

Wie reagieren Bäume auf Klimaveränderung? – Ergebnisse dendroklimatologischer Untersuchungen

How do trees react to climate change? – Results from dendroclimatic research

Dr. Ulf Büntgen, PD Dr. J. Esper und Dr. David Frank

Zusammenfassung

Im vorliegenden Beitrag werden Beispiele der Jahrringforschung unter Berücksichtigung natürlicher und anthropogener Klimaschwankungen diskutiert. Nach einer Einführung in die aktuelle Klimadebatte werden der Temperaturverlauf des letzten Millenniums sowie der resultierende Forschungsbedarf beschrieben. Anschließend sind es Datengrundlage, Datierungsmethoden sowie die klimatische Beeinflussung jährlicher Zuwachsraten welche dem Leser vorgestellt werden. Zwei Beispiele von der aktuellen Forschungsfront ermöglichen schlussendlich, Potentiale und Grenzen der Jahrringforschung im Hinblick auf unser Verständnis einer sich verändernden Umwelt zu skizzieren.

Summary

Here we present and discuss examples of tree-ring research in relation to natural and anthropogenic environmental variability. After an introduction of the current Climate-Change debate, the temperature history of the past Millennium and resulting research questions are described. Data availability, dating methods, and growth/climate responses are then depicted. Two examples from the actual research frontier finally allow potentials and limitations of tree-rings to be shown with regard to environmental change.

1 Einleitung

Der vorliegende Artikel soll eine, unter Berücksichtigung aktueller Daten, Methoden, Ergebnisse und Herausforderungen der Jahrringforschung stattfindende, kritische Reflektion der Klimadebatte und speziell der Klimavariabilität der letzten ca. 1000 Jahre darstellen. Hierfür werden exemplarisch neuste Arbeiten aus Europa vorgestellt, welche Potentiale und Limitierungen der Jahrringforschung im Hinblick auf unser Verständnis, sprich der Rekonstruktion natürlicher und anthropogen bedingter Klimaänderungen aufzeigen. Im Zentrum steht die Abschätzung langfristiger Schwankungen der Alpinen Sommertemperatur. Ziel ist es, dem Leser den aus Jahrringdaten (jährliche Zuwachsbreite und Holzdicke) gewonnenen Informationsgehalt vergangener Umweltbedingungen (Klima,

Insekten, etc.) zugänglich zu machen und den Anteil der Disziplin am heutigen Wissensfundament der Klimadebatte herauszustellen.

Die oftmals als Jahrringforschung bezeichnete „Dendrochronologie“ umfasst alle Teilgebiete die den rindennächsten Jahrring zur Datierung verwenden, z. B. die Dendroarchäologie, welche sich mit der Datierung historischer Holzproben beschäftigt. Die Dendroökologie hingegen beinhaltet alle Teilgebiete, welche vergangene Umweltinformationen aus den Jahrringabfolgen gewinnen, z.B. die Dendroklimatologie, -geomorphologie, -tektonik, -glaziologie, usw.

Um Klimabedingungen vor dem Zeitalter flächendeckender instrumenteller Wetteraufzeichnungen, sprich vor dem Beginn des 20. Jahrhunderts zu verstehen

(JONES & MOBERG 2003), bedarf es derer indirekter Aufzeichnungen (BRIFFA 2000). Dies geschieht mit Hilfe von so genannten Proxy Archiven. Diese indirekten Klimaaufzeichnungen lassen sich grob in zwei Bereiche aufteilen: Natürliche und gesellschaftlich-kulturelle Archive. Zu der ersten Gruppe zählen organische Daten wie z. B. Jahrringe, Tier- und Pflanzenreste, Pollen und Torfbildungen, aber auch nicht organische Befunde aus Eisbohrkernen, terrestrische Sedimente und Gletscherständen. Innerhalb der Gruppe der gesellschaftlichen Archive seien besonders die Dokumentenaufzeichnungen erwähnt (BRAZDIL et al. 2005), welche Beschreibungen von Naturkatastrophen, Witterungsverläufen, Wasserständen von Seen und Flüssen, deren Vereisungen, Dauer der winterlichen Schneebedeckung, Blüte- und Reifezeiten von Kulturpflanzen, Erntetermine und Weinmosterträge enthalten (PFISTER 1999). Die verschiedenen Proxy Quellen haben Stärken und Schwächen (BRADLEY 1999).

Diese indirekten Aufzeichnungen werden in der Regel mit direkten, gemessenen meteorologischen Daten verglichen, um die (Paläo-) Information dieser natürlichen Quellen zu bestimmen (ESPER et al. 2005a). Verschiedene Archive haben jedoch spezifische Stärken und Schwächen. Während Eisbohrkerne beispielsweise sehr aufwendig zu erheben sind und sich ihre Verfügbarkeit auf einige wenige Hochgebirge und die Polarregionen beschränkt, können Jahrringdaten mehr oder weniger flächendeckend in allen außertropischen Waldökosystemen erhoben werden (SCHWEINGRUBER 1996). Weitere Unterschiede sind die absolute Länge und zeitliche Auflösung der verschiedenen Archive. So sind Jahrringzeitreihen zwar durchgehend jahrgenau aufgelöst, in ihrer absoluten Länge jedoch stark an die nacheiszeitliche Rückkehr unserer Wälder (ca. 14'000 Jahre v. Chr.) gebunden (SCHAUB et al. 2007a, b). Während sich die zeitliche Präzision von Eisbohrkernen mit der Tiefe, respektive dem Alter der Probe kontinuierlich verschlechtert, können diese Zeitreihen jedoch mehrere hunderttausend Jahre in die Vergangenheit zurück reichen. Die bisher längste, durch Eisbohrkerne gewonnene Klimageschichte ist 800.000 Jahre alt und überspannt acht Eiszeit/Warmzeit Zyklen (STOCKER 2007). Es lässt sich festhalten, dass jedem Proxy bedingt durch seine individuellen Vor- und Nachteile (zeitliche Auflösung, Länge und räumliche Verbreitung) ein eigenes Ver-

wendungsfeld zugeschrieben werden kann. Hieraus ergibt sich für zukünftige Paläoklimaforschungen die dringende Notwendigkeit methodisch-konzeptionelle Schwächen zu kompensieren, indem verschiedene Disziplinen gemeinsam an Fragestellungen arbeiten und durch interdisziplinäre Projekte ihre Expertisen in Synergie umwandeln (ESPER et al. 2004, LUTERBACHER et al. 2004).

2 Klimavariabilität

Neben einer Vielzahl von jüngst in der Klimadebatte auftauchenden Fragen an deren Beantwortung sich die Jahrringforschung aktiv beteiligt, ragt die Rekonstruktion vergangener Klimavariationen heraus. Hierbei geht es um das Verständnis natürlicher Schwankungen die frei von menschlichen Einflussgrößen zu bewerten sind. Neben dieser vorindustriellen Variabilität müssen seit Mitte des 19. Jahrhunderts anthropogen verursachte Emission von Treibhausgasen in die Atmosphäre berücksichtigt werden (IPCC 2007). Der Gebrauch fossiler Brennstoffe, Landwirtschaft und Landnutzung sind die primären Gründe für die seit ca. 250 Jahren steigenden Treibhausgase. Durch die Zunahme der Treibhausgase ist die Annahme berechtigt, dass globale Mitteltemperaturen (JONES & MOBERG 2003) und regionale Wetterextreme (SCHÄR et al. 2004) in Zukunft weiter zunehmen werden. Für die kommenden 100 Jahre berechnen Modelle einen globalen Temperaturanstieg von 3–5 °Celsius (IPCC 2007). Derartige Veränderungen im Klimasystem können bedeutende Risiken für Ökosysteme – deren rasche Anpassung fraglich ist – darstellen (ESPER et al. 2007a) und sollten die Klimafolgenforschung in den wissenschaftlichen, politischen und öffentlichen Fokus rücken (STENSETH et al. 2002).

Um den Einfluss steigender Treibhausgaskonzentrationen auf das Klimasystem zu verstehen und robuste Abschätzungen zukünftiger Klimaentwicklungen berechnen zu können, ist es erforderlich, die Rolle der Treibhausgase besser zu verstehen. Dies ist aber nur dann möglich, wenn wir die interne Dynamik unseres Klimasystems mit und ohne den Einfluss anthropogen bedingter Einflussgrößen vergleichen können. Eine primäre Herausforderung stellt also die Rekonstruktion vorindustrieller Klimabedingungen dar.

