

Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre

Kurt Nicolussi¹

¹Universität Innsbruck, Institut für Geographie

Einleitung

Der heute beobachtbare Klimawandel ist durch dessen anthropogene Beeinflussung gekennzeichnet. Nach Modellrechnungen führt diese Steuerung derzeit vor allem zu einem höheren Temperaturniveau als es der natürlich angetriebenen Variabilität entsprechen würde (Jansen et al., 2007). Dokumentierbar ist die gegenwärtige Klimaänderung hauptsächlich durch instrumentelle Messungen, beispielsweise der Lufttemperatur, aber auch durch die Entwicklung von natürlichen, klar klimagesteuerten Umweltphänomenen. Ein markantes Beispiel für letztere sind Gebirgsgletscher, die als Konsequenz der Erwärmung gegenwärtig auch im Alpenraum einen starken Rückgang erleben: seit der Mitte des 19. Jahrhunderts verringerte sich die Gletscherfläche in den Alpen um etwa die Hälfte, von knapp 4500 km² um 1855 auf etwa 2250 km² heute (Zemp, 2006). Verursacht wurde dieser Rückgang durch einen vergleichsweise geringen, aber langfristigen Temperaturanstieg: die Jahresmitteltemperatur im Alpenraum stieg in den rund 150 Jahren seit 1860 um 1,4° C und damit um einen Betrag, der in etwa dem Doppelten des globalen Temperaturanstieges entspricht (Böhm, 2004).

Die hohe Sensitivität von Gebirgsgletschern bezüglich Klimaänderungen kann zur Rekonstruktion der Klimageschichte eingesetzt werden, indem die erfasste Gletscherentwicklung in der Vergangenheit im Hinblick auf ihren Klimaantrieb interpretiert wird. Natürliche Klimaarchive wie Gletscher und die dazugehörigen Klimaproxies sind die einzige Möglichkeit zur Rekonstruktion früherer, teilweise Jahrtausende zurückliegender Klimaschwankungen, da instrumentelle Messdaten nur rund 250 Jahre zurückreichen. Ein Gebirgsraum wie die Alpen ist für lange Klimarekonstruktionen besonders geeignet, da in solchen Gebieten neben besonders klimasensitiven Erscheinungen wie den bereits erwähnten Gletschern auch klimagesteuerte Grenzen wie die alpine Waldgrenze auftreten, an deren Veränderungen Klimaschwankungen dokumentierbar sind. Gletscher- und Waldgrenzdaten werden in den Alpen bereits seit langem für die Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Klimageschichte verwendet (z.B. Zoller, 1968; Patzelt & Bortenschlager, 1973; Furrer et al., 1987). Über eine semi-quantitative Abschätzung der steuernden Klimaelemente, z.B. Niederschlag und Sommertemperatur, wurden auf dieser Basis auch quantitative Angaben zur Klimaentwicklung in der Nacheiszeit publiziert (z.B. Patzelt, 1999). Wirkliche Quantifizierungen auf der Basis von kalibrierten Proxy-Datensätzen,

die auch eine statistische Abschätzung der Fehler der rekonstruierten Klimaentwicklungen ermöglichen, fehlen jedoch noch weitgehend.

In den letzten Jahren konnte durch die Erarbeitung neuer Proxy-Datensätze wie beispielsweise Chironomiden-Werten (Heiri et al., 2003), Isotopenserien aus alpinen Speläothemen (Spötl et al., 2004; Mangini et al., 2005; Vollweiler et al., 2006) und einer holozänen Jahrringchronologie (Nicolussi et al., 2009) zwar begonnen werden diese Lücken zu schließen, wirklich quantitative Angaben zur holozänen Klimaentwicklung in den Alpen bleiben dennoch noch rar. Allerdings ergeben sich mit den neuen Proxies auch neue Datierungsmöglichkeiten. Überwiegend basiert die zeitliche Einordnung der bisherigen Ergebnisse auf Radiokarbondatierungen, die allerdings in den letzten Jahren durch das AMS-Verfahren sowie einer deutlich gesteigerten Präzision der Messungen bereits klare Verbesserungen erfuhren. Dennoch verbleiben für manche Zeitbereiche, z.B. die Hallstattzeit, methodenbedingt Grenzen der Genauigkeit der ^{14}C -Bestimmung. Speläotheme erlauben den Einsatz der Uran-Thorium-Methode und damit eines unabhängigen Ansatzes. Der Aufbau einer nahezu die gesamte Nacheiszeit abdeckenden Jahrringchronologie (Nicolussi et al., 2009) gestattet seit kurzem auch die Erzielung jahresscharfer Datierungen mittels dendrochronologischer Analysen an geeigneten Hölzern aus diesem Zeitraum.

Im Folgenden werden Merkmale einzelner Klimaarchive diskutiert sowie eine Übersicht über den Kenntnisstand der Klimaentwicklung im Alpenraum ab dem mittleren Holozän beziehungsweise während der letzten etwa 7000 Jahre gegeben. Dabei liegt der Schwerpunkt auf der Darstellung auf der mittel- bis langfristigen Entwicklung.

Klimaarchive und Proxies

Gletscher

Die langfristige Variabilität von Gebirgsgletschern kann vereinfacht auf die Entwicklung der Niederschlags- und Temperaturverhältnisse zurückgeführt werden. Alpengletscher sind überwiegend durch die Verhältnisse der Sommersaison geprägt (Hoinkes, 1970; Steiner et al., 2008). Speziell die Temperaturverhältnisse und die Häufigkeit und Menge des Schneeniederschlags im Sommer sind wesentlich. Daneben ist auch der Winterniederschlag ein wesentlicher Faktor für die Gletscherentwicklung.

Die Situation der Gletscher im mittleren und späten vergangenen Jahrtausend war gekennzeichnet durch überwiegend große Eisausdehnungen und wiederholte Vorstöße, die immer wieder ein ähnliches Ausmaß erreichten. Diese Periode wird oftmals als „Kleine Eiszeit“ (Little Ice Age, LIA) bezeichnet. Die letzten rund 150 Jahre jedoch waren durch einen markanten Gletscherrückgang geprägt, der gerade in den letzten Jahren neue Dimensionen erreichte. Waren frühere Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Gletscherentwicklung sehr stark auf die

Erfassung von Gletscherhochständen anhand von Moränendatierungen konzentriert (z.B. Patzelt & Bortenschlager, 1973; Furrer et al., 1987; *Abb. 3*), ermöglicht die aktuelle starke Gletscherschmelze eine zunehmende Ausdehnung der Arbeiten in die Gletschervorfelder hinein. Hormes et al. (2001) und Jörin et al. (2006) konnten nach Untersuchung und ^{14}C -Datierung einer Vielzahl von Holz- und Torfresten, gefunden vor den aktuellen Zungenpositionen einer Reihe von Schweizer Gletschern, einen neuen Datensatz zur alpinen Gletscherentwicklung im Holozän aufbauen. Die untersuchten organischen Reste waren jeweils von den Gletscherbächen unter dem Eis herausgespült worden und belegen vergangene Zeitabschnitte, während derer die verschiedenen Gletscher geringer ausgedehnt waren als gegenwärtig. Eine ähnliche Studie war an der Pasterze, Österreichs größtem Gletscher, möglich (Nicolussi & Patzelt, 2000). Diese Forschungsergebnisse der letzten Jahre bewirkten eine Adaptation der Einschätzung der Geschichte der Alpengletscher im Holozän.

