

## 6.6 Dynamische Ursachen der extrem kalten Winter während der »Kleinen Eiszeit« in Europa

JOHANN H. JUNGCLAUS, EDUARDO MORENO-CHAMARRO  
& JÜRIG LUTERBACHER

**Dynamische Ursachen der extrem kalten Winter während der »Kleinen Eiszeit« in Europa:** Klimarekonstruktionen der vergangenen Jahrhunderte weisen darauf hin, dass die relativ kalte Periode vom 16. bis zum frühen 18. Jahrhundert in Europa besonders stark im Winter und im frühen Frühling ausgeprägt war. Während verschiedene Theorien für die generelle Abkühlung hin zur »Kleinen Eiszeit« existieren, fehlte bisher eine Erklärung für die saisonale Asymmetrie im europäischen Klima. Mit Hilfe von Klimamodellsimulationen demonstrieren wir hier, dass ein komplexes Zusammenspiel zwischen Ozean- und Atmosphärenzirkulation und der Meereisbedeckung in hohen nördlichen Breiten zu lang anhaltenden winterlichen Wetterlagen über Nordeuropa führen kann. Die Modellergebnisse stimmen dabei gut mit Klimarekonstruktionen überein. Am Beispiel von Stockholm wird gezeigt, dass sich die Winter der Kleinen Eiszeit vor allem durch die Anzahl und Länge der Frostperioden von der Situation im 20. Jahrhundert unterschieden.

**Dynamical origin of extreme winter conditions during the Little Ice Age in Europe:** Climate reconstructions indicate that the cold anomalies characterizing Europe's climate from the 16th to the early 18th century were particularly severe during winter and early spring. While several theories exist explaining the general cooling from the Middle Ages to the »Little Ice Age«, an explanation for the seasonal asymmetry in European climate is still lacking. Using climate model simulations covering the last millennium we discuss here a mechanism that involves a complex interplay between ocean and atmosphere circulation and changes in ice-cover in high latitudes. The simulations show good agreement with climate reconstructions and documentary observations. Using Stockholm as an example we demonstrate that the Little Ice Age winter differed from today's climate mainly in the number and temporal extension of frost conditions.

Die Klimaentwicklung im Jahrtausend vor der industriellen Revolution war gekennzeichnet durch langfristige natürliche Schwankungen. Eine relativ warme Periode um die Wende zum zweiten Jahrtausend (Mittelalterliche Warmperiode, MWP) wurde abgelöst durch einen kälteren Zeitraum, der »Kleinen Eiszeit« (im Folgenden KE) mit stärkster Ausprägung in Europa zwischen dem 16. bis zum Anfang des 18. Jahrhundert (LUTERBACHER et al. 2004). Wenn auch die Amplitude der Temperaturvariationen hinter der durch den anthropogenen Treibhauseffekt verursachten globalen Erwärmung im 20. Jahrhundert zurückblieb, so hinterließen diese doch deutliche Spuren in der Umwelt und bestimmten die Lebensbedingungen der Menschen in erheblichem Masse. So prägen die holländischen und flämischen Winterlandschaftsbilder, etwa von PIETER BRUEGEL d.Ä. oder HENDRICK AVERCAMP, unser kollektives Gedächtnis der KE. Das Ausmaß und die Bedeutung der KE Winter zeigen sich auch in den Aufzeichnungen von Temperaturen und Schifffahrtsbedingungen aus Skandinavien (LEIJONHUFVUD et al. 2010) sowie in den Rekonstruktionen der Eisbedeckung der Ostsee (KOSLOWSKI & GLASER 1999). Das 16., 17. und frühe 18. Jh. zeichnen sich dabei durch z.T. extrem weitreichende Eisbedeckungen bis hin zum totalen Überfrieren der Ostsee aus. Im dänisch-schwedischen Krieg 1657-58 ermöglichten die Eisbedingungen den »Marsch über die Belte«, bei dem die schwedische Armee, von Jütland kommend, sowohl den Kleinen als auch den Großen Belt überqueren konnte. Die Bevölkerung in Europa litt vor allem unter der von den

langen und kalten Wintern verursachten verkürzten Wachstumsperiode (z.B. BLOM 2017).