Derzeit wird dem Verständnis vergangener Temperaturamplituden innerhalb des letzten Millenniums besondere Aufmerksamkeit beigemessen (ESPER et al. 2005b). So ist man verstärkt daran interessiert, Dauer, Intensität und räumliche Verbreitung einer Warmphase vor ~1000 Jahren, dem so genannten „Mittelalterlichen Optimum“ zu verstehen, um diese Phase mit einer anschließenden mehrhundertjährigen Kaltphase, der „Kleinen Eiszeit“ sowie der rezenten Erwärmung des 20./21. Jahrhunderts zu vergleichen (LAMB 1965). Hierbei geht es um die Quantifizierung von Größe und Geschwindigkeit der Temperaturamplitude (in °C) mit und ohne Zugabe anthropogener Treibhausgase, sprich von 1000–1850, respektive bis ins 21. Jahrhundert (IPCC 2007). Diese Informationen sind für die Kontrolle (Verifizierung) von modellbasierten Simulationen unseres Klimasystems in die Vergangenheit notwendig, um den Fehlerbereich zukünftiger Szenarien zu verringern (RAIBLE et al. 2006).

Eine umfassende, sich auf viele hundert Jahringbreitenmessungen basierende und über weite Teile der nördlichen Nadelwälder ausbreitende Rekonstruktion vergangener Temperaturschwankungen (ESPER et al. 2002) zeigt für weite Teile der Nordhemisphäre eine ausgeprägte Warmphase um A. D. ~1000. Demnach wurden bereits weit vor Beginn der anthropogenen Klimabeeinflussung ähnlich warme Temperaturen, wie sie über weite Teile des 20. Jahrhunderts gemessen

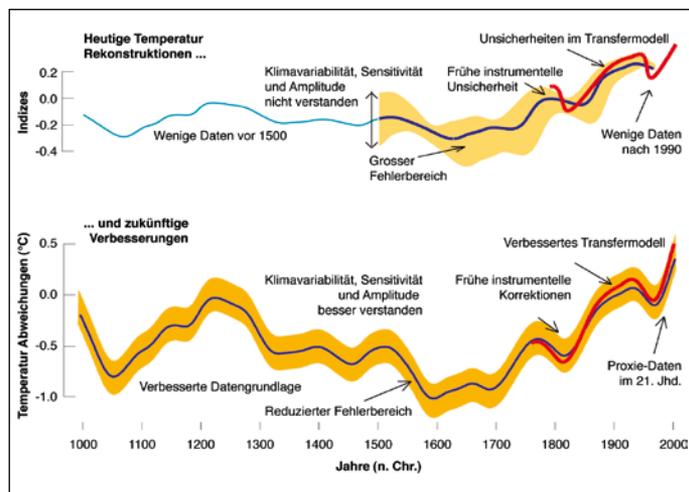
wurden, erreicht. Hieraus lässt sich ableiten, dass eine (relative) Gegenüberstellung natürlich und anthropogen beeinflusster Temperaturfluktuationen und insbesondere deren Geschwindigkeit, Dauer und Amplitude erhebliche Auswirkungen auf die quantitative Abschätzung treibhausgasrelevanter Effekte auf unser Klimasystem während der letzten ca. 150 Jahre und für dessen zukünftige Prognosen hat.

3 Forschungsbedarf

Das aktuelle Verhältnis zwischen wissenschaftlichen Befunden und Unsicherheiten in der Klimadebatte wurde kürzlich in dem vierten Bericht der Zwischenstaatlichen Sachverständigenkommission über Klimaänderungen der Vereinten Nationen zusammengefasst (IPCC 2007). Aus dieser umfangreichen Zusammenstellung ergibt sich eine Fülle brisanter Forschungsschwerpunkte, deren Aufzählung hier beispielhaft durch die Erwähnung eines jüngst von der EU bewilligten Forschungsprojekts vertreten werden soll.

Das mit mehr als 39 Europäischen Universitäten und einem Gesamtvolumen von über € 12 Mio. ausgestattete Projekt MILLENNIUM (#017008) darf als direkte Antwort auf die vielen noch offenen Fragen zum Verständnis Europäischer Klimavariabilität während des letzten Millenniums angesehen werden. Primäre Her-

Abbildung 1:
Aktueller Forschungsstand und zukünftige Herausforderungen 1000-jähriger Temperaturrekonstruktionen wie sie durch das EU Projekt MILLENNIUM (#017008) formuliert wurden



ausforderungen sind die reduzierte Datenverfügbarkeit, ein unzureichendes Verständnis langfristiger Klimavariabilität und Sensitivität, sowie der immer noch zu große Fehlerbereich zu kurzer Rekonstruktionen und früher instrumenteller Messungen (Abbildung 1). Die interdisziplinäre Forschungsinitiative hat hierfür sechs Hauptaufgaben formuliert, auf welche Sie bis zum Jahr 210 ihren Fokus richten wird: (1) Der Aufbau einer Datenbank mit den besten Paläoklima-Archiven. (2) Die Erstellung neuer tausendjähriger Paläoklimadaten unter Verwendung innovativer Methoden. (3) Das Zusammenfügen von bestehenden und neuen Daten zur Rekonstruktion des Europäischen Klimas der letzten 1000 Jahre auf unterschiedlichen räumlichen Skalen. (4) Die Verwendung dieser Rekonstruktionen zum besseren Verständnis natürlicher *versus* anthropogen bedingter Klimavariabilität, in Teilregionen und nach Saisonalitäten. (5) Die Überprüfung etablierter Klimamodelle auf deren Fähigkeit, die Amplitude vergangener Klimavariabilität wiederzugeben. (6) Die Vorhersagbarkeit, mit welcher Wahrscheinlichkeit Temperatur und Niederschlag in Zukunft kritische Schwellenwerte für Mensch und Umwelt überschreiten werden.

4 Dendroklimatologie

4.1 Jahrringparameter

Basierend auf den jahreszeitlich bedingten Zuwachszonen eines Baumes lassen sich nur in bestimmten Fällen fundierte Rückschlüsse auf deren externe Einflussfaktoren machen (FRITTS 1976). Es ist meistens jedoch kaum möglich, die Wirkung eines einzelnen Faktors eindeutig zu bestimmen. Um dieses Problem zu minimieren, berücksichtigt die Dendroklimatologie Bäume, deren Wachstum von möglichst wenigen Umwelteinflüssen gesteuert wird. Konzeptionell ist von Waldgrenzstandorten ein deutlicheres Klimasignal als von so genannten „Normalstandorten“ zu erwarten. Die gleiche Überlegung trifft auf art-spezifische Verbreitungsgrenzen im Gegensatz zu „Optimumstandorten“ zu. An trockenheitsbedingten Verbreitungsgrenzen, wie sie an der unteren Waldgrenze innerhalb inneralpiner Trockentäler wie z. B. dem Schweizer Wallis oder in großen Hochgebirgen wie dem Zentralasiatischen Karakorum oder dem Nordafrikanischen Atlas auftreten, kann ein Niederschlagsignal durch die jährlichen Zuwachszonen reflektiert werden (ESPER et al. 2007b). Das jährliche Wachstum von Bäumen an der oberen und nördlichen Waldgrenze wird durch die innerhalb der Vegetations-

