

**ZUM AKTUELLEN STAND DER KLIMAPROBLEMATIK:
NACHWEIS DES KLIMAFAKTORS MENSCH
IN DEN BEOBACHTUNGSDATEN UND MODELLABSCHÄTZUNGEN**

Christian-D. Schönwiese

Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt a.M.

1. Wissenschaftliche und öffentliche Relevanz der Klimaproblematik

Die Klimaproblematik lässt sich im wesentlichen durch zwei miteinander gekoppelte Problemkreise kennzeichnen:

a) Zum einen ist der Mensch (die Anthroposphäre) und mit ihm alles Leben auf unserem Planeten (die Biosphäre) offensichtlich von der Gunst des Klimas abhängig. Das betrifft nicht nur die Ökosysteme, sondern auch die wirtschaftlichen und sozialen Belange der Menschheit. b) Zum anderen nimmt der Mensch – in Konkurrenz zu den natürlichen Klimaänderungen – auch selbst mehr und mehr auf das Klima Einfluss, und dies keinesfalls immer zu seinem Vorteil.

Es kann uns daher nicht gleichgültig sein, was mit dem Klima der Erde geschehen ist und in Zukunft geschehen wird.

Angesichts dieser ebenso brisanten wie im einzelnen sehr komplizierten Problematik ist es nicht verwunderlich, dass neben der wissenschaftlichen Relevanz, die sich in intensiver weltweiter Klimaforschung und auch in den Statusberichten des IPCC (UN Intergovernmental Panel on Climate Change) niederschlägt, der Funke der Klimadebatte seit etwa zwei Jahrzehnten auch auf die Öffentlichkeit übersprungen ist. Leider gleitet dort die Diskussion aber nicht selten in die Extrempositionen „Klimakatastrophe“ auf der einen und „Klimairrtum“ oder gar „Klimaschwindel“ auf der anderen Seite ab. Mit solchen Extrempositionen werden wir jedoch weder den Erkenntnissen der klimatologischen Wissenschaft noch unserer Verantwortung gegenüber zukünftigen Generationen gerecht. Mancher mag die in Zukunft möglicherweise eintretenden, von uns verursachten Klimaänderungen durchaus als „Katastrophe“ empfinden; die aber ist eine subjektive Bewertung und kein exakter wissenschaftlicher Begriff, der zudem nicht den erheblichen Unsicherheiten solcher Vorhersagen Rechnung trägt. Andererseits gault uns der „Klima-Irrtum“ vor, wir hätten kein Problem, was zu fatalen Folgen für uns alle führen könnte („Schwindel“ ist sowieso eine böartige, völlig unangebrachte Unterstellung).

Vielmehr müssen wir uns ganz nüchtern und objektiv fragen: Welche Informationen haben wir über das Klima der Vergangenheit? Wie sieht das Bild der Klimaänderungen in Zeit und Raum aus, das sich daraus ergibt, und wie verlässlich ist es? Was sind die Ursachen der beobachteten Klimaänderungen; in welcher Relation stehen natürliche Ursachen und menschliche Beeinflussungen? Ist denn der Klimafaktor Mensch in den Klimabeobachtungsdaten schon

identifizierbar? Inwiefern kann die Klimamodellierung zur Klärung dieser Problematik beitragen und wie sehen die Zukunftsperspektiven aus? Schliesslich, welche Konsequenzen ziehen wir aus unseren Erkenntnissen?

Im folgenden wird nun versucht, aus aktueller Sicht (vgl. auch IPCC, Houghton et al., 2001; Stellungnahme der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft zu Klimaänderungen, DMG, 2001) auf diese Fragen in aller Kürze Antworten zu geben. Dabei liegt der Schwerpunkt der Betrachtung hier weniger auf der physikochemischen Klimamodellierung (vgl. dazu u.a. IPCC, 2001; Cubasch und Kasang, 2000), sondern auf den Beobachtungsindizes und ihrer Interpretation.

2. Klimaänderungen der Vergangenheit

Seit die Erde existiert, gibt es Klimaänderungen (Schwarzbach, 1974; Schönwiese, 1995; Lózan et al., 1998, 2001; u.v.a.), und das wird auch in Zukunft so bleiben. Allerdings ist nach dem Ende der letzten Kaltzeit („Eiszeit“), zwischen 11000 und 10000 Jahren vor heute, verbunden mit einem Anstieg der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur um ungefähr 4 - 6 K, d.h. in der heutigen Warmzeit (Neo-Warmzeit = Holozän = Postglazial) ein bemerkenswert stabiler Klimazustand eingetreten, der langfristig und global gemittelt nur noch Fluktuationen um rund 1 K um den Mittelwert von 288 K (+ 15 °C) zugelassen hat, was die Entwicklung der Menschheit (neolithische Revolution, Entstehung der Hochkulturen) sicherlich sehr gefördert hat. Die überaus abrupten Klimaänderungen, zuletzt für die Zeit des genannten Kalt-/Warmzeitübergangs nachgewiesen (z.B. sog. Jüngere Dryaszeit mit einem Rückfall in Eiszeitbedingungen innerhalb weniger Jahrzehnte und ebenso rascher Beendigung dieser Episode) scheinen daher – vorerst - der weit zurückliegenden Vergangenheit anzugehören. Freilich dürfen auch die Auswirkungen zunächst relativ gering erscheinender Klimaänderungen nicht unterschätzt werden: Im Zuge der Erwärmung seit 1850 um „nur“ einige Zehntel Grad (genauer folgt) haben beispielsweise die Alpengletscher etwa die Hälfte ihres Volumens verloren (Häberli et al., 2001).

In der letzten Zeit sind schrittweise sehr genaue Rekonstruktionen der relativen Variationen der Jahresmittelwerte der nordhemisphärisch gemittelten Lufttemperatur zugänglich geworden, die auf einer Vielzahl indirekter Klimazeugen beruhen (u.a. Jahresringe der Bäume; Mann et al., 1999). Dabei zeigt die entsprechende 1000-jährige Zeitreihe, vgl. Abb. 1, dass sich die letzten ungefähr ca. 100 - 150 Jahre überaus markant von der vorangehenden Klimageschichte unterscheiden: Im Gegensatz zu den vorangehenden relativ geringen, überwiegend fluktuativen Variationen ist in zwei Schüben ein – klimatologisch gesehen – enormer Temperaturanstieg eingetreten, mit dem Jahr 1998 als dem bisher wärmsten des letzten Jahrtausends.

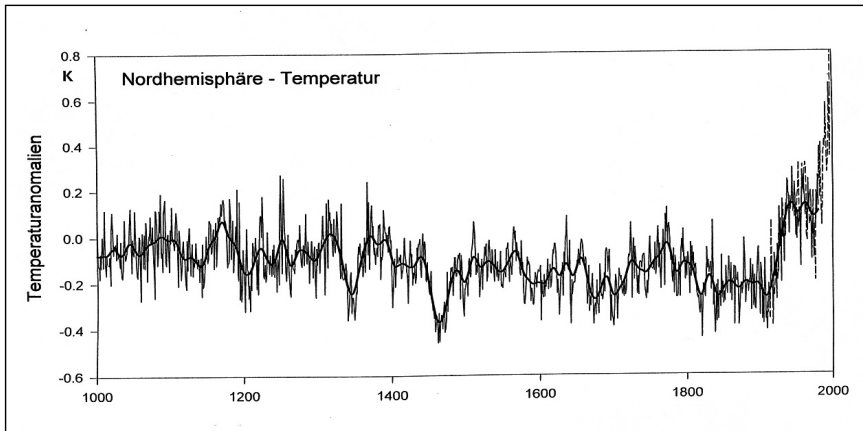


Abb. 1: Relative jährliche Variationen (Anomalien) der nordhemisphärisch gemittelten bodennahen Lufttemperatur in den letzten rund 1000 Jahren (1000-1980; nach Mann et al., 1999), abgeschätzt aufgrund verschiedener indirekter Rekonstruktionstechniken, ausgezogen, zugehörige 30-jährige Glättung, dick ausgezogen, und Vergleich mit den entsprechenden, auf direkten Messungen beruhenden Daten 1856-1998 (IPCC, 2001; vgl. Abb. 2), gestrichelt.

Diese Erwärmung ist in Abb. 2, nunmehr in globaler Mittelung (einschliesslich Ozeanen; IPCC, Houghton et al., 2001, bzw. CRU, 2001) und beruhend auf der Analyse direkt gewonnener Messdaten, für die Zeit ab 1856 genauer zu sehen. Die Unschärfe der Abschätzung dieser Jahreswert-Anomalien, die für die Zeit vor 1000 Jahren bei etwa ± 0.4 K liegt, beträgt für diese jüngere Zeit nur noch ca. ± 0.05 K (IPCC, 2001). Man erkennt wiederum den bisherigen Rekordwert des Jahres 1998, zudem, dass sich für die Zeit 1856-2000 ein linearer Trend von 0.6 K errechnen lässt. Die zwei Schübe, in denen die hauptsächliche Erwärmung stattgefunden hat, lässt sich nun auf die Zeit ca. 1910 - 1945 und seit ca. 1975 festlegen (mit einem zeitlichen Gradienten von 0.3 K in den Jahren 1981 - 2000 bzw. 0.15 K pro Jahrzehnt, was eine ausserordentlich rasche Klimaänderung bedeutet).

