Ozean

Am Boden der Tiefsee findet sich in Form von Sedimenten das weltweit vollständigste Archiv des Klimas und der Umweltveränderungen am Festland. Anhand von Analysen an tausenden Bohrkernen dieser Sedimente wurde der Verlauf der globalen Klimaänderungen rekonstruiert, die auch Europa und Österreich betroffen haben (Abbildung 3.3[2]).

Die Hauptzielgröße auf langfristigen Zeitskalen ist die Menge an Eis am Festland und die damit korrelierte Meeresspiegelhöhe. Letztere wird aus der Änderung der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung mariner Organismen abgelesen, deren Skelette in den Tiefseesedimenten eingelagert sind. Während 80–90 % des Quartärs war der Meeresspiegel tiefer als heute, das Wasser war in den Eisschilden in den hohen Breiten, aber auch in den Eisstromnetzen und Vorlandgletschern von Gebirgen wie den Alpen gespeichert. Das Klima war generell kälter und trockener. Innerhalb dieser langen Glaziale sank der Meeresspiegel zu gewissen Zeiten auf extreme Werte von bis zu 130 m unter dem heutigen Wert ab (Lambeck et al., 2002); so geschehen während der Hochglaziale, den eigentlichen Eiszeiten, in denen u. a. auch die alpinen Gletscher ihre maximale Ausdehnung erreichten. Der Blick in das Tiefsee-Archiv offenbart zudem, dass es während des Pleistozäns dutzende Glaziale gegeben hat (Lisiecki und Raymo, 2005), also weit mehr, als die klassische Eiszeitgliederung der Alpen nahelegt.

Zwischen diesen Glazialen herrschte ein warmes Klima, das mit geringerer Eisausdehnung und hohem Meeresspiegel einherging. Wir leben gegenwärtig in einer solchen Zwischeneiszeit (Interglazial), dem Holozän. Noch etwas wärmere Bedingungen und ein um ein paar Meter höherer Meeresspiegel (Dutton und Lambeck, 2012) herrschten während des letzten Interglazials (Eem), welches von 130000 bis 117000 Jahren währte und zwischen Riss- und Würm-Glazial datiert.



## Die glaziale Klimadynamik

Festländische Klimaarchive wie beispielsweise das Eis der heute noch existierenden Eisschilde in Grönland und der Antarktis bieten die Möglichkeit den Klimaverlauf innerhalb der langen Glaziale genauer zu rekonstruieren. Dabei zeigt sich ein dramatisches Bild: In Zeiten mit generell ausgedehnten Eisschilden und starker Gebirgsvergletscherung sowie Trockenheit in Monsungebieten (den Stadialen) traten Perioden wärmeren und feuchteren Klimas auf, die zwischen einigen Hundert und wenigen Tausend Jahren dauerten (Dansgaard et al., 1993; North Greenland Ice Core Project (NGRIP) members: Andersen et al., 2004). Dabei geschah die Klimaänderung am Beginn dieser sogenannten Interstadiale (oder Dansgaard-Oeschger Ereignisse) jeweils abrupt, d. h. innerhalb von ein bis drei Jahren (Steffensen et al., 2008). In Grönland betrug die Änderung der Jahresmitteltemperatur zwischen Stadialen und Interstadialen 8–15 °C (Huber et al., 2006).

Die Ursache dieser Dansgaard-Oeschger Ereignisse wird in der internen Dynamik der gewaltigen pleistozänen Eisschilde der Nordhemisphäre gesehen, die Instabilitäten aufwiesen und von Zeit zu Zeit kollabierten, damit einen immensen Schmelzwasser-Eintrag in den Atlantik bewirkten und in weiterer Folge dessen Tiefenwasser-Zirkulation veränderten (Clement und Peterson, 2008; Wolff et al., 2010).

## Pleistozäne Klimadaten aus Österreich

Abbildung 3.3 gibt einen vereinfachten Überblick über die letzten vier Glazial-Interglazial-Zyklen und die aus dieser Zeit erhalten gebliebenen klimarelevanten Spuren. Es sind im Wesentlichen vier Archive, auf die sich die Klimageschichte des Pleistozäns in Österreich stützt: Ablagerungen von Gletschern und in Höhlen sowie Seesedimente und Löss. Jedes dieser Archive weist Stärken und Schwächen auf und bietet nur mehr oder minder kurzzeitige Einblicke in die Vergangenheit und ihre Klimaverhältnisse. Die Ursache hierfür ist, dass einerseits die Bildung dieser Archive nur in gewissen Perioden des Pleistozäns und damit nicht kontinuierlich erfolgte, andererseits vieles nicht erhalten blieb. Der allergrößte Teil der Proxy-Daten aus dem alpinen Pleistozän ist zudem qualitativer Natur und die Güte der Chronologie nimmt mit zunehmendem Alter stark ab.

### Klimainformation aus Ablagerungen im Umfeld von Gletschern

Die pleistozänen Gletscher als Abbild des Klimas haben in vielfältiger Weise ihre Spuren in der Landschaft hinterlassen. Schlifffgrenzen im Hochgebirge und Moränenwälle im Vorland erlauben die Rekonstruktion des Eistromnetzes zum Höhepunkt der letzten Eiszeit (van Husen, 1987; Bini et al.,

**Abbildung 3.3** Klimakurven seit Ende des Tertiärs und ausgewählte Klima-Archive und Ereignisse in Österreich. Top: Veränderung der globalen Vereisung (Schwankungen des Meeresspiegels; Lisiecki und Raymo, 2005) seit 4 Mio. Jahre vor heute. Mitte: Detail aus dieser Tiefsee-Sauerstoff-Isotopenkurve für die letzten 0,5 Mio. Jahre und die alpinen Eiszeiten. Oberhalb der marinen Isotopenkurve sind kontinuierliche Proxy-Klimadaten aus Höhlensinter österreichischer Höhlen geplottet (Holzkämper et al., 2004, 2005; Meyer et al., 2008; Spötl et al., 2008), deren Isotopenänderungen den globalen glazial-interglazialen Rhythmus widerspiegeln, aber eine unabhängige Chronologie besitzen. Unten: Ausschnitt des letzten Glazial-Interglazial-Zyklus aufgezeichnet in den Sauerstoff-Isotopenwerten des grönländischen Eises (North Greenland Ice Core Project (NGRIP) members: Andersen et al., 2004; Chronologie nach Wolff et al., 2010). Oberhalb der Grönlandkurve sind Isotopenreihen aus ost- und westalpinen Höhlen verzeichnet (Kleegrubenhöhle: Spötl et al., 2006; diese Isotopenwerte wurden graphisch um +4 ‰ erhöht um sie auf die gleiche Skala wie die anderen Höhlensinter-Daten zu bringen; NALPS: Boch et al., 2011a). Die dunklen horizontalen Balken indizieren große Vorstöße der Alpengletscher (schwarz: belegt, grau: vermutet). Der blaue horizontale Balken zeigt jenen Zeitbereich an, in dem im niederösterreichischen Löss vermehrt Anzeiger für strengen Permafrost auftreten (Haesaerts et al., 1996; Nigst et al., 2008; Thiel et al., 2011b). Die grünen Balken markieren Zeiten, in denen die großen Täler und Becken der Ostalpen nachweislich eisfrei waren (Spötl und Mangini, 2006, sowie Zusammenstellung in Starnberger et al., 2011)

**Figure 3.3** Climate curves since the end of the Tertiary and selected climate archives and events in Austria. Top panel: Changes in global ice volume (sea-level fluctuations; Lisiecki and Raymo, 2005) during the last four million years. Middle panel: close-up of this deep-sea oxygen isotope curve for the last 0.5 million years and Alpine glaciations. Continuous proxy data from speleothems of Austrian caves (Holzkämper et al., 2004, 2005; Meyer et al., 2008; Spötl et al., 2008) are plotted above the marine curve. These cave data mirror the glacial-interglacial rhythm but are based on independent chronologies. Lower panel: part of the last glacial-interglacial cycle as recorded by oxygen isotope data in Greenland ice (North Greenland Ice Core Project members, 2004; chronology of Wolff et al., 2010). Isotope time series from east- and westalpine caves are plotted above the Greenland curve (Kleegrubenhöhle: Spötl et al., 2006; these values were shifted by +4‰ to plot them on the same scale as the other speleothem data; NALPS: Boch et al., 2011). The dark horizontal bars show major advances of Alpine glaciers (black: proven, gray: assumed). The horizontal blue bar indicates the time period when strong permafrost occurred in loess deposits of Lower Austria (Haesaerts et al., 1996; Nigst et al., 2008; Thiel et al., 2011b). The green bars mark intervals when major valleys and basins in the Eastern Alps were ice-free (Spötl and Mangini, 2006, and compilation in Starnberger et al., 2011)

2009). Die Schneegrenze lag damals fast 1,5 km tiefer als zur Mitte des 20. Jahrhunderts. Kuhleumann et al. (2008) nehmen, basierend auf einem Höhengradienten von  $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , für die Ostalpen eine Temperaturabsenkung zwischen etwa 10 und  $12^{\circ}\text{C}$  bezogen auf das Temperaturniveau des 20. Jahrhunderts an, wobei es sich vermutlich um eine Sommertemperatur-Information handelt. Paläotemperatur-Abschätzungen aus dem Umfeld der Alpen, basierend auf Edelgaskonzentrationen in fossilem Grundwasser und Temperaturmessungen in tiefen Bohrlöchern, gehen von einer Abkühlung im Hochglazial relativ zum Holozän-Mittel von mindestens  $5^{\circ}\text{C}$  und bis zu ca.  $12^{\circ}\text{C}$  aus (Beyerle et al., 1998; Šafanda und Rajver, 2001; Corcho Alvarado et al., 2012). Über die Eisdynamik innerhalb der langen Glazialepochen (und insbesondere über Gletscher-Minima) vermögen glaziale Sedimente kaum Auskunft zu geben, da nachfolgende Gletschervorstöße ältere Spuren meist verwischt haben.

Die Kartierung der Schliftgrenzen im Hochgebirge hat für die Westalpen gezeigt, dass die Eisscheide im letzten Hochglazial etwas südlicher lag als der Alpenhauptkamm (Florineth und Schlüchter, 2000); dies ist ein starker Hinweis dafür, dass die hochglazialen Gletscher dominant von südanströmender Feuchtigkeit genährt wurden, was mit den Richtung Äquator verschobenen Zugbahnen der Westwinde während dieser Zeit (Lainé et al., 2009) und der weit nach Süden reichenden Winter-Meereisbedeckung des Nordatlantiks zusammenhing. Analoge atmosphärische Strömungsverhältnisse sind auch für die Ostalpen anzunehmen, d. h. eine starke Reduktion des Feuchttransports aus NW bei gleichzeitigem Überwiegen der Niederschläge aus dem Mittelmeerraum mit insgesamt ungleicher Niederschlagsverteilung zwischen Nord- und Südalpen. Pflanzenfunde aus gletscherrandnahen Sedimenten unterstützen diesen starken Süd-Nord-Gradienten quer über den Alpenkörper: Während am Rand der südalpinen Gletscher im Hochglazial noch lichte Nadelwälder existierten (Pini et al., 2009; Kaltenrieder et al., 2009) herrschten am Nordrand der Alpen arktische Wüstenbedingungen. Auch in West-Ost-Richtung nahm die Kontinentalität stark zu. So bildeten sich z. B. im Grazer Bergland selbst während der Hochglazialzeiten aufgrund der Trockenheit keine Gletscher aus.

Die Dynamik der Ostalpengletscher im Hochglazial war im Detail betrachtet komplex. Neue Daten zeigen, dass der Tagliamento Gletscher einen zweifachen Hochstand im Hochglazial aufwies (26 500 bis 24 000 sowie 22 000 bis 21 000 Jahre vor heute; Monegato et al., 2007), der vermutlich im Zusammenhang mit sogenannten Heinrich-Ereignissen im Nordatlantik stand. Eine solche Zweiphasigkeit wurde auch an ostalpinen Gletschern festgestellt, z. B. am Traungletscher (van

Husen, 1977) und am Salzach-Gletscher (Starnberger et al., 2011).

Direkte Reste pleistozänen Eises sind im Übrigen in keinem der Ostalpengletschern mehr vorhanden; dazu waren die Effekte der Erwärmung während des holozänen thermalen Maximums in diesem Alpenteil zu stark bzw. ist generell die Fließbewegung alpiner Gletscher zu hoch. Geringe Reste von späteiszeitlichem Eis könnten allerdings in den tiefsten Schichten einiger sehr hoch gelegener, angefrorener Eiskappen in den Westalpen erhalten geblieben sein (z. B. Monte Rosa; Jenk et al., 2009).

## Klimainformation aus Seesedimenten

Seen stellen Sedimentfallen dar und erlauben im Idealfall eine kontinuierliche Aufzeichnung von Proxy-Daten. Pleistozäne See-Ablagerungen sind zwar nicht selten, wurden aber in Österreich nur an wenigen Stellen genauer untersucht. Ein Beispiel ist das Tiroler Unterinntal bei Baumkirchen, wo bis zu 250 m mächtige, feinkörnige Sedimente auftreten, die im oberen Abschnitt etwa 35 000 Jahre alt sind (Fliri, 1973; Fliri et al., 1970, Fliri et al., 1972; Spötl et al., 2013). Sie belegen zum einen, dass die Temperaturabnahme und der Eisvorstoß des Würm-Hochglazials erst kurz nach dieser Zeit einsetzten und die zentralalpinen Gletscher damals nicht bis in die Haupttäler reichten. Zum anderen wurden Pflanzenreste gefunden, die darauf hinweisen, dass am Rande dieses Sees eine spärliche Strauchtundren-Vegetation existierte. Dies deutet auf Klimaverhältnisse hin, die in etwa den gegenwärtigen oberhalb der alpinen Baumgrenze vergleichbar sind. Eine genaue Zuordnung der Inntaler Seesedimente zu bestimmten Dansgaard-Oeschger-Ereignissen ist bislang nicht möglich gewesen.

Eine noch ältere Sequenz erschlossen Bohrungen am Nordrand des Mondsees in Oberösterreich. Dort wurde eine Abfolge von Seesedimenten gefunden, die vom Beginn des letzten Interglazials bis etwa in die Mitte des Würm-Glazials reicht. Großreste von Pflanzen und Pollen zeigen große Schwankungen der Waldgrenze als Abbild der Klimaentwicklung: Ein Waldsterben am Ende des letzten Interglazials und eine zweimalige Wiederbewaldung im frühen Würm (Oeggel und Unterfrauner, 2001; Drescher-Schneider, 2001).

Am Samerberg unweit der Grenze Bayern/Tirol wurde eine vergleichbare Vegetationsabfolge erbohrt. Anhand von Pollen wurde eine quantitative Abschätzung der Temperatur- und Niederschlagsänderung versucht. Dabei zeigte sich, dass das Ende des letzten Interglazials mit einer Temperaturabnahme des kältesten Wintermonats von etwa  $7^{\circ}\text{C}$  einherging, während die Temperatur des wärmsten Sommermonats nur um

etwa 2 °C zurückging (Klotz et al., 2004). Zusammen mit der zeitgleich erfolgten Abnahme des Jahresniederschlags auf die Hälfte unterstreichen diese Daten die drastische Zunahme der Kontinentalität am Übergang von Warm- zu Kaltzeiten (Müller und Kukla, 2004).

### Klimainformation aus Höhlen

Alpine Höhlen haben sich in den letzten Jahren als Quelle für wesentliche Neuerkenntnisse zum Klima des Pleistozäns entwickelt, insbesondere zu dessen zeitlichem Verlauf. Was mit Oberflächensedimenten aus methodischen Gründen kaum möglich ist, gelang mittels Tropfsteinen (Höhlensinter) aus mehreren Höhlen der Alpen: Etwa die präzise Datierung des Anfangs und Endes des letzten Interglazials, welches vor 130 000 Jahren begann und vor 117 000 Jahren in das Würm-Glazial übergang (Spötl et al., 2007a; Meyer et al., 2008). Innerhalb dieses Interglazials zeigt die Sauerstoffisotopen-Signatur der Tropfsteine eine große Konstanz, die für geringe Änderungen in der Temperatur innerhalb dieser 13 000 Jahre spricht (Holzkämper et al., 2004). Weiters konnte erstmals in den Alpen die Klimadynamik des vorletzten Interglazials (von vor etwa 240 000 bis vor 190 000 Jahren) anhand von Tropfsteinen präzise aufgezeigt werden (Spötl et al., 2008): Diese Warmzeit war dreigeteilt und erreichte zu keiner Zeit Temperaturwerte wie sie in den beiden nachfolgenden Interglazialen, Eem und Holozän, herrschten.

Tropfsteine erlauben mittlerweile auch wesentliche Einblicke in die Klimaentwicklung innerhalb der langen Glaziale. Die Isotopenkurven aus den Höhlen ähneln sehr stark dem aus Grönland und aus dem zirkumatlantischen Raum für das Würm-Glazial bekannten Bild der rapiden Klimaschwankungen (Spötl et al., 2006; Abbildung 3.3). Da die Archive beider Regionen (Grönland und die Alpen) auf dem gleichen Proxy ( $\delta^{18}\text{O}$ ) basieren, sind diese Daten ein Schlüsselbeweis, dass die Dansgaard-Oeschger Ereignisse auch im Alpenraum das dominante Klimamuster während der pleistozänen Kaltzeiten waren. Die Datierung dieser Ereignisse anhand der alpinen Höhlensedimente deckt sich im Fehler der Messungen mit der aus dem grönländischen Eis gewonnenen Zeitskala, was die Synchronität des hochfrequenten glazialen Klimawandels unterstreicht (Boch et al., 2011a).

Eine Umrechnung der Isotopenwerte aus Tropfsteinproben in Temperaturwerte ist derzeit noch nicht möglich: Die großen Isotopensprünge am Beginn der Interstadiale sind jedoch nur durch eine sprunghafte Abnahme der Saisonalität (mildere Winter) zeitgleich mit der insgesamt erfolgten Erwärmung zu erklären.

### Klimainformation aus Löss

Ein häufiger Sedimenttyp außerhalb des ehemals vergletscherten Bereichs ist Löss, windtransportierter Staub. Er erreicht in Ober- und Niederösterreich vielerorts mehrere Meter an Mächtigkeit und zeigt einen Wechsel von Glazial- und Interglazialzeiten an, letztere manifestiert durch fossile Bodenhorizonte. Dieses Muster lässt sich an einigen Lokalitäten weit in das Pleistozän zurückverfolgen (Fink und Kukla, 1977; van Husen und Reitner, 2011). Innerhalb des Würm-Glazials lassen sich an Lokalitäten mit hoher Sedimentationsrate Interstadiale (durch schwache Bodenbildung) von den eigentlichen eiszeitlichen, durch Gletscheranwachsen gekennzeichneten Perioden (Stadiale) unterscheiden und bestätigen so das Bild der Dansgaard-Oeschger Klimarhythmik für das Alpenvorland. Einzelne dieser vegetationsarmen Stadiale weisen in den Löss-Profilen zudem Spuren von Permafrost auf, die gehäuft ins Hochglazial datieren (Thiel et al., 2011a, b; Terhorst et al., 2011); ein starker Hinweis, dass zu dieser Zeit auch im Alpenvorland arktische Klima-Bedingungen mit sehr kalten Wintern geherrscht haben.

### Klima-Antrieb und Klima-Zukunft – die langfristige Perspektive

Der stete Wechsel von langen Glazialen und kurzen Interglazialen ist das prägende Bild des globalen Klimas im Quartär und Ausdruck seiner orbitalen Steuerung auf Wellenlängen zwischen 19 000 und 400 000 Jahren (Hays et al., 1976). Die präzise bekannten, langfristigen Schwankungen der Erdbahnelemente (z. B. die Neigung der Erdachse relativ zur Umlaufbahn der Erde um die Sonne) bewirken eine graduelle Änderung der Verteilung der Sonnenenergie an der Grenze der Atmosphäre (die Insolation), welche über eine Kaskade von Rückkoppelungen Eiszeit-Warmzeit-Zyklen steuert (Milankovitch-Theorie). Diese Insolations-Änderungen erklären u. a. die großen Eisvorstöße (auch in den Alpen) sowie die unterschiedlich langen und warmen Interglaziale.

Für die langfristige Zukunft ist prinzipiell mit weiteren Eiszeit-Warmzeit-Zyklen zu rechnen, da die orbitale Steuerung weiterhin gegeben ist. Die Dauer des gegenwärtigen Interglazials, des Holozäns, ist jedoch unklar, da nach Modellrechnungen beim derzeitigen Niveau des  $\text{CO}_2$ -Gehalts der Atmosphäre (390 ppm) keine neuerliche Vereisung eintreten wird (Tzedakis et al., 2012). Ohne anthropogene Beeinflussung wäre ein Ende des Holozäns in rund 50 000 Jahren zu erwarten (Berger et al., 2003).

### 3.2.2 Klima im Spätglazial

Das alpine Spätglazial und damit die Termination I begann mit dem endgültigen Zerfall der großen Vorlandgletscher der Alpen und dem Eisfreierwerden der Endmoränen im Alpenvorland. Dabei werden die Verhältnisse im Gebiet des Inngletschers als Bezug verwendet (Chaline und Jerz, 1984; Reitner, 2011). Der Beginn des Eiszerfalls ist nicht genau fassbar; nach den Datierungen von Steinhof bei Solothurn (ehemalige nordöstliche Zunge des Rhonegletschers; Ivy-Ochs et al., 2004) dürfte ein Zeitraum vor etwa 20 000 bis 21 000 Jahren realistisch sein. Konventionell dauert das Spätglazial bis zum Beginn des Holozäns vor 11 700 Jahren, gletschergeschichtlich ist es aber sinnvoll, es noch bis in das früheste Holozän auszudehnen.

#### Eiszerfallsphase

Eine erste Stabilisierungsphase beim Zusammenbruch des Eisstromnetzes ist im Gebiet des Tiroler Unterinntals und im Raum Brixental - Wilder Kaiser nachweisbar. Damals stießen einige Lokalgletscher vor, während der Hauptgletscher im Inntal ohne erkennbare Unterbrechung abschmolz (Reitner, 2005a, 2007). Vergleichbare Situationen hat es auch in den anderen großen Längstälern der Ostalpen gegeben (Reitner 2003a, 2003b, 2005b). In den Westalpen mit ihren kürzeren Tälern und den um rund 1 000 m höheren Gipfeln fanden in diesem Zeitabschnitt deutliche Vorstöße von großen Lokalgletschern statt (Schoeneich, 1998; Coutterand und Nicoud, 2005), die wegen ihrer geringeren Länge und größeren Höherenstreckung merkbar auf Klimaänderungen reagieren konnten. Neuvorstöße in den Ostalpen waren auf höhere Talabschnitte beschränkt und hingen mit dem weiter zerfallenden Eisstromnetz räumlich zusammen (Steinachstadium; Mayr und Heuberger, 1968).

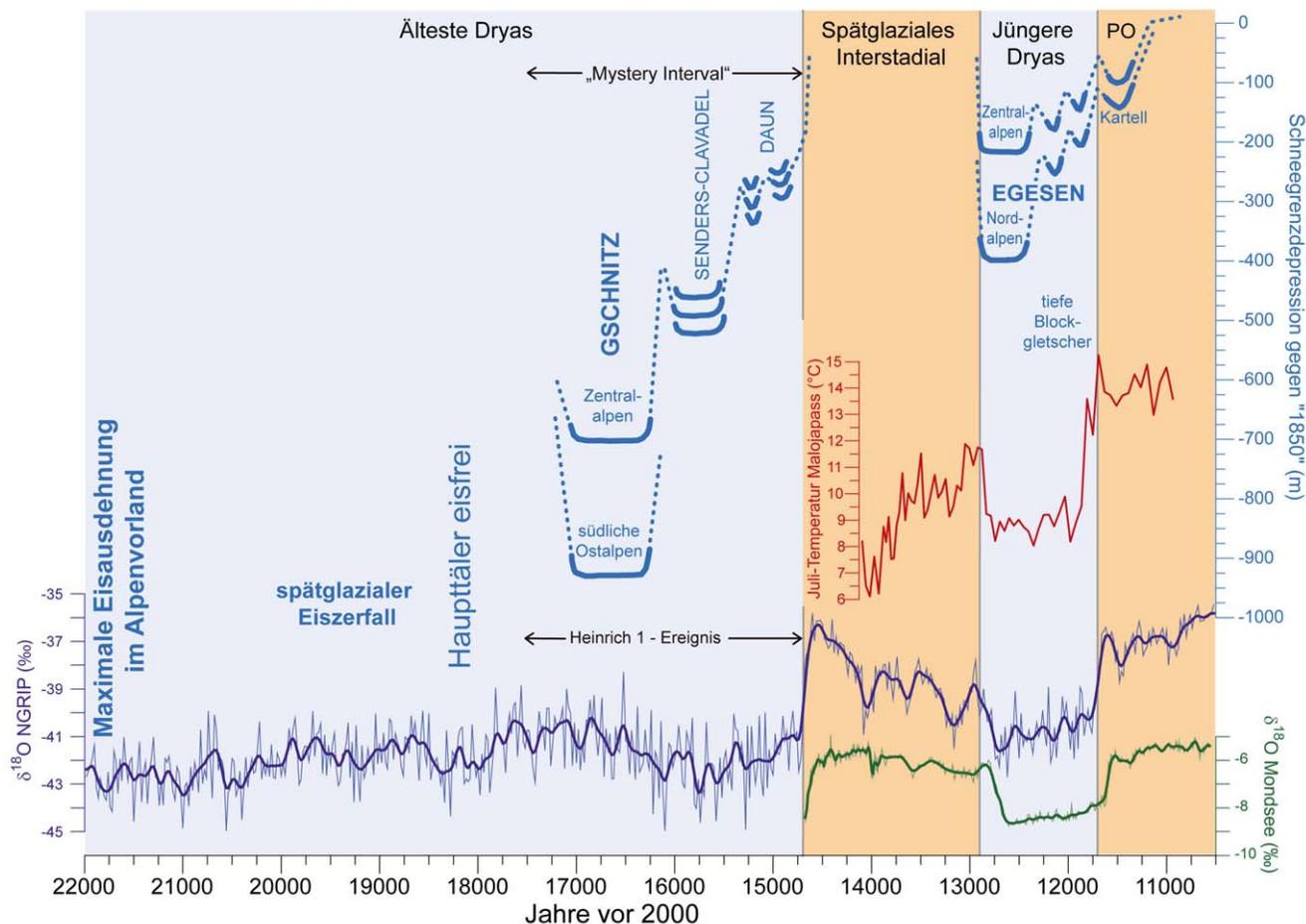
Diese Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial dürfte nach den wenigen vorliegenden Daten um 19 000 Jahre vor heute zentriert sein (Klasen et al., 2007; Reitner, 2011). Das innere Salzkammergut (Mitterndorfer Becken) war bereits vor 18 000 bis 19 000 Jahren eisfrei (Radiokarbondatum von Rödschitz; van Husen, 1977), womit das Ende dieser Phase markiert ist. In den eisfreien Gebieten ermöglichten die wärmeren Bedingungen eine Wiederbesiedlung mit Pioniervegetation und kälteresistenten Gehölzen. So kam es im Klagenfurter Becken während einer wärmeren Phase vor 18 500 bis 18 100 Jahren zur Ausbreitung von Kiefern, die von einer stufenweisen Abkühlung bis vor 17 600 Jahren und einer dreigeteilten Kaltphase bis vor 16 900 Jahren gefolgt wurde, während der die

sommerlichen Wassertemperaturen um etwa 8,5–10 °C tiefer waren als heute (Schmidt et al., 2009; Huber et al., 2010; Schmidt et al., 2012). Nach den wenigen klimageschichtlich interpretierbaren Spuren kann man diesen ersten Abschnitt des Spätglazials qualitativ durch sehr lange und kalte Winter, kurze und kühle Sommer und eine bedeutende Niederschlagsarmut charakterisieren. Durch das Ausschmelzen von Toteis, die folgende Erosion und fluviatile Umlagerung der Eisrandsedimente, die zeitweise Existenz großer Seen und die allgemein hohe morphologische Dynamik im Anschluss an das Eisfreierwerden ist der anschließende, mehrere Jahrtausende einnehmende Zeitabschnitt (das „Mystery Interval“ von Denton et al., 2006) gletschergeschichtlich kaum dokumentiert.

#### Gschnitz – Älteste Dryas

Ein längerer Gletschervorstoß, von dem an einigen Stellen in den Alpen große End- und Ufermoränensysteme erhalten sind, wird nach der Typlokalität im Gschnitztal südlich von Innsbruck als Gschnitzstadium bezeichnet. Er fällt in die Zeit des „Heinrich-1-Ereignisses“ im Nordatlantik (Ivy-Ochs et al., 2006), bei dem über einen Zeitraum von wenigstens mehreren Jahrhunderten große Mengen an Eisbergen vom Laurentischen Eisschild in Nordamerika in den Nordatlantik kalbten (Bond et al., 1992; Hemming, 2004). Nach heutigen Befunden dürften die Moränen vor ungefähr etwa 16 000 Jahren stabilisiert worden sein (Ivy-Ochs et al., 2006). Die Schneegrenze lag an der namensgebenden Örtlichkeit bei Trins im Gschnitztal rund 700 m tiefer als um 1850 n. Chr. An einzelnen Stellen im südlichen Ostalpenraum (Karnische und Julische Alpen) dürfte die Schneegrenzdepression deutlich größer (Kerschner und Ivy-Ochs, 2007) gewesen sein. Für etwa 16 400 bis 16 000 Jahre vor heute und damit zeitlich synchron ist im Klagenfurter Becken eine weniger ausgeprägte Kaltphase nachgewiesen, der eine kürzere wärmere Periode vorausging (Schmidt et al., 2009, 2012; Huber et al., 2010).

Eine klimageschichtliche Interpretation des Gletschers im Gschnitztal (Ivy-Ochs et al., 2006) zeigt, dass die jährlichen Niederschlagssummen damals zwischen rund einem Drittel und der Hälfte der heutigen Mengen betragen. Die Sommertemperaturen lagen etwa 10 °C unter den heutigen Werten und die Dauer der Ablationsperiode an der Schneegrenze in 1 950 m betrug nur rund 50 Tage. Insgesamt war damals das Klima einem hochglazialen Klima noch recht ähnlich und ermöglichte im Talbereich eine Strauch- und Grastundra als Vegetation. Das entspricht gut den Schlussfolgerungen über kalte Sommer und sehr kalte Winter, die für diese Zeit aus



**Abbildung 3.4** Sauerstoffisotopenkurve des grönländischen Eises der NGRIP Bohrung (GICC05 Chronologie; Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006) und von Ostrakoden (Muschelkrebse) eines Bohrkernes im Mondsee (Lauterbach et al., 2011), Juli-Temperatur am Malojapass (Ilyashuk et al., 2009) und gletschergeschichtliche Ereignisse (Vorstöße, Zerfallsphasen) während des Spätglazials in den Ostalpen. Die unterschiedlichen Schneegrenzdepressionswerte für das Senders-Clavadel-Stadium und Daunstadium geben schematisch den Unsicherheitsbereich und eventuelle regionale Unterschiede wieder. PO steht für Präboreale Oszillation. Die Zeitangaben für das „Mystery Interval“ und das Heinrich 1 - Ereignis beziehen sich auf Denton et al. (2006) und Hemming (2004)

**Figure 3.4** Figure 3.4 Lowering of the equilibrium line altitude as a proxy for Lateglacial glacier extent combined with temperature proxies during the Alpine Lateglacial. Oxygen isotope curves from the NORTHGRIP ice core (Greenland, GICC05 chronology, Andersen et al., 2006; Rasmussen et al., 2006) and from ostracods from Lake Mondsee (Austria, Lauterbach et al., 2011), July temperature at Maloja pass (Switzerland, Ilyashuk et al., 2009), glacier advances and decay during the Alpine Lateglacial in the Eastern Alps. ELA depressions for the Senders-Clavadel-Stadial and Daun Stadial schematically show the range of uncertainty and possible regional differences. PO is Preboreal oscillation. Chronological data for the „Mystery Interval“ and the Heinrich 1 event are from Denton et al. (2006) and Hemming (2004)

der Analyse von Käferfaunen für das Schweizer Mittelland abgeleitet wurden (Coope und Elias, 2000). Trotz dieser strengen Klimabedingungen fällt die erste Nutzung der tiefer gelegenen, eisfreien Gebiete durch den Menschen in diese Zeit (Leesch et al., 2012).

Nach dem Gschnitzstadium erfolgte über einen Zeitraum von etwa 1000 Jahren eine weitere Serie von ineinander geschichteten, immer kleineren Gletschervorstößen (Senders/Clavadel- und Daunstadium), die gut dokumentiert, aber noch nicht datiert sind. Ihre Schneegrenzdepression lag zwischen 400 und 500 m für das Senders-Clavadel-Stadium

und etwa 250 bis 300 m für das Daunstadium. Nach den Befunden aus dem Engadin sollte das Clavadelstadium älter als 15 500 Jahre sein (Studer, 2005; Maisch in Ivy-Ochs et al., 2008). Diese Gletscherstadien weisen teilweise auf jahrzehntebis jahrhundertelange Zeitabschnitte mit vergleichsweise stabilen klimatischen Bedingungen hin, weil ihre Moränen sehr sedimentreich sind, was durch schnelle und nur kurz andauernde Vorstöße kaum zu erklären wäre. Da die Gletscher aber sukzessive kleiner wurden, muss das Klima allmählich immer ungünstiger für ihre Existenz geworden sein. Dabei ist offen, ob der Grund für diesen Gletscherrückzug in einer Erwär-

mung oder in zunehmend trockeneren Bedingungen gesucht werden muss.

Insgesamt war diese frühe Phase des Spätglazials durch eine stetige Abnahme der vergletscherten Flächen, einige dazwischen eingeschobene Vorstöße und allgemein noch recht kalte und trockene Klimabedingungen gekennzeichnet. Eine anschließende wärmere und auch feuchtere Periode leitete zum spätglazialen Interstadial über (Schmidt et al., 2012).

### Das spätglaziale Interstadial (Bølling/Allerød)

Die rasche Erwärmung am Beginn des Bølling-Interstadials (vor 14 700 Jahren) beendete endgültig jene Serie von Gletschervorstößen, die mit dem Gschnitzstadium begann. Während des spätglazialen Interstadials kam es zwar zu einer Reihe kleinerer bzw. kurzfristiger Klimaschwankungen, wofür jedoch keine Moränensysteme bekannt sind. Spuren von Gletschervorstößen während dieses Zeitabschnittes von ca. 2 000 Jahren wurden von den nachfolgenden Gletschervorstößen der Jüngeren Dryas ausgelöscht (Ohlendorf, 1998).

