

Temperaturvariationen und Jahrringe

JAN ESPER, KERSTIN TREYDTE, DAVID C. FRANK, HOLGER GÄRTNER und ULF BÜNTGEN

Keywords: Tree rings; dendroclimatology; climate change; review. FDK 111.83 : 561.24 : UDK 551.583

Einführung

In der aktuellen Global-Climate-Change-Debatte spielen Proxidaten eine wichtige Rolle (IPCC 2001). Proxidaten sind z.B. Zeitreihen der Mächtigkeit und Breite von Warven (jährliche Ablagerungen) in Seesedimenten, Eislagen in Gletschern, Wachstumsschichten in Korallen oder auch Jahrringen in Bäumen (Übersicht in BRADLEY & JONES 1992; JONES *et al.* 1996). Diese Zeitreihen können kontinuierlich und diskontinuierlich sein und erlauben indirekte Aussagen über das Klima und seine Variabilität. Dazu werden sie in der Regel mit gemessenen meteorologischen Daten korreliert, um den (Klima-) Informationsgehalt dieser natürlichen Archive zu quantifizieren. Anschließend können die Proxidaten verwendet werden, um Klimavariationen aus der Zeit vor den ersten instrumentellen Messungen zu dokumentieren.

Die verschiedenen Proxidaten haben Stärken und Schwächen. So sind beispielsweise Eisbohrkerndaten sehr aufwendig zu erheben, und ihre Verfügbarkeit ist auf einige wenige Hochgebirge und die Polarregionen beschränkt (WATANABE *et al.* 2003). Jahrringdaten hingegen können mehr oder weniger flächendeckend in allen ekotropischen Waldökosystemen erhoben werden (SCHWEINGRUBER 1996). Auch aus den eher tageszeitlich geprägten Klimaten der niederen Breiten, wo Bäume keine deutlichen Jahrringe, sondern schwerer identi-

zierbare Zuwachszonen bilden, sind verschiedene Arbeiten bekannt (STAHL 1999; WORBE 1999). Gegenüber den Eisbohrkernen wiederum ist die Anzahl an quantifizierbaren Parametern, wie beispielsweise CO₂-Konzentrationen in von Eis eingeschlossener Luft, reduziert (SMITH *et al.* 1997).

Weitere Unterscheidungsmerkmale sind die absolute Länge und zeitliche Auflösung der verschiedenen Archive. So sind Jahrringzeitreihen durchgehend jahrgenau aufgelöst. Die zeitliche Präzision von Eisbohrkernzeitreihen hingegen verschlechtert sich mit der Tiefe des Bohrkerns. Dafür können diese Reihen mehrere hunderttausend Jahre in die Vergangenheit zurück reichen (PETIT *et al.* 1999), während durchgehende Jahrringzeitreihen in Bereichen bis zu zehntausend Jahre und leicht darüber agieren (BRIFFA & MATTHEWS 2002; GRUDD *et al.* 2002; SCHAUB *et al.* 2003).

Somit kommt jedem Proxidatenarchiv eine eigenständige Bedeutung zu. In Zukunft wird die Paläoklimaforschung zunehmend versuchen, die individuellen Schwächen zu kompensieren, indem die verschiedenen Disziplinen gemeinsam an Klimafragestellungen arbeiten («Multi-proxy Approach» MANN 2002; LUTERBACHER *et al.* 2004). Im vorliegenden Beitrag werden einige wesentliche Charakteristika von Jahrringzeitreihen im Rahmen der Klimaforschung vorgestellt und methodisch-konzeptionelle Überlegungen im Zusammenhang mit aktuellen Resultaten der Dendroklimatologie diskutiert.

Abschliessend geben wir einen kurzen Überblick über einige drängende Herausforderungen der Dendroklimatologie. Im Zentrum der Betrachtungen stehen Rekonstruktionen der Temperatur.

Natürliche Klimavariationen

Aus einer Fülle potenzieller Fragestellungen, an denen sich die Dendroklimatologie beteiligt, ragt die Dokumentation natürlicher Klimavariationen heraus (WATANABE *et al.* 2001). Als «natürliche» Klimavariationen werden gemeinhin die Variationen ohne deutliche menschliche Beeinflussung verstanden. Ein wesentlicher Bestandteil dieser Beeinflussung ist die Emission von Treibhausgasen wie CO₂ in die Atmosphäre seit Beginn der Industrialisierung Mitte des 19. Jahrhunderts (KEELING *et al.* 1996; ROBERTSON *et al.* 2001). So stieg der Anteil an CO₂ von einem vorindustriellen Niveau von etwa 280 Anteilen pro einer Million Anteile Luft auf heute rund 370 (Abbildung 1). Mit diesem Anstieg und der Zunahme weiterer Treibhausgase ist die Befürchtung verbunden, dass die Temperaturen (HANSEN *et al.* 1999) und extremen Wetterereignisse (KLAUS 1993; SCHMUTZ & WANNER 1998) in Zukunft weiter zunehmen. Derartige Veränderungen stellen bedeutende Risiken für die Ökosys-

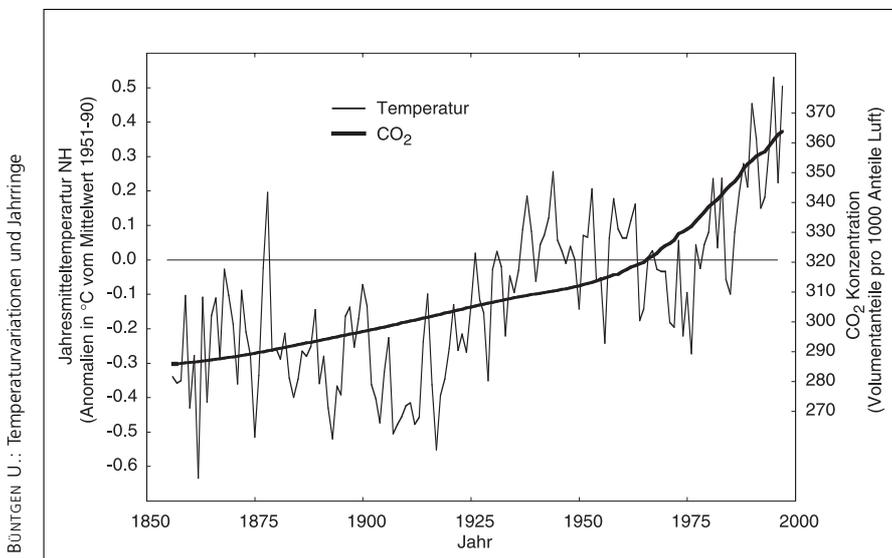


Abbildung 1: Jahresmitteltemperaturen (JONES *et al.* 1999) und CO₂-Gehalt in der Luft (ROBERTSON *et al.* 2001) seit 1856.

Die Temperaturzeitreihe ist eine Mittelkurve nordhemisphärischer Klimastationen und zeigt einen Anstieg von etwa 0,6 °C in den letzten 140 Jahren. Es ist zu beachten, dass diese Zeitreihe in den 1950er Jahren rund 90% der Nordhemisphäre repräsentiert (JONES *et al.* 1999). In den 1900er Jahren sinkt dieser Wert auf etwa 50% und in den 1860er Jahren dann schliesslich auf weniger als 20%. Als Grundlage für diese Angaben dient ein Radius von rund 1200 km um die einzelnen Klimastationen (HANSEN *et al.* 1999). Im Vergleich zu den Temperaturen steigt die CO₂-Kurve zunehmend von etwa 285 Anteilen auf heute etwa 370, ohne jedoch die markanten interdekadischen Variationen zu zeigen. Um den Erklärungsanteil der CO₂-Kurve an der Temperaturkurve zu quantifizieren, ist es notwendig, die natürlichen Temperaturvariationen aus der Zeit vor 1856 zu dokumentieren und mit anderen «Forcing Factors» (Sonne, Vulkane) in Verbindung zu bringen. Hier sind dendroklimatische Temperaturrekonstruktionen hilfreich.