Vergleicht man damit die mittlere Deutschland-Temperatur, die sich ebenfalls auf der Grundlage direkter Messdaten und bei ähnlicher Genauigkeit ab 1761 rekonstruieren lässt (Rapp, 2001), siehe Abb. 3, so ist bis etwa 1890 nur ein statistisch nicht signifikanter Abkühlungstrend erkennbar, aber danach eine noch stärkere Erwärmung als im globalen Mittel: +0.9 K in den Jahren 1890 - 1999. Das jüngste Jahr 2000 hat sozusagen noch einmal zugelegt und ist in diesem Fall das wärmste seit Messbeginn. Dies weist auf die räumlichen Unterschiede der Klimaänderungen hin: Der Korrelationskoeffizient der Jahresdaten 1891-1990 zwischen der global und für Deutschland gemittelten bodennahen Lufttemperatur beträgt lediglich 0.44. Auffällig ist auch die relativ grosse Variabilität der Deutschland-Daten, so dass sich der Trend seit 1890, obwohl er grösser als im globalen Mittel ist, weniger stark von dieser Variabilität (genauer: interannuären Varianz) abhebt; statistisch gesehen ist er somit auch weniger signifikant (nur > 85%) als im globalen Mittel (dort > 99%).

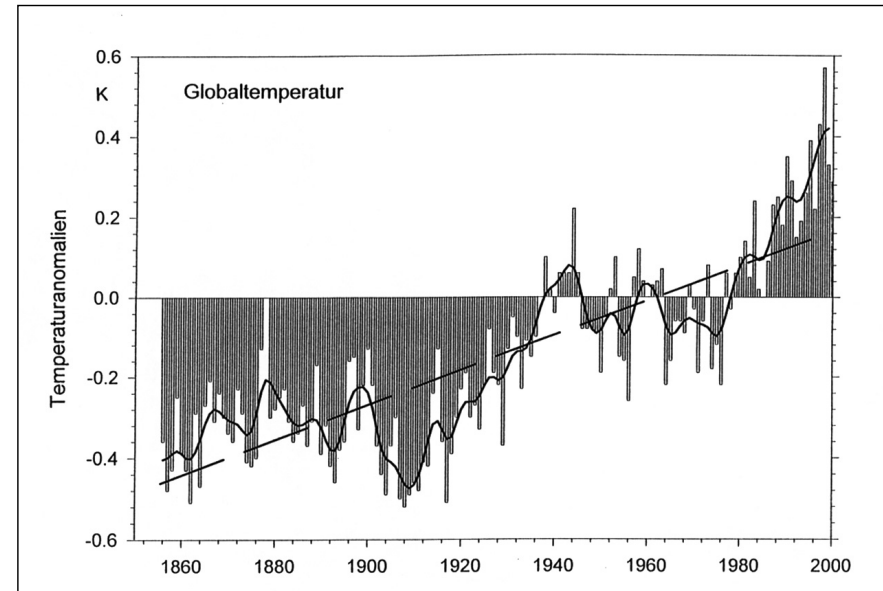


Abb. 2: Relative jährliche Variationen (Anomalien, Referenzintervall 1961-1990) der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur 1856-2000 (Land- und Ozeangebiete; nach CRU bzw. IPCC, 2001), 10-jährige Glättung und linearer Trend. Insgesamt beträgt dieser Trend 0.6 K, für die Zeit 1901-2000 \rightarrow 0.7 K, für 1981-2000 \rightarrow 0.3 K (somit deutliche Trendverstärkung).

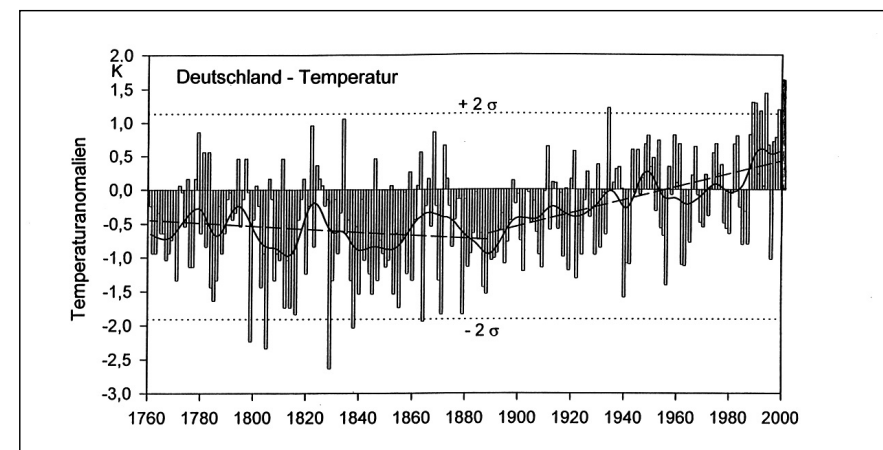


Abb. 3: Relative jährliche Variationen (Anomalien, Referenzintervall 1961-1990) der Deutschland-Mitteltemperatur 1761-2000 (nach Rapp, 2000, ergänzt), 20-jährige Glättung und lineare Trends 1761-1890 (- 0.2 K) bzw. 1891-2000 (+ 0.9 K; somit grösser als im globalen Mittel).

Konzentriert man sich auf die Analyse relativ langfristiger Trends, dies jedoch in regionaler und jahreszeitlicher Differenzierung, so ergeben sich je nach betrachteter Region sehr unterschiedliche Bilder. Global gesehen erscheinen 100-jährig (1891 - 1990) die Maxima der Erwärmung mit über 3 K im Winter der Regionen Grönland/Nordostkanada und Sibirien; im Sommer haben sich die Regionen Grönland, Sibirien und auch ein Teil des subtropischen Südpazifiks dagegen in der gleichen Zeitspanne leicht abgekühlt (Schönwiese et al., 1998). In Europa, wo die grosse Informationsdichte eine wesentliche genauere Analyse der Klimaänderungsstrukturen erlaubt, liegt das Maximum der Erwärmung mit ca. 2.5 K im Winter Osteuropas und der Abkühlung mit ca. 0.5 K im Südosten Europas (Schönwiese und Rapp, 1997; Schönwiese, 1999).

Die Klimaänderungen der Vergangenheit sind somit – selbst wenn man sich lediglich auf relativ langfristige Trends konzentriert – sehr kompliziert, und Abb. 4 vermittelt einen partiellen Eindruck davon. In diesem Beispiel sind für Europa die winterlichen Trends 1961-1990 für die bodennahe Lufttemperatur (T), den Niederschlag (N), den Luftdruck in Meeresspiegelhöhe (P) und den Luftdruck in ca. 5.5 km Höhe (500 hPa - Druckniveau; Φ) verglichen. Man erkennt, dass sich in dieser Zeit die Erwärmung mit Maximalwerten um 2 K auf die Breitenkreisezone ca. 45° - 60° Nord konzentriert hat, begleitet von Abkühlungen in einer Teilregion Nordskandinaviens (maximal ca. -0.5 K) und im äußersten Südosten (maximal ca. -1.5 K). In Nord-, West- und Mitteleuropa geht dies Hand in Hand mit einer winterlichen Niederschlagszunahme, die Werte bis zu 30 % (des Mittelwertes) erreicht (im einzelnen aber deutlich kompliziertere Struktur als bei den Temperaturtrends).

Noch auffälliger ist eine markante Niederschlagsabnahme, insbesondere im östlichen Mittelmeerraum sowie der Region Schwarzes Meer mit maximal über 50 %. Dieses Maximum ko- inzidiert - meteorologisch sinnvoll - mit dem Maximum der Zunahme des auf Meeresspiegelhöhe bezogenen Luftdrucks. Dieses Trendfeld (P) weist eine recht übersichtliche Struktur mit Abnahme im Norden und Zunahme im Süden auf. Im Vergleich mit den mittleren Gegebenheiten (Island-Tief im Norden, Azoren-Hoch im Süden; jeweils westlicher Grenzbereich) bedeutet dies eine Zunahme des meridionalen (Nord-Süd-) Luftdruckgradienten, was seinerseits zu einer Intensivierung der winterlichen Zonalzirkulation (westliche Strömungskomponente) führen muss. Dies ist, über die Advektion relativ milder und feuchter Luftmassen aus dem atlantischen Raum, mit der Wintermilderung und der Niederschlagszunahme in West- und Mitteleuropa konsistent. Die Höhenkarte (Φ), d.h. die Betrachtung der Luftdrucktrends in rund 5.5 km Höhe, was als Groborientierung der mittleren troposphärischen Zirkulation angesehen wird (die Troposphäre umfasst, grob gesehen, die unteren rund 10 km der Atmosphäre), zeigt, dass diese Zirkulationsumstellung nicht nur die bodennahe Atmosphäre erfasst hat. Daraus könnte u.a. auch auf eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit und eventuell auch der Sturmhäufigkeit geschlossen werden. Die Analyse der betreffenden Beobachtungsdaten unterstützt diese These jedoch nicht bzw. nicht eindeutig, da die Ergebnisse wenig signifikant, zum Teil sogar widersprüchlich sind.