Detaillierte Einblicke in den Klimaverlauf des Bøllings und Allerøds erlauben Sedimentabfolgen mehrerer Alpenseen. Die an Muschelkrebsschalen (Ostrakoden) gemessenen Sauerstoffisotopenwerte zeigen am Beginn des Bøllings einen sprunghaften Anstieg auf ein Niveau, das fast mit jenem des Holozäns vergleichbar war (von Grafenstein et al., 1999; Lauterbach et al., 2011). Daraus lassen sich generell hohe Jahresmitteltemperaturen ableiten, wenngleich eine quantitative Angabe schwierig ist. Das spätglaziale Interstadial war laut diesen Daten unterbrochen durch drei kurzzeitige Abkühlungsphasen gefolgt vom Übergang in die Jüngere Dryas (Abbildung 3.4). Insgesamt zeigen die Sauerstoff-Isotopenprofile ein alpenweit recht einheitliches Bild, das dem aus dem grönländischen Eis stark ähnelt. Die Datierung dieser Klimaänderungen ist dabei im Fehler gleich mit der in Grönland.

Pollen und Zuckmückenlarven (Chironomiden) aus Sedimenten des besonders gut untersuchten Gerzensees im Schweizer Mittelland belegen einen rapiden Anstieg der Juli-Temperatur am Beginn des Bøllings von 2–3 °C (Zuckmückenlarven) bzw. 4–5 °C (Pollen; Lotter et al., 2012). Innerhalb dieses Interstadials zeigen diese beiden Bio-Proxies divergierende Trends: Die Zuckmückenlarven zeigen einen generellen Erwärmungstrend während die Pollen das Gegenteil andeuten. Angaben zur Änderung der Wintertemperatur können mit diesen biologischen Proxies nicht getätigt werden.

### Die Jüngere Dryas

Die Klimaschwankung der Jüngeren Dryas (12 900–11 700 Jahre vor heute) brachte zum letzten Mal kaltzeitliche Verhältnisse. Sie ist durch zahlreiche vegetationsgeschichtliche, paläolimnologische und gletschergeschichtliche Befunde dokumentiert (Abbildung 3.4).

Einer Waldgrenzabsenkung um etwa 500 m (Burga und Perret, 1998) entspricht eine Sommertemperatur, die etwa 3,5 °C niedriger als im Mittel des 20. Jahrhunderts war. Diese Werte stimmen mit neueren paläolimnologischen und vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen am Malojapaß (Ilyashuk et al., 2009) und am Gerzensee (Lotter et al., 2012) überein.

Aus der Sicht der Seesedimente zeigt die Jüngere Dryas ein grönländisches Bild: Rasche Abkühlung vor ca. 12 900 Jahren, ziemlich konstante Jahresmitteltemperaturen während des Stadials und sehr rasche Erwärmung am Beginn des Holozäns (Schmidt et al., 1998; von Grafenstein et al., 1999; Lauterbach et al., 2011). Höhlensinter-Daten aus dem Allgäu bestätigen dieses auf Sauerstoffisotopen beruhende Bild (Wurth et al., 2004). Zuckmückenlarven aus Seesedimenten am Malojapaß lassen eine Juli-Temperatur-Depression von ca. 3 °C während der Jüngeren Dryas relativ zum Ende des vorausgehenden Allerød-Interstadials erkennen (Ilyashuk et al., 2009).

Mehrere Gletschervorstöße während der Jüngeren Dryas hinterließen ganze Serien von End- und Ufermoränen, die teilweise regelrechte Landmarken darstellen. Sie werden unter dem Namen „Egesen-Stadium“ zusammengefaßt. Der Maximalvorstoß fiel dabei an den Beginn der Jüngeren Dryas, während die Moränen der kleineren Vorstöße gegen Ende der Jüngeren Dryas stabilisiert wurden (Ivy-Ochs et al., 2009).

Die Schneegrenze des Maximalstandes lag im trockenen Zentralalpenraum etwa 200 bis 250 m tiefer als um 1850 n. Chr. In etwas exponierteren zentralalpineren Räumen, z. B. auf Pässen, betrug die Schneegrenzdepression etwa 300 m, während sie in den Nordalpen bei 400 m und darüber lag. Im Süden des Alpenraums dürften 300 m typisch gewesen sein (Kerschner et al., 2000; Federici et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2009). Da die Schneegrenzdepression in den gut abgeschirmten Tälern deutlich geringer als an den Außenflanken der Alpen war, liegt eine Abhängigkeit von den Niederschlagsmengen nahe. Demnach waren die inneralpineren Trockengebiete markanter ausgeprägt als heute und von einem feuchten Nord- und Südsaum umgeben. Die feuchten Gebiete griffen dort am weitesten in das Alpeninnere hinein, wo Täler mit tiefliegenden Talböden direkt nach Norden und Nordwesten hinausführen (Hertl und Kerschner, 2001).

Während späterer Phasen der Jüngerer Dryas entwickelten sich in vielen Gebieten große Blockgletschersysteme in Bereichen, die am Anfang der Jüngerer Dryas noch vergletschert waren (Sailer und Kerschner, 1999; Frauenfelder et al., 2001). Diese heute reliktschen Blockgletscher reichen in günstigen Lagen von 1700 bis 1900 m Seehöhe, ca. 600 m tiefer als heute aktive Blockgletscher (tiefe Blockgletscher in Abbildung 3.4), während zeitgleich die Schneegrenzdepression nur etwa 150 bis knapp 250 m betrug. Dementsprechend dürfte die Erniedrigung der Jahrestemperatur, die für die Blockgletscherverbreitung maßgeblich ist, deutlich kräftiger gewesen sein als die der Sommermonate. Insgesamt entspricht dieses Bild gut den Ergebnissen aus pollenanalytischen und paläolimnologischen Untersuchungen, die im Alpenraum auf eine Zweiteilung der Jüngerer Dryas in einen älteren kühl-feuchten und einen jüngeren kalt-trockenen Abschnitt hinweisen (z. B. Welten, 1982; Schmidt et al., 2002a).

Die wahrscheinlich wesentlich drastischere Änderung der Wintertemperatur (Denton et al. 2005) kann mit Bioindikatoren und Gletscherbefunden nicht erfasst werden, zeichnet sich aber in neuesten Analysen von Höhlensintern ab (Luetcher et al., 2011).

### Übergang zum Holozän

Zwischen den innersten, jüngsten Moränen des Egesenstadiums und den Moränen der neuzeitlichen Größenordnung („1850er Moränen“) findet man vielerorts Moränensysteme, deren Gletscher deutlich größer als um 1850 waren. An einer besonders schön entwickelten Stelle im Moostal in der Ferwallgruppe wurde dafür der Ausdruck „Kartell-Schwankung“ geprägt (Fraedrich, 1979). Die Schneegrenzdepression lag dort bei 120 m bezogen auf 1850. Datierungen von Moränen und Blockgletschern ergaben ein Alter im Bereich von etwa 11000 Jahren für deren Stabilisierung. Damit kommt am ehesten die Präboreale Oszillation (Björck et al., 1997; Schwander et al., 2000) als Auslöser in Frage. Die Entwicklung von Blockgletschern im Bereich von egesenzeitlichen Gletschervorfeldern (Larstig-Phase) in diesem Zeitraum (Ivy-Ochs et al., 2009) zeigt, dass der Permafrost damals noch rund 200 m tiefer als im 20. Jahrhundert existieren konnte. Geht man davon aus, dass die Präboreale Oszillation zum ersten Mal nach dem Ende der Jüngerer Dryas wieder kurzfristig feuchtere Verhältnisse brachte (Schmidt et al., 2006; Magny et al., 2007), so würde man für das Kartellstadium eine Sommertemperaturdepression von etwa 1,5–2°C gegen das Mittel des 20. Jahrhunderts annehmen können. Vor etwa 10500 Jahren waren schließlich die großen alpinen Gletscher bereits

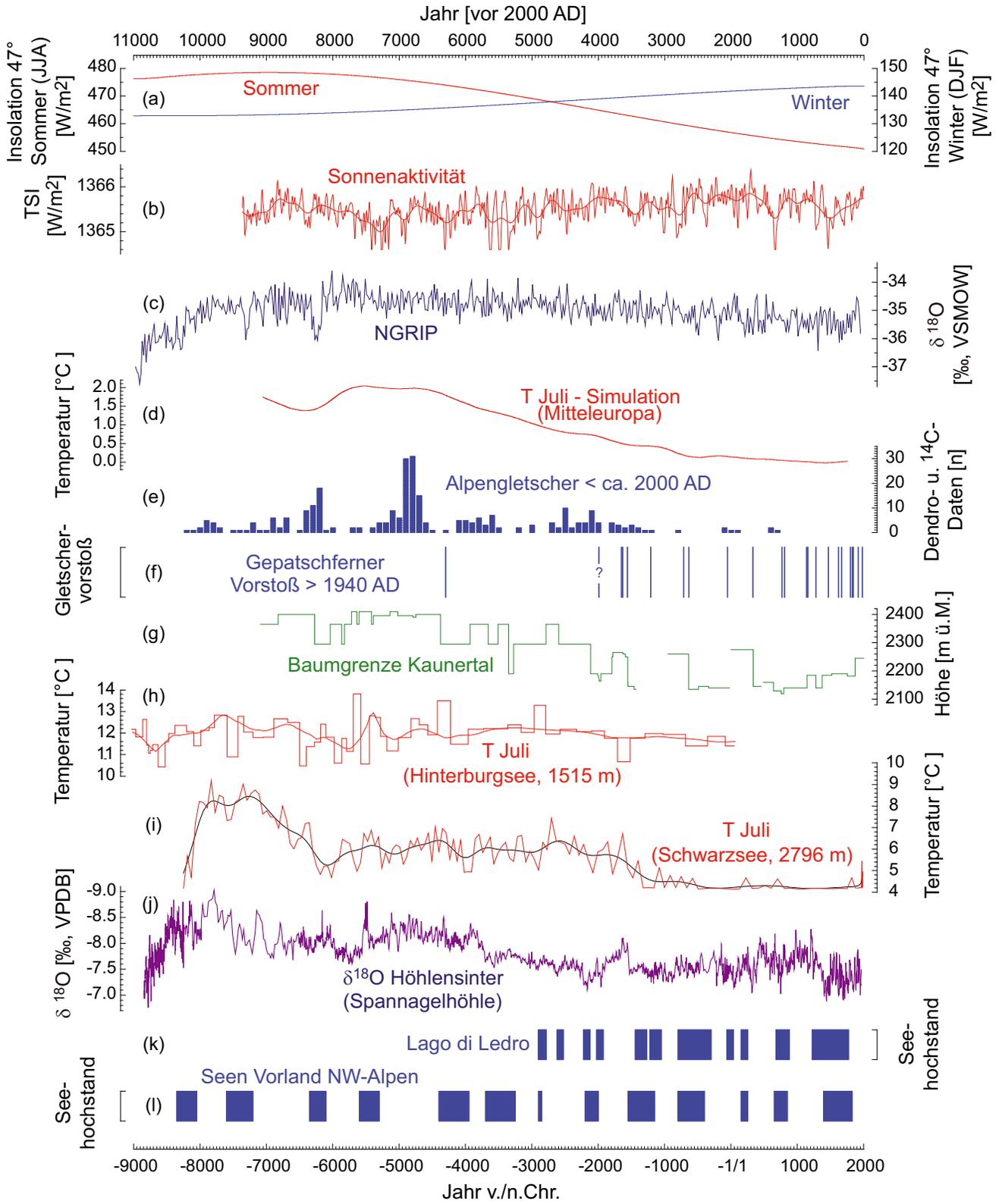
kleiner als heute (Nicolussi und Patzelt, 2001; Joerin et al., 2008).

### 3.2.3 Klima im Holozän

Das derzeitige Interglazial, als Holozän bezeichnet, begann vor 11700 Jahren (Walker et al., 2009). Im Gebiet des heutigen Österreich ist diese Epoche von der zunehmenden Umwandlung vieler, ursprünglich rein natürlichen Prozessen unterliegender Landschaftsräume in durch menschliches Agieren geprägte Kulturlandschaften gekennzeichnet. Diese Entwicklung begann mit der neolithischen Revolution und erreichte spätestens in der Bronzezeit auch die Hochgebirgsregionen der Alpen (Bortenschlager, 2000; Drescher-Schneider, 2007; Oeggel und Nicolussi, 2009; Reitmaier, 2010). Dies geschah vor dem Hintergrund vergleichsweise – im Verhältnis zur Variabilität während glazialer Phasen – stabiler klimatischer Verhältnisse.

Der Kenntnisstand zur Klimaentwicklung und -variabilität in Österreich bzw. im Alpenraum während des Holozäns ist in den letzten etwa drei Jahrzehnten deutlich gewachsen. Dies hat auch zur Korrektur und Neubewertung früherer Ergebnisse geführt (Patzelt und Bortenschlager, 1973; Leemann und Niessen, 1994; Hormes et al., 2001). Nicht zuletzt die Gebirgsregionen, die spezielle Klimaarchive wie Gletscher bieten, gestatten die Erstellung von aussagekräftigen Proxy-Datensätzen. Trotz der Fortschritte beruht der gegenwärtige Wissensstand weitgehend auf der Interpretation von Klimaproxyen und nur mit wenigen Ausnahmen auf kalibrierten Rekonstruktionen einzelner Klimaelemente, in der Regel (Sommer-)Temperaturwerten. Die Genauigkeit der zeitlichen Einordnung der erfassten Proxy-Variabilität beruht meist auf der Präzision der verwendeten radiometrischen Datierungsmethoden und erreicht im holozänen Bereich meist bereits wenige Jahrzehnte (z. B. Vollweiler et al., 2006; Ilyashuk et al., 2011). Ausgenommen von Datierungsunschärfen sind auf Jahrringdatierungen beruhende Zeitangaben, die Kalenderjahrpräzision aufweisen (Spurk et al., 1998; Nicolussi et al., 2009).

Die meisten der bisher erarbeiteten Proxy-Datensätze, die das Holozän zumindest weitgehend abdecken, weisen einen Temperaturbezug auf (Abbildung 3.5 e–j) beziehungsweise stellen überhaupt Temperaturrekonstruktionen dar (Abbildung 3.5 h, i). Ersteres gilt auch für Gletscher, deren Massenhaushaltsvariabilität im Alpenraum in überwiegendem Ausmaß durch die sommerlichen Klimaverhältnisse gesteuert ist (vgl. Abschnitt Spätglazial). Der Kenntnisstand zur Entwicklung der Niederschlagstätigkeit im Holozän ist demgegenüber vergleichsweise begrenzt (Lauterbach et al., 2012; Boch und Spötl, 2011).



## Ergebnisse alpiner Klimaarchive

Der Übergang Spätglazial-Holozän ist durch eine rasche Temperaturzunahme gekennzeichnet (Ilyashuk et al., 2009), spätestens vor 11 000 Jahren, bzw. kurz danach dürften die klimatischen Bedingungen die jenen der folgenden Abschnitte des Holozäns entsprechen, erreicht worden sein. Das kann aus den Belegen für entsprechend weit zurück geschmolzene Gletscherzungen (Slupetzky, 1993), Holzfunden im holozänen Waldgrenzbereich (Nicolussi et al., 2004) und aus Isotopendaten von Höhlensintern (Fohlmeister et al., 2013) geschlossen werden.

Befunde zur holozänen Gletscherentwicklung lassen unterschiedliche klimatische Verhältnisse im frühen (bis etwa 8 000 Jahre vor heute) und mittleren (bis 4 000 Jahre vor heute) beziehungsweise im späten Holozän ableiten. Wesentlich für diese generelle Einschätzung sind Funde von organischem Material, meist Baumreste, aber auch Torfmaterial, die in den letzten beiden Jahrzehnten vor und an zurückschmelzenden Enden von Alpengletschern gemacht wurden (Slupetzky, 1993; Nicolussi und Patzelt, 2001; Hormes et al., 2001; Jörin et al., 2006, 2008; Nicolussi und Schlüchter, 2012). Diese Funde datieren mit wenigen Ausnahmen in das frühe und mittlere Holozän. Die bis zu rund 800 Jahrringe aufweisenden Baumstämme belegen für einzelne Gletscher (z. B. Pasterze, Glacier du Mont Miné, Tschierva Gletscher) lange andauernde Rückschmelzphasen mit deutlich kürzeren Gletschern als gegenwärtig. Expositionsanalysen am Rhone Gletscher belegen, dass dieser Gletscher im Holozän während rund  $6\,500 \pm 2\,000$  Jahren geringer ausgedehnt war als gegenwärtig (Goehring et

al., 2011). Dieser kumulative Zeitrahmen dürfte weitgehend dem frühen und mittleren Holozän zuzuweisen sein. Zwar sind für diese Perioden auch Vorstöße einzelner Gletscher nachweisbar, es fehlen jedoch klare Evidenzen für weitreichende Vorstöße mit Gletscherständen vergleichbar den vielfach belegten großen Gletscherständen (Hochständen) in historischer Zeit. Die für einzelne Gletschersysteme vorgeschlagenen früh- und mittelholozänen Maximalstände (z. B. Patzelt und Bortenschlager, 1973; Kerschner et al., 2006) konnten bisher nicht an anderen Gletschern verifiziert werden und sind in Diskussion.

Holozäne Minimalstände von Alpengletschern sind nur indirekt abschätzbar. Der Tschierva Gletscher dürfte langanhaltend zumindest 1,2 km hinter die Länge des Jahres 2005 zurückgeschmolzen sein. Das war mit einer gegenüber dem Referenzniveau 1960 bis 1985 um  $1,8^\circ\text{C}$  höheren Sommer-temperatur (unter der Annahme heutiger Niederschlagsverhältnisse) verbunden (Jörin et al., 2008). Die Temperaturerhöhung von  $1,8^\circ\text{C}$  ist nur rund  $0,5^\circ\text{C}$  höher als der instrumentell beobachtete Temperaturanstieg (Auer et al., 2007) zwischen den Perioden 1960 bis 1985 und 1990 bis 2010.

Im Gegensatz zu den Ergebnissen für das frühe und mittlere Holozän sind Belege aus den letzten 4 000 Jahren, dem Neoglazial, für geringere Gletscherlängen als um 2000 selten (Hormes et al., 2001; Holzhauser et al., 2005; Jörin et al., 2006). In diesem Zeitraum dominieren die Evidenzen für weitreichende Gletschervorstöße, die schließlich in der sogenannten Kleinen Eiszeit (ca. 1260 bis 1860 n. Chr.) kulminierten (Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al.,

**Abbildung 3.5** Holozäne Proxy-Datensätze beziehungsweise Proxy-basierte Klimarekonstruktionen aus Österreich sowie dem gesamten Alpenraum als auch aus Grönland im Vergleich zu ausgewählten Klimaerzwingungen. Die Datensätze belegen ein im holozänen Vergleich überdurchschnittlich warmes Früh- und Mittelholozän und eine Temperaturabnahme bis in die letzten Jahrhunderte hinein. Dieser Verlauf folgt prinzipiell der Entwicklung der Sommerinsolation. a) Entwicklung der Insolation im Sommer (Juni-Juli-August) und Winter (Dezember-Jänner-Februar) für  $47^\circ\text{N}$ ; b) Rekonstruktion der Sonnenaktivität für die letzten 9 000 Jahre (Steinilber et al., 2009); c) Sauerstoffisotopen-Zeitreihe des NGRIP Eisbohrkerns aus Zentralgrönland (Vinther et al., 2009); d) Simulation der Entwicklung der Juli-Temperatur in Zentraleuropa über die letzten 9 000 Jahre bis in vorindustrielle Zeit (Renssen et al., 2009); e) dendro- und  $^{14}\text{C}$ -datierte Belege für kürzere alpine Gletscher als gegenwärtig ( $\approx 1990/2010$ ) (Hormes et al., 2001; Nicolussi und Patzelt, 2001; Jörin et al., 2006, 2008; Drescher-Schneider und Kellerer-Pirklbauer, 2008; Nicolussi, 2009b, 2011; Nicolussi und Schlüchter, 2012); f) nachweisbare Vorstöße des Gepatschferners über eine Größe vergleichbar jener des Jahres 1940 hinaus (Nicolussi und Patzelt, 2001); g) Entwicklung der Höhenlage der Baumgrenze im Kaunertal nach Holzfunden (Nicolussi et al., 2005); h) Zuckmücken-basierte Rekonstruktion der Juli-Temperatur am Hinterburgsee, Schweiz (Heiri et al., 2003); i) Zuckmücken-basierte Rekonstruktion der Juli-Temperatur am Schwarzsee ob Sölden (Ilyashuk et al., 2011); j) Sauerstoffisotopen-Zeitreihe aus Höhlensintern der Spannagel-Höhle (COMNISPA II; Fohlmeister et al., 2013); k) Seehochstände des Lago di Ledro in den letzten 5 000 Jahren (Magny et al., 2009); l) Seehochstände im Vorland der NW-Alpen bzw. im Jura (Magny, 2004)

**Figure 3.5** Holocene environmental records and proxy-based climate reconstructions from Austria, the Alps and Greenland in comparison with selected climate forcings. a) evolution of insolation during summer (June-July-August) and winter (December-January-February) at  $47^\circ\text{N}$ ; b) reconstruction of solar variability for the last 9 000 years; c) oxygen-isotope record of the NGRIP ice-core, central Greenland; d) simulation of the temperature evolution in July in central Europe over the last 9 000 years until the pre-industrial period; e) dendrochronologically, i. e. calendar-dated, and  $^{14}\text{C}$ -dated evidences for shorter glaciers than today ( $\approx 1990/2010$  AD); f) established advances of the glacier Gepatschferner beyond the glacier's size in 1940 AD; g) tree-line record in the Kauner valley based on finds of wooden remains; h) chironomid-based reconstruction of July temperature from lake Hinterburg, Switzerland; i) chironomid-based reconstruction of July temperature from Schwarzsee ob Sölden; j) oxygen-isotope record of speleothems from the Spannagel cave; k) lake-level high-stands of Lago di Ledro during the last 5 000 years; l) lake-level high-stands in the foreland of the NW-Alps and the Jura (Magny, 2004)

2005). In dieser Periode erreichten die meisten Alpengletscher ihre Maximalausdehnung innerhalb der letzten etwa 11 000 Jahre. Bereits früh im Neoglazial, um 3 500 Jahre vor heute, erreichten manche Alpengletscher den späteren Maximalständen vergleichbare Ausmaße (Renner, 1982; Schimmelpennig et al., 2012).

Die auf Holzfunden beruhende Rekonstruktion der Baumgrenzhöhe (Abbildung 3.5 g) im zentralalpinen Kaunertal belegt maximale Werte im frühen und mittleren Holozän (Nicolussi et al., 2005; Nicolussi, 2009b). Ab 6 400 Jahren vor heute zeigt sich für diesen Indikator der sommerlichen Temperaturverhältnisse ein Trend zu geringeren Maxima. Ab rund 4 000 Jahren vor heute besteht eine Variabilität auf niedrigem Niveau. Für den letztgenannten Zeitraum sind auch anthropogene Störungen im Waldgrenzbereich anzunehmen.

Verlauf und Ausmaß der Baumgrenzentwicklung im ostalpinen Kaunertal stimmt mit westalpinen Rekonstruktionen weitgehend überein (Reasoner und Tinner, 2008). Die auf der Analyse von Zuckmücken(Chironomiden)-Populationen beruhenden Rekonstruktionen der Juli-Temperatur (Heiri et al., 2003; Ilyashuk et al., 2011) stimmen bezüglich des holozänen Trends überein, divergieren hingegen bezüglich dessen Amplitude (Abbildung 3.5 h, i). Die Schwarzsee-Rekonstruktion weist einerseits für das frühe Holozän extrem hohe Werte auf (erklärbar durch eine überproportionale Förderung wärmeliebender Zuckmücken-Arten durch ein trockenes und warmes Klima), zeigt andererseits für das Neoglazial unrealistisch wenig Temperaturvariabilität. Beides ist bedingt durch den Kalibrationsdatensatz (der See ist höher gelegen als die meisten Seen im angewandten Kalibrationsdatensatz; Ilyashuk et al., 2011). Die Isotopen-Zeitreihe von Höhlensintern aus der zentralalpinen Spannagelhöhle korreliert zumindest im jüngsten Abschnitt mit Wintertemperatur-Reihen (Mangini et al., 2005) bzw. NAO-Zeitreihen (Trouet et al., 2009).

## Holozäner Temperaturtrend und Klimaantriebe

Die temperaturgesteuerten bzw. -beeinflussten Proxy-Zeitreihen (Abbildung 3.5 e–j) zeigen als übereinstimmendes Merkmal einen negativen Trend vom frühen / mittleren Holozän bis in die vorindustrielle Zeit. Sie stimmen generell mit den Ergebnissen von anderen Temperatur-sensitiven Proxy-Zeitreihen überein (Davis et al., 2003; Jansen et al., 2007; Wanner et al., 2008) wie beispielsweise mit dem Langfristtrend der  $\delta^{18}\text{O}$  Reihen grönländischer Eiskerne (Abbildung 3.5 c). Ebenso zeigen Simulationen für Mitteleuropa ein langfristiges Maximum der Juli-Temperatur um 7 000 Jahre vor heute mit einer

daran anschließenden, bis in die vorindustrielle Zeit andauernden Abkühlung (Renssen et al., 2009; Abbildung 3.5 d). Der Betrag der modellierten Abkühlung liegt dabei bei 2 °C für Juli (Renssen et al., 2009) bzw. rund 3 °C für den wärmsten Monat (Renssen et al., 2012). Diese Simulationsergebnisse entsprechen weitgehend den aus Baumgrenz- (Nicolussi et al., 2005; Reasoner und Tinner 2008; Abbildung 3.5 g) und Gletscherdaten (Jörin et al., 2008) für die letzten 7 000 Jahre abschätzbaren sowie rekonstruierten Temperaturänderungen bzw. übertreffen die alpinen Proxy- Ergebnisse etwas. Unbestrittene Erklärung für den holozänen Abkühlungstrend ab dem früh- bis mittelholozänen Maximum ist die langfristige Abnahme der sommerlichen Insolation auf der Nordhemisphäre, verursacht durch die orbitale Variabilität (Jansen et al., 2007; Wanner et al., 2008; Abbildung 3.5 a).

Demgegenüber zeigt ein anderer, vieldiskutierter Klimaantrieb, die Sonnenaktivität, keinen entsprechenden langfristigen Trend (Steinhilber et al., 2009, 2012). Im mittelfristigen Zeitskalenbereich von mehreren Jahrzehnten bis Jahrhunderten kann dieser Klimaantrieb jedoch sehr wohl Effekte haben (Luterbacher et al., 2001; Mangini et al., 2005; Büntgen et al., 2006; Nicolussi et al., 2009; Nussbaumer et al., 2011). Phasen geringer Sonnenaktivität gingen auch im Alpenraum mit teilweise nachweisbar kühleren Bedingungen einher. Belegbar ist dies anhand der zeitlichen Synchronität von Sonnenaktivität und Baumgrenzvariabilität sowie Bestandesdichte im Hochlagenbereich im Zeitraum um 5 500 Jahre vor heute (Nicolussi et al., 2005; Nicolussi, 2009b), sowie auch anhand von mehrfach belegten Gletschervorstößen während der früheisenzeitlichen Sonneninaktivitätsphase (Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005). Auch alpine Höhlensinter-Isotopenwerte zeigen eine auffällige Korrelation mit solaren Schwankungen auf einer Zeitskala von Jahrzehnten bis Jahrhunderten (Mangini et al., 2005).

Die mittel- bis langfristige Klimaentwicklung in Österreich während des Holozäns ist als Ausschnitt gesamthemisphärischer Abläufe und hier speziell jener des nordatlantischen Sektors, zu verstehen. Dies zeigt sich nicht nur im generellen Verlauf der Klimaentwicklung sondern auch bezüglich markanter Ereignisse. Das in grönländischen Eisbohrkernen drastisch abgebildete Abkühlungsereignis vor ca. 8 200 Jahren (Alley und Ágústsdóttir, 2005) ist in Österreich über ein markantes Absinken der zentralalpinen Baumgrenze (Abbildung 3.5 g), negative Anomalien in  $\delta^{18}\text{O}$ -Zeitreihen von Höhlensintern (Boch et al., 2009) und Veränderungen der Zuckmücken-Populationen (Abbildung 3.5 i) klar nachweisbar.

Ein Vergleich des heutigen Temperaturniveaus ( $\approx$  Mittel der Jahre 1990 bis 2010) mit holozänen Verhältnissen ist we-

gen des derzeitigen schnellen Wandels nur begrenzt möglich, da Proxy-Zeiger mehrerer wichtiger Klimaarchive nur mit längeren Anpassungszeiten reagieren. Dies gilt etwa für die Adaption der Baumgrenzhöhe, die zumindest einiger Jahrzehnte bedarf. Aber auch die alpinen Gletscher sind bezüglich ihrer Ausdehnung und Länge nicht an die gegenwärtig herrschende Klimasituation angepasst, wie der anhaltend starke Rückzug der letzten Jahre zeigt, der teilweise Eiszerfallsformen annimmt. Ein Vergleich von rezenten und holozänen Verhältnissen wird auch dadurch erschwert, dass manche Proxy-Datensätze bereits um das Jahr 2000 enden und daher den aktuellen Wandel nicht gänzlich erfassen. Der Temperaturanstieg in Österreich bzw. im Alpenraum seit der Kleinen Eiszeit (ca. 1260 bis 1860 n. Chr.) lässt sich anhand instrumenteller Daten sowie präziser Klimaproxies auf rund 2°C festlegen. Dieser Wert entspricht annähernd der mit Proxy- und Simulationsdaten abgeschätzten Abkühlung seit dem früh- bis mittelholozänen thermischen Maximum von vor etwa 7000 Jahren bis in die vorindustrielle Zeit. Das Sommertemperaturniveau der letzten beiden Jahrzehnte dürfte weitgehend, wenn auch nicht gänzlich, die langfristigen, d.h. mehrdekadischen bis mehrhundertjährigen thermischen Temperaturmittel des (frühen und mittleren) Holozäns erreicht haben. Anzunehmen ist allerdings, dass die dekadischen Temperaturmaxima des Holozäns über jenen der vergangenen Jahrzehnte lagen. Zudem sind holozäne Temperaturvergleiche weitgehend auf die Sommersaison bezogen, die Entwicklung der winterlichen Temperaturverhältnisse ist im Detail nicht geklärt.

### Niederschlagsentwicklung

Die holozäne Variabilität des Niederschlags im Großraum der Alpen lässt keine langfristigen Trends erkennen. Durch Bestimmung von Seehochständen (z. B. Magny, 2004) beziehungsweise Analysen an Seesedimenten, die während Hochwasserereignissen abgelagert wurden (z. B. Debret et al., 2010; Lauterbach et al., 2012), kann vielmehr ein Wechsel zwischen – unterschiedlich lange andauernden – Perioden mit vermehrtem bzw. reduziertem Niederschlag geschlossen werden. Die für verschiedene Seen des Jura und des Vorlandes der nordwestlichen Alpen (Abbildung 3.5 l) bzw. der Südalpen (Abbildung 3.5 k) erarbeiteten Datensätze lassen prinzipiell ähnliche Perioden erkennen (Lauterbach et al., 2012). Hochwässer traten dabei vermehrt in Perioden geringer Sonnenaktivität (Abbildung 3.5 b) und vergleichsweise kühler Temperaturen auf (Magny, 2004; Czymzik et al., 2010; Debret et al., 2010; Lauterbach et al., 2012). Große Aufschüttungsereignisse an inneralpinen Murkegeln lassen jedoch auch für die dem holozänen

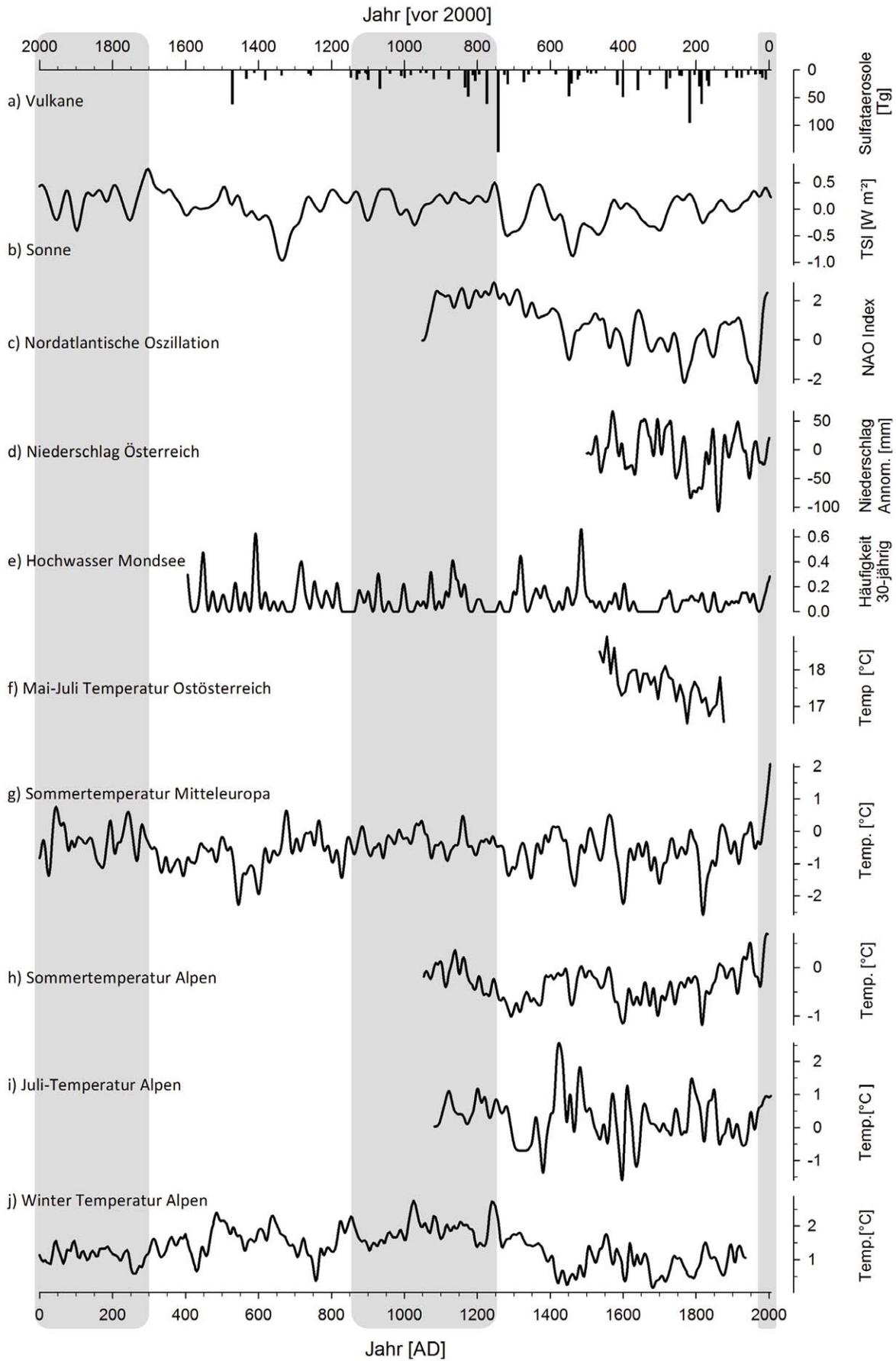
thermischen Maximum zurechenbare Periode um 7500 Jahre vor heute Starkniederschlagsereignisse als Folge verstärkten Anströmens feuchter Luftmassen aus dem Mittelmeerraum ableiten (Patzelt, 1987; Spötl et al., 2010). Die Analyse des Auftretens und der Frequenz von Lawineneignissen im Zeitraum der letzten etwa 9000 Jahre im zentralalpiner Zillertal lässt für klimatisch günstige Phasen eine relative Abnahme der Lawinentätigkeit und damit auch entsprechend seltener Schneeniederschlagsereignisse annehmen (Nicolussi et al., 2007; Zrost et al., 2007; Luzian et al., 2001).