In kontinentalen Temperaturrekonstruktionen (PAGES 2K KONSORTIUM 2013) lässt sich der langfristige Abkühlungstrend von der MWP zur KE auf der gesamten Nordhalbkugel wiederfinden, jedoch mit ausgeprägten regionalen Unterschieden im zeitlichen Verlauf und der Amplitude. Auch die jahreszeitliche Ausprägung spielt eine wichtige Rolle. So kann die KE in Europa vor allem als Winter- und Frühlingsphänomen betrachtet werden. Während die Rekonstruktion europäischer Sommertemperaturen (LUTERBACHER et al. 2004, 2016) von einer maximalen Abkühlung von rund 0,5 °C ausgehen, legen frühe instrumentelle und dokumentarische Aufzeichnungen aus dem Ostseeraum nahe, dass die langfristigen Wintertemperaturen im späten 17. und frühen 18. Jh. eher 2-3 °C (im europäischen Mittel rund 1 °C) kälter waren als die des späten 20. Jh. (z.B. LEIJONHUFVUD et al. 2010). Nach PFISTER (1999) zeichneten sich die letzten Jahrzehnte des 16. und die ersten Jahrzehnte des 17. Jh. durch verspätete Frühjahrsperioden aus und Wetterbeschreibungen deuten auf persistente blockierende Wetterlagen bei geringer Westwinddrift hin.

Als Ursachen für die langfristigen natürlichen Klimaschwankungen im letzten Jahrtausend gelten Schwankungen der Sonnenaktivität und die Häufung bzw. Abwesenheit von starken Vulkaneruptionen (z.B. SCHURER et al. 2014). Beide verändern das Strahlungsgleichgewicht der Erde und können durch Wechselwirkungen mit Ozean- und Atmosphärendynamik das

Klima über lange Zeiten beeinflussen. Speziell für den nordatlantischen und europäischen Raum werden zudem Schwankungen in der Stärke des Golfstroms bzw. der nordatlantischen Drift (BROECKER 2000), sowie langfristige Änderung der Nordatlantischen Oszillation (NAO), also des Luftdruckgegensatz zwischen den polaren und den subtropischen Regionen (PINTO & RAIBLE, 2012), genannt. Ein schwächerer Golfstrom als »Warmwasserheizung Europas« könnte zur Abkühlung ebenso beitragen wie eine verminderte Westwinddrift bei negativer NAO Anomalie. Die genannten Mechanismen geben aber keine bzw. unzureichende Erklärungen für die saisonalen Unterschiede in der Ausprägung der KE. In diesem Beitrag stellen wir Klimamodellsimulationen mit dem Erdsystemmodell des Max Planck Instituts für Meteorologie (MPI-ESM) vor und diskutieren einen von MORENO-CHAMARRO et al. (2017a) vorgeschlagenen Mechanismus für die winterliche Verstärkung der KE. Abschließend beschreiben wir an Hand der Simulation weitere Aspekte extrem kalter Winter in Skandinavien.

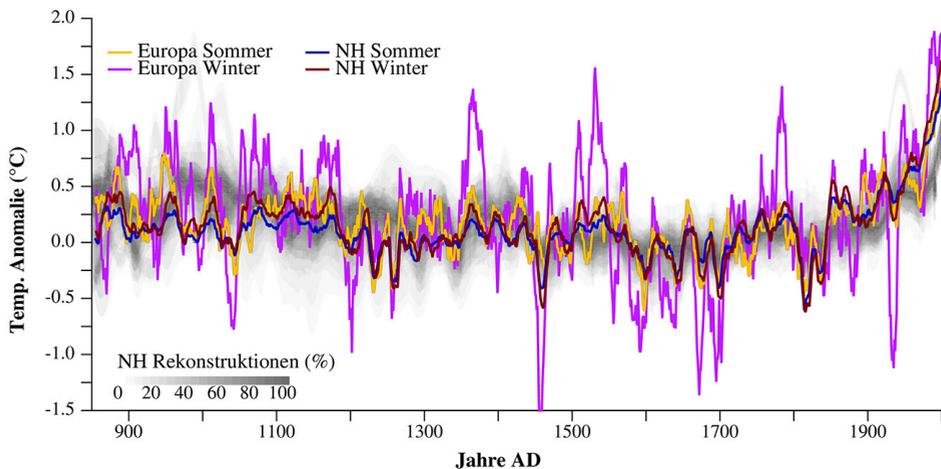
## Modelle und Methoden

Das Max Planck Erdsystemmodell (MPI-ESM) ist ein komplexes Klimasimulationsmodell, das aus den dynamischen Komponenten ECHAM für die Atmosphäre und MPIOM für den Ozean besteht (GIORGETTA et al. 2013). Da globale Simulationen mit einem Umfang von mehreren tausend Jahren durchgeführt werden, verwendet man eine relativ grobe räumliche Auflösung von etwa 20 bis 160 km im Ozean und 200 km in der

Atmosphäre. Die Simulationen über das vorindustrielle Jahrtausend (850 bis 1849 AD) werden mit Rekonstruktionen für die Schwankungen der Sonnenaktivität, Sulfateinträge durch Vulkanausbrüche, Konzentrationen von Treibhausgasen sowie für die Änderungen der Landoberfläche betrieben (weitere Details in JUNGCLAUS et al. 2014).