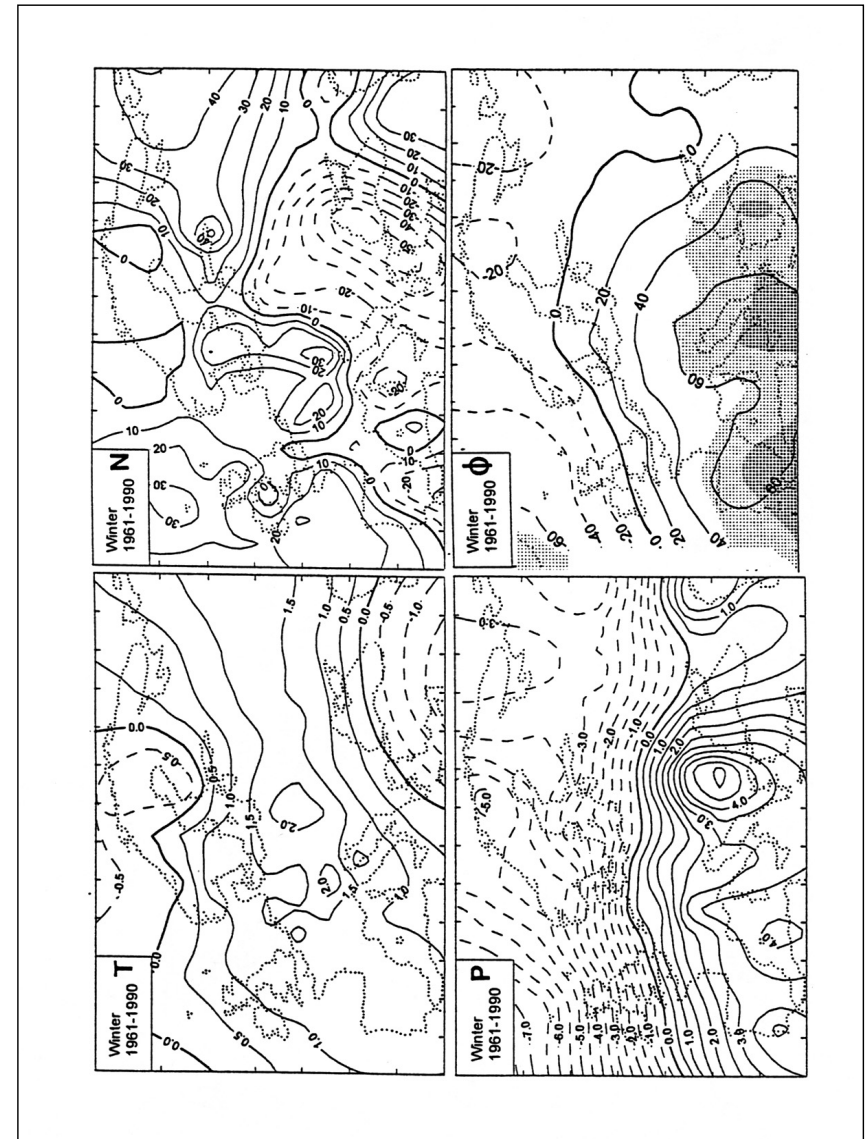


Abb. 4: Lineare Trends 1961-1990 der Winterdaten (Dezember bis einschliesslich Februar) der bodennahen Lufttemperatur (T) in K, des Niederschlages (N) in Prozent, des auf Meeresspiegelhöhe reduzierten Luftdrucks (P) in hPa und der geopotentiellen Höhe (Φ) des 500 hPa - Luftdruckniveaus (ca. 5.5 km) in gpm, Europa, Interpolation (Kriging) auf einem 3° mal 3° - Gitter geographischer Länge und Breite; gestrichelte Isolinien markieren negative Werte (nach Schönwiese und Rapp, 1997).

Information	A 1960-1969	B 1970-1979	C 1980-1989	D 1990-1999	Faktor D:A
Anzahl	27	47	63	87	3,2
Volkswirt. Schäden	71,1	127,8	198,6	608,5	8,6
Versicherte Schäden	6,8	11,7	24,7	109,3	16,1

Ergänzung: Ereignisklassen 1960-1997

Ereignisklasse	a	b
Erdbeben	9 %	2 %
Stürme	37 %	61 %
Überschwemmungen	46 %	36 %
Sonstiges	8 %	1 %

a = volkswirtschaftliche Schäden
b = versicherte Schäden

(Alle Schadensangaben inflationsbereinigt in Werten von 1999)

Tab. 1: Grosse Naturkatastrophen 1960 - 1999 und ihre Schäden in Mrd. US \$ (nach Münchener Rückversicherung, 2000).

Sogar bei weltweiter Betrachtung sind laut IPCC (Houghton et al., 2001) keine klaren Trends bei Wind bzw. Stürmen feststellbar. Andererseits ist die Versicherungswirtschaft mit einer enormen Steigerung des Schadensausmasses durch Stürme, Überschwemmungen und anderen „Naturkatastrophen“ konfrontiert, vgl. Tab. 1. Interessanterweise machen dabei Erdbeben nur einen relativ geringen Teil aus; die weitaus meisten dieser „Katastrophen“ sind also klimabedingt. Bei der Interpretation ist allerdings zu beachten, dass insbesondere bei der Zunahme der versicherten Schäden auch die zunehmende Bebauung gefährdeter Gebiete zur Schadenexplosion beigetragen hat. Doch schon die Zunahme der volkswirtschaftlichen Schäden bzw. – ohne Schadensbetrachtung – der Anzahl solcher Ereignisse allein – ist sehr bemerkenswert.

In bestimmten Teilregionen, die eine besonders grosse Informationsdichte (Anzahl der Messstationen) aufweisen, wie beispielsweise in Deutschland, lassen sich die Klimaänderungsstrukturen noch wesentlich genauer angeben. Als Beispiel zeigt Abb. 5 die Trends des Winterniederschlags 1961 - 1990 bzw. 1891 - 1990 in Deutschland (Rapp und Schönwiese, 1996). In den westlichen, insbesondere südwestlichen Landesteilen und im äußersten Osten sind dabei Trends von bis zu ca. 40 % Niederschlagszunahme feststellbar (mit etwas übersichtlicheren Ergebnissen bei der 100-jährigen Zeitspanne), die sicherlich mit den ebenfalls beobachteten Hochwasserhäufungen in Verbindung stehen. Weltweit (IPCC, Houghton et al., 2001) wie in Europa bzw. Deutschland (Grieser et al., 2000) besteht der dringende Verdacht, dass solche Niederschlagszunahmen mit einer Zunahme entsprechender Extremereignisse Hand in Hand geht. Jedoch bedarf gerade dieser Aspekt noch eingehenderer weiterer Forschung, wobei beim Niederschlag weitaus grössere Probleme der Messgenauigkeit und räumlichen Repräsentanz bestehen als bei der Temperatur oder beim Luftdruck.

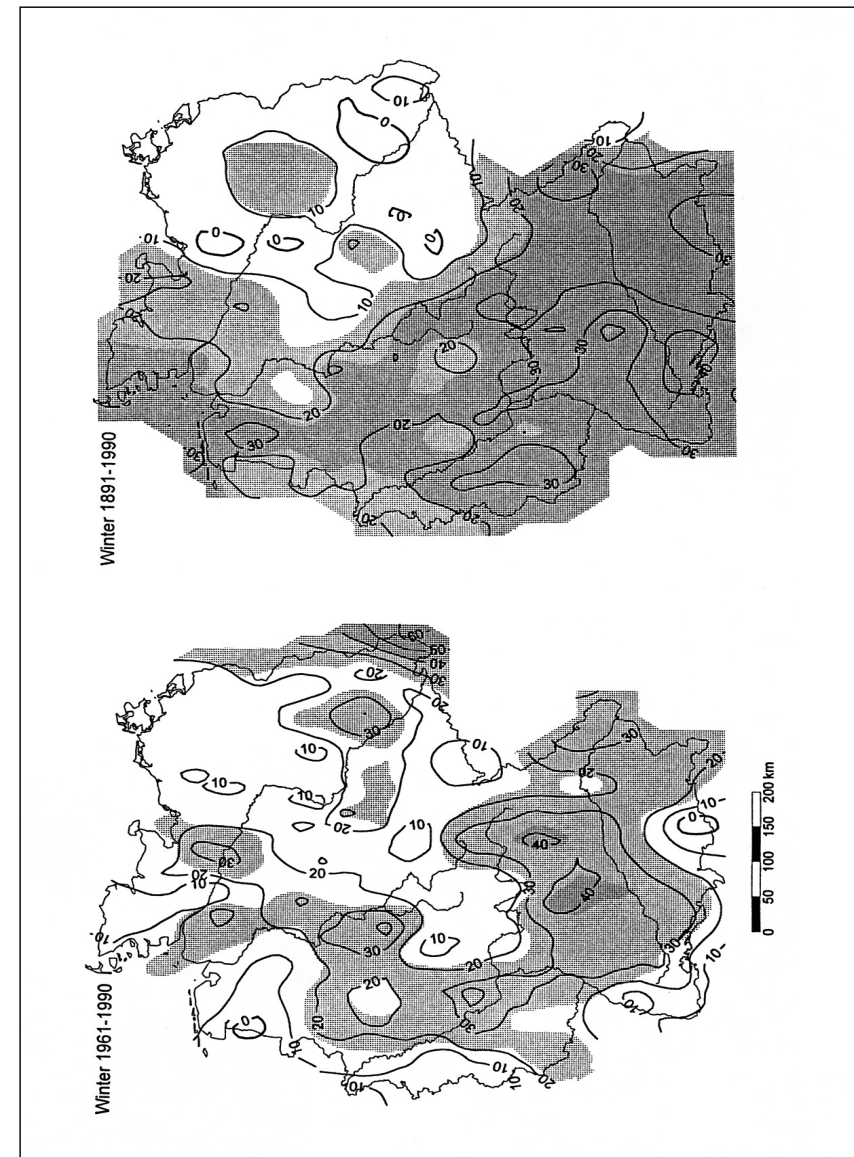


Abb. 5: Feinanalyse (0,25° mal 0,25° - Gitter, Kriging) der winterlichen Niederschlagstrends in Prozent, links 1961-1990, rechts 1891-1990, Deutschland, wobei die Rasterung die Signifikanz angibt (hell > 70%, dunkel > 85%, gemäss Mann-Kendall-Trendtest) (nach Rapp und Schönwiese, 1996).