Zunehmend liegen auch dendrochronologische Daten für die alpine Gletscherentwicklung in der Nacheiszeit vor. Die aufschlussreichsten Ergebnisse für das späte Holozän wurden am Großen Aletschgletscher, Schweiz (z.B. Holzhauser et al., 2005), und am Gepatschferner, Österreich (Nicolussi & Patzelt, 2001), erarbeitet (*Abb. 1*). Basis diese Ergebnisse sind jeweils dendrochronologisch analysierte Hölzer, die an verschiedenen Punkten in den Vorfeldern der beiden Gletscher gefunden wurden. Diese Ergebnisse präzisieren deutlich das Bild über den Ablauf der Gletscherentwicklung in den vergangenen Jahrtausenden, das mit vergleichsweise unscharfen Radiokarbondaten arbeitende Studien an verschiedenen Schweizer Gletschern (Furrer et al., 1987, *Abb. 3*) erbrachte.

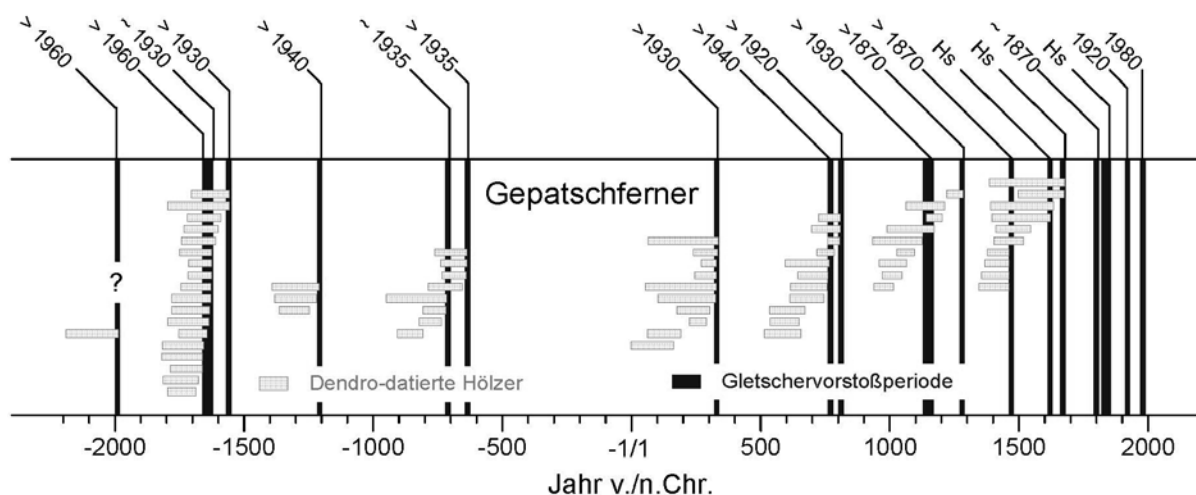


Abb. 1: Die zeitliche Verteilung dendrochronologisch datierter Hölzer aus dem Gletschervorfeld des Gepatschfernners und davon abgeleitete Vorstoßphasen für die letzten 4000 Jahre. Ergänzt sind diese dendro-basierten Daten durch historisch dokumentierte Vorstöße in der jüngsten Vergangenheit. Die Erstreckung der einzelnen Balken zeigt die zeitliche Abdeckung der Jahrringserien der einzelnen Hölzer.

proben an. Die jeweils erreichte (Mindest)Ausdehnung während der einzelnen Gletschervorstoßphasen ist in Relation zur dokumentierten Gletschergröße ab der Mitte des 19. Jh. angegeben: ~ : Gletschervorstoß bis zu der angegebenen vergleichbaren Ausdehnung; > : Vorstoß über die angegebene Vergleichsausdehnung hinaus; Hs: LIA-Gletscherhochstand (nach Nicolussi & Patzelt, 2001, ergänzt).

Waldgrenze

Die Höhenlage der alpinen Waldgrenze ist abhängig von den Temperaturverhältnissen bezogen auf die Vegetationsperiode (Körner, 2007). Veränderungen der Waldgrenzposition in den Alpen sind als Schwankungen der Länge der Vegetationsdauer beziehungsweise des Sommertemperaturmittels interpretierbar. Durch die Verwendung von sommerlichen Temperaturhöhengradienten wurden wiederholt Veränderungen der Sommertemperaturen abgeschätzt (z.B. Tinner & Ammann, 2001). Das methodische Spektrum zur Erfassung von Waldgrenzschwankungen ist durch die Pollenanalyse dominiert, erweitert wird dieses zunehmend durch die Auswertung von Makroresten wie Nadeln und Megafossilien wie dendrochronologisch verwertbaren Holz- bzw. Stammresten. Erstere beide Ansätze verwenden vornehmlich Radiokarbondaten als Datierungsbasis. Vor allem mit aufgefundenen Hölzern kann Baumwuchs an den Untersuchungsstellen direkt belegt und im Idealfall auch dendrochronologisch datiert werden.

Pollen- und Makrorestanalysen liegen für eine Reihe von Lokalitäten im Alpenraum vor. Analysen für das späte Holozän werden erschwert durch die anthropogene Beeinflussung des Gebirgsraumes, welche sowohl durch Brandrodungsdaten als auch durch pollenanalytische Nutzungsbelege dokumentierbar ist (z.B. Wick & Tinner, 1997; Patzelt, 1997; Bortenschlager, 2000). Die menschlichen Aktivitäten dürften bereits in der mittleren Bronzezeit intensiv gewesen sein und führten zu einer Störung der natürlichen Waldgesellschaften im Hochlagenbereich in verschiedenen Gebieten des Alpenraumes beziehungsweise zu einer Absenkung der Wald- und Baumgrenzen. Dadurch ist die Waldgrenze als Klimaarchiv für das späte Holozän nur eingeschränkt verwendbar (Wick & Tinner, 1997). Die bisher umfassendste Abschätzung der nacheiszeitlichen Waldgrenzentwicklung, die auf dendrochronologisch analysierten Megafossilien (subfossilen Hölzern) beruht, wurde für den Alpenraum im zentralalpiner Kaunertal, Österreich (*Abb. 2*), erarbeitet (Nicolussi et al., 2005). Der Datensatz der Jahrringserien, erstellt mit aus verschiedenen Höhen stammenden subfossilen Hölzern, deckt durchgehend den Zeitraum zwischen etwa 7000 v. Chr. und 1500 v. Chr. ab, im späteren Abschnitt gibt es Belegungslücken, die wahrscheinlich auch hier der frühen Hochlagenutzung zuzuschreiben sind.