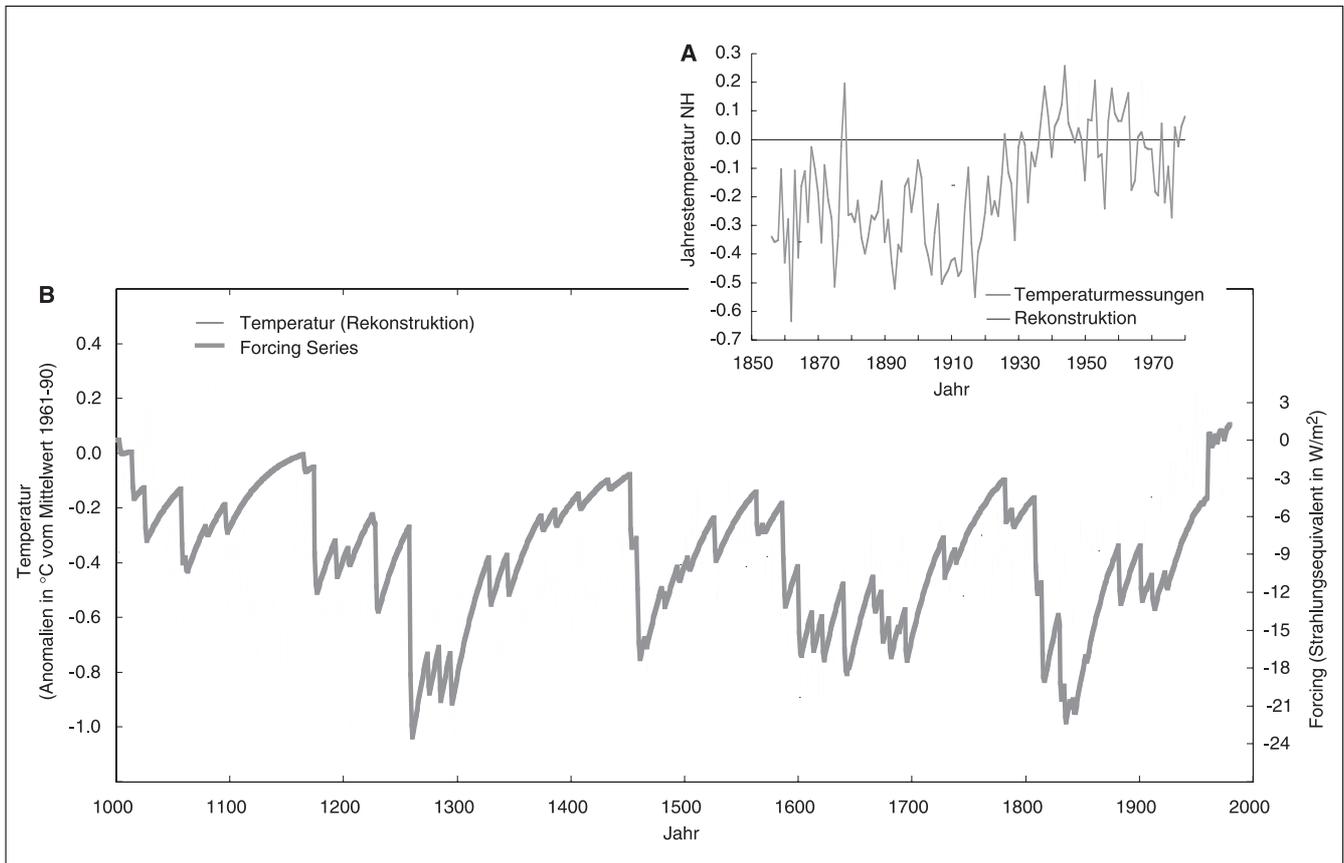


Abbildung 2: Forcing und Temperaturvariationen der letzten tausend Jahre.

Die Temperaturrekonstruktion fasst Jahrringbreitenzeitreihen von 14 Standorten nördlich 30 °N zusammen (ESPER *et al.* 2002a) (B). Die Serie wurde hier über den Zeitraum 1856 bis 1980 an Land- und Ozeantemperaturen der Nordhemisphäre (JONES *et al.* 1999) skaliert (A) (siehe auch *Abbildung 1*). Demnach betrug die Temperaturamplitude über das letzte Millennium etwa 1 °C. Zu Beginn des Millenniums wurden ausserdem Temperaturen aufgezeichnet, die denen etwa zur Mitte des 20. Jahrhunderts ähnlich sind. Neben der Rekonstruktion ist eine «Radiative Forcing Series» dargestellt. Sie fasst die individuellen Forcings (alle in W/m²) der Vulkanaktivität (ROBOCK & FREE 1996; CROWLEY 2000), Sonne (BARD *et al.* 2000; CROWLEY 2000; LEAN *et al.* 1995), des CO₂ (ETHERIDGE *et al.* 1996) und troposphärischen Aerosole (CROWLEY 2000; ETHERIDGE *et al.* 1996) zusammen. Ganz offensichtlich bestehen erhebliche Übereinstimmungen zwischen den Temperaturen und den Forcings über die letzten tausend Jahre. Derzeit wird vor allem diskutiert, wie stark der Einfluss des CO₂ relativ zum Einfluss der Sonne und den Vulkanen auf die Klimavariationen der letzten 150 Jahre ist. Eine geringere Relevanz der Treibhausgase würde die Prognosen für die Zukunft signifikant beeinflussen. Im IPCC-Report 2001 variieren die Prognosen zwischen 1,4 und 5,8 °C Erwärmung bis in das Jahr 2100.

teme (NEMANI *et al.* 2003) und die menschliche Inwertsetzung dieser dar.

Um den Einfluss der Treibhausgase auf das Klima quantifizieren und glaubwürdige Projektionen zukünftiger Klimavariationen berechnen zu können, ist es wichtig, die energetische Bedeutung der Treibhausgase zu verstehen (HANSEN *et al.* 2002). Deshalb ist es auch entscheidend, «natürliche» Klimavariationen zu rekonstruieren. Im Gegensatz zu den «modernen» Klimavariationen spielten in der Zeit vor der Mitte des 19. Jahrhunderts die anthropogenen Treibhausgase eine untergeordnete Rolle. Vor allem die veränderliche Intensität der Sonne und Vulkanausbrüche mit Emissionen bis in die Stratosphäre haben das natürliche Klima angetrieben (CROWLEY 2000).

Temperaturamplitude

Derzeit wird den Temperaturvariationen der letzten tausend Jahre besondere Aufmerksamkeit beigemessen (ALBRITTON *et al.* 2001). Insbesondere ist man daran interessiert, die Bedeutung einer Warmphase vor rund tausend Jahren («Mittelalterliches Optimum»), einer anschliessenden mehrhundertjährigen Kaltphase («Kleine Eiszeit») und der rezenten Erwärmung zu vergleichen (MANN *et al.* 2003a). Relevante Fragen in diesem Rahmen sind, a) wie gross die Temperaturamplitude

(in °C) im letzten Jahrtausend war und b) wie schnell die Temperaturen im natürlichen Zeitfenster ohne Zutun der anthropogenen Treibhausgase zu- bzw. abnahmen (ESPER *et al.* 2004). Diese Informationen sind für Modellberechnungen des Klimasystems (GERBER *et al.* 2003) und Zukunftsprognosen (BOER *et al.* 2000) relevant.

Jüngere, grossräumige Rekonstruktionen (BRIFFA 2000; ESPER *et al.* 2002a) zeigen, dass in weiten Teilen der Nordhemisphäre eine ausgeprägte Warmphase vor rund tausend Jahren existiert hat (*Abbildung 2*). Demnach wurden bereits in der zeitlichen Dimension des letzten Millenniums Temperaturen aufgezeichnet, die denen etwa zur Mitte des 20. Jahrhunderts ähnlich sind. Die Amplitude der Temperaturvariationen lag bei etwa 1 °C, was im Einklang mit Befunden aus sogenannten «Borehole Reconstructions» steht (BELTRAMI *et al.* 2002; HUANG *et al.* 2000; POLLACK & HUANG 2000; zum Vergleich MANN *et al.* 2003b). Andere grossräumige Temperaturrekonstruktionen hingegen taxieren die Temperaturamplitude des letzten Jahrtausends auf lediglich etwa 0,5 °C (MANN *et al.* 1999). Diese Dimension ist auch im aktuellen IPCC-Report aus dem Jahr 2001 wiedergegeben. Es ist offensichtlich, dass die exakte Beurteilung dieser Variationen und insbesondere deren Amplitude erhebliche Auswirkungen auf die quantitative Abschätzung der Treibhausgase in den letzten 150 Jahren und die Prognosen für die Zukunft hat.

Tabelle 1: Häufigkeit, Intensität und klimatische Erklärung von negativen Jahrringbreitenextremjahren an vier Kiefernstandorten (*Pinus sylvestris* L.) (19a, 19b, 20, 11) im Schweizer Mittelland (SCHWEINGRUBER *et al.* 1991).

Die Symbole bedeuten: xx := > 75% der Bäume mit Extremjahr, x := 51–75% der Bäume mit Extremjahr, x := 25–50% der Bäume mit Extremjahr, (x) := < 25% der Bäume mit Extremjahr. Es wird deutlich, dass nicht immer alle Standorte (gleich intensiv) reagieren und die klimatischen Konstellationen teilweise erheblich von Jahr zu Jahr unterschiedlich sind. SCHWEINGRUBER *et al.* (1991) untersuchen auch positive Extremjahre und weitere Baumarten und weisen insbesondere auf die Heterogenität der Signale zwischen den Baumarten hin.

Jahr	Standortreaktionen zu-nehmende Feuchtigkeit				Witterung	Bemerkungen zu standörtlichen Reaktionen
	19a	19b	29	11		
1909	xx	x	x	x	Winterfrost, Spätfrost, kurze Trockenheit im Mai	± ausgeglichene Reaktion
1921	x	xx	x	(x)	Wintertrockenheit bis April, Juni dann erneut trocken	schwächere Reaktion am feuchteren Standort
1929	x	x	x	x	Winterfrost, Temperatursturz im April	ausgeglichene Reaktion
1934	xx	xx	xx	x	anhaltende Frühjahrstrockenheit	ausgeglichene starke Reaktion
1935			x	x	Spätfrost	nur feuchte Standorte reagieren
1944	xx	xx	(x)	(x)	Frühjahrstrockenheit, etwas Niederschlag im April	stärkere Reaktion an trockeneren Standorten
1945	x	x	x	(x)	Spätfrost und Hitze im Mai	ausgeglichene Reaktion

Interannuelle und interdekadische Variationen

Derzeit wird die Diskussion zum grossräumigen Paläoklima durch Jahrringserien und die Möglichkeit, mehrhundertjährige Trends in diesen Zeitreihen zu betonen, bestimmt (BRIFFA & OSBORN 2002; COOK & ESPER 2002; COOK *et al.* in review; ESPER *et al.* 2002a, 2004; MANN & HUGHES 2002). Konzeptionell wird neben den niederfrequenten, mehrhundertjährigen Trends auch in Dekadenschwankungen und Extremjahre unterschieden (ESPER & GÄRTNER 2001). Im Gegensatz zu den niederfrequenten Trends kann man heute jedoch festhalten, dass die

höherfrequenten, interdekadischen Variationen weitaus besser verstanden sind (Abbildung 3).

Extremjahre der Temperatur sind im Vergleich zu den interdekadischen und mehrhundertjährigen Variationen eher regional ausgeprägt. Es ist also durchaus möglich, dass ein Jahr in Nordamerika aussergewöhnlich kalt, in Zentralasien jedoch überdurchschnittlich warm war. Für die Klimaerscheinungen «Mittelalterliches Optimum», «Kleine Eiszeit» und «rezente Erwärmung» wird hingegen argumentiert, dass sie überregionale, hemisphärisch bis globale Phänomene sind (BROECKER 2001) – sich interregional also nur bedingt widersprechen sollten.