3. Ursachen der Klimaänderungen

Noch wesentlich komplizierter als das Erscheinungsbild der Klimaänderungen ist ihre Verursachung; denn es wirken stets verschiedene Faktoren zusammen, natürliche wie anthropogene, und die Reaktion des Klimasystems – nämlich Atmosphäre / Ozean / Kryosphäre (d.h. Eisgebiete) / Landoberfläche (Pedo-/Lithosphäre, d.h. Boden und Gesteine) / Biosphäre – beinhaltet teils verstandene, teils zumindest quantitativ unverstandene Rückkopplungen, die aus „kleinen“ Ursachen „grosse“ Wirkungen machen können. Als Zielgrößen werden dabei üblicherweise bestimmte atmosphärische Messgrößen, die sog. Klimatelemente, betrachtet, wie sie zum Teil in Abb. 4 in ihrem Trendverhalten diskutiert worden sind.

Dieses System kann im Prinzip aus zwei Gründen „gestört“ werden:

- Es treten im Subsystem Atmosphäre/Erdoberfläche Änderungen der Energetik auf, wobei vor allem die Sonneneinstrahlung und die in einem relativ dazu langwelligeren Bereich des elektromagnetischen Spektrums wirksame Wärmeabstrahlung der Erdoberfläche bzw. Atmosphäre im Blickpunkt stehen. Es handelt sich dabei stets um Änderungen der Extinktion (Absorption bzw. Streuung bzw. beides) des solaren bzw. terrestrischen Strahlungsflusses durch die Atmosphäre (vgl. Lehrbücher der Klimatologie, z.B. Roedel, 1992; Schönwiese, 1994). In solchen Fällen werden die Störungen in Form von Strahlungsantrieben quantifiziert, die eine Erhöhung (positiver Antrieb) oder Erniedrigung (negativer) Antrieb) der troposphärischen Energiebilanz und somit von deren Temperatur zur Folge haben. Bei global integrierender Betrachtung besteht eine Relation zur Reaktion der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur, die sich demgemäss auch in Energiebilanzmodellen, der einfachsten Form von Klimamodellen (in diesem Fall offenbar nulldimensional), simulieren lässt.
- Es treten Veränderungen der atmosphärischen bzw. ozeanischen Zirkulation auf, die – falls sie nicht extern (z.B. durch die oben genannten Strahlungsantriebe) veranlaßt bzw. zusätzlich beeinflusst werden – häufig einen oszillatorischen Charakter haben und daher meist als eine Art Eigenschwingung des Klimasystems aufgefasst werden. Ob dies allerdings immer der Realität entspricht, ist eine offene Frage.

Bei Beschränkung auf Zeitskalen von einigen Jahren bis etwa 100 Jahre (interannuär, interdekadisch und säkular) und grossräumiger, mehr oder minder globalen Auswirkungen sind der explosive Vulkanismus und die Sonnenaktivität die wichtigsten Klimafaktoren der erstgenannten Art, die daher als extern bezeichnet werden. Der explosive Vulkanismus schleudert Gase und Partikel bis in die Stratosphäre (d.h. bis oberhalb, grob gesehen, ca. 10 km Höhe), in extremen Fällen sogar bis in die Mesosphäre (oberhalb ca. 50 km Höhe, z.B. Ausbruch des Tambora auf Indonesien, 1815). Wichtig sind dabei vor allem die Sulfat-Partikel (SO_4^-), die durch Gas-Partikelumwandlungen allmählich (d.h. im Laufe einiger Monate) aus den schwefelhaltigen Gasen der vulkanischen Exhalationen entstehen und einen Teil der Sonneneinstrahlung streuen sowie absorbieren. Die Absorption erwärmt die Stratosphäre (bzw. Meso-

sphäre), die durch die gesamte Extinktion verringerte Transmission in die untere Atmosphäre führt dort zu Abkühlungseffekten. Der troposphärische (direkte und global gemittelte) Strahlungsantrieb ist somit negativ.

Gemäss der typischen Verweilzeit dieses vulkanischen Schwefelaerosols (in der Stratosphäre ungefähr 1 - 3 Jahre) sind diese thermischen Effekte auf Episoden von wenigen Jahren beschränkt, mit der stärksten Wirkung i.a. ein Jahr nach dem betreffenden Vulkanausbruch. Bei Serien solcher explosiver Vulkanausbrüche bzw. deren längeren Ausbleiben sind aber auch längerfristige Wirkungen möglich. Jährliche Indexwerte, welche die Intensität des explosiven Vulkanismus quantifizieren, sind von verschiedenen Autoren vorgeschlagen worden (z.B. Lamb, 1970, Schönwiese, 1988; Cress und Schönwiese, 1992; Grieser und Schönwiese, 1999) bzw. aus Eisbohrdaten indirekt ersichtlich (siehe z.B. Hammer et al., 1980). Der effusive Vulkanismus, der hauptsächlich Lavaströme erzeugt, ist dagegen kaum klimarelevant.

Die Sonnenaktivität wird, seit der Erfindung des Fernrohrs, anhand der auf der sichtbaren Sonnenoberfläche (Photosphäre) auftretenden sog. Sonnenflecken quantifiziert, i.a. durch die Sonnenflecken-Relativzahlen (Keppler, 1990). Diese Flecken, die relativ dunkel und somit relativ kalt sind, werden durch bestimmte Begleiterscheinungen, insbesondere die Sonnenfackeln, überkompensiert, so dass die „aktive Sonne“, bei relativ hoher Sonnenfleckenzahl, etwas stärker ausstrahlt als die „ruhige Sonne“. Der Strahlungsantrieb ist somit positiv. Verschiedene Autoren haben versucht, dies anhand gemessener bzw. in die Vergangenheit zurück rekonstruierter Daten der „Solarkonstanten“ (Einstrahlung der Sonne an fiktiven äusseren Rand der Erdatmosphäre, somit eine „Inkonstante“) zu quantifizieren (z.B. Lean et al., 1995). Auf eher spekulative Hypothesen (z.B. Modifizierung der Bewölkung durch solare Aktivität; Sonnendurchmesseroszillationen) soll hier nicht eingegangen werden (vgl. jedoch z.B. Schönwiese et al., 1994).

Ein sehr prominentes Beispiel interner Zirkulationsveränderungen, denen somit kein Strahlungsantrieb zugeordnet werden kann, ist das El-Niño-Phänomen (EN). Es äußert sich in episodischen (Zykluslänge ca. 3 - 8 Jahre) Erwärmungen der tropischen Ozeane, besonders markant im Bereich des tropischen Pazifiks vor der Küste von Peru, kommt durch (dreidimensionale) Zirkulationsanomalien des tropischen Ozeans zustande und ist seitens der Atmosphäre mit der sog. Südlichen Oszillation (SO), einer Art Luftdruckschwingung der tropisch/subtropischen Südhemisphäre, eng korreliert (Details siehe z.B. Arntz und Fahrbach, 1991). Daher spricht man zusammenfassend vom ENSO-Mechanismus. Ein anderes, rein atmosphärisches Beispiel ist die Nordatlantik-Oszillation (NAO), die als die meridionale Luftdruckdifferenz zwischen dem Azoren-Hoch und Island-Tief definiert und – wie bereits angedeutet – für die Intensität der Zonalströmung in diesem Raum und in Europa von Bedeutung ist. Obwohl die NAO einen vorherrschenden Zyklus von ca. 7- 8 Jahren aufweist, ist ihr Variationsverhalten wesentlich komplizierter und vielfältiger als das des ENSO-Mechanismus (IPCC, Houghton et al., 2001).

Der Klimafaktor Mensch ist vor diesem Hintergrund als zusätzliche (anthropogene) Einflussgröße aufzufassen. Eigentlich hat er die Bühne des Geschehens schon vor Jahrtausenden betreten, als er im Rahmen der neolithischen Revolution allmählich Natur- in Kulturlandschaften umwandelte, insbesondere durch Waldrodungen und Anlage von landwirtschaftlichen Nutzflächen. Ein anderes, jüngerer aber ebenfalls regionales Beispiel ist das „Stadtklima“, das sich vor allem durch die sog. Wärmeinsel, aber auch durch andere Effekte vom Klima des Umlands unterscheidet und besonders gut untersucht ist (vgl. z.B. Fezer, 1995; Kuttler, 2000). Durch solche Eingriffe werden die Strahlungseigenschaften (insbesondere Albedo) der Erdoberfläche und die Stoff-Flüsse Erdoberfläche-Atmosphäre verändert, was beides klimarelevante Vorgänge sind.

Ein weiterer, in verschiedenen Regionen der Erde fast gleichzeitig und relativ rasch in Gang gekommener anthropogener Einfluss besteht in der Emission von Schwefeldioxid (SO₂) in die Troposphäre, das sich dort – ähnlich dem vulkanogenen stratosphärischen Sulfataerosol – in Sulfatpartikel umwandelt. Eine mögliche Klimarelevanz dieses und anderen troposphärischen Aerosols wird schon lange diskutiert; aber erst in den letzten Jahren ist eine gewisse Klarheit hinsichtlich des (direkten) Strahlungsantriebes gewonnen worden, so dass die entsprechenden Effekte mit Hilfe aufwendiger Klimamodelle recht plausibel simuliert werden können.