### 3.2.4 Klima der letzten zwei Jahrtausende

Für die Rekonstruktion der Klimaänderungen der letzten 2000 Jahre lassen sich neben natürlichen Klimaarchiven wie Gletschern, Jahrringen, Seesedimenten und Höhlensinter (z. B. Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005; Mangini et al., 2005; Larocque-Tobler et al., 2010; Büntgen et al., 2011; Trachsel et al., 2012) zumindest für das vergangene Jahrtausend auch geschriebene Aufzeichnungen als klimageschichtliche Quelle nutzen und entsprechend auswerten (z. B. Strömmer, 2003; Rohr, 2006a, b; Pfister, 2010; Maurer et al., 2009, 2011). Ab etwa der Mitte des 18. Jahrhunderts stehen auch zunehmend Messdaten zu Verfügung (z. B. zu Temperatur, Niederschlag, Luftdruck etc.; Efthymiadis et al., 2006; Auer et al., 2007; Chimani et al., 2012; siehe Abschnitt instrumentelle Periode). Dieser Reichtum an Quellen ermöglicht eine umfassendere Klimarekonstruktion als für ältere Zeiträume.

Die Auflösung und Datierung dieser relativ jungen Zeitreihen ist so gut, dass man direkte Vergleiche mit verschiedenen klimasteuernden Parametern anstellen kann: So mit der Sonnenaktivität, deren Minima sich in fast allen Archiven als kältere Perioden widerspiegeln (Breitenmoser et al., 2012; Martin-Puertas et al., 2012); mit Vulkanausbrüchen, die in Abhängigkeit von emittiertem Staub und Gasen zu starken Abkühlungen führten (Wanner et al., 2008); oder mit Treibhausgasen (Wanner et al., 2008, Fig. 10 und die dort angegebenen Quellen), die eine wichtige Rolle für die deutliche Erwärmung seit den 1980er Jahren spielen. Hinzu kommen Änderungen in der Nordatlantischen Oszillation (z. B. Trouet et al., 2009), mit der ein Wechsel im Niederschlagsangebot einhergehen kann (z. B. Wilhelm et al., 2012). Daraus ergibt sich ein Bild, das durch viele steuernde Kräfte geprägt ist, die sich oft überlagern.

Für die letzten zweitausend Jahre ist international eine klimageschichtliche Periodisierung etabliert (Wanner, 2007; Wanner et al., 2008), die auch auf Befunden aus Mitteleuropa bzw. dem Alpenraum beruht und deren Periodenbezeichnungen



gen das vorherrschende Klima charakterisieren: die römische Warmzeit (Roman Warm Period, RWP), die Kälteperiode der ausgehenden Römerzeit und des frühen Mittelalters (Dark Ages Cold Period, DACP), die mittelalterliche Warmzeit (Medieval Warm Period, MWP oder auch Medieval Climate Anomaly, MCA), die Kleine Eiszeit (Little Ice Age, LIA) sowie die moderne oder rezente globale Erwärmung. Wir orientieren uns für die zeitliche Abgrenzung dieser Perioden, die sich in Diskussion befindet, an der alpinen Gletscherentwicklung und gehen im folgenden Abschnitt auf die Klimarekonstruktionen für Österreich bzw. den Alpenraum ein.

### Die römische Warmzeit (RWP, von ca. 250 v. Chr. bis 300 n. Chr.)

In der zweiten Hälfte dieses Abschnittes, in den ersten Jahrhunderten nach Christus, herrschten zwar im Vergleich zum frühen und mittleren Holozän niedrigere Temperaturen vor (siehe Abschnitt Holozän), aber in Relation zu den folgenden Jahrhunderten war das Klima stabil, mild und nicht zu trocken (Büntgen et al., 2011). Für Österreich gibt es zu diesem Zeitraum zwei hochaufgelöste Klimarekonstruktionen, die in Abbildung 3.6 gezeigt werden: Einerseits für Sommertemperaturen (Abbildung 3.6 g), die aus überwiegend österreichischen

Jahringdaten rekonstruiert wurden (Nicolussi et al., 2009; Büntgen et al., 2011), andererseits für Wintertemperaturen (Abbildung 3.6 j), die aus den Sauerstoffisotopen eines Höhlensinters (auch Tropfstein oder Speläothem) abgeleitet wurden (Mangini et al., 2005). Die Jahre 1 bis 300 n. Chr. wiesen relativ warme Sommer auf, während die Winter etwas kühler als der Durchschnitt der letzten 2000 Jahre blieben. Für die Alpengletscher ist eine mehrere Jahrhunderte andauernde Rückzugsperiode mit ähnlich geringer Gletscherausdehnung wie im späten 20. Jahrhundert belegt (Holzhauser et al., 2005; Jörin et al., 2006). Die Sonnenstrahlung war in diesem Zeitraum überdurchschnittlich hoch (Abbildung 3.6 b).

### Die Kälteperiode der ausgehenden Römerzeit und des frühen Mittelalters (DACP, von ca. 300 bis 840 n. Chr.)

Um ca. 300 n. Chr. begann eine Periode mit deutlich instabilen klimatischen Verhältnissen und auffallend geringeren Temperaturen: Die Sommertemperaturen sanken zwischen 300 und 450 n. Chr. deutlich und lagen von 550 bis 600 n. Chr. durchschnittlich ca. 0,8°C unter dem Mittel des 20. Jahrhunderts (Abbildung 3.6 g). Gleichzeitig wurde es feuchter (Büntgen et al., 2011). In den Sedimenten des Mondsees ha-

**Abbildung 3.6** Klimasteuernde Parameter und Klimarekonstruktionen der letzten 2000 Jahre für den österreichischen Raum und die Ostalpen. Alle Datensätze sind über einen Zeitraum von 30 Jahren mit einem Gauß Lowpass Filter geglättet, mit Ausnahme der Daten in Abbildung 3.6 a. Grau hinterlegt sind generell wärmere Perioden. a) Rekonstruierter Sulfateintrag in die nördliche Hemisphäre durch große Vulkanausbrüche abgeleitet aus Sulfatablagerungen in arktischem Eis (Gao et al., 2008); b) Sonnenaktivität nach rezenten Messungen (1951 bis 2004) und rekonstruiert mit <sup>10</sup>Be-Datensätzen aus Eisbohrkernen Grönlands und der Antarktis (Steinilber et al., 2009), TSI = total solar irradiance (Gesamtstrahlungsintensität der Sonne); c) Entwicklung der Nordatlantischen Oszillation (NAO) in den letzten rund 950 Jahren als Maß für dominant zonale (hohe Werte) bzw. meridionale (niedere Werte) Zirkulationsverhältnisse in Mitteleuropa, rekonstruiert mittels Höhlensinter-Daten aus Schottland und Jahring-Daten aus Marokko (Trouet et al., 2009); d) Entwicklung des Jahresniederschlags in Österreich seit dem Jahr 1500 nach Messdaten der instrumentellen Periode und rekonstruiert mittels historischer Dokumente (Casty et al., 2005), Anom. = Anomalie; e) Anzahl von Jahren mit Hochwasser am Mondsee innerhalb eines 30jährigen Zeitfensters (Swierczynski et al., 2012); f) Mai-Juni-Juli Temperatur rekonstruiert aus den Weinernte-Terminen in der Umgebung von Wien und Klosterneuburg (Maurer et al., 2009); g) Sommertemperatur (Juni-Juli-August) in Mitteleuropa rekonstruiert anhand alpiner Jahringdaten aus Österreich (Büntgen et al., 2011); h) Sommertemperatur (Juni-Juli-August) in den Alpen rekonstruiert anhand verschiedener Jahring-Proxy aus den Alpen und Zuckmücken-Kopfkapseln (Chironomiden-Kopfkapseln) aus dem Silvaplana See (Trachsel et al., 2012); i) Julitemperatur rekonstruiert mit Zuckmücken-Kopfkapseln aus den Sedimenten des Seeberg Sees (Larocque-Tobler et al., 2012); j) Wintertemperatur in den Zentralalpen rekonstruiert auf Basis von Sauerstoffisotopen-Messungen an Höhlensintern aus der Spannagel Höhle (Mangini et al., 2005)

**Figure 3.6** Climate influencing parameters and climate reconstructions for the last 2000 years available for Austria and the Eastern Alps. All data were smoothed over a 30 year period with a Gauss lowpass filter, with the exception of the data in Fig. 1a. Generally warmer periods are shaded grey. a) Sulphate deposition in the northern hemisphere originating from volcanoes, reconstructed from arctic ice cores (Gao et al., 2008); b) Solar activity based on recent measurements (1951–2004), and reconstructions from <sup>10</sup>Be-trends observed in ice cores from Greenland and the Antarctic (Steinilber et al. 2009), TSI = total solar irradiance; c) North Atlantic oscillation trends over the last 950 years as indicator for zonal (high values) and meridional (low values) circulation patterns in middle Europe, reconstructed from Scottish speleothems and Moroccan tree-ring data (Trouet et al., 2009); d) Precipitation trends for Austria since 1500 AD, based on instrumental records or reconstructed from historical documents (Casty et al., 2005), Anom. = anomaly; e) Frequency of years with floodings within a 30 year period in the Mondsee region (Swierczynski et al., 2012); f) May-June-July temperature reconstructed from Viennese and Klosterneuburg grape harvest dates (Maurer et al. 2009); g) Central European summer temperature (June-July-August) reconstructed with Alpine tree-ring data originating from Austria (Büntgen et al., 2011); h) Alpine summer temperature (June-July-August) reconstructed with Alpine tree-ring proxies and chironomid head capsules from lake Silvaplana (Trachsel et al., 2012); i) July temperature reconstructed with chironomid head capsules from the lake sediment of Seeberg See (Larocque-Tobler et al., 2012); j) winter temperature in the Central Alps reconstructed with oxygen isotopes from speleothems of the Spannagel cave (Mangini et al., 2005)

ben Hochwässer häufiger ihre Spuren hinterlassen, vor allem zwischen 450 und 480 n. Chr., 590 und 640 n. Chr. sowie 700 und 750 n. Chr. (Swierczynski et al., 2012 und Abbildung 3.6 e). Zwischen den Jahren 700 und 750 traten daraufhin auch in den Westalpen mehr Hochwässer auf (Wilhelm et al., 2012). Die Wintertemperaturen (Abbildung 3.6 j) lagen zuerst im Durchschnitt (300 bis 400 n. Chr.), sanken danach rapide, um dann zwischen 475 und 500 n. Chr. deutlich über den Durchschnitt anzusteigen, jedoch in der Phase mit den kältesten Sommertemperaturen (um 540 n. Chr.) wieder abzunehmen. Das markante Sommertemperaturminimum um 540 n. Chr. wurde durch einen klimabeeinflussenden Vulkanausbruch (Abbildung 3.6 a) verursacht (Larsen et al., 2008) und ist mit den niedrigen Temperaturen um das Jahr 1810 vergleichbar. Die niedrigsten Wintertemperaturen wurden um 780 n. Chr. erreicht, also gegen Ende der relativ feuchten und kalten Periode.

Während der Kälteperiode des frühen Mittelalters waren die Gletscher starken Schwankungen ausgesetzt: Bereits um 335 n. Chr. rückte der Gepatschferner über jene Ausdehnung, die vergleichbar mit jener zur Mitte des 20. Jahrhunderts wäre, vor. In der zweiten Hälfte des 6. Jahrhunderts könnte der Aletschgletscher eine ähnlich große Ausdehnung wie in der Kleinen Eiszeit erreicht haben (Holzhauser et al., 2005). Für die Ostalpengletscher sind ähnliche große Ausdehnungen bisher nicht nachweisbar, vielmehr blieben sie hinter den Ausdehnungen wie um das Jahr 1920 zurück (Nicolussi et al., 2006). Das 7. Jahrhundert dürfte von einer Schwundperiode (Jörin et al., 2006) gekennzeichnet gewesen sein. Spätestens Ende des 8. Jahrhunderts rückten die Gletscher wieder vor und erreichten um das Jahr 835 Ausdehnungen, die mit jenen des ausgehenden 19. Jahrhunderts vergleichbar sind (Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005; Nicolussi et al., 2006). Die Sonnenstrahlung sank zwischen den Jahren 650 und 670 auf die niedrigsten Werte der letzten 2000 Jahre.

### Die Mittelalterliche Warmzeit (MWP, von ca. 840 bis 1260)

Sommertemperaturrekonstruktionen zeigen ab Mitte des 9. Jahrhunderts einen klaren Temperaturanstieg (Abbildung 3.6 g), gefolgt von einem Anstieg der Wintertemperatur ab 950 (Abbildung 3.6 j). Gleichzeitig sank die Hochwasserfrequenz auf ein Minimum (Abbildung 3.6 e). Die Sommertemperaturen entsprachen für das folgende 11. Jahrhundert im Mittel den Werten des 20. Jahrhunderts. Mit Unterbrechungen dauerte diese überwiegend warme Periode bis ca. 1250 an.

Auch die kürzeren Zeitreihen (Abbildung 3.6 h–j) beginnen um das Jahr 1000 mit einer sehr warmen Phase (Larocque-Tobler et al., 2012; Trachsel et al., 2012). Hochwasser traten nicht nur in im Raum Mondsee seltener auf, sondern auch in den französischen Alpen (Wilhelm et al., 2012). Diese Periode war aber nicht mit Dürren verbunden, sondern mit eher feuchten Frühsommern (Büntgen et al., 2011). Die Sonnenaktivität lag auf einem relativ hohen Niveau (Abbildung 3.6 b).

Die für den Zeitraum der letzten 2000 Jahre relativ warme Periode ist auch an den Gletschern erkennbar: Ab ca. 840 fehlen Belege für Gletschervorstöße; vielmehr ist ein lang anhaltender Rückzug ableitbar, bis hin zu einem Tiefstand wie in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts. Ein kurzfristiger Wiedervorstoß der Alpengletscher ist jedoch für das 12. Jahrhundert nachweisbar (Nicolussi und Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005).

### Die Kleine Eiszeit (LIA, von ca. 1260 bis 1860)

Die als Kleine Eiszeit bezeichnete Klimaperiode, die durch Gletschervorstöße charakterisiert ist, lässt sich für den Alpenraum auf den Zeitraum von etwa 1260 bis 1860 eingrenzen. Ab ca. 1260 zeigen die Klimarekonstruktionen eine markante Abkühlung an (Abbildung 3.6 g–j), die sich auch in einem Anwachsen der Alpengletscher manifestierte. Für Westalpengletscher lassen sich um ca. 1380 ähnlich starke Ausdehnungen wie im 19. Jahrhundert nachweisen, während in den Ostalpen das Eis nur die Ausmaße wie im späten 19. Jahrhundert erreichte und damit hinter den Maxima von ca. 1860 zurückblieb (Nicolussi und Patzelt, 2001). Die Sommertemperaturen lagen in der Periode 1260 bis 1380 im Durchschnitt auf dem Niveau des 19. Jahrhunderts.

Auf eine kurze Periode mit höheren Sommertemperaturen und Gletscherrückzug um das Jahr 1400 folgte kurz nach 1450 ein Jahrzehnte andauernder Kälterückschlag, an den sich bis etwa in die Mitte des 16. Jahrhunderts wiederum etwas wärmere Bedingungen anschlossen. Im ausgehenden 16. Jahrhundert begann die Hauptphase der Kleinen Eiszeit, die durch eine Serie von Gletschervorstößen, die im gesamten Alpenraum nachweisbaren sind, gekennzeichnet war. Auch im Kontext der letzten 11 000 Jahre betrachtet erreichten die meisten Alpengletscher in diesen rund 250 Jahren ihre maximale Ausdehnung. Der dann um 1860 einsetzende Eisrückgang hält mit wenigen Unterbrechungen bis heute an.

Auch für die Kleine Eiszeit waren instabile Klimabedingungen typisch, d. h. wärmere und kühlere Phasen wechselten sich ab, wobei die Schwankungen in dieser Periode jedoch auf einem niedrigen Niveau erfolgten. Die kältesten Win-

tertemperaturen werden für die Zeiträume 1400 bis 1500, 1600 bis 1620, 1680 bis 1750 und die niedrigsten Sommertemperaturen für 1450 bis 1500, 1590 bis 1610, rund um das Jahr 1700 sowie 1800 bis 1850 rekonstruiert (Abbildung 3.6 g/j; Mangini et al., 2005; Büntgen et al., 2011). Auch die Unterschiede in den Weinernteerträge dokumentieren kältere Bedingungen zwischen 1600 und 1940, mit den ungünstigsten (tiefsten) Temperaturen zwischen 1771 und 1780 (Maurer et al., 2009; Maurer et al., 2011). Die Hochwasserhäufigkeit war während der Kleinen Eiszeit variabel (Glaser et al., 2010; Swierczynski et al., 2012) mit einer sehr geringen Frequenz zwischen 1600 und 1700; also ohne erkennbaren Zusammenhang mit den gleichzeitig deutlichen Temperaturschwankungen.

Der erste Abschnitt der Kleinen Eiszeit fiel mit Sonnenaktivitätsminima zusammen (Abbildung 3.6 b; Wolf Minimum: von 1280 bis 1350), gefolgt von weiteren Aktivitäts- und Einstrahlungsminima (Spörer: 1460 bis 1550, Maunder: 1645 bis 1715 und Dalton: 1790 bis 1830). Gleichzeitig wirkten sich einige Vulkanausbrüche durch die starke Emission von Sulfat-Aerosolen auf das Klima aus. Gut dokumentiert ist Tambora (im Jahr 1815), der 1816 ein „Jahr ohne Sommer“ verursachte (Stommel und Stommel, 1983). Aber auch zu Beginn und in weiteren Abschnitten der Kleinen Eiszeit gab es nicht nur starke sondern im holozänen Kontext auch viele Vulkanausbrüche, die große Mengen an Sulfat-Aerosolen ausstießen (Gao et al., 2008; Abbildung 3.6 a) und dadurch besonders klimawirksam waren (Wanner et al., 2008).

### Übergang zur rezenten oder modernen Erwärmung

Der Temperaturanstieg nach der Kleinen Eiszeit blieb bis zum Anfang der 1980er Jahre im Rahmen der Schwankungen der letzten 2000 Jahre. Die moderne Erwärmung, oft auch als globale Erwärmung bezeichnet, umfasst den Zeitraum der letzten 20–30 Jahre, für die ein rascher, überdurchschnittlich starker, überregionaler Temperaturanstieg messbar ist (vgl. Abschnitt instrumentelle Messungen). Konsequenz – und für alle aufmerksamen Beobachter wohl augenfälliger natürlicher Beleg der markanten Erwärmung der letzten drei Jahrzehnte – ist der Rückzug der alpinen Gletscher. Das gegenwärtige Abschmelzen setzte nach einem kleinen Wiedervorstoß mit Höhepunkt um 1980 ein und beschleunigt sich heute tendenziell sogar. Das Ausapern des 5300 Jahre alten Tiroler Eismannes (Ötzi, z. B. Oeggl, 2009) sowie von Baumstämmen aus dem frühen und mittleren Holozän (siehe vorhergehendes Abschnitt 3.2.3 und Nicolussi et al., 2005) ist Folge dieses Eisrückganges und

verdeutlicht die im Kontext der letzten 2000 Jahre derzeit außerordentliche klimatische Situation.

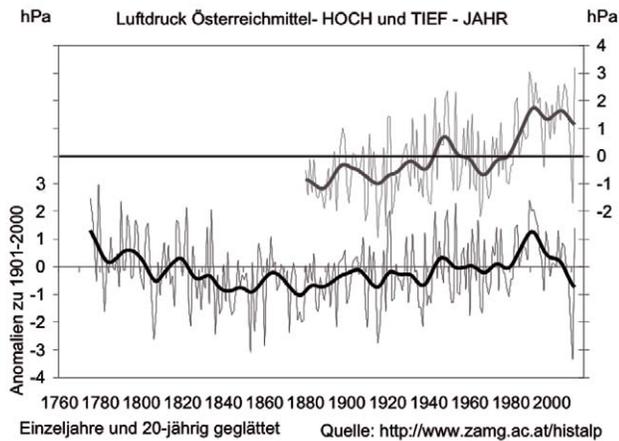
Die meisten Klimarekonstruktionen, die in Abbildung 3.6 gezeigt werden, enden zwischen dem Jahr 1996 und 2000. Sie erfassen also nur den Beginn der modernen Erwärmung und nicht deren Andauern bis heute. Nur zwei Datensätze (Abbildung 3.6 g, 1, i) beinhalten den Rekordsommer 2003 (Luterbacher et al., 2004). Trotzdem ist in allen Proxy-Datensätzen ein Temperaturanstieg in den letzten Jahrzehnten erkennbar.

### 3.2.5 Instrumentelle Periode – Trends der letzten 130 bis 250 Jahre

Die folgenden Abschnitte 3.2.5 und 3.2.6 stützen sich auf peer-reviewte Literatur, die auf homogenisierten Datensätzen beruhen und möglichst Aussagen für den gesamtösterreichischen Raum erlauben. Das bedeutet, dass nicht die gesamte für Österreich zur Verfügung stehende Literatur verwendet wurde.

Die langfristige Klimaentwicklung in der instrumentellen Periode mit direkten systematischen Messungen kann in Österreich und in Mitteleuropa für einige Klimaelemente zurück bis in die zweite Hälfte des 18. Jahrhunderts zurück verfolgt werden (vgl. Abschnitt 3.1.2 und 3.1.3). Das erlaubt bereits ein vergleichsweise tiefes Vordringen in früh- bzw. vorindustrielle Zeiten, vor allem was den Aspekt des menschlichen Einflusses auf das Klima betrifft und vor allem im Vergleich zur Klimaentwicklung in globaler Abdeckung, die maximal zurück bis Mitte des 19. Jahrhunderts gegeben ist (Jones et al., 2012). Deshalb ist es im Alpenraum möglich, die aktuellen Entwicklungen in den Kontext von rund zweieinhalb Jahrhunderten zu stellen – ein Vorteil im Hinblick auf die statistische Signifikanz, die Unterscheidung zwischen hochfrequenten Variabilität, mittelfristigen (dekadischen) Anomalien und langfristigen (säkularen) Trends. Gegenüber den vorangestellten Paläoklima-Abschnitten sind in den „instrumentellen Jahrhunderten“, eine höhere räumliche Auflösung, eine vollständige jahreszeitliche Abdeckung und das Vorliegen mehrerer Klimaelemente gegeben.

Basierend auf HISTALP Zeitreihen konnten Böhm et al. (2012), Matulla et al. (2005) bzw. Auer et al. (2007) zeigen, dass zur Beschreibung der hochfrequenten (interannuellen) Klimavariabilität generell eine Unterteilung des Großraums Alpen in vier horizontale und eine vertikale Subregion genügt – mit nur geringfügigen Variationen der Unterteilung für die unterschiedlichen Klimaelemente. Die HISTALP Messnetz-karte in Abbildung 3.1 zeigt diese Subregionen, die sich als Kompromiss aus elementspezifischen PCA-Analysen ergaben



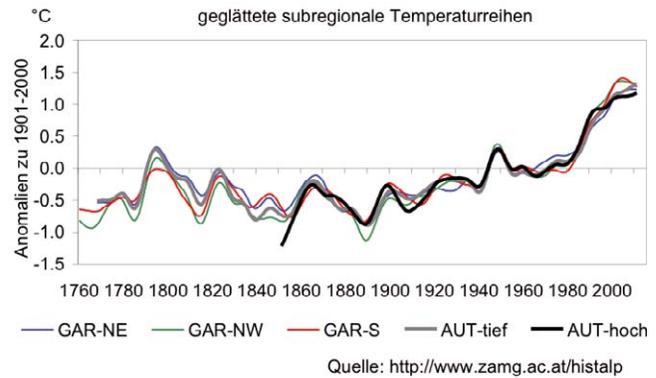
**Abbildung 3.7** Anomalien der Jahresmittel des Luftdrucks zum Mittel des 20. Jahrhunderts für die Region Österreich-TIEF (unten, 1775 bis 2011) und Österreich-HOCH (oben, 1880 bis 2011). Einzeljahre und 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass), Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP-Daten (<http://www.zamg.ac.at/histalp>)

**Figure 3.7** Annual air pressure anomalies relative to the mean of the 20th century for the region Austria-LOW (bottom, 1775–2011) and Austria-HIGH (top, 1880–2011), single years and smoothed by 20 yrs. Gauss low pass filtering. Copyright R. Böhm, 2012, source HISTALP (<http://www.zamg.ac.at/histalp>)

(Auer et al., 2007), um multi-elementare Analysen zu ermöglichen. Für die Beschreibung der dekadischen Variabilität und der Langfristtrends genügen für manche Klimatelemente weniger bis gar keine weiteren Unterteilungen der Region: Die Temperaturtrends sind in der gesamten Region beinahe identisch. Für Luftdruck und Sonnenscheindauer genügt eine Unterteilung in eine Subregion hochalpin (in der Folge mit dem Akronym „hoch“ bezeichnet) sowie eine der Täler, Becken und Ebenen („tief“). Für den Niederschlag wurde eine Unterteilung in West, inneralpin, Nord und Südost gewählt, da dieser signifikante Unterschiede auch in der langfristigen Entwicklungen in diesen Subregionen zeigt. Die dafür errechneten Regionsmittel sind stationsbasiert, die Unterteilung ist durch Inserts in Abbildung 3.12 ersichtlich.

### Der Alpenraum im großräumigen Kontext

Efthymiadis et al., (2007) haben die räumliche Korrelation der regionalen bzw. subregionalen HISTALP-Zeitreihen mit dem gesamten Nordatlantisch-Europäischen Raum analysiert. Sie zeigten, dass die Temperaturfelder einander über größere Entfernungen als die Niederschlagsfelder ähneln. Über das Jahr gesehen herrscht im Winter eher eine großräumige Ähnlichkeit vor als im Sommer – sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag.



**Abbildung 3.8** Anomalien der geglätteten Jahresmittel der Lufttemperatur zum Mittel des 20. Jahrhunderts für verschiedene Subregionen des Großraums Alpen. 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass), Zeitreihen alle aktualisiert bis 2011, Beginn unterschiedlich bis zurück zum Jahr 1760. Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP Daten

**Figure 3.8** Anomalies of smoothed (20 yrs. Gaussian low pass filter) annual temperature means relative to the mean of the 20th century for different sub-regions of the Greater Alpine Region. Time series date back until 1760 but with differing starting times and last until 2011. Copyright: Böhm, 2012, source HISTALP

### Luftdruck

Dem Luftdruck kommt über die durch ihn erzeugten Luftströmungen großer Einfluss auf die regionale Klimaentwicklung zu. Besonders für den Großraum Alpen und für Österreich, die im Übergangsbereich von vier großräumigen Klimazonen liegen, ist dieser Einfluss bedeutend. Ob gerade atlantisch-maritimes, mediterran-maritimes, oder kontinentales (alle drei überformt durch den vertikalen Einfluss der Seehöhe in den Bergen) Wetter / Klima herrscht, entscheidet sich durch die gerade herrschende Anströmrichtung (Advektion). Beispiele sind milde Verhältnisse im Winter und kühle im Sommer, wenn atlantische Luftmassen herangeführt werden, Starkregen im Herbst bei Luft aus dem Adria-raum oder heiße Sommer und strenge Winter, wenn kontinentale Luft aus dem Osten kommt.

Eine Analyse der Zeitreihen des Luftdrucks (wiedergegeben in Abbildung 3.7) zeigt einen sehr langfristigen Anstieg von der Mitte des 19. bis gegen Ende des 20. Jahrhunderts, der allerdings um 1990 von einem abrupten Trendwechsel zu nun wieder fallendem Luftdruck abgelöst worden ist. Die Schwankungen von Jahr zu Jahr (interannuelle Variabilität) sind dominant und übertreffen den langfristigen Trend und dekadische Variationen bei weitem. Aus einem einzelnen heißen / kühlen, trockenen / nassen Sommer / Winter oder auch Jahr lassen sich keine Folgerungen über längerfristige Entwicklungen ableiten.

Für den Zusammenhang von Luftdrucktrends mit der atmosphärischen Zirkulation können nur Zeitreihen von Tieflandstationen herangezogen werden. Die in der Abbildung 3.7 ebenfalls dargestellte aus den alpinen Höhenstationen gemittelte (graue) Zeitreihe wird nämlich zusätzlich durch die Temperatur der unter den Messstationen befindlichen Luftmasse beeinflusst. In der Abbildung manifestiert sich das durch den stärkeren positiven Trend, der durch die eingetretene Erwärmung verursacht worden ist. Daraus ergibt sich eine alternative Analysemöglichkeit der Temperaturtrends und Bestätigung der Erwärmung, allein aus den Luftdrucktrends der hochalpinen Observatorien im Gegensatz zu denen des Tieflandes, ohne Verwendung von thermometrischen Messungen (Böhm et al., 1998, Böhm, 2012).

Die saisonalen (Halbjahrestrends April bis September und Oktober bis März) können im Sommer und im Winter auch gegenläufig sein, so z. B. um 1830 oder um 1930, wobei die hochfrequente Variabilität in der kalten Jahreszeit signifikant höher ist als in der warmen. Diese Charakteristika gelten auch für die Zeitreihen anderer Klimatelemente. Die österreichische Luftdruck Tieflandreihe ähnelt hochgradig jenen nordwestlich und nordöstlich des Alpenbogens. Der Luftdruckanstieg in den Bergen war deutlich stärker als im Tiefland (Abbildung 3.7).

### Lufttemperatur

Im Fall der Temperatur sind die dekadische und auch die längerfristige Entwicklung in allen Subregionen des Großraums Alpen und damit auch innerhalb Österreichs so gut wie identisch – auch die hochalpine Subgruppe zeigt denselben Verlauf wie sämtliche Subregionen des Tieflandes vom Rhonedelta bis zur ungarischen Tiefebene (Abbildung 3.8).

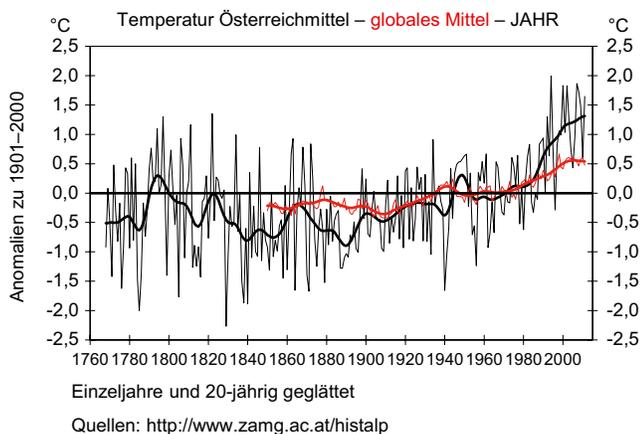
Die Temperaturentwicklung der letzten beiden Jahrhunderte verlief ähnlich der des Luftdrucks bis 1990, danach kam es allerdings zu einer abrupten Trendumkehr des Luftdrucks. Die Lufttemperatur hat in der Region nach einer leichten Abkühlung während des 19. Jahrhunderts seit den 1880er Jahren in zwei Schüben um insgesamt rund 2 °C zugenommen. Bis etwa 1950 gab es einen Anstieg um rund 1 °C, wie auch die vorangegangene Abkühlung überwiegend auf natürliche Klimaantriebe und interne Reaktionen des Klimasystems zurückzuführen ist. Die darauf folgende Phase von rund drei Jahrzehnten mit stagnierenden bis abnehmenden Temperaturen war bereits anthropogen überformt, wobei vermutet werden kann, dass die starke Luftverschmutzung über die insgesamt abkühlende Wirkung der Aerosole zunächst noch die ebenfalls bereits in Anstieg begriffenen Treibhausgasemissionen maskiert hat. Der

Effekt des „Global Dimmings“ wurde im Band 1, Kapitel 1 bereits beschrieben. Der endgültige Durchbruch der anthropogenen Treibhausgase als dominanter Klimaantrieb manifestierte sich in der zweiten Erwärmungsphase des 20. Jahrhunderts, die in den beiden Jahrzehnten von 1980 bis 2000 noch einmal 1 °C betragen hat. Danach stagnierte die Temperatur in Österreich (bei kurzfristiger Betrachtung) auf einem hohen Niveau, das dasjenige der beiden ebenfalls positiven dekadischen Anomalien um 1950 und um 1800 signifikant übertrifft. Die 20-jährig geglätteten Daten zeigen für die Zeit nach 2000 einen deutlich abgeschwächten Anstieg.

Die regionale Temperaturreihe Österreichs (Böhm et al., 2009) besitzt eine deutlich höhere Kurzfristvariabilität als die global gemittelte (Jones et al., 2012), wiedergegeben in Abbildung 3.9 und auch die geglätteten Anomalien und Trends sind in Österreich stärker als im globalen Mittel. Beides ist ein Ausdruck dessen, dass es von Region zu Region unterschiedliche Klima-anomalien und Trends gibt, was bei der Mittelung über alle diese Regionen zu einer Dämpfung sowohl der interannuellen Variabilität als auch der dekadischen Anomalien und der Langfristtrends führt. Die besonders starke negative dekadische Anomalie von 1870 bis 1900 und die besonders starke positive der aktuellen drei Jahrzehnte führte insgesamt zu einem in Österreich (und auch im gesamten Großraum Alpen) etwa doppelt so starken Temperaturanstieg wie im globalen Mittel.