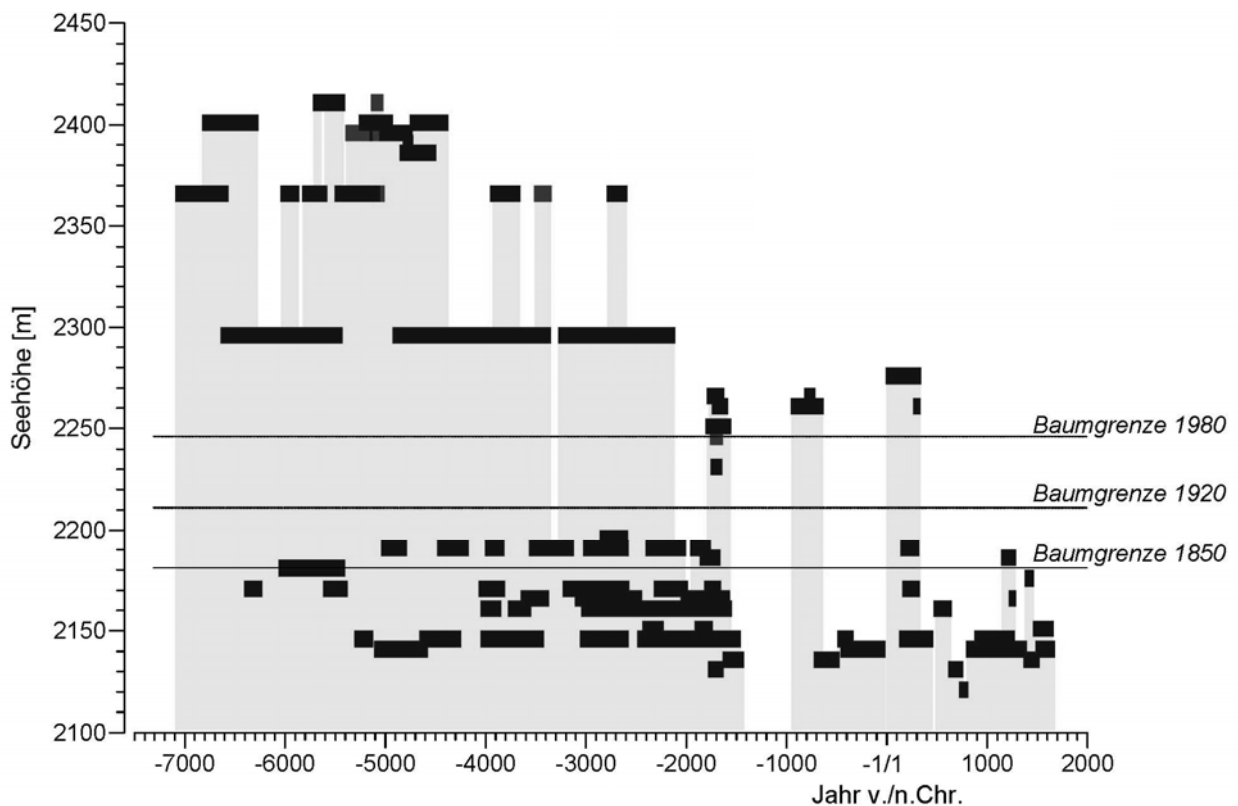


Abb. 2: Die zeitliche Verteilung von Jahrringserien aus den letzten 9000 Jahren, erarbeitet an dendrochronologisch bzw. radiokarbondatierten subfossilen Hölzern (Megafossilien) und aufgetragen nach den Fundorthöhen im inneren Kautertal, Österreich. Die Balken belegen jeweils die zeitliche Erstreckung der Jahrringserien einzelner Proben bzw. von Probengruppen mit gleicher Standorthöhe. Die Darstellung der jüngsten Vergangenheit beruht auf der dendrochronologischen Analyse von lebenden Bäumen (nach Nicolussi et al., 2005, ergänzt).

Speläotheme

Höhlensinter (Speläotheme, z.B. Stalagmiten) haben sich während der letzten Dekade zu einem der wichtigsten Archive für die Paläoklimaforschung entwickelt. Grund hierfür sind deutliche Fortschritte in der Analyse- und Datierungstechnik (Fleitmann & Spötl, 2008). Damit können nun Sinterbestandteile wie ^{18}O , aber auch Spurenelemente (z.B. Frisia et al., 2005) mit vertretbarem Aufwand analysiert und die gewonnenen Zeitreihen mit dekadischer bis sub-annueller Auflösung auch meist vergleichsweise präzise mittels Uran-Thorium-Bestimmungen datiert werden. Die gewonnenen Datensätze lassen Rückschlüsse u.a. auf die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung in der Vergangenheit zu.

Allerdings sind die Steuerungseinflüsse für die Höhlensinterbildung durchaus komplex. Mit wenigen Ausnahmen fehlen darüber hinaus Kalibrationen von Zeitreihen dieses Klimaarchivs (der meist-analyisierte Proxy sind Sauerstoffisotope) an instrumentellen Klimadaten. Zu den Ausnahmen zählt der COMNISPA-¹⁸O-Datensatz, der an Speläothemen der Spannagelhöhle, Zillertaler Alpen, erarbeitet wurde und die letzten rund 9000 Jahre abdeckt (Vollweiler et al., 2006). Die besten Korrelationen lieferte der rezente Abschnitt dieser Zeitreihe mit Temperaturwerten für den Winter (Mangini et al., 2005), womit der COMNISPA-Datensatz als Temperaturproxy verwendet werden kann.

Seen (Chironomiden)

Seen stellen Sedimentfallen dar, die anorganische und organische Stoffe speichern und damit zu einem Archiv für die Umweltentwicklung, einschließlich klimatischer Veränderungen, werden. Oftmals liegen weitgehend kontinuierliche Ablagerungen vor, die in der Regel über der ¹⁴C-gestützte Altersmodelle datiert werden. Überraschend wenige Arbeiten gibt es aus den Alpen, die sich auf laminierte Seesedimente stützen und so einerseits die Datierungspräzision als auch die zeitliche Analyseauflösung erhöhen (z.B. Blaas et al., 2007). An Seesedimentkernen können eine Vielzahl an Parametern, beispielsweise Pollen oder Kieselalgen (Diatomeen), analysiert und klimageschichtlich ausgewertet werden (z.B. Schmidt et al., 2004). Ein wesentlicher Proxy in Hinblick auf holozäne Temperaturrekonstruktionen stellen dabei Chironomiden (Zuckmücken) dar (Battarbee, 2000). Die Kopfkapseln der Larven dieser nicht-stechenden Mücken bleiben in den Sedimenten erhalten. Da die verschiedenen Gattungen anhand der Kapseln auch differenziert werden können, lässt sich die Entwicklung der Chironomiden-Populationen einzelner Seen rekonstruieren. Verschiedene Chironomiden-Arten haben unterschiedliche Klimaansprüche und die Artenverteilung in einem See ist stark von den sommerlichen Temperaturverhältnissen (Juli) abhängig. Entsprechend ist mit rezenten Chironomiden-Daten und Temperaturmesswerten die Erstellung von Transferfunktionen möglich (z.B. Lotter et al., 1997; Heiri et al., 2003). Eine Chironomiden-abgeleitete quantitative Rekonstruktion für die Entwicklung der Sommertemperatur im Holozän wurde von Heiri et al. (2003) mit Sedimentanalysen des Hinterburgsees im Berner Oberland erarbeitet.