Der bekannteste und – unter globalen Aspekten – sicherlich bedeutsamste Eingriff des Menschen in den atmosphärischen Strahlungshaushalt und somit das Klima ist der anthropogene „Treibhauseffekt“, der zusätzlich zum natürlichen auftritt und diesen daher verstärkt (zum physikalischen Hintergrund siehe Lehrbücher der Klimatologie, zum Teil auch der Physik, z.B. Roedel, 1992; Hantel, 1997; Peixoto und Oort, 1992; Schönwiese, 1994). Er kommt dadurch zustande, dass durch diverse menschliche Aktivitäten unter anderem Kohlendioxid (CO₂) vermehrt in die Atmosphäre emittiert wird. Aus Tab. 2 ist zu entnehmen, dass dies in der letzten Dekade (genauer 1990-1997) rund 30 Gt CO₂ (entsprechend rund 8 Gt C) pro Jahr waren, wovon etwa 23 Gt CO₂ (6.3 Gt C), also rund 75 %, auf die Nutzung fossiler Energieträger (Kohle, Erdöl, Gas; einschliesslich der Umwandlungsprozesse z.B. im Verkehrsbereich) zurückgeht. Dieser Betrag ist im Laufe des Industriezeitalters ständig angestiegen. Im Jahr 1900, beispielsweise, waren es - bei um einen Faktor 12-14 geringerer globaler Primärenergieumsetzung – anstelle von heute 6.3 erst 0.5 Gt C pro Jahr.

Auf eine nähere Betrachtung des Kohlenstoff-Kreislaufs muss hier verzichtet werden (vgl. dazu z.B. Heimann, 2000; IPCC, 2001). Es sei aber erwähnt, dass die Hauptsenke, die aus der gesamten zusätzlichen anthropogenen CO₂-Emission von rund 8 Gt C pro Jahr resultiert, mit schätzungsweise 2,4 Gt C pro Jahr der Ozean ist. Knapp 0,5 Gt C pro Jahr werden durch Verwitterungsprozesse gebunden und rund 3 Gt C pro Jahr verbleiben in der Atmosphäre. Der Rest von etwas mehr als 2 Gt C pro Jahr wird biologischen Senken zugeschrieben (z.B. dem zunehmenden Holzzuwachs in den Wäldern mittlerer geographischer Breiten aufgrund höhe-

rer Temperatur, höherer atmosphärischer CO₂-Konzentration und Nitratreintrag in den Boden). Gerade die biologischen Quellen und Senken sind aber quantitativ sehr unsicher.

Klar durch Messungen bzw. Rekonstruktionen belegt ist jedoch der daraus resultierende und somit anthropogene Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration, ausgehend von rund 280 ppm (ppmv) noch um 1800, auf derzeit (Jahr 2000) rund 370 ppm. Es gilt mittlerweile als wahrscheinlich (IPCC, 2001), dass ein so hoher Wert für die vergangenen 20 Jahrtausenden einmalig ist. Im Holozän, also nach Ende der letzten „Eiszeit“ (wo die CO₂-Konzentration mit etwa 180-200 ppm wesentlich niedriger lag) sind wahrscheinlich nur Fluktuationen um höchstens +/- 10 ppm aufgetreten, wie das Abb. 6 für die Zeit seit ca. 1100 Jahren zeigt. Tab. 2 enthält auch eine Übersicht der wichtigsten weiteren klimawirksamen Spurengase hinsichtlich anthropogener Emission (mit Aufschlüsselung nach den verschiedenen menschlichen Aktivitäten), atmosphärischem Konzentrationsanstieg im Industriezeitalter sowie den die Beiträge dieser Gase zum natürlichen bzw. anthropogenen Treibhauseffekt.

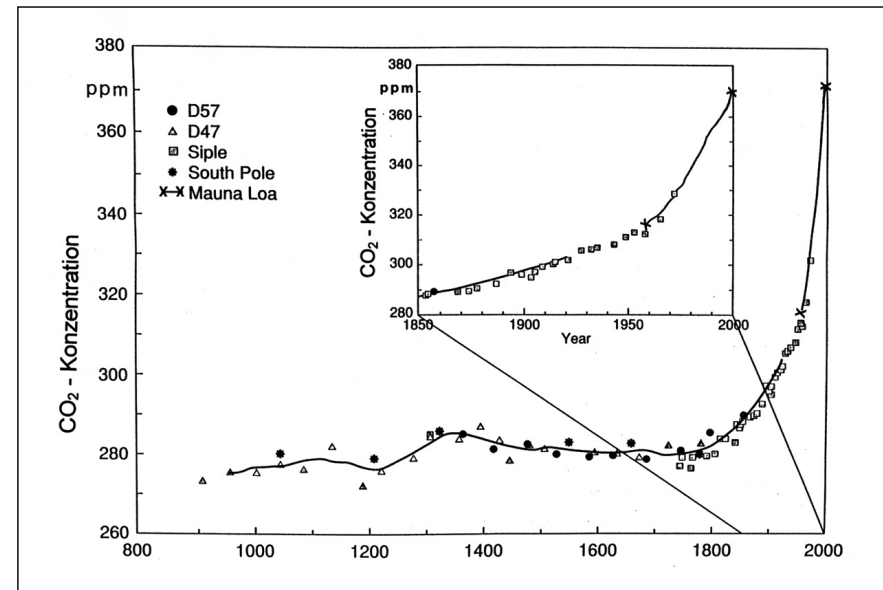


Abb. 6: Rekonstruktion der atmosphärischen Kohlendioxid (CO₂)-Konzentration für die letzten rund 1100 Jahre nach Eisbohrungen in der Antarktis (verschiedene Symbole, welche die Messstationen kennzeichnen), 100jährige Glättung (ausgezogene Kurve) und direkte jährliche Messdaten vom Mauna Loa, Hawaii, 1958-2000 (mit x markierte ausgezogene Kurve; Zusammenstellung nach IPCC, 1996, 2001).

Spurengas, Symbol	Anthropogene Emissionen	Atmosphärische Konzentrationen	Treibh. natürlich	Treibh. anthrop.
Kohlendioxid, CO ₂	30 Gt a-1	370 (280) ppm	26 %	61 %
Methan, CH ₄	400 Mt a-1	1,7 (0,7) ppm	2 %	15 %
FCKW	0,4 Mt a-1	F12: 0,3 (0) ppb	-	11 %
Distickstoffoxid, N ₂ O	15 Mt a-1	0,31 (0,28) ppm	4 %	4 %
Ozon, O ₃ **	0,5 Gt a-1 (?)	30 (?) ppb	8 % *	9 % *
Wasserdampf, H ₂ O**	relativ gering	2,6 (2,6) %	60 %	-(indirekt)

* mit weiteren Gasen ** räumlich-zeitlich stark variabel, hier bodennahe Mittelwerte
Gt = Milliarden Tonnen, Mt = Millionen Tonnen; ppm = 10⁻⁶, ppb = 10⁻⁹ Volumenanteile; a = Jahr

Tab. 2: Anthropogene Emissionen (pro Jahr, Bezug 1999), atmosphärische Konzentrationen (Bezug 2000, vorindustrielle Werte, ca. 1800, in Klammern) und relative Beiträge zum natürlichen bzw. anthropogenen (Zeithorizont 100 Jahre) "Treibhauseffekt" der wichtigsten klimawirksamen Spurengase (FCKW = Fluorchlorkohlenwasserstoffe, F12 = CF₂Cl₂) (nach IPCC, Houghton et al., 1996, 2001, ergänzt).

CO ₂ : 75% fossile Energie, 20% Waldrodungen, 5% Holznutzung (Entwicklungsländer)
CH ₄ : 27% fossile Energie, 23% Viehhaltung, 17% Reisanbau, 16% Abfälle (Müllhalden, Abwässer), 11% Biomasse-Verbrennung, 6% Tierexkrememente
FCKW: Treibgase in Spraydosen, Kältetechnik, Dämm-Material, Reinigung
N ₂ O: 23-48% Bodenbearbeitung (einschl. Düngung), 15-38% chemische Industrie, 17-23% fossile Energie, 15-19% Biomasse - Verbrennung
O ₃ : indirekt über Vorläufersubstanzen wie z.B. Stickoxide (u.a. aus dem Verkehr)

Aufschlüsselung der anthropogenen Emissionen (nach Höper, in Lozán et al., 1998, erg.):

Klimafaktor	Antrieb (Wm-2)	Signal (°C)	Signalstruktur
Treibhausgase *, TR	+ 2,1 - 2,8	0,7 - 1,3	progressiverTrend
Sulfatpartikel *, SU	- 0,3 - 0,9	0,1 - 0,5	uneinheitlicher Trend **
Kombiniert *, TR + SU	+ (1,3 - 1,7)	0,5 - 0,7	uneinheitlicher Trend
Vulkanismus (explosiv)	- max. 3 ***	0,1 - 0,2	episodisch (1-3 Jahre)
Sonnenaktivität	+ 0,1 - 0,5	0,1 - 0,3	fluktuativ
El Niño (ENSO)	+ (intern)	0,2 - 0,3	episodisch (einige Monate)

*anthropogen **verstärkt ca. 1945-1970 *** Pinatubo, 1991: 2,4; 1992: 3,2; 1993: 0,9 Wm-2

Tab. 3: Strahlungsantriebe (+ Erwärmung, - Abkühlung), vorindustriell (ca. 1850) bis heute (nach IPCC, Houghton et al., 2001), und zugehörige mit Hilfe neuronaler Netze geschätzte Effekte ("Signale") der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur für die angegebenen anthropogenen und natürlichen Klimafaktoren (nach Walter et al., 1998; Schönwiese, 1999).

