

Klimaschwankungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts

Stefan Brönnimann (Zürich)

Zusammenfassung

Das Studium vergangener Klimaschwankungen ist wichtig für das Verständnis und die Beurteilung des Klimawandels. Während die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts diesbezüglich gut erforscht ist, ist über die erste Jahrhunderthälfte nur wenig bekannt. Dabei ereigneten sich gerade in diesen Jahrzehnten starke Klimaschwankungen mit teils verheerenden Auswirkungen wie die Erwärmung der Arktis 1920–1945, die «Dust Bowl»-Dürren der 1930er Jahre in den USA oder die globalen Klima-anomalien der frühen 1940er Jahre. In diesem Beitrag wird anhand einer Zusammenfassung der Literatur zu diesen Beispielen und eigenen Datenauswertungen die aktuelle Diskussion nachgezeichnet. Nur durch die Kombination von Beobachtungsdaten und Klimamodellen ist es möglich, die Mechanismen dieser Klimaschwankungen zu verstehen. Noch sind viele Fragen offen, und es fehlen Daten, um aus Modellresultaten abgeleitete Hypothesen zu testen. Hier werden zukünftige Arbeiten ansetzen.

Climatic variations in the first half of the 20th century

Studying past climate variability is a key to understanding and assessing climate change. While the second half of the 20th century is well studied, relatively little is known about the first half of the century. Yet, there were large climatic variations in that half with extreme environmental and economical effects such as the Arctic warming 1920–1945, the «Dust Bowl» droughts in the USA during the 1930s or the global climate anomalies of the early 1940s. In this contribution, the ongoing discussion is sketched on behalf of existing studies on these three examples as well as data analyses. Only by combining observational data and model results, the complex mechanisms behind these climatic variations can be understood. Many questions remain open, though. There is a lack of observation-based data in order to validate model-derived hypotheses. Future work will focus on this point.

Schlagerwörter: Arktisches Klima – Dürren – Dust Bowl – El Niño – Klimadynamik

1 EINLEITUNG

Wir leben in einer Zeit des Klimawandels, und unsere Wirtschaft und Gesellschaft sind davon stark betroffen. Der Hitzesommer 2003, der europaweit Zehntausende von Todesopfern und Milliarden-schäden forderte, hat uns dies deutlich vor Augen geführt. Und das Klima wird sich in den nächsten Jahrzehnten wahrscheinlich weiter stark verändern (IPCC, 2001). Die Wissenschaft ist somit aufgefordert, den Klimawandel vorauszusagen und zu beurteilen. Das ist nur möglich, wenn wir auch die Vergangenheit verstehen. Das Studium vergangener Klimaschwankungen ist deshalb eine wichtige Voraussetzung. Das beginnt bei der Dokumentation des vergangenen Klimas und dessen Variabilität, was eine bessere statistische Einordnung gegenwärtiger und (vorausgesagter) zukünftiger Klima-

schwankungen erlaubt. Darüber hinaus kann das Studium vergangener Klimaereignisse helfen, Prozesse besser zu verstehen. Unser Wissen über die Mechanismen, welche grossräumigen Klimaschwankungen zugrunde liegen und über welche sich eine zukünftige Klimaänderung auswirken könnte, ist noch lückenhaft. Schliesslich finden sich Aspekte mancher Zukunftsszenarien, zum Beispiel lang anhaltende Dürren in gewissen Regionen, bereits in der Vergangenheit – als damals vielleicht seltenes Extremklima, das aber mit wissenschaftlichen Methoden untersucht werden kann.

Die zweite Hälfte des 20. Jahrhunderts kann diesbezüglich als gut erforscht gelten. Wichtige klimatische Ereignisse wie der Ausbruch des Mt. Pinatubo oder die jüngsten Dürren wurden detailliert untersucht (z. B. HOERLING und

KUMAR, 2003). Wenig ist dagegen über die erste Jahrhunderthälfte bekannt. Gerade in diesen Jahrzehnten ereigneten sich starke Klimaschwankungen mit teils verheerenden Auswirkungen wie die Erwärmung der Arktis 1920–1945, die «Dust Bowl»-Dürren der 1930er Jahre in den USA oder die globalen Klima-anomalien der frühen 1940er Jahre. Vom Studium dieser Beispiele kann die Wissenschaft viel über die Mechanismen grossräumiger Klimaschwankungen lernen, die Arbeiten dazu stehen aber erst an ihrem Anfang. Ziel dieses Beitrags ist es, anhand einer Zusammenfassung der Literatur zu diesen Beispielen, ergänzt mit einigen Datenauswertungen, die aktuelle Diskussion zu skizzieren und offene Fragen zu thematisieren.