Ein entscheidendes Charakteristikum von Jahrringdaten – und verschiedenen anderen Proxidaten – ist, dass die Qualität der Chronologien zeitlich nicht stabil ist und auch die klimatische Sensitivität variiert (ESPER *et al.* 2001a). Beide Phänomene kommen am deutlichsten in sogenannten Extremjahranalysen zum Ausdruck. So ragen aus einer Jahrringzeitreihe immer einzelne Jahre heraus, in denen alle Bäume synchron einen auffallend schmalen bzw. breiten Jahrring bildeten (SCHWEINGRUBER *et al.* 1990). Diese Jahre besitzen einen höheren klimatischen Informationsgehalt (Qualität) als benachbarte Jahre, in denen möglicherweise zehn Bäume einen breiten und sieben Bäume einen schmalen Jahrring zeigen (ESPER & GÄRTNER 2001).

Weiterhin ist zu beachten, dass kontinuierliche Zeitreihenanalysen sowohl Jahre höherer als auch niedrigerer Qualität in Korrelations- oder Regressionsberechnungen berücksichtigen. Detaillierte Analysen einzelner Extremjahre (ESPER *et al.* 2001b; NEUWIRTH *et al.* 2003; SCHWEINGRUBER *et al.* 1991) zeigen ausserdem, dass gleichgerichtete positive bzw. negative Extremjahre durch unterschiedliche klimatische Konstellationen ausgelöst werden (Tabelle 1). Es sei abschliessend erwähnt, dass diese Wechsel im Informationsgehalt auch durch multiple Regressionsanalysen (Response Functions, FRITTS 1976) nur bedingt aufgefangen werden, wenn die Rekonstruktion eines saisonalen Klimaparameters (z.B. Spätsommertemperatur) angestrebt wird.

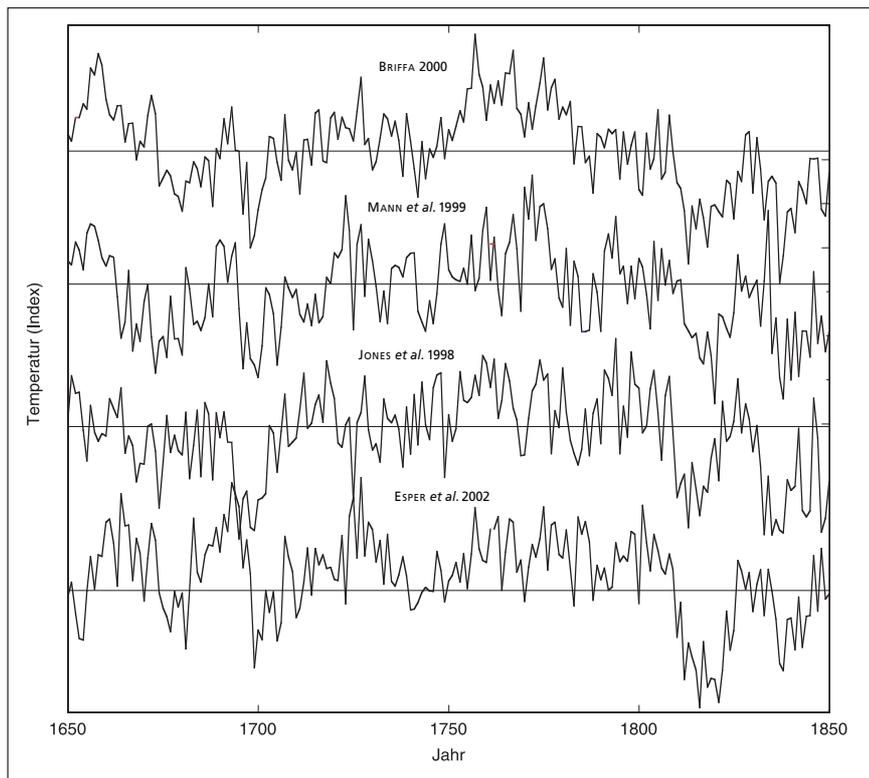


Abbildung 3: Vergleich grossräumiger Temperaturrekonstruktionen (BRIFFA 2000; ESPER *et al.* 2002a; JONES *et al.* 1998; MANN *et al.* 1999) im Zeitfenster 1650 bis 1850.

Niederfrequente, mehrhundertjährige Variationen wurden zuvor trendeliminiert (ESPER *et al.* 2004). Auffallend ist die hohe Übereinstimmung im Bereich der interdekadischen Variationen inklusive dem Dalton Minimum um 1820 als eine der grossräumig herausragenden Temperaturanomalien. Es ist bemerkenswert, dass die dargestellten Rekonstruktionen auf unterschiedlichen Datensätzen (hauptsächlich Jahrringdaten) und verschiedenen statistischen Methoden beruhen. Die gleichförmigen Kurvenverläufe zeigen, dass interdekadische Temperaturvariationen weitaus besser verstanden sind als mehrhundertjährige Trends. Allerdings determinieren letztere die absolute Temperaturamplitude (in °C) und sind für die Einordnung der rezente Erwärmung und der Treibhausgase entscheidend.

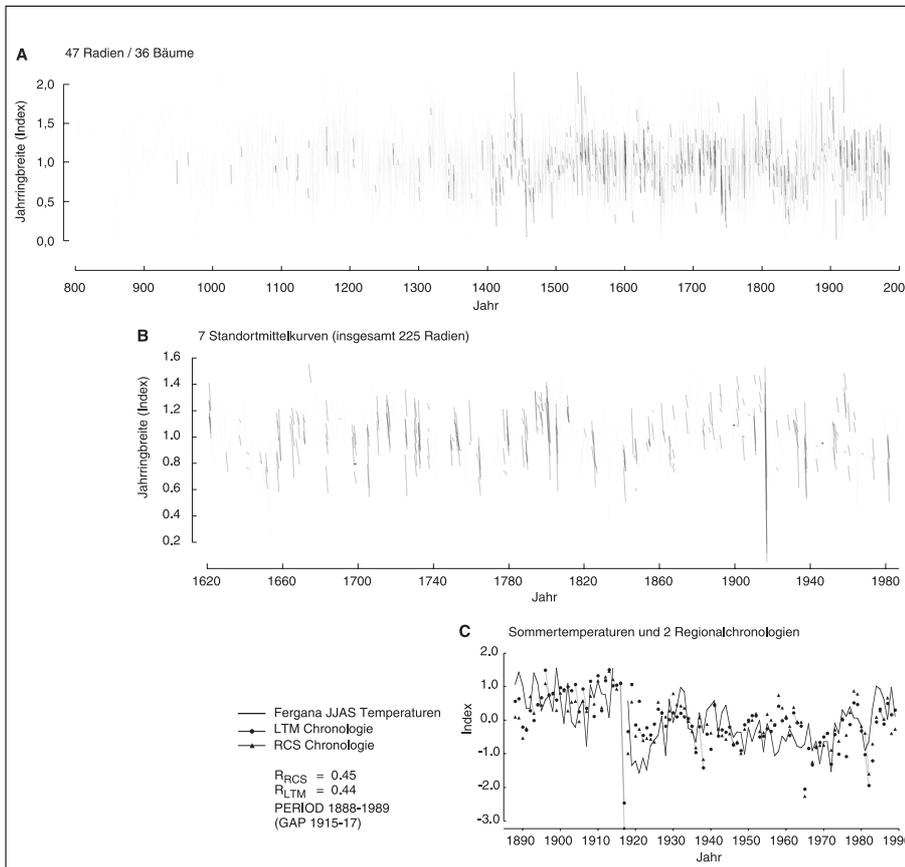


Abbildung 4: Synchroner interdekadischer Jahrringbreitenvariationen, aufgezeichnet in Wacholderbäumen (*Juniperus turkestanica* Kom.) an Standorten nahe der oberen Waldgrenze in 3200 m im Tien-Shan-Gebirge.

(A) Die 47 Jahrringbreitenreihen von 36 Bäumen zeigen deutliche interdekadische Variationen. In den meisten Perioden der letzten tausend Jahre sind diese Variationen synchron, d.h. alle bzw. fast alle Bäume zeichnen das gleiche Signal auf. Alterungsbedingte, biologische Trends wurden mit einem Spline-Standardisierungsverfahren (COOK 1985) und Powertransformation (COOK & PETERS 1997) eliminiert (Details in ESPER *et al.* 2003b). (B) Seit 1620 sind zusätzlich die synchronen Variationen zwischen sieben Hochlagenstandorten im Tien-Shan-Gebirge dargestellt. Da auch hier die interdekadischen Variationen äusserst synchron sind, liegt es nahe, dass Temperaturvariationen das Baumwachstum (hier Jahrringbreite) kontrollieren. Dieser Zusammenhang kann zusätzlich durch einen Vergleich zwischen zwei Regionalchronologien (LTM, RCS) und Sommertemperaturen, gemessen an der Station Fergana, validiert werden (C). Interessanterweise fehlt im westlichen Zentralasien der Erwärmungstrend, wie wir ihn von Europa oder den grossräumigen hemisphärischen Zeitreihen kennen. Die hier gezeigten (Ausschnitte der) LTM und RCS Chronologien wurden mit speziellen statistischen Verfahren erstellt (ESPER *et al.* 2003b), die insbesondere geeignet sind, mehrhundertjährige Trends in Jahrringdaten zu betonen (siehe auch *Abbildung 2*). Im Gegensatz dazu hat das weit verbreitete Spline-Standardisierungsverfahren derartige Trends von den Zeitreihen eliminiert (A). Die Betonung mehrhundertjähriger Trends ist eine der herausragenden Aufgaben der Dendroklimatologie.