Den Schlüssel zur Klimawirksamkeit dieser – anthropogenen wie natürlichen – Vorgänge liefern, wie schon erwähnt, die Strahlungsantriebe. Sie sind nach den derzeitigen Erkenntnissen (IPCC, Houghton et al., 2001) in Tab. 3 zusammengestellt. Man erkennt, dass der höchste Wert in Zusammenhang mit dem Vulkanismus auftritt, wobei aber zu beachten ist, dass dieser Antrieb stets nur nach grösseren Vulkanausbrüchen und nur jeweils nur für wenige Jahre wirksam ist. Der fast gleich grosse Strahlungsantrieb durch den anthropogenen Treibhauseffekt wirkt dagegen rezent-langzeitlich (Industriezeitalter) in Form eines progressiven Trends, wie das auch Abb. 6 impliziert. Der drittgrösste Beitrag, in Form eines uneinheitlichen Trends (d.h. wirksam vor allem in der Zeit zwischen 1945, dem Ende des 2. Weltkriegs, bis ca. 1970/75, als in einigen Industrieländern wirksame Massnahmen zur Luftreinhaltung durchgeführt wurden), kommt vom anthropogenen troposphärischen Sulfataerosol. Alles andere, insbesondere auch die Sonnenaktivität, spielt dagegen lediglich eine sehr untergeordnete Rolle.

4. Modellabschätzungen und Detektion des Klimafaktors Mensch

Im weiteren ist jedoch zu beachten, dass diese Strahlungsantriebe jeweils nur deren direkten Anteil enthalten, also keine Rückkopplungen berücksichtigen, und ausserdem global gemittelt sind. Gerade beim Aerosol aber werden erhebliche indirekte Effekte, beispielsweise durch wolkenphysikalische Veränderungen (optische Eigenschaften usw.) vermutet, die sich aber noch nicht genau quantifizieren lassen. Neben den Wolken insgesamt bzw. dem gesamten hydrologischen Zyklus und dem Meereis gelten auch die Rückkopplungen mit der Vegetation und dem Boden als noch sehr unsicher. Dagegen werden die Wasserdampf-Rückkopplung (insbesondere durch erhöhte Verdunstung des Weltozeans bei Temperaturanstieg) und die Eis-Albedo-Rückkopplung (Veränderung der Landflächenbedeckung mit Schnee bzw. Eis und entsprechender Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erdoberfläche) recht gut verstanden.

Es ist nun sehr naheliegend und auch oft versucht worden, mit möglichst aufwendigen physikalischen Modellen, bei möglichst guter räumlicher und zeitlicher Auflösung und unter Berücksichtigung möglichst aller Rückkopplungen, zu simulieren, wie das globale Klimasystem beispielsweise auf die zunehmende anthropogene Emission klimawirksamer Spurengase reagiert (IPCC, Houghton et al., 2001). Dabei treten eine Reihe von Problemen und Einschränkungen auf, die hier nicht näher diskutiert werden können.

Erwähnt sei aber, dass selbst bei Beschränkung auf gekoppelte atmosphärisch-ozeanische Zirkulationsmodelle (AO-GCM, general circulation models), das heute übliche Werkzeug solcher Betrachtungen, räumlicher Auflösung von ca. 200 - 500 km Gitterpunktweite und Gleichgewichtssimulation der Reaktion der bodennahen Lufttemperatur auf eine atmosphärische CO₂-Konzentrationsverdoppelung gegenüber dem vorindustriellen Niveau die Feldkorrelationen (d.h. Betrachtung der bodennahen Temperaturänderungsstrukturen) der verschiedenen Modellrechnungen trotz gleichem Simulationsziel ziemlich bescheiden sind; beispiels-

weise liegt die gemeinsame Varianz bei einem Vergleich des am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg betriebenen Modells (ECHAM-LSG) mit dem des Hadley Center (Bracknell, England) bei lediglich 32 % (Hegerl et al., 1996). Selbst bei globaler Mittelung der bodennahen Temperatur liegt laut IPCC (2001) die Unsicherheitsspanne bei 2.2 - 4.8 K. Geht man zu transienter, d.h. zeitabhängiger Modellierung über, so wird diese Spanne noch grösser: 1.4 - 5.8 K Temperaturerhöhung bis zum Jahr 2100 gegenüber 1990. Trotz dieser Unsicherheiten würde dies – das darf dabei nicht übersehen werden – im Vergleich mit den Temperaturänderungen der Vergangenheit (s. Abb. 1) – eine enorme Klimaänderung bedeuten.

Wegen dieser Unsicherheiten ist es wichtig, nach Alternativen zu suchen, insbesondere nach Strategien, die den anthropogenen Einfluss auf das Klima anhand der vorliegenden Beobachtungsdaten, die ja die Realität widerspiegeln, abschätzen (was sich natürlich zunächst nur auf die Vergangenheit und nicht die Zukunft beziehen kann). Zwei Versionen solcher empirisch-statistischer Analysen sollen nun betrachtet werden: Sukzessive multiple Regressionen und neuronale Netze. Der gravierende Nachteil solcher Methoden ist natürlich, dass sie die Physik umgehen und letztlich nur auf Ähnlichkeitsanalysen beruhen. Ihr Vorteil ist, ausser der strikten Orientierung an den beobachteten Fakten, dass die wesentlich kürzeren Rechenzeiten die simultane Berücksichtigung mehrerer, anthropogener wie natürlicher, Einflüsse auf das Klimasystem erlauben. Im folgenden sind das die klimawirksamen Spurengase (in Form von äquivalenten CO₂-Konzentrationen, die somit auch weitere Spurengase berücksichtigen), d.h. der zusätzliche anthropogene „Treibhauseffekt“, die ebenfalls anthropogene Wirkung des troposphärischen Sulfataerosols, sowie – als natürliche Einflussfaktoren – der explosive Vulkanismus (in der Parametrisierung nach Grieser und Schönwiese, 2000), die Sonnenaktivität (alternativ Sonnenflecken-Relativzahlen bzw. die Rekonstruktion der Variation der „Solar-konstanten“ nach Lean et al., 1995) und der ENSO-Mechanismus (vgl. Tab. 3; bei Betrachtung der Klimavariationen in Europa auch die NAO).

Zunächst zu den neuronalen Netzen (auch auf diese Technik kann hier nicht näher eingegangen werden, Details siehe z.B. Brause, 1995; Walter et al., 1998; Walter, 2001). Kurz zusammengefasst handelt es sich dabei um eine nicht-lineare multiple Anpassung von Einflussdaten-Zeitreihen (hier CO₂-Äquivalente usw.; neuronale Eingabeschicht) an Klimabeobachtungsdaten-Zeitreihen (hier bodennahe Lufttemperatur, global gemittelt, aber auch regional-jahreszeitlich differenziert; neuronale Ausgabeschicht), die zunächst in einer Art Training (überwachtes Lernen) mittels der sog. verdeckten Neuronenschicht, welche die Brücke zwischen Ein- und Ausgabeschicht bildet, durchgeführt und bei der Backpropagation-Architektur nach einer Kontrolle zuvor nicht verwendeter Daten mittels eines Fehlerkorrektur-Rückflusses in die verarbeitende Schicht optimiert wird. Dabei treten einige freie Parameter auf (Lernparameter sowie Anzahl der Neuronen in der verdeckten Schicht), deren Behandlung nicht ganz unproblematisch ist. Daher ist es sinnvoll, verschiedene Architekturen neuronaler Netze alternativ zu verwenden.

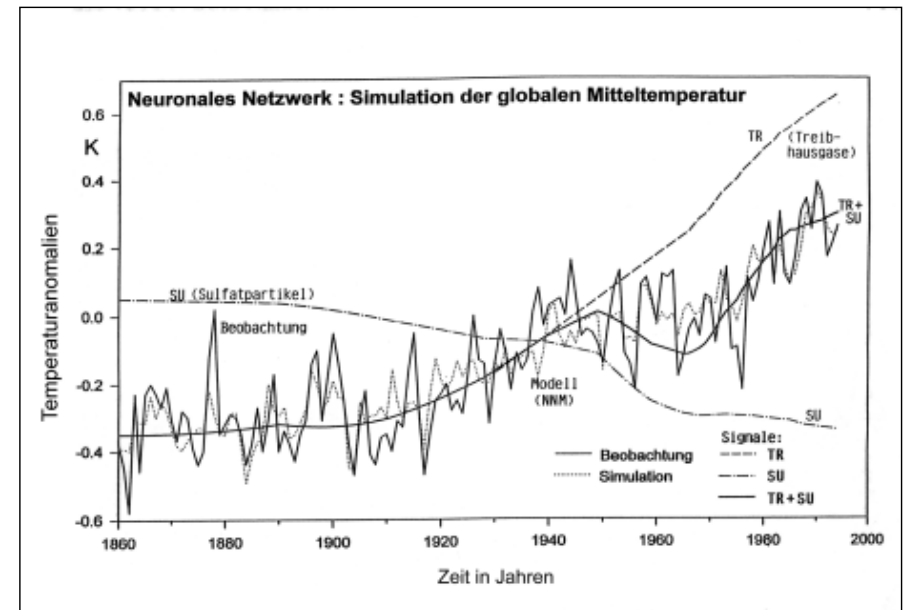


Abb. 7: (—) Jahresanomalien der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur 1856-1998 (vgl. Abb. 2), (·····) Reproduktion durch ein neuronales Netz (Backpropagation), das gemäss Tab. 3 den anthropogenen Treibhaus- (TR) sowie Sulfateffekt (SU) und weiterhin die natürlichen Faktoren Vulkanismus, Sonnenaktivität und El Niño enthält, (---) zugehörige TR-, SU- und (TR+SU) -Signalzeitreihen, welche die Entwicklung des anthropogenen Anteils dieser Klimaänderungen angeben (jeweils nach Walter, 2001; vgl. auch Walter et al., 1998).