2 METHODEN

Für das Studium von Klimaschwankungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts stehen zwei Methoden zur Verfügung: die Analyse von gemessenen oder aus Messungen abgeleiteten Daten sowie die Simulation im Modell. Meist führt nur die Kombination beider Methoden zum Ziel.

2.1 Daten

Beobachtungsdaten aus der Zeit 1900–1950 sind oft unvollständig und fehlerhaft. Dabei ist die Situation noch verhältnismässig günstig für Daten vom Erdboden. Die räumliche und zeitliche Abdeckung ist zumindest so gut, dass globale monatliche (regional zum Teil sogar tägliche) Felder erstellt werden können (JONES und MOBERG, 2003). Zur Analyse der Prozesse reichen Bodendaten aber oft nicht aus. Erst die Information über die Höhenströmung – die Struktur der planetaren Wellen, die Lage der Jet Streams, die Stärke des stratosphärischen Polarwirbels – erlaubt die dynamische Interpretation der Vorgänge. Diese Information erschliesst sich für die zweite Jahrhunderthälfte aus der Analyse der vorhandenen Höhendaten (meist mittels Datenassimilation, einer Kombination eines Filterungs- und Interpolationsverfahrens mit einem numerischen Wettervorhersagemodell). Höhendaten sind aber aus der Zeit vor 1950 kaum verfügbar, entsprechend stützen sich fast alle Arbeiten nur auf Daten vom Erdboden.

Zurzeit laufen verschiedene Projekte mit dem Ziel, die Datenverfügbarkeit vor 1950 zu verbessern. Dazu gehört die Aufbereitung weiterer Daten vom Erdboden und historischer Höhendaten sowie die Erstellung von neuen Höhendatensätzen für das ganze 20. Jahrhundert durch Datenassimilation und statistische Methoden (BRÖNNIMANN et al., 2005).

2.2 Modelle

Modelle liefern räumlich und zeitlich vollständige Information, auch über Schlüsselgrössen, welche nicht gemessen werden können. Kontrollsimulationen, in welchen ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell über eine lange Zeit frei laufen gelassen wird, produzieren eine realistische Klimavariabilität, welche mit statistischen Methoden untersucht werden kann. Um bestimmte Hypothesen zu testen, können beobachtete Einflussgrössen wie die Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) oder vulkanische Aerosole als Randbedingungen vorgegeben und die Reaktion des Klimas darauf untersucht werden. Weil das Modellklima trotz der Randbedingungen meist noch eine starke Variabilität hat, welche das Signal überdeckt, werden oft viele Simulationen mit veränderten Anfangsbedingungen, aber gleichen Randbedingungen durchgeführt (Ensemble-Simulationen) und gemittelt, oder die Randbedingungen werden jeweils über eine längere Zeit konstant gehalten und das zeitliche Mittel ausgewertet (Zeitscheibenexperimente). Solche Simulationen stellen das wohl wichtigste Werkzeug zur Untersuchung von Klimaschwankungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts dar.

Modelle sind aber immer von den Beobachtungen abhängig. Sie müssen validiert werden, und sie brauchen Randbedingungen; ein grosses Problem für Simulationen vor den 1950er Jahren. Es braucht deshalb beides – gute Beobachtungsdaten und Modellsimulationen –, um zu verlässlichen Aussagen zu kommen.

3 KLIMASCHWANKUNGEN 1900–1950

3.1 Globale Erwärmung 1910–1945

Bevor wir auf die drei genannten Klimaschwankungen eingehen, ist es sinnvoll, zuerst die Entwicklung des globalen Klimas zu betrachten (vgl. IPCC, 2001; JONES und MOBERG, 2003). Zwischen etwa 1910 und 1945 stieg die globale Mitteltemperatur um ca. 0.5°C (Abb. 1). Diese Zunahme liegt in der gleichen Grössenordnung wie der Trend seit 1975. In der Diskussion um den menschengemachten Treibhauseffekt wird immer wieder auf diese frühere Erwärmungsperiode hingewiesen, da zu dieser Zeit der Einfluss des Menschen erheblich geringer war als in den letzten 30 Jahren.