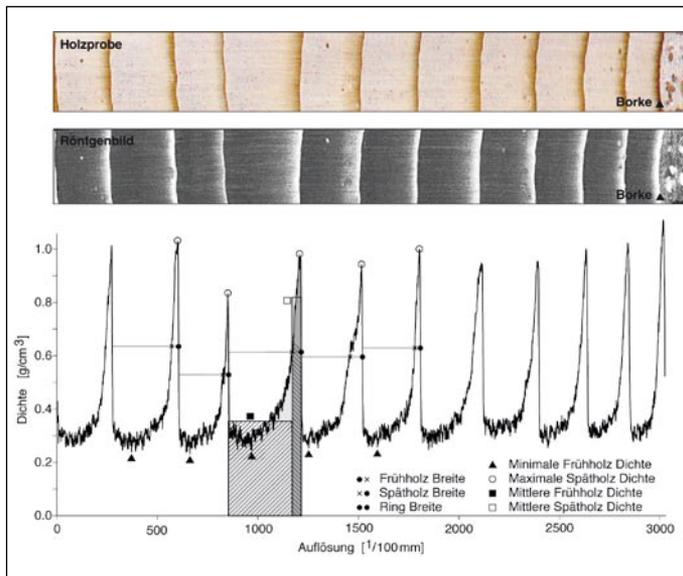


Abbildung 2: Vergleich der zwei am häufigsten zur Rekonstruktion vergangener Sommertemperaturen verwendeten Jahrring-Parameter: Jahrring-Breite (TRW) und Maximale Spätholzdicke (MXD). Beide Parameter werden an der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft in Birmensdorf, Schweiz bereits seit den 1970er Jahren erfolgreich gemessen. Sie stellen eine international wichtige Datengrundlage in der Klima- und Umweltforschung dar

periode auftretenden Temperaturen gesteuert (FRANK & ESPER 2005a). Auf Grund einer oftmals nur wenige Wochen andauernden Vegetationsperiode ist für das Baumwachstum der Grad der täglichen Erwärmung von entscheidender Bedeutung (KÖRNER 1998). Diesbezüglich lassen sich Schwankungen innerhalb und zwischen jährlichen Zuwachszonen zu einem großen Anteil durch Veränderungen der Lufttemperatur erklären. Auch wenn die meisten dendroklimatologischen Rekonstruktionen auf der Untersuchung von Koniferen basieren (BRIFFA 2000), sind ebenso Sträucher und Zwergsträucher, welche Jahrringe ausbilden, sowie holzanatomische Sondermerkmale für Klimaanalysen geeignet (SCHWEINGRUBER 2007). Neben der Jahrringbreite, die mit dem geringsten Aufwand erhoben werden kann, wird vor allem die Jahrringdicke, und hier im Speziellen die maximale Spätholzdicke gemessen (Abbildung 2). Intra- und interannuelle Wachstumsvariationen der Jahrringbreite und -dicke klimasensitiver Bäume eignen sich somit als indirektes Thermometer (SCHWEINGRUBER et al. 1979). Weiterhin beinhalten die Verhältnisse von stabilen Isotopen, welche sich aus jährlich abgetrennten Holzproben gewinnen lassen, klimatische Informationen (TREYDTE et al. 2006).

4.2 Datierungsmethoden

Das Auftreten von synchronem Wachstum über große Räume (regional bis kontinental), ermöglicht eine jahrgenaue Datierung historischer Holzproben unterschiedlicher Herkunftsorte durch eine als „cross-dating“ in der englischsprachigen Literatur bekannte Methode, welche als fundamentaler Unterschied dieser Disziplin gegenüber anderen Paläoarchiven angesehen werden darf. Die durch äußere Einflüsse (Klima, Geomorphologie, etc.) charakteristische Abfolge unterschiedlich breiter und dichter Jahrringe – holzanatomische Merkmale sind als weitere Hilfen zu berücksichtigen – erlaubt die präzise kalendarische Zuordnung eines jeden Jahrrings, solange er sich mit bereits datierten Proben überlagert. Dies bedeutet: Die für eine Region und Periode charakteristische Abfolge von klimatisch bedingten jährlichen Zuwachsmustern ist vergleichbar mit einem genetischen Fingerabdruck. Qualität und Aussage der Datierung hängt entscheidend von der zur Verfügung stehenden

Probenanzahl sowie ihrer Überlagerungslänge ab. Zusätzliche Informationen über die Herkunft und eine grobe zeitliche Einordnung des Baumaterials kann dessen Datierung erheblich erleichtern. Sobald der datierte Holzfund (z. B. Instrument, Bilderrahmen, Gebäude, Fundament) auch noch über den äußersten Zuwachsring verfügt, der Jahrring welcher im Jahr (oder dem Vorjahr) der Fällung gebildet wurde – dieser äußerste Jahrring wird als Waldkante bezeichnet – kann die Entstehung des Objektes kalendarisch rekonstruiert werden (BÜNTGEN et al. 2006a). Der erfolgreiche Aufbau dendrochronologischer Zeitreihen für die letzten ~1000 Jahre, deren Material vorwiegend aus historischen Gebäuden stammt, konnte mehrfach durch unabhängige Studien aus den Französischen, Italienischen, Schweizerischen und Österreichischen Alpen nachgewiesen werden (CARRER et al. 2007, FRANK et al. 2007). Basierend auf unterschiedlich alten Holzfunden aus Mooren, Sedimenten, Flussläufen und Gletschern ist es für den Alpenraum weiterhin gelungen, zwei rund 8'000-jährige Jahrringchronologien zu erstellen (persönliche Mitteilung von MARTIN SCHMIDHALTER, Schweiz und Kurt Nicolussi, Österreich). Die meisten hierfür verwendeten Koniferen stammen aus zahlreichen seit den ~1850er Jahren kontinuierlich zurückziehenden Gletschern aus der Schweiz und Österreich (HOLZHAUSER et al. 2005). Gegenwärtig ist es das erklärte Ziel der Schweizer Dendroarchäologie (SNF Projekt #100012-108338/1) eine lückenlose Hochlagenchronologie vom 21. Jahrhundert zurück bis in die Zeit der ersten nacheiszeitlichen Bewaldung vor rund 12'000 Jahren zu erstellen.

Die Relevanz solcher ultra-langer Zeitreihen, welche sich durch jährliche Auflösung und ein klar definiertes Klimasignal auszeichnen und dadurch mit meteorologischen Messreihen und anderen im 20. Jahrhundert aufgezeichneten ökologischen Archiven verglichen und kalibriert werden können, ist unumstritten (CHEKE 2007). Sowohl für die Paläoklimatologie als auch für die Ökologie stellen kontinuierliche, mehrtausendjährige Zeitreihen ein enormes Potential dar und werden in Zukunft wichtige Beiträge zum Verständnis des Langfristverhaltens unterschiedlicher Ökosysteme und deren klimatischer Beeinflussung leisten.

4.3 Korrekturen des Alterstrends

Neben den hier erwähnten Stärken der Dendroklimatologie ist es jedoch wichtig darauf hinzuweisen, das Rohwertmessungen der Jahrringbreite (in mm) und auch der maximalen Spätholzdichte (in g/cm³) in der Regel von einem nicht-klimatisch bedingten, langfristig abnehmenden Trend, dem so genannten Alterstrend überlagert werden (Abbildung 3a–b). Dieser abnehmende Trend in Jahrringbreite bzw. -dichte mit zunehmendem Baumalter muss vor einer klimatischen Begutachtung eliminiert werden, da ansonsten hohe Kurvenpunkte in einer Mittelwert-Chronologie die lediglich durch junge Jahrringe verursacht wurden, eine rein klimatische Interpretation des Baumwachstums nicht zulassen (FRITTS 1976). Diese zwingende Notwendigkeit der Trendeliminierung stellt die primäre Herausforderung in der modernen Dendroklimatologie dar. Durch die Anwendung von Trendeliminierungsverfahren kann es gelingen, diesen Alterstrend zu beseitigen und klimatisch bedingte gemeinsame Wachstumsvariationen zu betonen. Da der Alterstrend in aller Regel aber einer langfristigen Abnahme der Jahrringbreite und -dichte gleicht, sind die Mittel, dieses unerwünschte Rauschen von potenziell gleichgerichteten Klimasignalen zu trennen, kompliziert. Dies bedeutet, im Fall eines langfristigen Abkühlungstrends, ist dieser in seiner Form dem unerwünschten Alterstrend ähnlich. Die Trennung dieser Informationen ist also keineswegs als trivial zu bezeichnen (COOK et al. 1995, ESPER et al. 2003).