Auch bei der Lufttemperatur verlief die saisonale Klimaentwicklung nicht immer parallel zu der des Jahresmittels, dennoch kam es in allen Jahreszeiten zu einer Erwärmung seit der Mitte des 19. Jahrhunderts. Im Herbst gab es im Vergleich zu den anderen drei Jahreszeiten die geringste Erwärmung. Über Jahrzehnte hindurch gab es sogar gegenläufige Entwicklungen, wie etwa die besonders milden Winter der 1910er Jahre, die durch besonders kühle Sommer konterkariert waren. Es war dies eine eher ozeanisch dominierte Phase: kühle Sommer, milde Winter und hohe Niederschläge trugen damals zu der vorletzten markanten Gletschervorstoßphase in den Alpen bei, deren Moränen überall in den vergletscherten Hochregionen zu sehen sind (Böhm et al., 2007). Näheres dazu findet sich in Band 2.

Die Temperaturdifferenz Sommer minus Winter (bzw. wärmster minus kältester Monat) ist ein in der Klimatologie oft verwendetes Maß für die thermische Kontinentalität des Klimas. Die Berechnung der Differenzen zeigten, dass das Klima des 19. Jahrhunderts in der Region kontinentaler geprägt war als im 20. Jahrhundert (Böhm et al., 2009). Mit dem 19. Jahrhundert vergleichbar hohe Kontinentalität gab es im 20. Jahrhundert lediglich für kurze Zeit in den 1940er Jahren. Die bereits erwähnte ozeanisch geprägte Phase der 1910er Jahre hingegen zeigte die geringsten Sommer-Winter Tempe-



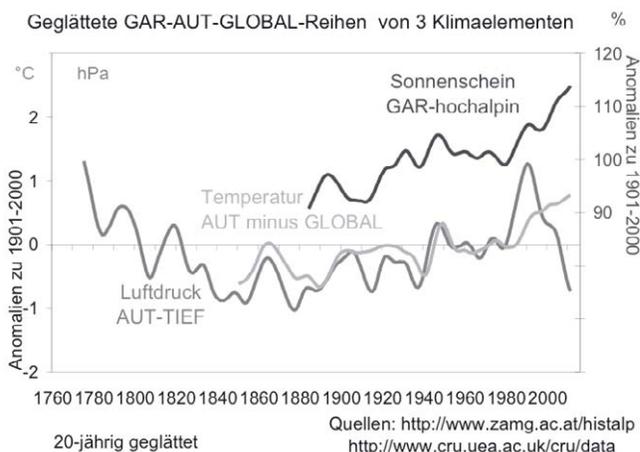
**Abbildung 3.9** Anomalien der Jahresmittel der Lufttemperatur zum Mittel des 20. Jahrhunderts für Österreich (1768 bis 2011) und für das globale Mittel (1850 bis 2011). Einzeljahre und 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass). Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP- und CRU-Daten (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>)

**Figure 3.9** Anomalies of the annual mean of air temperature for Austria (1768–2011) and the global mean relative to the respective 20<sup>th</sup> century mean (1850–2011). Single values and smoothed by 20 years Gaussian low pass filter. Copyright R. Böhm, 2012, source HISTALP and CRU (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>)

ratunterschiede der gesamten instrumentellen Periode der letzten 250 Jahre.

Interessant ist auch das saisonale Verhalten des Temperaturverlaufs in den aktuellen drei Jahrzehnten mit Unterschieden zwischen unverminderten (Frühling) bis beinahe unvermindert (Sommer) anhaltenden Erwärmungstrends bis zu schwächerer Erwärmung (im Herbst) bis zu angedeuteter aktueller Rückläufigkeit auf hohem Niveau im Winter. Letztere ist im hochalpinen Bereich noch etwas stärker ausgeprägt als in den Österreich-Gesamtmitteln („Klimanewsletter“ auf der ZAMG-Website<sup>16</sup>).

Ein manchmal übersehenes bis vernachlässigtes Problem stellen die saisonal unterschiedlichen Klimaentwicklungen für die Klimarekonstruktion durch indirekte Klimazeugen (Proxies) dar (vergleiche Abschnitte 3.2.1 bis 3.2.4). Viele der Proxies sind lediglich vom Klima von Teilen des Gesamtjahres beeinflusst, bei organischen Proxies wie etwa Baumringen, Pollen, Meereslebewesen u. a. ist es vor allem die aktive Wachstumsperiode der warmen Jahreszeit, die ein Klimasignal erzeugt. Deshalb stellen etwa auf Baumringanalysen basierende Rekonstruktionen nicht den Verlauf der Jahresmittel der Temperatur dar, sondern nur den der Wachstumsperiode. Winterproxies sind seltener, wodurch



**Abbildung 3.10** Abbildung 3.10 Jährliche Anomalien der hochalpinen Sonnenscheindauer (1884 bis 2011), des regionalen Tiefland-Luftdrucks (1775 bis 2011) und der Differenz „Österreich minus global“ der Temperatur (1850 bis 2011) zum Mittel des 20. Jahrhunderts. 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass), Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP-Daten und Daten der Climatic Research Unit (<http://www.cru.uea.ac.uk/data>).

**Figure 3.10** Figure 3.10 Anomalies of the annual high alpine sunshine duration (1884–2011), of the Austrian low land regional air pressure (1775–2011) and the difference „Austria minus global“ air temperature (1850–2011) relative to the mean of the 20<sup>th</sup> century, smoothed by 20 years Gaussian low-pass filter. Copyright by R. Böhm, 2012, source HISTALP and CRU

das Winterklima eher ein Stiefkind der indirekten Klimarekonstruktion darstellt.

## Sonnenschein

Die elektromagnetische Strahlungsenergie, die welche die Sonne kontinuierlich abstrahlt, stellt die einzige relevante Energiequelle für das Klimasystem der Erde dar. Vor allem die Bewölkung, aber in geringerem Ausmaß auch die Trübung der Atmosphäre, bewirken regional aber auch global eine deutliche (regional) bis schwache (global) interannuelle-, dekadische- und Langzeitveränderlichkeit dieses Klimaantriebes. Aber nicht nur für das Verständnis der energetischen Grundlage des Klimageschehens ist die Sonnenstrahlung fundamental, auch das was landläufig unter „Schönwetter“ bzw. „Schlechtwetter“ verstanden wird, ist vor allem durch die An- oder Abwesenheit der direkten Sonneneinstrahlung gekennzeichnet. Lange Qualitätsklimazeitreihen der Sonnenstrahlung gibt es allerdings nicht in vergleichbarer Länge wie die von Temperatur und Luftdruck, vor allem gibt es sie nicht in globaler Abdeckung. Erst seit dem Satellitenzeitalter gibt es kontinuierliche Registrierungen der oberhalb der Erdatmosphäre ankommenden Sonnenenergie. Längere instrumentelle

<sup>16</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/news/histalp>

Zeitreihen liegen regional nur für die Sonnenscheindauer vor und reichen typischerweise bis in die 1880er Jahre zurück. Da die Sonnenscheindauer sehr hoch mit der eingestrahnten Energie („Globalstrahlung“) korreliert ist, kann sie nicht nur für die erwähnte Unterscheidung zwischen Schönwetter und Schlechtwetter herangezogen werden, sondern durchaus auch für Überlegungen über den solaren Klimaantrieb. Und nicht zuletzt stellt die Solarenergie eine der wesentlichen erneuerbaren Energiequellen dar.

Den fünf hochalpinen Sonnenscheinreihen kommt eine ausreichend hohe räumliche Repräsentanz zu, sodass generelle Aussagen abgeleitet werden konnten. Die hochalpinen Regionen sind nicht von den lokal differenzierten Stratus- und Nebelfeldern der Täler und Ebenen beeinflusst.

Mit einem dominanten Langzeittrend hat die Sonnenscheindauer um rund 20 % in den beinahe 130 Jahren der „solaren instrumentellen Periode“ zugenommen. Das bedeutet in absoluten Zahlen eine Zunahme um mehr als 300 Sonnenscheinstunden pro Jahr. Die Zunahme war im Sommerhalbjahr stärker und im Winterhalbjahr schwächer. Der sommerliche Anstieg ging in zwei Stufen vor sich, mit einem ersten Maximum um 1950, darauffolgenden sonnenscheinärmeren Jahrzehnten bis etwa 1980 und einem seither anhaltenden massiven zweiten „regional brightening“. Auch die einzelnen Spitzenjahre traten in jüngster Zeit auf – bei den Jahressummen in den Jahren 2003 und 2011, bei den Sommerhalbjahren 2003 und bei den Winterhalbjahren 1989/90.

Von Beginn (1850) an bis etwa 1990 ist die Ähnlichkeit zwischen der Temperatur- und der Luftdruckkurve ins Auge fallend und auch die hochalpine Sonnenscheinkurve zeichnet vom Beginn (1884) bis zum Ende (2011) die Temperaturdifferenz Österreich-Global beinahe identisch nach (Abbildung 3.10). Das legt folgenden Schluss nahe: Es ist über mehr als ein Jahrhundert hindurch in der Region des südlichen Mitteleuropas zu einer nordwärts Verlagerung des subtropischen Hochdruckgürtels gekommen. Dadurch kam es zu einer analogen deutlichen Zunahme der Sonneneinstrahlung und folglich zu einer zusätzlichen Zunahme der Temperatur, die den an sich gegebenen entsprechenden globalen Hintergrundtrend in der Region beinahe verdoppelt hat.

Seit der Formulierung dieser Hypothese in Auer et al. (2007) sowie Auer et al., (2009) ist allerdings durch die markante Trendumkehr des Luftdrucks um 1990 immer deutlicher geworden, dass hier noch Erklärungsbedarf besteht. Das anhaltend hohe Temperaturniveau trotz wieder fallendem Luftdruck könnte noch als Hinweis auf den nun zunehmend durch den über die langwellige Wärmestrahlung laufenden anthropogenen Treibhauseffekt gedeutet werden. Die weiter-

hin steigende Sonnenscheindauer bei markant rückläufigem Luftdruck hingegen setzt doch ein deutliches Fragezeichen mit weiterem Forschungsbedarf.

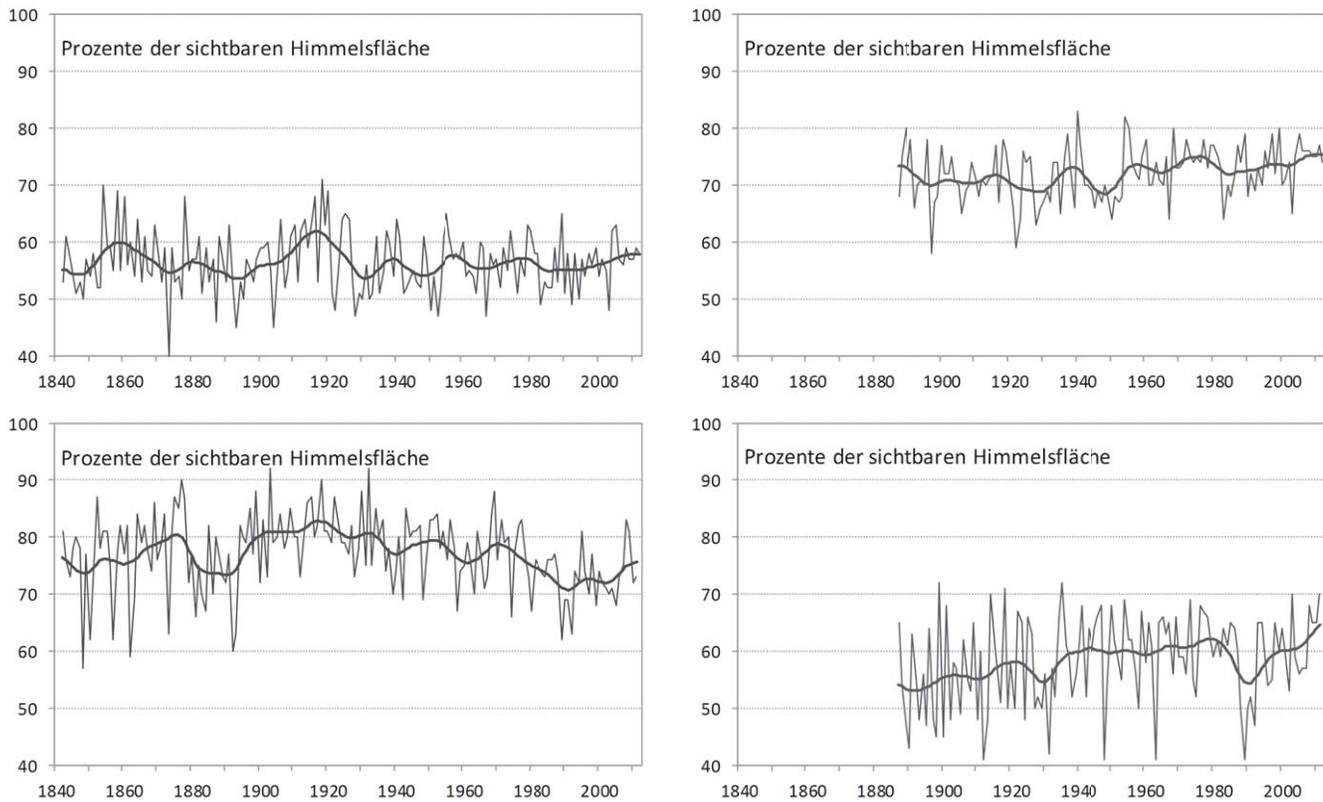
## Bewölkung

Das Vorhanden- oder Nichtvorhandensein von Bewölkung ist wegen ihres Einflusses auf die Strahlungsbilanz von großer Bedeutung für das Weltklima. Je nach Art, Menge und Dichte der Bewölkung reduziert sie die direkte Sonneneinstrahlung, erhöht den Anteil der Diffusstrahlung, vermindert den Ultraviolettanteil der Sonnenstrahlung und prägt die Temperatur durch die Gegenstrahlung im langwelligen Bereich des Spektrums.

Die Bewölkungsmenge wird im österreichischen Wetterbeobachtungsdienst von einem/einer geschulten BeobachterIn geschätzt, daher ergeben sich in den Zeitreihen größere Unsicherheiten als in jenen der Elemente mit einer präzisen Messung. Die Bewölkungstrends verliefen im Flachland verglichen mit denen der hochalpinen Region unterschiedlich. Ein markanter Anstieg der Bewölkungsmenge am Berg, der vor allem im Winter sichtbar wird, steht einem eher gleichbleibenden bis leicht fallenden Bewölkungstrend im östlichen Flachland gegenüber. Abgesehen von unterschiedlichen Trends Flachland/Berg lässt die Abbildung 3.11 die typische Bewölkungscharakteristik des Alpenraumes erkennen. Wintermonate sind häufig durch austauscharme Wetterlagen mit eher tiefliegender stratiformer Bewölkung gekennzeichnet, Nebel oder Hochnebel im Tal, Schönwetter in den Bergen. Im Winter kehrt sich die Situation um. Häufig konvektive Bewölkungsformen hüllen die Berggipfel ein, im Flachland ist der Himmel leicht bis mäßig bedeckt.

## Luftfeuchtigkeit

Die gemessene relative Luftfeuchte ist ein Maß für den Wasserdampfgehalt der Luft, der sich formelmäßig unter zusätzlicher Verwendung der Lufttemperatur berechnen lässt. Wasserdampf ist ein natürliches Treibhausgas, seine Änderung daher von großem Interesse. Zum langfristigen Luftfeuchtigkeitsmonitoring kann Österreich 15 Langzeitreihen in monatlicher Auflösung bereitstellen. Die ersten brauchbaren Messungen stammen aus der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts; die Digitalisierung und Homogenisierung erfolgte im Projekt ALOCLIM (Auer et al., 2001b). Die jährlichen Zeitreihen der Stationen in den Niederungen sind von einer auffälligen Abnahme im 20. Jahrhundert gekennzeichnet, welche im Winter und nach 1970 besonders ausgeprägt ist. Regionale Analysen zeigten, dass die stärkste Abnahme im Norden und



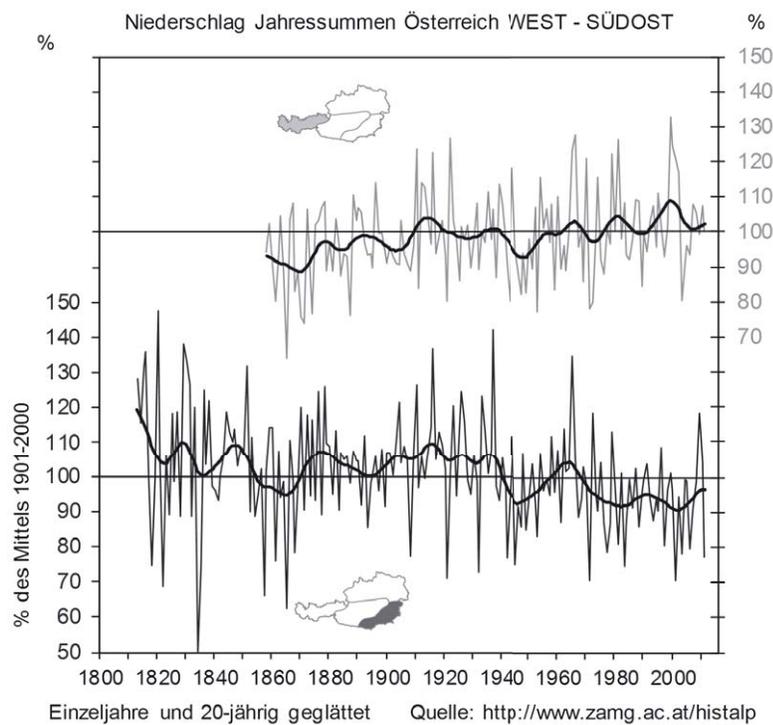
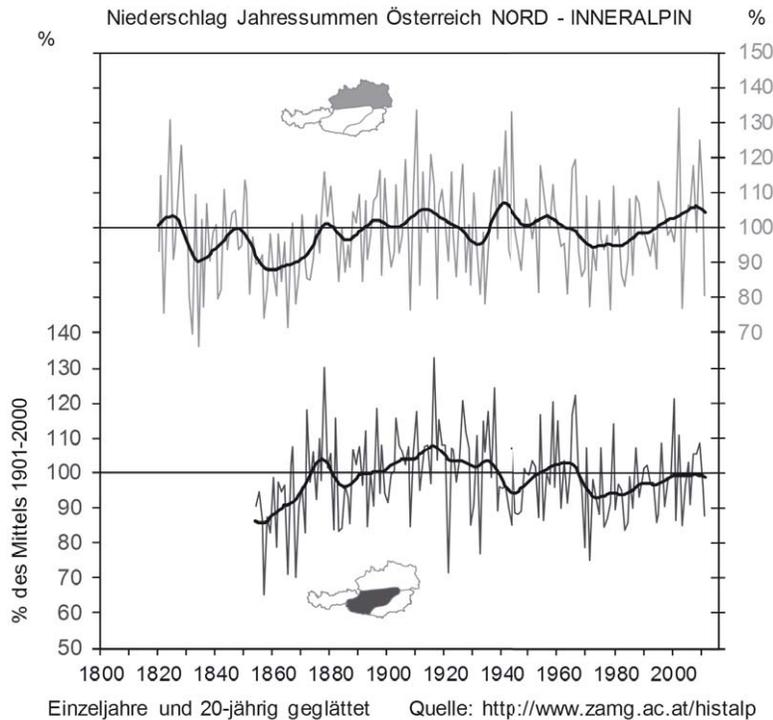
**Abbildung 3.11** Bewölkungsmittel in Wien 1842 bis 2012 (links) und am Sonnblick von 1887 bis 2012 (rechts). Wien repräsentiert eine Flachlandstation im Osten von Österreich, der Sonnblick die hochalpine Region. Eine Gegenüberstellung der Grafiken läßt die Charakteristika der Bewölkungsverteilung gut erkennen. Gezeigt werden die Bewölkungsmittel vom Sommer (Juni bis August) und Winter (Dezember bis Februar). Einzelwerte dünn, 20-jährig geglättete dicke Kurven. Datenquelle: ZAMG, Daten homogenisiert

**Figure 3.11** Mean cloudiness in Vienna 1842–2012 (left) and at Sonnblick 1887–2012 (right side). Vienna represents a lowland station in the East of Austria, Sonnblick a high alpine station. A comparison of the graphs shows the typical cloudiness features. Shown is the mean cloudiness in summer (June to August) and winter (December to February). Single values (thin) and 20 yrs smoothed curves (bold). Data source ZAMG, homogenized data

Osten beobachtet wurden. Ein komplett anderes Bild zeigte sich an den wenigen Bergstationen, die zur Verfügung standen. Eine langfristige Änderung der relativen Feuchte ist nicht zu erkennen, die Werte schwanken nur wenig ( $\pm 2\%$ ) um das langjährige Mittel der Jahre 1961 bis 1990. Der aus relativer Feuchte und Lufttemperatur berechnete Dampfdruck repräsentiert den absoluten Feuchtigkeitsgehalt der Luft. Langfristig zeigt er einen Anstieg, besonders stark erkennbar im Sommer mit einzelnen Maxima um 1890, um 1950 und weiter ansteigend nach 1980. Die Jahreskurven spiegeln größtenteils den Verlauf des Sommers wider, im Winter bewegen sich die niedrigen Werte nur wenig um das Mittel. Im Gegensatz zur relativen Feuchte laufen die Kurven für das Tiefland und die Bergstationen gleichförmig. Auer et al. (2001b) haben auch eine Korrelationsanalyse zwischen Dampfdruck und anderen Klimaelementen durchgeführt. Demnach zeigen die Dampfdruckreihen eine hohe signifikante Korrelation von nahezu

0,8 zum Lufttemperaturmittel, sowohl in der Niederung als auch in der alpinen Region, was mit dem starken Anstieg von Lufttemperatur und Dampfdruck konform geht.

Eine höhere zeitliche Auflösung aufweisend, jedoch in seiner Gesamtlänge kürzer, ist der Startclim-Datensatz zum Dampfdruck, der eine tägliche Auflösung anbietet (Auer et al., 2005). Die Homogenisierung dieser Daten wird derzeit im ACRP Projekt CC-IMPATY vorgenommen (ACRP Projektnummer KR12AC5K01255), sodass mit Ende 2014 ein homogenisierter Tagesdatensatz von relativer Feuchte bzw. Dampfdruck für die Klimafolgenforschung zur weiteren Analyse der Luftfeuchtigkeit in Zusammenhang mit beispielsweise Schwüle, Schimmelpilzbildung, Sporenverbreitung, u. a. bereit stehen wird.



**Abbildung 3.12** Anomalien der Jahressummen des Niederschlages zum Mittel des 20. Jahrhunderts für vier Subregionen Österreichs. Einzeljahre und 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass), Zeitreihen alle aktualisiert bis 2011. Die Ausdehnung der Subregionen ist aus den kleinen Kärtchen in den Diagrammen ersichtlich, Beginn unterschiedlich bis zurück zum Jahr 1813, Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP-Daten (<http://www.zamg.ac.at/histalp>)

**Figure 3.12** Anomalies of the annual precipitation totals relative to mean of the 20<sup>th</sup> century for four Austrian sub-regions. Single values and 20 yrs. smoothed values (Gaussian low pass filter). The position of the sub-region is illustrated in the small maps inside the diagrams. Time series date back until 1813 but with differing starting time and last until 2011. Copyright by R. Böhm, 2012, source HISTALP (<http://www.zamg.ac.at/histalp>)

## Niederschlag

Für den Niederschlag ist wegen seiner starken räumlichen Variabilität die Berechnung von Gebietsmitteln für Teilregionen sinnvoller als über den gesamten Großraum Alpen bzw. über ganz Österreich. Die Niederschlagstrends und die kurzfristi-

gere Variabilität für den Großraum Alpen wurde für die Zeit zurück bis 1800 in Auer et al. (2005, 2007), Efthymiadis et al. (2006, 2007), und Brunetti et al. (2006, 2009) beschrieben. Als hervorstechendes Merkmal kann der „Alpine Niederschlagsdipol“ bezeichnet werden (Böhm, 2006). Darunter ist eine langfristige Gegenläufigkeit der Niederschlagstrends im Nordwes-

ten gegenüber dem Südosten des Alpenbogens zu verstehen, die seit Mitte des 19. Jahrhunderts beobachtbar ist. Um etwa 10–15 % haben die Niederschläge im Nordwesten (Ostfrankreich, Schweiz, Süddeutschland, Westösterreich) zugenommen, im Südosten (Adriaraum, Südostösterreich, Südungarn, Slowenien, Kroatien, Bosnien-Herzegowina) um etwa denselben Betrag abgenommen. Der fallende Niederschlagstrend im Südosten findet bereits seit Beginn der instrumentellen Periode statt, während im Nordwesten bis zu den sehr trockenen 1860ern zunächst fallende Niederschlagstrends vorlagen.

Auch im kleineren Österreich gibt es keine einheitlichen Niederschlagstrends. Räumliche Repräsentanz kann nur erreicht werden, wenn eine Unterteilung in vier Subregionen vorgenommen wird: Westösterreich, inneralpine Gebiete, den außeralpinen Norden und den Südosten (Abbildung 3.12).

Die für den Großraum Alpen beschriebenen gegenläufigen Langfristtrends sind auch in Österreich gegeben. In Tirol und Vorarlberg hat der Niederschlag in den vergangenen 150 Jahren zugenommen, im Südosten jedoch hat er seit dem dortigen Reihenbeginn (1813) abgenommen. Für das Inneralpinum und den Norden liegt kein Langfristtrend vor, hier dominieren die dekadischen Variationen. Diese besitzen in allen Teilen Österreichs ein dominantes Minimum in den trockenen 1860er Jahren, das nur im Südosten seither wieder erreicht bzw. unterboten wurde und zwar in den trockenen 1940ern und in den anhaltend trockenen Jahrzehnten nach 1970.

Sehr feuchte Jahrzehnte gab es in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, was jedoch für Österreich infolge des hier teilweise späteren Beginns der Zeitreihen nur für den Südosten und mit Einschränkungen für den Norden aus Zeitreihen belegbar ist. Diese hohen Niederschläge spielten jedoch eine bedeutende Rolle bei den starken Gletschervorstößen in dieser Zeit, die in den beiden Maximalständen der Gletscher in den 1810er Jahren und um 1850 führten. Der Temperaturverlauf allein reicht zum Verständnis dieser Gletscherhöchststände nicht aus (Schöner und Böhm, 2007; Böhm et al., 2007, siehe auch Band 2).

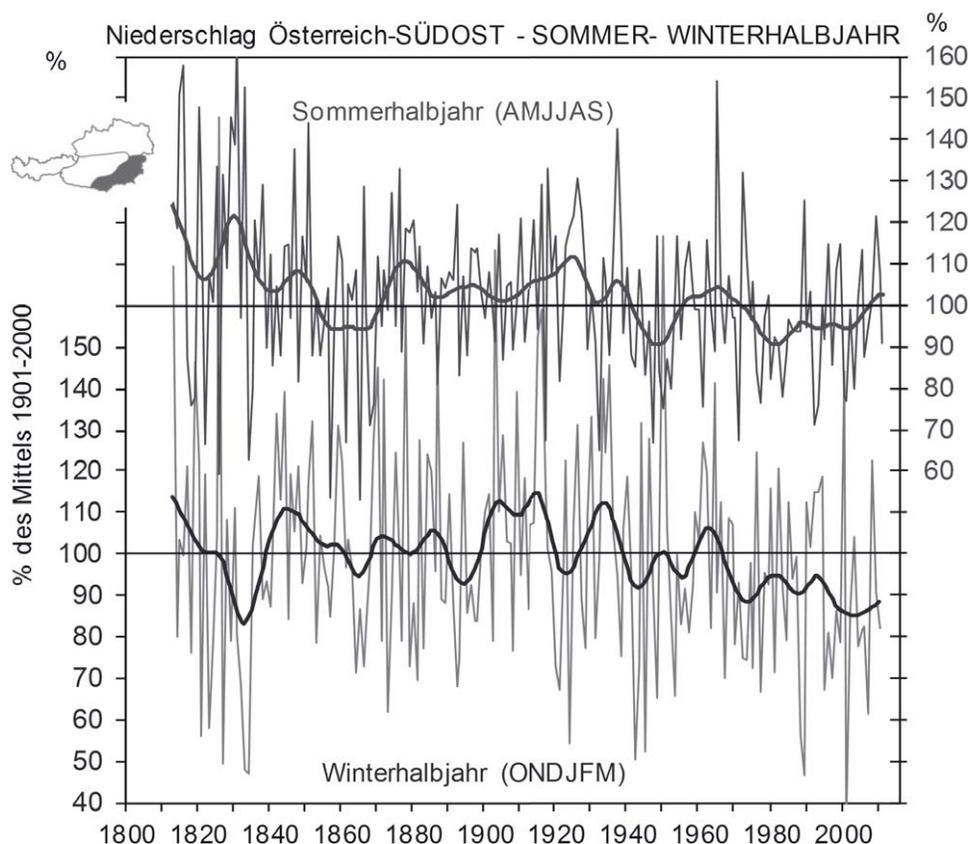
In den Jahrzehnten zwischen 1900 und 1940 ist eine langanhaltende feuchte Periode in Österreich gut belegt, diese war im Inneralpinum und im Südosten beinahe durchgehend festzustellen, im Westen war sie gedämpft und im Norden gab es eine Unterbrechung durch eine trockene Phase um 1930. Nach den im Norden und im Alpeninneren darauffolgenden Negativtrends gab es hier in den 1970er Jahren eine markante Trendwende, die vor allem im Norden und Nordosten Österreichs im ersten Jahrzehnt des 21. Jahrhunderts ein neues Hauptmaximum des Niederschlages erreichen ließ. In der inneralpinen Region ist das aktuelle Niederschlagsniveau ebenfalls das höchste seit Beginn der Messreihe (1858). Im

Alpeninneren liegt das aktuelle Niederschlagsniveau im langjährigen Durchschnitt des 20. Jahrhunderts, im Südosten – im Zug des fallenden Jahrhunderttrends – rund 10 % unter diesem. Die hier um das Jahr 2000 eingetretene Andeutung einer Trendumkehr mag mit derjenigen des Luftdrucks (vgl. Abbildung 3.7) zusammenhängen, dauert jedoch noch zu kurz, um statistisch signifikant zu sein.

Im Gegensatz zu der österreichweiten gleichförmigen Erwärmung ist die Niederschlagsentwicklung in Österreich und im Großraum Alpen sehr unterschiedlich ausgefallen – vor allem wenn man die saisonalen Verläufe (Beispiel für die Region Südost in Abbildung 3.13) in Rechnung stellt. Generell sollte nicht aus Einzelbefunden verallgemeinert werden – weder von Sommer-Niederschlagskurven auf solche des Winters oder der Jahressummen, noch von einer Region auf die andere.

Das im globalen Maßstab winzige Österreich (0,1 Promille der Erdoberfläche) aber auch der Großraum Alpen mit 0,1 % der Erdoberfläche zeigen beide sehr unterschiedliche dekadische Klimaanomalien bis hin zu den oben besprochenen über mehr als ein Jahrhundert hindurch sogar gegenläufigen Langfristtrends. Alles, was an Klimaentwicklungen im „globalen Mittel“ stattfindet, zeigt regional oft ganz andere Trends und Variationen. Bei der Temperatur war im Großraum Alpen die Erwärmung der aktuellen Jahrzehnte viel stärker war als im globalen Durchschnitt, bei der Sonnenscheindauer zeigte sich eine massive aber zweifellos regional begrenzte Zunahme des „Schönwetters“ und beim Niederschlag sogar gegenläufige Langfristtrends innerhalb Österreichs.

Diese Tatsache stellt eine große Herausforderung an die Klimamodellierung (vgl. Band 1, Kapitel 4 – regionale Klimamodellierung, Band 2 – Impaktmodellierung und Band 3 – Adaptation) dar, die für die Zukunftsaussichten die einzige Informationsquelle darstellt. Da Anpassungsstrategien immer nur mit den regionalen bis lokalen Auswirkungen des Klimawandels zu tun haben, sind hier weniger die großräumigen bis globalen Effekte von Interesse, welche die physikalisch-mathematischen Klimasimulationen bereits ganz gut im Griff haben. Was für Planungszwecke, für wirtschaftliche Abschätzungen gebraucht wird, ist eine Simulation der regionalen (z. B. große Flusshochwässer, Dürrezonen in Landwirtschaftsgebieten, forstliche Herausforderungen) bis lokale Veränderungen (z. B. Schigebiete, Stadtgebiete) – also Klimasimulationen in hoher bis höchster räumlicher Auflösung.



**Abbildung 3.13** Anomalien der Halbjahressummen des Niederschlages zum Mittel des 20. Jahrhunderts für die Österreich-Subregion SÜDOST. Einzeljahre und 20-jährig geglättet (Gauß'scher Tiefpass) 1813 bis 2011, Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP-Daten

**Figure 3.13** Anomalies of half year precipitation totals 1813–2011 relative to the 20<sup>th</sup> century mean for the Austrian sub-region southeast. Single values and 20 yrs. smoothed (Gaussian filtering), source Böhm 2012, data source HISTALP

### 3.2.6 Instrumentelle Periode – Extremereignisse

#### Klimawandel und Extremwerte

Ein Thema steht in der öffentlichen Debatte über den Klimawandel im Zentrum des Interesses, der Zusammenhang zwischen „dem Klimawandel“ und einer Zunahme extremer Wetter- und Klimaereignisse. Wissenschaftlich sauber lässt sich dieser Zusammenhang allerdings weit weniger einfach beschreiben, dokumentieren, analysieren, modellieren sowie schlussendlich eindeutig und rational beantworten. Generell ist es bei der Analyse der Klimavariabilität einfacher langfristige und großräumige Entwicklungen (Trends, dekadische Anomalien) zu untersuchen und eindeutig zu belegen, als „Ausreißer“, die meist kleinräumig im Verhältnis zur gegebenen Messnetzdicke bzw. zur räumlichen Auflösung der Klimamodelle sind. Als weitere Schwierigkeit kommt hinzu, dass Extremwerte per Definition natürlich selten auftreten, was ein zusätzliches Problem der notwendigen Stichprobenlänge bzw. der Länge des Modelllaufs aufwirft. Der Themenkreis Extremwerte im Klimawandel ist daher mit großen Unsicherheiten behaftet.

Die Festlegung welches Ereignis bzw. welcher Wert einer Klimavariablen nun als extrem eingestuft wird, kann auf drei

verschiedene Arten erfolgen (z. B. Stephenson, 2009): erstens nach der Magnitude, zweitens der Wiederkehrwahrscheinlichkeit oder drittens deren Auswirkung. Bei der Definition der Wirkung ist die Verletzbarkeit eines Systems entscheidend.