Abb. 7 zeigt, nun, dass z.B. ein Backpropagation-Netzwerk in der Lage ist, unter Nutzung der oben genannten Einflussfaktoren 84 % der beobachteten global gemittelten bodennahen Temperaturvarianz 1856 - 1998 zu reproduzieren. Mit Hilfe der gleichen Technik lässt sich auch das anthropogene Treibhausignal, d.h. der Anteil der Temperaturänderungen, die aufgrund dieser Analyse auf den Anstieg der atmosphärischen äquivalenten CO₂-Konzentration zurückgeführt werden kann, liegt bei 1.1 K, abzüglich des Sulfataerosoleffekts bei 0.8 K (Walter et al., 2001; vgl. auch Walter et al., 1998). Zum Vergleich: Ein simples fast-lineares Regressionsmodell (genauer: logarithmische CO₂-Temperaturbeziehung, ansonsten linear) bringt es bei Anwendung auf die gleichen Datensätze auf 75 % erklärte Varianz und ein anthropogenes Treibhausignal von 0.9 K, abzüglich des Sulfataerosoleffekts 0.6 K (Walter, 2001). Dies deckt sich, was die anthropogenen Signale betrifft, ausgesprochen gut mit entsprechenden AO-GCM-Simulationen (gekoppelte atmosphärisch-ozeanische Zirkulationsmodelle), die ab 1860 für das anthropogene Treibhausignal auf ebenfalls rund 1 K und für das kombinierte Treibhaus-Sulfataerosol-Signal auf etwa 0.6 K kommen (Mitchell et al., 1995; IPCC, Houghton et al., 1996, 2001).

Mit Hilfe von Tab. 3 lassen sich nun die (direkten) Strahlungsantriebe der verschiedenen hier betrachteten anthropogenen wie natürlichen Klimafaktoren mit den Ergebnissen solcher empirisch-statistischer Abschätzungen vergleichen, wobei neben der Signalstärke (d.h. Temperaturänderung bzw. -amplitude) auch die Signalstruktur bedeutsam ist. Das Ergebnis lautet: Der säkulare Trend der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur wird anthropogenen Ursachen, also dem Klimafaktor Mensch zugeschrieben, während die natürlichen Ursachen nur episodische Anomalien (d.h. relativ kurzfristige Abweichungen von diesem Trend) bzw. Fluktuationen (um diesen Trend herum) bewirkt haben; allenfalls dem solaren Einfluss lässt sich, bei einer der verwendeten alternativen Zeitreihen, ein Trendanteil zuordnen, der bei etwa 0.1 K Erwärmung liegt. Tab. 3 beinhaltet auch Unschärfeabschätzungen der verschiedenen Signalstärken, die durch Variation der Parametrisierung der Einflussdaten-Zeitreihen bzw. der freien Parameter der neuronalen Netze zustande kommen. Auf eine Diskussion der regional-jahreszeitlichen Strukturen der Signalabschätzungen, die ebenfalls vorliegen, kann hier nicht eingegangen werden (hinsichtlich neuronaler Netze vgl. dazu insbesondere Walter, 2001).

Zur Detektionsstrategie, die den Nachweis des Klimafaktors Mensch zum Ziel hat, gehört ausser der Abschätzung des Ausmasses der entsprechenden Klimaänderungen, also der Signalstärke, auch eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit, mit der sich das anthropogene Klimasignal von den natürlichen Klimaänderungen abhebt. Das übliche Vorgehen, die sog. Fingerprint-Strategie (IPCC, Houghton et al., 1996, 2001), besteht darin, die dreidimensionalen, mindestens aber bodennah-zweidimensionalen GCM-Simulationsergebnisse des anthropogenen Treibhaussignals mit den entsprechenden Strukturen der Beobachtungsdaten zu korrelieren (siehe z.B. Hegerl et al., 1996). Dabei tritt aber die Schwierigkeit auf, dass die Klimamodelle in ihrer regionalen Aussagekraft unsicher sind und dabei die in den Beobachtungsdaten sich widerspiegelnden natürlichen Klimavariationen, obwohl sie zumindest partiell auch ursächlich erklärbar sind, nicht berücksichtigt werden.

In einer vom Umweltbundesamt in Auftrag gegeben Studie (Grieser et al., 2000) ist daher versucht worden, den Nachweis allein auf der Grundlage von Beobachtungsdaten mit Hilfe sukzessiver multipler Regressionstechniken zu führen. Dabei wurden wieder die gleichen Klimafaktoren in die Analyse einbezogen wie bei den neuronalen Netz-Simulationen (vgl. erneut Tab. 3). Die Strategie besteht in diesem Fall darin, zunächst den Einflussfaktor zu suchen, der am höchsten mit den Klimabeobachtungsdaten korreliert ist, ihn von diesen Daten mittels Regression sozusagen abzuziehen, danach mit dem Einflussfaktor zweitgrösster Korrelation ebenso zu verfahren und so weiter. Bei Anwendung auf die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur 1900 - 1998 zeigt sich dann, dass rund 60 % Temperaturvarianz auf den anthropogenen Treibhauseffekt zurückgeführt werden können, rund 20 % auf weitere, natürliche wie anthropogene Klimafaktoren (dabei 4 % auf die Sonnenaktivität) und von den verbleibenden 20 %, dem unerklärten Residuum, 16 % Zufallseigenschaften aufweisen, somit prinzipiell deterministisch unerklärbar sind.

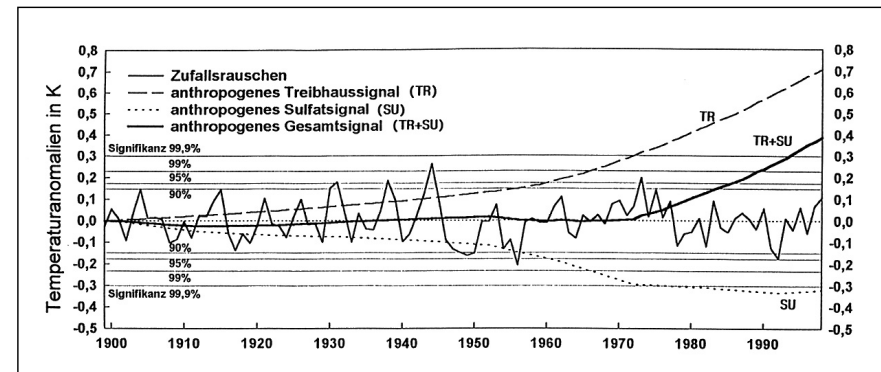


Abb. 8: „Zufallsrauschen“ der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur 1900-1998, nachdem alle erklärbaren Varianzanteile mittels sukzessiver Regression von den Originaldaten subtrahiert worden sind, zugehörige Signifikanzschwellen und (ähnlich Abb. 7) anthropogene TR-, SU- und (TR+SU) – Signalzeitreihen, wobei die TR-Zeitreihe ab dem Jahr 1973 die 99.9 % – Signifikanzgrenze des „Zufallsrauschens“ überschreitet (nach Grieser et al., 2000).

Vergleicht man nun das anthropogene Treibhausgassignal, das in diesem Fall (seit 1900) 0.7 K beträgt, mit diesem unerklärten Residuum, vgl. Abb. 8, so lässt sich daraus schliessen, dass es sich ab 1973 mit 99.9 % Wahrscheinlichkeit davon abhebt, also auf diesem Signifikanzniveau in den Beobachtungsdaten entdeckbar ist. Wird dieser Vergleich gegenüber der Summe aus unerklärter (wie oben) und durch natürliche Klimafaktoren erklärte Varianz durchgeführt, verschiebt sich das „Entdeckungsjahr“ des anthropogenen Treibhauseffektes auf 1989. Beim Übergang auf die Analyse der regional-jahreszeitlichen Strukturen der beobachteten Klimaänderungen bzw. andere Klimaelemente als die Temperatur nimmt diese Wahrscheinlichkeit allerdings rapide ab (Grieser et al., 2000).

5. Konsequenzen

Kurz gefasst, ergeben sich daraus die folgenden Konsequenzen:

- Durch weitere, intensive Forschung den Kenntnisstand zur Klimaproblematik signifikant verbessern; das betrifft die Analyse der Beobachtungsdaten der Vergangenheit (Trends, Extremereignisse, Fluktuationen und deren zeitlich-räumliche Strukturen; empirisch-statistische Modelle zur Entwicklung ursächlicher Hypothesen) genauso wie das Verständnis, die Modellierung und möglichst Vorhersage der klimawirksamen Prozesse (insbesondere hinsichtlich der Rolle der Wolken, des Niederschlages, des Meereises, der Vegetation und des Bodens im Klimasystem einschliesslich aller Rückkopplungen; sog. Regionalisierung (Downscaling) der

Modellergebnisse). Weiterhin sind alle ökologischen und sozioökonomischen Auswirkungen der Klimaänderungen von besonderem Interesse, und zwar für Vergangenheit und Zukunft.

- Trotz noch offener Fragen und erheblicher Unsicherheiten aufgrund der andererseits zweifellos bestehenden Fakten (Vergangenheit, Prozesse) und angesichts des Risikoausmasses (Zukunft) Klimaschutzmassnahmen ergreifen; hier stehen insbesondere die Realisierung der UN-Klimarahmenkonvention (KRR) bzw. des Kyoto-Protokolls (d.h. der Beschlüsse der 3. Vertragsstaatenkonferenz zur KRR) im Vordergrund der Debatte, wie sie in den weiteren Beiträgen dieses Bandes behandelt wird (vgl. dazu auch Anhang).