Erschwert werden die auf Seesedimentanalysen basierenden Klimarekonstruktionen in den Alpen generell allerdings durch die massive Umweltbeeinflussung aufgrund menschlicher Aktivitäten. Dies schlägt sich nicht nur bei den biogenen Parametern, etwa den Pollenabfolgen, nieder, auch der Sedimenteintrag an sich kann verändert werden. Erschwert werden dadurch nicht zuletzt Kalibrationen der Proxy-Serien an aktuellen Klimareihen, da gerade der Zeitraum der letzten rund 200 Jahre den massivsten anthropogenen Einfluss aufweist.

Jahrringe

Jahrringserien besitzen ein hohes Potential bezüglich der Datierung von Hölzern aus verschiedenen Kontexten, aber auch die Jahrringdaten selbst sind ein eindeutiger Klimaproxy: die Möglichkeit, verschiedene Jahrringserien von unterschiedlichen, auch weit auseinander liegenden Standorten miteinander präzise zu synchronisieren, beruht nur auf der Steuerung der Zuwachsvariabilität durch die Klimaentwicklung. Eine Analyse der Jahrringvariabilität erlaubt in weiterer Folge die quantitative Identifikation der determinierenden Klimafaktoren sowie die Erstellung von Transferfunktionen. 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. Entsprechende Studien für den Zeitraum der letzten etwa 1000 Jahre liegen bereits vor (Büntgen et al., 2005; 2006).

Für Klimarekonstruktionen verwendbare Jahrringchronologien beruhen auf vielen verschiedenen Einzelerien, die neben exogenen Steuerungsfaktoren auch endogene Wachstumsbedingungen (Alterstrend) widerspiegeln. Letztere können mit verschiedenen Ansätzen (z.B. Alterstrendeliminierung mittels spline-Funktionen oder RCS, Briffa et al., 1996) eliminiert werden. Die jeweils resultierenden Jahrringchronologien geben unterschiedliche Frequenzen der Klimavariabilität wider, beispielsweise ist die Rekonstruktionsmöglichkeit der Temperaturentwicklung mit spline-standardisierten Jahrringdaten auf den dekadischen Bereich beschränkt.

Während für das vergangene Millennium vergleichsweise viele Jahrringserien existieren, konnte eine nahezu das gesamte Holozän abdeckende alpine Jahrringchronologie erst kürzlich erstellt werden. Die Ostalpine Nadelholz Chronologie (Eastern Alpine Conifer Chronology, EACC) basiert auf subfossilen und subrezentem Hölzern aus dem Hochlagenbereich (ca. 2000 bis 2400 m Seehöhe) vor allem des mittleren Ostalpenraums (Nicolussi et al., 2004; 2009). Die zeitliche Verteilung der 1432 subfossilen Jahrringserien, die den vorzenten Abschnitt der Chronologie aufbauen, wird auch beeinflusst durch die Klimaentwicklung im Hochlagenbereich und stellt somit einen zusätzlichen Proxy dar (Nicolussi et al., 2009). Der jüngste Abschnitt der EACC (*Abb. 3*) wird durch rund 300 Jahrringserien von lebenden Bäumen des zentralalpiner Hochlagenbereiches abgedeckt.

Zeitliche Entwicklung

Die folgende Übersicht zum Klimageschehen im Alpenraum während der letzten 7000 Jahre, beruhend auf den Daten verschiedener Klimaarchive, zielt auf die Darstellung des mittel- bis langfristiger Entwicklung ab. Darin spiegelt sich die zeitliche Auflösung der derzeit verfügbaren Klimaproxies wider (*Abb. 3*).

Der Zeitraum um 7000 Jahre BP ist gekennzeichnet durch eine hohe Lage der alpinen Waldgrenze (*Abb. 2 und 3*) und eine langandauernde Gletscherrückzugsphase mit Ausdehnungen alpiner Gletscher kleiner als gegenwärtig (Tinner & Theurillat, 2003; Nicolussi et al., 2005; Jörin et al., 2008). Der COMNISPA-Datensatz aus der Spannagel-Höhle dokumentiert vergleichsweise hohe ^{18}O -Werte (Vollweiler et al., 2006). Diese Periode gehört zum holozänen Klimaoptimum, dessen langfristiges sommerliches Temperaturniveau über jenem des ausgehenden 20. Jh./frühen 21. Jh. AD lag. Um 4700 v. Chr. ändert sich die Situation: der Tschierva Gletscher, Bernina Gruppe, erreichte bei einem Vorstoß zumindest eine Ausdehnung wie gegenwärtig und beendete damit eine über 800 Jahre andauernde Rückzugsphase (Jörin et al., 2008). Auch der COMNISPA-Datensatz zeigt synchron einen markanten Rückgang an (*Abb. 3*). Die dekadische Variabilität der EACC steigt um 4700 v. Chr. deutlich an und belegt instabile Klimaverhältnisse. Die Waldgrenze im Kaunertal verblieb demgegenüber bis rund 4400 v. Chr. auf ihrem hohen Niveau. Dies legt nahe, dass der Gletschervorstoß um 4700 wohl vor allem auf einem Anstieg des (Winter)Niederschlags beruhte.

Die Phase der Klimaverschlechterung dauerte bis in die zweite Hälfte des 7. Jt. BP an. In der Mitte des Jahrtausends setzen die Belege an Schweizer Gletschern für Gletscher-Minima für mehrere Jahrhunderte aus. Gleichzeitig ist für den Gepatschferner, Ötztaler Alpen, um 4300 v. Chr. ein Vorstoß nachweisbar, der zumindest eine Ausdehnung entsprechend jener von 1940 AD erreichte, diese aber wohl kaum wesentlich übertraf. Furrer et al. (1987) vermerken sogar einen Gletscherhochstand für diesen Zeitraum. Allerdings kann bezweifelt werden, ob Länge und Intensität der Klimastörung in der Mitte des 7. Jt. BP ausreichten, damit die großen Alpengletscher ebenfalls nahe an ihre Little Ice Age Grenzen kamen. Die Baumgrenze im Kaunertal fiel um 4400 v. Chr. auf eine Höhenlage analog dem Niveau zur Mitte des 20. Jh. Synchron gingen auch, abgeleitet aus der Belegsdichte der EACC (*Abb. 3*), die Bestände der Hochlagenwälder in den zentralen Ostalpen zurück. Die geglättete Chironomiden-basierte Rekonstruktion der Juli-Temperaturen markiert eine Temperaturabnahme in der zweiten Hälfte des 7. Jt. BP. Die Kulmination der Klimaverschlechterung ist um 4400/4300 v. Chr. zu datieren. Parallel zum Rückgang der Sommertemperaturen stieg auch die Niederschlagstätigkeit an, was sich in Seespiegelhochständen nördlich der Alpen (Magny et al., 2006) niederschlug.