Modellsimulationen ergaben, dass sowohl natürliche Faktoren (steigende Sonnenaktivität, keine starken Vulkan- ausbrüche) wie auch bereits der Einfluss des Menschen zur Erwärmung 1910–1945 beigetragen haben (STOTT et

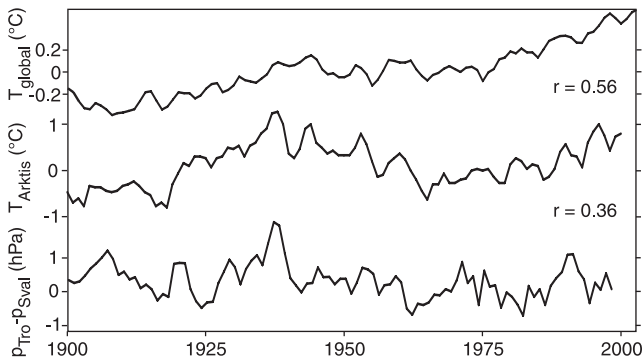


Abb. 1. Jährliche bodennahe Lufttemperatur der Erde (oben, HadCRUT2v) und nördlich von 62°N (Mitte, POLYAKOV et al., 2002). Die untere Kurve zeigt die jährliche Luftdruckdifferenz zwischen Tromsø und Spitzbergen (HadSLP1). Alle Reihen sind als Anomalien bezüglich 1961–1990 dargestellt, geglättet mit einem 3-jährig übergreifenden Mittel.

Fig. 1. Annual surface air temperature for the globe (top, HadCRUT2v) and north of 62°N (middle, POLYAKOV et al., 2002). The bottom curve shows the annual difference in sea level pressure between Tromsø and Spitzbergen (HadSLP1). All series are anomalies with respect to 1961–1990, smoothed with a 3-year moving average.

al., 2000; IPCC, 2001). Allerdings wird der Betrag des Anstiegs von fast allen Simulationen unterschätzt. Verschiedene Autoren vermuten deshalb, dass ungewöhnliche interne Variabilität im Klimasystem ebenfalls dazu beigetragen hat. Eine bessere Charakterisierung dieser internen Variabilität wäre für die Diskussion sehr hilfreich.

3.2 Erwärmung der Arktis 1920–1945

Die Erwärmung in der ersten Jahrhunderthälfte war besonders ausgeprägt in der Arktis (Abb. 1), die Zunahme betrug hier fast 1.8 °C (vgl. POLYAKOV et al., 2002; JONES und MOBERG, 2003). Es gibt zu dieser Erwärmung zwei Sichtweisen. Gemäss der «Polar Amplification»-Hypothese könnte es sich um das durch Rückkopplungen in der Arktis (allen voran das Eis-Albedo-Feedback) verstärkte globale Signal handeln. Dieser Mechanismus wurde vor allem für zukünftige Klimaszenarien untersucht und kann eine Verstärkung um einen Faktor 1.5 bis 4.5 ausmachen (HOLLAND und BITZ, 2003).

Andere Autoren gehen davon aus, dass interne Klimaschwankungen in der Arktis als Erklärung ausreichen. POLYAKOV et al. (2002) sehen den primären Antrieb in Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik, welche häufiger Tiefdruckgebiete und warme Luft in die Arktis steuert. Daraus kann durch Wechselwirkung mit dem arktischen Ozean möglicherweise eine niederfrequente Oszillation entstehen. BENGTSOON et al.

(2004) haben anhand von Modellsimulationen gezeigt, dass Ozean-Atmosphären-Wechselwirkungen in der Barentssee eine entscheidende Rolle spielen könnten. Bleibt die Barentssee in einem warmen Winter eisfrei, erwärmt sich die Atmosphäre (durch das Eis-Albedo-Feedback) und begünstigt eine zyklonale atmosphärische Zirkulation mit verstärkter westlicher oder südwestlicher Strömung zwischen Norwegen und Spitzbergen. Diese Winde bewirken eine verstärkte Zufuhr warmen Wassers aus dem Nordatlantik in die Barentssee, was die Eisbildung weiter reduziert. Auf diese Weise kann das arktische Klimasystem – im Modell – aus sich heraus starke niederfrequente Schwankungen wie 1920–1945 produzieren, was allerdings einen Beitrag der globalen Erwärmung nicht ausschliesst.