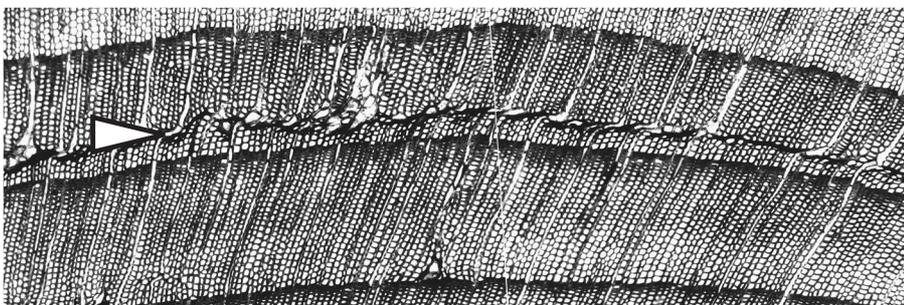


Abbildung 5: Kallusgewebe im Frühholz (Frostring) eines Wacholderbaumes (*Juniperus turkestanica* Kom.) von der oberen Waldgrenze in Kirgistan (Bild hundertfach vergrössert).

Dargestellt sind insgesamt vier Jahrringe (zwei komplette). Jeweils unten ist das helle, grossporige Frühholz und nahe der oberen Jahrringgrenze das dunkle, kleinporige (tangential abgeflachte) Spätholz hoher Dichte zu sehen. Das Kallusgewebe (weisser Pfeil) ist durch deformierte Zellen gekennzeichnet. Die Markstrahlen, die von unten nach oben verlaufen, sind entlang der Kalluszellen verbogen. Beim vorliegenden Beispiel handelt es sich um einen Spätfrost, der das bereits aktive Kambium nach Beginn der Vegetationsperiode störte. Dies ist eindeutig feststellbar, da die ersten (Frühholz-) Zellreihen im betroffenen Jahrring unbeschädigt sind.

Standortauswahl, Jahrringparameter und Trendprobleme

Die für dendroklimatische Analysen relevanten standortökologischen Bedingungen sind weithin bekannt (Übersicht in SCHWEINGRUBER 1996). Konzeptionell ist von Waldgrenzstandorten ein deutlicheres Klimasignal als von sogenannten «Normalstandorten» zu erwarten. Die gleiche Überlegung trifft auf artspezifische Verbreitungsgrenzen im Gegensatz zu «Optimumstandorten» zu. An trockenheitsbedingten Waldgrenzen wie z.B. der unteren Waldgrenze im Karakorumgebirge (ESPER *et al.* 2002b) ist das Niederschlagsignal und an temperaturbedingten Waldgrenzen wie z.B. der nördlichen Waldgrenze in Sibirien (BRIFFA *et al.* 1998) oder der oberen Waldgrenze im Tien Shan (ESPER *et al.* 2003b) das Temperatursignal maximiert. Auch wenn die meisten dendroklimatologischen Rekonstruktionen auf der Untersuchung von Bäumen basieren, sind ebenso Sträucher und gar Zwergsträucher, die Jahrringe ausbilden (SCHWEINGRUBER 2001), für Klimaanalysen geeignet.

Neben der Jahrringbreite, die mit geringstem Aufwand erhoben werden kann, werden vor allem die (maximale) Jahrringdichte, anatomische Sondermerkmale und in jüngster Zeit auch stabile Isotope für dendroklimatische Rekonstruktionen verwendet. An dieser Stelle sei nur auf einige relevante Merkmale und Limitierungen dieser Parameter für paläoklimatische Analysen eingegangen.

Rohwertmessungen der Jahrringbreite (in mm) und der maximalen Spätholzdichte (in g/cm^3) sind in der Regel mit einem nicht-klimatischen induzierten, langfristig abnehmenden Trend (biologisches Rauschen) kontaminiert (BRÄKER 1981; FRITTS 1976). Dieser Trend abnehmender Jahrringbreiten bzw. -dichten mit zunehmendem Baumalter muss vor einer klimatischen Analyse eliminiert werden (da ansonsten hohe Kurvenpunkte in einer Mittelwert-Chronologie durch junge, breite bzw. dichte Jahrringe verursacht werden). Durch die Anwendung von Trendeliminierungsverfahren (COOK 1985; COOK & KAIRIUKSTIS 1990; FRITTS 1976) gelingt es, das biologische Rauschen zu unterdrücken und in klimasensitivem Material (siehe oben: Waldgrenzstandorte) gemeinsame Varianzen zu betonen. Als gemeinsame Varianzen werden hier die negativen und positiven Ausschläge der (dann stand-

dardisierten) Jahrringbreiten bzw. -dichten verstanden, die synchron zwischen den Bäumen eines Standorts und schliesslich synchron zwischen den Standorten eines Untersuchungsgebietes aufgezeichnet werden (Abbildung 4) (ESPER *et al.* 2001a; WIGLEY *et al.* 1984). Derartige synchrone Ausschläge innerhalb und zwischen Standorten können alleine durch klimatische Variationen verursacht werden, da nur diese grossräumig gleichgerichtet wirksam sind.

Kann der Nachweis synchroner Varianzen zwischen Bäumen und Standorten bereits rein konzeptionell als Stärke identifiziert werden, so liegt in dem Verfahren der (notwendigen) Trendeliminierung auch eine bedeutende Schwäche der Parameter Jahrringbreite und -dichte. Da das biologische Rauschen in aller Regel einen langfristig negativen Trend (in mm oder g/cm³) beschreibt, sind die Mittel, dieses unerwünschte Rauschen von potenziell gleichgerichteten Klimasignalen – z.B. einem langfristigen Trend der Abkühlung (Übergang vom Mittelalterlichen Optimum in die Kleine Eiszeit) – zu trennen, sehr begrenzt. In anderen Worten, im Fall eines langfristigen Abkühlungstrends ist dieser

Trend in der Form dem unerwünschten Rauschen ähnlich. Die Trennung dieser Trends ist demnach eine der herausragenden Aufgabenstellungen der modernen Dendroklimatologie (weitere Informationen dazu bei BRIFFA *et al.* 2001; COOK *et al.* 1995; COOK & PETERS 1997; ESPER *et al.* 2002a, 2003a). ESPER *et al.* 2002a stellten dementsprechend fest, dass die im IPCC-Report 2001 wiedergegebene tausendjährige Klimarekonstruktion (MANN *et al.* 1999) niederfrequente Trends und insbesondere den Übergang vom Mittelalterlichen Optimum in die Kleine Eiszeit aufgrund der beschriebenen Probleme der Trendeliminierung nicht ausreichend dokumentiert.

Stabile Isotope in Jahrringen repräsentieren eine weitere Gruppe an Parametern, die zunehmend für Klimarekonstruktionen genutzt werden (BORELLA *et al.* 1998a, 1998b; LEAVITT & LONG 1984; SAURER *et al.* 1997; TREYDTE *et al.* 2001) (siehe TREYDTE *et al.* in diesem Heft). Ein Vertreter dieser Gruppe ist das Verhältnis der stabilen Isotope ¹³C und ¹²C zu einem international anerkannten Standard (CRAIG 1957). Dieses Verhältnis wird als δ¹³C in ‰ angegeben und liegt bei Messungen an Baumzellulose im negativen Bereich. Wichtig für die Betrachtungen im vorliegenden Beitrag ist, dass derartige Messungen in einem engen Zusammenhang mit Variationen der Temperatur – und je nach Standort auch des Niederschlags – stehen (TREYDTE 2003; TREYDTE *et al.* 2001). Allerdings bestehen diese häufig hochsignifikanten Zusammenhänge zwischen δ¹³C-Kurven und Temperaturmessungen vor allem im hochfrequenten, interannuellen Bereich, d.h. die stabilen Kohlenstoffisotope widerspiegeln sehr gut die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen der Temperatur. Diese Zusammenhänge können jedoch erst betont werden, nachdem ein seit etwa 1800 zunehmender Negativtrend aus den δ¹³C-Zeitreihen herauskorrigiert wurde (FENG & EPSTEIN 1995). Der Negativtrend wird durch die Anreicherung der Luft mit fossilem CO₂, das einen deutlich niedrigeren δ¹³C-Wert hat, und durch pflanzenphysiologische Reaktionen auf den zunehmenden CO₂-Partialdruck verursacht. Unserer Meinung nach sind diese Korrekturen jedoch noch nicht vollständig geklärt und die niederfrequenten, interdekadischen und vor allem mehrhundertjährigen Variationen können bis dato nicht als abschliessend gesichert eingestuft werden.

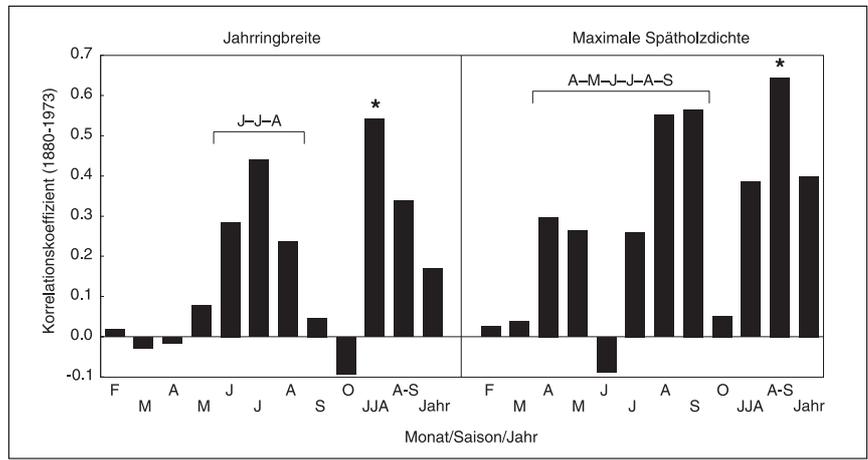


Abbildung 6: Korrelationskoeffizienten gerechnet über 94 Jahre (1880 bis 1973) zwischen ersten Principal Components (PC-1) der Parameter Jahrringbreite bzw. maximale Spätholzdicke und Temperaturmessreihen (BÖHM *et al.* 2001).