## Ergebnisse

Wir dokumentieren Resultate der MPI-ESM Simulationen über das vorindustrielle Jahrtausend (MORENO-CHAMARRO et al. 2017a). Das Modell gibt die langfristige Entwicklung der nordhemisphärischen Sommertemperaturen in guter Übereinstimmung mit den vorhandenen Temperaturrekonstruktionen wieder (Abb. 6.6-1). Schwankungen der über die gesamte Nordhalbkugel gemittelten Sommer- bzw. Wintertemperaturen unterscheiden sich in ihrem langfristigen Verlauf relativ wenig voneinander. Für die Temperaturen über dem europäischen Festland (10°W-40°O und 35-70°N) erkennen wir allerdings einen deutlichen Unterschied zwischen den Jahreszeiten. Während die Sommertemperaturen denen der gesamten Nordhalbkugel ähneln, weisen die Wintertemperaturen wesentlich größere Schwankungen auf (sowohl gegenüber Sommer als auch gegenüber der Hemisphäre). Wir interpretieren die Ähnlichkeit der sommerlichen Temperaturen als Ausdruck global gleichförmiger Variabilität, die weitgehend durch den externen Antrieb (Sonne, Vulkane) bestimmt wird. Die starken winterlichen Abweichungen über Europa weisen auf einen regional und sai-



**Abb. 6.6-1:** Zeitreihen der über Europa gemittelten Temperaturanomalien für (gelb) Sommer und (magenta) Winter zusammen mit Mitteltemperaturen der Nordhalbkugel (dunkelblau: Sommer; dunkelrot: Winter). Als Hintergrund hinterlegt ist eine überlappende Darstellung von rekonstruierten und beobachteten Temperaturen (aus MASSON-DELMOTTE et al. 2013), wobei die Grauskalierung den Grad an Übereinstimmung anzeigt. Alle Anomalien sind bezogen auf den Mittelwert der Jahre 1500 bis 1850 und ein 11-Jahre laufendes Mittel wurde angewendet.

sonal begrenzten Mechanismus hin, bei dem auch intern generierte Schwankungen eine größere Rolle spielen.

Kalte Anomalien treten gehäuft vom frühen 16. Jh. bis zum frühen 18. Jh. auf (Abb. 6.6-1). Andere Einzelereignisse (etwa um 1258, 1455, 1816 AD) sind auf extrem starke Vulkanausbrüche wie Samalas, Kuwae und Tambora (siehe Kap. LÜHR & TIMMRECK in diesem Band) zurückzuführen, die wir hier nicht weiter diskutieren. Über den Zeitraum 1575 bis 1724 AD gemittelte Anomalien der oberflächennahen Winterlufttemperatur (Abb. 6.6-2a) zeigen die für die KE im Vergleich zum heutigen Klima charakteristische Abkühlung des gesamten Kontinents mit größter Amplitude über Skandinavien (LUTERBACHER et al. 2004). Die Modellergebnisse stimmen dabei gut mit lokalen Rekonstruktionen aus Mittel- und Nordeuropa überein (Punkte in Abb. 6.6-2a). Ein ausgeprägtes Hochdruckgebilde mit Schwerpunkt über der Barentssee, das sich über den nördlichen Nordatlantik erstreckt, bestimmt die langfristigen Luftdruckanomalien. Die synoptische Situation führt dann zu anomalen Ost- bzw. Nordostwinden über Europa und somit zu einer deutlichen Abschwächung der vorherrschenden Westwinddrift über dem Nordatlantik nördlich von 50°N. Die anomalen östlichen Winde bringen extrem kalte Luft aus der Arktis und vom eurasischen Kontinent nach Europa. Dem in Abb. 6.6-2 über 100 Jahre gemittelten Zeitraum überlagert finden wir in den Simulationen sogenannte blockierende Hochdruckereignisse, die über Wochen und Monate anhalten können. Auch für diese Wetterlagen gibt es Hinweise in den Rekonstruktionen der atmosphärischen Zirkulation für das 17. Jh. (JACOBEIT et al. 2003).