Die Ableitung von Aussagen über die Veränderung von Extremereignissen in der Klimazukunft ist aus den zu Beginn genannten Gründen als höchst herausfordernd zu bezeichnen. Die Unsicherheit in den Klimaprojektionen (vgl. Band 1, Kapitel 4) hängt dabei ganz wesentlich von der Qualität, Quantität und vor allem bei Extremereignissen von der Aufzeichnungslänge der Datengrundlage der Vergangenheit ab (z. B. IPCC, 2012). So zeigt sich in aktuellen Studien immer wieder, dass Trends der letzten Jahrzehnte bei Verwendung von 100-jährigen oder noch längeren Datenreihen oft völlig neu zu bewerten sind. (z. B. Hiebl und Hofstätter, 2012; KLIWA Arbeitsgruppe<sup>17</sup>, Frei und Schär, 2001). Des Weiteren sind die Unsicherheiten von der Art des Extremereignisses abhängig und unterscheiden sich meist auch in Abhängigkeit vom Untersuchungsgebiet (z. B. Christensen et al., 2007).

Der kürzlich erschienene IPCC-Report „Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change ad-

<sup>17</sup> <http://www.kliwa.de/index.php?pos=ergebnisse/projerg/starkniederschlag/>

aptation“ (IPCC, 2012) untersucht u. a. die aktuellen Trends verschiedener Extremwertindizes im Zusammenhang mit den durch sie verursachten Schäden und den daraus folgenden vorgeschlagenen Anpassungsmaßnahmen. Nach IPCC-SREX ist „ein extremes Wetter- oder Klimaereignis über oder unter einer Schranke, die nahe den äußeren Enden der beobachteten (observed) Werte einer Klimavariablen liegt. SREX bezeichnet sowohl extreme Wetter- als auch Klimaereignisse als „climate extremes“. Tägliche Klimareihen haben oft Probleme durch meist eher kurze Zeitreihen, die nicht weit genug in die voranthropogene Zeit reichen und durch die oft ungenügende Messnetzdicke (Abschnitt 3.1.2). Dies hat negative Auswirkungen auf die statistische Signifikanz und bereitet Probleme bei der Homogenisierung (vgl. Abschnitt 3.1.3). Ein Umstand welcher etwa bei Moberg et al. (2006) für die Datenlage Europas sehr gut beschrieben wird. Längere Zeitreihen mit einer günstigeren Relation Messnetzdicke vs. räumliche Dekorrelation (vgl. Scheifinger et al., 2003; Aguilar et al., 2003; Mestre et al., 2011) existieren im Großraum Alpen mit monatlicher Auflösung. Sie sind geeignet um über „Klimaextreme“ Aussagen zu machen, während „Wetterextreme“ eher den Zeitreihen mit täglicher oder noch kürzerer Auflösung zuzuordnen sind. Aus dem Klimawandel selbst ergeben sich Klimafolgen („climate impacts“), die in aller Ausführlichkeit in Band 2 behandelt werden.

Bei den Extremwerten im Klimawandel kommt es zu einer Vermengung zweier Skalen – der langfristig vor sich gehende „globale Klimawandel“ mit den sehr kurzfristigen, räumlich hoch differenzierten und seltenen Klimaextremen, die hauptsächlich auf lokaler, sehr selten regionaler Basis ablaufen.

### Regionale Klimaextremereignisse auf der Basis von HISTALP-Monatszeitreihen

Noch heute führt in der Extremwertdebatte im Zusammenhang mit dem Klimawandel der Sommer 2003 die Hitliste an (z. B. Schär et al., 2004; Schär und Jendritzky, 2004), in Österreich in ähnlich starker Präsenz das Hochwasserereignis vom August 2002 (z. B. Habersack und Moser, 2003; Sattler et al., 2003). Ersteres ist per se ein saisonales Ereignis und damit in den HISTALP-Zeitreihen vorhanden. Aber auch das beispielhaft in Abbildung 3.14 gezeigte nur einige Tage andauernde Niederschlagsereignis, das zum Hochwasser im August 2002 geführt hat, ist in den entsprechenden monatlichen Zeitreihen gut zu erkennen, was nicht von vornherein zu erwarten war.

Neben dem oben Gesagten verdeutlichen die gezeigten Niederschlagszeitreihen auch, wie räumlich begrenzt selbst ein Großereignis wie jenes vom August 2002 ist. Die im Kern-

gebiet des Hochwassers aufgetretenen Monatssummen, die etwa in Freistadt mehr als doppelt so hoch waren, wie der zweithöchste je gemessene Wert, in einigen anderen Zeitreihen noch den absolut höchsten Wert auch sehr langer Zeitreihen darstellt, ist das im nicht sehr weit entfernten Wien nicht mehr der Fall und in Regensburg war der August 2002 im langjährigen Vergleich nicht mehr auffällig.

### Veränderung des Schwankungsbereichs

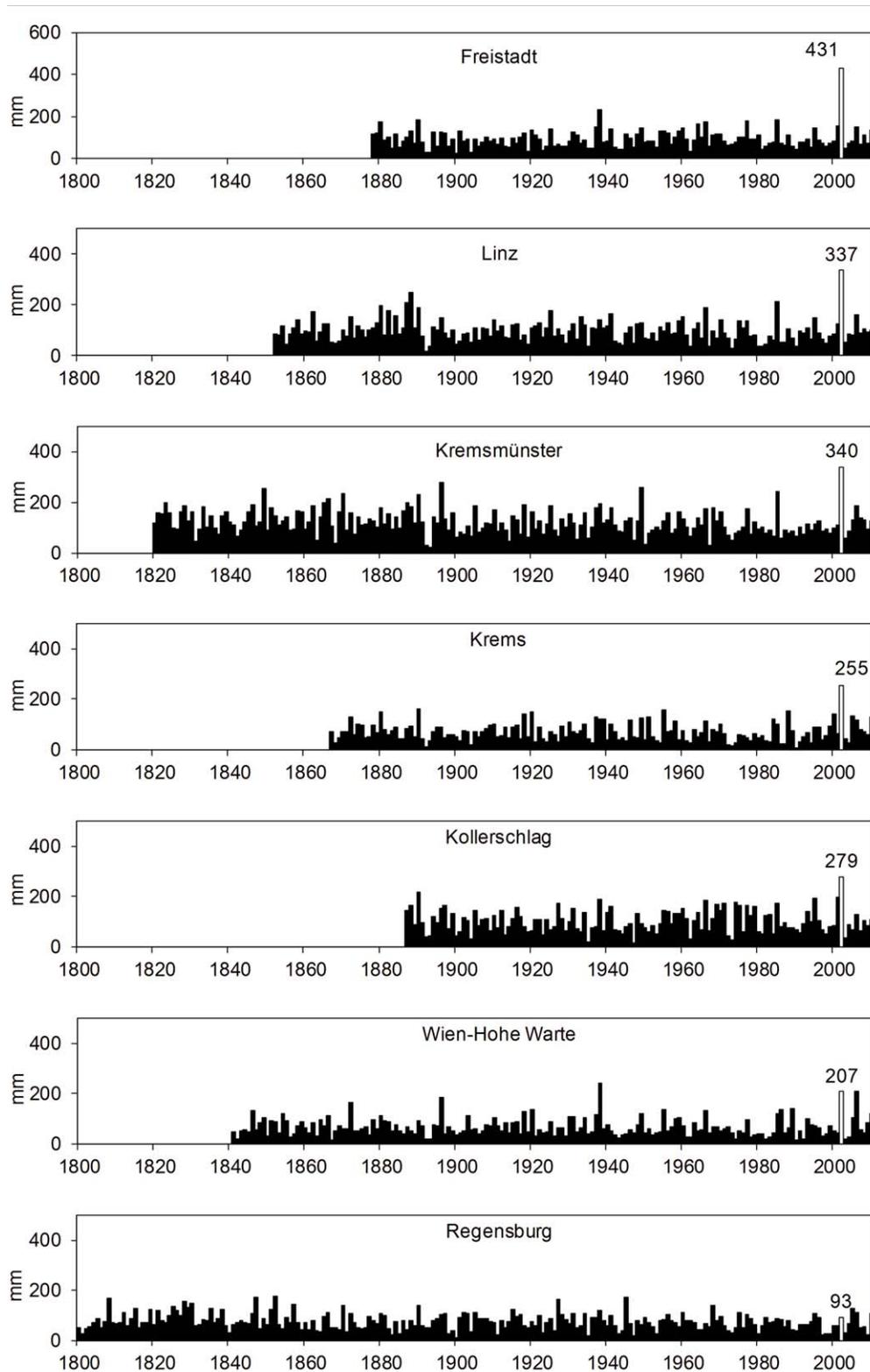
Eine Analyse zeitlich aggregierter saisonaler und jährlicher Zeitreihen von Luftdruck, Lufttemperatur und Niederschlag (Böhm, 2012) zeigte keine ansteigende Variabilität des Klimas. Bei der Temperatur war sogar eine signifikante Abnahme der Variabilität vom 19. zum 20. Jahrhundert zu beobachten (Abbildung 3.15).

Dies gilt auch für die aktuelle „anthropogene“ aktuelle Klimanormalperiode 1981 bis 2010 (die beiden Säulen ganz rechts in der Abbildung). Bei allen drei Klimatelementen liegen sie innerhalb des gesamten Streubereichs, bei der Temperatur an dessen unterem Rand.

Dieses Ergebnis ist für alle GAR-Subregionen stabil, sowohl für Jahreswerte als auch für die saisonalen Entwicklungen. Die extremen Außenbereiche der Häufigkeitsverteilungen ändern sich parallel zu den Trends der Mittelwerte (Böhm, 2012). Für abgeleitete Größen, die auf Schwellwertüber- oder Unterschreitungen beruhen, wie etwa Frosttage, Sommertage etc. kann eine leichte Verschiebung des Mittelwertes allerdings zu einem überproportionalen Anwachsen führen.

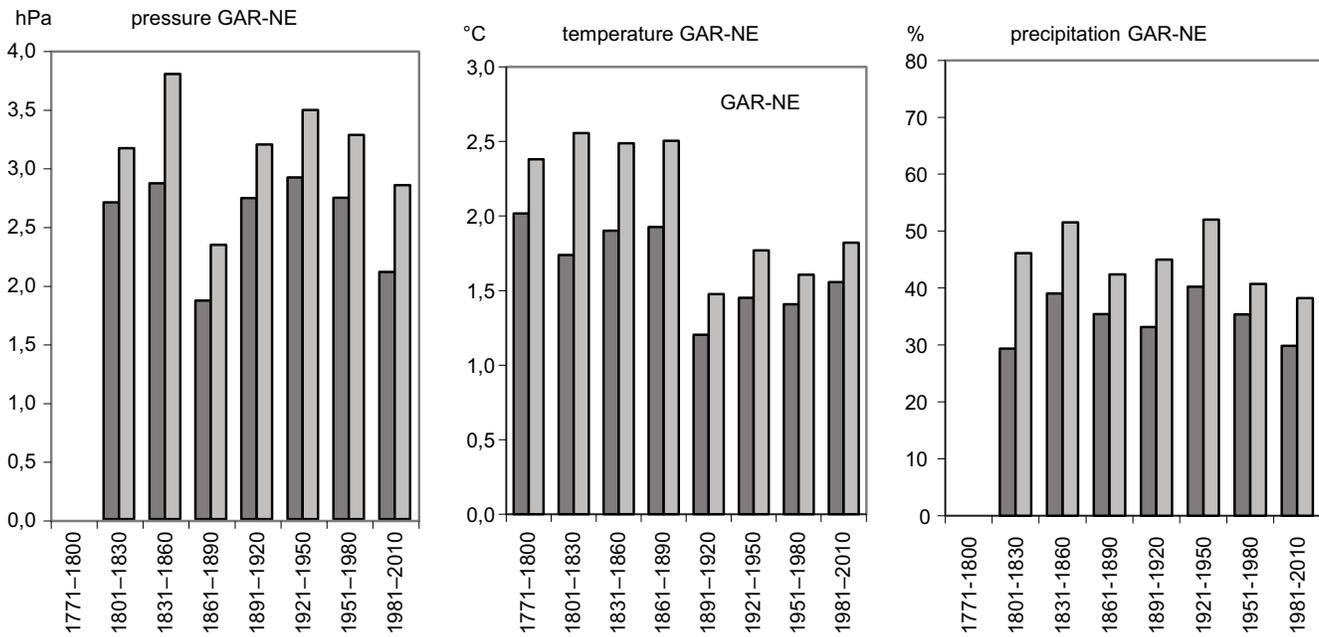
### Exzessive Monatsniederschläge in alpinen Flusseinzugsgebieten

Haslinger et al. (2011) haben die Zu- bzw. Abnahme von exzessiv nassen Monaten und exzessiv trockenen Monaten für verschiedene Flussgebiete in der GAR über einen Perzentilansatz untersucht und als „dekadische Anomalien“ von der jeweiligen 200-jährigen Statistik ausgewiesen. Sie fanden in den vergangenen beiden Jahrhunderten keine generelle Zunahme der exzessiven Monatsniederschläge in den großen alpinen Einzugsgebieten. Es überwogen die dekadischen Anomalien, deren Großereignis der beiden vergangenen Jahrhunderte die trockenen 1860er Jahre waren, mit beinahe dreifach erhöhter Häufigkeit von Trockenereignissen. Die exzessiv nassen Ereignisse zeigen einen schwachen (nicht signifikanten) langfristigen Rückgang, die exzessiv trockenen einen markanten Anstieg in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, in den einhalb Jahrhunderten seither jedoch keinen Trend. Die bisher



**Abbildung 3.14** Niederschlagszeitreihen für den Monat August im Gebiet des extremen Hochwasserereignisses im August 2002. Der August 2002 ist hervorgehoben und mit dem Zahlenwert der damaligen Monatssumme beschriftet. Grafik: Böhm (2009), erstellt aus HISTALP-Daten, aktualisiert und erweitert

**Figure 3.14** Time series of August precipitation totals. Displayed are stations situated in the area of the extreme flooding event in August 2002. The precipitation sums of August 2002 are highlighted and labeled with their absolute monthly sum (after Böhm 2009, updated and extended. Data source: <http://www.zamg.ac.at/histalp>)



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: The European Physical Journal Plus; Changes of regional climate variability in central Europe during the past 250 years; 127:54; 2012; S. 21; Böhm, R.; Abb.6

**Abbildung 3.15** Perzentilbereiche 80 % (dunkelgrau) und 90 % (hellgrau) der jährlichen enttendeten Klimazeitreihen der GAR-Subregion Nordost in 30-jährigen diskreten Subintervallen von 1771–1800 bis 1981–2010. Grafik: Böhm (2012), erstellt aus HISTALP-Daten

**Figure 3.15** 80 % (dark grey) and 90 % (light grey) percentile range of annual detrended time series of air pressure, air temperature and precipitation of the GAR sub-region northeast in 30 yrs. subintervals from 1771–1800 to 1981–2010. Böhm, 2012, data source HISTALP

analysierten „anthropogenen Jahrzehnte“ seit 1981 verhalten sich bezüglich exzessiv nasser und exzessiv trockener Jahreszeiten und Jahren unauffällig.

## Regionale Klimaextremereignisse auf der Basis von Tageswerten

### Temperatur

Täglich aufgelöste Temperaturdaten haben gegenüber Monatswerten den Vorteil, Schwankungen in der synoptischen Zeitskala zu erfassen und damit näher am erlebbaren Witterungsgeschehen zu sein. So konnten Hiebl und Hofstätter (2012) mögliche Änderungen in der Sprunghaftigkeit und Ausprägtheit von Tag-zu-Tag-Temperaturschwankungen analysieren in Hinblick darauf, ob ein immer abrupterer Wechsel zwischen kalten und warmen Episoden tatsächlich existiert oder ob im Gegensatz dazu Temperaturepisoden zunehmend persistenter werden. Standardisierte und trendbereinigte tägliche Temperaturanomalien bildeten die Grundlage für die Anwendung von drei eigens definierten Variabilitätsindizes. Der erste, die Volatilität (Sprunghaftigkeit) des Temperaturklimas, gibt an, wie häufig und heftig

die Temperatur um den Normalwert pendelt; er definiert sich mathematisch als die Länge der Anomalielinie innerhalb eines Zeitraumes, konkret des Kalenderjahres. Der zweite, die Devianz (Abweichung), zeigt an, wie weit kalte und warme Episoden vom Klimamittel entfernt sind; er entspricht der Summe der Flächen zwischen jährlicher Anomalie- und langjähriger Mittellinie innerhalb des Kalenderjahres. Der dritte Variabilitätsindex ist die Kombination aus den beiden vorherigen und gibt an, wie extrem Temperaturschwankungen insgesamt ausfallen. Das Ergebnis lässt sich in drei Punkten zusammenfassen:

- Im Gegensatz zur Temperatur selbst zeigen die drei Variabilitätsindizes während den letzten 140 Jahren keine klare Richtung (Abbildung 3.16). Bis 1915 schwächten sie sich bei hoher zwischenjährlicher Variabilität leicht ab, seither nahmen sie leicht, bis auf das Niveau des späten 19. Jahrhunderts, zu.
- Der schwache Anstieg nach 1915 ist vor allem auf das Sommerhalbjahr zurückzuführen.
- Daraus folgend gibt es in Österreich im Untersuchungszeitraum keinen Zusammenhang zwischen der allgemeinen Erwärmung und Änderungen in der mehr-

tägigen Temperaturvariabilität. Die Frage nach zunehmend intensiven Temperaturkapriolen muss verneint werden.

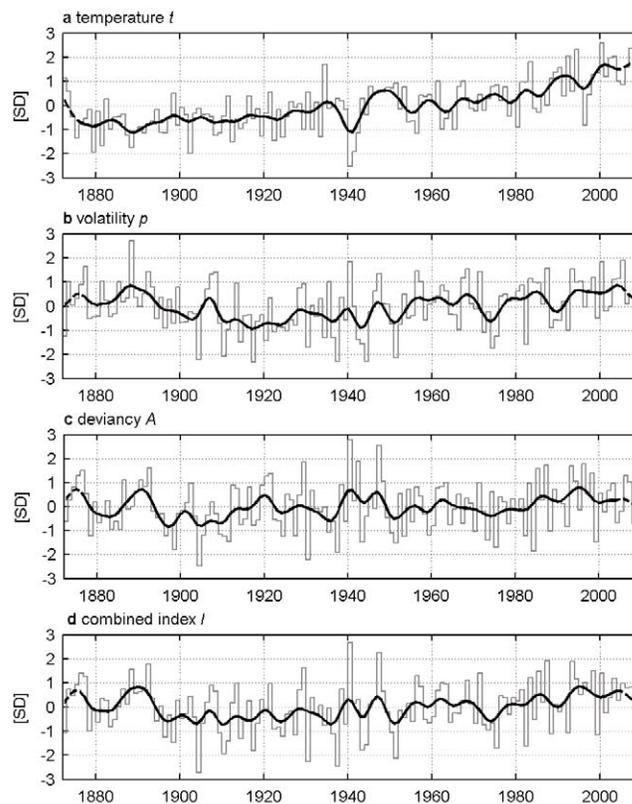
### Extremwertindizes

In der relativ kurzen Periode 1961 bis 2000, für die mehr als 50 homogenisierte Tageszeitreihen vorliegen, konnten bei der Temperatur überraschend viele signifikante Trends für die meisten der zahlreichen Extremwertindizes gefunden werden, die sowohl am unteren (kalten) Ende der Häufigkeitsverteilungen als auch am oberen (warmen) Ende ähnlich sind. Alle Trends verlaufen analog zur beobachteten generellen Erwärmung in diesem Zeitraum. Als Beispiel sind in Abbildung 3.17 die Zunahme der „warmen Nächte“ (TN90P) der Abnahme der „kalten Nächte (TN10P) gegenübergestellt. Erstere geht auf die Überschreitung des 90 %-Perzentils der Tagesminima zurück, letztere auf die Unterschreitung des 10 %-Perzentils der Tagesminima. Beide zeigen für die homogenisierten Datensätze (links oben) für etwa die Hälfte aller Standorte signifikante dekadische Trends mit Änderungsraten (lineare Regression, Tage pro 10 Jahre) von einigen Tagen pro Dekade. Größere systematische räumliche Unterschiede sind nicht zu erkennen, weder bei den gezeigten beiden Beispielen, noch bei den anderen (hier nicht gezeigten) Extremwertindizes. Deutlich zu sehen ist im Vergleich zu den beiden unteren Karten die Verbesserung der Qualität durch die Homogenisierung. Die nicht homogenisierten Datensätze liefern infolge des nicht beseitigten nichtklimatologischen „Lärms“ so gut wie keine signifikanten Aussagen. Es ist somit, wenn der arbeitsintensive Aufwand der Homogenisierung nicht gescheut wird, durchaus möglich, aus der „low confidenz Falle“ zu entkommen, die im IPCC-SREX Report beklagt wird.

Eine weitere Analyse zur nächtlichen Abkühlung stammt von Gerersdorfer et al. (2006). Sie beruht auf Auswertungen der Minimumtemperatur, die normalerweise in der Nacht erreicht wird. Ein Vergleich der Perioden 1961 bis 1990 und 1985 bis 2005 ergab an allen untersuchten Stationen eine deutliche Verschiebung der Häufigkeitsverteilung einiger ausgewählter Schwellwerte zu höheren Temperaturen.

### Niederschlag

Beim Niederschlag sind während der anthropogenen Erwärmungsphase deutlich weniger signifikante Trends als bei der Temperatur gefunden worden (Nemec et al., 2011; Projekt



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Climatic Change; No increase in multi-day temperature variability in Austria following climate warming; 113; 3-4; 2012; Hiebl, J. und Hofstätter, M.; Abb. 4

**Abbildung 3.16** Während es auf der Hohen Warte (Wien) im Zeitraum 1872 bis 2010 zu einem markanten Temperaturanstieg kam (a), enthüllen drei Indizes der mehrtägigen Temperaturvariabilität (b–d, siehe Text) keine eindeutigen Trends. Zur besseren Vergleichbarkeit sind alle Größen als standardisierte Abweichungen vom Mittelwert der gesamten Zeitreihe dargestellt (Stufen – jährliche Werte, Linie – 11-jährlicher Gauß-Tiefpassfilter). Nach: Hiebl und Hofstätter (2012)

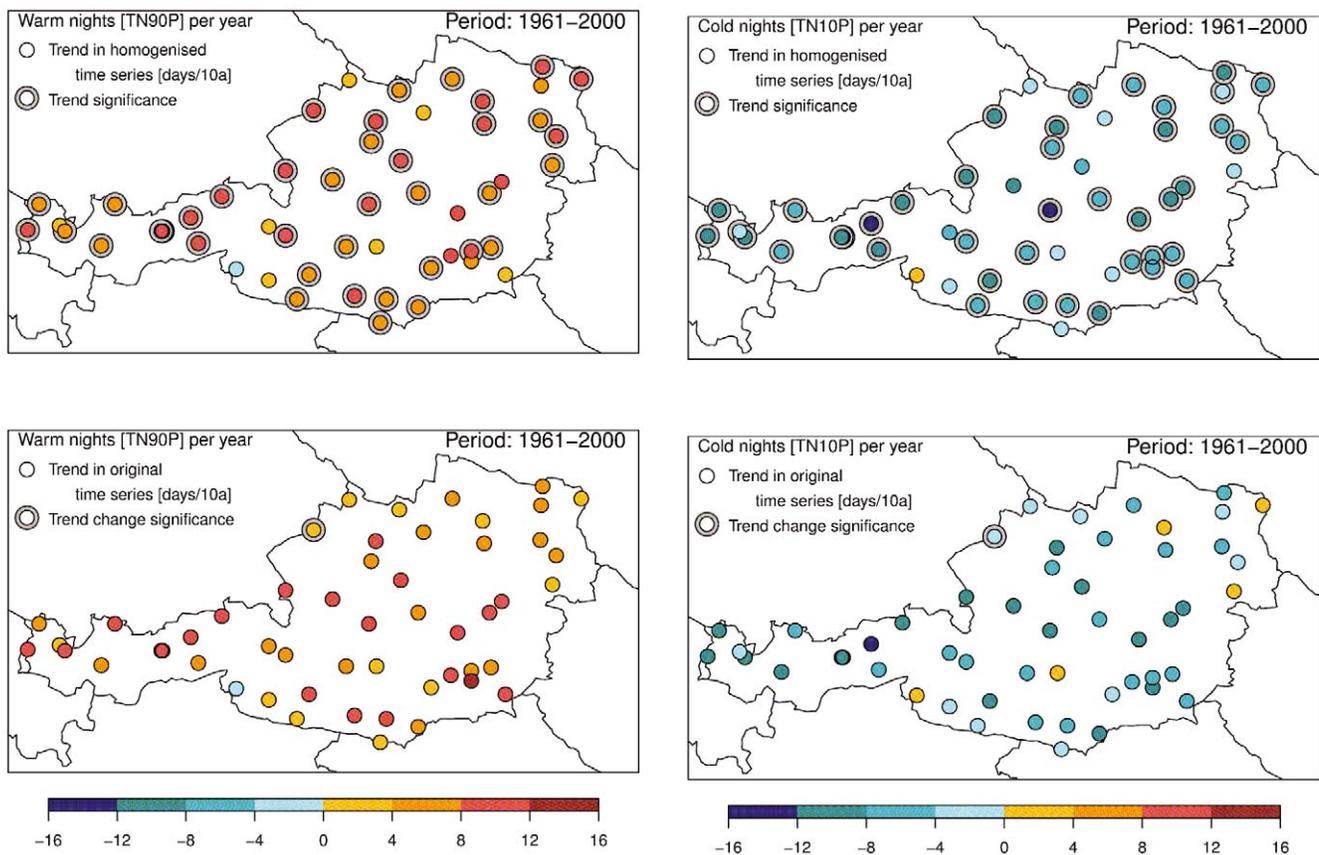
**Figure 3.16** Time series of air temperature (a) and indices of multi-day temperature variability (b, c, d) of Wien-Hohe Warte 1872–2010. For better comparison all variables are expressed as standardized deviations of the long-term mean 1872–2010 (columns: annual values, line graphs: 11 yrs. smoothed Gaussian low pass filter). Source: Hiebl and Hofstätter (2012)

HOM-START<sup>18</sup>) und es gibt auch nicht die bei der Temperatur zu beobachtende Ähnlichkeit für ganz Österreich.

Abbildung 3.18 bringt sechs Beispiele von linearen Trends 1971 bis 2000 für verschiedene niederschlagsbezogene Extremwertparameter auf der Basis von Tageszeitreihen.

Die räumlichen Trendunterschiede der Gesamtsummen sieht man leicht modifiziert auch in der Indexkarte der Nie-

<sup>18</sup> <http://www.zamg.ac.at/cms/de/klima/klimaforschung/datensatze/hom-start>



Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset/Nemec, J. et al./International Journal of Climatology and Volume 33/Issue 6. © 2012 Royal Meteorological Society. All Rights Reserved

**Abbildung 3.17** Lineare Trends der Extremwertindizes TN90P (warme Nächte, links) und TN10P (kalte Nächte, rechts) für die homogenisierten Datensätze (oben) und für die nicht homogenisierten Datensätze (unten) im Zeitraum 1960 bis 2000 in täglicher Auflösung (Nemec et al., 2012). Eingeringelte Kreise stehen für signifikante Trends auf dem Niveau 95 %. Zur Definition der Extremwertindizes vgl. Tabelle 3.1

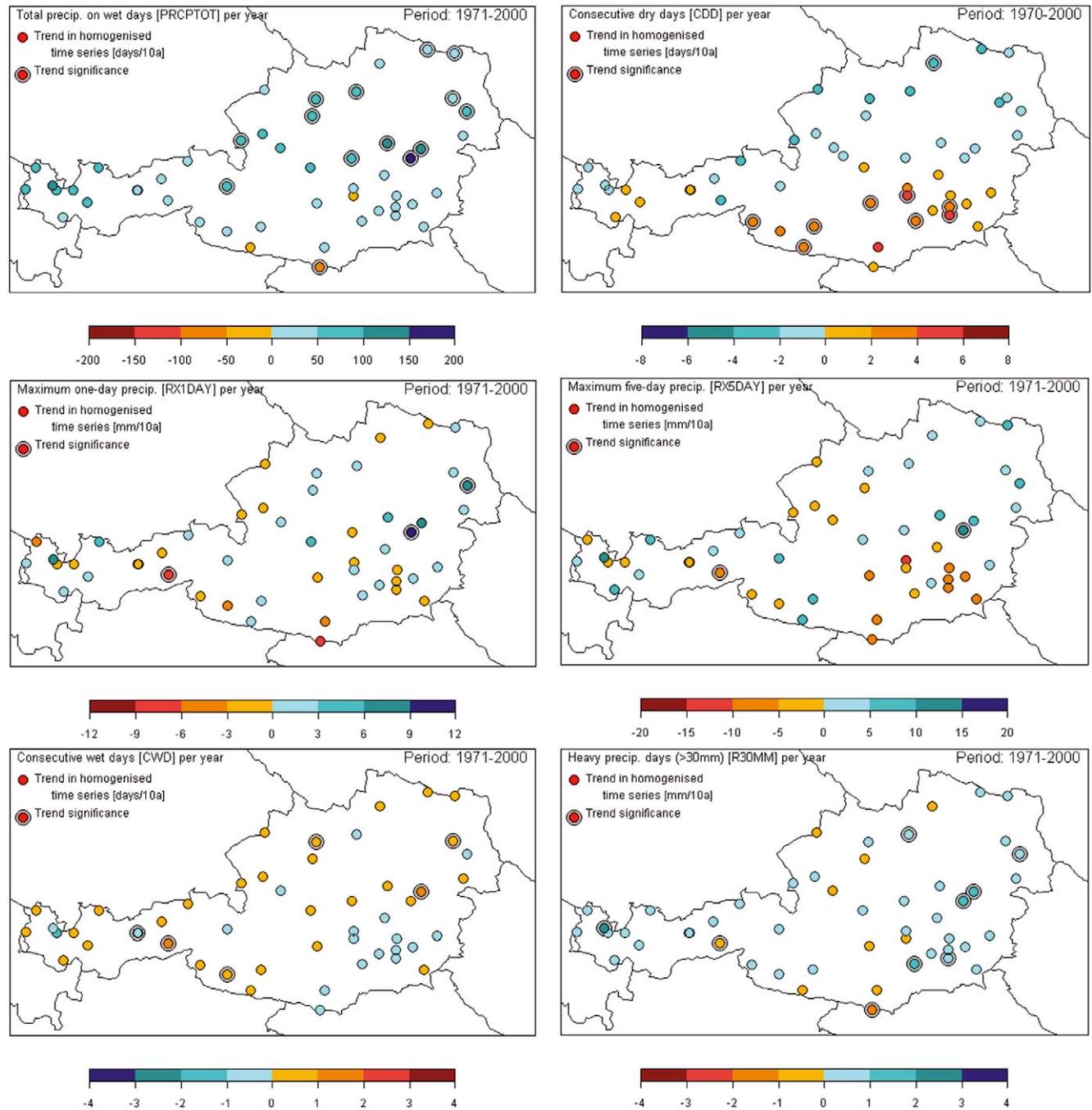
**Figure 3.17** Comparison of linear trends of climate change detection indices TN90 (warm nights, left) and TN10 (cold nights, right) based on homogenized time series (top) and non-homogenized time series (bottom) in daily resolution for 1960–2010 (Nemec et al., 2012). Encircled circles represent significant trends on the 95 % level. For definition of climate change detection indices see Table 3.1

derschlagssummen berechnet über alle Niederschlagsstage von zumindest 1 mm (Abbildung 3.18 l. o.). Signifikant ansteigende Trends finden sich nur in den drei Subregionen West, Nord und Inneralpin, im Südosten gibt es keine signifikant steigenden Indexwerte PRCPTOT, jedoch einen mit einem signifikant fallenden Trend. Ebenfalls der räumlichen Verteilung der Trends der Gesamtniederschläge folgt die Indexgröße CDD (Abbildung 3.18 r. o.). Im Südosten, der als einzige Subregion 1971 bis 2000 insgesamt zurückgehende Gesamtniederschläge zeigt, stieg auch die Häufigkeit von Trockenperioden durchwegs an, für sechs Standorte sogar signifikant.

Die in der Mitte gezeigten beiden Indexkarten repräsentieren das, was am ehesten dem entspricht, was von der Intensität des Niederschlages her als Voraussetzung für Schadensereignisse durch Hochwasser angesehen werden kann – und zwar eher für lokale und kurze intensive Ereignisse

der Index RX1day (links) und für eher großräumige und bedeutendere Ereignisse der Index RX5day (rechts). Bei beiden Indexgrößen gibt es kein großräumiges Muster, sondern ein buntes „Patchwork“ von steigenden und fallenden Trends, die allerdings überwiegend nicht signifikant sind. Es gab somit in dem Zeitraum überwiegend anthropogener Erwärmung in Österreich keine einheitliche und keine signifikante Reaktion bezüglich der Intensität der eintägigen und auch der fünftägigen Starkregenereignisse, die sich in diesem Datensatz widerspiegelt.

Etwas einheitlicher ist das Auftreten von extremen Tagesniederschlägen, die für den Schwellenwert 30 mm/Tag in der Karte rechts unten gezeigt sind. Es gibt zwar in Österreich sowohl fallende als auch ansteigende Trends, die jedoch meist nicht signifikant sind, insgesamt überwiegt jedoch eine steigende Häufigkeit dieser starken Tagesniederschläge. Es finden



**Abbildung 3.18** Lineare Trends der Extremwertindizes TN90P (warme Nächte, links) und TN10P (kalte Nächte, rechts) für die homogenisierten Datensätze (oben) und für die nicht homogenisierten Datensätze (unten) im Zeitraum 1960 bis 2000 in täglicher Auflösung (Nemec et al., 2012). Eingeringelte Kreise stehen für signifikante Trends auf dem Niveau 95 %. Zur Definition der Extremwertindizes vgl. Tabelle 3.1

**Figure 3.18** Comparison of linear trends of climate change detection indices TN90 (warm nights, left) and TN10 (cold nights, right) based on homogenized time series (top) and non-homogenized time series (bottom) in daily resolution for 1960–2010 (Nemec et al., 2012). Encircled circles represent significant trends on the 95 % level. For definition of climate change detection indices see Table 3.1

sich jedoch in jeder Subregion beide Trend-Vorzeichen, sogar die signifikanten Trends sind eher zufällig verteilt.

Längere Zeitreihen mit einer Länge von 100 Jahren in homogenisierter Form wurden für Österreich nur für wenige kleine Subregionen erzeugt und analysiert, wie etwa die in der Region Hohe Tauern im Rahmen des Projekts „A Tale of two Valleys“ (Auer et al., 2010). In dieser Region ist für etliche der niederschlagsbezogenen Extremwertindizes (berechnet aus homogenisierten Tagesdaten) eine deutliche Ähnlichkeit der Trends bzw. der geglätteten Verläufe (die auch die dekadischen Anomalien wiedergeben) mit denen der Jahres bzw. Jahreszeitensummen des Gesamtniederschlags gegeben. Abbildung 3.19 zeigt das exemplarisch an einem Beispiel, in Auer et al. (2010) sind weitere Beispiele gezeigt. Für die genannte Region jedenfalls lässt sich folgendes ableiten: Bei genereller Zunahme der Niederschlagssummen ist eher eine Zunahme der Extremwerte am nassen Ende der Verteilung zu erwarten, eine Abnahme der am trockenen Ende und vice versa.