In Abb. 1 ist unten die Zeitreihe der Luftdruckdifferenz zwischen Nordnorwegen (Tromsø) und Spitzbergen als Mass für die west-südwestlichen Winde aufgetragen. Die Reihe zeigt starke Schwankungen, aber keinen Langzeitrend. Der Verlauf der arktischen Temperatur ist in guter Übereinstimmung sowohl mit dieser Reihe (Korrelationskoeffizient $r = 0.36$) als auch mit derjenigen der globalen Temperatur ($r = 0.56$). Mit einem einfachen linearen Regressionsmodell lässt sich die arktische Temperatur aus den beiden (geglätteten) Reihen gut reproduzieren ($R^2 = 0.41$). Vermutlich spielen sowohl die globale Erwärmung als auch regionale und lokale Rückkopplungen eine grosse Rolle für arktische Klimaschwankungen. Um den aufgrund von Modellsimulationen postulierten Mechanismus zu bestätigen, sind aber viel spezifischere Daten nötig.

3.3 «Dust Bowl»-Dürre 1932–1938

Besonders wichtige Klimaschwankungen für Wirtschaft und Gesellschaft sind lang anhaltende Dürren. Eine der Bekanntesten war die «Dust Bowl»-Dürre im mittleren Westen der USA während der 1930er Jahre. Sie brachte viele Bauern um ihre Existenz und führte zu einer beträchtlichen Migration nach Kalifornien. Daran war allerdings nicht das Klima allein schuld. Unangepasste Anbautechniken begünstigten die Bodenerosion und führten zu gewaltigen Staubstürmen (Abb. 2). Vor allem aber fiel die Dürre zusammen mit der «Grossen Depression», der Wirtschaftskrise in Amerika, und sie betraf eine Landwirtschaft mit grossen strukturellen Problemen (WORSTER, 1979). Trotzdem: Die «Dust Bowl» wurde und wird in den USA als klimatische Jahrhundertkatastrophe wahrgenommen, und sie wird oft als Analogfall für zukünftige, in einem Treibhausklima zu erwartende Dürren betrachtet.



Abb. 2. Staubsturm in Stratford, Texas, 18. April 1935 (Bild: NOAA George E. Marsh Album).

Fig. 2. Dust storm approaching Stratford, Texas, 18 April 1935 (Photo: NOAA George E. Marsh Album).

Abb. 3 zeigt unten die zeitlich gemittelten Niederschlagsabweichungen von 1932 bis 1938. Die Dürre betraf vor allem den mittleren Westen der USA (Oklahoma, Kansas). Der räumlich gemittelte Niederschlag für diese Region ist oben als Zeitreihe dargestellt. Die 1930er Jahre treten hier deutlich als Dürreperiode hervor, allerdings gab es auch andere Dürren im 20. Jahrhundert.

Hypothesen zu den Ursachen der «Dust Bowl» lassen sich in zwei Gruppen gliedern: ein ozeanischer Einfluss, der das grossräumige Windsystem verändert und dadurch weniger Feuchtigkeit in den Raum führt, oder lokale Rückkopplungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre. Abb. 3 zeigt auch die Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) von 1932 bis 1938. Hauptmerkmal ist hier der Gegensatz zwischen dem warmen Atlantik und dem kalten Pazifik. SCHUBERT et al. (2004) haben anhand eines Modells den Einfluss der globalen SSTs auf die Dürre untersucht. Mit beobachteten SSTs angetriebene Ensemble-Simulationen reproduzierten die Dürre im mittleren Westen sehr gut. Sensitivitätsstudien zeigten, dass sowohl der tropische Atlantik als auch der tropische Pazifik dazu beitrugen, nicht aber die aussertropischen Ozeane.