Als gemeinsame Wachstumsvariationen werden negative und positive Ausschläge der Jahrringbreiten bzw. -dichten verstanden, die synchron zwischen den Bäumen eines Standorts und schließlich synchron zwischen den Standorten eines Untersuchungsgebietes aufgezeichnet werden (Abbildung 3c). Derartig synchrones Wachstumsverhalten innerhalb und zwischen Standorten kann nur durch klimatische Variationen verursacht werden, da alleine diese großräumig und einheitlich wirksam sind. Ihre zeitliche Stabilität sollte jedoch durch den Vergleich mit langen instrumentellen Messreihen über unterschiedliche und unabhängige Zeitfenster oder gleitende Korrelationen überprüft werden (Abbildung 3d). Verhalten sich Klima/Wachstums Beziehungen linear, und kann der Nachweis von synchronem Wachstum zwischen

Bäumen und Standorten erbracht werden, ist die Grundlage für eine Rekonstruktion von Umwelt- und Klimabedingungen anhand von Jahrringen gegeben.

4.4 Klima/Wachstum Beziehung

Eine sich über den gesamten Alpenbogen erstreckende Studie beschreibt den Zusammenhang zwischen jährlichem Koniferenwachstum (Stammproduktivität) und Alpinem Klima (BÜNTGEN et al. 2008). Hierfür wurde ein Netzwerk aus 62 Lärchen (*Larix decidua* Mill.) und 62 Fichten (*Picea abies* Karst.) Standortchronologien mit insgesamt ca. 4'600 Einzeldaten aufgebaut. Dieser einmalige Datensatz erstreckt sich über große Teile des Alpenbogens, berücksichtigt unterschiedliche Höhenstufen (500–2300 m ü NN) und konnte nur durch die Zusammenarbeit zahlreicher Institute aus unterschiedlichen Ländern (Frankreich, Italien, Österreich, Schweiz, Slowenien) ermöglicht werden.

Nachdem der Alterstrend der Einzelserien korrigiert wurde, konnten Korrelationen zwischen den 124 Jahrringchronologien und monatlich aufgelösten Temperatur und Niederschlagsmessungen berechnet werden. Um Effekte des Vorjahres und die zeitliche Stabilität der Klima/Wachstum Beziehung besser zu verstehen (BÜNTGEN et al. 2006c), werden Korrelationen in den meisten Fällen über ein 18-monatiges Zeitfenster von Mai aus dem Vorjahr bis Oktober im Jahr der Ringbildung und über unterschiedliche Perioden berechnet (FRITTS 1976). Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass eine starke Abhängigkeit zwischen Höhenlage der Daten und den vorherrschenden Sommertemperaturen – das Temperatursignal innerhalb der Jahrringbreite nimmt mit der Höhe des Standortes stetig zu – für Lärchen deutlicher ausgeprägt ist als für Fichten. Ähnliche Ergebnisse wurden auch von einem Netzwerk mit weiteren Koniferenarten in den Alpen (FRANK & ESPER 2005a, b) und der Slowakisch-Polnischen Tatra (BÜNTGEN et al. 2007) nachgewiesen.

4.5 Proxy/Temperatur Transfer

Nachdem der primäre Einflussfaktor des Jahrringwachstums definiert ist, müssen die dimensionslosen

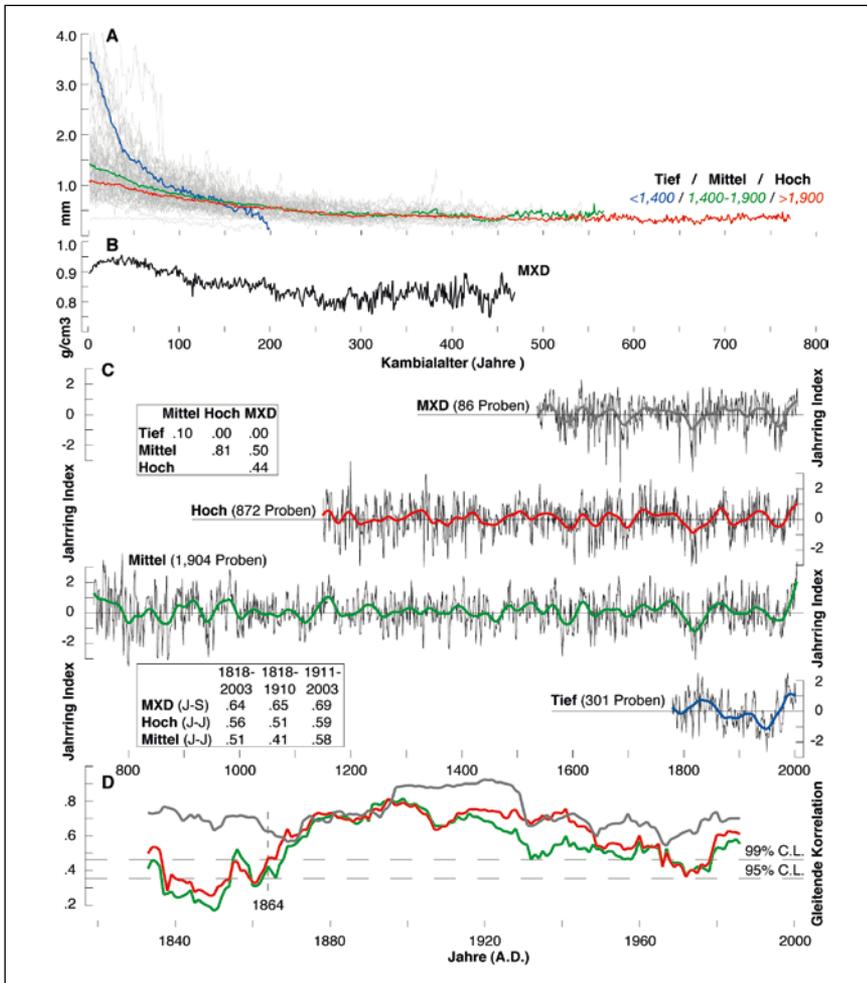


Abbildung 3: a) Die nach ihrem Geburtsalter (Kambialalter) sortierten Mittelkurven (grau) beschreiben den kollektiven Alterstrend, repräsentativ für den jeweiligen Standort und Baumart. Die drei farbigen Kurven (blau, grün, rot) stellen den für unterschiedliche Höhenstufen typischen Altertrend dar. b) Der kollektive Altertrend aller Dichtemessungen (MXD). c) Über unterschiedliche Höhenstufen (Tief <1,400, Mittel 1,400–1,900, Hoch >1,900 m ü NN) gemittelte Jahringbreiten- (blau, grün, rot) und Dichtechronologien (grau) nach individueller Standardisierung (Korrektur des Alterstrends) mit Hilfe einer Filterfunktion (300-yr cubic smoothing splines). Die Chronologien sind bei einer Belegungsdichte unterhalb 5 Serien abgeschnitten und die farbigen Linien sind 40-jährig Filter. d) Gleitende 31-jährige Korrelationen zwischen den unterschiedlichen Jahringbreitenchronologien und instrumentell gemessenen Sommertemperaturen. Die obere Box zeigt Korrelationen zwischen den vier Mittelchronologien berechnet über die gemeinsame Periode 1778–2001. Der untere Rahmen beschreibt die höchsten Korrelationen zwischen den drei temperatursensitiven Chronologien (MXD, Hoch, Mittel) und den Sommertemperaturen gemessenen über die Periode 1818–2003

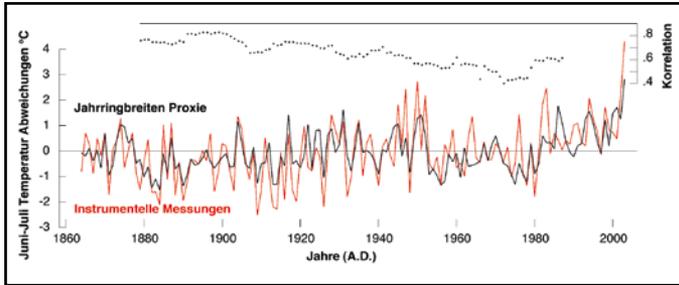


Abbildung 4: Skalierung (Anpassung des Mittelwertes und Standardabweichung) einer über den gesamten Alpenraum gemittelten Lärchenchronologie aus ~2500 Jahringbreiten Einzelerien von 40 Standorten (schwarz) an gemessene und homogenisierte Sommertemperaturen (rot)