Deutlich ist zu erkennen, dass die Jahrringbreite mit den Juni, Juli, August (JJA) Temperaturen, die maximale Spätholzdicke zusätzlich mit den April, Mai und September Temperaturen korrelieren. Die stärksten Zusammenhänge werden schliesslich bei Korrelationen mit den JJA (Jahrringbreite) und A-S (Spätholzdicke) Mittelwerten erzielt (A-S = April bis September). Im vorliegenden Beispiel repräsentiert PC-1 der Jahrringbreite und Spätholzdicke jeweils die gemeinsame Varianz von 45 bzw. 26 Lokalchronologien aus den Alpen. Diese PCs erklären 20% der Varianz der Jahrringbreite und 69% (!) der Varianz der Spätholzdicke, beide gerechnet über die gemeinsame Periode 1850 bis 1973 (Details in FRANK & ESPER 2004).

Gegenüber den Messreihen der stabilen Isotope, der maximalen Spätholzdicke und insbesondere der Jahrringbreite sind einige anatomische Sondermerkmale weitaus spezifischer, d.h. ein Merkmal weist explizit auf einige wenige oder gar nur einen spezifischen Einflussfaktor hin. Beispielsweise wurden in den letzten Jahren einige lange Spät- und Frühfrostrekonstruktionen erstellt (HANTEMIROV *et al.* 2000). Als Parameter dienen hier deformierte Zellgewebe (Kalluszellen), die ausschliesslich durch Frost versucht werden. Je nach Anordnung dieser Zellen im Jahrring, z.B. am Beginn der Vegetationsperiode im Frühholz oder gegen Ende der Vegetationsperiode im Spätholz, können extreme Früh- und Spätfröste jahr- und saisongenau datiert werden (Abbildung 5).

Temperatur oder Niederschlag?

Bedeutend für dendroklimatische Untersuchungen ist, dass in vielen Regionen die Temperatur- und Niederschlagsvariationen signifikant negativ korrelieren. Dies ist z.B. in den Alpen vor allem im Sommer der Fall, wenn mit abkühlenden Grosswetterlagen oder lokalen konvektiven Systemen Niederschlagsereignisse einher gehen (BÖHM *et al.* 2001; WANNER *et al.* 2000). Diese Kovarianz zwischen Niederschlag und Temperatur kann das Vorhaben, eine Jahrringzeitreihe mit einem einzelnen Faktor wie z.B. der Sommertemperatur in Zusammenhang zu bringen, erschweren. Denn bei positiven Zusammenhängen mit der Temperatur erhält man bei Korrelationsanalysen auch einen negativen (Resonanz-) Zusammenhang zum Niederschlag.

Derartige, die Trennsicherheit zwischen den Einflussfaktoren limitierende Effekte können allerdings auch zum Vorteil genutzt werden, wenn z.B. ursprünglich niederschlagsensitive Lokalchronologien zu grossräumigen Temperaturrekonstruktionen aggregiert werden. Als Beispiel seien hier die tausendjährigen Jahrringbreitenzeitreihen von *Cedrus atlantica* (Endl.) Manetti ex Carrière in Marokko erwähnt (STOCKTON 1985; VERSTEGE *et al.* in press), die signifikant mit dem Niederschlag (CHBOUKI *et al.* 1995) und über diesen indirekt auch mit der Nordatlantizirkulation (NAO) (HURRELL 1995; WANNER *et al.* 2001) korrelieren. Diese Zeitreihen wurden dann wiederum

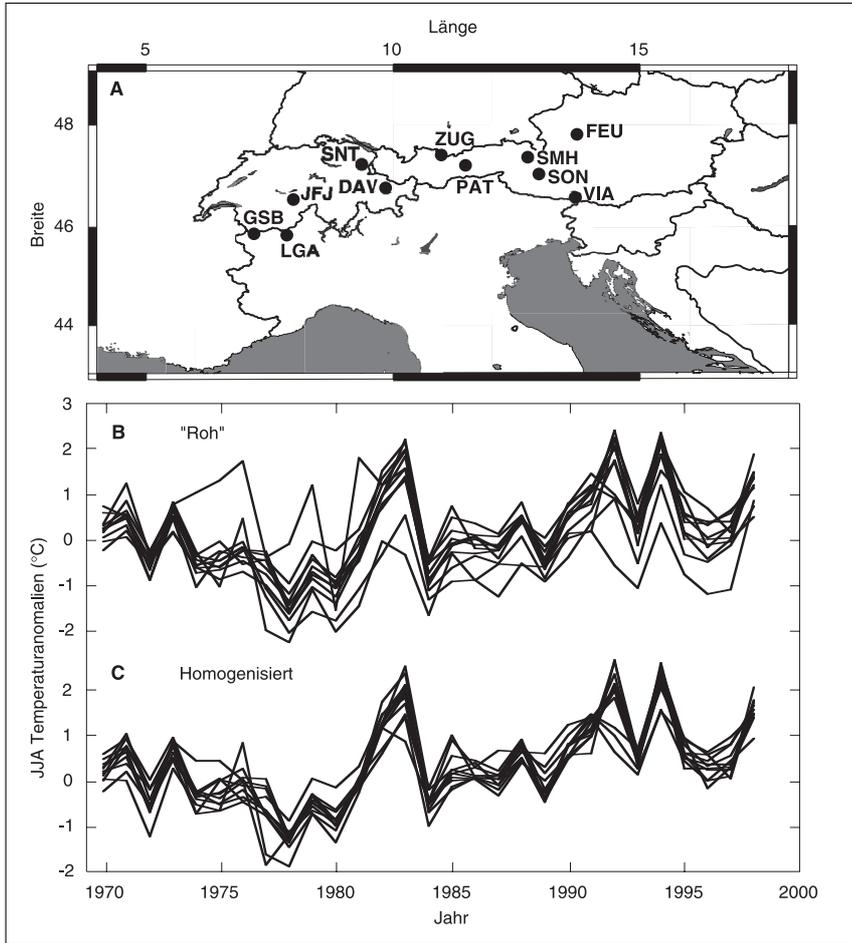


Abbildung 7: Juni-, Juli-, August-Mitteltemperaturen 1970 bis 1998 gemessen an elf Hochlagenstationen (höher als 1500 m) in den Alpen.

Dargestellt sind die Lage der Klimastationen (A), die «rohen» (von den nationalen Wetterdiensten bereinigten) JJA Mitteltemperaturen (B) und die im Rahmen eines EU-Projekts (BÖHM *et al.* 2001) homogenisierten JJA Mitteltemperaturen (C). Die Temperaturen sind als Anomalien in °C von den Stationsmittelwerten 1901 bis 1998 dargestellt. Auffallend ist, dass die Sommertemperaturen in den Hochlagen der Alpen (ohne Seealpen) räumlich kaum variieren. Dendroklimatische Netzwerkanalysen, die versuchen, diese Temperaturen über längere Zeiträume zu rekonstruieren, können deshalb die Informationen zahlreicher Baumstandorte aus den Alpen zusammenfassen (siehe *Abbildung 6*). Allerdings sollte man von derartigen Analysen keine unterschiedlichen räumlichen Muster erwarten, wenn die Zielgröße selbst – hier also die Sommertemperaturen – räumlich nicht bzw. kaum variiert. Darüber hinaus zeigt die Abbildung den Einfluss der in der Klimatologie angewandten Homogenisierungsverfahren. Demnach werden die Temperaturen aufgrund der statistischen Nachbehandlung räumlich nochmals homogener. Dabei ist zu beachten, dass hier lediglich die letzten rund 30 Jahre mit den besten Temperaturmessungen (und tendenziell geringsten Korrekturen) gezeigt sind. Bei korrelativen Analysen zwischen Proxidaten und Klimadaten ist zu beachten, dass aufgrund der Homogenisierung die Anzahl der Freiheitsgrade (hier im Sinne der Anzahl der einzelnen Klimastationen, $n = 11$) reduziert wird.

von MANN *et al.* (1999) für eine Nordhemisphärische Temperaturrekonstruktion genutzt. Dies ist möglich, indem das negativ korrelierende Temperatursignal aus den Niederschlagsrekonstruktionen extrahiert wird.

In jüngster Zeit werden auch zunehmend statistische Verfahren verwendet, die nur bestimmte Varianzanteile aus Jahrringzeitreihen isolieren (Principal Component Analyses) (PETERS *et al.* 1981), um explizit die Varianzen eines bestimmten Klimaparameters (z.B. Sommertemperatur) zu erklären (FRANK & ESPER *in review*; COOK *et al.* 2003). Diese Verfahren funktionieren insbesondere dann gut, wenn ein ganzes Netzwerk an Jahrringstandorten in eine Analyse einfließt (*Abbildung 6*). Auch wenn die hier nur kurz adressierten Verfahren bei verschiedenen Fragestellungen den herkömmlichen Korrelationsanalysen überlegen sind, so existieren auch Netzwerkanalysen, die vielfach zitierte Resultate auf der Basis von Einfachkorrelationen erbrachten (BRIFFA *et al.* 1998). In jedem Fall scheint es empfehlenswert, in dendroklimatischen

Analysen zunächst die einfachen korrelativen Zusammenhänge zu untersuchen und zu verstehen, bevor mehr und mehr Varianzanteile (von Klimazeitreihen) mit multiplen Verfahren erklärt werden. Diese Vorgehensweise stärkt unserer Meinung nach das Verständnis, welche Klimaparameter tatsächlich das Wachstum oder die Isotopenverhältnisse in Jahrringen beeinflusst haben.