Abb. 3 zeigt die SST-Differenz zwischen dem nördlich-tropischen Pazifik und Atlantik als Zeitreihe für das 20. Jahrhundert. Die Übereinstimmung zwischen den Reihen ist ausgezeichnet. Wird eine Zeitverschiebung von 8 Monaten berücksichtigt, erklärt dieser einfache Index 35% der niederfrequenten Niederschlagsvariabilität im mittleren Westen. Diese Argumente deuten auf grossräumige ozeanische Veränderungen als Ursache für lang anhaltende

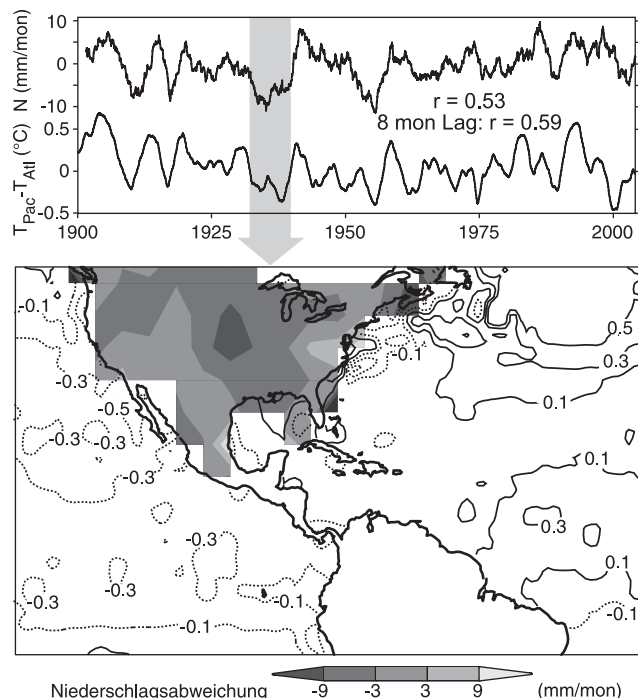


Abb. 3. Oben: Monatlicher Niederschlag in der «Dust Bowl»-Region (30–50°N, 95–105°W, GHCNv2) und Differenz der Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) im nördlich-tropischen Pazifik (0–30°N, 75–160°W) und Atlantik (0–30°N, 60°W–20°E), geglättet mit einem 3-jährig übergreifenden Mittel (HadISST1.1-Daten). Unten: Niederschlag und SSTs (gestrichelte Linien markieren negative Werte) gemittelt von 1932 bis 1938. Alle Daten sind als Anomalien bezüglich 1961–1990 ausgedrückt.

Fig. 3. Top: Monthly precipitation in the «Dust Bowl» region (30–50°N, 95–105°W, GHCNv2) and difference in sea surface temperatures (SSTs) between the northern tropical Pacific (0–30°N, 75–160°W) and Atlantic (0–30°N, 60°W–20°E), smoothed with a 3-year moving average (HadISST1.1 data). Bottom: Averaged precipitation and SSTs (dotted lines mark negative values) from 1932 to 1938. All data are anomalies with respect to 1961–1990.

Dürren im mittleren Westen hin. Ähnliche Ergebnisse wurden auch für den Sahelraum gefunden (GIANNINI et al., 2003) sowie für die jüngste Dürre 1998–2002 (welche in manchen Regionen noch anhält) in den USA, dem Mittelmeerraum und dem Mittleren Osten (HOERLING und KUMAR, 2003).

Trotzdem spielen auch lokale Rückkopplungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre – und möglicherweise deren Modifikation durch den Menschen – eine Rolle. Wird die Interaktion zwischen Landoberfläche und Atmosphäre in den Simulationen der «Dust Bowl»-Dürre ausgeschaltet, produziert das Modell zwar immer noch eine Dürre, die jedoch deutlich schwächer ausgeprägt ist. Lokale Rückkopplungen verstärken hier also die grossräumig verursachte

Dürre (SCHUBERT et al., 2004), ähnliches wird auch für den Sahelraum vermutet (GIANNINI et al., 2003).

Trotz diesen klaren Ergebnissen bleibt die Frage, über welche Veränderung der atmosphärischen Zirkulation sich tropische SSTs auf den Niederschlag im mittleren Westen auswirken. Im Modell beinhaltet der Mechanismus eine Verlagerung der grossräumigen Höhenströmung, dazu gibt es aber aus den 1930er Jahren keine Daten. Die Bestrebungen zur Erstellung dreidimensionaler meteorologischer Daten für das ganze 20. Jahrhundert werden hoffentlich Klarheit bringen.