Indizes der standardisierten Jahringbreiten und/oder-dichte Chronologien durch Transfermodelle in den korrespondierenden Klimaparameter (meist Sommer-temperatur) umgewandelt werden. Neben komplexen, nichtlinearen Regressionsmodellen, welche multiple Variablen berücksichtigen und auch zeitlich flexibel sind, wird in vielen Fällen auf einfache Modelle zurückgegriffen (ESPER et al. 2005a). Abbildung 4 stellt den zeitlichen Zusammenhang zwischen dem gegenwärtigen Ende eine Jahringbreitenchronologie und für den Alpenraum gemittelten Juni-Juli Temperaturen (AUER et al. 2007) dar. Der Mittelwert und die Standardabweichung der Proxy Zeitreihe wurden den korrespondierenden Werten der instrumentellen Messungen über die gesamte Periode der Überlappung angepasst. Beide Zeitreihen beschreiben einen Anstieg vom Ende des 19. Jahrhunderts bis ~1950, gefolgt von kühleren Temperaturen bis ~1980 sowie den aktuellen Erwärmungstrend der beiden letzten Dekaden

und korrelieren mit $r = 0.70$. Die zeitliche Stabilität des Modells wird durch gleitende Korrelationen überprüft. Während die Korrelationen in der frühen Überlappungsperiode durchschnittlicher höher sind, fallen sie zum rezenten Ende stetig ab, sind jedoch für das gesamte Zeitfenster 1860–2003 signifikant ($r = 0.85 - 0.40$).

5 Beispiele zum aktuellen Forschungsstand

Im Folgenden soll anhand zweier Beispiele aus den Europäischen Alpen auf die Potentiale und Limitierungen der Jahringforschung im Hinblick auf die Rekonstruktion vergangener Umweltbedingungen eingegangen werden. Zum einen wird das Verständnis natürlicher und anthropogen beeinflusster Temperaturschwankungen vom Mittelalter bis in die Gegenwart

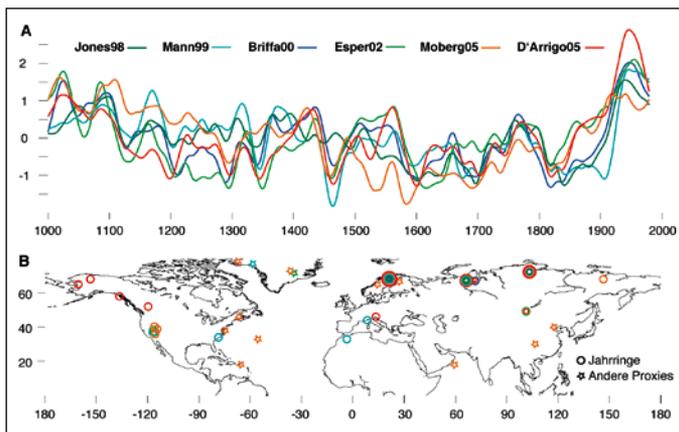


Abbildung 5: a) Großräumige Temperaturrekonstruktionen der letzten 1000 Jahre und b) ihre Datengrundlage zu Beginn der Zeitreihen im Jahr 1000 A. D. Siehe ESPER et al. (2005b) für Details

reflektiert und die Bedeutung der Dendroklimatologie aufgezeigt. Zum anderen beschreibt eine dendroökologische Studie das zyklische Auftreten von lokalen Insektenausbrüchen während der letzten 1200 Jahre.

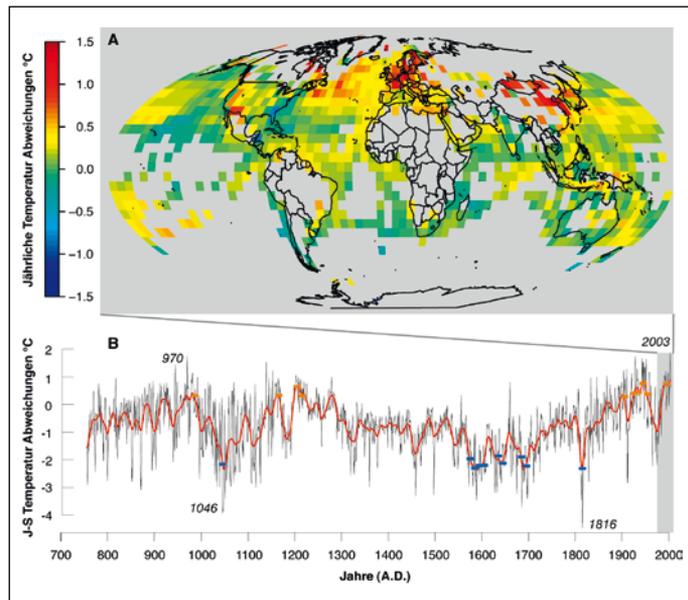
5.1 Klimavariabilität vom frühen Mittelalter bis in die Gegenwart

Während der letzten Jahre ist es mehreren dendroklimatologischen Arbeiten gelungen, für große Teile der Nördlichen Hemisphäre den Temperaturverlauf der letzten 1000 Jahre zu rekonstruieren (Abbildung 5a). Auffallend ist die Übereinstimmung der Zeitreihen auf dekadischen bis mehrhundertjährigen Wellenlängen. Alle Studien beschreiben erhöhte Werte ~1000, gefolgt von einem langen Abwärtstrend bis ins 17. Jahrhundert und von Anfang des 19. Jahrhunderts steil ansteigende Temperaturen bis in die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts (BRIFFA 2000). Bei der Bewertung der Ergebnisse ist jedoch zu beachten, dass die Studien methodisch und vor allem was ihre Datengrundlagen anbetrifft nicht ganz unabhängig voneinander sind. In Abbildung 5b wird die Datengrundlage der sechs Rekonstruktionen für das Jahr A. D. 1000, sortiert

nach Jahrringchronologien und anderen (weniger gut aufgelösten) Proxy Archiven gezeigt.

Für Kontinentaleuropa sind es primär Jahrringdaten aus den Alpen, welche als verlässliche Archive zur jährlich aufgelösten Rekonstruktion vergangener Temperaturschwankungen verwendet werden. Diese Studien sind von besonderem Interesse, da die für die letzte Phase des 20. Jahrhunderts instrumentell nachgewiesenen Temperaturabweichungen in Europa überdurchschnittlich hoch ausfallen (Abbildung 6a). Globale Datensätze ermöglichen den Vergleich unterschiedlich stark ausfallender Temperaturtrends für die letzten ~150 Jahre (BROHAN et al. 2006). Auf Quantität und Qualität früher instrumenteller Daten, speziell aus der Periode vor dem 20. Jahrhundert und in wenig besiedelten Regionen wie Sibirien und Afrika, ist bei deren Interpretation jedoch Rücksicht zu nehmen (FRANK et al. 2007). Neben der räumlichen Komponente der rezenten Erwärmung, ist deren Einordnung in einen möglichst langen Kontext von entscheidender Bedeutung. Nur wenn es gelingt, die aktuellen Temperaturen mit vorindustriellen Bedingungen zu vergleichen, können Abschätzungen der einzelnen Steuerungsgrößen verstanden werden. Ausgehend von

Abbildung 6:
a) Räumliche und
b) zeitliche Muster
Europäischer Temperatur-
variabilität



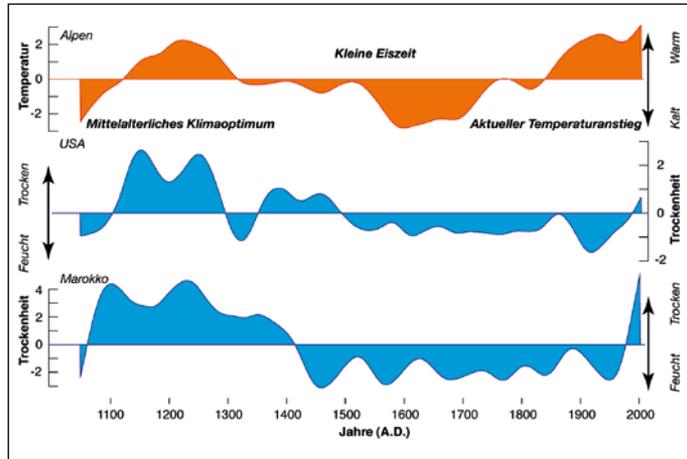
einer lokalen Studie im Lötschental ist es jüngst gelungen, eine für die Schweizer Alpen repräsentative und lückenlose Rekonstruktion der jährlichen Sommertemperaturen der letzten 1250 Jahre (A. D. 755–2004) zu erstellen (Abbildung 6b). Neben der Beprobung zahlreicher im Lötschental nahe der oberen Waldgrenze wachsender Lärchen, wurden mehrere hundert Holzproben aus historischen Gebäuden entnommen und für die Verlängerung der Rekonstruktion bis ins frühe Mittelalter verwendet (BÜNTGEN et al. 2006a).