## Rolle der Ozean- und Atmosphärendynamik

In den Millenniumssimulationen finden wir einen deutlichen Zusammenhang zwischen den europäischen

Wintertemperaturen und dem ozeanischen Wärmetransport im nördlichen Atlantik (hier zwischen Island und Schottland, siehe MORENO-CHAMARRO 2017a, Abb. 6.6-2). Als Teil der globalen Umverteilung von Wärme aus niedrigen in hohe Breiten transportieren Ozean und Atmosphäre je nach Breitengrad zusammen bis zu 6 Peta Watt (PW, 1 PW =  $10^{15}$  Watt) an Energie. Der Atlantische Ozean transportiert bei ca. 30°N ca. 1,3 PW und bei 60°N sind es noch ca. 0,4 PW (TRENBERTH & FASULLO 2008). JUNGCLAUS & KOENIGK (2010) haben gezeigt, dass Schwankungen im Wärmetransfer in die Arktis in der Größenordnung von 0,01 bis 0,02 PW erhebliche Auswirkungen auf die pan-arktische Eisbedeckung haben. Für den atlantischen Wärmeeintrag und die Eisbedeckung der Barentssee besteht ein noch direkterer Zusammenhang (JUNGCLAUS 2014). Der Korrelationskoeffizient zwischen der Zeitreihe für den Wärmetransfer und derjenigen der europäischen Temperatur ist hochsignifikant (ca. 0,8). Zwar bedeutet Korrelation keine Kausalität, aber wir geben einen plausiblen Mechanismus an, der beschreibt, wie sich Zirkulationsänderungen im sub-polaren Nordatlantik auf die europäischen Temperaturen auswirken können. Zunächst einmal stellen wir fest, dass die Wärmetransporte zwischen Island und Schottland gekoppelt sind an die Stärke des nordatlantischen Subpolarwirbels (SPG, sub-polar gyre). Dies ist ein gegen den Uhrzeigersinn drehender Wirbel, der einen Großteil des sub-polaren Nordatlantiks umfasst. Auf seiner Ostseite führt er mit dem Nordatlantikstrom atlantisches Wasser aus niedrigen Breiten mit sich, das dann weiter in die Norwegische See und in die Arktis transportiert wird. Positive Temperaturanomalien im Zentrum des SPG sind ein Indikator für einen sich schwächer drehenden Wirbel (JUNGCLAUS et al. 2014). Genau dies finden wir während der KE sowohl in unseren Simulationen als auch in Rekonstruktionen (MIETTINEN et al. 2012).

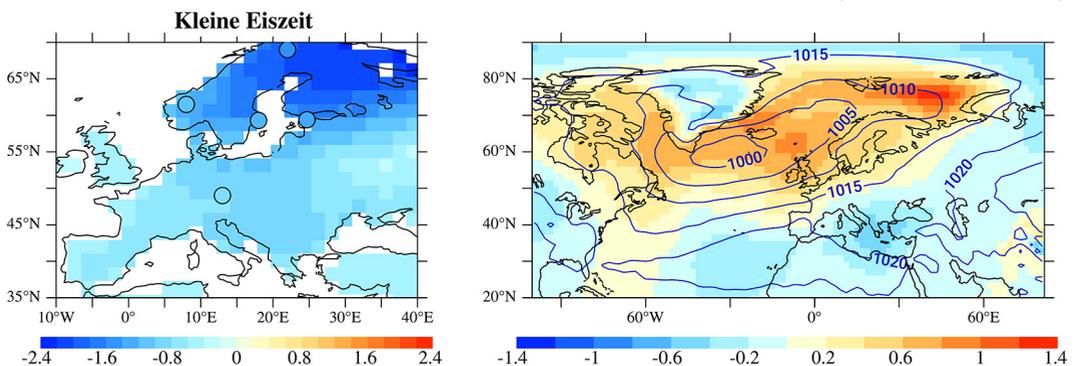


Abb. 6.6-2: Differenz der (a) Landtemperaturen (°C) über Europa und (b) des bodennahen Luftdrucks (hPa) zwischen den Perioden 1575-1724 und 1901-1990 aus der MPI-ESM Simulationen. In (a) zeigen gefüllte Kreise die Positionen und Temperaturanomalien aus unabhängigen lokalen Rekonstruktionen. Konturlinien in (b) geben den klimatologischen Mittelwert an.