## Stürme

Der dritte Klimaparameter, der im Zusammenhang mit einer vermuteten Zunahme des Gefahrenpotenzials durch den Klimawandel steht, ist der Wind, bzw. dessen extreme Ausformung als Sturm. Homogenisierte Messreihen liegen bislang nicht vor, die langen Datenreihen weisen gerade beim Wind signifikante Sprungstellen auf. Drastische Beispiele dafür finden sich etwa an den Übergängen von Schätzungen (Beaufort Skala) zu echten Messdaten.

Alexandersson et al. (2000) oder etwa Barring und von Storch (2004) haben aus dieser Situation mithilfe von Luftdruckmessungen einen Ausweg gefunden. Luftdruckmessungen an Stationen gestatten die Ableitung von Proxys für bodennahe Sturmereignisse. Der aus den Luftdruckunterschieden berechenbare „geostrophische Wind“ ist ein Beispiel für solche Proxys. Da die Datenlage bei Luftdruckzeitreihen an Stationen wesentlich günstiger ist, als bei direkten Windmessreihen, kann diese abgeleitete Größe gute erste Ergebnisse für die Fragestellung der zeitlichen Veränderung der bodennahen Stürme liefern. Die Methode eignet sich besonders für die Stürme mittlerer Breiten, weniger bis gar nicht für kleinräumige Ereignisse im Bereich von Gewitterzellen, bis hin zu den tropischen Wirbelstürmen.

Für verschiedene Regionen in Europa konnten hohe Perzentile des „geostrophischen Windes“ zurück bis in die 1870er Jahre abgeleitet werden (Matulla et al., 2008). Im Fall Österreichs sind die bedeutenden und flächenhaften Schadensereig-

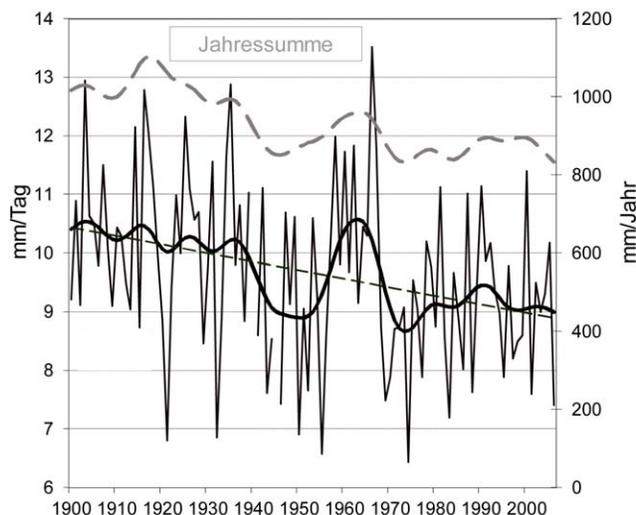
nisse durch das Luftdruckproxy gut abgedeckt. Hier ergibt sich aus den Luftdruckzeitreihen der Stationen Kremsmünster, Prag und Wien für hohe Perzentile (95, 99) des „geostrophischen Windes“ seit dem späten 19. Jahrhundert für Stürme eine hohe kurzfristige Streuung von Jahr zu Jahr, jedoch kein signifikanter Trend. Der Übergang vom 19. in das 20. Jahrhundert ist von starker Sturmtätigkeit geprägt, gefolgt von einigen Jahrzehnten mit unterdurchschnittlichem Sturmklima, welches sich gegen Ende des 20. Jahrhunderts wieder zu mehr Sturmtätigkeit entwickelt.

Es gibt also – trotz einiger herausragender Sturmereignisse in der jungen Vergangenheit – über längere Zeit betrachtet keine Sonderstellung der aktuellen (anthropogenen) Jahrzehnte, weder in Österreich noch in anderen untersuchten Regionen Europas. Die wissenschaftliche Evaluation der Methode ist positiv verlaufen, der praktische Gegentest, zum Beispiel mit Forstschäden, steht noch aus. Hier besteht noch Forschungsbedarf, für den zurzeit die Grundlagen langer Zeitreihen von Forstschäden durch Sturm nicht vorliegen.

## Schnee, Gewitter, Hagel, Tornados und andere kleinräumige Extremereignisse

Für keinen dieser potenziell schadensverursachenden Klima- und Wetterparameter können zurzeit sinnvolle Aussagen über mögliche Trends gemacht werden, die auf homogenen Zeitreihen beruhen, statistisch signifikant sind, das Kriterium einer gewissen Zeitreihenlänge erfüllen, Österreich abdecken und deren räumliche Messnetzdicke im Hinblick auf die gegebene räumliche Variabilität ausreichend ist.

Zumindest eines der angeführten Defizite, meist aber mehrere sind für diese Parameter so gravierend, dass sie sinnvolle Analysen (noch) nicht erlauben. Hoffnung für die Zukunft besteht in einigen Fällen schon, da gerade in jüngster Zeit einige (in Abschnitt 3.1.2 beschriebene) Aktivitäten gesetzt wurden, wie das steirische WegenerNet, die Aufarbeitung der täglichen Schneedaten durch den Tiroler Hydrographischen Landesdienst oder das Blitzortungsnetz ALDIS. Sie werden – wenn sie langfristig Bestand haben – wertvolle Beiträge gerade für den Fragenkomplex der Klimaextremwerte liefern. Gerade letzteres (ALDIS) ist jedoch auch ein gutes Beispiel, wie die selbstverständlich angestrebte technologische und organisatorische Weiterentwicklung eines derartigen Messnetzes letztlich zu der betrüblichen Tatsache führt, dass bei den vorliegenden (steigenden) Trends des Endresultats (Blitzhäufigkeit in Österreich in der Auflösung von 1 km) nicht zwischen den Inhomogenitäten durch die vorgenommenen Verbesserungen und evt. tatsächlich vorliegenden steigenden Trends unter-



**Abbildung 3.19** Zeitreihe des SDII-Index (untere Kurve: Einzeljahre, zwanzigjährig geglättet und linearer Trend in mm/Tag) und geglätteter Verlauf der Gesamtsumme des jährlichen Niederschlages (obere Kurve in mm/Jahr) 1901 bis 2008 für den Ort Flattach (Mölltal). Glättung mit Gauß'schem Tiefpassfilter, Quelle: Auer et al. (2010)

**Figure 3.19** Time series of SDII index (lower graph: single years, 20 yrs. smoothed and linear trend in mm/day) and 20 yrs. smoothed annual total of precipitation (upper graph in mm/year), 1901–2008 for Flattach (Mölltal). Smoothing by Gaussian low pass filter. Source: Auer et al. (2010)

schieden werden kann. ALDIS macht auf diesen Umstand auf seiner Website auch aufmerksam. Abhilfe (Homogenisierung des Datensatzes) ist schwer bis unmöglich, da es an verwendbaren (und nicht betroffenen) Vergleichsreihen fehlt.

### Klimawandel und Extremwerte – Zusammenfassung

Aus Monatsdaten konnte abgeleitet werden: Die interannuelle/intersaisonale Variabilität (die Schwankungsbreite) des Klimas hat im Großraum Alpen in den vergangenen beiden Jahrhunderten regional nicht zugenommen, beim Klimatelement Temperatur abgenommen. Die aktuelle dreißigjährige (überwiegend anthropogene) Periode von 1981 bis 2010 ist in dieser Hinsicht ebenfalls unauffällig.

- Es gibt in den vergangenen zwei Jahrhunderten (seit 1801) keine Zunahme der exzessiv nassen oder der exzessiv trockenen monatlichen Niederschläge in den großen Flusseinzugsgebieten des Großraums Alpen.
- Resultate basierend auf Auswertungen von Tagesdaten: Extremwertindizes auf der Basis von homogenisierten Zeitreihen der täglichen Maximums- und Minimumtemperaturen zeigen in der anthropogenen Periode ana-

loge Trends zur Zunahme der Temperaturmittel, also eine Zunahme der heißen Extremwerte und eine Abnahme der kalten. Diese Trends sind österreichweit ähnlich und meist signifikant.

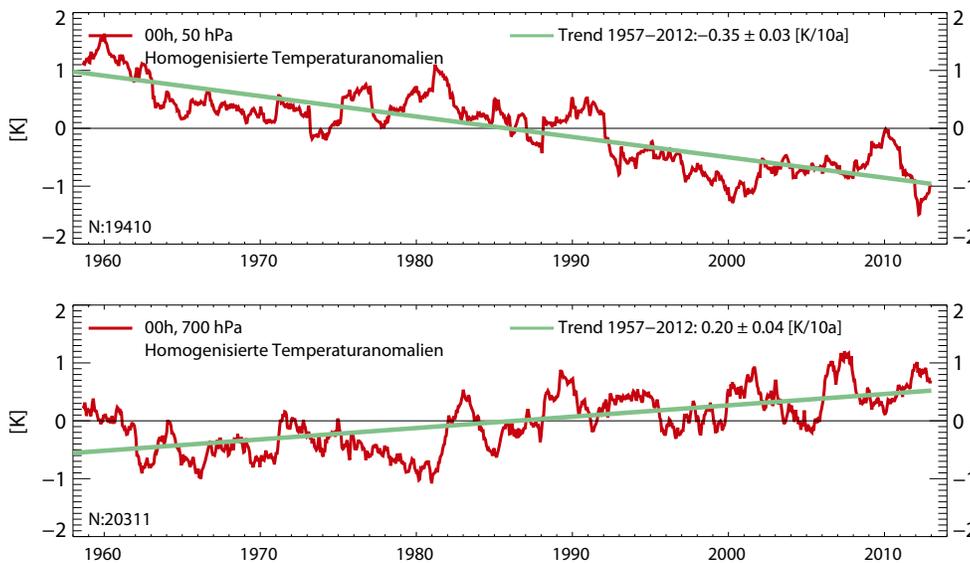
- Extremwertindizes auf der Basis homogenisierter Zeitreihen täglicher Niederschlagssummen sind in der anthropogenen Periode meist nicht signifikant und räumlich patchworkartig verteilt, zum Teil mit gegenläufigen Entwicklungen.
- Aus Luftdruckdaten abgeleitete Zeitreihen der Sturmtätigkeit zeigen seit den 1870er Jahren starke interannuelle Variabilität jedoch keine signifikanten Trends. Auch die aktuellen anthropogen geprägten Jahrzehnte zeigen keine erhöhte Sturmtätigkeit.

### 3.2.7 Variabilität und Trends in der freien Atmosphäre im Alpenraum

Seit Ende des 19. Jahrhunderts werden Klimabeobachtungen auf Bergstationen durchgeführt, seit Mitte des 20. Jahrhunderts gibt es tägliche Beobachtungen der freien Atmosphäre mit Hilfe von Radiosonden, die bis in die Stratosphäre hinaufreichen. Das Netz für solche Beobachtungen ist wesentlich größer, mit Stationsabständen von mehreren hundert Kilometern. Die hochalpinen Beobachtungsreihen sind bereits in Abschnitt 3.2.5 abgehandelt. Hier beschränkt sich der Text auf Radiosonden und satellitengestützte Beobachtungssysteme. Lange Radiosondenzeitreihen in der Nähe des Alpenraums gibt es in Wien, Mailand, Payerne, Stuttgart und München. Sie erlauben eine dreidimensionale Betrachtung von Temperatur- und eventuell Zirkulationsänderungen über dem Alpenraum.

Der Temperaturverlauf an der Radiosonde Wien, der hier beispielhaft dargestellt ist, ist in 700 hPa dem Verlauf an hochalpinen Stationen sehr ähnlich, während in der Stratosphäre (50 hPa) eine deutliche Temperaturabnahme zu beobachten ist. Diese Temperaturabnahme ist in den Rohdaten scheinbar noch stärker, jedoch ist das durch mangelnden Schutz vor Aufheizung des Temperatursensors bedingt. Dieses Problem wurde erst nach 1996 behoben (Zimmermann, 2009). Nach erfolgter Homogenisierung (Haimberger et al., 2012) ergibt sich das obige Bild. Knapp unterhalb der Tropopause, also zwischen 100 und 150 hPa in den Tropen und zwischen 200 und 250 hPa im globalen Mittel sowie in Österreich geht die Temperaturzunahme in die Temperaturabnahme über (Haimberger et al. 2008).

Der am Boden festgestellte stärkere Erwärmungstrend im Alpenraum verglichen mit dem globalen Mittel gleicht sich in höheren Schichten den für die mittleren Breiten sonst gefundenen Erwärmungsraten (siehe Band 1, Kapitel 1) an.



**Abbildung 3.20** Anomalien der zweijährig gemittelten Temperaturzeitreihe der Radiosonde Wien (00h Aufstiege) in 50 hPa und 700 hPa. Praktisch die gleichen Trends sind auch an benachbarten Radiosondenstationen zu beobachten. Die Trends der 12-Uhr Aufstiege (nicht gezeigt) sind  $-0,45 \text{ K}/10\text{a}$  bzw.  $0,16 \text{ K}/10\text{a}$

**Figure 3.20** Anomalies of 2 years averaged air temperature series of radiosonde Vienna (00 GMT launch) in 50 hPa and 700 hPa. Similar trends can be observed at neighboring radiosonde stations. Trends of 12 GMT launches (not shown here) are  $-0.45 \text{ K}/10\text{y}$  or  $0.16\text{K}/10\text{y}$  respectively

Seit 1979 stehen auch Daten von polarumlaufenden Satelliten zur Verfügung, die 2x täglich den Alpenraum überfliegen. Für eine regionale Auswertung ist dieser Zeitraum immer noch relativ kurz. Auch die Interpretation der Daten ist vor allem über gebirgigem Terrain, aufgrund der hoch variablen Bodenemissivität, mitunter schwierig. Diese Daten sind daher nur im globalen Kontext abgehandelt. Dasselbe gilt auch für GPS-RO Daten, die aufgrund ihrer absoluten Genauigkeit besonders gut für Klimaauswertungen geeignet sind. Wegen ihrer Verfügbarkeit erst ab 2001 und der geringen Datendichte liegen zurzeit Auswertungen nur auf der globalen Skala (siehe Band 1, Kapitel 1) vor.

### 3.3 Ausblick, Defizite, Forschungsbedarf

### 3.3 Outlook, deficiencies, research needs

Die zentrale Frage der *Paläoklimatologie des Pleistozäns* ist heute die Quantifizierung der Proxy-Daten, verbunden mit einer hochwertigen Chronologie. Während Temperatur-Abschätzungen z. B. mittels Pollen und anhand von Sauerstoff-Isotopendaten schon fortgeschritten sind, stellt die Rekonstruktion des Paläo-Niederschlages noch eine große methodische Herausforderung dar. Besonderes Augenmerk wird in den kommenden Jahren den sehr raschen Klimaänderungen im Pleistozän gewidmet werden. Dazu werden bevorzugt jahreszeitlich geschichtete Sedimente herangezogen, um mittels Multi-Proxy Ansätze das Prozessverständnis von Klimaänderungen auf regionaler und lokaler Ebene zu verbessern. Ein geplantes alpenweites Forschungsprogramm zur Erbohrung glazial übertieferer

Täler (im Rahmen des International Continental Scientific Drilling Program) könnte wichtige Impulse für die Pleistozän-Forschung in Österreich bringen.

Die österreichischen Paläoklima-ForscherInnen sind gut vernetzt, verfügen jedoch nur in wenigen Fällen über Gruppengrößen, die international längerfristig konkurrenzfähig sind. Während die Gletscherforschung auch zum Pleistozän in Österreich traditionell gut aufgestellt ist, wäre eine Stärkung der Paläolimnologie wünschenswert. Gleiches gilt für die regionale Paläoklima-Modellierung.

Beim *Übergang zu Holozän* gibt es für die zukünftige Forschung mehrere Desiderata. Was die Gletschergeschichte betrifft, wäre in erster Linie eine weitere Verbesserung der chronologischen Basis wünschenswert. In zeitlicher Hinsicht betrifft dies vor allem das ältere Spätglazial, über das erst wenige gesicherte Daten vorliegen, während in räumlicher Hinsicht die Nordalpen nach wie vor eine terra incognita darstellen. Zu diesem Themenkreis würde auch eine Neudatierung und -analyse bestimmter klassischer Pollenprofile gehören, die vielfach zuletzt vor vier Jahrzehnten untersucht und nach damaligen Standards datiert wurden. Ein Schwerpunkt sollte weiterhin auf der Analyse durchlaufender oder zumindest langfristiger Archive liegen (z. B. Seesedimente, Höhlensinter), um möglichst sichere klimatische Angaben zu bekommen, die wiederum mit den Gletscherdaten kombiniert werden können. Der kombinierte Einsatz verschiedener Archive und unterschiedlicher Methoden sollte in jedem Fall weiter intensiviert werden.

Der Forschungsbedarf zur klimatischen Entwicklung im *Holozän* ist vielfältig. Verbesserungen des Kenntnisstandes bezogen sich bisher hauptsächlich auf den Sommer; die klimatische Entwicklung und Variabilität des Winterhalbjahres

vor dem Hintergrund der im Verhältnis zum Sommerhalbjahr gegenläufigen Entwicklung des orbitalen Klimaantriebs ist weitgehend offen. Bisheriges Wissen zur holozänen Klimaentwicklung in Österreich beruhte lange nur auf qualitativen Einschätzungen. Weitere quantifizierte und zugleich hochaufgelöste Proxy-Zeitreihen und zwar sowohl von Temperatur- als auch Niederschlagsverhältnissen, aber auch Daten aus regionalen Paläoklima-Modellierungen sind dringend nötig. Viele Klimaarchive benötigen zudem weiterhin eine Verbesserung der Chronologie. Im Hinblick auf die prognostizierte Klimaentwicklung besteht hinsichtlich klimatischer Extremereignisse im Holozän, etwa Hitzewellen oder große Niederschlagsereignisse, Forschungsbedarf, um die natürliche Variabilität auf sehr kurzen Zeitskalen quantitativ einschätzen zu können.

Für die *letzten 2000 Jahre* sind für Österreich im Vergleich zu den älteren Perioden neben den überwiegend qualitativen Proxy-Daten bereits mehrere quantitative Klimarekonstruktionen verfügbar. Solche Datensätze sind jedoch wesentlich für das Verständnis der klimasteuernenden Prozesse auf Zeitskalen von Dekaden bis Jahrhunderten und leisten so einen wichtigen Beitrag zur Einordnung und Abschätzung zukünftiger klimatischer Trends. Deshalb wird derzeit eine Erweiterung dieser Datenreihen mit möglichst hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung – bis hin zur Rekonstruktion saisonaler und regionaler Trends – angestrebt. Dadurch soll neben der großräumigen auch die regionale Klimaentwicklung erfasst werden. Gleichzeitig ist auch eine regelmäßige Aktualisierung bestehender Datensätze nötig, um die aktuelle Klimaentwicklung einerseits in den langfristigen Kontext zu integrieren und andererseits mit Ergebnissen regionaler Klimamodelle zu vergleichen.

Für die *instrumentelle Periode* ist ein weiterer Ausbau der HISTALP-Datenbank mit homogenisierten Klimazeitreihen in Hinblick auf zusätzliche Klimaparameter und Ausbau in Hinblick auf Zeitreihen in täglicher bzw. subtäglicher Auflösung (z. B. Wind, Feuchteparameter Schnee u. a.) notwendig. Dazu zählen auch Untersuchungen eventueller systematischer Zusammenhänge zwischen Monats- und Tageszeitreihen, Gewährleistung hoher räumlicher Auflösung durch Radar und/oder dichte Subnetze (z. B. Pachatz, 2005; Svabik, 1989), das WegenerNet (Kabac et al., 2011), die Verlängerung der zeitlichen Abdeckung der Tageszeitreihen in Österreich mit dem Ziel 1896 (Beginn der Tätigkeit von HZB und Hydrographischen Landesdiensten), insbesondere durch Digitalisierung und Homogenisierung, Neugründung bzw. nachhaltige langfristige Fortführung „junger Datensätze“ wie Blitzortungsnetze (Diendorfer und Schultz, 2008), Niederschlags- und Hagelmessung.

Bei dem Themenkreis „*Klimawandel und Extremwerte*“ bestehen Defizite, die hauptsächlich durch die (noch) ungenügende Aufarbeitung des existierenden Datenpotenzials begründet sind. Bis hinunter zu einer zeitlichen Auflösung von einem Monat sind diese Defizite gering, für Tages- und Subtageszeitreihen sind sie massiv. Es besteht sogar noch starker Bedarf nach weiterer Digitalisierung, vor allem für die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts. Erst bei Vorliegen adäquater Datensätze, die neben der aktuellen anthropogenen Periode auch die Vergleichszeiträume unter überwiegend natürlichen Klimaantrieben überdecken, können auch die kleinräumigen Extremereignisse auf Trends, dekadische Anomalien und auf ihre Zuordnung zum anthropogenen Klimawandel untersucht werden.

---

### 3.4 Literaturverzeichnis

#### 3.4 References

---

- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T.C., Wieringa, J., 2003. Guidelines on climate metadata and homogenization. World Climate Programme Data and Monitoring WCDMP-No. 53, WMO-TD No. 1186. World Meteorological Organization, Geneva.
- Alexandersson, H., Tuomenvirta, H., Schmith, T., Iden, K., 2000. Trends of storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Climate Research* 14, 71–73.
- Alley, R.B., Ágústssdóttir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149. doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.004
- Andersen, K.K., Azuma, N., Barnola, J.-M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Flückiger, J., Fritzsche, D., Fujii, Y., Goto-Azuma, K., Grönvold, K., Gundestrup, N.S., Hansson, M., Huber, C., Hvidberg, C.S., Johnsen, S.J., Jonsell, U., Jouzel, J., Kipfstuhl, S., Landais, A., Leuenberger, M., Lorrain, R., Masson-Delmotte, V., Miller, H., Motoyama, H., Narita, H., Popp, T., Rasmussen, S.O., Raynaud, D., Rothlisberger, R., Ruth, U., Samyn, D., Schwander, J., Shoji, H., Siggard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., Stocker, T., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Svensson, A., Takata, M., Tison, J.-L., Thorsteinsson, T., Watanabe, O., Wilhelms, F., White, J.W.C., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. doi:10.1038/nature02805
- Andersen, K.K., Svensson, A., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Bigler, M., Röthlisberger, R., Ruth, U., Siggard-Andersen, M.-L., Peder Steffensen, J., Dahl-Jensen, D., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25, 3246–3257. doi:10.1016/j.quascirev.2006.08.002
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic techniques in recent sediments, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, pp. 171–203.
- Auer, I., 1992. Die Niederschlagsverhältnisse seit 1927 im Sonnblickgebiet nach Totalisatorenmessungen ergänzt durch Messergebnisse

- se von Talstationen nördlich und südlich des Alpenhauptkammes. 86–87. Jahresbericht des Sonnblickvereines für die Jahre 1988–1989, 3–31.
- Auer, I., 1993. Niederschlagsschwankungen in Österreich. Seit Beginn der instrumentellen Beobachtungen durch die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik.
- Auer, I., Böhm, R., 1994. Combined temperature-precipitation variations in Austria during the instrumental period. *Theor Appl Climatol* 49, 161–174. doi:10.1007/BF00865531
- Auer, I., Böhm, R., 1998. Schneepegel- und Totalisatirmessungen im Sonnblickgebiet. 94.–95. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1996–1997. Eigenverlag des Sonnblick – Vereines, Wien.
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Hagen, M., 1999. ALOCLIM—Austrian—Central European long-term climate-creation of a multiple homogenized long-term climate data-set, in: *Proceedings of the Second Seminar for Homogenisation of Surface Climatological Data*. pp. 9–13.
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2001a. Long Climatic series from Austria, in: Jones, P.D., Ogilvie, A.E.J., Davies, T.D., Briffa, K.R. (Eds.), *History and Climate*. Springer US, pp. 125–151.
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2001b. Austrian Long-term Climate 1767–2000: Multiple Instrumental Climate Time Series from Central Europe. [ALOCLIM 1767–2000]. Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik Heft 25.
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2001c. Final report of EU project ALPCLIM. Chapter 3: Instrumental climate (Projektbericht). Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- Auer, I., Böhm, R., Leymüller, M., Schöner, W., Kaiser, A., Scheifinger, M., Langer, C., Schneider, C., Häberli, C., 2002. Das Klima des Sonnblicks: Klima atlas und Klimatographie der GAW Station Sonnblick einschliesslich der umgebenden Gebirgsregion, Österr. Beiträge zu Meteorologie und Geophysik. , 305 S, 56 Farbkarten, 74 Farbabbildungen, 124 Schwarz-Weiß Abbildungen, 1 A3 Orthophotokarte + CD ROM. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik.
- Auer, I., Böhm, R., Scheifinger, H., Ungersböck, M., Orlik, A., Jurkovic, A., 2004. Metadata and their role in homogenising, in: *Proceedings of the Fourth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases*. Budapest, Hungary, pp. 17–23.
- Auer, I., Böhm, R., Jurković, A., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., 2005. A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800–2002. *International Journal of Climatology* 25, 139–166.
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., 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. *International Journal of Climatology* 27, 17–46. doi:10.1002/joc.1377
- Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2009. The importance of high quality regional scientific information in coping with global climate change., in: *Climate Sense, A WMO-Publication Publication for WCC-3 in Geneva*, 31 Aug.–4 Sep 2009. Tudor Rose, Leicester, U.K., pp. 179–183.
- Auer, I., Pretenthaler, F., Böhm, R., Proske, H., 2010. Zwei Alpentäler im Klimawandel, in: *Alpine Space – Man and Environment*. Innsbruck University Press, p. 11199.
- Bärring, L., von Storch, H., 2004. Scandinavian storminess since about 1800. *Geophysical Research Letters* 31, L20202.
- Becker, B., 2006. An 11,000-year German oak and pine dendrochronology for radiocarbon calibration. *Radiocarbon* 35, 201–213.
- Berger, A., Loutre, M.F., Crucifix, M., 2003. The Earth's climate in the next hundred thousand years (100 kyr). *Surveys in Geophysics* 24, 117–138.
- Betz, H.D., Schmidt, K., Laroche, P., Blanchet, P., Oettinger, W.P., Defer, E., Dziewit, Z., Konarski, J., 2009. LINET—An international lightning detection network in Europe. *Atmospheric Research* 91, 564–573. doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.012
- Beyerle, U., 1998. Climate and groundwater recharge during the last glaciation in an ice-covered region. *Science* 282, 731–734. doi:10.1126/science.282.5389.731
- Bini, A., Schlüchter, C., Burkhalter, R., Urech, M., Schweiz, Landesgeologie, 2009. Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximum (LGM) La Suisse durant le dernier maximum glaciaire = La Svizzera durante l'ultimo massimo glaciale = Switzerland during the last glacial maximum.
- Björck, S., Wohlfarth, B., 2001. 14C chronostratigraphic techniques in paleolimnology, in: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, pp. 205–245.
- Björck, S., Rundgren, M., Ingólfsson, Ó., Funder, S., 1997. The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. *Journal of Quaternary Science* 12, 455–465.
- Boch, R., Spötl, C., Kramers, J., 2009. High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria. *Quaternary Science Reviews* 28, 2527–2538. doi:10.1016/j.quascirev.2009.05.015
- Boch, R., Spötl, C., 2011. Reconstructing palaeoprecipitation from an active cave flowstone. *Journal of Quaternary Science* 26, 675–687. doi:10.1002/jqs.1490
- Boch, R., Cheng, H., Spötl, C., Edwards, R.L., Wang, X., Häuselmann, P., 2011a. NALPS: a precisely dated European climate record 120–60 ka. *Climate of the Past* 7, 1247–1259. doi:10.5194/cp-7-1247-2011
- Boch, R., Spötl, C., Frisia, S., 2011b. Origin and palaeoenvironmental significance of lamination in stalagmites from Katerloch Cave, Austria. *Sedimentology* 58, 508–531. doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01173.x
- Böhm, R., 1992. Lufttemperaturschwankungen in Österreich seit 1775, Publikation Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Zentralanst. für Meteorologie und Geodynamik.
- Böhm, R., 2004. Die Bergstationen Obir und Villacher Alpe: einhalb Jahrhunderte Klimamessung und –beobachtung in den Südalpen. (No. 100. Jahresbericht des Sonnblick Vereines).
- Böhm, R., 2006. ALP-IMP (EVK-CT-2002-00148) Multi-centennial climate variability in the Alps based on Instrumental data, Model simulations and Proxy data. Short version. (Final report for RTD-project). ZAMG, Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Vienna, Austria.
- Böhm, R., 2009. Geändertes Umfeld durch Klimawandel? / Modified environment due to climate change. *Wildbach- und Lawinenverbau* 163 73. Jg., 34–50.

- Böhm, R., 2012. Changes of regional climate variability in central Europe during the past 250 years. *The European Physical Journal Plus* 127. doi:10.1140/epjp/i2012-12054-6
- Böhm, R., Auer, I., Schöner, W., Hagen, M., 1998. Long alpine barometric time series in different altitudes as a measure for 19th/20th century warming., in: *Proceedings of the 8th Conference on Mountain Meteorology in Flagstaff, Arizona*. AMS, Boston, pp. 72–76.
- Böhm, R., Auer, I., Schöner, W., Ungersböck, M., Huhle, C., Nanni, T., Brunetti, M., Maugeri, M., Mercalli, L., Gajic-Capka, M., Zaninovic, K., Szalai, S., Szentimrey, T., Cegnar, T., Bochnicek, O., Begert, M., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Müller-Westermeier, G., Majstorovic, Z., 2003. Der Alpine Niederschlagsdipol—ein dominierendes Schwankungsmuster der Klimavariabilität in den Scales 100 km–100 Jahre. 6. Deutsche Klimatagung, Terra Nostra 2003/6, 61–65.
- Böhm, R., Schöner, W., Auer, I., Hynek, B., Kroisleitner, C., Weyss, G., 2007. Gletscher im Klimawandel: vom Eis der Polargebiete zum Goldbergkees in den Hohen Tauern. ZAMG Morava.
- Böhm, R., Jones, P.D., Hiebl, J., Frank, D., Brunetti, M., Maugeri, M., 2009. The early instrumental warm-bias: a solution for long central European temperature series 1760–2007. *Climatic Change* 101, 41–67. doi:10.1007/s10584-009-9649-4
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249. doi:10.1038/360245a0
- Bortenschlager, S., Oeggl, K., Bortenschlager, S. (Eds.), 2000. The Iceman's environment, in: *The Iceman and His Natural Environment: Palaeobotanical Results*. Springer, Wien, pp. 11–24.
- Brázdil, R., Pfister, C., Wanner, H., Storch, H.V., Luterbacher, J., 2005. Historical climatology in Europe – the state of the art. *Climatic Change* 70, 363–430. doi:10.1007/s10584-005-5924-1
- Breitenmoser, P., Beer, J., Brönnimann, S., Frank, D., Steinhilber, F., Wanner, H., 2012. Solar and volcanic fingerprints in tree-ring chronologies over the past 2000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 313, 127–139. doi:10.1016/j.palaeo.2011.10.014
- Briffa, K.R., Jones, P.D., Schweingruber, F.H., Karlén, W., Shiyatov, S.G., 1996. Tree-ring variables as proxy-climate indicators: problems with low-frequency signals, in: *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. Springer, pp. 9–41.
- 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. *J. Geophys. Res.* 111, D11107. doi:10.1029/2005JD006674
- Brunetti, M., Lentini, G., Maugeri, M., Nanni, T., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., 2009. Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. *International Journal of Climatology* 29, 2197–2225. doi:10.1002/joc.1857
- Büntgen, U., Frank, D.C., Nievergelt, D., Esper, J., 2006. Summer temperature variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *Journal of Climate* 19, 5606–5623. doi:10.1175/JCLI3917.1
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science* 331, 578–582. doi: 10.1126/science.1197175
- Burga, C.A., Perret, R., Vonarburg, C., 1998. Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter = Vegetation and climate history in Switzerland during the later Pleistocene and Holocene. Ott, Thun.
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25, 1855–1880. doi:10.1002/joc.1216
- Caussinus, H., Mestre, O., 2004. Detection and correction of artificial shifts in climate series. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)* 53, 405–425. doi:10.1111/j.1467-9876.2004.05155.x
- Chaline, J., Jerz, H., 1984. Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie – Stratotypen des Würmglazials. Eiszeitalter und Gegenwart: Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung 185–206.
- Chatfield, C., 2004. *The analysis of time series: an introduction*. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton, FL.
- Chimani, B., Böhm, R., Matulla, C., Ganekind, M., 2011. Development of a longterm dataset of solid/liquid precipitation. *Adv. Sci. Res.* 6, 39–43. doi:10.5194/asr-6-39-2011
- Chimani, B., Matulla, C., Böhm, R., Hofstätter, M., 2012. A new high resolution absolute temperature grid for the Greater Alpine Region back to 1780. *International Journal of Climatology* 33, 2129–2141. doi:10.1002/joc.3574
- Christensen, J.H., Hewiston, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, A., Rinke, A., Sarr, A., Whetton, P., 2007. Regional Climate Projections, in: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, M., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Clement, A.C., Peterson, L.C., 2008. Mechanisms of abrupt climate change of the last glacial period. *Reviews of Geophysics* 46. doi:10.1029/2006RG000204
- Coles, S., 2001. *An introduction to statistical modeling of extreme values*. Springer.
- Cook, E.R., Briffa, K.R., Meko, D.M., Graybill, D.A., Funkhouser, G., 1995. The „segment length curse“ in long tree-ring chronology development for palaeoclimatic studies. *The Holocene* 5, 229–237.
- Coope, G.R., Elias, S.A., 2000. The environment of Upper Palaeolithic (Magdalenian and Azilian) hunters at Hauterive-Champréveyres, Neuchâtel, Switzerland, interpreted from coleopteran remains. *Journal of Quaternary Science* 15, 157–175.
- Corcho Alvarado, J.A., Leuenberger, M., Kipfer, R., Paces, T., Purtschert, R., 2011. Reconstruction of past climate conditions over central Europe from groundwater data. *Quaternary Science Reviews* 30, 3423–3429. doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.003
- Coutterand, S., Nicoud, G., 2005. Les stades de retrait du glacier de l'Arve entre le verrou de cluses et l'ombilic de Chamonix au cours du Tardiglaciaire (Vallée de l'Arve, Haute-Savoie). *Quaternaire* 16, 85–94.
- Craddock, J.M., 1979. Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather* 34, 332–346.
- Czymzik, M., Dulski, P., Plessen, B., von Grafenstein, U., Naumann, R., Brauer, A., 2010. A 450 year record of spring-summer flood layers in annually laminated sediments from Lake Ammersee

- (southern Germany). *Water Resources Research* 46, W11528. doi:10.1029/2009WR008360
- Dai, A., Wang, J., Thorne, P.W., Parker, D.E., Haimberger, L., Wang, X.L., 2011. A New Approach to Homogenize Daily Radiosonde Humidity Data. *Journal of Climate* 24, 965–991. doi:10.1175/2010JCLI3816.1
- Daley, R., 1993. *Atmospheric data analysis*. Cambridge University Press.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701–1716. doi:10.1016/S0277-3791(03)00173-2
- Davison, A.C., Smith, R.L., 1990. Models for exceedances over high thresholds. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 393–442.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazielle, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. *Quaternary Science Reviews* 29, 2185–2200. doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.016
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, I., Källberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Dehnert, A., Preusser, F., Kramers, J.D., Akçar, N., Kubik, P.W., Reber, R., Schlichter, C., 2010. A multi-dating approach applied to proglacial sediments attributed to the Most Extensive Glaciation of the Swiss Alps. *Boreas* 39, 620–632. doi:10.1111/j.1502-3885.2010.00146.x
- Denton, G.H., Alley, R.B., Comer, G.C., Broecker, W.S., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1159–1182. doi:10.1016/j.quascirev.2004.12.002
- Denton, G.H., Broecker, W.S., Alley, R.B., 2006. The mystery interval 17.5 to 14.5 kyrs ago. *PAGES news* 14, 14–16.
- Diendorfer, G., Schulz, W., 2008. ALDIS Austrian Lightning Detection and Information System 1992–2008. *e & i Elektrotechnik und Informationstechnik* 125, 209–213. doi:10.1007/s00502-008-0530-3
- Dobrovolný, P., Moberg, A., Brázdil, R., Pfister, C., Glaser, R., Wilson, R., Engelen, A. van, Limanówka, D., Kiss, A., Halíčková, M., Macková, J., Riemann, D., Luterbacher, J., Böhm, R., 2010. Monthly, seasonal and annual temperature reconstructions for Central Europe derived from documentary evidence and instrumental records since AD 1500. *Climatic Change* 101, 69–107. doi:10.1007/s10584-009-9724-x
- Dorigo, W.A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Gruber, A., Drusch, M., Mecklenburg, S., van Oevelen, P., Robock, A., Jackson, T., 2011. The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 1675–1698. doi:10.5194/hess-15-1675-2011
- Drescher-Schneider, R., 2001. Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. *Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen*, in: Van Husen, D. (Ed.), *Klimaentwicklung im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6-3) in den Ostalpen*, Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Verlag der Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, Austria, pp. 39–92.
- Drescher-Schneider, R., 2007. Pollenanalytische Untersuchungen im Königreich, Dachstein-Ostplateau (Österreich), in: Herbert, B., Kienast, G., Mandl, F. (Eds.), *Königreich-Alm – Dachsteingebirge: 3 500 Jahre Almwirtschaft zwischen Gröbming und Hallstatt*, Forschungsberichte der ANISA. Verein für Alpine Forschungen, pp. 119–130.
- Drescher-Schneider, R., Kellerer-Pirklbauer, A., 2008. Gletscherschwund einst und heute – Neue Ergebnisse zur holozänen Vegetations- und Gletschergeschichte der Pasterze (Hohe Tauern, Österreich). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 62, 45–51.
- Dutton, A., Lambeck, K., 2012. Ice volume and sea level during the last interglacial. *Science* 337, 216–219. doi:10.1126/science.1205749
- Efthymiadis, D., Jones, P.D., Briffa, K.R., Auer, I., Böhm, R., Schöner, W., Frei, C., Schmidli, J., 2006. Construction of a 10-min-gridded precipitation data set for the Greater Alpine Region for 1800–2003. *Journal of Geophysical Research* 111, D01105. doi:10.1029/2005JD006120
- Efthymiadis, D., Jones, P.D., Briffa, K.R., Böhm, R., Maugeir, M., 2007. Influence of large-scale atmospheric circulation on climate variability in the Greater Alpine Region of Europe. *Journal of Geophysical Research* 112, D12104. doi:10.1029/2006JD008021
- Ehlers, J., 2011. *Das Eiszeitalter*. Springer Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Deutschland.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), 2004. *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam.
- Fairchild, I.J., Baker, A., 2012. *Speleothem Science: From Process to Past Environments*, 1 edition. ed. Wiley-Blackwell, Hoboken, N.J.
- Federici, P.R., Granger, D.E., Pappalardo, M., Ribolini, A., Spagnolo, M., Cyr, A.J., 2008. Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. *Boreas* 37, 245–253. doi:10.1111/j.1502-3885.2007.00018.x
- Fink, J., Kukla, G.J., 1977. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research* 7, 363–371.
- Fliri, F., 1973. Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement* 16, 1–14.
- Fliri, F., Bortenschlager, S., Felber, H., Heissel, W., Hilscher, H., Resch, W., 1970. Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6, 5–35.
- Fliri, F., Felber, H., Hilscher, H., 1972. Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 8, 203–213.