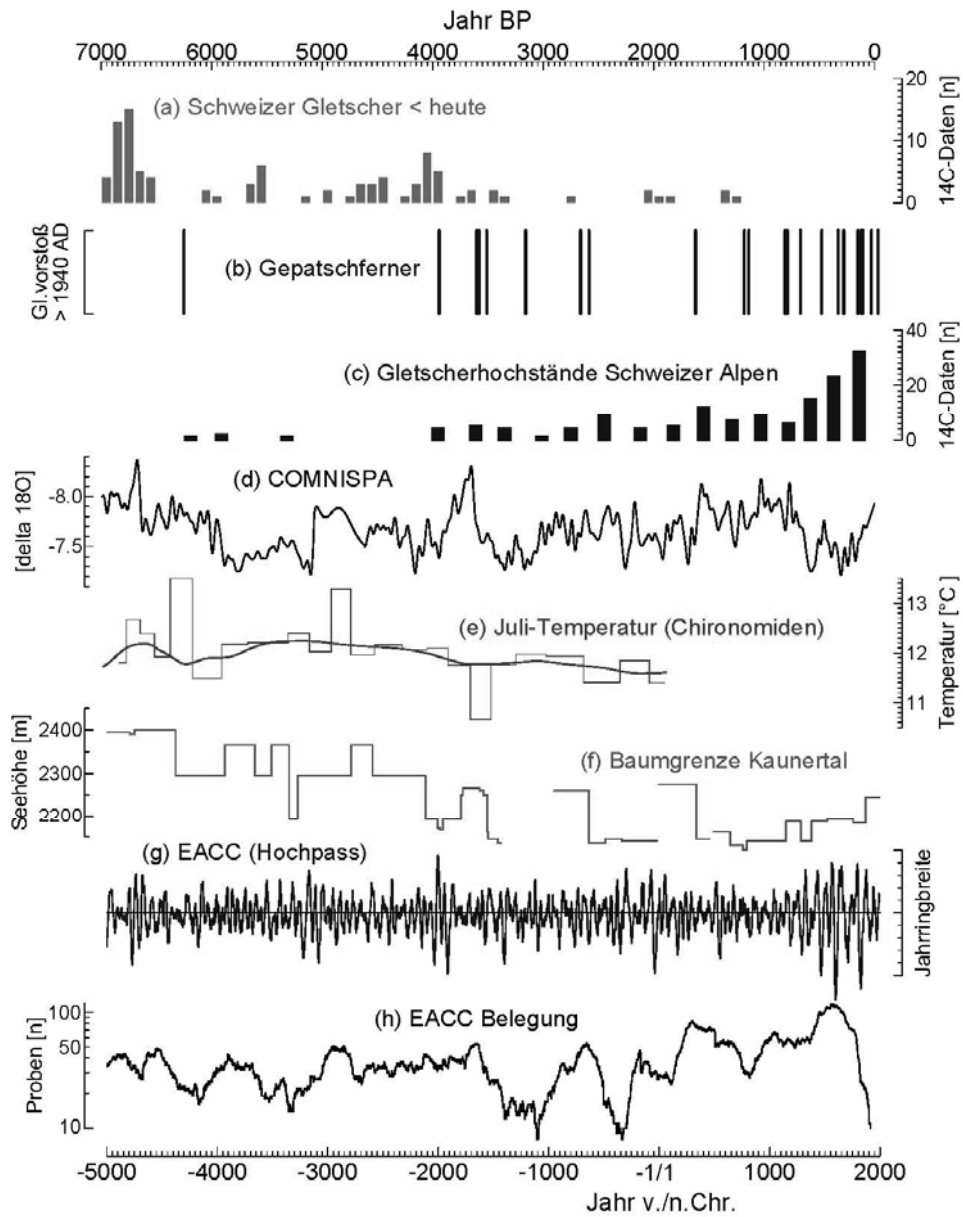


Abb. 3: Die Entwicklung von Klimaproxies und abgeleiteten Klimawerten im Alpenraum über die letzten 7000 Jahre: a) Belege für geringere Ausdehnungen als gegenwärtig für Schweizer Gletscher nach ^{14}C -Datierungen von organischen Resten, Jörin et al., 2006; b) Vorstoßphasen des Gepatschferners mit einer Mindestausdehnung vergleichbar jener um 1940 AD, Nicolussi & Patzelt, 2001, ergänzt; c) ^{14}C -datierte Hochstände von Schweizer Gletschern, Furrer et al., 1987; d) COMNISPA ^{18}O -Datensatz aus der Spannagelhöhle, Vollweiler et al., 2006; e) Chironomiden-basierte Rekonstruktion der Sommer(Juli)temperatur im Holozän, Heiri et al., 2003; f) (Mindest)Höhenlage der Baumgrenze im inneren Kautal nach dendrochronologisch analysierten und datierten Megafossilien, Nicolussi et al., 2005; g) Hochpassgefilterte (30jährige spline-Funktion) Jahrringbreitenkurve der Ostalpinen Nadelholz Chronologie (EACC), Nicolussi et al., 2009; h) Anzahl der Proben je Jahr (Belegung) der EACC, Nicolussi et al., 2009.

Nach 4300 v. Chr. klang diese Klimastörung aus. Um 4200 v. Chr. war der Tschierva Gletscher wiederum geringer ausgedehnt als gegenwärtig (Jörin et al., 2008). Die EACC-Belegungskurve lässt ebenfalls günstige (Klima)Verhältnisse für die Waldentwicklung im Zeitraum zwischen 4200 und 3900 v. Chr. annehmen. Hierfür fehlen im Kaunertal noch die Waldgrenz-Belege, für andere ostalpine Täler ist ein entsprechender Anstieg der Baumgrenze jedoch nachweisbar (Nicolussi, unpubl.). Die rekonstruierten Juli-Temperaturen zeigen um 4000 v. Chr. einen langfristigen Anstieg (Heiri et al., 2003). Für die mitteleuropäischen Seen lassen sich zeitgleich nur niedrigere Seespiegelstände nachweisen (Mangy et al., 2004).