Herausforderungen der Dendroklimatologie

Aus einer Fülle aktueller Herausforderungen sehen wir die (replizierbare) Betonung mehrhundertjähriger Klimavariationen als herausragend an (BRIFFA *et al.* 2001; COOK *et al.* 1995, 2000; ESPER *et al.* 2002a, 2003b). Allerdings setzt dies voraus, dass der entsprechende Klimaparameter tatsächlich in der Wellenlänge mehrhundertjähriger Trends variiert hat. Dies scheint für Temperaturen eher gesichert als beispielsweise für Niederschläge (DAI *et al.* 1997). In diesem Zusammenhang ist es wesentlich, langfristige Abkühlungsphasen (z.B. den Übergang vom Mittelalterlichen Optimum in die Kleine Eiszeit) besser zu erfassen. Neuere Standardisierungsverfahren, wie Regional Curve Standardization (RCS) (BECKER *et al.* 1995; BRIFFA *et al.* 1996; MITCHELL 1967) und Age-Banding (BRIFFA *et al.* 2001) werden zunehmend Verwendung finden, um mehrhundertjährige Trends zu untersuchen. Diese Verfahren benötigen allerdings umfangreiche Datensätze (ESPER *et al.* 2003a), weshalb es wahrscheinlich auch eine Umorientierung in der Beprobungsstrategie geben wird. Mehr Bäume pro Standort und alle Altersklassen (junge und alte Bäume) sollten beprobt werden. Gleichzeitig werden mehr Netzwerkanalysen erforderlich sein, um bestehende Datensätze zusammenzufassen und mehr Zeitreihen für die Anwendung der erwähnten Verfahren zu nutzen. Die Zusammenfassung von lokalen Jahrringchronologien, die aufgrund der Standardisierungsverfahren keine mehrhundertjährigen Trends enthalten, um niederfrequente Klimaphänomene wie Mittelalterliches Optimum oder Kleine Eiszeit zu studieren (CROWLEY & LOWERY 2000; MANN *et al.* 1999), sollte vermieden werden.

Proxi-vergleichende Arbeiten werden in Zukunft eine grössere Rolle spielen. Allerdings muss man wohl noch immer anerkennen, dass die Zusammenführung verschiedener Archive aufgrund der disziplinspezifischen Methoden, der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung und teilweise grundverschiedenen Sensitivitäten ambitioniert ist. Grundsätzlich sollte die Zusammenfassung verschiedener Disziplinen von den Stärken der einzelnen Archive profitieren, nicht aber die unerklärten Varianzanteile in Multiproxi-Zeitreihen transportieren. Aufschlussreich sind in diesem Zusammenhang Projekte, die explizit innerhalb einer Region verschiedene Proxidatenarchive untersuchen, wie z.B. das Projekt VITA (Varves, Ice Cores and Tree Ring, Archives with Annual Resolution) des schweizerischen nationalen Forschungs-

schwerpunktes NCCR Climate. Im Rahmen von VITA werden Eisbohrkerne, geschichtete Seesedimente und Jahrringdaten in den Zentralalpen gewonnen und verglichen (BIGLER 2002).

Weiterhin sehen wir in der Öffnung der Dendroklimatologie hin zu benachbarten Disziplinen und Fragestellungen eine wesentliche Herausforderung. Als Beispiel sei der Themenkomplex der Kohlenstofffixierung in terrestrischen Ökosystemen erwähnt (JANSSENS *et al.* 2003). Diese Thematik, an der die Dendrochronologie insgesamt nur marginal partizipiert, wird zurzeit durch kurzfristige und aufwendige Stoff- und Gasflussmessungen (Eddy Flux Measurements) (EHMAN *et al.* 2002), Forstinventare (GOODALE *et al.* 2002) und Modellrechnungen (GURNEY *et al.* 2002) bestimmt. Gleichzeitig sind die aktuellen Abschätzungen zu grossräumigen (terrestrischen) Kohlenstoffbudgets äusserst widersprüchlich (HOUGHTON 2003; KÖRNER 2003). Die Dendrochronologie kann unseres Erachtens hier einen entscheidenden Beitrag liefern, indem sie die Biomassendynamik in Wäldern über lange Zeiträume erfasst. Darüber hinaus kann sie untersuchen, ob mittel- bis langfristige Zu- und Abnahmen der Biomasse (als Schätzwert für Kohlenstoff) durch klimatische oder andere Ursachen (CO₂, Stickstoff usw.) stimuliert werden (GRAUMLICH *et al.* 1989).

Abschliessend sei eine Bemerkung auf die «Zielgrösse» Klimaparameter verwendet. Eine eher langfristige Herausforderung an die Dendroklimatologie ist, die gemessenen Klimazeitreihen zu hinterfragen und gleichsam iterativ zu validieren. Bisher werden gemessene Klimazeitreihen fast ausschliesslich verwendet, um Jahrringzeitreihen zu kalibrieren. Allerdings sind auch die Temperatur- und Niederschlagsmessungen selbst mit Unsicherheiten behaftet und werden teilweise grundlegenden Veränderungen im Rahmen von Homogenisierungsmassnahmen unterzogen (PETERSON *et al.* 1998) (Abbildung 7). Diese Homogenisierungsverfahren unterliegen vor allem in frühen Bereichen (z.B. um 1800 in der Schweiz), in denen nur wenige Stationsdaten für Vergleiche zur Verfügung stehen, und bei schleichenden Veränderungen z.B. durch sogenannte Urbanisierungseffekte (Erwärmung in Städten durch bauliche Veränderungen im Umfeld von Klimastationen; ARNFIELD 2003; LANDSBERG 1981), deutlichen Limitierungen. Vor allem in Räumen, wo Hunderte von Jahrringstandorten (BRIFFA *et al.* 2002) nur wenigen langen Messreihen der Temperatur gegenüberstehen (z.B. Sibirien), scheint das Potenzial, durch dendroklimatische Analysen die Homogenisierungsverfahren der Klimatologie zu validieren, hoch.

Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag werden einige aktuelle Aufgabenstellungen, Konzeptionen und Resultate der Dendroklimatologie diskutiert. Dabei stehen Überlegungen zu langfristigen, mehrhundertjährigen Trends und grossräumigen Temperaturrekonstruktionen im Vordergrund. Es werden die in der Dendroklimatologie wesentlichen Jahrringparameter und ihre spezifischen Qualitäten und Limitierungen vorgestellt. Schliesslich befasst sich der Text mit der Betonung von Klimasignalen und der Trennung von einzelnen Elementen (z.B. Niederschlag und Temperatur) in langen Rekonstruktionen. Der Aufsatz schliesst mit der Diskussion aktueller Herausforderungen der Dendroklimatologie.

Summary

Temperature variation and tree rings

The paper reviews some of the current objectives, concepts and results of dendroclimatic research focusing on long-term temperature trends and large-scale, tree-ring based tempera-

ture reconstructions. We discuss the significance of single tree-ring parameters, their qualities and limitations, and address the issue of emphasizing climatic signals in long series of tree-ring records. We conclude with a discussion of current challenges faced by dendroclimatology research.

Résumé

Variations des températures et cernes annuels

Cet article fait un tour d'horizon de quelques tâches, conceptions et résultats d'études dendroclimatiques récentes. Les tendances observées au cours des siècles et les reconstitutions des températures à grande échelle sont à la clé de cette analyse. Les auteurs présentent les principaux paramètres dendrochronologiques ainsi que leurs qualités et leurs limites. Ils soulignent l'importance des signaux climatiques et établissent une distinction entre les divers éléments, telles les précipitations et la température, qui s'inscrivent dans les reconstitutions à long terme. En conclusion, ce texte invite à une discussion sur les besoins actuels en matière de recherche dendroclimatique.

Literatur

- ALBRITTON, D.L. *et al.* 2001: Summary for policymakers – a report of working group 1 of the Intergovernmental Panel on Climatic Change. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 20 p.
- ARNFIELD, A.J. 2003: Two decades of urban climate research – a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology* 23: 1–26.
- BARD, E.; RAISBECK, G.; YIOU, F.; JOUZEL, J. 2000: Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* 52: 985–992.
- BECKER, M.; BERT, G.D.; BOUCHON, J.; DUPOUEY, J.L.; PICARD, J.F.; ULRICH, E. 1995: Long-term changes in forest productivity in North-eastern France – the dendroecological approach. In: Landmann G.; Bonneau, M. (Eds.): *Forest decline and atmospheric deposition effects in the French mountains*. Springer, Berlin: 143–156.
- BELTRAMI, H. 2002: Climate from borehole data – energy fluxes and temperatures since 1500. *Geophysical Research Letters* 29, No. 23, 2111, doi: 10.1029/2002GL015702.
- BIGLER, C. 2002: VITA – Varves, ice cores, and tree rings – archives with annual resolution. *ProClim-Flash* 24: 8–9.
- BÖHM, R.; AUER, I.; BRUNETTI, M.; MAUGERI, M.; NANNI, T.; SCHÖNER, W. 2001: Regional temperature variability in the European Alps 1760–1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology* 21: 1779–1801.
- BOER, G.J.; FLATO, G.; RAMSDEN, D. 2000: A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate for the 21st century. *Climate Dynamics* 16: 427–450.
- BORELLA, S.; LEUENBERGER, M.; SAURER, M. 1998a: Analysis of $\delta^{18}\text{O}$ analysis in tree rings – wood-cellulose comparison and method dependent sensitivity. *Journal of Geophysical Research* 106: 19267–19273.
- BORELLA, S.; LEUENBERGER, M.; SAURER, M.; SIEGWOLF, R. 1998b: Reducing uncertainties in $\delta^{13}\text{C}$ analysis of tree rings – pooling, milling and cellulose extraction. *Journal of Geophysical Research* 103: 19519–19526.
- BRADLEY, R.S.; JONES, P.D. (Eds.) 1992: *Climate since A.D. 1500*. Routledge, London, 679 p.
- BRÄKER, O.U. 1981: Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt Wien* 142: 75–102.
- BRIFFA, K.R. 2000: Annual climate variability in the Holocene – interpreting the message from ancient trees. *Quaternary Science Reviews* 19: 87–105.
- BRIFFA, K.R.; JONES, P.D.; SCHWEINGRUBER, F.H.; KARLÉN, W.; SHIYATOV, S.G. 1996: Tree-ring variables as proxy-indicators – problems with low-frequency signals. In: JONES *et al.*: 9–41.
- BRIFFA, K.R.; MATTHEWS, J.A. 2002: ADVANCE-10K – a European contribution towards a hemispheric dendroclimatology for the Holocene. *The Holocene* 12: 639–642.