3.4 El Niño und globale Klimaanomalien 1940–1942

Von 1940 bis 1942 wurden in verschiedenen Teilen der Welt starke klimatische Abweichungen registriert (vgl. für das Folgende BRÖNNIMANN et al., 2004). Am bekanntesten sind die kalten Winter in Mittel- und Osteuropa, welche den Verlauf des Zweiten Weltkriegs beeinflussten. Auch die anderen Jahreszeiten waren in Europa zu kühl; die Jahre 1940–1942 belegen die Plätze 6, 1 und 2 in der Rangliste der kältesten Jahre des 20. Jahrhunderts (Abb. 4). Gleichzeitig waren die Temperaturen extrem tief im zentralen Nordpazifik, dagegen ungewöhnlich hoch in Alaska, verbunden mit verheerenden Waldbränden. Weitere klimatische Besonderheiten waren starke Dürren in Australien und Borneo sowie im Sahelraum. Auch die Stratosphäre zeigte starke Anomalien: Das Gesamt Ozon («Dicke der Ozonschicht») war aussergewöhnlich hoch in allen sechs vorhandenen Reihen aus dieser Zeit, an so entfernt liegenden Orten wie Arosa, Tromsø, New York und Shanghai. Auf historischen Höhendaten beruhende Rekonstruktionen der Höhenzirkulation zeigen einen sehr schwachen Polarwirbel in der unteren Stratosphäre (in ca. 15 km Höhe) sowie mehrere so genannte «Major Midwinter Warmings».

Vom Herbst 1939 bis Frühling 1942 herrschte im tropischen Pazifik ein starker El Niño (Abb. 4). Eine Wirkungskette, welche alle beobachteten Anomalien mit El Niño in Verbindung bringt, ist durchaus denkbar: Sicher ist, dass El Niño die quasi-stationäre Welle der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordpazifik beeinflusst und ein starkes Aleutentief begünstigt; diese Wirkung ist gut untersucht. Der Einfluss auf das Klima Europas und auf die arktische Stratosphäre ist dagegen umstritten. Die Wellenstörung könnte sich stromabwärts nach Europa ausbreiten und dort das Islandtief schwächen. Gleichzeitig könnte sie nach oben in die Stratosphäre dringen und den eng mit dem Islandtief verknüpften Polarwirbel schwächen.

Dadurch fliesst in der Stratosphäre mehr ozonreiche Luft aus den Tropen polwärts (einer der Gründe für die dicke Ozonschicht), und es kommt zu einer Erwärmung über der Arktis. Ausdruck davon sind häufige «Major Midwinter Warmings», welche stets durch Wellenstörungen verursacht werden. Abb. 4 zeigt unten die Abweichungen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Druckfläche (in ca. 9 km Höhe) von Jan. 1940 bis Febr. 1942. Das Muster weist