Das 6. Jt. BP ist durch ausgeprägte Wechsel der Klimabedingungen geprägt. Das mittlere Niveau entsprach dabei in etwa den Verhältnissen Mitte/Ende 20. Jh. AD. Eine erste Klimastörung ist um 3900 v. Chr. zu datieren, was sich in einem Rückgang der Belege für Gletscherminima und einem Abfall der EACC-Belegungskurve, als Indikator für die Bestandesdichte der Hochlagenwälder, niederschlägt. Am markantesten ist jedoch der Rückgang der COMNISPA-Werte ab 3900 v. Chr. auf ein Niveau entsprechend dem des LIA. Synchron dazu ist ein kurzfristiger Seespiegelanstieg (Mangy, 2004; Magny et al., 2006) dokumentiert. Nach einer Phase der Klimaerholung um 3800 v. Chr. verschlechterten sich die klimatischen Bedingungen ab 3700 v. Chr. wiederum. Erkennbar ist dies am Absinken der Baumgrenze sowie dem Rückgang der EACC-Belegungskurve. Auch der vergleichsweise sensitive Tschierva Gletscher rückte um 3700 v. Chr. über einen den heutigen Eisgrenzen analogen Stand vor (Jörin et al., 2008). Für andere Alpengletscher sind jedoch noch Gletscherminima-Daten verfügbar, was auf ein niedriges Ausgangsniveau, d.h. weit zurück geschmolzene Gletscherzungen am Anfang dieser Vorstoßphase schließen lässt. Hochstände mitteleuropäischer Seen, nachweisbar von 3700 bis 3200 v. Chr. und nur um 3600 und – deutlicher – 3400 v. Chr. unterbrochen (Magny, 2004; Magny et al., 2006), lassen auf einen Anstieg der Niederschlagstätigkeit schließen. Um 3500/3400 v. Chr. dokumentieren die Baumgrenz- und EACC-Belegungsdaten einen Anstieg der Sommertemperaturen. Nicht erkennbar ist diese Klimaerholung in den rekonstruierten Juli-Temperaturen (Heiri et al., 2003). Umso markanter fällt die Abkühlung um 3300 v. Chr. aus, die zu einem Rückgang der zentralalpiner Baumgrenze führte. Für diesen Zeitraum fehlen auch Nachweise für Gletscherstände kleiner als heute. Der Gepatschferner übertraf allerdings im gesamten 6. Jt. BP eine Ausdehnung wie um 1940 AD nicht (Nicolussi & Patzelt, 2001).

Diese Abkühlungsphase um 3300 v. Chr. währte allerdings nur vergleichsweise kurz. Bereits um 3200 v. Chr. kam Jungwuchs in größeren Höhen wieder auf (Nicolussi et al., 2005), auch die Spiegel mitteleuropäischer Seen sanken ab (Magny et al., 2006). Ab 3150 v. Chr. zeigt auch die COMNISPA-Kurve wieder markant höhere ^{18}O -Werte. Diese klimatische Umstellungsphase schlug sich auch in einer erhöhten dekadischen Variabilität des Jahrringzuwachses nieder (Abb. 3).

Die Phase der Klimaerholung dauerte weit ins 5. Jt. BP an. Erkennbar ist dies an den Belegen für Gletscherminima, die wiederum ansteigen, wenn auch die Nachweiszahlen des holozänen Thermalen Maximums um 5000 v. Chr. nicht erreicht werden. Der Gepatschferner übertraf im 5. Jt. BP wiederum eine Ausdehnung vergleichbar 1940 AD nicht. Die Baumgrenzentwicklung

im Kaunertal belegt ein überwiegend günstiges Sommerklima. Eine Kulmination wurde zwischen 2800 und 2600 v. Chr. erreicht. Die EACC-Belegungskurve zeigt ebenso wie die Jahrringbreitenserie keine wesentlichen Störungen an. Niedrige Seespiegelstände sind für nahezu das gesamte 5. Jt. BP dokumentiert, im Wesentlichen nur unterbrochen während einer kurzen Episode um 2850 v. Chr.

Das 5. Jt. BP muss allerdings als Übergangszeitraum betrachtet werden, da einerseits die Verhältnisse des holozänen Thermalen Maximums nicht mehr erreicht werden, andererseits sich ab dem 4. Jt. BP ein neues, niedrigeres Schwankungsniveau der klimatischen Verhältnisse einstellt. Bereits nach 2600 v. Chr. sinkt die Baumgrenze im Kaunertal etwas ab und um 2500 v. Chr. datiert ein Vorstoß des Gepatschferners, Öztaler Alpen, der allerdings eine Ausdehnung wie um 1940 AD nicht erreicht. Die Daten für Gletscherminima (Jörin et al., 2006), die im 5. Jt. BP von vergleichsweise wenig sensitiven Gletschern stammen, weisen um 2400 v. Chr. eine Lücke auf.

Um 2000 v. Chr. steigt die dekadische Variabilität der Jahrringdaten stark an, gleichzeitig fehlen von nun an bis in die Gegenwart Belege für eine hochliegende Baumgrenze im Kaunertal. Im beginnenden 4. Jt. BP erhöhen sich die ^{18}O -Werte des COMNISPA-Datensatzes deutlich, was möglicherweise weniger auf höhere Temperaturen – sowohl die Baumgrenzdaten als auch die Chironomiden-basierte Juli-Temperaturen dokumentieren eine Abkühlung – als auf eine geänderte Niederschlagssaisonalität (mehr Niederschlag im Sommer) und/oder Herkunft des Niederschlages zurückzuführen ist. Die Wasserniveaus der mitteleuropäischen Seen liegen, abgesehen von einer schwach ausgeprägten Episode um 2100 v. Chr. bis um 1500 v. Chr. durchwegs niedrig (Magny, 2004; Holzhauser et al., 2005). Die Megafossilien-basierte Baumgrenzkurve aus dem Kaunertal ist ab dem 2. Jt. v. Chr. lückenhaft, was wohl auch klimatische Gründe hat, vor allem aber auf die Tätigkeit des Menschen im zentralalpinen Hochlagenbereich zurückzuführen sein dürfte. Diese Tätigkeit ist für eine Reihe von Lokalitäten der zentralen Ostalpen belegt (Patzelt, 1997; Bortenschlager, 2000).

Die Qualität der Indikatoren für die Gletscheraktivität in den Alpen ändert sich ebenfalls um 2000 v. Chr.: waren im mittleren Holozän Nachweise für Gletscherstände kleiner als gegenwärtig dominant und Hinweise auf weitreichende, wenn auch einzelne Vorstöße rar, so herrscht nun das gegenteilige Bild vor. Nach aus heutiger Sicht vergleichsweise groben, d.h. durch weite Kalibrationsbereiche gekennzeichnete ^{14}C -Daten (Furrer et al., 1987) lassen sich für die vergangenen vier Jahrtausende nahezu durchgehend Gletscherhochstände dokumentieren. Die neueren, nun dendro-datierten Ergebnisse von Gepatschferner (Nicolussi & Patzelt, 2001), Großem Aletsch- sowie Gornergletscher (Holzhauser et al., 2005) korrigieren dieses grobe Bild einerseits, andererseits bestätigen sie das ab der frühen Bronzezeit erreichte niedrigere Klimaschwankungsniveau.

Im 4. Jt. BP ist eine markante, zwei geteilte Vorstoßphase für das 17./16. Jh. v. Chr. am Gepatschferner dokumentiert. Diese Gletscher übertrafen dabei eine Ausdehnung wie um 1940 AD klar. Dieser Vorstoß entspricht der Löbbenschwankung (Patzelt & Bortenschlager, 1973)

und neuere ^{14}C -Daten von der Typlokalität für diese bronzezeitliche Vorstoßperiode der Alpengletscher belegen auch dort eine Zweiphasigkeit des Vorrückens des Frosnitz Keeses (pers. Mitt. G. Patzelt). Eine weitere gletscherfreundliche Klimaphase, die allerdings weniger eindeutig als die Löbbenschwankung belegbar ist, zeichnet sich gegen das Ende des 4. Jt. BP ab (Nicolussi & Patzelt, 2001).