Die abgeschwächten ozeanischen Wärmetransporte in Richtung Arktis passen daneben gut zu negativen Anomalien in Temperaturrekonstruktionen im Bereich des atlantischen Einstroms in der Framstrasse (SPIELHAGEN et al. 2011).

Die größten Auswirkungen der Abschwächung des ozeanischen Wärmetransports finden wir in der Barentssee und an den Eiskanten. In der Barentssee führt die Abkühlung dazu, dass vorher eisfreie Gebiete zufrieren und sich damit ein Eisdeckel über dem Meer bildet. Der (im Vergleich zur winterlichen Atmosphäre) immer noch relativ warme Ozean kann nun weitaus weniger Wärme an die Atmosphäre abgeben und diese Änderungen, die einige 100 Watt pro Quadratmeter ausmachen können, beeinflussen nicht nur lokal die untere Atmosphäre sondern führen auch zu weitreichenden Luftdruck- und Zirkulationsänderungen (Abb. 6.6-2b). Dabei kann es noch zu einem sich selbst verstärkenden Rückkoppelungsmechanismus kommen: Die Luftdruckänderungen schwächen den Einstrom in die Barentssee (hier: noch weniger Zufuhr von warmen Atlantikwasser) und auch die antizyklonalen Windänderungen über dem SPG schwächen diesen weiter ab. Im Sommer sind die hier genannten Zusammenhänge weitaus schwächer ausgeprägt und im Wesentlichen nicht statistisch signifikant (siehe MORENO-CHAMARRO 2017a). Änderungen in der Wärmezufuhr in die ohnehin weniger eisbedeckte Barentssee führen im Sommer zu geringeren Schwankungen im Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre.

Für das Verständnis des ozeanischen Teils des von uns vorgeschlagenen Mechanismus ist es wichtig, zwischen den einzelnen Komponenten der Ozeanzirkulation und des ozeanischen Wärmetransportes zu unterscheiden. Ozeanographen unterscheiden zwischen der meridionalen Umwälzzirkulation (engl. *Atlantic Meridional Overturning Circulation*, AMOC) und der beckenweiten Wirbelzirkulation (engl. *Gyre circulation*). Der von BROECKER (2000) und LUND (2006) vorgeschlagene Einfluss eines abgeschwächten Golfstroms bezieht sich auf die AMOC in niedrigen Breiten. Diese stellt einen großen Teil der Wärme zur Verfügung, welche die Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik bestimmen. Über den Austausch mit der Atmosphäre und die Westwinddrift führt diese Wärme zu den generell relativ hohen Wintertemperaturen in Europa. Im Modell finden wir in allen drei Millenniumssimulationen hingegen keine Hinweise auf eine Abnahme der AMOC während der KE. Eine schwächere AMOC würde zudem kältere Wassertemperaturen im Bereich des SPG bewirken (JUNGLAUS et al. 2014), während die Rekonstruktion von MIETTINEN et al. (2012) dort eine relative Erwärmung während der KE konstatieren.

Die von LUND et al. (2006) konstatierte Abschwächung der AMOC konnte ebenso in neueren Rekonstruktionen (THORNALLY et al. 2018) nicht bestätigt werden. Der SPG dagegen dominiert die ozeanischen Wärmetransporte im sub-polaren Nordatlantik und den Transfer in Richtung der Arktis. In hohen Breiten finden dann die Ozean-Atmosphäre Wechselwirkungen statt, die für die Ausformung des Winterklimas in der KE verantwortlich sind. Ursache ist also nicht ein »Schwächeln« des Golfstroms bzw. der Nordatlantikdrift als Wärmepumpe für Europa sondern ein komplexes Wechselspiel zwischen Ozean- und Atmosphärendynamik. Ebenso wenig bestätigen die Modellsimulationen, dass eine relativ abrupte Änderung in der NAO (e.g. LUTERBACHER et al. 2001) ursächlich für die hier gezeigten Klima-anomalien waren.

In einer weiteren Studie identifizieren MORENO-CHAMARRO et al. (2017b) eine Anzahl von Vulkanausbrüchen Ende des 16. Jahrhunderts als den wahrscheinlichsten Grund für die Änderungen in der Stärke des SPG. Diese Ereignisse waren viel schwächer als zum Beispiel der prominente Ausbruch des Tambora (April 1815). Der akkumulierende Effekt dieser aufeinanderfolgenden kleineren Eruptionen verursachte dann über einen verstärkten Süßwassereintrag und eine Abschwächung des Wärmeaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre in der Labradorsee eine relative abrupte Abschwächung des SPG.