- Florineth, D., Schlüchter, C., 2000. Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 54, 295–308. doi:10.1006/qres.2000.2169
- Fohlmeister, J., Vollweiler, N., Spötl, C., Mangini, A., 2013. COMNISPA II: Update of a mid-European isotope climate record, 11 ka to present. *The Holocene* 23, 749–754. doi:10.1177/0959683612465446
- Fraedrich, R., 1979. Spaet-und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol-Vorarlberg) (Düsseldorfer Geographische Schriften No. 12). Heinrich-Heine-Universitaet Düsseldorf, Geographischen Institut.
- Francus, P., Lamb, H., Nakagawa, T., Marshall, M., Brown, E., 2009. The potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: applications in paleolimnology. *PAGES (Past Global Changes) News* 17, 93–95.
- Frauenfelder, R., Haeblerli, W., Hoelzle, M., Maisch, M., 2001. Using relict rockglaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alp. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55, 195–202.
- Frei, C., Schär, C., 2001. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *Journal of Climate* 14, 1568–1584. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1568:DPOTIR>2.0.CO;2
- Frisia, S., Borsato, A., 2010. Karst, in: A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner (Ed.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 269–318.
- Fritsch, C., 1850. Anleitung zur Ausführung von Beobachtungen über die an eine jährliche Periode gebundenen Erscheinungen im Pflanzenreich (No. Maiheft Band IV, 1–5), Sitzungsbericht der mathem.-naturw. Classe der k. Akademie der Wissenschaften.
- Fritsch, C., 1854. Instruktion für Vegetationsbeobachtungen. *Jahrbücher der k.k. Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus*, II. Band, Jg 1850, Kaiserlich Königliche Hof- und Staatsdruckerei Wien, 248–250 II. Band.
- Fritsch, C., 1858. Instruktion für Vegetationsbeobachtungen. *Jahrbücher der k.k. Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus*, V. Band, Jg 1853, Kaiserlich Königliche Hof- und Staatsdruckerei Wien, 51–62 V. Band.
- Fritsch, C., 1863. Instruktion für Vegetationsbeobachtungen (No. Sitzung vom 7. Juli 1859.), Sitzungsbericht der mathem.-naturw. Classe der k. Akademie der Wissenschaften.
- Gao, C., Robock, A., Ammann, C., 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *Journal of Geophysical Research* 113, D23111. doi:10.1029/2008JD010239
- Gerersdorfer, T., Formayer, H., Moshammer, H., Frank, A., Haas, P., Leitner, B., 2006. Untersuchung zur nächtlichen Abkühlung in einem sich ändernden Klima (Endbericht zum Projekt StartClim2005.A1b, Teilprojekt von StartClim2005 „Klimawandel und Gesundheit“ No. StartClim2005.A1b). Institut für Meteorologie Universität für Bodenkultur, Medizinische Universität Wien, ZPH Institut für Umwelthygiene, Wien.
- Glaser, R., Riemann, D., 2009. A thousand-year record of temperature variations for Germany and Central Europe based on documentary data. *Journal of Quaternary Science* 24, 437–449. doi:10.1002/jqs.1302
- Glaser, R., Riemann, D., Schönbein, J., Barriendos, M., Brázdil, R., Bertolin, C., Camuffo, D., Deutsch, M., Dobrovolný, P., Engelen, A. van, Enzi, S., Halíčková, M., Koenig, S.J., Kotyza, O., Limanówka, D., Macková, J., Sghedoni, M., Martin, B., Himelmbach, I., 2010. The variability of European floods since AD 1500. *Climatic Change* 101, 235–256. doi:10.1007/s10584-010-9816-7
- Goehring, B.M., Schaefer, J.M., Schluechter, C., Lifton, N.A., Finckel, R.C., Jull, A.J.T., Akçar, N., Alley, R.B., 2011. The Rhone Glacier is smaller than today for most of the Holocene. *Geology* 39, 679–682. doi:10.1130/G32145.1
- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 223–251.
- Gruber, C., Haimberger, L., 2008. On the homogeneity of radiosonde wind time series. *Meteorologische Zeitschrift* 17, 631–643. doi:10.1127/0941-2948/2008/0298
- Gudlat, D., Claus, C., Streicher, O., 2003. Benutzerhandbuch Administrationskomponente QualiMET-Admin (Benutzerhandbuch). Deutscher Wetterdienst DWD.
- Habersack, H., Moser, A., 2003. Ereignisdokumentation Hochwasser August 2002, Plattform Hochwasser (No. 1). ZENAR, Universität für Bodenkultur Wien, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft.
- Haesaerts, P., Damblon, F., Bachner, M., Trnka, G., 1996. Revised stratigraphy and chronology of the Willendorf II sequence, Lower Austria. *Archaeologia Austriaca* 80, 25–42.
- Haimberger, L., Tavolato, C., Sperka, S., 2008. Toward elimination of the warm bias in historic radiosonde temperature records—Some new results from a comprehensive intercomparison of upper-air data. *Journal of Climate* 21, 4587–4606.
- Haimberger, L., Tavolato, C., Sperka, S., 2012. Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *Journal of Climate* 25, 8108–8131. doi:10.1175/JCLI-D-11-00668.1
- Haslinger, K., Chimani, B., Böhm, R., 2011. 200 years of liquid and solid precipitation in major river systems originating in the Greater Alpine Region. *Geophysical Research Abstracts*, EGU 2012-1798, EGU General Assembly 2011.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. *Science* 194, 1121–1132. doi:10.1126/science.194.4270.1121
- Heiri, O., Lotter, A.F., Hausmann, S., Kienast, F., 2003. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13, 477–484. doi:10.1191/0959683603hl640ft
- Heiri, O., Brooks, S.J., Birks, H.J.B., Lotter, A.F., 2011. A 274-lake calibration data-set and inference model for chironomid-based summer air temperature reconstruction in Europe. *Quaternary Science Reviews* 30, 3445–3456. doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.006
- Helama, S., Timonen, M., Lindholm, M., Meriläinen, J., Eronen, M., 2005. Extracting long-period climate fluctuations from tree-ring chronologies over timescales of centuries to millennia. *International Journal of Climatology* 25, 1767–1779. doi:10.1002/joc.1215
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42, 1–43. doi:10.1029/2003RG000128
- Hertl, A., Kerschner, H., 2001. Untersuchungen zur spätglazialen und frühholozänen Gletscher- und Klimageschichte in der österreichischen Silvretta-Gruppe (Jahresbericht 1999–2000). Innsbrucker Geographische Gesellschaft.

- Hiebl, J., Hofstätter, M., 2012. No increase in multi-day temperature variability in Austria following climate warming. *Climatic Change* 113, 733–750. doi:10.1007/s10584-011-0389-x
- HISTALP, 2012. Historical Instrumental Climatological Surface Time Series of the Greater Alpine Region [WWW Document]. URL <http://www.zamg.ac.at/histalp/> (accessed 6.11.14).
- Hoinkes, H., 1970. Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern: Ergebnisse der Messreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953–1968. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 37–90.
- Holzhauser, H., Magny, M.J., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801. doi:10.1191/0959683605hl853ra
- Holzschläger, S., Mangini, A., Spötl, C., Mudelsee, M., 2004. Timing and progression of the Last Interglacial derived from a high alpine stalagmite. *Geophysical Research Letters* 31. doi:10.1029/2003GL019112
- Holzschläger, S., Spötl, C., Mangini, A., 2005. High-precision constraints on timing of Alpine warm periods during the middle to late Pleistocene using speleothem growth periods. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 751–764. doi:10.1016/j.epsl.2005.06.002
- Hormes, A., Müller, B.U., Schlüchter, C., 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11, 255–265. doi:10.1191/095968301675275728
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH<sub>4</sub>. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 504–519. doi:10.1016/j.epsl.2006.01.002
- Huber, K., Weckström, K., Drescher-Schneider, R., Knoll, J., Schmidt, J., Schmidt, R., 2010. Climate changes during the last glacial termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). *Journal of Paleolimnology* 43, 131–147. doi:10.1007/s10933-009-9322-y
- Ilyashuk, B., Gobet, E., Heiri, O., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knaap, W.O., Ilyashuk, E., Oberli, F., Ammann, B., 2009. Lateglacial environmental and climatic changes at the Maloja Pass, Central Swiss Alps, as recorded by chironomids and pollen. *Quaternary Science Reviews* 28, 1340–1353. doi:10.1016/j.quascirev.2009.01.007
- Ilyashuk, E.A., Koinig, K.A., Heiri, O., Ilyashuk, B.P., Psenner, R., 2011. Holocene temperature variations at a high-altitude site in the Eastern Alps: a chironomid record from Schwarzsee ob Sölden, Austria. *Quaternary Science Reviews* 30, 176–191. doi:10.1016/j.quascirev.2010.10.008
- IPCC, 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2006. Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *Journal of Quaternary Science* 21, 115–130. doi:10.1002/jqs.955
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews* 28, 2137–2149. doi:10.1016/j.quascirev.2009.03.009
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559–573. doi:10.1002/jqs.1202
- Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Ecolae Geologicae Helveticae* 97, 47–55. doi:10.1007/s00015-004-1110-0
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D., 2007. *Palaeoclimate*. Chapter 6.
- Jenk, T.M., Szidat, S., Boliuss, D., Sigl, M., Gäggeler, H.W., Wacker, L., Ruff, M., Barbante, C., Boutron, C.F., Schwikowski, M., 2009. A novel radiocarbon dating technique applied to an ice core from the Alps indicating late Pleistocene ages. *Journal of Geophysical Research* 114. doi:10.1029/2009JD011860
- Joerin, U.E., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16, 697–704. doi:10.1191/0959683606hl964rp
- Joerin, U.E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27, 337–350. doi:10.1016/j.quascirev.2007.10.016
- Jones, P.D., Lister, D.h., Osborn, T.J., Harpham, C., Salmon, M., Morice, C.P., 2012. Hemispheric and large-scale land-surface air temperature variations: An extensive revision and an update to 2010. *Journal of Geophysical Research* 117, D05127. doi:10.1029/2011JD017139
- Jurkovic, A., 2008. Anleitung zur Qualitätsprüfung mittels Softwarepaket ProClim – Dokumentation für internen Gebrauch.
- Kabas, T., 2012. *WegenerNet Klimastationsnetz Region Feldbach: Experimenteller Aufbau und hochauflösende Daten für die Klima- und Umweltforschung (Wissenschaftlicher Bericht No. 47)*. Wegener Center Verlag, Graz.
- Kabas, T., Foelsche, U., Kirchengast, G., 2011. Seasonal and Annual Trends of Temperature and Precipitation within 1951/19712007 in South-Eastern Styria, Austria. *Meteorologische Zeitschrift* 20, 277–289. doi:10.5194/asr-6-49-2011
- Kabas, T., Kirchengast, G., 2009. *WegenerNet – Klimastationsnetz Region Feldbach: Ein Pionierexperiment*. ÖGM Bulletin 14–19.
- Kabas, T., Leuprecht, A., Bichler, C., Kirchengast, G., 2011. WegenerNet climate station network region Feldbach, Austria: network structure, processing system, and example results. *Advances in Science and Research* 6, 49–54. doi:10.5194/asr-6-49-2011
- Kaltenrieder, P., Belis, C.A., Hofstetter, S., Ammann, B., Ravazzi, C., Tinner, W., 2009. Environmental and climatic conditions at a potential Glacial refugial site of tree species near the Southern Alpine glaciers. New insights from multiproxy sedimentary studies at Lago della Costa (Euganean Hills, Northeastern Italy). *Quaternary Science Reviews* 28, 2647–2662. doi:10.1016/j.quascirev.2009.05.025
- Kamenik, C., Schmidt, R., 2005. Chrysophyte resting stages: a tool for reconstructing winter/spring climate from Alpine lake sediments. *Boreas* 34, 477–489. doi:10.1080/03009480500231468
- Kamenik, C., Van der Knaap, W.O., Van Leeuwen, J.F.N., Goslar, T., 2009. Pollen/climate calibration based on a near-annual peat sequence from the Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 24, 529–546. doi:10.1002/jqs.1266

- Kann, A., Haiden, T., von der Emde, K., Gruber, C., Kabas, T., Leuprecht, A., Kirchengast, G., 2011. Verification of Operational Analyses Using an Extremely High-Density Surface Station Network. *Weather and Forecasting* 26, 572–578. doi:10.1175/WAF-D-11-00031.1
- Kaser, G., 2001. Glacier-climate interaction at low latitudes. *Journal of Glaciology* 47, 195–204. doi:10.3189/172756501781832296
- Kerschner, H., 2005. Glacier-climate models as palaeoclimatic information sources: examples from the alpine Younger Dryas period, in: Huber, U.M., Bugmann, H.K.M., Reasoner, M.A. (Eds.), *Global Change and Mountain Regions*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 73–81.
- Kerschner, H., Hertl, A., Gross, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., 2006. Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps? *The Holocene* 16, 7–15. doi:10.1196/0959683606hl902rp
- Kerschner, H., Ivy-Ochs, S., 2007. Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change* 60, 58–71. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.034
- Kerschner, H., Kaser, G., Sailer, R., 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as paleo-precipitation gauges. *Annals of Glaciology* 31, 80–84.
- Kirchengast, G., Kabas, T., Binder, S., Leuprecht, A., Bichler, C., 2008. Pionierexperiment WegenerNet Klimastationsnetz: Ein neuartiges Messnetz in der Region Feldbach (Steiermark/Österreich) zur Beobachtung von Wetter und Klima mit sehr hoher Auflösung (No. 23), Wissenschaftlicher Bericht. Wegener Center, Graz, Austria.
- Kirchengast, G., Steining, K., Gobiet, A., Steiner, A., 2011. Klimawandel messbar machen und unsere Antworten gestalten (No. 3/2011), Soziale Technik. Wegener Zentrum für Klima und Globalen Wandel Karl-Franzens-Universität Graz, Graz.
- Kirchengast, G., Kabas, T., Leuprecht, A., Bichler, C., Truhetz, H., 2013. WegenerNet: A pioneering high-resolution network for monitoring weather and climate. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95, 227–242. doi:10.1175/BAMS-D-11-00161.1
- Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J.M., Radtke, U., 2007. Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. *Quaternary International* 164–165, 21–32. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.003
- Klotz, S., Müller, U., Mosbrugger, V., de Beaulieu, J.-L., Reille, M., 2004. Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of changes in Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 107–126. doi:10.1016/j.palaeo.2004.04.009
- Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 321, 1338–1340. doi:10.1126/science.1157638
- Kuhn, M., 1981. Climate and glaciers. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 131, 3–20.
- Kuhn, M., 1989. The response of the equilibrium line altitude to climatic fluctuations: theory and observations, in: Oerlemans, J. (Ed.), *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Proceedings of the Symposium on Glacier Fluctuations and Climatic Change, Held at Amsterdam, 1–5 June 1987, *Glaciology and Quaternary Geology*. Kluwer, Dordrecht, pp. 407–417.
- Kyselý, J., 2004. Mortality and displaced mortality during heat waves in the Czech Republic. *International Journal of Biometeorology* 49, 91–97. doi:10.1007/s00484-004-0218-2
- Lachniet, M.S., 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews* 28, 412–432. doi:10.1016/j.quascirev.2008.10.021
- Lainé, A., Kageyama, M., Salas-Méla, D., Voldoire, A., Rivière, G., Ramstein, G., Planton, S., Tyteca, S., Peterschmitt, J.Y., 2008. Northern hemisphere storm tracks during the last glacial maximum in the PMIP2 ocean-atmosphere coupled models: energetic study, seasonal cycle, precipitation. *Climate Dynamics* 32, 593–614. doi:10.1007/s00382-008-0391-9
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.-K., 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199–206. doi:10.1038/nature01089
- Larocque-Tobler, I., Grosjean, M., Heiri, O., Trachsel, M., Kamenik, C., 2010. Thousand years of climate change reconstructed from chironomid subfossils preserved in varved lake Silvaplana, Engadine, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 29, 1940–1949. doi:10.1016/j.quascirev.2010.04.018
- Larocque-Tobler, I., Stewart, M.M., Quinlan, R., Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., 2012. A last millennium temperature reconstruction using chironomids preserved in sediments of anoxic Seebensee (Switzerland): consensus at local, regional and Central European scales. *Quaternary Science Reviews* 41, 49–56. doi:10.1016/j.quascirev.2012.03.010
- Larsen, L.B., Vinther, B.M., Briffa, K.R., Melvin, T.M., Clausen, H.B., Jones, P.D., Siggaard-Andersen, M.-L., Hammer, C.U., Eronen, M., Grudd, H., Gunnarson, B.E., Hantemirov, R.M., Naurzbaev, M.M., Nicolussi, K., 2008. New ice core evidence for a volcanic cause of the AD 536 dust veil. *Geophysical Research Letters* 35, L04708. doi:10.1029/2007GL032450
- Lauscher, F., 1961. Die Totalisatorennetze Österreichs. 54.-57. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1956–1959. Kommissionsverlag von Springer Verlag, Wien.
- Lauterbach, S., Brauer, A., Andersen, N., Danielopol, D.L., Dulski, P., Hüls, M., Milecka, K., Namiotko, T., Obremaska, M., Von Grafenstein, U., Declakes Participants, 2011. Environmental responses to Lateglacial climatic fluctuations recorded in the sediments of pre-Alpine Lake Mondsee (northeastern Alps). *Journal of Quaternary Science* 26, 253–267. doi:10.1002/jqs.1448
- Lauterbach, S., Chapron, E., Brauer, A., Hüls, M., Gilli, A., Arnaud, F., Piccin, A., Nomade, J., Desmet, M., Grafenstein, U. von, Declakes Participants, 2012. A sedimentary record of Holocene surface runoff events and earthquake activity from Lake Iseo (Southern Alps, Italy). *The Holocene* 22, 749–760. doi:10.1177/0959683611430340
- Leemann, A., Niessen, F., 1994. Holocene glacial activity and climatic variations in the Swiss Alps: reconstructing a continuous record from proglacial lake sediments. *The Holocene* 4, 259–268. doi:10.1177/095968369400400305
- Leesch, D., Müller, W., Nielsen, E., Bullinger, J., 2012. The Magdalenian in Switzerland: Re-colonization of a newly accessible landscape. *Quaternary International* 272–273, 191–208. doi:10.1016/j.quaint.2012.04.010
- Lipa, W., Jurkovic, A., 2012. Arbeitsanweisung OFFLINE Klimadatenprüfung. Dokumentation für internen Gebrauch. ZAMG
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20. doi:10.1029/2004PA001071

- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Eicher, U., Hofmann, W., Schwander, J., Wick, L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 349–361. doi:10.1016/S0031-0182(00)00093-6
- Lotter, A.F., Birks, H.J.B., Hofmann, W., Marchetto, A., 1997. Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. I. Climate. *Journal of Paleolimnology* 18, 395–420. doi:10.1023/A:1007982008956
- Lotter, A.F., Heiri, O., Brooks, S., van Leeuwen, J.F., Eicher, U., Ammann, B., 2012. Rapid summer temperature changes during Termination 1a: high-resolution multi-proxy climate reconstructions from Gerzensee (Switzerland). *Quaternary Science Reviews* 36, 103–113. doi:10.1016/j.quascirev.2010.06.022
- Luetscher, M., Dublyansky, Y., Hellstrom, J., Müller, W., Spötl, C., 2011. Quantifying the Younger Dryas climate using alpine speleothems, in: Wulf, S., Brauer, A. (Eds.), *INTIMATE. Integrating Ice Core, Marine and Terrestrial Records: Towards High-Precision Chronologies*, Abstracts Volume INTIMATE Workshop Funded by EU COST Action ES0907. Potsdam, Germany. doi:10.2312/GFZ.b103-11019
- Luterbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinguely, C., Beck, C., Pfister, C., Wanner, H., 2001. The late Maunder Minimum (1675–1715) – a key period for studying decadal scale climatic change in Europe. *Climatic Change* 49, 441–462. doi:10.1023/A:1010667524422
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H., 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science* 303, 1499–1503. doi:10.1126/science.1093877
- Luzian, R., Haas, J.N., Nicolussi, K., Pindur, P., Sailer, R., Zwerger, P., 2011. Holozänes Lawinengeschehen und „Global Warming“. *Zeitschrift für Wildbach-, Lawinen-, Erosions- und Steinschlag-schutz* 102–117.
- Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65–79. doi:10.1016/S1040-6182(03)00080-6
- Magny, M., Galop, D., Bellintani, P., Desmet, M., Didier, J., Haas, J.N., Martinelli, N., Pedrotti, A., Scandolari, R., Stock, A., Vannièrè, B., 2009. Late-Holocene climatic variability south of the Alps as recorded by lake-level fluctuations at Lake Ledro, Trentino, Italy. *The Holocene* 19, 575–589. doi:10.1177/0959683609104032
- Magny, M., Joannin, S., Galop, D., Vannièrè, B., Haas, J.N., Bassetti, M., Bellintani, P., Scandolari, R., Desmet, M., 2012. Holocene palaeohydrological changes in the northern Mediterranean borderlands as reflected by the lake-level record of Lake Ledro, northeastern Italy. *Quaternary Research* 77, 382–396. doi:10.1016/j.yqres.2012.01.005
- Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a  $\delta^{18}\text{O}$  stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 741–751. doi:10.1016/j.epsl.2005.05.010
- Martin-Puertas, C., Matthes, K., Brauer, A., Muscheler, R., Hansen, F., Petrick, C., Aldahan, A., Possnert, G., van Geel, B., 2012. Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geoscience* 5, 397–401. doi:10.1038/ngeo1460
- Matulla, C., Auer, I., Böhm, R., Ungersböck, M., Schöner, W., Wagner, S., Zorita, E., 2005. Outstanding Past Decadal Scale Climate Events in the Greater Alpine Region Analysed by 250 Years Data and Model Runs, GKSS report. GKSS-Forschungszentrum, Geesthacht.
- Matulla, C., Schöner, W., Alexandersson, H., Storch, H., Wang, X.L., 2008. European storminess: late nineteenth century to present. *Climate Dynamics* 31, 125–130. doi:10.1007/s00382-007-0333-y
- Maurer, C., Hammerl, C., Koch, E., Hammerl, T., Pokorny, E., 2011. Extreme grape harvest data of Austria, Switzerland and France from AD 1523 to 2007 compared to corresponding instrumental/reconstructed temperature data and various documentary sources. *Theoretical and Applied Climatology* 106, 55–68. doi:10.1007/s00704-011-0410-3
- Maurer, C., Koch, E., Hammerl, C., Hammerl, T., Pokorny, E., 2009. BACCCHUS temperature reconstruction for the period 16th to 18th centuries from Viennese and Klosterneuburg grape harvest dates. *Journal of Geophysical Research* 114. doi:10.1029/2009JD011730
- Mayr, E., Heuberger, H., 1968. Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps., in: Richmond GM (Ed.), *Glaciations of the Alps*, Series in Earth Sciences. University of Colorado: Boulder, CO., pp. 135–142.
- Mestre, O., Gruber, C., Prieur, C., Caussinus, H., Jourdain, S., 2011. SPLIDHOM: A Method for Homogenization of Daily Temperature Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50, 2343–2358. doi:10.1175/2011JAMC2641.1
- Meyer, M.C., Spötl, C., Mangini, A., 2008. The demise of the Last Interglacial recorded in isotopically dated speleothems from the Alps. *Quaternary Science Reviews* 27, 476–496. doi:10.1016/j.quascirev.2007.11.005
- Mirtl, M., Bahn, M., Battin, T.J., Borsdorf, A., Englisch, M., Gaube, V., Grabherr, G., Gratzner, G., Haberl, H., Kreiner, D., Richter, A., Schindler, D., Tappeiner, U., Winiwarter, V., Zink, R., 2012. Next Generation LTER“ in Österreich – Zu Lage und Ausrichtung von prozessorientierter Ökosystemforschung, Biodiversitäts- und Naturschutzforschung sowie sozioökologischer Forschung in Österreich, 3rd ed.
- Moberg, A., Jones, P.D., Lister, D., Walther, A., Brunet, M., Jacobeit, J., Alexander, L.V., Della-Marta, P.M., Luterbacher, J., Yiou, P., Chen, D., Klein Tank, A.M.G., Saladié, O., Sigró, J., Aguilar, E., Alexandersson, H., Almarza, C., Auer, I., Barriendos, M., Begert, M., Bergström, H., Böhm, R., Butler, C.J., Caesar, J., Drebs, A., Founda, D., Gerstengarbe, F.-W., Micela, G., Maugeri, M., Österle, H., Pandzic, K., Petrakis, M., Srnec, L., Tolasz, R., Tuomenvirta, H., Werner, P.C., Linderholm, H., Philipp, A., Wanner, H., Xoplaki, E., 2006. Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *Journal of Geophysical Research* 111, D22106. doi:10.1029/2006JD007103
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research* 68, 284–302. doi:10.1016/j.yqres.2007.07.002
- Müller, U.C., Kukla, G.J., 2004. North Atlantic Current and European environments during the declining stage of the last interglacial. *Geology* 32, 1009–1012. doi:10.1130/G20901.1
- Nemec, J., Chimani, B., Gruber, C., Auer, I., 2011. Ein neuer Datensatz für die Klimaforschung – homogenisierte Tagesdaten. *ÖGM Bulletin* 2011/1, 19–20.