- BRIFFA, K.R.; OSBORN, R.J. 2002: Blowing hot and cold. *Science* 295: 2227–2228.
- BRIFFA, K.R.; OSBORN, T.J.; SCHWEINGRUBER, F.H.; HARRIS, I.C.; JONES, P.D.; SHIYATOV, S.G.; VAGANOV, E.A. 2001: Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research* 106: 2929–2941.
- BRIFFA, K.R.; OSBORN, T.J.; SCHWEINGRUBER, F.H.; JONES, P.D.; SHIYATOV, S.G.; VAGANOV, E.A. 2002: Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere – part 2, spatio-temporal variability and associated climate patterns. *The Holocene* 12: 759–789.
- BRIFFA, K.R.; SCHWEINGRUBER, F.H.; JONES, P.D.; OSBORN, T.J.; SHIYATOV, S.G.; VAGANOV, E.A. 1998: Reduced sensitivity of recent tree-growth to temperature at high northern latitudes. *Nature* 391: 678–682.
- BROECKER, W.C. 2001: Was the Medieval Warm Period Global? *Science* 291: 1497–1499.
- CHBOUKI, N.; STOCKTON, C.W.; MYERS, D.E. 1995: Spatio-temporal patterns of drought in Morocco. *International Journal of Climatology* 15: 187–205.
- COOK, E.R. 1985: A time series analysis approach to tree-ring standardization. *Lamont-Doherty Geological Observatory, New York*, 171 p.
- 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.
- COOK, E.R.; BUCKLEY, B.M.; D'ARRIGO, R.D.; PETERSON, M.J. 2000: Warm-season temperatures since 1600 BC reconstructed from Tasmanian tree rings and their relationship to large-scale sea surface temperature anomalies. *Climate Dynamics* 16: 79–91.
- COOK, E.R.; ESPER, J. 2002: Tree-ring chronologies and climate variability – response. *Science* 296: 848–849.
- COOK, E.R.; ESPER, J.; D'ARRIGO, R. in review: Extra-tropical Northern Hemisphere temperature variability over the past 1000 years.
- COOK, E.R.; KAIRIUKTIS, L.A. (Eds.) 1990: *Methods of dendrochronology: applications in the environmental science*. International Institute for Applied Systems Analysis, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 394 p.
- COOK, E.R.; KRUSIC, P.J.; JONES, P.D. 2003: Dendroclimatic signals in long tree-ring chronologies from the Himalayas of Nepal. *International Journal of Climatology* 23: 707–732.
- COOK, E.R.; PETERS, K. 1997: Calculating unbiased tree-ring indices for the study of climatic and environmental change. *The Holocene* 7, 3: 361–370.
- CRAIG, H. 1957: Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12: 133–149.
- CROWLEY, T.J. 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289: 270–277.
- CROWLEY, T.J.; LOWERY, T. 2000: How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio* 29: 51–54.
- DAI, A.; FUNG, I.Y.; DEL GENIO, A.D. 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900–1988. *Journal of Climate* 10: 2943–2962.
- EHMAN, J.L.; SCHMID, H.P.; GRIMMOND, C.S.B.; RANDOLPH, J.C.; HANSON, P.J.; WAYSON, C.A.; CROPLEY, F.D. 2002: An initial intercomparison of micrometeorological and ecological inventory estimates of carbon exchange in a mid-latitude deciduous forest. *Global Change Biology* 8: 575–589.
- ESPER, J.; COOK, E.R.; PETERS, K.; SCHWEINGRUBER, F.H. 2003a: Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. *Tree-Ring Research* 59: 81–98.
- ESPER, J.; COOK, E.R.; SCHWEINGRUBER, F.H. 2002a: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295: 2250–2253.
- ESPER, J.; FRANK, D.C.; WILSON, R.J.S. 2004: Temperature reconstructions – low frequency ambition and high frequency ratification. *EOS* 85: 113, 120.
- ESPER, J.; GÄRTNER, H. 2001: Interpretation of tree-ring chronologies. *Erdkunde* 55: 277–287.
- ESPER, J.; NEUWIRTH, B.; TREYDTE, K. 2001a: A new parameter to evaluate temporal signal strength of tree ring chronologies. *Dendrochronologia* 19: 93–102.
- ESPER, J.; SCHWEINGRUBER, F.H.; WINIGER, M. 2002b: 1300 years of climate history for Western Central Asia inferred from tree-rings. *The Holocene* 12: 267–277.
- ESPER, J.; SHIYATOV, S.G.; MAZEPA, V.S.; WILSON, R.J.S.; GRAYBILL, D.A.; FUNKHOUSER, G. 2003b: Temperature-sensitive Tien Shan tree ring chronologies show multi-centennial growth trends. *Climate Dynamics* 8: 699–706.
- ESPER, J.; TREYDTE, K.; GÄRTNER, H.; NEUWIRTH, B. 2001b: A tree ring reconstruction of climatic extreme years since AD 1427 for Western Central Asia. *Palaeobotanist* 50: 141–152.
- ETHERIDGE, D.M.; STEELE, L.P.; LANGENFELDS, R.L.; FRANCEY, R.J.; BARNOLA, J.M.; MORGAN, V.I. 1996: Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research* 101: 4115–4128.
- FENG, X.; EPSTEIN, S. 1995: Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO₂ concentrations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 2599–2608.
- FRANK, D.; ESPER, J. in review: Temperature reconstructions and comparisons with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps.
- FRITTS, H.C. 1976: *Tree rings and climate*. London a.o., Academic Press, 567 p.
- GERBER, S.; JOOS, F.; BRÜGGER, P.P.; STOCKER, T.F.; MANN, M.E.; SITCH, S.; SCHOLZE, M. 2003: Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Climate Dynamics* 20: 281–299.
- GOODALE, C.L.; APPS, M.J.; BIRDSEY, R.A.; FIELD, C.B.; HEATH, L.S.; HOUGHTON, R.A.; JENKINS, J.C.; KOHLMAIER, G.H.; KURZ, W.A.; LIU, S.; NABUURS, G.-J.; NILSSON, S.; SHVIDENKO, A.Z. 2002: Forest carbon sinks in the Northern Hemisphere. *Ecological Applications* 12, 3: 891–899.
- GRAUMLICH, L.J., BRUBAKER, L.B., GRIER, C.C. 1989: Long-term trends in forest net primary productivity – Cascade Mountains, Washington. *Ecology* 70: 405–410.
- GRUDD, H.; BRIFFA, K.R.; KARLEN, W.; BARTHOLIN, T.S.; JONES, P.D.; KROMER, B. 2002: A 7400-year tree-ring chronology in northern Swedish Lapland – natural climatic variability expressed on annual to millennial timescales. *The Holocene* 12: 657–665.
- GURNEY, K.R.; LAY, R.M.; DENNING, A.S.; RAYNER, P.J.; BAKER, D.; BOUSQUET, P.; BRUHWILER, L.; CHEN, Y.H.; CIAIS, P.; FAN, S.; FUNG, I.Y.; GLOOR, M.; HEIMANN, M.; HIGUCHI, K.; JOHN, J.; MAKI, T.; MAKSYUTOV, S.; MASARIE, K.; PEYLIN, P.; PRATHER, M.; PAK, B.C.; RANDERSON, J.; SARMIENTO, J.; TAGUCHI, S.; TAKAHASHI, T.; YUEN, C.W. 2002: Towards robust regional estimates of CO₂ sources and sinks using atmospheric transport models. *Nature* 415: 626–630.
- HANSEN, J.; RUEDY, R.; GLASCOE, J.; SATO, M. 1999: GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research* 104: 30997–31022.
- HANSEN, J.; SATO, M.; NAZARENKO, L.; RUEDY, R.; LACIS, A.; KOCH, D.; TEGEN, I.; HALL, T.; SHINDELL, D.; SANTER, B.; STONE, P.; NOVAKOV, T.; THOMASON, L.; WANG, R.; WANG, Y.; JACOB, D.; HOLLANDSWORTH, S.; BISHOP, L.; LOGAN, J.; THOMPSON, A.; STOLARSKI, R.; LEAN, J.; WILLSON, R.; LEVITUS, S.; ANTONOV, J.; RAYNER, N.; PARKER, D.; CHRISTY, J. 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies S12000 simulations. *Journal of Geophysical Research* 107, doi: 10.1029/2001JD001143.
- HANTEMIROV, R.M.; GORLANOVA, L.A.; SHIYATOV, S.G. 2000: Pathological tree-ring structures in Siberian juniper (*Juniperus sibirica* Burgsd.) and their use for reconstructing extreme climatic events. *Russian Journal of Ecology* 31: 167–173.
- HOUGHTON, R.A. 2003: Why are estimates of the terrestrial carbon balance so different? *Global Change Biology* 9: 500–509.
- HUANG, S.; POLLACK, H.N.; SHEN, P.Y. 2000: Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperature. *Nature* 403: 756–758.
- HURRELL, J.W. 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation – regional temperatures and precipitation. *Science* 269: 676–679.
- IPCC 2001: *Climate change 2001 – the scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 944 p.
- JANSENS, I.A.; FREIBAUER, A.; CIAIS, P.; SMITH, P.; NABUURS, G.-J.; FOLBERTH, G.; SCHLAMADINGER, B.; HUTJES, R.W.A.; CEULEMANS, R.; SCHULZE, E.-D.; VALENTINI, R.; DOLMAN, A.J. 2003: Europe's terrestrial biosphere absorbs 7 to 12% of European anthropogenic CO₂ emissions. *Science* 300: 1538–1542.
- JONES, P.D.; BRADLEY, S.R.; JOUZEL, J. (Eds.) 1996: *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years*. Springer, Berlin, 649 p.
- JONES, P.D.; BRIFFA, K.R.; BARNETT, T.P.; TETT, S.F.B. 1998: High-resolution palaeoclimatic records for the past millennium –

- interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *The Holocene* 8: 455–471.
- JONES, P.D.; NEW, M.; PARKER, D.E.; MARTIN, S.; RIGOR, I.G. 1999: Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Review of Geophysics* 37: 173–199.
- KEELING, C.D.; CHIN, J.F.S.; WHORF, T.P. 1996: Increased activity of northern vegetation inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature* 382: 146–149.
- KLAUS, D. 1993: Zirkulations- und Persistenzänderungen des Europäischen Wettergeschehens im Spiegel der Grosswetterlagenstatistik. *Erdkunde* 47: 85–104.
- KÖRNER, C. 2003: Slow in, rapid out – carbon flux studies and Kyoto targets. *Science* 300: 1242–1243.
- LANDSBERG, H.E. 1981: *The urban climate*. Academic Press, New York, 275 p.
- LEAN, J.; BEER, J.; BRADLEY, R. 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610 – implications for climate change. *Geophysical Research Letters* 22: 3195–3198.
- LEAVITT, S.W.; LONG, A. 1984: Sampling strategy for stable carbon isotope analysis of tree rings in pine. *Nature* 311: 145–147.
- 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.
- MANN, M.E. 2002: The value of multiple proxies. *Science* 297: 1481–1482.
- MANN, M.E.; AMMANN, C.M.; BRADLEY, R.S.; BRIFFA, K.R.; CROWLEY, T.J.; HUGHES, M.K.; JONES, P.D.; OPPENHEIMER, M.; OSBORN, T.J.; OVERPECK, J.T.; RUTHERFORD, S.; TRENBERTH, K.E.; WIGLEY, T.M.L. 2003a: On past temperatures and anomalous late-20th century warmth. *EOS* 84: 256–258.
- MANN, M.E.; BRADLEY, R.S.; HUGHES, M.K. 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium – inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters* 26: 759–762.
- MANN, M.E.; HUGHES, M.K. 2002: Tree-ring chronologies and climate variability. *Science* 296: 848–849.
- MANN, M.E.; RUTHERFORD, S.; BRADLEY, R.S.; HUGHES, M.K.; KEIMIG, F.T. 2003b: Optimized surface temperature reconstructions using terrestrial borehole data. *Journal of Geophysical Research* 108, doi: 10.1029/2002JD002532.
- MITCHELL, V.L. 1967: An investigation of certain aspects of tree growth rates in relation to climate in the central Canadian boreal forest. Technical Report 33. University of Wisconsin, Department of Meteorology, Wisconsin.
- NEMANI, R.R.; KEELING, C.D.; HASHIMOTO, H.; JOLLY, W.M.; PIPER, S.C.; TUCKER, C.J.; MYNENI, R.B.; RUNNING, S.W. 2003: Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science* 300: 1560–1563.
- NEUWIRTH, B.; ESPER, J.; SCHWEINGRUBER, F.H.; WINIGER, M. 2003: Site ecological differences to the climatic forcing of spruce pointer years from the Lötschental, Switzerland. *Dendrochronologia* 21: 69–78.
- PETERS, K.; JACOBY, G.C.; COOK, E.R. 1981: Principal component analysis of tree-ring sites. *Tree-Ring Bulletin* 41: 1–19.
- PETERSON, T.C.; EASTERLING, D.R.; KARL, T.R.; GROISMAN, P.; NICHOLLS, N.; PLUMMER, N.; TOROK, S.; AUER, I.; BOEHM, R.; GULLET, D.; VINCENT, L.; HEINO, R.; TUOMENVIRTA, H.; MESTRE, O.; SZENTIMREY, T.; SALINGER, J.; FÖRLAND, E.; HANSSON-BAUER, I.; ALEXANDERSSON, H.; JONES, P.; PARKER, D. 1998: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data – a review. *International Journal of Climatology* 18, 13: 1493–1517.
- PETIT, J.R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D.; BARKOV, N.I.; BARNOLA, J.-M.; BASILE, I.; BENDER, M.; CHAPPELLAZ, J.; DAVIS, M.; DELAYGUE, G.; DELMOTTE, M.; KOTLYAKOV, V.M.; LEGRAND, M.; LIPENKOV, V.Y.; LORUS, C.; PÉPIN, L.; RITZ, C.; SALTZMAN, E.; STIEVENARD, M. 1999: Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399: 429–436.
- POLLACK, H.N.; HUANG, S. 2000: Climate reconstruction from subsurface temperatures. *Annual Reviews of Earth Planetary Sciences* 28: 339–365.
- ROBERTSON, A.; OVERPECK, J.; RIND, D.; MOSLEY-THOMPSON, E.; ZIELINSKI, G.; LEAN, J.; KOCH, D.; PENNER, J.; TEGEN, I.; HEALY, R. 2001: Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *Journal of Geophysical Research* 106: 14783–14803.
- ROBOCK, A.; FREE, M.P. 1996: The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: JONES *et al.*: 533–546.
- SAURER, M.; BORELLA, S.; SCHWEINGRUBER, F.H.; SIEGWOLF, R. 1997: Stable carbon isotopes in tree rings of beech – climatic versus site-related influences. *Trees* 11: 291–297.
- SCHAUB, M.; KAISER, K.F.; KROMER, B. 2003: Subfossil pines from loamy slope sediments reflect late glacial climatic variations. In: Schleser, G.; Winiger, M.; Bräuning, A.; Gärtner, H.; Helle, G.; Jansma, E.; Neuwirth, B.; Treydte, K. (Eds.): *TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology*, Vol. 1, Proceedings of the Dendrosymposium 2002, April 11th–13th 2002, Bonn/Jülich: 40–46.
- SCHMUTZ, C.; WANNER, H. 1998: Low frequency variability of atmospheric circulation over Europe between 1785 and 1994. *Erdkunde* 52: 81–94.
- SCHWEINGRUBER, F.H. 2001: *Dendroökologische Holzanatomie. Anatomische Grundlagen der Dendrochronologie*. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf (Hrsg.), Haupt, Bern, 472 S.
- SCHWEINGRUBER, F.H. 1996: *Tree rings and environment*. Dendroecology. Haupt, Bern, 609 p.
- SCHWEINGRUBER, F.H.; ECKSTEIN, D.; SERRE-BACHET, F.; BRÄKER, O.U. 1990: Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology. *Dendrochronologia* 8: 9–38.
- SCHWEINGRUBER, F.H.; WEHRLI, U.; AELLEN-RUMO, K.; AELLEN, M. 1991: Weiserjahre als Zeiger extremer Standortseinflüsse. *Schweiz. Z. Forstwes.* 142, 1: 33–52.
- SMITH, H.J.; WAHLEN, M.; MASTROIANNI, D. 1997: The CO₂ concentration of air trapped in GISP2 ice from the last glacial Maximum-Holocene transition. *Geophysical Research Letters* 24: 1–4.
- STAHL, D.W. 1999: Effective strategies for the development of tropical tree-ring chronologies. *IAWA Journal* 20: 249–253.
- STOCKTON, C.W. 1985: Current research progress toward understanding drought. In: *Proceedings, Drought, Water Management and Food Production*. Imprimerie de Fedala, Mohammedia: 21–35.
- TREYDTE, K. 2003: *Dendro-Isotope und Jahrringbreiten als Klimaproxy der letzten 1200 Jahre im Karakorumgebirge/Pakistan*. Schriften des Forschungszentrums Jülich, Reihe Umwelt/Environment 38, 190 S.
- TREYDTE, K.; SCHLESER, G.H.; SCHWEINGRUBER, F.H.; WINIGER, M. 2001: The climatic significance of $\delta^{13}\text{C}$ in subalpine spruce (Lötschental, Swiss Alps) – a case study with respect to altitude, exposure and soil moisture. *Tellus* 53: 593–611.
- VERSTEGE, A.; ESPER, J.; NEUWIRTH, B.; ALIFRIQUI, M.; FRANK, D. 2004: On the potential of cedar forests in the Middle Atlas (Morocco) for climate reconstructions. In: Jansma, E.; Bräuning, A.; Gärtner, H.; Schleser, G.: *TRACE – Tree Rings in Archeology, Climatology and Ecology*. Vol. 2, Proceedings of the Dendrosymposium 2003, Utrecht: 78–84.
- WANNER, H.; BRÖNNIMANN, S.; CASTY, C.; GYALISTRAS, D.; LUTERBACHER, J.; SCHMUTZ, C.; STEPHENSON, D.B.; XOPLAKI, E. 2001: North Atlantic Oscillation- concepts and studies. *Surveys in Geophysics* 22: 321–381.
- WANNER, H.; LUTERBACHER, J.; GYALISTRAS, D.; RICKLI, R.; SALVISBERG, E.; SCHMUTZ, C. 2000: *Klimawandel im Schweizer Alpenraum*. ETH Zürich, Zürich, 285 S.
- WATANABE, O.; JOUZEL, J.; JOHNSEN, S.; PARRENIN, F.; SHOJI, H.; YOSHIDA, N. 2003: Homogeneous climate variability across east Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature* 422: 509–512.
- WATSON R.T. *et al.* (Eds.) 2001: *Climate Change 2001 – Synthesis Report*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 397 p.
- WIGLEY, T.M.L.; BRIFFA K.R.; JONES, P.D. 1984: On the average of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 23: 201–213.
- WORRES, M. 1999: Annual growth rings, rainfall dependent growth and long-term growth patterns of tropical trees from the Forest Reserve Caparo in Venezuela. *Journal of Ecology* 87: 391–403.

Dank

Die Autoren bedanken sich für die Unterstützung durch den SNF, NCCR Climate (J.E. und U.B.), den SNF, Projekt # 2100-066628 (D.F.), und das BBW, Projekte # 01.0498-1 (K.T.), # 01.0499-1 und # C00.0067 (H.G.).

Autoren und Autorin

Dr. JAN ESPER*, Dr. KERSTIN TREYDTE, DAVID C. FRANK, Dr. HOLGER GÄRTNER, ULF BÜNTGEN, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL, Zürcherstrasse 111, 8903 Birmensdorf.
*Korrespondenz, E-Mail: esper@wsl.ch.