Die räumliche Auflösung des MPI-ESM mit einer Gitterweite von ca. 200 km in der Atmosphäre erlaubt nur eingeschränkte Aussagen über den lokalen Verlauf der Temperaturentwicklung und Vergleiche mit konkreten Orten müssen örtliche Besonderheiten und nicht-klimatische Veränderungen (z.B. Baumaßnahmen) berücksichtigen. Langzeitrekonstruktionen an Hand von Dokumenten zu Hafenaktivitäten in Stockholm (LEIJONHUFVUD et al. 2010) verzeichnen die kältesten Ereignisse der letzten 500 Jahre in der zweiten Hälfte des 16. Jh. bis zur ersten Hälfte des 18. Jh. Die über den Zeitraum 1575 bis 1724 gemittelten Winter- und Frühlingstemperaturen (Januar bis April) liegen mehr als 1 °C unter denen der letzten 150 Jahre in Übereinstimmung mit den Resultaten unseres globalen Klimamodells (Abb. 6.6-3). Die Änderung des langzeitlichen Mittelwertes stellt sich bei dieser Darstellung aber nicht als das wichtigste Phänomen heraus: Es ist vor allem die Anzahl der Winter und Frühlinge mit viermonatigen Mittelwerten unter Null Grad, die den Unterschied zur Periode 1850 bis 1999 ausmachen. Auch in der rezenten Zeitperiode finden sich kalte Einzelereignisse (z.B. die bekannten Kriegswinter in den 1940er Jahren); eine große Anzahl der Winter/Frühjahrsperioden in den letzten 150 Jahren weist aber positive Mitteltemperaturen auf.

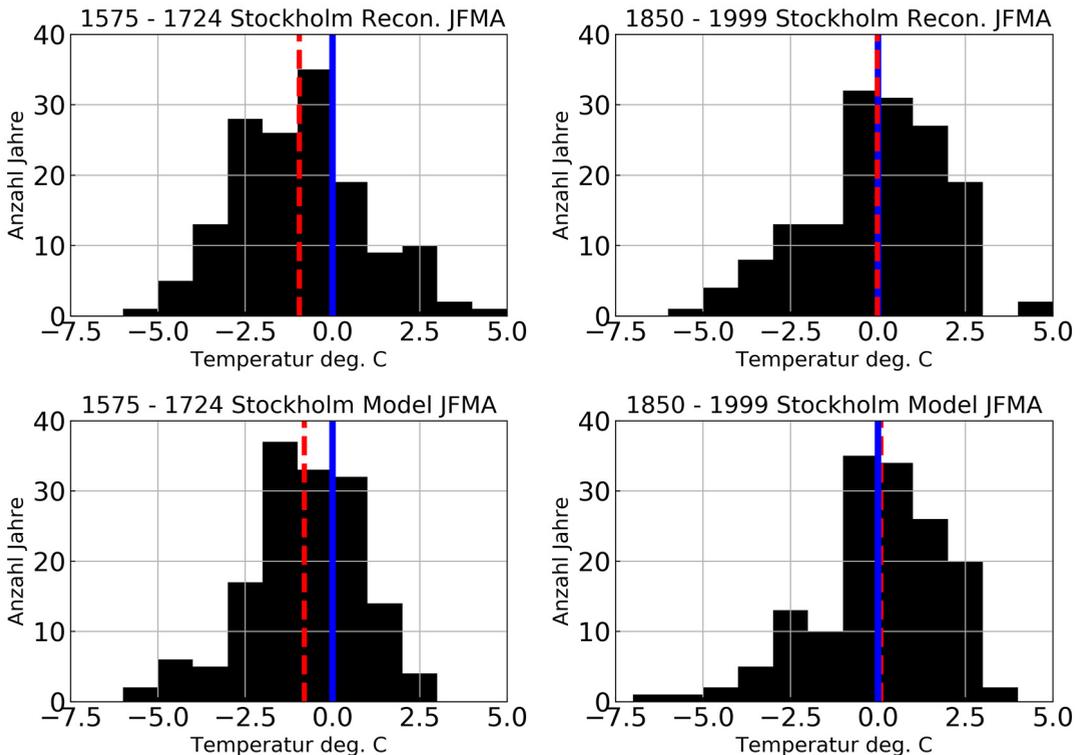
Das Modell erlaubt auch einen konsistenten Vergleich der Tagestemperaturen in der Region um Stockholm. Wir diagnostizieren während des 17. im Vergleich zum 20. Jh. wesentlich kältere Extremtemperaturen und einen höheren Anteil von Tagen mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt: Die Anzahl der Frosttage in den Monaten Januar bis April beträgt im 17. Jh. 52%, während es im 20. Jh. mit ca. 42% deutlich weniger sind. Weiter verfeinerte Ergebnisse erwarten wir von Simulationen mit einem regionalen Klimamodell (MATHIS et al. 2018). Hier werden regional begrenzte, aber räumlich hoch auflösende Ozean- und Atmosphärenmodelle mit Randwerten aus unseren Millenniumssimulationen angetrieben. Erste Ergebnisse zeigen, dass solche Simulationen in der Lage sind, auch Extremereignisse wie das Zufrieren der Ostsee, das im Jahr 1658 AD den »Marsch über die Belte« ermöglichte, zu reproduzieren.