- Nemec, J., Gruber, C., Chimani, B., Auer, I., 2012. Trends in extreme temperature indices in Austria based on a new homogenised dataset. *Int. J. Climatol.* 33, 1538–1550. doi:10.1002/joc.3532
- Nicolussi, K., 2009a. Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre, in: Oegg, K., Prast, M. (Eds.), *Die Geschichte Des Bergbaus in Tirol Und Seinen Angrenzenden Gebieten. Proceedings des 3. Milestone-Meetings des SFB HiMAT vom 23.–26.10.1008* in Silbertal. Innsbruck University Press, Innsbruck, pp. 109–124.
- Nicolussi, K., 2009b. Alpine Dendrochronologie – Untersuchungen zur Kenntnis der holozänen Umwelt- und Klimaentwicklung, in: Schmidt, R., Matulla, C., Psenner, R. (Eds.), *Klimawandel in Österreich: Die Letzten 20.000 Jahre – und ein Blick voraus, Alpine Space – Man & Environment*. Innsbruck University Press, Innsbruck, pp. 41–54.
- Nicolussi, K., 2011. Gletschergeschichte der Pasterze – Spurensuche in die nacheiszeitliche Vergangenheit., in: Lieb, G.K., Slupetzky, H. (Eds.), *Die Pasterze. Der Gletscher am Großglockner*. Verlag Anton Pustet, pp. 24–27.
- Nicolussi, K., Schlüchter, C., 2012. The 8.2 ka event—calendar-dated glacier response in the Alps. *Geology* 40, 819–822. doi:10.1130/G32406.1
- Nicolussi, K., Patzelt, G., 2001. Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36, 1–87.
- Nicolussi, K., Lumassegger, G., Patzelt, G., Pindur, P., Schießling, P., 2004. Aufbau einer holozänen Hochlagen-Jahring-Chronologie für die zentralen Ostalpen: Möglichkeiten und erste Ergebnisse, in: *Innsbrucker Geographische Gesellschaft (Ed.), Innsbrucker Jahresbericht 2001/2002*, 16. pp. 114–136.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Patzelt, G., Van der Plicht, J., Thurner, A., 2005. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 221–234. doi:10.1007/s00334-005-0013-y
- Nicolussi, K., Jörin, U., Kaiser, K.F., Patzelt, G., Thurner, A., 2006. Precisely dated glacier fluctuations in the Alps over the last four millennia, in: Price, M.F. (Ed.), *Global Change in Mountain Regions*. Duncow: Sapiens, pp. 59–60.
- Nicolussi, K., Pindur, P., Schiessling, P., Kaufmann, M., Thurner, A., Luzian, P., 2007. Waldzerstörende Lawinenereignisse während der letzten 9000 Jahre im Oberen Zemmgrund, Zillertaler Alpen, Tirol, in: Luzian, R., Pindur, P. (Eds.), *Prähistorische Lawinen – Nachweis und Analyse Holozäner Lawinenereignisse in den Zillertaler Alpen, Österreich, BFW-Berichte 141/Mitteilungen Der Kommission Für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*. Wien, pp. 157–176.
- Nicolussi, K., Kaufmann, M., Melvin, T.M., van der Plicht, J., Schiessling, P., Thurner, A., 2009. A 9111 year long conifer tree-ring chronology for the European Alps: a base for environmental and climatic investigations. *The Holocene* 19, 909–920. doi:10.1177/0959683609336565
- Nigst, P.R., Viola, T.B., Haesaerts, P., Trnka, G., 2008. Willendorf II. Wissenschaftliche Mitteilungen des Niederösterreichischen Landesmuseums 19, 31–58.
- Nussbaumer, S.U., Steinhilber, F., Trachsel, M., Breitenmoser, P., Beer, J., Blass, A., Grosjean, M., Hafner, A., Holzhauser, H., Wanner, H., Zumbühl, H.J., 2011. Alpine climate during the Holocene: a comparison between records of glaciers, lake sediments and solar activity. *Journal of Quaternary Science* 26, 703–713. doi:10.1002/jqs.1495
- Oberth, U., 2010. Untersuchung der lokalen Windsysteme im Raum Feldbach unter besonderer Berücksichtigung von Kaltluftabflüssen (Diplomarbeit). Inst. für Geographie und Raumforschung, Universität Graz, Graz.
- Oegg, K., 2009. The significance of the Tyrolean Iceman for the archaeobotany of Central Europe. *Vegetation History and Archaeobotany* 18, 1–11. doi:10.1007/s00334-008-0186-2
- Oegg, K., Nicolussi, K., 2009. Prähistorische Besiedlung von zentralen Alpentälern in Bezug zur Klimaentwicklung, in: Schmidt, R., Matulla, C., Psenner, R. (Eds.), *Klimawandel in Österreich: Die Letzten 20.000 Jahre – und ein Blick voraus, Alpine Space – Man & Environment*. Innsbruck University Press, Innsbruck, pp. 77–86.
- Oegg, K., Unterfrauner, H., 2001. Die Pflanzenreste des Riss / Würm-Interglazials und des Würmglazials von Mondsee, in: van Husen, D. (Ed.), *Klimaentwicklung Im Riss/Würm Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6-3) in den Ostalpen.*, Mitt. Komm. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss. Verlag der Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, pp. 93–121.
- Ohlendorf, C., 1999. High alpine lake sediments as chronicles for regional glacier and climate history in the Upper Engadine, southeastern Switzerland. ETH, Shaker Verlag Aachen.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38, 397–411.
- Olefs, M., Schöner, W., Mair, M., 2011. New radiation initiatives in Austria: Part I (Monitoring according to BSRN standard. *Geophysical Research Abstracts* 13, 8th EGU General Assembly.
- Olefs, M., Schöner, W., 2012. A new solar radiation model for research and applications in Austria. *Geophysical Research Abstracts* 14.
- Pachatz, G.C., 2005. Analyse der Effizienz der Hagelabwehr in der Steiermark anhand von Fallbeispielen (Uni-Graz-IGAM Wissenschaftlicher Bericht No. 3-2005).
- Pasztor, F.; Matulla, C.; Zúvela-Aloise, M.; Rammer, W.; Lexer, M.J., 2014. Developing predictive models of wind damage in Austrian forests. *Annals of Forest Science* 06/2014; DOI:10.1007/s13595-014-0386-0
- Patzelt, G., 1987. Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. 1. Teil: Das Inntal zwischen Mötztal und Wattens. *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum* 67, 93–122.
- Patzelt, G., Bortenschlager, S., 1973. Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement* 16, 25–72.
- Pearson, E.J., Juggins, S., Talbot, H.M., Weckström, J., Rosén, P., Ryves, D.B., Roberts, S.J., Schmidt, R., 2011. A lacustrine GDGT-temperature calibration from the Scandinavian Arctic to Antarctic: Renewed potential for the application of GDGT-paleothermometry in lakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 6225–6238. doi:10.1016/j.gca.2011.07.042
- Peña, D., Tiao, G.C., Tsay, 2001. *A course in time series analysis*. J. Wiley, New York.
- Penck, A., Brückner, G.C., 1901. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Førland, E.J., Hanssen-Bauer, I., Alexanderson, H., Jones, P., Parker, D., 1998. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology* 18, 1493–1517. doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199811)18:13<1493::AID-JOC329>3.0.CO;2-T

- Pfister, C., 1999. *Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496–1995)*. Haupt, Bern.
- Pfister, C., 2010. *Kulturgeschichte des Klimas: Von der Eiszeit bis zur globalen Erwärmung/Cultural history of the climate: from the ice age to the global warming*. *English Historical Review* 125, 503–504.
- Pini, R., Ravazzi, C., Donegana, M., 2009. Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy). *Quaternary Science Reviews* 28, 1268–1290. doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.017
- Prein, A.F., Truhetz, H., Suklitsch, M., Gobiet, A., 2011. NHCM-1: Non-Hydrostatic Climate Modelling Part III, Evaluation of the Local Climate Model Intercomparison Project (LocMIP) simulations (Scientific Report No. 41). Wegener Center Verlag, Graz.
- Pretenthaler, F., Dalla-Via, A. (Eds.), 2007. *Wasser & Wirtschaft im Klimawandel. Konkrete Ergebnisse am Beispiel der sensiblen Region Oststeiermark*, Studien zum Klimawandel in Österreich. Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Svensson, A.M., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S.J., Larsen, L.B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Ruth, U., 2006. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D06102. doi:10.1029/2005JD006079
- Reasoner, M.A., Tinner, W., 2009. Holocene treeline fluctuations, in: Gornitz, V. (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer, pp. 442–446.
- Reitmaier, T., 2010. Auf der Hut–Methodische Überlegungen zur prähistorischen Alpwirtschaft in der Schweiz, in: Mandl, F., Stadler, H. (Eds.), *Archäologie in den Alpen. Alltag und Kult*. Haus in E./Innsbruck, pp. 219–238.
- Reitner, J., 2003a. Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 143, 391–397.
- Reitner, J., 2003b. Bericht 1998/1999 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz, *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 143, 516–524.
- Reitner, J., 2005a. *Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel-St. Johann i.T.- Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2)* (Natwiss. Diss). Universität Wien, Wien.
- Reitner, J., 2005b. *Landschaftsentwicklung im Quartär. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2005, Blatt Spittal* 63–81.
- Reitner, J.M., 2007. Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. *Quaternary International* 164–165, 64–84. doi:10.1016/j.quaint.2006.12.016
- Reitner, J., 2011. Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials, in: Gruber, A. (Ed.), *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*. Geologische Bundesanstalt, Wien, pp. 79–88.
- Renner, F.B., 1982. Beiträge zur Gletschergeschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen Hölzern, *Physische Geographie*. Universität Zürich, Zürich.
- Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D.M., Goosse, H., Fichefet, T., 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience* 2, 411–414. doi:10.1038/ngeo513
- Renssen, H., Seppä, H., Crosta, X., Goosse, H., Roche, D.M., 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews* 48, 7–19. doi:10.1016/j.quascirev.2012.05.022
- Reszler, C., Kupfersberger, H., Truhetz, H., Gobiet, A., Suklitsch, M., 2011. Gekoppelte Klima-Hydrologie Modellierung in der Steiermark, in: Blöschl, G., Merz, R., Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA (FgHW) (Eds.), *Hydrologie und Wasserwirtschaft – von der Theorie zur Praxis: Beiträge zum Tag der Hydrologie am 24./25. März 2011 in Wien*. DWA, pp. 173–179.
- Rohr, C., 2006a. *Natureerfahrung zwischen Alltag und Katastrophe. Studien zur Wahrnehmung, Deutung, Bewältigung von extremen Naturereignissen im Ostalpenraum (13.–16. Jh.)*, Habilitationsschrift. Salzburg, Austria.
- Rohr, C., 2006b. Measuring the frequency and intensity of floods of the Traun River (Upper Austria), 1441–1574. *Hydrological Sciences Journal* 51, 834–847.
- Roller, M., 1961. Totalisatorenbeobachtungen im Sonnblickgebiet im Zeitraum 1927 bis 1959, in: Steinhäuser, F., Untersteiner, N. (Eds.), 54.–57. *Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1956–1959*. Springer Wien, pp. 58–61.
- Šafanda, J., Rajver, D., 2001. Signature of the last ice age in the present subsurface temperatures in the Czech Republic and Slovenia. *Global and Planetary Change* 29, 241–257. doi:10.1016/S0921-8181(01)00093-5
- Sailer, R., Kerschner, H., 1999. Equilibrium line altitudes and rock glaciers in the Ferwall-Group (Western Tyrol, Austria) during the Younger Dryas cooling event. *Annals of Glaciology* 28, 141–145.
- Sattler, S., Wind, H., Fuchs, H., Habersack, 2003. *Hochwasser 2002-Datenbasis der Schadensbilanz 2002 (Teilprojekt von StartClim. 9.)*, Startprojekt Klimaschutz: Erste Analysen extremer Wetterereignisse und ihrer Auswirkungen in Österreich. ZENAR Zentrum für Naturgefahren und Risikomanagement, Wien.
- Schär, C., Jendritzky, G., 2004. Climate change: Hot news from summer 2003. *Nature* 432, 559–560. doi:10.1038/432559a
- Schär, C., Vidale, P.L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M.A., Appenzeller, C., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 332–336. doi:10.1038/nature02300
- Scheifinger, H., Böhm, R., Auer, I., 2003. Räumliche Dekorrelation von Klimazeitreihen unterschiedlicher zeitlicher Auflösung und ihre Bedeutung für ihre Homogenisierbarkeit und die Repräsentativität von Ergebnissen. *Terra Nostra* 6, 375–379.
- Schimmelpennig, I., Schaefer, J.M., Akcar, N., Ivy-Ochs, S., Finkel, R.C., Schlüchter, C., 2012. Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. *Geology* 40, 891–894. doi:10.1130/G33169.1
- Schmidt, R., Wunsam, S., Brosch, U., Fott, J., Lami, A., Löffler, H., Marchetto, A., Müller, H.W., Pražáková, M., Schwaighofer, B., 1998. Late and post-glacial history of meromictic Längsee (Austria), in respect to climate change and anthropogenic impact. *Aquatic Science* 60, 56–88. doi:10.1007/PL00001313
- Schmidt, R., Psenner, R., Müller, J., Indinger, P., Kamenik, C., 2002a. Impact of late glacial climate variations on stratification and trophic state of the meromictic lake Längsee (Austria): validation of a conceptual model by multi proxy studies. *Journal of Paleolimnology* 61, 49–60. doi: http://dx.doi.org/10.4081/jlimnol.2002.49

- Schmidt, R., van den Bogaard, C., Merkt, J., Müller, J., 2002b. A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. *Quaternary International* 88, 45–56.
- Schmidt, R., Kamenik, C., Tessadri, R., Koinig, K.A., 2006. Climatic changes from 12,000 to 4,000 years ago in the Austrian Central Alps tracked by sedimentological and biological proxies of a lake sediment core. *Journal of Paleolimnology* 35, 491–505. doi:10.1007/s10933-005-2351-2
- Schmidt, R., Drescher-Schneider, R., Huber, K., Weckström, K., 2009. Die Bedeutung des Längsees in Kärnten für die Rekonstruktion der Klima- und Seenentwicklung am Ende der letzten Eiszeit, in: Schmidt, R., Matulla, C., Psenner, R. (Eds.), *Klimawandel in Österreich – Die letzten 20.000 Jahre und ein Blick voraus*, Alpine Space – Man and Environment Vol. 6. Innsbruck University Press, pp. 27–40.
- Schmidt, R., Weckström, K., Lauterbach, S., Tessadri, R., Huber, K., 2012. North Atlantic climate impact on early late-glacial climate oscillations in the south-eastern Alps inferred from a multi-proxy lake sediment record. *Journal of Quaternary Science* 27, 40–50. doi:10.1002/jqs.1505
- Schoeneich, P., 1998. Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalpes Vaudoises). *Travaux et Recherches*. Institut de géographie, Lausanne.
- Schöner, W., Böhm, R., 2007. A statistical mass-balance model for reconstruction of LIA ice mass for glaciers in the European Alps. *Annals of Glaciology* 46, 161–169. doi:10.3189/172756407782871639
- Schulz, W., Cummins, K., Diendorfer, G., Dorninger, M., 2005. Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 110. doi:10.1029/2004JD005332
- Schwander, J., Eicher, U., Ammann, B., 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 203–214. doi: 10.1016/S0031-0182(00)00085-7
- Schweingruber, F.H., 1983. *Der Jahring: Standort, Methodik, Zeit und Klima in der Dendrochronologie*. Haupt, Bern.
- Sherwood, S.C., Meyer, C.L., Allen, R.J., Titchner, H.A., 2008. Robust tropospheric warming revealed by iteratively homogenized radiosonde data. *Journal of Climate* 21, 5336–5352. doi:10.1175/2008JCLI2320.1
- Slupetzky, H., 1993. Holzfunde aus dem Vorfeld der Pasterze. Erste Ergebnisse von <sup>14</sup>C-Datierungen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 26, 179–187.
- Sneyers, R., 1990. On the Statistical Analysis of Series of Observations. Technical Note No. 143. (415). WMO - World Meteorological Organization. Geneva, Switzerland
- Spengler, R., Claus, C., Streicher, O., 2003. *Benutzerhandbuch des Datenprüf- und Monitoringsystems QualiMET*.
- Spötl, C., Boch, R., 2012. Uranium series dating of speleothems, in: William B. White, David C. Culver (Eds.), *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Academic Press, Amsterdam, pp. 838–844.
- Spötl, C., Mangini, A., 2006. U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. *Quaternary Research* 66, 167–175. doi:10.1016/j.yqres.2006.03.002
- Spötl, C., Mangini, A., Richards, D.A., 2006. Chronology and palaeoenvironment of Marine Isotope Stage 3 from two high-elevation speleothems, Austrian Alps. *Quaternary Science Reviews* 25, 1127–1136. doi:10.1016/j.quascirev.2005.10.006
- Spötl, C., Holzkämper, S., Mangini, A., 2007a. The last and the penultimate interglacial as recorded by speleothems from a climatically sensitive high-elevation cave site in the Alps, in: *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 471–491.
- Spötl, C., Offenbecher, K.-H., Boch, R., Meyer, M., Mangini, A., Kramers, J., Pavuza, R., 2007b. Tropfstein-Forschung in österreichischen Höhlen – ein Überblick. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 147, 117–167.
- Spötl, C., Scholz, D., Mangini, A., 2008. A terrestrial U/Th-dated stable isotope record of the Penultimate Interglacial. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 283–292. doi:10.1016/j.epsl.2008.09.029
- Spötl, C., Nicolussi, K., Patzelt, G., Boch, R., 2010. Humid climate during deposition of sapropel 1 in the Mediterranean Sea: Assessing the influence on the Alps. *Global and Planetary Change* 71, 242–248. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.10.003
- Spötl, C., Reimer, P.J., Starnberger, R., Reimer, R.W., 2013. A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. *J. Quaternary Sci.* 28, 552–558. doi:10.1002/jqs.2645
- Spurk, M., Friedrich, M., Hofmann, J., Remmele, S., Frenzel, B., Leuschner, H.H., Kromer, B., 1998. Revisions and extension of the Hohenheim oak and pine chronologies; new evidence about the timing of the Younger Dryas/Preboreal transition. *Radiocarbon* 40, 1107–1116.
- Starnberger, R., Rodnight, H., Spötl, C., 2011. Chronology of the last glacial maximum in the Salzach Palaeoglacier area (Eastern Alps). *Journal of Quaternary Science* 26, 502–510. doi: 10.1002/jqs.1477
- Steffensen, J.P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S.O., Rothlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Svensson, A., White, J.W.C., 2008. High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science* 321, 680–684. doi:10.1126/science.1157707
- Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36. doi:10.1029/2009GL040142
- Steinhilber, F., Abreu, J.A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P.W., Mann, M., McCracken, K.G., 2012. 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 5967–5971. doi: www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1118965109
- Stepanek, P., 2011. Documentation for ProClimDB Software.
- Stephenson, A.G., 2009. High-dimensional parametric modelling of multivariate extreme events. *Australian & New Zealand Journal of Statistics* 51, 77–88. doi:10.1111/j.1467-842X.2008.00528.x
- Stommel, H., Stommel, E., 1983. *Volcano weather: the story of 1816, the year without a summer*. Seven Seas Press, Newport, RI.
- Streicher, O., 2003. *Anhang zum Benutzerhandbuch des Datenprüf- und Monitoringsystems QualiMET*.
- Strömmner, E., 2003. *Klima-Geschichte: Methoden der Rekonstruktion und historische Perspektive: Ostösterreich 1700 bis 1830*. Franz Deuticke, Wien.
- Studer, M., 2005. *Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja-Val Forno: Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte (Diplomarbeit)*. Geographisches Institut der Universität Zürich, Zürich.

- Svabik, O., 1989. Review of meteorological aspects on hail defense activities in Austria. *Theoretical and Applied Climatology* 40, 247–254. doi:10.1007/BF00865975
- Swierczynski, T., Brauer, A., Lauterbach, S., Martin-Puertas, C., Dulski, P., von Grafenstein, U., Rohr, C., 2012. A 1600 yr seasonally resolved record of decadal-scale flood variability from the Austrian Pre-Alps. *Geology* 40, 1047–1050. doi:10.1130/G33493.1
- Terhorst, B., Thiel, C., Peticzka, R., Sprafke, T., Frechen, M., Fladerer, A., Roetzel, R., Neugebauer-Maresch, C., 2011. Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria. *E & G Quaternary Science Journal* 60, 270–277. doi:10.3285/eg.60.2-3
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Terhorst, B., Tsukamoto, S., Frechen, M., Sprafke, T., 2011a. Investigating the chronostratigraphy of prominent palaeosols in Lower Austria using post-IRSL dating. *E & G Quaternary Science Journal* 60, 137–152. doi:10.3285/eg.60.1
- Thiel, C., Terhorst, B., Jaburová, I., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Fladerer, F.A., Damm, B., Frechen, M., Ottner, F., 2011b. Sedimentation and erosion processes in Middle to Late Pleistocene sequences exposed in the brickyard of Langenlois/Lower Austria. *Geomorphology* 135, 295–307. doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.011
- Titchner, H.A., Thorne, P.W., McCarthy, M.P., Tett, S.F.B., Haimberger, L., Parker, D.E., 2009. Critically reassessing tropospheric temperature trends from radiosondes using realistic validation experiments. *Journal of Climate* 22, 465–485. doi:10.1175/2008JCLI2419.1
- Trachsel, M., Kamenik, C., Grosjean, M., McCarroll, D., Moberg, A., Brázdil, R., Büntgen, U., Dobrovolský, P., Esper, J., Frank, D.C., Friedrich, M., Glaser, R., Larocque-Tobler, I., Nicolussi, K., Riemann, D., 2012. Multi-archive summer temperature reconstruction for the European Alps, AD 1053–1996. *Quaternary Science Reviews* 46, 66–79. doi:10.1016/j.quascirev.2012.04.021
- Trouet, V., Esper, J., Graham, N.E., Baker, A., Scourse, J.D., Frank, D.C., 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324, 78–80. doi:10.1126/science.1166349
- Tzedakis, P.C., Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Kleiven, H.F., Skinner, L.C., 2012. Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geoscience* 5, 138–141. doi:10.1038/ngeo1358
- Van Husen, D., 1977. Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 120, 1–130.
- Van Husen, D., 1987. Die Ostalpen und ihr Vorland in der letzten Eiszeit. *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- Van Husen, D., 2000. Geological processes during the Quaternary. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 92, 135–156.
- Van Husen, D., 2004. Quaternary glaciations in Austria. *Developments in Quaternary Sciences* 2, 1–13. doi:10.1016/S1571-0866(04)80051-4
- Van Husen, D., Reitner, J.M., 2011. Die Löss-Sequenz Wels/Aschet (ehemalige Lehmgrube Würzburger). Ein Referenzprofil für das Mittel- und Jungpleistozän im nördlichen Alpenvorland (MIS 16 bis MIS 2). *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften* 19, 1–70.
- Venema, V.K.C., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J.A., Domonkos, P., Vertacnik, G., Szentimrey, T., Stepánek, P., Zahrádnicek, P., Viarre, J., Müller-Westermeier, G., Lakatos, M., Williams, C.N., Menne, M., Lindau, R., Rasol, D., Rustemeier, E., Kolokythas, K., Marinova, T., Andresen, L., Acquafredda, F., Fratianni, S., Cheval, S., Klancar, M., Brunetti, M., Gruber, C., Prohom Duran, M., Likso, T., Esteban, P., Brandsma, T., 2012. Benchmarking monthly homogenization algorithms. *Climate of the Past* 8, 89–112. doi:10.5194/cp-8-89-2012
- Vinther, B.M., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fisher, D.A., Koerner, R.M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K.K., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., 2009. Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature* 461, 385–388. doi:10.1038/nature08355
- Vollweiler, N., Scholz, D., Mühlinghaus, C., Mangini, A., Spötl, C., 2006. A precisely dated climate record for the last 9 kyr from three high alpine stalagmites, Spannagel Cave, Austria. *Geophysical Research Letters* 33, L20703. doi:10.1029/2006GL027662
- Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, Brauer, Jouzel, Johnsen, 1999. A mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. *Science* 284, 1654–1657. doi:10.1126/science.284.5420.1654
- Wakonigg, H., 1978. *Witterung und Klima in der Steiermark*. Verlag für die Technische Universität, Graz.
- Wakonigg, H., Podesser, A., 2010. Klimaregionen der Steiermark, in: Prettenhaler, F., Podesser, A., Pilger, H. (Eds.), *Klimaatlas Steiermark: Periode 1971–2000: Eine anwenderorientierte Klimatographie, Studien zum Klimawandel in Österreich*. Verlag der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science* 24, 3–17. doi:10.1002/jqs.1227
- Wallner, A., 2008. *Räumlich hochaufgelöste Klimatologien von Starkregenereignissen in der Oststeiermark einschließlich der Fokusregion WegenerNet (Wissenschaftlicher Bericht No. 24)*. Wegener Center, Graz, Austria.
- Wanner, H., 2007. Der Klimawandel in historischer Zeit, in: Endlicher, W., Gerstengarbe, F.-W. (Eds.), *Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke (Klimawandel)*. Institut für Klimafolgenforschung und Humboldt-Universität zu Berlin, Potsdam, pp. 27–34.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013
- Welten, M., 1982. *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis (Textheft + Diagrammheft) (PANGAEA Documentation No. 95)*, *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*. Birkhäuser Verlag, Basel - Boston - Stuttgart.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., Guitier, F., Malet, E., Reyss, J.-L., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78, 1–12. doi:10.1016/j.yqres.2012.03.003
- Wilks, D.S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.

- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O., Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828–2838. doi:10.1016/j.quascirev.2009.10.013
- Wunsam, S., Schmidt, R., Klee, R., 1995. *Cyclotella-taxa* (Bacillariophyceae) in lakes of the Alpine region and their relationship to environmental variables. *Aquatic Sciences* 57, 360–386.
- Würth, G., Niggemann, S., Richter, D.K., Mangini, A., 2004. The Younger Dryas and Holocene climate record of a stalagmite from Hölloch Cave (Bavarian Alps, Germany). *Journal of Quaternary Science* 19, 291–298. doi:10.1002/jqs.837
- Zimmermann, K., 2009. Zeitreise durch die Technik in der Meteorologie. *ÖGM Bulletin, ZAMG* 2009/2.
- Zrost, D., Nicolussi, K., Thurner, A., 2007. Holozäne Lawinereignisse im Jahrringbild der subfossilen Hölzer des Schwarzensteinmoores, Zillertaler Alpen, in: Luzian, D., Pindur, P. (Eds.), *Prähistorische Lawinen – Nachweis und Analyse holozäner Lawinereignisse in den Zillertaler Alpen, Österreich*. Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 16, 177–189.

### 3.5 Anhang

#### 3.5 Annex

**Tabelle 3.A1** Übersicht über die online Verfügbarkeit von Daten aus dem Messnetz der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

**Table 3.A1** Online data available from monitoring networks of Central Institute for Meteorology and Geodynamics, Vienna, Austria

Parameter	Zeitraum	Weitere Informationen	Internet
<b>Temperatur</b>			
	ab 1760	HISTALP: Homogenisierte monatl. Temperaturzeitreihen [°C]	HISTALP
	ab 1767	Monatsmittel $(7+19+M_{\max}+M_{\min})/4$ ab 1971, $(7+14+21+21)/4$ vor 1971 [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1775	T-Beobachtungen 7/14/19–21 MOZ, vor 1971 21 Uhr [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1775	Monatsmittel zum 7/14/19–21 Uhr Termin [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Tagesmittel [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1855	Anzahl der Tage im Jahr mit Tagesmittel in best. T-Bereich	Jahrbuch ab 1994
	ab 1941	Stündliche Beobachtungen [1/10°C]	
<b>Min-Max-Temperatur</b>			
	ab 1808	Absolute monatl. Maxima/Minima [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1851	Mittlere tägl. Maxima/Minima [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Tägliche Beobachtungen [1/10°C]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1855	Absolute monatl. Maximum/Minimum – Tag d. Registrierung	Jahrbuch ab 1994
	ab 1948 (bis 2009)	HOM-START: Homogenisierte tägliche $T_{\max}$ -Zeitreihen (57 Stationen)	HOM-START
	ab 1948 (bis 2009)	HOM-START: Homogenisierte tägliche $T_{\min}$ -Zeitreihen (55 Stationen)	HOM-START
<b>Niederschlag</b>			
	ab 1800	HISTALP: Homogenisierte monatliche Niederschlagszeitreihen [mm]	HISTALP
	ab 1820	Monatssumme [mm]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1820	Größter Tagesniederschlag des Monats in mm	Jahrbuch ab 1994
	ab 1821	Anzahl Tage im Monat mit Niederschlag mindestens 01 mm	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Tagessumme 7 Uhr bis 7 Uhr morgen	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1852	tägl. Niederschlagsart (Code 0–15)	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1852	Anzahl der Tage mit Niederschlagsmenge in best. Bereich	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl Tage mit Niederschlagssumme $\geq 15/20/30$ mm	
	ab 1852	Anzahl Tage im Monat mit Niederschlag mindestens 1/10 mm	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	max. Niederschlagssumme – Tag d. Registrierung	Jahrbuch ab 1994

Parameter	Zeitraum	Weitere Informationen	Internet
	ab 1941	stündliche Beobachtungen [1/10 mm]	
	ab 1948 (bis 2009)	HOM-START: Homogenisierte tägliche Niederschlagszeitreihen (57 Stationen)	HOM-START
	ab 1981	minütliche Beobachtungen	
	ab 1983 (bis 1997)	stündliche Beobachtungen [1/100 mm] – nur GRO (5969)	
<b>Luftdruck</b>			
	ab 1760	HISTALP: Homogenisierte monatliche Luftdruckzeitreihen [hPa]	HISTALP
	ab 1815	p-Beobachtungen 07/14/19-21 MOZ [1/10 hPa]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1815	Tagesmittel [1/10 hPa]	
	ab 1850	Monatsmittel [1/10 hPa]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1961	stündliche Beobachtungen [1/10 hPa]	
<b>Luftfeuchte</b>			
	ab 1850	Monatsmittel (7+7+14+19)/4	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	rel. Feuchte-Beobachtungen 7/14/19-21 Uhr MOZ [%]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1852	Tagesmittel [%]	
	ab 1852	Monatsmittel zum 7/14/19-21 Uhr Termin	Jahrbuch ab 1994
	ab 1948	Stündliche Beobachtungen [%]	
<b>Schneehöhe</b>			
	ab 1893	Gesamtschneehöhe 7 Uhr MOZ [cm]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1894	Zahl der Tage im Monat mit Schneehöhen $\geq 1/5/15/20/30/50/100$ cm	Jahrbuch ab 1994
	ab 1894	Maximale Tagesschneehöhe des Monats [cm]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1894	Anzahl Tage im Monat Schneedecke (Schneehöhe $\geq 1$ cm)	Jahrbuch ab 1994
	ab 1984	stündliche Beobachtungen [cm]	
<b>Neuschnee</b>			
	ab 1893	Tagessumme [cm]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1895	Höchste Tagesneuschneemenge [cm]	
	ab 1895	Monatssumme [cm]	
<b>Wind</b>			
	ab 1852	Windstärke-Beobachtungen 7/14/19-21 Uhr MOZ [Bft.]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1852	Windstärke Tagesmittel [1/10 m/s]	
	ab 1852	Windgeschwindigkeit Monatsmittel [1/10 m/s]	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Windrichtung-Beobachtungen 07/14/19-21 Uhr MOZ 32-teilig	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1853	Windrichtung Anzahl der Termine/Monat mit Windrichtung N/NO/O/S O/S/SW/W/NW	Jahrbuch ab 1994
	ab 1853	Anzahl Tage im Monat mit Calmen	Jahrbuch ab 1994
	ab 1915	Windstärke Tagesmaximum [1/10 m/s]	
	ab 1950 (bis 1995)	stündliche Beobachtungen Windrichtung 32-teilig	
	ab 1950	stündliche Beobachtungen Windgeschwindigkeit [1/10 m/s]	
	ab 1956	stündliche Beobachtungen Windrichtung 360 Grad [°]	
	ab 1983 (bis 2004)	stündliche Beobachtungen Windgeschwindigkeit 10 m [1/10 m/s] – nur GRO (5972)	
<b>Bewölkung</b>			
	ab 1808	Monatsmittel (7+14+19)/3	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Beobachtungen um 07/14/19-21 Uhr MOZ [1/10]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1852	Tagesmittel [1/100]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1961	Beobachtungen [1/8] um 07/10/13/16/19 Uhr	

Parameter	Zeitraum	Weitere Informationen	Internet
	ab 1970	Beobachtungen [1/8] um 01/04/07/10/13/16/19/22 Uhr	
	ab 1973 (bis 2008)	stündliche Beobachtungen [1/8] (ab 1986 nur mehr Station 5000/5001)	
	ab 1988 (bis 1992)	Beobachtungen [1/10] um 07/14/21 Uhr	
<b>Globalstrahlung</b>			
	ab 1951	stündliche Beobachtungen [J/cm <sup>2</sup> ]	
	ab 1951	Monatssumme [J/cm <sup>2</sup> ]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1952	Tagessumme [J/cm <sup>2</sup> ]	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 2006	stündliche Beobachtungen [W/m <sup>2</sup> ]	
<b>Dampfdruck</b>			
	ab 1850	Monatsmittel Dampfdruck (7+14+19)/3 [1/10 hPa], berechnet aus 2 m Lufttemperatur und relative Feuchtigkeit	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Dampfdruck [1/10 hPa] Tagesmittel	Jahrbuch ab 1994 (Stationsauswahl)
	ab 1951	Dampfdruck stündlich [1/10 hPa]	
<b>Andere Feuchtemaße</b>			
	ab 1775	Monatsmittel der abs. Feuchte [1/10 g/m <sup>3</sup> Luft]	
	ab 1775	Tagesmaximum der abs. Feuchte [1/10 g/m <sup>3</sup> Luft]	
	ab 1852	Monatsmittel Taupunkt [1/10°C]	
	ab 1852	Monatsmittel des Mischungsverhältnisses [1/10 g/kg Luft]	
	ab 1882	Tagesmittel Feuchttemperatur	
<b>Sonnenscheindauer</b>			
	ab 1880	Tagessonnenscheindauer [1/10 Std]	
	ab 1881	Homogenisierte mittl. Sonnenscheindauer (Monatsmittel) [Std]	HISTALP
<b>Besondere Wettererscheinungen</b>			
	ab 1784	Anzahl Tage im Monat mit starkem Wind ( $\geq 6$ Bft)	Jahrbuch ab 1994
	ab 1784	Anzahl Tage im Monat mit starkem Wind ( $\geq 8$ Bft)	Jahrbuch ab 1994
	ab 1850	Anzahl Tage Gewitter im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl Tage Nebel im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl heiterer Tage (mittl. Bewölkung < 20/100) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl trüber Tage (mittl. Bewölkung > 80/100) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl Tage mit Tau	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl Tage mit Reif	Jahrbuch ab 1994
	ab 1852	Anzahl Tage mit Raureif	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Anzahl Frosttage ( $T_{\min} < 0,0^{\circ}\text{C}$ ) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Anzahl Eistage ( $T_{\max} < 0,0^{\circ}\text{C}$ ) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Anzahl Sommertage ( $T_{\max} \geq 25,0^{\circ}\text{C}$ ) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1855	Anzahl Tropentage ( $T_{\max} \geq 30,0^{\circ}\text{C}$ ) im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1863	Anzahl Tage mit Graupel	Jahrbuch ab 1994
	ab 1863	Anzahl Tage mit Hagel	Jahrbuch ab 1994
	ab 1863	Anzahl Tage Schneefall im Monat	Jahrbuch ab 1994
	ab 1863	Anzahl Tage mit Schneefall und Regen	Jahrbuch ab 1994

Tabelle 3.A2 Messnetz der Hydrographie in Österreich

Table 3.A2 Austrian hydrographic monitoring networks

Parameter	Zeitraum	Weitere Informationen	Internet
<b>Niederschlag – Schnee – Lufttemperatur</b>			
Niederschlag	ab 1971	Tagessumme	Tagessumme
Niederschlag	ab 1881	Monatssumme	-
Niederschlag	ab 1901	Größte Niederschlagstagesumme pro Jahr	-
Niederschlag	ab 1951	Anzahl der Tage pro Jahr in Niederschlagshöhenklassen	-
NPerioden	ab 1971	Anzahl von Niederschlagsperioden in Dauerklassen pro Jahr/Vegetationsperiode	-
Trockenperioden	ab 1951	Anzahl von Trockenperioden in Dauerklassen pro Jahr/Vegetationsperiode	-
Neuschnee	ab 1971	Tagessumme	Tagessumme
Neuschnee	ab 1901	Jahressumme*	-
Schneefall	ab 1901	Anzahl der Tage mit Neuschnee pro Jahr*	-
Schneehöhe	ab 1971	Tageswert	Tagessumme
Schneehöhe	ab 1901	Größte Schneehöhe pro Jahr*	-
Schneehöhe	ab 1951	Anzahl der Tage pro Jahr* mit Schneehöhen in bestimmten Schneehöhenklassen	-
Schneedecke	ab 1901	Erster und letzter Tag mit Schneehöhe pro Jahr*	-
Winterdecke	ab 1901	Beginn und Ende des längsten Zeitraumes mit geschlossener Schneedecke pro Jahr*	-
Schneewasserwert	ab 1998	Momentanwert	-
Schneedichte	ab 1998	Momentanwert	-
Lufttemperatur	ab 1998	Terminwerte	-
Lufttemperatur	ab 1998	Tagesmittel	-
Lufttemperatur	ab 1901	Monatsmittel	-
Lufttemperatur	ab 1901	Größtes Tagesmittel pro Jahr	-
Lufttemperatur	ab 1901	Kleinste Tagesmittel pro Jahr	-
Lufttemperatur	ab 1951	Anzahl der Tage pro Jahr mit Tagesmittel in bestimmten Temperaturklassen	-
*Der Beobachtungszeitraum für ein Jahr reicht von 1. September des Vorjahres bis zum 31. August des Jahres.			
<b>Oberflächengewässer</b>			
Wasserstand	ab 1976	In Abhängigkeit vom Zeitreihenarchiv in jedem beliebigen Interpolationsintervall (15 min bis Tagesmittelwerte)	Tagesmittel bei Seepegel
Abflüsse (Tagesmittel)	ab 1951	Tagesmittelwerte	Tagesmittel
Abflüsse (kontinuierlich)	ab 1976	In jedem beliebigen Interpolationsintervall (15 min bis Tagesmittelwerte)	-
Wassertemperatur	ab 1976	Kontinuierlich, Tagesmittelwerte	Monatsmittel
<b>Grundwasser</b>			
Grundwasserabstich	ab 1966	wöchentliche od. zweimal wöchentliche Messungen	-
Grundwasserstand (kontinuierlich)	ab 1966	wöchentliche od. zweimal wöchentliche Messungen	-
Grundwasserstand (Monatsmittel)	ab 1930		Monatsmittel, Jahresminima, Jahresmaxima
Grundwassertemperatur	ab 1966	wöchentliche od. zweimal wöchentliche Messungen	Monatsmittel
Grundwassertemperaturprofil	ab 1985	monatliche Messungen	-
Quellwasserstand	ab 1995		-
Quellschüttung	ab 1995	Kontinuierlich	Tagesmittel

Parameter	Zeitraum	Weitere Informationen	Internet
Quellwassertemperatur	ab 1995	Kontinuierlich	Tagesmittel
Quellwasserleitfähigkeit	ab 1995	Kontinuierlich	Tagesmittel
Quellwassertrübung	ab 1995		-