Die Studie zeigt erhöhte Temperaturen während des Mittelalters um A. D. 1000 herum, eine sich daran anschließende, mehrhundertjährige Periode durchschnittlich kühlerer Temperaturen von A. D. 1300 bis 1850, sowie einen Erwärmungstrend während der letzten ~150 Jahre. Auch wenn diese Grobgliederung in namentlich das Mittelalterliche Klimaoptimum, die Kleine Eiszeit und in den aktuellen Temperaturanstieg im Detail – hierbei geht es primär um die räumliche Verbreitung des Mittelalterlichen Warmphase – zwar noch kontrovers diskutiert wird (IPCC 2007), ist sie jedoch nunmehr wiederholt und von unabhängigen Untersuchungen unter Berücksichtigung verschiedenster Proxy Archive bestätigt worden (BÜNTGEN et al. 2005). Ausmaß sowie das genaue zeitliche Auftreten dieser langfristigen Klimaschwankungen sind wohl am wenigsten verstanden und stellen somit die aktuelle Forschungsfront dar. Allgemein wird das Mittelalterliche Klimaoptimum mit einer Erhöhung der durchschnittlichen Temperaturen, vergleichbar mit denen des 20. Jahrhunderts verbunden. In diesem Zeitabschnitt hat sich beispielsweise der Weinbau in weiter nördliche Gebiete bis England ausgedehnt und die thermisch bedingte Waldgrenze leicht nach oben (Alpen), respektive Norden (Eurasien) verschoben (LAMB 1965). Demgegenüber war die Kleine Eiszeit speziell in den Alpen dadurch charakterisiert, dass sich die Gletscherflächen ausdehnten (HOLZHAUSER et al. 2005), teilweise extrem kalte Sommer auftraten, die Winter generell frostreicher und gelegentlich schneereicher waren und das Zufrieren von Gewässern im Alpenvorland regelmäßiger eintrat (PFISTER 1999). Der weitgehend durch instrumentelle Messreihen belegte und in den Jahrringen aufgezeichnete Erwärmungstrend der letzten rund zwei Jahrhunderte gipfelt schließlich im zentraleuropäischen Rekordsummer von 2003 (SCHÄR et al. 2004), dessen Tempe-

raturen wohl als die höchsten innerhalb der letzten 1250 Jahre anzunehmen sind (BÜNTGEN et al. 2006b). Um die Ergebnisse besser zu verstehen, ist es hilfreich, die Temperaturgeschichte mit deren potentiellen Einflussfaktoren zu vergleichen. Aus Eisbohrkernen gewonnene Isotopenverhältnisse (Berilium10) können als Indikator der Sonnenaktivität auf der Erde verwendet werden (BARD & FRANK 2006). Dekadische Schwankungen stimmen mit dem Temperaturverlauf weitgehend überein. Als weitere natürliche Steuergröße des hier berücksichtigten vorindustriellen Temperaturverlaufes muss eruptiver Vulkanismus genannt werden (ROBOCK 2000).

Ein Vergleich zwischen der für den Alpenraum ermittelten Temperaturgeschichte und großräumigen Rekonstruktionen wie sie teilweise für die Nördliche Hemisphäre existieren, ergibt im Bereich langfristiger Variationen ein erstaunlich harmonisches Bild. Jährlich auftretende Schwankungen, bis hin zu dekadischen Fluktuationen überlagern sich jedoch weniger gut. Dennoch sind wohl einige der im dekadischen Bereich stattfindenden Temperatureinbrüche von eher großräumiger Natur. Das Hauptaugenmerk der gewonnenen Ergebnisse liegt zweifelsohne auf dem Verhältnis der beiden Warmphasen ~1000 und heute zueinander. Auch wenn die beobachteten Temperaturverläufe zwar mit großer Wahrscheinlichkeit anhand von zahlreichen sowie unabhängigen Untersuchungen basierend auf einer durchaus guten Datengrundlage bestätigt werden können, sind Aussagen über die weit in der Vergangenheit liegenden Klimaschwankungen eher ungenau. Je weiter wir uns in die Vergangenheit zurück wagen, desto ungenauer werden unsere Kenntnisse. Verantwortlich sind hierfür mehrere Faktoren: Neben methodisch bedingter Unsicherheit ist es speziell die mit zunehmendem Alter stattfindende Reduzierung des zur Verfügung stehenden Datenmaterials. Besonders gravierend erscheint eine Schere zwischen wärmeren instrumentell gemessenen und kühleren Proxy basierten Sommertemperaturrekonstruktionen wie sie von aktuellen Arbeiten aus den Europäischen Alpen und der Nördlichen Hemisphäre vor ~1850, respektive ~1900 beschrieben wird (FRANK et al. 2007). Da jedes Proxy Archiv über ein Transfermodell in Grad Celsius umgewandelt werden muss ist die Güte des (raumzeitlichen) Zusammenhangs zwischen indirekten und direkten

Abbildung 7:
Vergleich regionaler Temperatur- und Niederschlagschwankungen basierend auf jährlichen Messungen der Maximalen Spätholzdicke von 180 Lärchenproben nahe der oberen Waldgrenze in den Schweizer Alpen, sowie zahlreicher Jahrringbreitmessungen in den westlichen USA und dem Atlas Gebirge in Marokko



Zeitreihen besonders wichtig. Qualität und Quantität meteorologischer Aufzeichnungen nehmen also entscheidenden Einfluss auf den Verlauf rekonstruierter Klimabedingungen (ESPER et al. 2005a, b).

Während dekadische bis mehrhundertjährige Temperaturschwankungen – nachgewiesen in regionalen bis großräumigen Rekonstruktionen – für die letzten ~1000 Jahre ein klares Muster widerspiegeln, ist das Verständnis langfristiger Veränderungen im Niederschlagsverhalten bereits auf regionalen und noch viel mehr auf kontinentalen bis hemisphärischen Skalen weitaus weniger gut (SEAGER et al. 2007). Zwei von einander unabhängigen dendroklimatologischen Studien ist es gelungen, für den Südwesten der USA (COOK et al. 2004), sowie für das nördliche Afrika (ESPER et al. 2007b) mehrhundertjährige Schwankungen in Niederschlag, respektive Trockenheit/Dürre zu ermitteln (Abbildung 7). Auffallend sind räumlich synchron verlaufende Trockenphase von A. D. ~1000 bis ins 14. Jahrhundert, gefolgt von generell feuchteren Bedingungen von ~1500 bis 1980, sowie der aktuellen Dürren in den USA, respektive Marokko. Die hier angeführten Schwankungen überlagern sich erstaunlich gut mit den für die letzten 1000 Jahre bekannten Temperaturfluktuationen: Mittelalterliches Klimaoptimum, Kleine Eiszeit und rezente Erwärmung.

5.2 Jahrringe, Klima und Insektenausbrüche

Nach dem oben angeführten Beispielen der Jahrringforschung zum besseren Verständnis vergangener Klimabedingungen, im speziellen zur Rekonstruktion von Temperatur- und Niederschlagsvariabilität innerhalb der letzten rund 1000 Jahre, soll nun an einem weiteren Fallbeispiel das Potential von Jahrringdaten in Bezug auf Klimafolgenforschung aufgezeigt werden.

Klimafolgenforschung nimmt einen immer wichtigeren Bereich innerhalb der aktuellen Klimadebatte ein. So werden beispielsweise zukünftige Auswirkungen eines sich verändernden Klimasystems auf die Wasserverfügbarkeit diskutiert (IPCC 2007), oder die Beziehung von Gesundheit, Wohlbefinden und Leistungsfähigkeit des Menschen zu Wetter und Klima analysiert.