Der in diesem Beitrag vorgestellte Mechanismus als Erklärung der Winterextreme in Nordeuropa ist ein gutes Beispiel für den Wert der gemeinsamen Analyse von instrumentellen Messungen, Rekonstruktionen und Modellsimulationen. Zum einen können Klimasimula-

tionen mit den Beobachtungen konfrontiert und bewertet werden, zum anderen dienen die Modellexperimente dazu, die notwendigerweise spärlichen Aufnahmen des vergangenen Klimas in einen dynamischen Kontext zu setzen und Ursachen und Wirkungen zu erforschen.

### Literatur:

- BLOM, P. (2017): Die Welt aus den Angeln: Eine Geschichte der Kleinen Eiszeit von 1570 bis 1700 sowie der Entstehung der modernen Welt mit einigen Überlegungen zum Klima der Gegenwart. Carl Hanser Verlag, München, 302pp.
- BROECKER, W. (2000): Was a change in thermohaline circulation responsible for the Little Ice Age? Proc. Natl. Acad. Sci., 97, 1339-1342.
- GIORGETTA M., J. H. JUNGCLAUS, C. REICK, S. LEGUTKE et al. (2013): Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 5, 1-26, doi:10.1002/jame.20038.
- JACOBEIT, J., H. WANNER, J. LUTERBACHER, C. BECK, A. PHILIPP & K. STURM (2003): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. Climate Dynamics, 20, 341-352.
- JUNGCLAUS, J.H. & T. KOENIGK (2010): Low-frequency variability of Arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transports. Climate Dynamics, 34, 265-279, doi: 10.1007/s00382-009-0569-9.
- JUNGCLAUS, J. H. (2014): Die Rolle ozeanischer Wärmetransporte für das Klima der Arktis im letzten Jahrtausend In: LOZAN, J.L., H. GRASSL, D. NOTZ & D. PIEPENBURG (2014):



**Abb. 6.6-3:** Häufigkeitsverteilung von saisonal (Januar bis April - JFMA) gemittelten Temperaturen aus (a), (b) Rekonstruktionen und Beobachtungen für Stockholm (LEIJONHUFVUD et al. 2010) und (c), (d) dem Stockholm nächstgelegenen Gitterpunkten im MPI-ESM Modell: links für die Periode 1575 bis 1724, rechts für den Zeitraum 1850 bis 1999. Die gestrichelte rote Linie zeigt den saisonalen Mittelwert und die blaue Linie die Frostgrenze an.