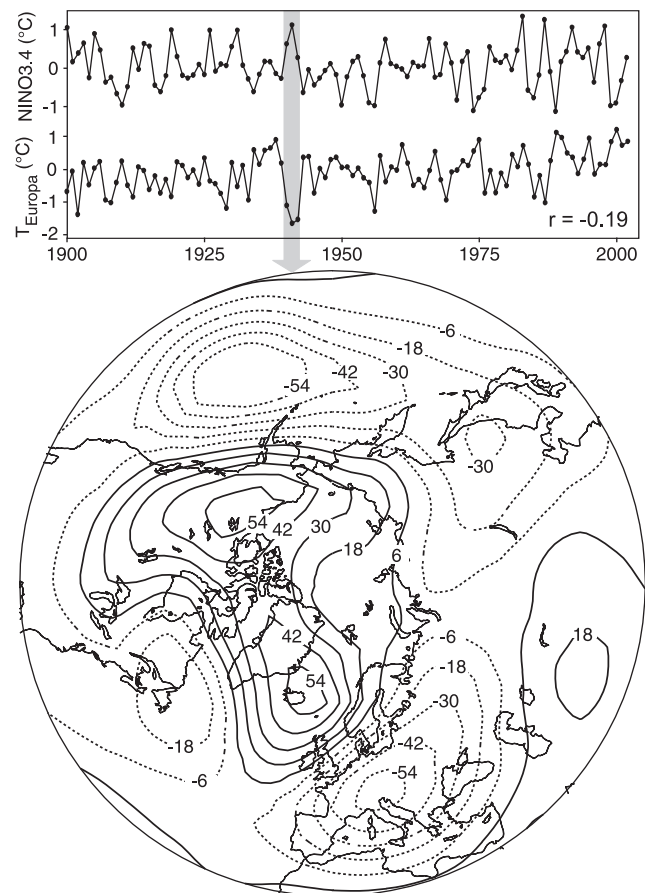


Abb. 4. Oben: Jährliche Reihen der Temperatur in der Region NINO3.4 (5°S–5°N, 120–170°W) im tropischen Pazifik (Okt.–Sept., HadISST1.1) und in Mittel- und Osteuropa (45–70°N, 20–55°E, Jan.–Dez., HadCRUT2v). Unten: Abweichungen der geopotentiellen Höhe der 300-hPa-Fläche, Jan. 1940 bis Febr. 1942 (BRÖNNIMANN et al., 2004). Gestrichelte Linien markieren negative Werte. Alle Daten sind als Anomalien bezüglich 1961–1990 ausgedrückt.

Fig. 4. Top: Annual series of temperature in the NINO3.4 region (5°S–5°N, 120–170°W) of the tropical Pacific (Oct.–Sept., HadISST1.1) and in central and eastern Europe (45–70°N, 20–55°E, Jan.–Dec., HadCRUT2v). Bottom: 300 hPa geopotential height anomalies from Jan. 1940 to Febr. 1942 (BRÖNNIMANN et al., 2004). Dotted lines mark negative values. All data are anomalies with respect to 1961–1990.

auf eine Veränderung der Struktur der planetaren Wellen hin, mit stärker meridional ausgreifenden Wellen, und ist in Übereinstimmung mit der geschilderten Wirkungskette.

Eine unabhängige Bestätigung dieser Wirkungskette konnte aus einer Modellsimulation gewonnen werden. Aus einem 650 Jahre langen Kontrolllauf eines gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modells (CCSM-2.0; vgl. BRÖNNIMANN et al., 2004) wurden ähnlich starke, lang anhaltende El Niños wie 1939–1942 ausgewählt. Diese Ereignisse zeigten die gleichen Merkmale wie die Beobachtungen und Rekonstruktionen, am Erdboden wie in der Stratosphäre.

Abb. 4 zeigt aber auch deutlich, dass sich nicht alle El Niños gleich auf Europa auswirken. Die Korrelation der beiden Reihen ist nur -0.19 (-0.25 ohne Jahre nach starken tropischen Vulkanausbrüchen, welche ihrerseits das Klima beeinflussen). Warum sich nicht alle El Niños gleich auswirken, ist eine offene Frage. Hingegen kann der Einfluss im Beispiel 1940–1942 als bestätigt gelten, und damit ist eine der stärksten grossräumigen Klimaabweichungen des 20. Jahrhunderts geklärt.

3.5 Weitere Themen

Weitere Ereignisse in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts verdienen eine nähere Untersuchung. Ein sehr spezielles Beispiel ist das Tunguska-Ereignis 1908 – vermutlich die atmosphärische Explosion eines Meteoriten oder Asteroiden, welche 2200 km² Wald in Sibirien verwüstete. Zwar ist nur sehr wenig darüber bekannt, und ein Einfluss auf das Klima ist fraglich. Da aber ein Ereignis dieser Grösse nur alle paar hundert Jahre erwartet wird, bietet sich die seltene Gelegenheit, die Folgen einer grossen Meteoritenexplosion in der realen Welt zu untersuchen.

Ebenfalls interessant wäre ein Studium des Ausbruchs des Mt. Katmai 1912. Normalerweise wird davon ausgegangen, dass vor allem tropische Vulkanausbrüche das globale Klima beeinflussen, wogegen bei Ausbrüchen in höheren Breiten der Klimaeffekt regional begrenzt ist. Es gibt dazu aber nur wenige Arbeiten. Anhand des Ausbruchs des Mt. Katmai in Alaska könnte der vulkanische Einfluss und klimatische Mechanismen in den hohen Breiten besser analysiert werden.