Das hier angeführte Beispiel direkter klimatischer Auswirkungen auf ein Waldökosystem führt uns in die subalpinen Hochtäler der Europäischen Alpen, wo eine alle 8–9 Jahre periodisch auftretende, braune Verfärbung der Lärchenkronen spätestens seit Beginn des 20. Jahrhunderts bekannt ist. Grund für diese, anfänglich in der Bevölkerung für große Unruhe sorgende Veränderung der Vegetation ist der Lärchenwickler (*Zeiraphera diniana* Gn.). Im Spät-

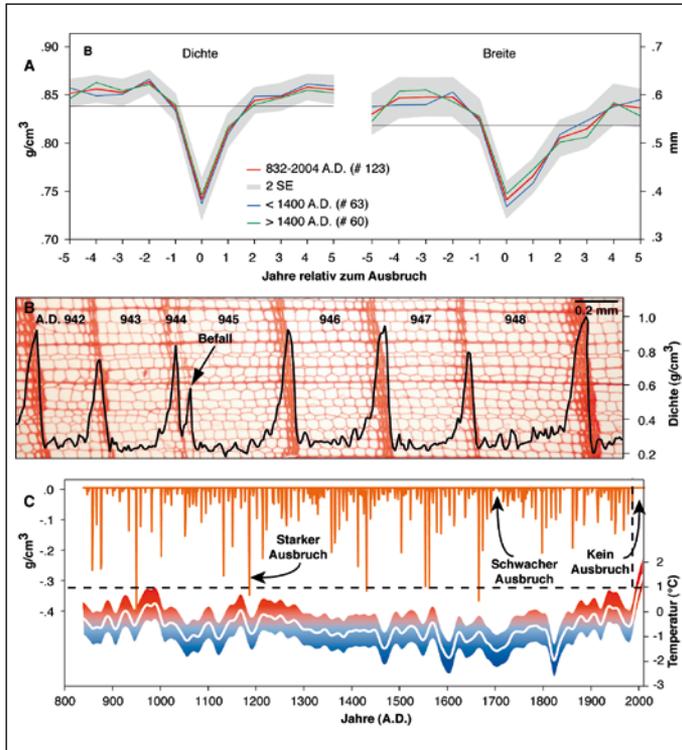


Abbildung 8: Typische Fingerabdrücke des Lärchenwicklerbefalls in a) Jahrringbreite und -dichte, b) einer Mittelalterlichen Holzprobe aus dem Wallis, Schweiz und c) einer 1200-jährigen Rekonstruktion zyklischer Insektenausbrüche im Vergleich zur Alpenen Sommertemperatur

sommer legen die Schmetterlingsweibchen ihre Eier in die Rinde der Lärchen. Die im folgenden Frühling schlüpfenden Raupen ernähren sich von Lärchennadeln, verpuppen sich in der Bodenstreu, schlüpfen als Falter ungefähr einen Monat später und leben dämmerungs- bis nachtaktiv bis Oktober. Da das Ausstreuen der Lärchen und das Schlüpfen der Raupen in einer Höhenlage von ~1700–2000 m ü. N.N. zeitlich am besten überlagert, treten die markantesten Befallsmuster in den subalpinen Gebirgswäldern auf (BALTENSWEILER & RUBLI 1999). Da die Population des Lärchenwicklers sich jedoch äußerst zyklisch verhält, sprich alle 8–9 Jahre stark zunimmt und ausbricht, unterliegen die räumlichen Befallsmuster einer starken zeitlichen Dynamik und Regelmäßigkeit. Diese Befallsmuster wurden in einzelnen Regionen, wie dem schweizerischen Engadin, über mehrere Ausbruchzyklen dokumentiert (BALTENSWEILER & RUBLI 1999). Um die raumzeitliche Entwicklung von Massenvermehrungen jedoch über einen noch längeren

Zeitraum (für den keine flächendeckenden Inventarisierungen erhoben wurden) verstehen zu können, müssen entomologische Untersuchungen über die Auswirkungen der periodischen Massenvermehrungen des Lärchenwicklers auf das Jahrringbreiten- und Dichtewachstum herangezogen werden (SCHWEINGRUBER 1979). Während sich eine markante Depression der Maximalen Spätholzdichte auf das Befalljahr beschränkt und die mittlere Zellwanddicke bereits zwei Jahre nach Ausbruch wieder erreicht ist, benötigt die Jahrringbreite 3–4 Jahre um Normalniveau zu erreichen (Abbildung 8a). Eine im Jahrringbild leicht zu erfassende Reduzierung der Jahrringbreite und maximalen Spätholzdichte (Abbildung 8b) kann also zur absoluten Datierung vergangener Insektenausbrüche verwendet werden. Zu beachten ist in diesem Zusammenhang jedoch die unabdingbare Informationskombination aus reduziertem Radialzuwachs und unterdurchschnittlicher Zellwanddicke (ESPER et al. 2007a). Die Kombination beider Charakteristika er-

möglicht eine nahezu fehlerfreie Identifizierung von Lärchenwicklerjahren, da klimatisch bedingte Zuwachsstörungen weder regelmäßig zu erwarten sind und sich auch nicht zwangsläufig zwischen den Parametern unterscheiden müssen.

In einer aktuellen, sich auf die beide Jahrringparameter Breite und Dichte stützenden Arbeit aus dem subalpinen Lötschental/Wallis, ist es gelungen, das regelmäßig auftretende Lärchenwicklersignal über die letzten 1200 Jahre zu rekonstruieren (ESPER et al. 2007a). Diese interdisziplinäre Arbeit demonstriert eindrucksvoll die zyklische Persistenz eines Ökosystems während des letzten Millenniums, unabhängig von durchschnittlich höheren Temperaturen um ~1000 und 1200 A. D. sowie generell niedrigeren Temperaturen von ~1400–1800 (Abbildung 8c). Auffällig ist jedoch das Ausbleiben von Lärchenwicklerausbrüchen ab 1981. Diese markante Erscheinung lässt auf einen Kollaps des ansonsten so robust wirkenden Ökosystems bedingt durch erhöhte Temperaturen schließen. Mit einer durchschnittlichen Ausbruchperiode von 8–9 Jahren und dem Zusammenbruch während der letzten Dekaden, decken sich diese für ein Tal repräsentativen Ergebnisse mit detaillierten Inventarisierungen für große Teile des Alpenbogens (BALTENSWEILER & RUBLI 1999).

Danksagung

Die in der vorliegenden Arbeit zusammengetragenen Ergebnisse basieren sowohl auf der Datengrundlage als auch der wissenschaftlichen Expertise zweier EU-Projekte ALP-IMP (#EVK-CT-2002-00148) und MILLENNIUM (#017008), deren Teilnehmern und Partner an dieser Stelle ausdrücklich gedankt sei.