- Warnsignal Klima: Die Polarregionen. Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 376pp.
- JUNGLAUS, J. H., K. LOHMANN & D. ZANCHETTIN (2014): Enhanced 20th century heat transfer to the Arctic simulated in the context of climate variations over the last millennium. *Clim. Past*, 10, 2201-2213, doi:10.5194/cp-10-2201-2014.
- KOSLOWSKI, G. & R. GLASER (1999): Variations in reconstructed ice winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications for the North Atlantic Oscillation. *Climate Change*, 41, 175-191.
- LEIJONHUFVUD L., R. WILSON, A. MOBERG, J. SÖDERBERG, D. RETSÖ & U. SÖDERLIND (2010): Five centuries of winter/spring temperatures in Stockholm reconstructed from documentary evidence and instrumental observations. *Clim Change*, 101, 109-141, 10.1007/s10584-009-9650-y.
- LUND, D., J. LYNCH-STIEGLITZ, J. & W. CURRY (2006): Gulf Stream density structure and transport during the past millennium. *Nature*, 444, 601-604, doi: 10.1038/nature05277.
- LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, P. D. JONES et al. (2001): Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114-124. 10.1006/asle.2002.0047.
- LUTERBACHER, J., D. DIETRICH, E. XOPLAKI, M. GROSJEAN & H. WANNER (2004): European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303, 1499-1503, 10.1126/science.1093877.
- LUTERBACHER, J., J. WERNER, J. SMERDON, D. BARRIOPEDRO et al. (2016): European summer temperatures since Roman times. *Environmental Research Letters*, 11, 024001, doi:10.1088/1748-9326/11/2/024001.
- MASSON-DELMOTTE, V., A. ABE-OUCHI, J. BEER, A. GANOPOLSKI et al. (2013): Information from Paleoclimatic archives. In: *Climate Change 2013: The physical basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker, T.F. et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- MATHIS, M., A. ELIZALDE & U. MIKOLAJEWICZ (2018): Which complexity of regional climate system models is essential for downscaling anthropogenic climate change in the Northwest European Shelf? *Climate Dynamics*, 50, 2637-2650, doi: 10.1007/s00382-017-3761-3.
- MORENO-CHAMARRO, E., D. ZANCHETTIN, K. LOHMANN, J. LUTERBACHER & J. H. JUNGLAUS (2017a): Winter amplification of the European Little Ice Age cooling by the subpolar gyre. *Sci. Reports*, 7, 9981, doi:10.1038/s41598-017-07969-0.
- MORENO-CHAMARRO, E., ZANCHETTIN, D., LOHMANN, K. & J. H. JUNGLAUS (2017b): An abrupt weakening of the subpolar gyre as trigger of Little Ice Age-type episodes. *Climate Dynamics*, 48, 727, doi:10.1007/s00382-016-3106-7.
- MIETTINEN, A., D. DIVINE, N. KOÇ, F. GODTLIEBSEN & I. R. HALL (2012): Multicentennial variability of the sea surface temperature gradient across the subpolar North Atlantic over the last 2.8kyr. *J. Climate*, 25, 4205-4219, doi:10.1175/JCLI-D-11-00581.1.
- PAGES 2k Consortium (2013): Continental-scale temperature variability during the last two millennia. *Nature Geoscience*, 6, 339.
- PFISTER, C. (1999): *Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496-1995)*. Haupt Verlag, Bern, 304pp.
- PINTO, J. & C. C. RAIBLE (2012): Past and recent changes in the NAO. *Interdisciplinary Reviews Climate Change*, 3, 79-90.
- SCHURER, A. P., S. F. TETT & G. C. HEGERL (2014): Small influence of solar variability on climate over the past millennium. *Nature Geoscience*, 7, 104-108, doi:10.1038/ngeo2040.
- SPIELHAGEN, R. F., K. WERNER, S. A. SØRENSEN & K. ZAMELCZYK (2011): Enhanced modern heat transfer to the Arctic by warm Atlantic water. *Science*, 331, 450-453.
- THORNALLEY, D. J. R., D. W. OPPO, P. ORTEGA, J. I. ROBSON et al. (2018): Anomalously weak Labrador Sea convection and Atlantic overturning during the past 150 years. *Nature*, 556, 227-232, doi: 10.1038/s41586-018-0007-4.
- TRENBERTH, K. E. & J. T. FASULLO (2008): An observational estimate of ocean energy divergence. *J. Phys. Oceanogr.*, 38, 984-999.

#### Kontakt:

Dr. Johann H. Jungclaus  
 Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M)  
 johann.jungclaus@mpimet.mpg.de  
 Dr. Eduardo Moreno-Chamarro  
 Barcelona Supercomputing Center (Spanien)  
 Prof. Dr. Jürg Luterbacher  
 Justus Liebig Universität Giessen

Jungclaus J. H., E. Moreno-Chamarro & J. Luterbacher (2018): Dynamische Ursachen der extrem kalten Winter während der »Kleinen Eiszeit« in Europa. In: Lozán, J. L. S.-W. Breckle, H. Graßl, D. Kasang & R. Weisse (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Extremereignisse*. pp. 259-264. Online: [www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de](http://www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de). DOI:10.25592/warnsignal.klima.extremereignisse.39.