Für den Beginn des 3. Jt. BP sind überwiegend günstige Klimabedingungen belegbar. Sowohl die ^{18}O -Kurve aus der Spannagelhöhle als auch die Probenzahl der EACC steigen klar an. Dieser Phase folgt nach den Gletscherbefunden im 8./7. Jh. v. Chr. eine klare Abkühlung. Ein Vorstoß gegen Ende des 8. Jh. ist für den Gepatschferner belegbar, ein weiterer um 640/600 v. Chr. zeitlich synchron an Gepatschferner und Großem Aletschgletscher (Nicolussi & Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005; Nicolussi et al., 2006). Auch die Chironomiden-basierte Temperaturkurve dokumentiert für die Mitte des 3. Jt. BP vergleichsweise kühle Sommerverhältnisse. Für die zweite Hälfte dieses Jahrtausends gehen Holzhauser et al. (2005) von einem anhaltenden Gletscherrückgang mit einem Minimum um die Zeitenwende aus. Die Belegungskurve der EACC zeigt jedoch erst ab etwa dem 3. Jh. v. Chr. einen Anstieg, was als Hinweis auf ein Anhalten eher ungünstiger Klimabedingungen bis in den zweiten Abschnitt der Eisenzeit spricht. Jörin et al. (2006) können auch erst für die Jahrhunderte um die Zeitenwende Alpengletscher mit geringerer Ausdehnung als heute belegen. Insgesamt waren die letzten zwei Jahrhunderte vor der Zeitenwende im Kontext des späten Holozäns von günstigen Klimabedingungen geprägt.

Diese Verhältnisse setzen sich lange in das 1. Jt. AD hinein fort. Dokumentiert wird dies übereinstimmend durch die Klimaproxies Gletscher, Baumgrenzhöhe und Belegung der Jahrringchronologie (*Abb. 3*). Ab der Mitte des 3. Jh. ist jedoch ein Rückgang der Sommertemperaturen (Nicolussi & Schießling, 2001) belegbar, was auch ein Anwachsen der Alpengletscher – belegt am Gepatschferner (Nicolussi & Patzelt, 2001) – führt. Nach einer Klimaerholung im 5. Jh. führt eine massive Abkühlungsphase im Gefolge einer klimawirksamen Vulkaneruption (Larsen et al., 2008) zu einer weiteren Gletschervorstoßphase in der zweiten Hälfte des 6. und im frühen 7. Jh. (Holzhauser, 1997; Nicolussi & Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005). Diese Klimastörung dokumentiert die Hochpass gefilterte EACC als deutliche Zunahme der Jahrringbreitenvariabilität. Am Suldenferner ist belegbar, dass die Alpengletscher während dieser Vorstoßphase im Allgemeinen jedoch kaum eine Ausdehnung vergleichbar jener um 1920 AD erreichten (Nicolussi et al., 2006). Der nachfolgende Eisrückgang als Konsequenz von steigenden Sommertemperaturen war markant: um 700 AD liegen letztmals Belege für geringere Gletscherausdehnungen als gegenwärtig für einzelne Alpengletscher vor (Jörin et al., 2006). Die folgende Abkühlungsphase beginnt bereits kurz nach 700 AD und kulminiert um 830/40 AD (Nicolussi & Schießling, 2001). Synchron erreichen die Alpengletscher Eisausdehnungen, die etwa jenen im ausgehenden 19. Jahrhundert entsprechen. Auch die Belegungskurve der EACC weist um 800 AD einen deutlichen Rückgang auf. In dieser Phase ist von einem Anstieg der Niederschlagstätigkeit, belegbar durch hohe Seespiegel, auszugehen (Holzhauser et al., 2005).

Für das ausgehende Frühmittelalter ist wiederum ein Temperaturenanstieg (Nicolussi & Schießling, 2001), belegt auch durch den Gletscherrückgang und die ^{18}O -Werte des COMNISPA-Datensatzes, dokumentierbar. Generell halten vergleichsweise günstige Klimabedingungen bis ins 13. Jh. an, sieht man von einer eher kurzen Abkühlungsphase um 1100 AD ab. Ab der Mitte des 13. Jh. setzen überwiegend kühle, d.h. auch gletscherfreundliche Verhältnisse ein. Dies verursachte einen Gletscherhochstand – vergleichbar jenen der Neuzeit – in der Mitte beziehungsweise gegen Ende des 14. Jh. (Nicolussi & Patzelt, 2001; Holzhauser et al., 2005; Büntgen et al., 2005; 2006; Zanesco et al., 2008). Die vergleichsweise ungünstigen Klimabedingungen herrschten bis zum Ende des 19. Jh. vor, längerfristig unterbrochen nur um 1400 AD. Oftmals wird diese Periode der Umwelt- und Klimaentwicklung auch als „Little Ice Age“ bezeichnet. Der COMNISAP ^{18}O -Datensatz dokumentiert diese Periode ab dem 13. Jh. ebenfalls als lang andauernd kühl (Mangini et al., 2005). Die Hochpass gefilterte EACC zeigt in diesem Zeitraum eine auffallend hohe Variabilität und belegt damit instabile Klimabedingungen im Alpenraum. Bereits im 19. Jh. setzt der bis heute ungebrochene Trend zu höheren Temperaturen ein, der den bekannten markanten Gletscherrückgang aber auch einen Anstieg der Baumgrenze, der ^{18}O -Werte und auch der Jahrringwerte verursacht (Patzelt & Aellen, 1990; Nicolussi et al., 2005; Mangini et al., 2005; Büntgen et al., 2005; 2006).

Zusammenfassung und Ausblick

Der Kenntnisstand zur Umwelt- und Klimaentwicklung im Alpenraum hat sich in der vergangenen Dekade deutlich verbessert und hat zu einer Neubewertung der langfristigen Entwicklung geführt. Belegbar sind nun Klimaoptima im mittleren Holozän, die nur vergleichsweise kurzandauernd von relativ kühlen Perioden unterbrochen wurden. Nach einer Übergangsphase, die bereits im 4. Jt. v. Chr. einsetzt, dominieren im späten Holozän, ab etwa 2000 v. Chr., Klimabedingungen, die jenen zwischen Mitte 19. bis Mitte 20. Jh. vergleichbar sind. Die Temperaturverhältnisse der Klimaoptima werden in diesem Zeitraum langfristig nicht mehr erreicht. Insgesamt dürfte auch die Klimavariabilität in den kühleren Abschnitten des späten Holozäns höher gelegen sein. Die weitere Auswertung neuer, teilweise bereits vorliegender Klimaproxy-Datensätzen, wie Jahrringchronologien, wird hier zu einer Verbesserung des Kenntnisstandes beitragen.

Dank

Für die Überlassung von Datensätzen danke ich C. Spötl und O. Heiri. Die Erarbeitung dieser Studie wurde vom österreichischen Wissenschaftsfonds FWF (Projekte *ExpICE* P15828-N06, SFB HiMAT - Dendrochronology F3113-G02) unterstützt.