Ein etwas besser untersuchtes Extremereignis aus der ersten Jahrhunderthälfte ist der Hitzesommer in Mitteleuropa 1947. Er wurde oft als Vergleich zum eingangs erwähnten Hitzesommer 2003 herangezogen. Weiterführende Analysen und Vergleiche anhand von hochaufgelösten dreidimensionalen Daten wären hier äusserst interessant.

4 DISKUSSION

Die drei in diesem Beitrag präsentierten Beispiele verdeutlichen, dass wir von den starken Klimaschwankungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts vieles lernen können. Das betrifft insbesondere die Rolle der Ozeane, klimatische Fernkopplungen sowie die Rolle lokaler Rückkopplungen (in der Arktis oder in der «Dust Bowl») für die niederfrequente Klimavariabilität. Dieses Wissen erleichtert die Beurteilung des gegenwärtigen und zukünftigen Klimawandels. Ein besseres Verständnis der Rolle der Ozeane könnte auch zu besseren saisonalen Vorhersagen beitragen.

Gleichzeitig machen diese Beispiele auch deutlich, dass noch zahlreiche Fragen offen sind. Die Erklärungsansätze beruhen zu einem grossen Teil auf Modellergebnissen. Hier wäre es wichtig, anhand von Beobachtungsdaten Eckpfeiler dieser Hypothesen zu prüfen. Das geht aber nur mit besseren beobachtungsgestützten Datensätzen vor 1950, insbesondere mit hochaufgelösten dreidimensionalen Daten. Entsprechende Bestrebungen sind im Gang.

5 VERDANKUNGEN

Diese Arbeit entstand mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds. SST-Daten (HadISST1.1) und Luftdruck auf Meereshöhe (HadSLP1) wurden vom Hadley Centre (UK Met Office) zur Verfügung gestellt, die Temperaturdaten zu Land (HadCRUT2v) von der Climatic Research Unit (UK) und die Niederschlagsdaten (GHCNv2) vom amerikanischen National Climate Data Center.

6 LITERATUR

- BENGTSSON, L., SEMENOV, V. A. & JOHANESSEN, O. 2004. The early century warming in the Arctic – a possible mechanism. *Journal of Climate* 17, 4045–4057.
- BRÖNNIMANN, S., COMPO, G. P., SARDESHMUKH, P. D., JENNE, R. & STERIN, A. 2005. New approaches for extending the 20th century climate record. *Eos* 86, 2–7.
- BRÖNNIMANN, S., LUTERBACHER, J., STAEHELIN, J., SVENDBY, T. M., HANSEN, G. & SVENØE, T. 2004. Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–1942 related to El Niño. *Nature* 431, 971–974.
- GIANNINI, A., SARAVANAN, R. & CHANG, P. 2003. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science* 302, 1027–1030.

- HOERLING, M. & KUMAR, A. 2003. The perfect ocean for drought. *Science* 299, 691–694.
- HOLLAND, M. M. & BITZ, C. M. 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics* 21, 221–232.
- IPCC 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge University Press, UK, 944 pp.
- JONES, P. D. & MOBERG, A. 2003. Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: An extensive revision and update to 2001. *Journal of Climate* 16, 206–223.
- POLYAKOV, I. V., BEKRYAEV, R. V., ALEKSEEV, G. V., BHATT, U. S., COLONY, R. L., JOHNSON, M. A., MAKSHITAS, A. P. & WALSH, D. 2003. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000. *Journal of Climate* 16, 2067–2077.
- SCHUBERT, S. D., SUAREZ, M. J., PEGION, P. J., KOSTER, R. D. & BACMEISTER, J. T. 2004. On the causes of the 1930s Dust Bowl. *Science* 303, 1855–1859.
- STOTT, P. A., TETT, S. F. B., JONES, G. S., ALLEN, M. R., MITCHELL, J. F. B. & JENKINS, G. J. 2000. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science* 290, 2133–2137.
- WORSTER, D. 1979. *Dust Bowl. The Southern Plains in the 1930s*. Oxford Univ. Press, New York, 277 pp.

Prof. Dr. Stefan Brönnimann, Institut für Atmosphäre und Klima, ETH Zürich, Winterthurerstrasse 190, 8057 Zürich,
E-Mail: broennimann@env.ethz.ch