Literatur

- AUER, I.; and 31 co-authors, 2007: HISTALP – Historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology* 27, 17–46.
- BALTENSWEILER, W.; RUBLI, D., 1999: Dispersal – an important driving force of the cyclic population dynamics of the larch bud moth. *Forest Snow and Landscape Research* 74, 3–153.
- BARD, E.; FRANK, M., 2006: Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Earth and Planetary Science Letters* 248, 1–14.
- BRADLEY, R. S., 1999: *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 610 S.
- BŘÁZDIL, R.; PFISTER, C.; WANNER, H.; VON STORCH, H.; LUTERBACHER, J., 2005: Historical Climatology in Europe – State of the Art. *Climatic Change*, 70, 363–430.
- BRIFFA, K. R., 2000: Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message from ancient trees. *Quaternary Science Reviews* 19, 87–105.
- BROHAN, P.; KENNEDY, J. J.; HARRIS, I.; TETT, S. F. B.; JONES, P. D., 2006: Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *Journal of Geophysical Research* 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- BÜNTGEN, U.; ESPER, J.; FRANK, D. C.; NICOLUSSI, K.; SCHMIDHALTER, M., 2005: A 1052-yr tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Climate Dynamics* 25, 141–153.
- BÜNTGEN, U.; BELLWALD, I.; KALBERMATTEN, H.; SCHMIDHALTER, M.; FREUND, H.; FRANK, D. C.; BELLWALD, W.; NEUWIRTH, B.; NÜSSER, M.; ESPER, J., 2006a: 700 years of settlement and building history in the Lötschental/Switzerland. *Erdkunde* 60, 96–112.
- BÜNTGEN, U.; FRANK, D. C.; NIEVERGELT, D.; ESPER, J., 2006b: Summer temperature variations in the European Alps, AD 755–2004. *Journal of Climate* 19, 5606–5623.
- BÜNTGEN, U.; FRANK, D. C.; SCHMIDHALTER, M.; NEUWIRTH, B.; SEIFERT, M.; ESPER, J., 2006c: Growth/climate response shift in a long subalpine spruce chronology. *Trees Structure and Function* 20, 99–110.
- BÜNTGEN, U.; FRANK, D. C.; KACZKA, R. J.; VERSTEGE, A.; ZWIJACZ-KOZICA, T.; ESPER, J., 2007: Growth/climate response of a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Tree Physiology* 27, 689–702.
- BÜNTGEN, U.; FRANK, D. C.; WILSON, R. J. S.; ESPER, J., in Begutachtung: A test for tree-ring divergence in the European Alps. *Global Change Biology*.
- CARRER, M.; NOLA, P.; EDUARD, J. L.; MOTTA, R.; URBINATI, C., 2007: Regional variability of climate-growth relationships in *Pinus cembra* high elevation forests in the Alps. *Journal of Ecology* 95, 1072–1083.
- CHEKE, A. R., 2007: Thinking long-term. *Science* 318, 577–578.
- 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.; ESPER, J.; D'ARRIGO, R., 2004: Extra-tropical Northern Hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quaternary Science Reviews* 23, 2063–2074.
- ESPER, J.; COOK, E. R.; SCHWEINGRUBER, F. H., 2002: Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295, 2250–2252.
- ESPER, J.; COOK, E. R.; KRUSIC, P. J.; PETERS, K.; SCHWEINGRUBER, F. H., 2003: Tests of the RCS method for preserving low-frequency variability in long tree-ring chronologies. *Tree-Ring Research* 59, 81–98.
- ESPER, J.; TREYDTE, K.; FRANK, D. C.; GÄRTNER, H.; BÜNTGEN U., 2004: Temperaturvariationen und Jahrringe. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 155/6, 213–221.
- ESPER, J.; FRANK, D. C.; WILSON, R. J. S.; BRIFFA, K. R., 2005a: Effect of scaling and regression on reconstructed temperature amplitude for the past millennium. *Geophysical Research Letters* 32, doi:10.1029/2004GL021236.
- ESPER, J.; WILSON, R. J. S.; FRANK, D. C.; MOBERG, A.; WANNER, H.; LUTERBACHER, J., 2005b: Climate: Past Ranges and Future Changes. *Quaternary Science Reviews* 24, 2164–2166.
- ESPER, J.; BÜNTGEN, U.; FRANK, D. C.; NIEVERGELT, D.; LIEBHOLD, A., 2007: 1200 years of regular outbreaks in alpine insects. *Proceedings of the Royal Society B* 274, 671–679.

- ESPER, J.; FRANK, D. C.; BÜNTGEN, U.; VERSTEGE, A.; LUTERBACHER, J.; XOPLAKI, E., 2007b: Long-term drought severity changes in Morocco, Northwestern Africa. *Geophysical Research Letters* 34, doi:10.1029/2007GL030844.
- FRANK, D.; ESPER, J., 2005a: Characterization and climate response patterns of a high elevation, multi species tree-ring network for the European Alps. *Dendrochronologia* 22, 107–121.
- FRANK, D.; ESPER, J., 2005b: Temperature reconstructions and comparisons with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps. *International Journal of Climatology* 25, 1437–1454.
- FRANK, D.; ESPER, J.; COOK, E. R., 2007a: Adjustment for proxy number and coherence in a large-scale temperature reconstruction. *Geophysical Research Letters* 34, doi:10.1029/2007GL030571.
- FRANK, D.; BÜNTGEN, U.; BÖHM, R.; MAUGERI, M.; ESPER, J., 2007b: Warmer early instrumental measurements versus colder reconstructed temperatures: shooting at a moving target. *Quaternary Science Reviews* doi:10.1016/j.quascirev.2007.08.002.
- FRITTS, H. C., 1976 *Tree rings and climate*. Academic Press, London.
- 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.
- IPCC, 2007: *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York.
- JONES, P. D.; MOBERG, A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate* 16, 206–223.
- KÖRNER, C., 1998: A re-assessment of high elevation treeline positions and their explanation. *Oecologia* 115, 445–459.
- LAMB, H. H., 1965: The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 1, 13–37.
- 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.
- PFISTER, C., 1999: *Wetternachhersage. 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen 1496–1995*. Haupt, Bern Stuttgart Wien, 304 S.
- RAIBLE, C. C.; CASTY, C.; LUTERBACHER, J.; PAULING, A.; ESPER, J.; FRANK, D. C.; BÜNTGEN, U.; ROESCH, A. C.; TSCHUCK, P.; WILD, M.; VIDALE, P. L.; SCHÄR, C.; WANNER, H., 2006: Climate variability – observations, reconstructions, and model simulations for the Atlantic-European and Alpine region from 1500–2100 AD. *Climatic Change* doi:10.1007/s10584-006-9061-2.
- ROBOCK, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38, 191–219.
- SCHÄR, C.; VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; FREI, C.; HÄBERLI, C.; LINIGER, M. A.; APPENZELLER, C., 2004: The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 332–336.
- SCHAUB, M.; KAISER, K. F.; FRANK, D. C.; BÜNTGEN, U.; KROMER, B.; TALAMO, S., 2007: Environmental changes during the Allerød-Younger Dryas reconstructed from Swiss tree-ring data. *Boreas* 10: doi, 10.1111/j.1502-3885.2007.0.
- SCHAUB, M.; BÜNTGEN, U.; KAISER, K. F.; KROMER, B.; TALAMO, S.; ANDERSEN, K. K.; RASMUSSEN, S. O., 2007b: Lateglacial environmental variability in Swiss tree rings. *Quaternary Science Reviews*.
- SCHWEINGRUBER, F. H., 1979: Auswirkungen des Lärchenwicklerbefalls auf die Jahrringstruktur der Lärche. *Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen* 130, 1071–1093.
- SCHWEINGRUBER, F. H.; BRÄKER, O. U.; SCHÄR, E., 1979: Dendroclimatic studies on conifers from central Europe and Great Britain. *Boreas* 8, 427–452.
- SCHWEINGRUBER, F. H., 1996: *Tree rings and environment – dendrochronology*. Haupt, Bern, 609 S.
- SCHWEINGRUBER, F. H., 2007: *Wood Structure and Environment*. Berlin, Heidelberg, Springer, 279 S.
- SEAGER, R.; GRAHAM N.; HERWEIJERA, C.; GORDONA, A. L.; KUSHNIR, Y.; COOK, E., 2007: Blueprints for Medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews* 26, 2322–2336.
- STENSETH, N. C.; MYSTERUD, A.; OTTERSEN, G.; HURRELL, J. W.; CHAN, K.-S.; LIMA, M., 2002: Ecological Effects of Climate Fluctuations. *Science* 297, 1292–1296.
- STOCKER, T., 2007: Polare Eisbohrkerne – Eckpfeiler der Klimarekonstruktionen. *Geographische Rundschau* 59/4, 40–48.
- TREYDTE, K.; SCHLESER, G. H.; HELLE, G.; FRANK, D. C.; WINIGER, M.; HAUG, G. H.; ESPER, J., 2006: Millennium-long precipitation record from tree-ring oxygen isotopes in northern Pakistan, *Nature* 440, 1179–1182.

Autoren

Dr. Ulf Büntgen, PD DR. J. Esper und Dr. David Frank sind Wissenschaftler an der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL), Forschungseinheit Dendro Sciences.

*Eidgenössischen Forschungsanstalt WSL,
8903 Birmensdorf, Schweiz
Tel: +41 44 739 2679
Fax +41 44 739 2215
buentgen@wsl.ch*