Literatur

- Battarbee, R.W. (2000): Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to the biological record. *Quaternary Science Reviews* 19, 107-124.
- Blass, A.; Bigler, C.; Grosjean, M.; Sturm, M. (2007): Decadal-scale autumn temperature reconstruction back to A.D. 1580 inferred from varved sediments of Lake Silvaplana (south-eastern Swiss Alps). *Quaternary Research* 68, 184-195
- Böhm, R. (2004): Systematische Rekonstruktion von zweieinhalb Jahrhunderten instrumentellem Klima in der größeren Alpenregion – ein Statusbericht. In: Gamerith, W.; Messerli, P.; Meusburger, P.; Wanner, H. (Hrsg.): *Alpenwelt – Gebirgswelten. Inseln, Brücken, Grenzen. Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen zum 54. Deutschen Geographentag, Bern, 28.9. - 4.10.2003*. Heidelberg, 121-131.
- Bortenschlager, S. (2000): The Iceman's environment. In: Bortenschlager, S.; Oeggl, K. (Hrsg.): *The iceman and his natural environment: Palaeobotanical results. The man in the ice, Volume 4*, Wien, Springer, 11-24.
- Briffa, K. R.; Jones, P. D.; Schweingruber, F. H.; Karlen, W.; Shiyatov, S. G. (1996): Tree-ring variables as proxy-climate indicators: problems with low-frequency signals. In: Jones, P.D., Bradley, S., Jouzel, J. (Hrsg.): *Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. NATO ASI Series, Springer, 141, 9-41.
- Büntgen, U.; Esper, J.; Frank, D. C.; Nicolussi, K.; Schmidhalter, M. (2005): A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics* 25, 141-153.
- 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.
- Fleitmann, D.; Spöt, C. (2008): Editorial: Advances in Speleothem Research. *PAGES News* 16/3, 2.
- Frisia, S.; Borsato, A.; Fairchild, I. J.; Susini, J. (2005): Variations in atmospheric sulphate recorded in stalagmites by synchrotron micro-XRF and XANES analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 729-740.
- Furrer, G.; Burga, C.; Gamper, M.; Holzhauser, H.; Maisch M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. *Geographica Helvetica* 42/2, 61-91.
- Heiri, O.; Lotter, A. F.; Hausmann, S.; Kienast, F. (2003): A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. *The Holocene* 13/4, 477-484.
- Hoinkes, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953 - 1968. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 6, 37 - 90.
- Holzhauser, H. (1997): Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years, new results. In: Frenzel, B. (Hrsg.): *Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung / Palaeoclimate Research* 24, 35-58.
- Holzhauser, H.; Magny, M.; Zumbühl, H. J. (2005): Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.
- 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.
- 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. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M.; Miller, H. L. (Hrsg.): *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, New York: Cambridge University Press, 433-497.

- Jörin, U. E.; Stocker, T. F.; Schlüchter, C. (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16, 697–704.
- Jörin, 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* 27/3-4, 337-350.
- Körner, C. (2007): Climatic treelines: conventions, global patterns, causes. *Erdkunde* 61, 316-324.
- 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 A.D. 536 Dust-veil. *Geophysical Research Letters* 35, L04708, doi:10.1029/2007GL032450.
- 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.
- Magny, M. (2004): Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-79.
- Magny, M.; Leuzinger, U.; Bortenschlager, S.; Haas, J. N. (2006): Tripartite climate reversal in Central Europe 5600 - 5300 years ago. *Quaternary Research* 65, 3 - 19.
- 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.
- Nicolussi, K.; Patzelt, G. (2000): Discovery of Early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene* 10/2, 191-199.
- Nicolussi, K.; Patzelt, G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 36(2000), 1-87.
- Nicolussi, K.; Schießling, P. (2001): Establishing a multi-millennial *Pinus cembra* chronology for the central Eastern Alps. In: Kaennel Dobbertin, M.; Bräker, O. U. (Hrsg.): *Tree Rings and People. Proceedings of the International Conference on the future of Dendrochronology*, September 22-26, 2001, Davos, Switzerland. Birmensdorf, Swiss Federal Research Institute WSL, 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 (Hrsg.): *Innsbrucker Jahresbericht 2001/2002*, 16, 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.
- 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. (Hrsg.): *Global Chance in Mountain Regions*. Duncow, Sapiens, 59-60.
- 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.
- Patzelt, G. (1997): Arbeiten aus dem Forschungsinstitut für Hochgebirgsforschung. Die Ötztalstudie - Entwicklung der Landnutzung. In: Oegg, K., Patzelt, G., Schäfer, D. (Hrsg.); *Begleitheft zur Ausstellung "Alpine Vorzeit in Tirol"*. Universität Innsbruck, 45-62.
- Patzelt, G. (1999): Werden und Vergehen der Gletscher und die nacheiszeitliche Klimaentwicklung in den Alpen. In: Köhler, W. (Hrsg.): *Altern und Lebenszeit*. Nova Acta Leopoldina 81/314, 231-246.
- Patzelt, G.; Bortenschlager, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd. 16*, 25–72.

- Patzelt, G.; Aellen, M. (1990): Gletscher. In: Vischer D. (Hrsg.): Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre. ETH-Zürich - VAW-Mitteilungen 108, 49-69.
- Schmidt, R.; Kamenik, C.; Kaiblinger, C.; Hetzel, M. (2004): Tracking Holocene environmental changes in an alpine lake sediment core: application of regional diatom calibration, geochemistry, and pollen. *Journal of Paleolimnology* 32, 177-196.
- Spötl, C.; Burns, S. J.; Frank, N.; Mangini, A.; Pavuza, N. (2004): Speleothems from the high-alpine Spannagel Cave, Zillertal Alps (Austria). In: Sasowsky, I. D., Mylroie, J. (Hrsg.): *Studies of Cave Sediments, Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. Dordrecht, Kluwer, 243-256.
- Steiner, D.; Pauling, A.; Nussbaumer S. U.; Nesje, A.; Luterbacher, J.; Wanner, H.; Zumbühl, H. J. (2008): Sensitivity of European glaciers to precipitation and temperature – two case studies. *Climate Change* 90, 413-441.
- Tinner, W.; Ammann, B. (2001): Timberline paleoecology in the Alps. *PAGES News* 9/3: 9-11.
- Tinner, W.; Theurillat, J.-P. (2003): Uppermost limit, extent, and fluctuations of the timberline and treeline ecocline in the Swiss Central Alps during the past 11,500 years. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 35, 158-169.
- 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.
- Wick, L.; Tinner, W. (1997): Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations. *Arctic and Alpine Research* 29, 445–458.
- ZanESCO, A.; Nicolussi, K.; Patzelt, G. (2008): Die Überschwemmung der Unterstadt von Hall im Jahr 1275. In: ZanESCO, A., Schmitz-Esser, R. (Hrsg.): *Neues zur Geschichte der Stadt*. Forum Hall in Tirol 2, 40-53.
- Zemp, M. (2006): *Glaciers and climate change: spatio-temporal analysis of glacier fluctuations in the European Alps after 1850*. Diss. Geograph. Inst. Univ. Zürich.
- Zoller, H. (1968): Postglaziale Klimaschwankungen und ihr Einfluss auf die Waldentwicklung Mitteleuropas einschließlich der Alpen. *Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft* 80(1967)/10, 690-696.