Anhang:

Der Kerntext der **UN-Klimarahmenkonvention** (KRR, engl. Framework Convention on Climate Change, FCCC), beschlossen bei der UN-Konferenz über Umwelt und Entwicklung (UN Conference on Environment and Development, UNCED, Rio de Janeiro, 1992), völkerrechtlich verbindlich seit 1994, lautet:

„Das Endziel dieses Übereinkommens ... ist es, ... die **Stabilisierung der Treibhausgaskonzentrationen** in der Atmosphäre auf einem Niveau zu erreichen, auf dem eine **gefährliche anthropogene Störung des Klimasystems verhindert** wird. Ein solches Niveau sollte innerhalb eines Zeitraumes erreicht werden, der ausreicht, damit sich die **Ökosysteme auf natürliche Weise den Klimaänderungen anpassen können**, die Nahrungsmittelerzeugung nicht bedroht wird und die wirtschaftliche Entwicklung auf nachhaltige Weise fortgeführt werden kann“.

Anmerkungen dazu: Die Enquête-Kommission des Deutschen Bundestages „Schutz der Erdatmosphäre“ (1995***) hat daraus allein beim CO₂ für die Industrieländer (IL) eine Emissionsreduktionsforderung gegenüber 1987 bis 2005 um mindestens 25% und bis 2050 um mindestens 80% abgeleitet. Aufgrund der 3. Vertragsstaatenkonferenz zur KRR (Conference of Parties, COP3, Kyoto, 1997) wird weltweit bezogen auf 1990 bis 2008-2012 dagegen lediglich eine Minderung um 5,2% angestrebt (CO₂ und weitere Treibhausgase*), in Deutschland gegenüber früher 25% bis 2005 (Enquête-Kommission, vgl. oben) nunmehr 21% (Konferenz der EU-Umweltminister, 1998**). Allerdings ist bis zur 6. Vertragsstaatenkonferenz (COP6, Den Haag, 2000), die im Juli 2001 in Bonn fortgesetzt wird, keine Einigung über die internationale Umsetzung der Kyoto-Beschlüsse zustande gekommen.

*) Das Kyoto-Protokoll berücksichtigt folgende Treibhausgase: Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O), verschiedene Fluorkohlenstoffe (Fluorkohlenwasserstoffe, HFCs, und Perfluorkohlenstoffe, PFCs) sowie Schwefelhexafluorid (SF₆). Das oben genannte weltweite Emissionsreduktionsziel setzt sich aus einem bestimmten Länderschlüssel zusammen, an dem u.a. die EU** und die Schweiz mit jeweils -8%, die USA mit -7%, Japan mit -6%, die GUS mit 0% und Australien mit +8% beteiligt sind. Die USA beabsichtigen derzeit allerdings, obwohl sie die Nation mit dem grössten CO₂-Ausstoss sind, ihre Kyoto-Zusagen zurückzunehmen.

**) Für die EU sind anvisiert: Luxemburg - 28%, Deutschland -21%, Österreich -13%, Grossbritannien -12,5%, Belgien -7,5%, Italien - 6,5%, Niederlande -6%, Dänemark -2,1%, Frankreich und Finnland 0%, Schweden +4%, Irland +13%, Spanien +15%, Griechenland +25%, Portugal +27%.

***) Enquete-Kommission des Deutschen Bundestages „Schutz der Erdatmosphäre“ (Hrsg.), 1995: Mehr Zukunft für die Erde. Nachhaltige Energiepolitik für dauerhaften Klimaschutz (Schlußbericht). Economica, Bonn.

Nach zwei derartigen Kommissionen hat der Deutsche Bundestag seit 1995 keine Klima-Enquete-Kommission mehr eingerichtet. Es existiert zur Zeit aber eine Enquete-Kommission, die sich mit nachhaltiger Energieversorgung beschäftigt („Nachhaltige Energieversorgung unter den Bedingungen der Globalisierung und der Liberalisierung“).

Literatur

- Arntz, W.E., Fahrbach, E., 1991: El Niño. Klimaexperiment der Natur. Birkhäuser, Basel.
- Brause, R., 1995: Neuronale Netze. Teubner, Stuttgart.
- Cress, A., Schönwiese, C.-D., 1992: Statistical signal and signal-to-noise assessments of the seasonal and regional patterns of global volcanism-temperature relationships. *Atmosphäre* **5**, 31-46.
- CRU (Climatic Research Unit, Norwich University, UK, Jones, P.D., et al.), 2001: Klimadaten (insbesondere globale und hemisphärische Mitteltemperaturen); abrufbar über <http://www.cru.uea.ac.uk>.
- Cubasch, U., Kasang, ., 2000: Anthropogener Klimawandel. Klett-Perthes, Gotha u. Stuttgart.
- DMG (Deutsche Meteorologische Gesellschaft), 2001: Stellungnahme zu Klimaänderungen; abrufbar über dmg@met.fu-berlin.de
- Fezer, F., 1995: Das Klima der Städte. Perthes, Gotha.
- Grieser, J., Staeger, T., Schönwiese, C.-D., 2000: Statistische Analyse zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht Nr. 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt (vollständige und Kurzfassung auch abrufbar über <http://www.rz.uni-frankfurt.de/IMGF/meteor/klima>).
- Häberli, W., Hölzle, M., Maisch, M., 2001: Glaciers as key indicator of global climate change. In Lózan, J.L., et al. (ed.), s. unten, pp. 212-220.
- Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., 1980: Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact. *Nature* **288**, 230-235.
- Hantel, M., 1997: Klimatologie. In Raith, W. (Hrsg.), Bergmann-Schaefer Lehrbuch der Experimentalphysik, Band 7 (Erde und Planeten), De Gruyter, Berlin-New York, S. 311- 426.
- Hegerl, G., von Storch, H., Hasselmann, K., et al., 1996: Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method. *J. Clim.* **9**, 2281-2306.
- Heimann, M., 2000: Biogeochemische Spurenstoffkreisläufe. In Guderian, R. (Hrsg.), Handbuch der Umweltveränderungen und Ökotoxikologie, Band 1B (Atmosphäre), Springer, Berlin etc., S. 393-420.
- Höper, H., 1998: Klimaveränderungen durch Landnutzungsänderungen. In Lózan et al. (Hrsg.), s. oben, S. 144-149.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., et al. (eds.), 1996: Climate Change 1995. The Science of Climate Change. Contribution of WGI to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Univ. Press, Cambridge; 2001: Third Assessment Report in print, Policymakers Summary (20 pp.) available from <http://www.ipcc.ch>.
- Kepler, E., 1990: Sonne, Monde und Planeten. Piper, 2. Aufl., München-Zürich.
- Kuttler, W., 2000: Stadtklima. In Guderian, R. (Hrsg.), vgl. Heimann, S. 420-470.
- Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Transactions of the Royal Society of London* **A 266**, 425-533.
- Lean, J., Beer, J., Bradley, R.S., 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys. Res. Letters* **22**, 3195-3198.
- Lozán, J.L., Graßl, H., Hupfer, P. (Hrsg.), 1998: Warnsignal Klima. Das Klima des 21. Jahrhunderts. Wissenschaftliche Fakten. Wiss. Auswertungen, in Kooperation mit GEO, Hamburg (Bestellung: Lozan@rz.uni-hamburg.de); 2001: Climate of the 21st century: Changes and risks (überarbeitete englischsprachige Ausgabe, gleicher Verlag).
- Mann, M.E., Bradley, R.S., Hughes, M.K., 1999: Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Letters* **26**, 759-762.
- Mitchell, J.F.B., Johns, T.C., Gergory, J.M., Tett, S.F.B., 1995: Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature* **376**, 501-504.
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 2000: Naturkatastrophen (Berz, G., et al., Bearbeiter). Topics, Selbstverlag, München.
- Peixoto, J.P., Oort, A.H., 1992: Physics of Climate. American Institute of Physics, New York.
- Rapp, J., 2000: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. Bericht Nr. 212, Deutscher Wetterdienst, Selbstverlag, Offenbach.
- Rapp, J., und Schönwiese, C.-D., 1996: Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowiss. Arb., Serie B, Band 5, Univ. Frankfurt a.M., Selbstverlag, Frankfurt a.M.
- Roedel, W., 2000: Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. Springer, 3. Aufl., Berlin-Heidelberg.
- Schönwiese, C.-D., 1988: Volcanic activity parameters and volcanism-climate relationships within the recent centuries. *Atmosphäre* **1**, 141-156.
- Schönwiese, C.-D., 1994: Klimatologie, Ulmer (URB), Stuttgart, 1994.
- Schönwiese, C.-D., 1995: Klimaänderungen. Daten, Analysen, Prognosen. Springer, Berlin-Heidelberg.
- Schönwiese, C.-D., 1999: Das Klima der jüngeren Vergangenheit. *Physik uns. Zeit* **30**, 94-101.
- Schönwiese, C.-D., Rapp, J., 1997: Climate Trend Atlas of Europe - Based on Observations 1891-1990. Kluwer, Dordrecht-Boston-London.
- Schönwiese, C.-D., Walter, A., Rapp, J., Meyhöfer, S., Denhard, M., 1998: Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Bericht Nr. 102, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M.
- Schwarzbach, M., 1974: Das Klima der Vorzeit. Enke, Stuttgart.
- Walter, A., Denhard, M., Schönwiese, C.-D., 1998: Simulation of global and hemispheric temperature variations and signal detection studies using neural networks. *Meteorol. Z., N.F.*, **7**, 171-180.
- Walter, A., 2001: Zur Anwendung neuronaler Netze in der Klimatologie. Dissertation, im Druck, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M.